

Universidade Federal do Rio Grande - FURG

Instituto de Oceanografia

Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica

**ANÁLISE ESPACIAL E TEMPORAL DAS MUDANÇAS
NAS GELEIRAS DA PENÍNSULA ANTÁRTICA**

Aline Barbosa da Silva

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, como requisito parcial para a obtenção do Título de Doutora.

Orientador: Prof. Dr. Jorge Arigony Neto

Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Brasil.

Rio Grande, RS, Brasil.

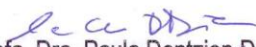
Agosto, 2016



ATA ESPECIAL DE DEFESA DE TESE DE DOUTORADO – 01/2016

Às quatorze horas do dia 25 de agosto do ano dois mil e dezesseis, no Auditório João Rocha - IO -FURG/Carreiros, reuniu-se a Comissão Examinadora da Tese de **DOUTORADO** intitulada " **ANÁLISE ESPACIAL E TEMPORAL DAS MUDANÇAS NAS GELEIRAS DA PENINSULA ANTÁRTICA**", da **Acad. ALINE BARBOSA DA SILVA**. A Comissão Examinadora foi composta pelos seguintes membros: Prof. Dr. Jorge Arigony - Orientador/Presidente - (IO/FURG), Profa. Dra. Paula Dentzien Dias - (IO/FURG), Prof. Dr. João Nicolodi - (IO/FURG), Prof. Dr. Jean Espinoza - (IFRS), Prof. Dr. Claudio Wilson Mendes Jr. - (UFRGS) e Dra. Juliana Costi - PosDoc (IMEF/FURG). Dando início à reunião, a Coordenadora Ajunta do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica, Profa. Dra. Grasiela Lopes L. Pinho, agradeceu a presença de todos e fez a apresentação da Comissão Examinadora. Logo após esclareceu que a Candidata teria um tempo de 45 a 60 min para explanação do tema, e cada membro da Comissão Examinadora, um tempo máximo de 30 min para perguntas. A seguir, passou à palavra a Candidata que apresentou o tema e respondeu às perguntas formuladas. Após ampla explanação, a Comissão Examinadora reuniu-se em reservado para discussão do conceito a ser atribuído a Candidata. Foi estabelecido que as sugestões de todos os membros da Comissão Examinadora, que seguem em pareceres em anexo, foram aceitas pelo Orientador/Candidata para incorporação na versão final da Dissertação. Finalmente, a Comissão Examinadora considerou a candidata **APROVADA**, por unanimidade. Nada mais havendo a tratar, foi lavrada a presente ATA que após lida e aprovada, será assinada pela Comissão Examinadora, pela Candidata e pelo Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica.



Prof. Dr. Jorge Arigony
Presidente

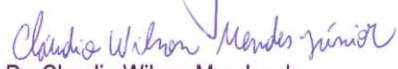

Profa. Dra. Paula Dentzien Dias


Prof. Dr. Jean Espinoza


Dra. Juliana Costi


Profa. Dra. Grasiela Lopes L. Pinho
Coordenadora Adjunta do PPGOFQG


Prof. Dr. João Nicolodi


Prof. Dr. Claudio Wilson Mendes Jr.


Acad. Aline Barbosa da Silva

*Dedico esta tese aos
meus pais Cleide Eli e José Barbosa,
porque o apoio e o amor deles
foi crucial para eu conseguir chegar aqui!*

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer ao meu orientador Dr. Jorge Arigony Neto, pela orientação, amizade e pelas oportunidades indescritíveis que me deu, conhecer a Patagônia e a Alemanha só foi possível com você e foram uma das experiências mais incríveis da minha vida, obrigada!

Ao professor Dr. Matthias Braun por me receber e orientar na Alemanha.

Aos meus pais Cleide Eli e José Barbosa, que sempre apoiaram em tudo que decidi pra minha vida, sem sombra de dúvida são as melhores pessoas que conheço e sou muito feliz por ser filha deles, amor incondicional. Ao meu querido irmão Diego e pelos sobrinhos maravilhosos que ele me deu, Lucas, Alice e Luiza. A minha família e aos meus avôs Iraci e Manoel, Maria e Epitácio.

Agradeço à família que formei em Rio Grande, o Cassius e o Lucas, por toda a paciência que tiveram no fim da tese, eu sei que fiquei chata! O Cassius Oliveira me ajudou de uma forma tão grande e profunda que palavras não descreveriam todo amor e respeito que tive dele. Ele superou com calma todas as minhas mudanças de humor. Ele é meu amigo, irmão, conselheiro e companheiro. Obrigada por tanto me incentivar a entrar no doutorado e obrigada por me ajudar com sugestões na tese.

Ao Cleidir Bicca que me ajudou muito com sugestões, ao Chris Göbel pelas inúmeras conversas sobre minha tese e a todos os amigos que fiz e cultivo no LaCrio, um ambiente jovem e descontraído.

Gostaria de agradecer imensamente a Camila Máximo e a Tainã Peres, a ajuda de vocês foi muito importante para a conclusão desta tese, assim como todos os estagiários que passaram pelo projeto GLIMS.

Ao Laboratório de Monitoramento da Criosfera (LaCrio), a Universidade Federal do Rio Grande (Furg), ao Programa de Pós Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica pelas oportunidades, aos professores do programa, a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa concedida e ao Interdisciplinary Modeling of Climate Change in Coastal Western Antarctica (IMCONet) pela bolsa na Alemanha.

Aos membros da banca, por terem aceitado avaliar e contribuir com esta tese.

RESUMO

O objetivo principal desta tese é caracterizar geomorfologicamente as geleiras da Península Antártica, bem como identificar padrões espaciais de mudanças na posição frontal dos diferentes tipos de geleira, entre 2001 e 2015. As bacias de drenagem glacial dessa região foram delimitadas com o uso de imagens ASTER e modelos digitais de elevação, e para as áreas não cobertas pelas imagens ASTER foram utilizados dados LANDSAT TM e ETM+ e dados do banco de dados *Antartic Digital Database* (ADD). A partir de uma classificação supervisionada foi gerada uma máscara para as áreas livres de gelo para que o cálculo de área das bacias de drenagem não fosse superestimado. O inventário de geleiras resultou na delimitação de 1906 bacias de drenagem, entre as latitudes 61°S e 73°S, correspondendo a uma área de 476.507,83 km². Deste total, as áreas livres de gelo correspondem a 5.363,38 km². Para a análise de morfometria glacial, foram desconsideradas as áreas livres de gelo e as áreas menores que 0,5 km², que representam 35 geleiras e uma área de 11,81 km². Deste total de 1872 bacias de drenagem, 16 são plataformas de gelo. Desconsiderando as plataformas de gelo, as 1857 geleiras restantes possuem tamanhos entre 0,14 km² e 35.347 km², com uma área equivalente a 342.696,56 km². Entre 2001 e 2015, as geleiras da Península Antártica perderam uma área de 1.339,68 km² em suas frentes de gelo e ganharam 91,34 km². Classificando a atividade da língua das bacias, é possível afirmar que 39% tiveram uma retração leve, e 21 % tiveram uma retração marcada e 9% avançaram sua porção frontal. As 16 plataformas de gelo contabilizam uma área de 128.436,08 km². Das 16 plataformas de gelo da área de estudo, 11 sofreram retração e um pedaço da Larsen B, que não estava em contato com a atual porção principal remanescente dessa plataforma desapareceu. As áreas iniciais das plataformas de gelo, em 2001, eram de 137.677,16 km², representando uma perda de 8.817,08 km² de frente com um avanço de 35,67 km². As bacias classificadas como de descarga se mostraram as mais sensíveis á mudanças, principalmente em relação a retração na sua frente. As bacias de drenagem glacial classificadas como desprendimento e flutuantes foram as mais sensíveis em relação a qualquer tipo de mudança, tanto no avanço como na retração da sua área frontal.

Palavras-chave: Inventário de geleiras, Península Antártica, classificação geomorfológica.

ABSTRACT

The major purpose of this thesis is to characterize geomorphologically glaciers of the Antarctic Peninsula, and to identify spatial patterns of changes in the frontal position of the different types of glaciers between 2001 and 2015. Limits of glacial drainage basins were identified using ASTER imagery and digital elevation models. Landsat TM and ETM + data and the Antarctic Digital Database (ADD) were used in areas not covered by ASTER images. A supervised classification of the satellite images generated a mask of ice-free areas. The inventory of glaciers resulted in the delimitation of 1906 drainage basins between latitudes 61°S and 73°S corresponding to an area of 476,507.83 km². Of this total, 5363.38 km² correspond to ice-free areas. Ice-free areas and glaciers smaller than 0.5 km² were not considered for estimating glacial morphometric data. The 1857 glaciers analyzed in this study have size between 0.14 km² and 35.347 km², with a total area of 342,696.56 km² (ice shelves are not included here). Between 2001 and 2015, 1.339.68 km² of ice was lost, while the area covered by glacier advance was estimated in 91.34 km². In general, 39% of the glaciers had a slight retreat, 21% had a marked retreat, and 9% advanced during the time period of the study. The 16 ice shelves totalize an area of 128,436.08 km². Between 2001 and 2015, 11 ice shelves experienced retreat and a piece of the Larsen B, which was not in contact with the current remaining major portion of this platform, disappeared. The initial area of ice shelves in 2001 was 137,677.16 km². The glaciers classified as outlet glaciers showed to be the most sensitive to change, especially in relation to frontal retreat. The glacial catchments classified as calving and floating were the most sensitive towards any change both advance and retreat of its frontal area.

Keywords: Inventory of glaciers, Antarctic Peninsula, geomorphological classification

Conteúdo

Agradecimentos	i
Resumo	ii
Abstract	iii
Lista de figuras	vii
Lista de tabelas	xii
Lista de Abreviações e siglas	xii
Lista de Símbolos	xiv
1. Introdução	1
1.1 Hipótese	5
1.2 Objetivo	6
1.2.1 Objetivos específicos	6
1.3 Área de estudo	7
1.3.1 Clima	9
1.3.2 Geologia	11
1.3.3 Oceanos adjacentes	13
2. Glaciologia	17
2.1 Geleiras	17
2.2 Plataformas de gelo	23
2.3 Processos da Erosão Glacial	25
2.3.1 Relevos da erosão glacial	27
2.3.2 Transporte de detritos glaciais	32
2.3.3 Sedimentação glacial	33
3. Fundamentação Teórica	34
3.1 Mudanças na Península Antártica	34
3.1.1 Inventários de Geleiras	40
3.2 Classificação geomorfológica das geleiras	44
3.2.1 Classificação primária	44
3.2.2 Classificações quanto à forma	48
3.2.3 Características frontais	49
3.2.4 Características longitudinais	51
3.2.5 Principal fonte de alimento	52
3.2.6 Atividade da língua	53
3.2.7 Morainas	55
3.2.8 Cobertura de detritos na língua	54

4. Materiais e Método	57
4.1 Dados satelitais e vetoriais	58
4.1.1 Dados satelitais	58
4.1.1.1 Imagem ASTER	60
4.1.1.2 Imagem LANDSAT TM e ETM+	62
4.1.1.3 Modelo Digital de Elevação	64
4.1.1.3.1 AsterGDEM	66
4.1.1.3.2 RAMP DEM	66
4.1.2 Dados vetoriais	67
4.1.2.1 Linha de costa do ADD (<i>Antarctic Digital Database</i>)	67
4.1.2.2 Pontos de identificação das geleiras	68
4.2 Programas e ferramentas	70
4.3 Referência cartográfica	71
4.4 Pré-processamento	69
4.5 Delimitação das bacias de drenagem	74
4.6 Delimitação das áreas livres de gelo	82
4.7 Dados morfométricos	85
4.8 Erros e incertezas do método	87
5. Resultados e Discussão	88
5.1 Comparação entre os inventários	90
5.2 Bacias de drenagem	104
5.2.1 Plataformas de gelo	104
5.2.1.1 Mar de Weddell	106
5.2.1.2 Mar de Bellingshausen	108
5.2.2 Geleiras	112
5.2.2.1 Ilhas	118
5.2.2.2 Norte Oeste	119
5.2.2.3 Norte Leste	120
5.2.2.4 Larsen	122
5.2.2.5 Centro Oeste	123
5.2.2.6 Sul Oeste	124
6. Conclusão	126
7. Referências bibliográficas	128
Apêndice	

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1: Localização da área de estudo no continente Antártico (retângulo vermelho). A imagem da Península Antártica é uma subcena do mosaico LIMA (USGS, 2007). **7**
- Figura 1.2. Mapa da elevação média em metros da Península Antártica. RAMP DEM (LIU *et al.*, 2001). **9**
- Figura 1.3: Extensão média do gelo marinho Antártico. Figura A no mês de Fevereiro e B no mês de Setembro, entre os anos de 1979 e 2010 (CAVALIERI; PARKINSON, 2012). **15**
- Figura 2.1: Curvas de ablação e acumulação no balanço de massa anual de uma geleira, sendo positivo no inverno e negativo no verão. Fonte: BENNETT & GLASSER (2009). **18**
- Figura 2.2.: Fácies ou zonas superficiais de uma geleira. Fonte: CUFFEY & PATERSON (2010). **19**
- Figura 2.3: Elementos do sistema de drenagem de uma geleira. A - lagos supraglaciais. B - fluxo de superfície. C - Zonas próximas do limite do *firn*. D - Moulins em túneis de drenagem subglacial (por escala a régua tem 10 m de altura). E - fendas no gelo que drenam água. F - fraturas com água. G - túneis subglaciais que aglutinam e saem na frente da geleira. H - Escape da geleira, proveniente de túneis e também de ressurgência de águas subterrâneas. Fonte: Adaptado de CUFFEY & PATERSON (2010). **21**
- Figura 2.4: Tipos de fluxo do gelo resultantes de diferentes tipos de fendas que se formam na superfície de uma geleira. Fonte: HAMBREY (1994). **22**
- Figura 2.5. Representação de uma plataforma de gelo. Adaptado de www.AntarticGlacier_s.org **23**
- Figura 2.6. Esquema representando a relação entre a velocidade de deslizamento basal e a concentração de detritos na base da geleira. Fonte: BENNETT & GLASSER, 2009. **26**
- Figura 2.7 Os quatro principais tipos de relevos aerodinâmicos. Adaptado de BANNETT & GLASSER, 2009. **29**
- Figura 3.1: Plataformas de gelo representadas em vermelho já colapsaram e as que estão escritas em preto ainda existem. A imagem da Península Antártica é uma subcena do mosaico LIMA (USGS, 2007). **37**
- Figura 3.2: Geleira Drygalski classificada como oscilando. Uma bacia de drenagem composta com braços unidos, de descarga, longitudinalmente cascata e com

- a frente flutuante. Em verde a frente da geleira de 02 de outubro de 2003, em azul a frente do dia 05 de fevereiro de 2010 e em vermelho a frente do dia 03 de fevereiro de 2015. A imagem é uma subcena ASTER do dia 03 de fevereiro de 2015. **54**
- Figura 4.1: Fluxograma da metodologia empregada na tese. **57**
- Figura 4.2: Área de recobrimento das cenas selecionadas para delimitar as bacias de drenagem glacial da Península Antártica. Em vermelho a cobertura das imagens ASTER e em azul as imagens LANDSAT TM e ETM+. A imagem da Península Antártica é uma subcena do mosaico LIMA (USGS, 2007). **59**
- Figura 4.3: Os MDE comparados. Em “A” o ASTER DTM, em “B” o GDEM1, em “C” o GDEM2, em “D” o RAMP DEM2, em “E” o ASTER DTM filtrado, em “F” o GDEM 1 filtrado e em “G” o GDEM 2. As elipses apresentam ruídos. Fonte ANDRADA *et al.*, 2013. **62**
- Figura 4.4: Pontos (em vermelho) do inventário de geleiras da PA ao norte de 70°S (RAU *et al.*, 2005). A imagem da Península Antártica é uma subcena do mosaico LIMA (USGS, 2007). **69**
- Figura 4.5: Processo de ortorretificação de uma imagem cônica original para uma imagem ortogonal. Fonte: (YAMAKAWA & FRASER, 2004). **73**
- Figura 4.6: Fluxograma da delimitação das bacias de drenagem do pacote hidrológico do programa ArcGIS. Fonte: ERSI (2012) modificado por ANDRADA, 2013. **74**
- Figura 4.7: Preenchimento de depressões para gerar uma bacia de drenagem (ESRI, 2015). **75**
- Figura 4.8: Cálculo da direção do fluxo da bacia de drenagem a partir de um DEM (ESRI, 2015). **75**
- Figura 4.9: Figura 4.5.4: Arquivos de direção de fluxo (A) e acumulação de fluxo (B) gerados a partir das ferramentas *flow direction* e *flow accumulation*, respectivamente. Nessa etapa do processamento, a rede de drenagem começa a tomar forma, no entanto o arquivo de fluxo acumulado gerado (B) é de difícil visualização e interpretação para que se possam delimitar bacias de drenagem de maneira eficiente. Fonte ANDRADA, 2013. **76**
- Figura 4.10: Exemplo da vetorização dos dados. (ESRI, 2016). **77**
- Figura 4.11: Representação dos pontos digitalizados no último píxel antes da linha de drenagem permanecer retilínea. E a partir desses pontos serão geradas as bacias de drenagem para cada geleira. Fonte ANDRADA, 2013. **77**
- Figura 4.12: Em (A) as bacias de drenagem delimitadas de forma automática e em (B) a com correção manual da delimitação automática, os círculos amarelos

- correspondem as principais diferenças entre a delimitação automática e manual. A imagem é uma subcena ASTER da geleira Sjöegren de 09 de Março de 2008 (ANDRADA, 2013). **78**
- Figura 4.12: Filtro suavizador pelo método de interpolação Bézier. (ESRI, 2016). **79**
- Figura 4.14: Curvas de nível do AsterDTM, com resolução de 100 m em azul e em vermelho os limites das bacias de drenagem. Subcena de uma imagem ASTER de 4 de Janeiro de 2011. **80**
- Figura 4.15: Bacia de drenagem com frente para a plataforma de gelo Larsen B. O círculo vermelho exemplifica a divisão entre a geleira e a plataforma de gelo, a linha de encalhe Subcena de uma imagem ASTER de 22 de novembro de 2001. **81**
- Figura 4.16: Exemplo de seleção de amostras de pixels em áreas de rochas coletadas para a criação das assinaturas espectrais usadas no algoritmo de máxima verossimilhança. Imagem ASTER de 13 de Janeiro de 2004. **82**
- Figura 4.17: Enganos ou Imprecisões da Máxima Verossimilhança. Fonte: CRÓSTA, 1993. **84**
- Figura 4.18: Limites das áreas livres de gelo em vermelho. O quadro em preto represente uma aproximação da área exemplificada. Imagem ASTER de 13 de Janeiro de 2004. RGB 321. **85**
- Figura 4.19: Exemplo da entrada e saída do cálculo no estatística zonal. **86**
- Figura 4.20: Tabela da estatística zonal geradas pelo DEM. **87**
- Figura 5.1: Limites das geleiras da Península Antártica em vermelho, 16 plataformas de gelo em azul e áreas livres de gelo em preto. A imagem da Península Antártica é uma subcena do mosaico LIMA (USGS, 2007). **89**
- Figura 5.2 Comparação dos limites das bacias drenagem glacial das ilhas James Ross e Vegas. Em “A” o mapa de Rabassa *et al.* (1982) e em “B” as bacias de drenagem deste inventário. As imagens ASTER da Ilha James Ross (em B) são de 13 de Fevereiro de 2014, 13 de Dezembro de 2008 e 03 de Março de 2009. **91**
- Figura 5.3: Em “A” mostrando a seção da imagem ERS-1 SAR de 13 de fevereiro de 1993 James Ross de Skvarca, Rott & Nagler, 1995. (1995), a linha branca da geleira em 1975 e a linha preta em 1988. Em “B” mostrando duas seções de imagens ASTER com retração entre de 03 de Março de 2009 e 13 de Fevereiro de 2014 das geleiras Tait (4), geleira 3 e a geleira Swift (10). As imagens ASTER da Ilha James Ross (em B) são de 13 de Fevereiro de 2014 e 13 de Dezembro de 2008 em RGB 321. **93**

- Figura 5.4: Comparação entre o inventário de Braun, Rau & Simões (2001) em “A”, mostrando a retração das geleiras (detalhe em branco) entre 1956 até 1995 e em “B” a os limites de geleiras e retração deste inventário (detalhe em vermelho), entre os períodos de 06 de dezembro de 2001 e 02 de dezembro de 2008. A imagem em “B” é uma subcena do mosaico LIMA. **95**
- Figura 5.5: Processo de delimitação da Ilha Liard. “a” Imagem LANDSAT com a linha de costa do ADD (em laranja) e a definição manual da terminação da geleira, entre os pares de pontos verdes. “b” RAMP DEM. “c” Divisão da geleira gerada pelo algoritmo de bacia hidrográfica. Fonte: BLISS, HOCK & COGLEY, 2013. **99**
- Figura 5.6: Ilha Liard com suas bacias de drenagem evidenciando a mudança das geleiras, na linha azul a frente das bacias em uma imagem ASTER de 03 de Fevereiro de 2006 e em vermelho a delimitação em 20 de Janeiro de 2010. Imagem ASTER de 20 de Janeiro de 2010. **100**
- Figura 5.7: Bacias de drenagem de Cook *et al.* (2014) em “A”, preto e as deste inventário em “B”, vermelho. A imagem da Península Antártica é uma subcena do mosaico LIMA (USGS, 2007). **101**
- Figura 5.8: Em “A” o inventário de geleiras de Davies *et al.*, 2012, em “B” o inventário de geleiras de Cook *et al.*, 2014, e em “C” este inventário. O círculo preto representa a mesma localidade nas 3 figuras. A imagem da Península Antártica é uma subcena do mosaico LIMA (USGS, 2007). **103**
- Figura 5.9: Atividade da frente das plataformas de gelo da PA. **104**
- Figura 5.10: Plataformas de gelo da Península Antártica. Em vermelho as plataformas no mar de Weddell e em verde as plataformas do mar de Bellingshausen. A imagem da Península Antártica é uma subcena do mosaico LIMA (USGS, 2007). **105**
- Figura 5.11. Plataforma de gelo Larsen B. Em “A” a porção noroeste da plataforma delimitada em 22 de janeiro de 2001 em verde, 02 de dezembro de 2006 em azul e na imagem do dia 03 de fevereiro de 2015 a plataforma não foi mais identificada. Em “B” a porção sudeste da plataforma delimitada em 22 de janeiro de 2001 em verde, 02 de dezembro de 2006 em azul e 03 de fevereiro de 2015 em vermelho. A imagem da plataforma de gelo é uma subcena do mosaico LIMA (USGS, 2007). **107**
- Figura 5.12: Plataforma de gelo Wilkins com a delimitação da bacia de drenagem de 29 de Janeiro de 2001 e 26 de Fevereiro de 2002 em vermelho, 12 de Setembro de 2009 em azul e 29 de Outubro de 2010 em verde. A imagem da Plataforma de gelo é uma subcena do mosaico LIMA (USGS, 2007). **110**

Figura 5.13: Atividade da língua das geleiras da PA, entre os períodos de 1997 á 2015.	112
Figura 5.14: Atividade da língua das 1857 bacias de drenagem glacial da PA entre 2001 e 2015.	113
Figura 5.15: Localização dos setores divididos para a análise das mudanças das bacias de drenagem da PA.	114
Figura 5.16: Classificação Primária das bacias de drenagem da PA.	115
Figura 5.17: Classificação em relação á forma das bacias de drenagem da PA.	115
Figura 5.18: Classificação em relação às caraterísticas frontais das bacias de drenagem da PA.	116
Figura 5.19: Classificação das caraterísticas longitudinais das bacias de drenagem glacial da PA.	116
Figura 5.20: Classificação das morainas da PA.	117
Figura 5.21: Classificação da cobertura de detritos das bacias de drenagem glacial da PA.	117
Figura 5.22: Atividade da língua das bacias de drenagem das ilhas da PA entre 2001 e 2015.	118
Figura 5.23: Atividade da Língua das bacias de drenagem da região Norte Oeste da PA entre 2001 e 2015.	119
Figura 5.24: Atividade da língua do Norte Leste da PA entre 2001 e 2015.	120
Figura 5.25: Atividade da língua das geleiras da região da Larsen na PA entre 2001 e 2015.	122
Figura 5.26: Atividade da língua das bacias de drenagem da região centro Oeste da PA entre 2001 e 2015.	123
Figura 5.27: Atividade da língua das geleiras da região Sul Oeste da PA entre 2001 e 2015.	124

LISTA DE TABELA

Tabela 3.1: Parâmetros propostos para caracterizar de forma morfológica geleiras da Península Antártica. RAU <i>et al.</i> , 2010	41
Figura 3.2: Geleira Drygalski classificada como oscilando. Uma bacia de drenagem composta com braços unidos, de descarga, longitudinalmente cascata e com a frente flutuante. Em verde a frente da geleia e 02 de outubro de 2003, em azul a frente do dia 05 de fevereiro de 2010 e em vermelho a frente do dia 03 de fevereiro de 2015. A imagem é uma subcena ASTER do dia 03 de fevereiro de 2015.	54
Tabela 4.1. - Características dos sensores ASTER	60
Tabela 4.2 – Produto do sensor ASTER.	61
Tabela 4.3: Características do sensor TM a bordo dos satélites LANDSAT 4 e 5. Fonte: EMBRAPA (2011).	62
Tabela 4.4 Características do sensor ETM+ a bordo do satélite LANDSAT 7. Fonte: EMBRAPA (2011).	63
Tabela 5.1: Variação na frente das geleiras no Norte da Península Antártica elaborado por Rau <i>et al.</i> , 2004.	96
Tabela 5.2: Variação na frente das geleiras do Norte da PA.	97
Tabela 5.3: Número de geleiras avançando e retraindo no período de 1988 até 2009. Fonte: DAVIES <i>et al.</i> , 2012.	98
Tabela 5.4: Retração e avanço das geleiras do Norte da PA.	98
Tabela 5.5: Dinâmica de mudanças na área das plataformas de gelo do mar de Weddell. Os valores de mudança negativos referem-se a perda de área, já as positivas representam um ganho de área.	106
Tabela 5.6: Dinâmica de mudanças na área das plataformas de gelo do mar de Bellingshausen. Os valores de mudança negativos a perda de área.	108

LISTA DE ABREVIÇÕES E SIGLAS

ADD - Antarctic Digital Database
AFA Água de Fundo Antártica
ASTER - Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
BP - antes do presente
C - Celsius
CERES - Clouds and the Earth's Radiant Energy System Network
CCA - Corrente Circumpolar Antártica
CO₂ - Dióxido de carbono
CSA - Canadian Space Agency
DoD - Departamento de Defesa Americano
DTM - Digital Terrain Model
EOS - Earth Observing System
ENVI - Environment for Visualizing Images
ERS-1/2 - Earth Remote Sensing Satellites 1 e 2
ETM+ - Enhanced Thematic Mapper Plus
Etc et cetera, que significa "e as demais coisas"
FURG - Universidade Federal do Rio Grande
GLIMS - Global Land Ice Measurements from Space
GPS - Sistema de Posicionamento Global
ICSU - International Council for Science
IDL - Interactive Data Language
IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change
i.e - isto é
J - joule
Ka - mil anos
Km² - Quilômetros quadrados
Kg m⁻³ – Quilograma por metro cúbico
LaCrio - Laboratório de Monitoramento da Criosfera
LANDSAT - Land Remote Sensing Satellite
METI - Japan's Ministry of Economy, Trade and Industry
M - Metros
MISR - Multi-angle Imaging Spectroradiometer
MDE - Modelo digital de elevação
MODIS - Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer

MOPITT - Measurements of Pollution in the Troposphere
NASA - National Aeronautics and Space Administration
NSIDC - National Snow & Ice Data Center
RAMP - Radarsat Antarctic Mapping Project
SAR - Synthetic Aperture RADAR
PA - Península Antártica
PSFG - Permanent Service on Fluctuations of Glaciers
RPCs - Coeficientes Polinomiais Racionais
S - Sul
SCAR - Scientific Committee on Antarctic Research
SIG - Sistema de coordenada geográfica
SQL - Structured Query Language
SWIR - Shortwave Infrared
TIR - Thermal Infrared
TM - Thematic Mapper
TTS/WGI - Temporal Technical Secretariat/World Glacier Inventory)
UNESCO - United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
USGS - United States Geological Survey
VNIR - Visible and Near Infrared
W - Oeste
WGMS - World Glacier Monitoring Service
WGI - World Glacier Inventory
WGS 84 – World Geodetic System 1984

LISTA DE SÍMBOLOS

% porcentagem

1. INTRODUÇÃO

O gelo ocorre nas áreas continentais da Terra e na superfície da água em uma variedade de formas, sendo as mais notáveis as geleiras continentais (mantos de gelo) que cobrem grande parte da Antártica e da Groenlândia. Essa cobertura de gelo tem variado nos últimos 30 milhões de anos e sua expansão e retração influenciam geologicamente, climatologicamente e biologicamente os ambientes, evidenciando os fluxos do passado e do presente (RAFFERTY, 2011).

Criosfera é o termo coletivo para estes componentes do sistema Terrestre que contém uma substancial fração de água no estado congelado, seja ela água doce de rio ou lago, gelo marinho, plataformas de gelo, geleiras, mantos de gelo (Antártico e Ártico) e o solo congelado (*permafrost*) (SIMÕES, 2004; SLAYMAKER & KELLY, 2007). Ambiente este que desempenha um papel importante no balanço de energia terrestre (VAUGHAN *et al.*, 2013).

O clima da Terra vem mudando, e essas mudanças tem se tornado cada vez mais evidentes nos últimos anos, principalmente nesses 10% da superfície terrestre que engloba a Criosfera (RAFFERTY, 2011), pois seus componentes são inerentemente sensíveis às mudanças de temperaturas ao longo do tempo, sendo ela uma integradora natural da variabilidade climática, fornecendo algumas das assinaturas mais visíveis das mudanças climáticas.

Os mantos de gelo mudam radicalmente o relevo e sedimentos abaixo deles e registros tem mostrado que a cobertura de gelo na Terra não é consequência somente da oscilação no clima global. Eles também ajudam a regular as mudanças climáticas por modificação e interação com a atmosfera. Entender estes mantos de gelo e as geleiras é fundamental para entendermos os mecanismos de mudanças climáticas globais (BENNETT & GLASSER, 2009).

Porém, ela não é um simples indicador de mudanças climáticas. Cada componente desempenha um papel diferente e significativo nos sistemas físicos, biológicos e sociais. Mantos de gelo e geleiras controlam a elevação no nível do mar, grandes perdas nestes sistemas afetam a circulação e os ecossistemas marinhos. Geleiras em latitudes médias são fontes primordiais de água doce para as populações que a cercam. Aproximadamente 70% de toda a água doce potável do planeta estão sob a forma de gelo, depositadas principalmente em geleiras e mantos de gelo (PHILIPPI JR., ROMÉRIO & BRUNA, 2014).

Para compreendermos o que cada componente representa e avaliar seus possíveis impactos é preciso mapear essas regiões. Pensando nisso, o *World Glacier Monitoring Service* (WGMS), foi criado pela Comissão Internacional de Geleiras no 6º Congresso Internacional de Geologia, em Zurique, na Suíça em 1894, e vem coletando informações sobre o balanço de massa das geleiras do planeta. A partir de 1986, o WGMS juntou-se ao PSFG (*Permanent Service on Fluctuations of Glaciers*) e ao *World Glacier Inventory* (WGI). Começaram a disponibilizar relatórios anuais com dados sobre as geleiras, incluindo informações de balanço de massa, volume, área e comprimento de geleiras ao longo do tempo (flutuações das geleiras), assim como informações espaciais na distribuição de gelo superficial perene no espaço (*i. e.*, inventário de geleiras).

Tais dados de flutuações e inventários de geleiras constituem uma prioridade chave para monitorar o sistema climático, pois são uma base para a modelagem hidrológica com relação a possíveis efeitos do aquecimento atmosférico, fornecendo informações fundamentais para a glaciologia, geomorfologia glacial e geologia quaternária. Porém, as maiores coberturas de informações do WGMS são para os Alpes e Escandinávia, onde longos e ininterruptos registros estão disponíveis.

No intuito de abranger todas as geleiras do planeta foi criado o projeto *Global Land Ice Measurements from Space* (GLIMS), coordenado pela Universidade do Arizona e pelo *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC) dos Estados Unidos, que padronizou a coleta de informações geoespaciais, utilizando imagens satelitais do sensor *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER), assim como Modelos Digitais de Elevação (MDE), para delimitar as bacias de drenagem das geleiras e classifica-las de acordo com suas características morfológicas e métricas.

Bacias hidrográficas constituem um conjunto de drenagem de um sistema terrestre. Na glaciologia, esse conceito é adaptado para bacia de drenagem glacial, que representa a massa de gelo de uma geleira, ou seja, toda neve e gelo que é direcionada para um único curso, onde este fluxo pode chegar ao mar, uma plataforma de gelo, no continente ou a outras geleiras tributárias.

O inventário de geleiras do GLIMS contém a distribuição espacial de geoformas glaciais em um sistema de informações geográficas (SIG), tendo as frentes das bacias de drenagem delimitadas com diferentes imagens ASTER, inferindo assim a extensão, espessura, comportamento da massa de gelo, direção do movimento do gelo e padrão de retração glacial (COLGAN & PRINCIPATO, 1998; CLARK *et al.*, 2000).

Aproximadamente 60 instituições estão envolvidas no projeto GLIMS, coletando dados ao redor do planeta. As diferentes regiões do planeta com a presença de geleiras são divididas entre centros regionais, responsáveis por liderar o inventário de geleiras na região de sua responsabilidade. O responsável pela Península Antártica (PA) é o Laboratório de Monitoramento da Criosfera (LaCrio) inserido na Universidade Federal do Rio Grande (FURG).

Esta tese se baseia na elaboração de um inventário de geleiras da Península Antártica (PA). Além de seguir o padrão GLIMS de delimitação e classificação geomorfológica, o estudo compara a retração das bacias de drenagem com as classificações geomorfológicas no intuito de identificar padrões de mudanças glaciais. Para análise dos resultados foi elaborado em SIG um banco de dados com referências bibliográficas de mudanças dessas geleiras. As áreas que não foram cobertas pelas imagens ASTER foram preenchidos com imagens LANDSAT TM e ETM+ e a linha de costa do *Antarctic Digital Database (ADD)*.

A Antártica é uma parte essencial do sistema terrestre, comportando 85,7% do gelo, seu clima, características físicas e propriedades biológicas do continente e do oceano circundante, estão interligados ao ambiente global através da circulação oceânica, atmosférica e pela troca de CO₂.

A Antártica possui 90% de sua massa de gelo continental drenada por correntes de gelo e geleiras de descargas que fluem rapidamente para o oceano, e uma grande parte para plataformas de gelo (BAMBER *et al.*, 2000).

A PA é a porção mais ao norte do continente Antártico e está no limite do gelo marinho sazonal. Por estas razões tem maior sensibilidade a variações climáticas (DE ANGELIS & SKVARKA, 2003; RAUP, 2006), pois ela é influenciada tanto por massas de ar frias subpolares, como por massas de ar quentes de latitudes médias, tendo sua localização na zona da frente polar.

Essa sensibilidade a variações nas temperaturas oceânicas e do ar superficial faz com que a PA sinta de forma mais intensa as variações climáticas recentes (ROTT *et al.*, 2011a), constatadas por mudanças que ocorreram nos últimos 60 anos (VAUGHAN *et al.*, 2003), e seja selecionada pelo *Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)* como um entre os 8 lugares a serem investigados em relação às mudanças climáticas (RAUP, 2006; IPCC, 2007).

A mudança mais significativa mostra o aumento de cerca de 2°C na temperatura superficial do ar (SKVARCA *et al.* 1998; MORRIS & VAUGHAN, 2003; SCAMBOS *et al.*, 2004) que causou uma sequência de eventos em algumas partes da PA durante a década de 90 (MENDES-JÚNIOR *et al.*, 2009; HATTERMANN &

LEVERMANN, 2010; DAVIES *et al.*, 2012; SILVA *et al.*, 2014; VÄLISUO, VIHMA & KING, 2014; HOLT *et al.*, 2014), como desintegração, fragmentação (ALEXANDER, DAVIES & SHULMEISTER, 2013; KUNZ *et al.*, 2012), mudança na linha de neve das geleiras (ARIGONY-NETO, *et al.* 2009), além do colapso e retração de plataformas de gelo dessa região (RACK & ROTT, 2004; COOK, *et al.* 2005; BENN, WARREN & MOTTRAM, 2007; BERTHIER, SCAMBOS & SHUMAN, 2012), o que indicou que estes locais estão reagindo rapidamente a essa tendência de aumento de temperatura.

Com o colapso ou desintegração dessas plataformas de gelo, várias de suas geleiras tributárias tiveram alteração na sua dinâmica de fluxo, marcada por uma aceleração inicial, seguida por posterior diminuição e estabilização da velocidade de fluxo das geleiras (RIGNOT *et al.*, 2004b; SCAMBOS *et al.*, 2004; HULBE *et al.*, 2008; KLEMAN & APPLGATE, 2014; SILVA *et al.*, 2014). Esses processos estão diretamente ligados às mudanças no nível médio dos mares (BINDSCHADLER; SCAMBOS, 1991; LEVERMANN *et al.*, 2014).

1.1 Hipótese

Recentes alterações no clima vêm causando uma série de mudanças nas massas de gelo da PA (KUNZ, *et al.* 2012; BERTHIER, SCAMBOS & SHUMAN, 2012; ALEXANDER, DAVIES & SHULMEISTER, 2013; COOK, *et al.*, 2014), dentre as quais podemos destacar uma série de eventos de retração e colapso de plataformas de gelo (RACK & ROTT, 2004; COOK, *et al.* 2005; BENN, *et al.* 2007; KUNZ, *et al.* 2012; ALEXANDER, DAVIES & SHULMEISTER 2013). Como consequências, várias geleiras tiveram alteração na sua dinâmica de fluxo, marcada por uma aceleração inicial, seguida por posterior diminuição e estabilização da velocidade (RIGNOT *et al.*, 2004b; SCAMBOS *et al.*, 2004; HULBE *et al.*, 2008; KLEMAN & APPLGATE, 2014).

Com base nestas mudanças recentes nos sistemas glaciais da PA, a hipótese da tese é de que é possível identificar padrões espaciais de mudanças nos diferentes tipos de geleiras, através da comparação das características geomorfológicas das geleiras com as mudanças na posição da sua frente.

1.2 Objetivo geral

O objetivo principal desta tese é caracterizar geomorfológicamente as geleiras da Península Antártica, bem como identificar padrões espaciais de mudanças na posição frontal dos diferentes tipos de geleira, entre 2001 e 2015.

1.2.1 Objetivos específicos

1. Delimitar as bacias de drenagem glacial da Península Antártica com o uso de imagens ASTER e modelos digitais de elevação;
2. Identificar as características geomorfológicas das geleiras da Península Antártica;
3. Montar um banco de dados em sistema de informação geográfica, com informações geomorfológicas e morfométricas das bacias de drenagem glacial estudadas;
4. Identificar padrões espaciais e morfológicos de mudanças na posição frontal das geleiras.

1.3 Área de estudo

A Antártica é o continente mais elevado do planeta, com uma altitude média de 2.500 m, superando 4.000 metros no platô Antártico.

A Península Antártica (figura 1.1) é a parte mais setentrional do continente Antártico, com áreas que se estendem ao norte do Círculo Polar Antártico, possuindo de 30 a 350 km de largura entre os mares de Bellingshausen e Weddell (AHLERT, 2005), com um platô interno com elevação média de 2.800 metros de altitude, e tendo como ponto mais alto o Monte Jackson, com 3.000 metros (KING & TUNER, 1997).

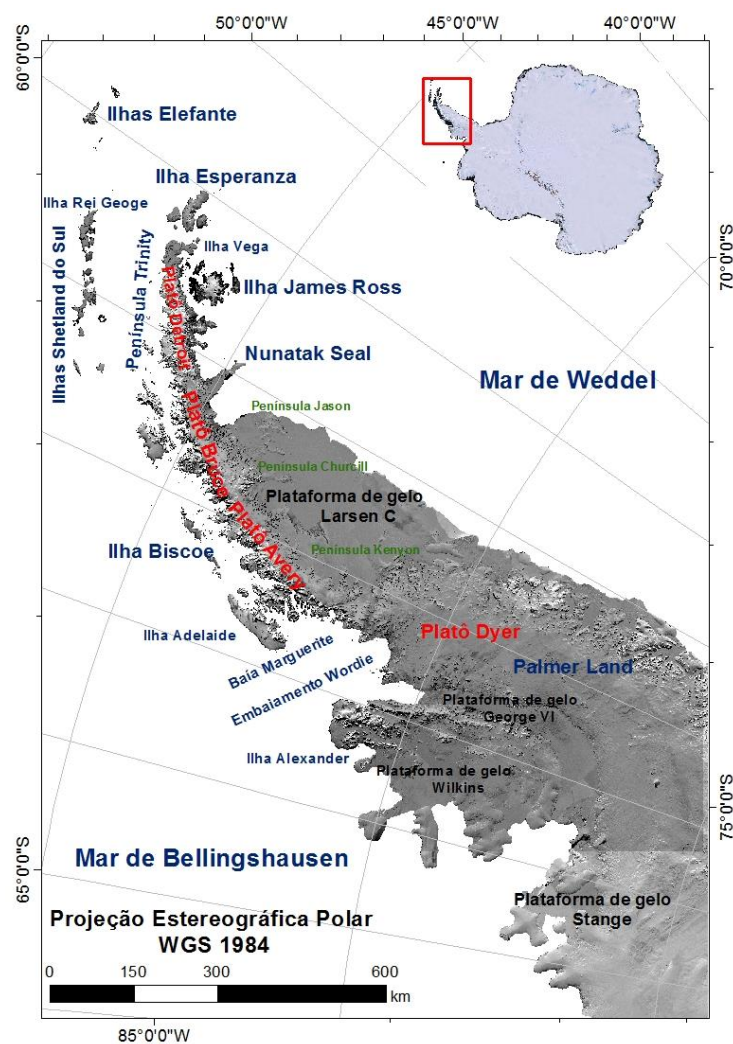


Figura 1.1: Localização da área de estudo no continente Antártico (retângulo vermelho). A imagem da Península Antártica é uma subcena do mosaico LIMA (USGS, 2007).

Essas características geomorfológicas da Península Antártica fazem com que as massas de ar úmidas vindas de oeste encontrem o platô da península e tragam precipitação de neve para a região, o que difere da região do mar de Weddell (KING & TUNER, 1997), que é mais fria em relação à do mar de Bellingshausen (MORRIS & VAUGHAN, 2003), por conter gelo marinho na frente das geleiras o ano todo (COMPAGNUCCI & BARREIRA, 2012; WEISS *et al.*, 2012). Dessa maneira, a topografia da região atua como uma barreira natural da circulação atmosférica nessa península (REYNOLDS, 1981).

A região possui uma susceptibilidade climática que vem sendo confirmada em estudos que mostram que a Península Antártica apresentou uma tendência de aquecimento de $3,8 \pm 0,7^{\circ}\text{C}$ nos últimos 100 anos (MORRIS & VAUGHAN, 2003). Essa tendência de aquecimento foi mais intensa na costa oeste e centro-oeste (SILVA *et al.*, 2014) da Península Antártica, sobretudo nas maiores latitudes foi mais expressiva no inverno austral.

Toda a região teve mudanças na temperatura do ar superficial, principalmente no verão, que causaram impactos na dinâmica das geleiras locais. Além disso a cobertura de neve sazonal vem diminuindo ao longo do tempo (VAUGHAN, 2006).

Essas geleiras apresentaram grande perda de massa de gelo, principalmente por meio da retração das suas frentes (SIMÕES *et al.*, 1999; ROTT *et al.*, 2002; DE ANGELIS; SKVARCA, 2003; ARIGONY-NETO, 2006; PRITCHARD & VAUGHAN, 2007; BENN, WARREN & MOTTRAM, 2007; BERTHIER, SCAMBOS & SHUMAN, 2012). O aumento da temperatura do ar superficial ocorrido nessa região (DE ANGELIS & SKVARCA, 2003) provocou um desequilíbrio no balanço de massa dessas geleiras (ROTT *et al.*, 2011a). A maior persistência das condições de ablação e o maior volume de água de derretimento foram fatores que promoveram a aceleração do fluxo de geleiras locais (COOK *et al.*, 2005).

Com a redução da camada de neve e gelo, tende a diminuir o albedo (WEISS *et al.*, 2012), pois essas camadas não refletirão mais a radiação de volta para a atmosfera (SLAYMAKER & KELLY, 2007) e assim será absorvido mais calor pela superfície de rochas, desencadeando um maior aquecimento regional. Após um determinado tempo, este “excesso de calor” poderá ser transferido para outras regiões mais próximas da Península Antártica.

1.3.1 Clima

A PA tem um clima glacial marinho polar para subpolar, com verões chuvosos e inverno nevado. Dominado por uma barreira montanhosa, como visto no modelo digital de elevação na figura 1.2, os fortes ventos e a precipitação se mantem na região oeste do mar de Bellingshausen.

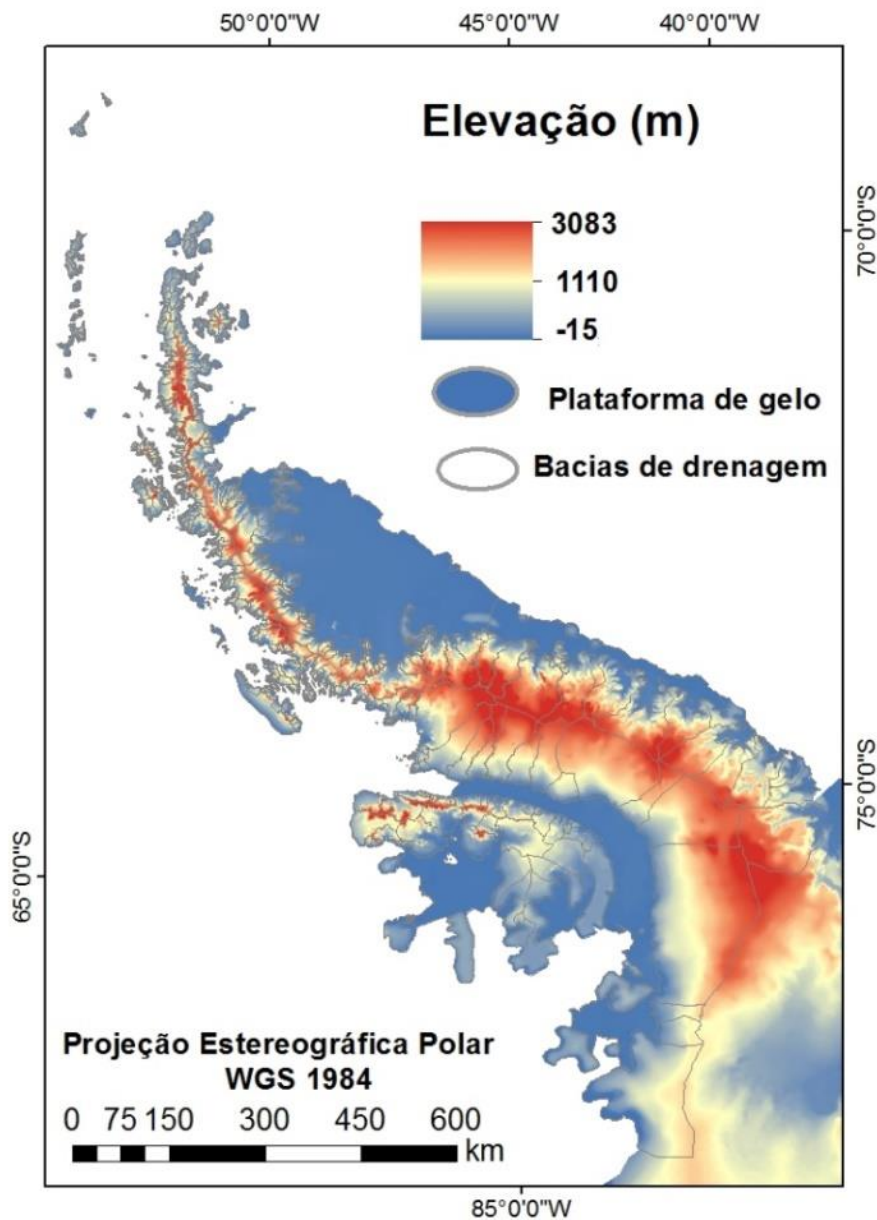


Figura 1.2. Mapa da elevação média em metros da Península Antártica. RAMP DEM (LIU *et al.*, 2001).

No hemisfério sul existe um permanente Anticiclone, centrado sobre a Antártica, com pouca variação entre Janeiro e Julho, a Alta Polar do Sul, com um centro de alta pressão, formado pelo braço descendente da Célula Polar, que gera uma circulação na baixa atmosfera denominada ventos catabáticos. Isto ocorre porque o continente é coberto por uma espessa camada de gelo e é sempre frio. Em torno desta alta, há uma banda de baixa pressão profunda, com fortes ventos de oeste no seu lado norte (KING & TURNER, 1997).

Existe também um forte gradiente climático de Leste para Oeste nas íngremes montanhas do Norte, enquanto nas suaves montanhas do Sul o clima próximo da superfície é dominado por ventos catabáticos. Nas planas plataformas de gelo, onde a força dos ventos catabáticos é fraca, a variabilidade interanual da temperatura é maior (Van WESSEM *et al.*, 2015). As extensas superfícies inclinadas e o resfriamento ininterrupto da superfície por muitos anos permitem o desenvolvimento da circulação catabática em grande escala. Os fluxos de massa provenientes do sul trazidos pelos ventos catabáticos são compensados pela subsidência na média troposfera que, por sua vez, implica em convergência horizontal na superfície. Assim, o ar frio é exportado dos baixos níveis, enquanto o ar aquecido é advectado das latitudes médias em direção a Antártica, havendo subsidência sobre o continente (KING & TURNER, 1997). A intensidade dos ventos catabáticos é proporcional à inclinação do terreno subjacente e, assim, os ventos mais intensos são encontrados próximos às regiões mais íngremes.

Apesar dos seis meses de escuridão do inverno, a incidência da energia solar no Polo Sul é muito grande, mas 75% dessa energia é refletida pela superfície de gelo, devido ao alto albedo. Porém, essa grande influência do albedo não evitou que nos últimos anos o verão austral na PA alcançasse temperaturas positivas, especialmente na porção norte, onde as geleiras e as plataformas de gelo estão respondendo rapidamente a esse aumento progressivo da temperatura do ar.

Essas mudanças são medidas pelas estações meteorológicas instaladas no norte da PA, onde tem se registrado os recordes positivos de temperatura, principalmente com um aumento na precipitação durante o inverno (TURNER, COLWELL & HARANGOZO, 1997). Mudança esta originária do mar de Bellingshausen (TURNER *et al.*, 1998).

A estação meteorológica de Faraday/Vernadsky (65^o14'S, 64^o15'W), em operação desde meados da década 1940, tem registrado um aumento na média da temperatura anual de cerca de 2,5^oC, ao longo de 50 anos, com temperaturas sensíveis a cobertura de gelo marinho no mar de Bellingshausen (KING, 1994).

Em um estudo com dados obtidos entre 1956 e 1994 na estação Faraday/Vernadsky, os registros mostram um aumento na precipitação no inverno de cerca de 50% (TURNER, COLWELL & HARANGOZO, 1997), que pode ter ocorrido devido ao aumento de ciclones no mar de Bellingshausen (TURNER *et al.* 1995). Também no inverno e no mesmo local, Turner *et al.* (2005a) verificaram um aquecimento de $0,109 \pm 0,088^{\circ}\text{C a}^{-1}$ e $0,056 \pm 0,043^{\circ}\text{C a}^{-1}$ durante o ano (um aumento de cerca de $0,56^{\circ}\text{C década}^{-1}$), para o período 1951-2000, e constataram que a região que mais sofreu com o aquecimento da temperatura foram as Ilhas Shetland do Sul, com um aumento de $0,20^{\circ}\text{C década}^{-1}$. Já Marshall, Lagun & Lachlan-Cope, (2002), registraram um aquecimento de cerca de $0,057 \pm 0,022^{\circ}\text{C a}^{-1}$ para essa estação durante o período entre 1956 e 1999.

Em um estudo cobrindo um período maior de tempo (1904-2000), Morris & Vaughan (2003) estimaram um aumento na temperatura do ar de $0,035 \pm 0,010^{\circ}\text{C a}^{-1}$.

Van Wessem *et al.* (2015) geraram mapas de temperaturas com dados de modelos de reanálise climática e constataram entre os anos de 1979-2013 um aumento significativo na temperatura no noroeste e um estatisticamente significativo esfriamento no leste e sul da PA.

As tendências de aumento na temperatura estão relacionadas a uma complexa interação de mudanças na circulação atmosférica, levando ventos quentes do oceano para o noroeste e ventos frios das plataformas de gelo para o leste (Van WESSEM *et al.*, 2015). Conforme a temperatura do mar aumenta, a umidade contida nos fluxos atmosféricos aumenta e estes fluxos são forçados a subir a topografia (QU, HALL & BOÉ, 2012).

1.3.2 Geologia

A PA é formada predominantemente por arcos de ilhas magmáticos do Mesozoico, associados com a subducção do fundo oceânico do proto-Pacífico abaixo da margem do paleo-Pacífico de Gondwana, antes do solo marinho do médio-Jurássico espalhar e quebra-lo.

Ela constitui-se da continuação da cordilheira dos Andes com uma dorsal submarina ligando as duas cadeias montanhosas (BELL & KING, 1998).

Experimentado uma subducção contínua por mais de 200 milhões de anos, suas mudanças nas configurações continentais durante a fusão e separação dos

continentes mudaram a orientação da própria península, bem como as rochas vulcânicas subjacentes associados às zonas subducção (STRANHLER, 2011).

A geologia da Península Antártica ocorreu em três etapas: 1 - fase pré-subducção da deposição da bacia marginal, mais tarde, separadas pela orogênese em Gondwana durante o Triássico Permiano-Triássico; 2 - A média fase de subducção, caracterizada pela formação da Península Antártica (interior) e Ilhas Shetland do Sul (exterior), os arcos magmáticas, durante o Médio Jurássico-Mioceno; 3 - A fase de subducção tardia que ocasionou na abertura do canal Bransfield e as costas do arco das bacias. Seguido por contemporânea atividade terrestre e vulcânica (principalmente silíceos) submarino, a partir do Oligoceno até o presente (DZIAK *et al.*, 2010). Os embasamentos da PA, amplamente expostos pelo soergimento e erosão, são principalmente metamórficos de alto grau, como gnaisse e rochas ígneas silíceas. A região onde está a plataforma de gelo George IV (figura 1.3.1) foi criada por compressão de arcos vulcânicos, no Jurássico-Cretáceo, quando rochas magmáticas separou a ilha Alexander da Terra de Palmer (ROWE, 1973; AYLING, 1984; LEAT & SCARROW, 1994; WAREHAM, MILLAR & VAUGHAN, 1997).

Hoje em dia, a geomorfologia que vemos na PA é uma consequência da erosão glacial, relevos e sedimentos criados pelo manto de gelo e geleiras no passado e presente. Na Terra, os mantos de gelo cresceram e diminuíram muitas vezes durante a Era Cenozoica, e nestes últimos 65 milhões de anos o clima mudou drasticamente, criando o manto de gelo Antártico, seguido da Groelândia e o norte Ártico (BENNETT & GLASSER, 2009).

As geleiras e mantos de gelo são agentes de transporte, porque a medida que fluem em direção à sua margem, eles movem e transportam detritos com eles, este processo reduz a elevação do terreno sob a camada de gelo pela erosão e aumenta a deposição perto da margem, onde o material é liberado. Este material que entranha nas camadas basais da geleira é denominado de detrito basal.

Esta erosão glacial, que envolve a ação de percolação de detritos basais, carregados abaixo da superfície na base rochosa de uma geleira é controlado pela pressão normal efetiva e a pela velocidade do gelo. A erosão glacial se forma através de 3 processos: abrasão glacial, que envolve o fraturamento e o entranhamento da base rochosa; Extração glacial é o meio pela qual a geleira remove largos blocos de fragmentos da sua base; e pela ação do degelo glacial.

A natureza da erosão glacial de uma partícula depende do regime térmico basal, porque este é controlado fundamentalmente pelo suplemento de degelo na base da geleira e então é detectada a presença ou ausência de deslizamento basal,

ou seja, a geleira necessita uma base aquecida para um efetivo deslizamento basal. Geleiras de base fria possuem uma erosão basal muito menos eficiente. Como o regime térmico basal é cíclico, as taxas de erosão glacial podem variar com o tempo (BENNETT & GLASSER, 2009).

Diferente da Antártica que possui geleiras de base-fria e um espesso manto de gelo, a PA é distinta com suas geleiras e capas de gelo de base-úmidas e temperadas, com baixas cargas de detritos supraglaciais, pois a cobertura de gelo é extensa e possui poucos afloramentos rochosos. Portanto, a erosão glacial deve ocorrer por abrasão subglacial (subcapítulo 2.2)

O relevo de gelo marginal produzido diretamente pela ação de uma geleira é conhecido como morainas de gelo marginal, um nome genérico para depósito glacial. Elas são formadas pela ação dos processos como: Gelo marginal ou glacioteclônicas submarginais; Despejo marginal de detritos via uma variedade de processos incluindo quebra de rochas e fluxo de detritos; Superfície de gelo/degelo marginal; e transporte subglacial e degelo de detritos.

A PA possui uma grande variedade de geoformas glaciais, sendo que a maior parte, aproximadamente 85% da sua área total é constituída por geleiras de descarga, ou seja, geleiras que drenam suas massas de gelo para o mar ou para uma plataforma de gelo e 42% são geleiras de desprendimento, que estão perdendo suas massas diretamente para o oceano (COOK *et al.*, 2014).

1.3.3 Oceanos adjacentes

Os oceanos estão em constante movimento devido à energia do sol e a rotação da terra. Esses movimentos geram as correntes oceânicas, que possuem padrões de circulação em cada região por diferença de temperatura e salinidade na água. As águas mais frias e densas lentamente afundam e fluem em direção ao equador, a baixa temperatura na água é influenciada pelo derretimento das massas de gelo polares. Nasce assim à circulação de oceano profundo, a termohalina, controlada pelas diferenças de temperatura (termo) e salinidade (halina), gerando um movimento vertical, graças à expulsão do sal da água na formação do gelo marinho, aumentando a salinidade da água, deixando-a mais densa e afundando-a. O conteúdo relativamente alto de oxigênio das águas profundas, em relação às águas mais superficiais reflete a sua origem polar. Sem a fonte superficial desse gás, as águas

profundas dos oceanos poderiam esgotar o oxigênio pela oxidação do material orgânico (McPHEE, 2008).

O oceano Austral, águas que banham o Continente Antártico, é representado pelo mar de Amundsen, o mar de Bellingshausen, parte da passagem de Drake, o mar de Ross e o mar de Weddell.

A principal componente da circulação termohalina no Oceano Austral é a Corrente Circumpolar Antártica (CCA), com um giro ciclônico no mar de Weddell e Ross. A CCA é a única corrente no globo que circula um continente sem encontrar uma barreira terrestre.

A Água de Fundo Antártica (AFA) capta às águas quentes vindas de latitudes médias, as resfria debaixo das plataformas de gelo, se mistura com as águas carregadas pela CCA (TOMCZAK & GODFREY, 2003) e penetra nas grandes bacias oceânicas do planeta, atingindo o hemisfério norte e controlando o balanço energético através de sua interação com outras massas de água e correntes marinhas do oceano global (WALSH, 1983; KING & TURNER, 1997).

A baixa temperatura da água da CCA, assim como sua associação com o pacote de gelo marinho que faz com que a porção sólida em volta da Antártica quase duplique sua área no inverno (Figura 1.3), e com o afinamento na Passagem de Drake, ela afunila nas ilhas Shetland do Sul, Orcadas do Sul, Sandwich do Sul, e a ilha Geórgia do Sul e acelera, tornando-se altamente turbulenta (COMISO, 2010).

Os ventos que influenciam a CCA são mantidos pela presença de grandes centros de alta pressão. As baixas pressões são localizadas próximas a PA, cerca de 70°S, e a diferença do gradiente de pressão entre os sistemas de alta e baixa sustentam os ventos médios, conhecidos como ventos geostróficos, que sopram sempre de oeste para leste sob a influência da rotação da Terra. Os ventos de oeste são frequentemente associados a grandes tempestades. Nas áreas próximas à costa, no entanto, o vento de leste causa um atrito na direção contrária, alimentando uma corrente superficial que se desloca para oeste, chamada de Deriva do Vento Leste (McPhee, 2008).

Os dois mares que banham a PA são Bellingshausen a oeste, em homenagem ao almirante Thaddeus Bellingshausen, que explorou a região em 1821 e o mar de Weddell a leste, que leva o nome do explorador britânico James Weddell, que explorou a região em 1823.

Bellingshausen e Weddell ficam cobertos pelo gelo marinho no inverno (Figura 1.3.), o que isola a transferência de calor e momento entre os oceanos e a atmosfera. Essas placas de gelo marinho, ao se fragmentarem, movem-se pelos oceanos

podendo colidir e em certas situações se unirem a placas de gelo em uma região chamada de Zonas Marginais de Gelos. Este movimento modifica a distribuição de radiação pela mudança de albedo, por refletir mais radiação solar (50-90%) do que as superfícies com rocha exposta (4-15%) e áreas oceânicas (10%) (KING & TURNER, 1997).

Em águas quentes, próximas a 0°C, o albedo do gelo fino apresenta seus menores valores, enquanto em águas mais frias com cobertura de neve e gelo, abaixo de -2°C, conforme o gelo marinho se forma, a porcentagem do albedo é maior (WEISS *et al.*, 2012), por isso as diferenças de temperatura no mar de Weddell e Bellingshausen diferem tanto um mar do outro, sendo mais quente este último

Conforme podemos visualizar na figura 1.3, a extensão do gelo marinho no continente Antártico entre 1978-2010 alcançou seu máximo, em Setembro, de $18,5 \times 10^6 \text{ km}^2$ e seu mínimo de $3,1 \times 10^6 \text{ km}^2$ em Fevereiro (CAVALIERI & PARKINSON, 2012).

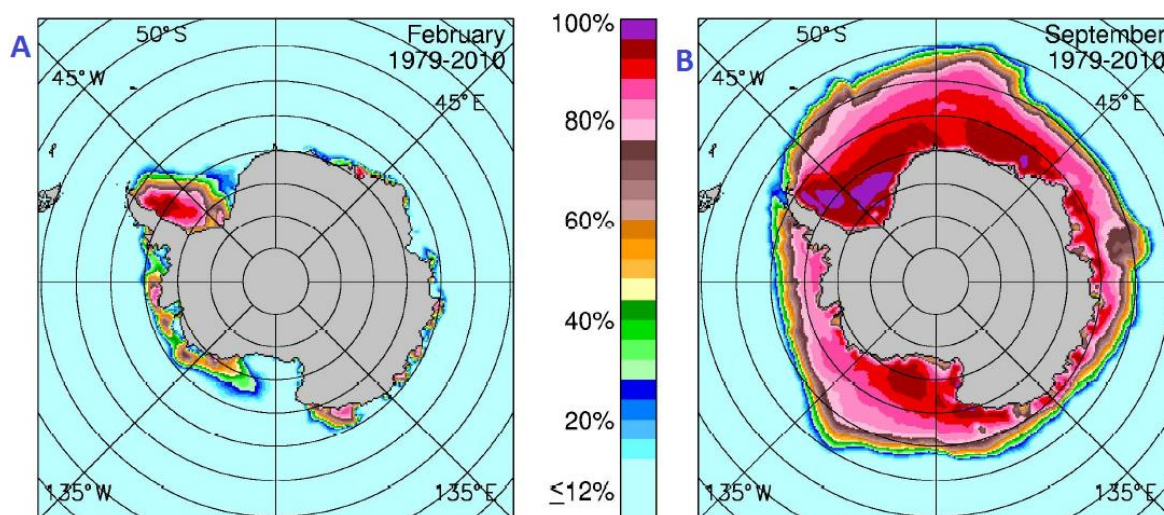


Figura 1.3: Extensão média do gelo marinho Antártico. Figura A no mês de Fevereiro e B no mês de Setembro, entre os anos de 1979 e 2010 (CAVALIERI; PARKINSON, 2012).

Neste mesmo período, ocorreu um acréscimo na média anual de $17.100 \pm 2.300 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ (figura 1.3), sendo que no mar de Bellingshausen/Amundsen ocorreu uma diminuição na extensão do gelo marinho de $-8.200 \pm 1.200 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$, enquanto no mar de Weddell/Ross ocorreu um aumento de $13.700 \pm 1.500 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ (CAVALIERI; PARKINSON, 2012).

A concentração de gelo marinho entre os anos de 1979-2002 teve uma diminuição de 4-10% por década no mar de Bellingshausen (LIU *et al.*, 2004).

Os processos oceânicos tem uma forte relação com as plataformas de gelo. Modelos sugerem que os colapsos observados nessas plataformas estão ocorrendo em simultâneo com as mudanças nos padrões de circulação (HOLLAND, JENKINS & HOLLAND, 2010), enfatizando assim o relatório do IPCC que indica as mudanças nas plataformas de gelo como um componente importante (IPCC, 2007), pois representam a maior incerteza nas projeções para o aumento no nível dos mares (BORSTAD *et al.*, 2012).

2. GLACIOLOGIA

Glaciologia é a ciência que estuda o gelo em todas as suas formas (SIMÕES, 2004). Este termo refere-se aos sistemas, propriedades, dinâmica das geleiras, e seus fenômenos relacionados.

Este capítulo irá descrever o comportamento e a geomorfologia do ambiente glacial, retratando suas várias características geológicas e morfológicas.

2.1 Geleiras

Geleiras são massas de gelo e neve, controladas principalmente pela acumulação de neve nas estações frias, e pela ablação nas estações quentes, tendo a gravidade como força motriz de todo o sistema.

O termo geleira foi usado pela primeira vez em um mapa dos Alpes (Cordilheira na Europa), em 1538 (BARRY & GAN, 2011), e foi só entre 1792 e 1794 que o médico e naturalista Sveinn Pálsson em um estudo sobre sua região de origem conseguiu a proeza de ser o primeiro homem a compreender a natureza e explicar os movimentos da geleira Vatnajökull, que é a maior geleira da Islândia, representando 9% do país e a maior fornecedora de água doce local.

A dinâmica de uma geleira depende de vários fatores, incluindo o clima e a topografia (NESJE & DAHL, 2000). O clima vai influenciar na velocidade em que a geleira irá se formar, a partir do momento em que o acúmulo anual excede o derretimento anual de neve. O equilíbrio entre a acumulação e a ablação de neve vai estabelecer o balanço de massa da geleira (BENNETT & GLASSER, 2009). A topografia vai determinar o grau de inclinação da base rochosa e a incidência da radiação solar (NESJE & DAHL, 2000).

Os principais processos de acumulação de uma geleira são precipitação direta de neve, gelo ou chuva, condensação de gelo a partir de vapor de água, transporte de neve e gelo para a geleira pela ação eólica ou por avalanches (SIMÕES, 2004). No processo de ablação, a perda de massa da geleira se dá pela evaporação, sublimação, erosão eólica, avalanches e desprendimento.

A formação da geleira é feita pela compactação e metamorfismo da neve que não derreteu ao final do verão e irá passar por um processo de transformação, cuja a

gravidade expulsa parcialmente o ar entre os cristais (CUFFEY & PATERSON, 2010) e conseqüentemente ocorre o desenvolvimento dos cristais de gelo, que começam a se interligar. Quando a comunicação entre os poros é fechada (permeabilidade zero) e a densidade é de $0,83 \text{ g cm}^3$, têm-se o gelo glacial (SIMÕES, 2004).

No balanço de massa da geleira, se a taxa de ablação for igual à taxa de acumulação ao final das estações do ano, o balanço líquido da geleira será igual à zero (BENNETT & GLASSER, 2009), com isso a geleira terá o mesmo tamanho ao longo do tempo (figura 2.1), e estará estável. Agora se ela perder mais massa do que ganhar, estará em um processo de retração, e ao contrário disso, se ela ganhar mais do que perder ela estará avançando.

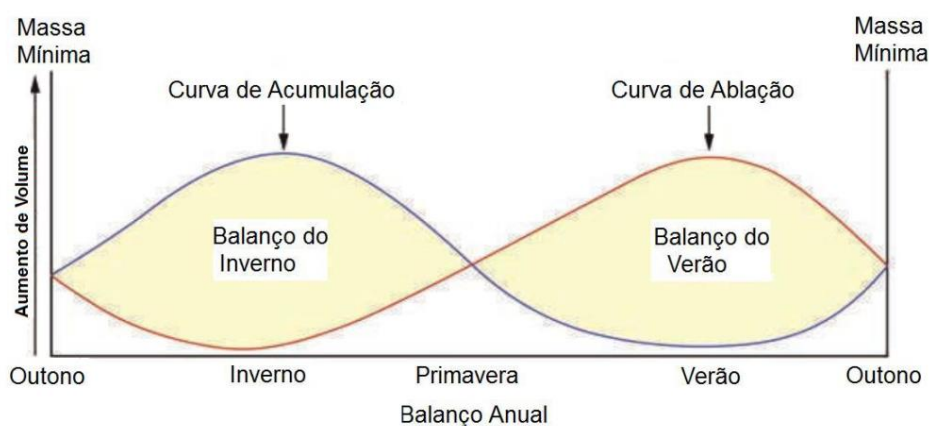


Figura 2.1: Curvas de ablação e acumulação no balanço de massa anual de uma geleira, sendo positivo, ganho de massa no inverno e negativo, perda de massa no verão. Fonte: BENNETT & GLASSER (2009).

As geleiras enquadram-se basicamente em dois regimes térmicos: (1) quando encontram-se próximas ao ponto de fusão sob pressão, ou seja, sob condições de temperatura e pressão basais favoráveis ao derretimento, a geleira é temperada ou de base úmida, havendo delgado nível de água de degelo na sua base; e (2) quando a temperatura do gelo encontra-se abaixo do ponto de fusão sob pressão, condição em que a água de degelo é inexistente ou desprezível e o gelo está aderido ao substrato congelado, a geleira é polar ou de base seca. Assim, elas são classificadas em função de sua base termal, em polares, subpolares ou temperadas (RAFFERTY, 2011).

As geleiras polares nunca apresentam água líquida em sua interface com o solo ou a rocha matriz. Quando a temperatura da base da geleira é suficientemente alta, a água se liquefaz. Temos aí as geleiras temperadas. A presença de água líquida

na base da geleira permite a esse corpo atuar como um poderoso agente erosivo. As geleiras subpolares, ou politermais, podem conter no mesmo corpo de gelo áreas onde a sua base apresenta condições para a água permanecer no estado líquido e áreas onde isso não acontece. A presença de água na base de uma geleira subpolar irá depender de fatores edáficos, geológicos e de morfometria da geleira (BENNETT & GLASSER, 2009).

As geleiras também são classificadas de acordo com suas características superficiais, as fácies ou zonas superficiais, que estão caracterizadas na figura 2.2. A zona de neve seca não é alterada no verão, ou seja, mesmo no auge do verão não ocorre derretimento nesta zona. Na Antártica, encontra-se somente nas áreas mais elevadas, onde as temperaturas são insuficientes para promover o derretimento do pacote de neve superficial. A linha que separa a zona de neve seca da zona de percolação é denominada de linha de neve seca (CUFFEY & PATERSON, 2010).

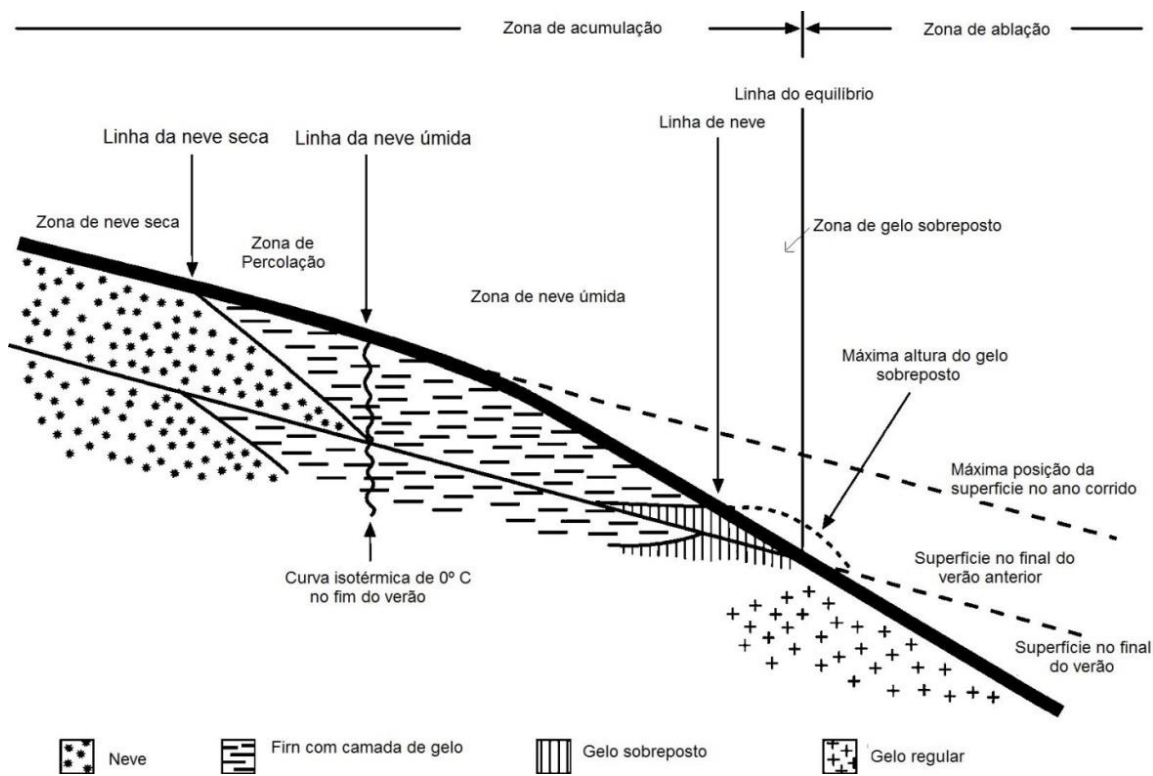


Figura 2.2.: Fácies ou zonas superficiais de uma geleira. Fonte: CUFFEY & PATERSON (2010).

Na zona de percolação, ocorre derretimento do pacote de neve superficial, podendo a água infiltrar nestes locais antes do recongelamento. Essa água que infiltrou nas geleiras pode recongelar e formar estruturas horizontais (lentes e

camadas de gelo) ou verticais (veios de gelo). Essa zona é caracterizada por grãos de neve maiores do que na zona de neve seca, resultantes dos processos de metamorfismo, por fusão e recongelamento (CUFFEY & PATERSON, 2010).

Na zona de neve úmida, toda a neve acumulada durante o último ano estará a 0°C, saturada de água, e será toda aquecida no final de um verão. Estes ambientes ainda recebem água de degelo nas partes inferiores, separada pela zona de gelo sobreposto e a linha de neve, também conhecido como *firn* (CUFFEY & PATERSON, 2010).

Na zona de gelo sobreposto, existem camadas de gelo, glândulas de gelo, separados por pacotes de neve, que ficam entre a linha de neve e a linha do equilíbrio, porém no fim do verão o gelo sobreposto derrete e será sobreposto novamente no inverno. A diferença entre o gelo formado pela acumulação são os cristais de gelo, que são menores e dispostos de forma diferente (SIMÕES, 2004).

A zona de ablação (BENNETT & GLASSER, 2009) localiza-se depois da linha de equilíbrio de uma geleira e é composta de gelo e algumas vezes por neve remanescente (CUFFEY & PATERSON, 2010).

A água superficial que derrete percola por canais superficiais e se infiltra em fendas, que poderá ocasionar na lubrificação basal, ou seja, a água pode chegar entre o contato gelo e rocha. O processo de desprendimento de blocos de gelo na frente das geleiras forma icebergs, quando a língua da geleira se encontra no mar ou em um lago glacial.

O congelamento da água de degelo ou chuva que infiltra na geleira e o congelamento de água que chega ao fundo desta por essas fendas (CUFFEY & PATERSON, 2010) poderão ocasionar uma lubrificação basal da geleira, acelerando seu movimento (ZWALLY *et al.*, 2002).

A figura 2.3 descreve a hidrografia e a percolação de água em uma geleira, geralmente no período de verão. Esta água de derretimento percola pelas fendas da geleira, alguns metros por segundo, sendo que parte desta água desaparece através das fendas ou moulins e outra parte retorna à superfície por ressurgência (CUFFEY & PATERSON, 2010).

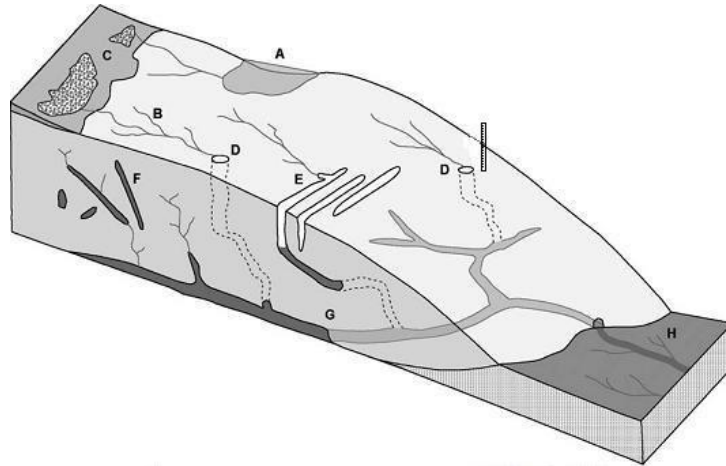


Figura 2.3: Elementos do sistema de drenagem de uma geleira. A - lagos supraglaciais. B - fluxo de superfície. C - Zonas próximas do limite do *firn*. D - Moulins em túneis de drenagem subglacial (por escala a régua tem 10 m de altura). E - fendas no gelo que drenam água. F - fraturas com água. G - túneis subglaciais que aglutinam e saem na frente da geleira. H - Escape da geleira, proveniente de túneis e também de ressurgência de águas subterrâneas. Fonte: Adaptado de CUFFEY & PATERSON (2010).

O movimento da geleira é estimado pelo seu fluxo de massa e não depende apenas do seu balanço de massa, mas também da transferência de massa por este fluxo, e para estimar a velocidade em que o gelo se movimenta, será necessário estimar este fluxo de massa.

A aceleração e a desaceleração do gelo seguem alguns padrões combinados com a deformação interna e deslizamento basal (HAMBREY, 1994), conforme a figura 2.4. Junto com a gravidade, estas fazem com que toda a geleira se mova. Entretanto, cada geleira pode responder de forma diferente às mesmas mudanças no ambiente (COOK *et al.*, 2005).

A partir de fendas formadas pela deformação interna do gelo, diferentes tipos de fendas se formarão em função da velocidade de fluxo das geleiras. A superfície da geleira e a camada inferior não seguem de forma paralela. Na Antártica, estas fendas podem ter até 100 km de comprimento (HAMBREY, 1994). A disposição das fendas determinará se a geleira irá acelerar seu movimento, desacelerar ou se manterá constante, como visto na figura 2.1.5. O fluxo do gelo segue bem próximo à superfície da geleira (HAMBREY, 1994).

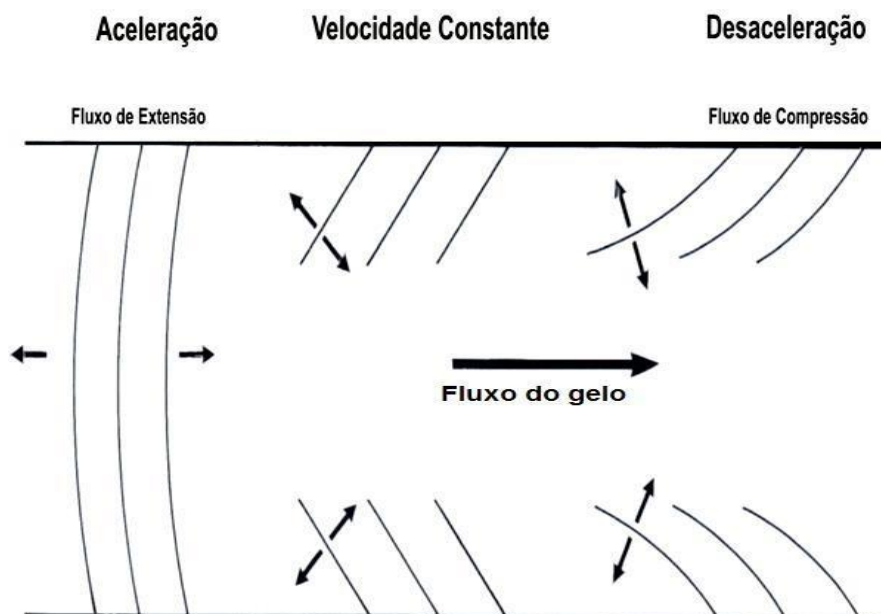


Figura 2.4: Tipos de fluxo do gelo resultantes de diferentes tipos de fendas que se formam na superfície de uma geleira. Fonte: HAMBREY (1994).

Para que se forme uma fenda é necessário que ocorra uma deformação no gelo e para que isso ocorra tem que haver um limite crítico de tensão superficial, com valores de 90 e 320 kPa (NATH & VAUGHAN, 2003).

Essas fendas podem aumentar de tamanho e velocidade, como resposta à tendência de aquecimento do ar superficial. Isso foi observado em vários estudos na Península Antártica, principalmente nas últimas duas décadas (VAUGHAN *et al.*, 2003), e pode estar causando a aceleração no movimento de geleiras locais (DE ANGELIS; SKVARCA, 2003; ROTT *et al.*, 2002). Este processo pode desencadear então o aumento da quantidade de gelo flutuante (COOK *et al.*, 2005).

As geleiras de maré são geleiras que terminam no mar, lago ou rio, geralmente em um fiorde, suas fendas são diferenciadas, com formas paralelas. A frente é na forma de uma falésia de gelo de onde se separam icebergs. Na maioria das geleiras de maré se desprendem grandes massas de gelo acima do nível do oceano, o que frequentemente produz um impacto na superfície da água ao serem atingidas pelos icebergs. Se a água é profunda, as geleiras podem desprender essas grandes massas de gelo sob a superfície da água, fazendo com que o iceberg surja repentinamente na superfície (HAGEN, BŁASZCZYK & JANIA, 2009).

2.2 Plataformas de gelo

Plataforma de gelo é uma massa de gelo espessa e flutuante, que se forma onde uma geleira ou um manto de gelo fluem até a uma linha de costa descarregando na superfície do oceano, quando a espessura da plataforma é menor que a profundidade da área em que ela está lançando sua massa de gelo (Figura 2.5).

Plataformas de gelo só ocorrem em áreas polares, onde a temperatura da água alcançam -2°C , são grandes extensões marinhas do manto de gelo (McPhee, 2008).

Importante na dinâmica e nos sistema de resposta do continente Antártico, elas seguram ou bloqueiam o fluxo de gelo de geleiras e correntes de gelo.

Os desprendimentos das plataformas de gelo correspondem a 90% da perda de gelo do continente Antártico. São importantes também por serem uma fonte direta de água doce nos oceanos e por transportarem e depositarem grandes quantidades de sedimento no leito marinho (BENNETT & GLASSER, 2009).

Plataformas de gelo fluem pelo espalhamento horizontal na superfície do oceano causado pela gravidade, movendo-se continuamente desde a linha de costa até a frente marinha da plataforma (McPhee, 2008). O principal mecanismo de perda de massa nas plataformas de gelo é o desprendimento de gelo, formando os *icebergs*.

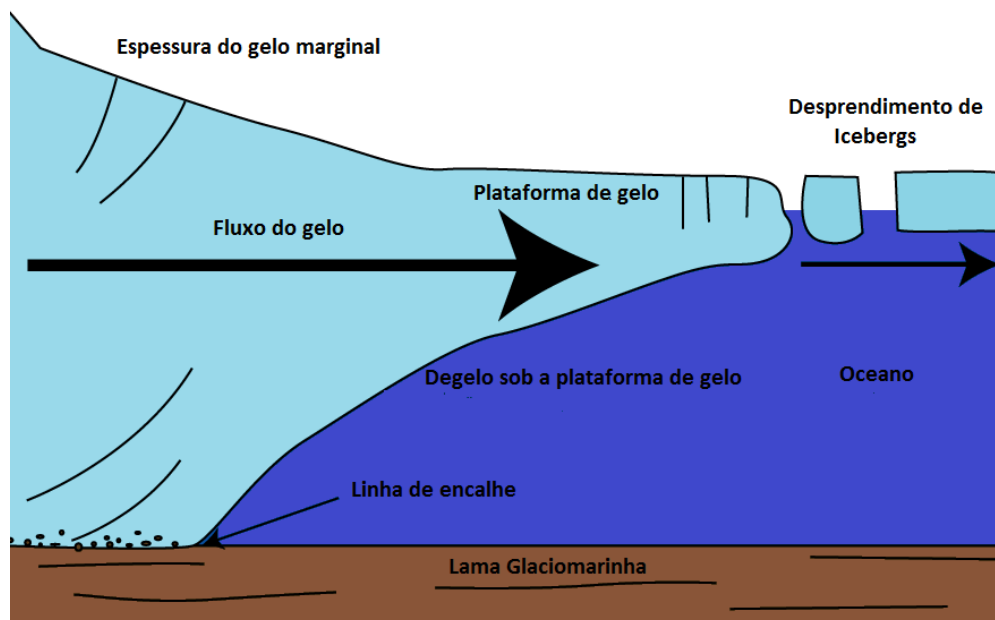


Figura 2.5. Representação de uma plataforma de gelo. Adaptado de www.AntarticGlaciers.org

As plataformas de gelo são a parte flutuante das geleiras, estando necessariamente ligadas ao continente, podendo variar entre 200 e 2000 m de espessura, ganham massa pelo movimento de fluxo dos mantos de gelo e geleiras e pelo acúmulo de neve *in situ* e perdem por derretimento pelo oceano e desprendimento nas frentes, e por isso são as principais responsáveis pela formação de icebergs. Cerca de 80% da costa Antártica é formada por plataformas de gelo (SIMÕES *et al.*, 2004).

Abaixo da plataforma de gelo fica a linha de encalhe onde ela está apoiada ao embasamento do relevo. O ponto onde as geleiras terminam e começam a flutuar, em uma plataforma de gelo, é representada por essa linha de encalhe. Identificar esta linha é importante, pois a perda de massa pelas plataformas de gelo é um dos fortes indícios de mudanças e de oscilação na linha de encalhe, que por sua vez está diretamente ligada a alterações nos mantos de gelo, porque o fluxo de gelo aumenta na linha de encalhe, fazendo-a instável, pois a retração em águas profundas aumenta o fluxo de gelo provocando mais retração da geleira.

As plataformas de gelo mudam de altitude pelas marés, pressão atmosférica do ar e processos oceânicos (MCPHEE, 2008). A zona de encalhe é o ponto na base rochosa onde não há movimentos das marés.

A zona de encalhe é muito difícil de detectar (FRICKER *et al.*, 2009), por imagem de satélite geralmente nota-se uma elevação no limite geleira/plataforma de gelo, porém detectar a mudança nessa linha de encalhe não pode ser feita de forma visual, pois pode ser apenas a mudança de ângulo na luz solar na hora de captura da imagem pelo satélite.

Na Península Antártica e Oeste da Antártica o aumento da ressurgência oceânica, provocada pelo relativo aquecimento da Água de fundo Antártica (AFA) está causando mudanças na linha de encalhe das plataformas de gelo, como uma das principais componentes da corrente circumpolar Antártica, a AFA chega até a linha de encalhe, fluindo através de calhas sob as plataformas de gelo (WALKER *et al.*, 2007), lubrificando a base das geleiras e provocando o deslizamento basal, que acelera o fluxo de retração das geleiras.

2.3 Processos da Erosão Glacial

Os processos que distinguem uma geleira são o ato de aderir e transportar rochas e sedimentos através da sua superfície basal, chamado de erosão glacial (BENNETT & GLASSER, 2009).

Geleiras e plataformas de gelo são agentes transportadores. À medida que fluem sob suas bases em direção à margem, carregam detritos, reduzem a elevação do terreno e aumentam suas margens à medida que depositam os materiais transportados. Os materiais que entranham na geleira, conforme ela flui são chamados de detritos basais (BENNETT & GLASSER, 2009). Este processo chamado de erosão subglacial é subdividido em dois mecanismos: 1) **Abrasão Glacial**, 2) **Extração glacial**.

A **abrasão glacial** causa o gradual desgaste da base pela passagem de detritos com o gelo, criando estrias características de rocha-polida ou rocha-*scoured*. O tamanho do material é importante para entendermos como ele cria essas ranhuras, clastos $\geq 0,001$ metros criam estrias e ranhuras enquanto o material mais fino ($\leq 0,01$ m), como silte e areia, provoca o polimento da base rochosa (BENNETT & GLASSER, 2009).

A taxa que mede a abrasão glacial, a pressão de contato basal, parte do princípio que quanto maior for a pressão de contato mais a rocha será desgastada, para esta teoria existe dois modelos, o de Boulton, 1974 e o de Hallet, 1979.

O modelo de Boulton, 1975 assume que a pressão de contato basal está relacionada com a pressão normal efetiva, que é uma função da pressão normal, dada pelo peso do gelo e a pressão da água basal, que age em oposição ao peso do gelo, similar a ação de um macaco hidráulico. A pressão normal é eficaz quando o gelo é espesso e a pressão basal da água é baixa, modelo este não sendo eficaz em geleira de base fria que não possui água na base, só funciona bem em geleira de base quente que possui água na sua base. O tipo de rocha também vai interferir, pois a pressão normal efetiva será maior em rochas porosas, pois ela irá reduzir a pressão da água basal e quando a base não é horizontal a pressão normal efetiva é igual a do gelo.

O modelo de Hallet, 1979 assume que a pressão de contato basal é independente da pressão normal efetiva, teorizando que as rochas são completamente cercadas por gelo, fluindo com este, o gelo portanto irá deformar-se em torno do obstáculo, assim este contato é uma função da taxa pelo qual o gelo flui, dependendo da taxa de fusão basal e de um prolongado fluxo de gelo.

A taxa de deslizamento basal mede o arrasto físico do detrito pela base, assim sendo, quanto maior a taxa de deslizamento basal maior a quantidade de abrasão (BENNETT & GLASSER, 2009).

Por fim a concentração e fornecimento de rochas e fragmentos também controla a taxa de abrasão. O gelo propriamente dito não causa abrasão significativa, são necessários detritos para que ocorra este processo, porém a abrasão não aumenta simplesmente porque a concentração de detritos sobe, e tem sido sugerido que a abrasão é mais eficaz quando os detritos são escassos, pois eles aumentam a fricção de arrasto entre o gelo e sua base reduzido assim a velocidade de deslizamento. Geleiras com escassez de detritos fluem mais rápidas por sua base (BENNETT & GLASSER, 2009). Existe um limiar máximo pela qual a quantidade de detritos influencia no deslizamento (Figura 2.6), a partir de uma quantidade a velocidade começa a cair.

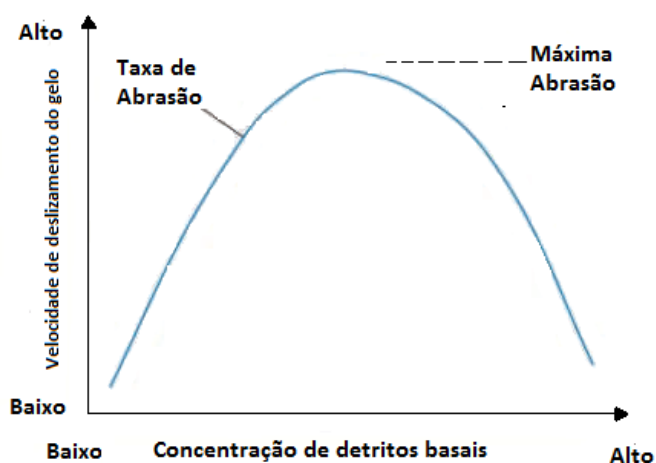


Figura 2.6. Esquema representando a relação entre a velocidade de deslizamento basal e a concentração de detritos na base da geleira. Fonte: BANNETT & GLASSER, 2009.

A litologia das rochas é um fator importante nos deslizamentos basais, pois rochas macias terão menos resistência de atrito, assim como detritos pontiagudos farão marcas mais profundas no substrato (BENNETT & GLASSER, 2009). Experimentos laboratoriais demonstraram que os detritos entranhados nas geleiras fazem um movimento circular, ou seja, eles vão rolando basalmente.

Com essa dinâmica de erosão glacial, a geleira arranca fragmentos de rochas da sua base, processo este chamando de **extração glacial** e envolve mecanismos

separados pelo faturamento ou esmagamento da base rochosa abaixo da geleira e o arrastamento desta rocha fraturada ou esmagada.

As flutuações na pressão da base rochosa podem propagar fraturas, influenciadas pela distribuição e magnitude de campo de estresse estabelecidos pelo gelo na superfície da base rochosa e sua presença dentro de fraturas e fissuras microscópicas infere no processo dessa progradação. Então, a extração basal é mais eficaz quando existe um flutuação regular na pressão basal da água (BENNETT & GLASSER, 2009).

Conclui-se que a erosão glacial só ocorrerá em geleiras de base quente. Onde não houver degelo, o gelo não fluirá e não acontecerá a abrasão glacial. Logo geleiras com rápidos fluxos de gelo possuem uma alta taxa de erosão glacial.

2.3.1 Relevos da erosão glacial

As últimas glaciações deixaram marcas no relevo que revelam a ação do gelo sob seu substrato. Essas inúmeras formas de relevo são divididas por escala, em relevos de microescala, mesoescala e macroescala (BENNETT & GLASSER, 2009).

Os relevos de **microescala** incluem as **estrias**, **micro penhascos** e **cauda**, **rachaduras de fricção**, **formas-p** e **microcanais**.

As **estrias** são as linhas ou arranhões, geralmente com alguns milímetros de profundidade e com alguns metros de comprimento, produzido pelo polimento da superfície e orientado paralelamente ao local de movimento do gelo, produzindo marcas de orientação e não da direção do fluxo de gelo. Para determinar a direção do fluxo é preciso compreender a morfologia da base rochosa e a presença de formas a montante ou a jusante.

A continuidade das estrias pode ser quebrada por pequenas lacunas ou onde o contato entre a base e clastos está temporariamente interrompido devido a pressão normal efetiva que mantém a base da geleira em contato com o substrato, então mudando a pressão basal da água pode aparecer pequenas cavidades que interrompem as estrias. Se a direção do fluxo muda, pode ocasionar estrias de cortes transversais (SHARP, DOWDESWELL & GEMMELL, 1989), gerado pela incapacidade do segundo fluxo de erodir as antigas estrias ou por tempo insuficiente de abrasão glacial, geralmente em intervalos entre as deglaciações.

As estrias podem ser usadas para reconstrução da dinâmica glacial, pois uma vez que elas existem, temos a indicação que o gelo continha detritos basais, estava com a base quente e se movimentando por deslizamento basal e havia transporte de detritos de rochas para a base da geleira ocasionada pelo degelo basal. Caso alguns destes pré-requisitos deixarem de existir, a formação de estrias também não acontecerá, então esta superfície se tornará fossilizada e a última marca de fluxo será mantida (BENNETT & GLASSER, 2009).

Sob certas condições, estrias podem se formar em geleira de base fria. Elas são mais curtas, não muito contínuas e irregulares do que aquelas formadas sob uma geleira de base-quente (ATKINS, BARRETT & HICOCK, 2002).

Seguindo a ordem por tamanho dos relevos de microescala, temos os **micro rochedos** e **caudas**. São pequenas caudas de rochas que sofreram resistência de grãos ou cristais minerais na superfície da rocha, por exemplo, um pequeno cristal que fixa no substrato molda a rocha, com a forma de uma cauda e dá evidências da direção do fluxo do gelo (BENNETT & GLASSER, 2009).

As **rachaduras de fricção** são desenvolvidas com detritos maiores, formando pequenas ranhuras, marcas de fricção e entalhes graças a força de contato da geleira. Seguindo alguns padrões elas podem ser divididas em fraturas crescentes, pequenas ranhuras em forma de uma linha geralmente convexa, sulcos crescentes, onde lascas crescentes de rochas são removidas, geralmente numa forma côncava, e marcas de vibração, que são uma série irregular de fraturas que não necessariamente estão orientando as marcas do fluxo do gelo, formadas ocasionalmente em rochas cristalinas ou homogêneas (BENNETT & GLASSER, 2009).

Por fim as **formas-p** e **micro rede de canais** são depressões sinuosas suaves com grandes sulcos esculpido na base rochosa. Existem três teorias para o desenvolvimento de forma-p: 1) Formada por abrasão glacial, 2) Abrasão pelo terreno lamoso, e Formação por degelo. A ausência de formas-p em algumas rochas com estrias teoriza a relação com a abrasão glacial, pois fluxos distintos ou fluxos na base da geleira tende a concentrar a abrasão glacial em certas áreas, permitindo o gelo esculpir ranhuras ou canais (BENNETT & GLASSER, 2009).

As características de **mesoescala** possuem feições maiores, entre 1 metro e 1 quilometro, e incluem as **formas aerodinâmicas**, **formas à montante e a jusante**, **sulcos e bacias rochosas** e **canais de degelo**.

O mais comum entre estas feições são as **formas aerodinâmicas** conhecidas como rochas dorso de baleia, caracterizadas por relevos positivos e verticais,

formados por montículos de rochas suavizados e arredondados em todos os lados e com um alongamento na direção do fluxo do gelo (Figura 2.7).

Em contraste com as rochas dorso de baleia são as rochas de moutonnée, que dentro das **formas à montante a jusante**, foram arrancadas e tem a superfície assimétrica pronunciada, causada pela pressão normal efetiva no lado à montante do montículo e pressão do lado debaixo do obstáculo. Possui pouca altura permitindo que ele seja extraído, na parte de cima a rocha experimenta a abrasão glacial.

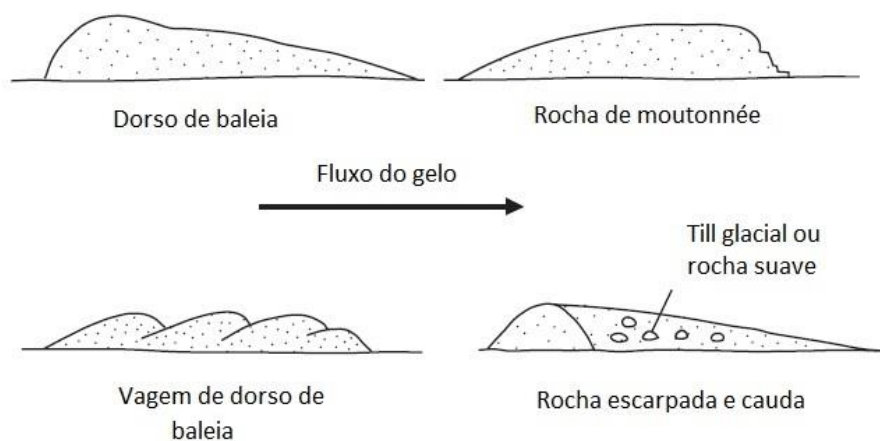


Figura 2.7: Os quatro principais tipos de relevos aerodinâmicos. Adaptado de BANNETT & GLASSER, 2009.

As rochas de moutonnée são restritas á geleiras de fluxo rápido e como a extração glacial é facilitada pelo degelo e pelas flutuações na pressão da água basal, essas condições são suficientes para produzir este relevo glacial.

Os **sulcos** diferem das estrias pelo tamanho, são maiores e mais profundas, entre 10 e 100 metros, produto da abrasão glacial e do degelo podem ter várias larguras e profundidades. As **Bacias rochosas** são um tipo de depressão ampla, formada subglacialmente sobre a base rochosa, com dimensões variando de metros a centenas de metros, sua formação é controlada pela existência de zonas de fraqueza na rocha, ocorrendo com a mudança do fluxo de gelo ao passar sob uma depressão pré-existente menor. O fluxo é distensivo na margem descendente e compressivo na margem ascendente. A distensão aumenta a pressão basal do gelo, causando a abrasão. A compressão gera a extração e remoção de fragmentos de rocha. As bacias ocorrem comumente associadas a rochas de moutonnée (BENNETT & GLASSER, 2009).

Os **canais de degelo** podem ser subglacial, isto é, abaixo do gelo, lateral, ou seja, localiza-se ao longo da margem do gelo, proglacial, na frente do gelo, em fluxo de água ao longo da geleira, supraglacial, localizando-se na superfície do gelo ou englacial, situado dentro do gelo (pela explosão de um lago subglacial, por exemplo). Orientados pela declividade e topografia, eles não necessariamente seguem o fluxo do gelo, ao contrário disso podem ser paralelos ou transversais, e podem acelerar o fluxo se dirigidos na mesma direção (BENNETT & GLASSER, 2009).

A erosão glacial de **mesoescala**, com feições maiores que um quilometro, estão divididas em **áreas polidas, depressões, circos, formas gigantes á montante e á jusante e vales de túnel**.

A paisagem mais comum da erosão glacial são as **áreas polidas** nas rochas de moutonnée, dorso de baleia, megaestrias e bacias rochosas, onde cada área é afetada pela erosão glacial e a deposição glacial é rara ou ausente. Desenvolvidos em geleiras de base quente, a área polida é controlada pela orientação, espaçamento e densidade das articulações, folheações e outras linhas de fraqueza na base rochosa (BENNETT & GLASSER, 2009).

As **depressões glaciais** e fiordes são padrões lineares profundos onde o fluxo do gelo é confinado pela topografia, canalizado por longas depressões ou vales. Essas depressões podem ser cortadas por plataformas de gelo, geleiras de vale e grandes geleiras de descarga, combinadas pela ação da abrasão glacial e da extração glacial. Sua forma de U é descrita pela empiria lei de potencia.

Tem sido sugerido que as depressões representam o equilíbrio do relevo, pois uma vez que a morfologia da depressão é estabelecida, pouca coisa muda durante a erosão, propondo que depressões representam a adaptação, por erosão de vales glaciais, onde o fluxo de gelo é dificultado, dentro de formas que, são capazes de acumular o fluxo do gelo (BENNETT & GLASSER, 2009).

Os **circos** são grandes bacias que abrem uma curva descendente e são delimitadas pelas curvas ascendentes de um penhasco ou um íngreme paredão, que geralmente é arqueado. No chão do circo pode haver bacias rochosas fechadas e mostrar evidencia de erosão glacial, já o paredão predominantemente é formado pela extração glacial e desgaste preglacial devido ao congelamento e descongelamento. Geleiras de circo são encontradas em terrenos montanhosos e sua altitude é usada como informações paleoclimáticas, pois circos abandonados podem ser usados para medir a antiga linha de neve, assumindo que circos são formados por geleiras distintas. Na maioria dos casos isto reflete na média da linha de neve de numerosos períodos de glaciação pelo qual os circos foram formados, quanto maior a altitude do

circo, em relação ao nível do mar, menor a linha de neve. Circos pertos do nível do mar fornecem evidências de climas severos, enquanto aqueles em altas latitudes indicam que a linha de neve regional é muito alta. O aspecto do circo ou direção que eles se abrem também é um indicativo de paleoclima, porque a localização das geleiras de circo é controlada pela direção das nevascas e a direção da radiação solar (BENNETT & GLASSER, 2009).

Formas gigantes á montante e a jusante podem ter vales preglaciais e outras colinas erodidas pelo gelo, possuindo alguns metros á vários quilômetros. Estes padrões são cavados na base rochosa e podem ter extração do vale. Sua morfologia é similar á pequenas rochas de moutonné, com superfícies lisas de gelo próximas e superfície de extração distal, sugerindo que elas são formadas em processos similares. Estes relevos são formados no fim de uma era glacial, onde o gelo possui uma alta velocidade de fluxo e a base rochosa possui muito degelo (BENNETT & GLASSER, 2009).

Por fim, na mesoescala estão os **vales de túneis**, aglomerados de depressões com áreas de afundamento ao longo de sua base, contido dentro da base rochosa ou sedimento inconsolidado, sendo geralmente sinuoso em sua forma-plana e podendo conter padrões anatomizados. Porém, também existem vales retos. Podem alcançar 2 km de largura, 100 metros de profundidade e entre 6 e 30 km de comprimento. Em geral, tendem a ser pequenos entre 600 e 800 m de largura e 60 m de profundidade. Em seu comprimento, eles possuem buracos fechados ou isolados nas bacias e podem infiltrar em diferentes profundidades com uma variedade de diferentes tipos de sedimentos, incluindo fluxo de sedimento por gravidade e areia grossa glaciofluvias (BENNETT & GLASSER, 2009). Eles ocorrem no norte da Europa e na América do Norte.

Os relevos das erosões glaciais se combinam para produzir evidencias da dinâmica e características de antigas geleiras e mantos de gelo. O regime basal térmico é quem controla estes efeitos, pois na existência de erosão glacial confirma-se que a geleira tem a base quente, por ser muito mais erosiva que uma base fria (BENNETT & GLASSER, 2009).

2.3.2 Transportes de detritos glaciais

Detritos glaciais são derivados de fontes supraglacial (acima da geleira) ou subglacial (da base da geleira).

Detritos supraglaciais originam-se de avalanches e rochas que os levam para a superfície da geleira, do lado do vale ou da montanha, estendem-se sob a superfície da geleira (nunataks), podem vir pela chuva de neve (ou seja, cinzas vulcânicas, poeira, sal marinho etc) ou ação humana.

Eles são transportados em dois níveis: alto nível (englacial ou supraglacial) onde o transporte é passivo, sem contato com a base da geleira ou baixo nível (subglacial). Neste caso, o transporte ativo de detritos ocorre na base das geleiras, que podem ser derivados da erosão subglacial ou indiretamente por detritos que caem por meio de fendas e pelo fluxo descendente do gelo associados com a extensão do fluxo ou o degelo basal. Estes detritos ficam na base da geleira até que sejam depositados subglacialmente ou transportados e lançados na frente da geleira (BENNETT & GLASSER, 2009).

O caminho dos detritos é determinado pelas propriedades, pois o baixo nível envolve modificações de detritos durante o transporte e no alto nível não. Detritos basais são tipicamente mais finos e arredondados com clastos esféricos. Eles podem ser levados à superfície por fluxo acima ou longos impulsos dentro da formação do gelo por fluxo de compressão, fenômeno comum perto da frente da geleira. A impressão deixada em detritos transportados depende do caminho até a geleira (BENNETT & GLASSER, 2009).

Detritos basais oferecem uma distribuição multimodal ou bimodal do tamanho do grão composto de fragmentos líticos e finos moldes de minerais do tamanho de grãos. O longo eixo dos detritos no transporte basal tende a se tornar orientado na direção do fluxo do gelo (BENNETT & GLASSER, 2009).

A característica do transporte em alto nível e baixo nível dentro da geleira são diferentes, então eles podem ser usados para análises da deposição de detritos. De forma geral, geleiras politermais tendem a carregar um alto nível de detritos basais e sua superfície raramente tem cobertura de detritos. Em contraste, geleiras temperadas normalmente carregam pouco detrito em sua base, mas os detritos supraglaciais estão comumente na superfície, essas características sedimentares podem inferir sobre o regime térmico basal e sobre a topografia das geleiras e mantos de gelo (BENNETT & GLASSER, 2009).

2.3.3 Sedimentação glacial

A sedimentação glacial ocorre diretamente a partir da geleira ou à sua frente, onde os agentes de transporte e deposição ocorrem através da água de degelo e fluxos de gravidade. Sedimentos supraglaciais e englaciais são muito instáveis, pois com o derretimento e recuo da geleira estão sujeitos ao retrabalhamento por água e redeposição (BENNETT & GLASSER, 2009).

A deposição ocorre tanto no avanço quanto no recuo da geleira, produzindo depósitos de ampla distribuição. Sedimentos subglaciais tendem a ficar alojados em irregularidades do substrato, ficando protegidos da remobilização por outros processos, especialmente quando são recobertos por outros depósitos (BENNETT & GLASSER, 2009).

Depósitos formados por ação direta de geleiras produzem morainas, que ocupam diferentes posições em relação as geleiras e podem ser classificadas em terminais, laterais e mediais. As morainas terminais formam-se pelo acúmulo de detritos nas margens estagnadas de geleiras à medida que o degelo ocorre. Com o recuo da geleira, formam-se cristas que registram o limite máximo atingido pelas últimas fases de avanço glacial. As morainas laterais e mediais são formas alongadas típicas de geleiras de vale. As laterais formam-se pelo acúmulo de detritos junto às paredes dos vales, as mediais desenvolvem-se ao longo da confluência entre duas ou mais geleiras de vale através junção de suas morainas laterais (BENNETT & GLASSER, 2009).

Morainas são constituídas por sedimentos clásticos (till), comumente grossos, que na maioria das vezes apresentam baixa seleção granulométrica, aspecto maciço e abundância de clastos facetados e/ou estriados. A produção das partículas de till envolve a combinação de dois processos, abrasão e fragmentação, o que tende a gerar bimodalidade textural (CROOT & SIMS, 1996). Por isso, o aspecto mais comum do till é a presença de clastos de diferentes formas e tamanhos (de grânulos a matações), dispersos numa matriz fina (HOOKE, 2005).

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Para a fundamentação teórica da tese serão apresentadas as principais mudanças que vem ocorrendo com as geleiras e os inventários da PA, além disso, o trabalho propõe uma classificação morfológica das geleiras da PA, que se baseia no manual de classificação do projeto GLIMS (RAU *et al.*, 2010). Abaixo, serão descritas informações das geleiras em relação a classificação primária, forma, características frontais, perfil longitudinal, principal fonte de alimento, atividade da língua, morainas e cobertura de detritos na superfície.

3.1 Mudanças na Península Antártica

As maiores mudanças climatológicas e glaciológicas dos últimos 100 anos têm sido observadas na Península Antártica, incluindo consideráveis taxas de aquecimento oceânico e da temperatura do ar (MEREDITH & KING 2005; TURNER *et al.*, 2005). A retração da língua e a ampla aceleração de geleiras de maré ao longo da costa oeste da PA (RAU *et al.*, 2004; PRITCHARD & VAUGHAN 2007), têm sido muito documentado. Sete plataformas de gelo retraíram quase completamente. O desprendimento de iceberg de plataformas de gelo e geleiras representa um significativo processo de perda de massa dos mantos de gelo (BORSTAD *et al.*, 2012).

Desde 1962/63 mudanças nas plataformas de gelo no norte da PA podem ser analisadas por imagens de satélite. Nas décadas de 70 e 80 algumas imagens do sensor LANDSAT revolucionaram a forma como os cientistas estudam a capacidade das mudanças climáticas em transformarem as áreas polares.

Na Península Antártica, as temperaturas médias aumentaram 0,5°C por década, por isso essa região tem sido alvo de investigações e monitoramento. Suas geleiras, principalmente na sua porção norte, áreas mais próximas a médias latitudes, são as que mais vêm sofrendo com as elevações de temperatura.

A região possui características distintas e diferentes de qualquer outro lugar da Criosfera. Além disso, a maior mudança de temperatura da terra desde 1958 foi registrada pela estação meteorológica Esperanza (63°S, 56°W), que mostrou um

aquecimento próximo a $3,5 \pm 0,8^{\circ}\text{C}$ por século (MORRIS & VAUGHAN, 2003), um aumento de aproximadamente 2°C nos últimos 100 anos (SKVARCA *et al.* 1998; SCAMBOS *et al.*, 2004; MORRIS & VAUGHAN, 2003), tendo seu maior nível nos últimos 50 anos (TURNER *et al.*, 2005b, IPCC, 2007; STEIG *et al.*, 2009). A estação Faraday/Vernadsky ($65^{\circ}15'\text{S}$, $64^{\circ}16'\text{W}$), em 60 anos, registrou um aquecimento de $0,6^{\circ}\text{C}$ por década (FRANZKE, 2013; TURNER *et al.*, 2013).

Essas mudanças foram primeiramente notadas pela desintegração de plataformas de gelo (PUDSEY & EVANS, 2001; BRACHFELD *et al.*, 2003; DOMACK, DURAN & LEVENTER, 2005; PUDSEY *et al.*, 2006). Grande parte desse processo de desprendimento está relacionado com fendas expostas no gelo (LUCCHITTA & FERGUNSON, 1986), que causam a perda de massa por iceberg.

Entre 1966 e 1989 a plataforma de gelo Wordie, nas proximidades da baía Marguerite retrocedeu 1.300 km^2 (DOAKE & VAUGHAN, 1991). Os principais eventos de retração ocorreram entre 1972 e 1979, quando a plataforma perdeu $850 \pm 30 \text{ km}^2$ (REYNOLDS, 1988).

Mais ao sul encontra-se a plataforma de gelo Wilkins, na costa ocidental da PA, nomeada em homenagem a George Hubert Wilkins, o primeiro a observar a região de um avião em dezembro de 1928. Também desestabilizada, a plataforma teve sua primeira desintegração registrada em 1988, onde ela se partiu ao meio e começou um processo de retração, e entre janeiro de 1990 e outubro de 1991 a plataforma perdeu 796 km^2 e entre outubro de 1991 e outubro de 1994, a perda foi de 564 km^2 (LUCCHITTA & ROSANOVA, 1998). Em 1998 ocorreu outro evento catastrófico, com a desintegração de 1098 km^2 dessa plataforma (SCAMBOS *et al.*, 2000). A retração nessa plataforma não parou por aí, nos dias 28 e 29 de Fevereiro de 2008 a plataforma perdeu 425 km^2 e em 30 e 31 de maio do mesmo ano ela perdeu mais 160 km^2 , um evento catastrófico, já que ocorreu próximo ao inverno austral (BRAUN & HUMBERT, 2009). As plataformas não deveriam estar em processo de desintegração nesta estação do ano. No total, a plataforma perdeu 40% de sua área total entre 1986 e 2008, desconectando a plataforma das ilhas Charcot e Latady.

Elevações da superfície têm sido utilizadas para estudar os efeitos de maré, formação de fissuras e para estimar a espessura do gelo sobre a área flutuante da plataforma de gelo Wilkins. A estimativa da velocidade de fluxo por interferometria, do sudeste da plataforma, bem como seus principais afluentes, revelam velocidades máximas de até 330 m a^{-1} . Além do mais, ocorreu a formação de *rift* antes da quebra, em fevereiro de 2008 e a investigação da corrente de gelo (Fevereiro 2009) mostrou que cerca de 3100 km^2 no norte da plataforma estão em perigo. No entanto, não há

nenhuma assinatura visível que os restantes 8.000 km² estão em risco. O mesmo estudo mostrou que a drenagem das lagoas de degelo em fendas não tiveram relevância para a quebra da plataforma de gelo Wilkins (BRAUN, HUMBERT & MOLL, 2009).

A mudança mais notável foi na plataforma de gelo Larsen (ROTT, SKVARCA & NAGLER, 1996), a maior da PA, que antes da década de 80 estava situada entre 64° ao 74°S e 57° ao 63°W, no mar de Weddell, hoje em dia está entre 65° ao 74°S e 61° ao 63°W. Essa plataforma foi nomeada em homenagem ao capitão Norueguês C. A. Larsen, que explorou a região em uma das suas expedições não honrosas de caça à baleias entre 1892-93 em seu navio Jason, dando início ao ato cruel de comercialização das espécies de baleias na Antártica, seguindo até os dias atuais pelos navios japoneses. Dez feições topográficas foram nomeadas em homenagem ao capitão Larsen.

A plataforma de gelo Larsen (PGL) é dividida em Larsen A mais ao norte, Larsen B, abaixo do nunatak Seal e Larsen C mais ao sul (VAUGHAN & DOAKE, 1996). Até então as plataformas de gelo cobriam 11% da região total da Península Antártica (SWITHINBANK *et al.*, 1988), mas isso vem diminuindo progressivamente com o tempo.

A porção mais ao norte da PGL, na ilha de Robertson começou a se desintegrar na década de 1940 (DOAKE, 1982; SKVARCA, 1994), acelerando a partir de 1975 (SKVARCA, 1993). Em Janeiro de 1995 a plataforma de gelo Larsen A e Prince Gustav se desintegraram em questão de poucos dias, em resposta ao aumento da temperatura, perdendo 4.200 km² (ROTT, SKVARCA & NAGLER, 1996). A plataforma tinha 16.200 km² em 1986 e entre 1991 e 1997 sua área era de 10.600 km² (RACK *et al.*, 1998). Entre 1995 e 2002 a retração desta plataforma foi de 8.050 km² e as geleiras tributárias após o colapso perderem 215 km² de frente (RIEDL, ROTT & RACK, 2004).

Após o colapso da plataforma de gelo Prince Gustav e a mesma se desintegrar, um grande iceberg tubular quebrou da plataforma de gelo Larsen B (RACK & ROTT, 2004; MACAYEAL. *et al.*, 2003; SHEPHERD *et al.*, 2003), a área diminuiu de 11.512 km² em Janeiro de 1995 para 3.463 km² em Março de 2002, fazendo com que a plataforma que ia da ilha Robertson até a península Jason, perdesse o equivalente a 3.200 km². Ela existia desde o Holoceno a cerca de 10.000 anos. A ausência ou presença de uma plataforma se dá pela análise de testemunhos de sedimentos marinhos (DOMACK, DURAN & LEVENTER, 2005). Antes do colapso, as geleiras tributárias da plataforma já apresentavam fendas cada vez maiores

(GLASSER & SCAMBOS, 2008). Além disso, foram detectados grandes lagos na superfície da plataforma, no verão de 2002. Esta água de degelo percolando por fendas pode causar a ruptura (MACAYEAL *et al.*, 2003).

Esses eventos deixaram a PGL com apenas 40% de sua área total, a Larsen C é a que possui a maior área nos dias atuais e também vem sofrendo com o derretimento (MCGRATH *et al.*, 2012) e o aumento das fendas em sua superfície. Entre 1975 e 2002 a PGL teve uma diminuição de 12.260 km², sendo que 76% desta perda, ocorreu no fim de 1995 (SKAVARCA & DE ANGELIS 2003).

Durante o verão austral de 2001/02 o degelo na superfície da PGL foi três vezes maior que a média dos cinco verões anteriores, este evento extraordinário aconteceu três anos antes do colapso da Larsen B, que ocasionou na perda de 3200 km² de plataforma e o forte degelo foi ocasionado por uma persistente anomalia na circulação atmosférica (BROEKE, 2005). Após o evento de desintegração em março de 2002, o que sobrou da PGL, continua em processo de desprendimento e as geleiras que a alimentavam estão retraindo suas frentes e aumentando sua velocidade de fluxo (ROTT, RACK & NAGLER, 2007).

Estudos na reologia da plataforma de gelo Larsen B identificaram zonas de fraquezas antes do colapso em 2002. Simulações acerca do fluxo feitas no período entre 1996 e 2000 mostram que a aceleração da velocidade de fluxo não foi uniforme, mas intensificada na região nordeste e norte, o que provavelmente ocasionou o acúmulo de força antes da fratura seguido da quebra do gelo (KHAZENDAR, RIGNOT, & LAROOUR, 2007).

O mecanismo chave para o rápido colapso tanto da Larsen A e B foram as fendas orientadas pelo degelo e a propagação das fendas basais, características estruturais de grande escala dentro de plataformas de gelo, podem ter contribuído para este mecanismo em três aspectos importantes: i) a superfície da plataforma deforma devido à flutuabilidade modificada e forças gravitacionais acima de fendas basais criam depressões profundas maiores que 10 m na superfície de compressão na zona de degelo; ii) a partir de tensões de esforço a partir de formas modificadas dirigidas pela superfície, com fendas atingindo 40 m de largura, sobre os flancos de fendas basais induzidas por calhas e iii) a espessura do gelo é substancialmente reduzida, minimizando desse modo a distância de propagação antes que a espessura total o *rift* seja alcançada (MCGRATH *et al.*, 2012).

Além do afinamento e aumento da velocidade de fluxo das geleiras, estudos revelam que as bacias de drenagem na área de embaiamento da Larsen B tiveram um déficit de massa total de $4,34 \pm 1,64 \text{ GT a}^{-1}$ em 2008 (ROTT *et al.*, 2011b).

Na figura 3.1 está representado as mudanças nas plataformas da PA, onde em vermelho está ilustrado a plataforma, local e ano em que o desprendimento ocorreu. Em preto as plataformas que ainda existem.

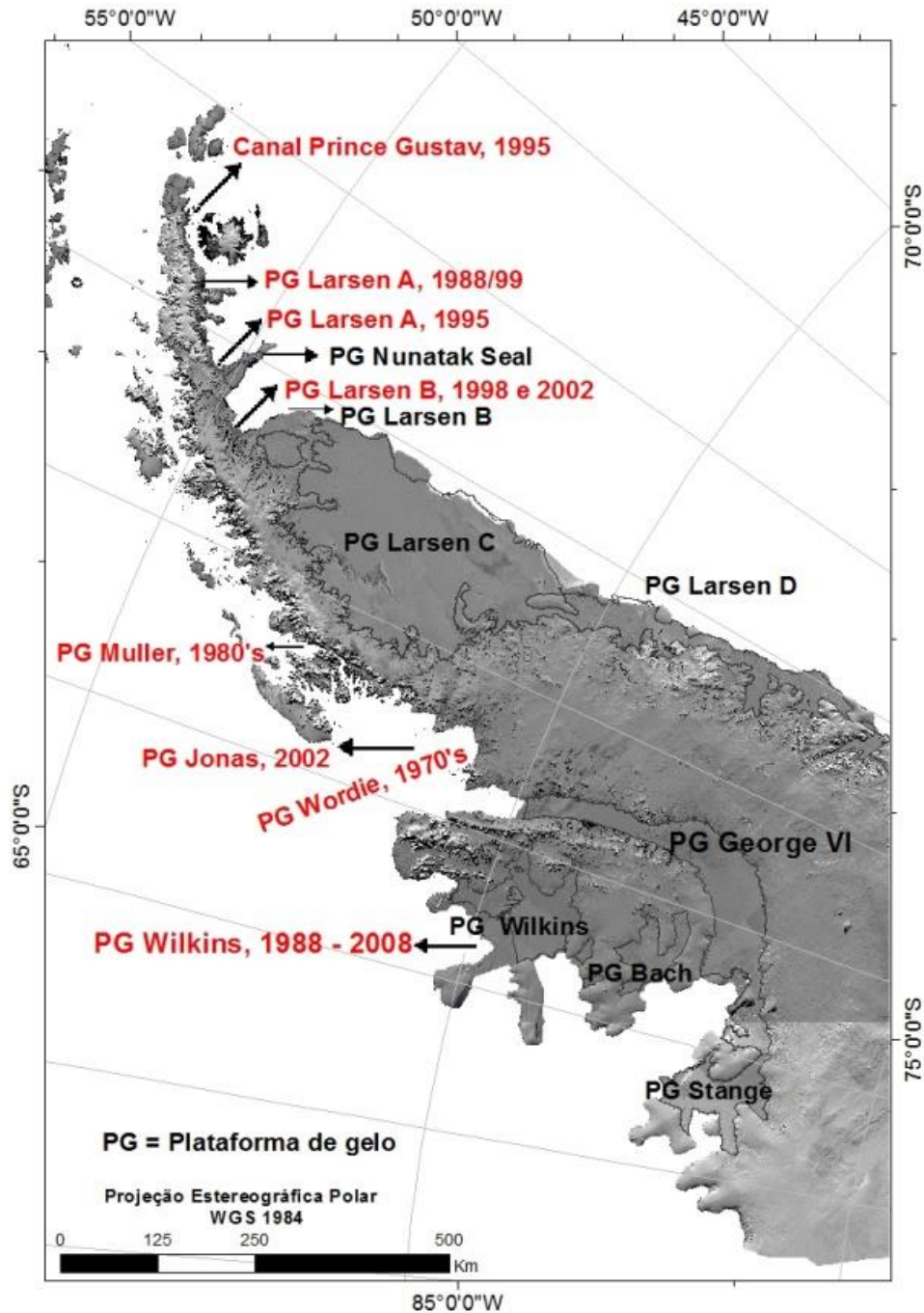


Figura 3.1: Plataformas de gelo representadas em vermelho já colapsaram e as que estão escritas em preto ainda existem. A imagem da Península Antártica é uma sub cena do mosaico LIMA (USGS, 2007).

Estudos em *dolines* de gelo (termo geológico para descrever uma cavidade arredondada no gelo (AGI, 1976)) na PGL mostram evidências que, agrupados, eles estão rodeados de grandes lagos de degelo, sugerindo sua formação pelo colapso de camadas superficiais com grandes vazios, derivados de fendas nas camadas impermeáveis abaixo de lagos, permitindo a drenagem da água por estas fendas que derretem o *firn* podendo chegar aos oceanos e posteriormente colapsar a plataforma de gelo envolvida (BINDSCHADLER *et al.*, 2002).

Alguns autores assumem que os eventos de desintegração das plataformas de gelo ocorre devido ao aquecimento das águas oceânicas (SHEPHERD *et al.*, 2003; SHEPHERD, WINGHAM & RIGNOT, 2004; NICHOLLS, PUDSEY & MORRIS, 2004), que junto com lubrificação basal das geleiras continentais, descola as plataformas da costa e as desintegra. Experimentos numéricos enfatizam que o fluxo do regime da Larsen B é sensível a mudanças no clima e evoluiu com o aquecimento atmosférico causando o enfraquecimento e posterior faturamento do gelo (SANDHÄGER, RACK & JANSEN, 2005). Estudos na plataforma de gelo Wilkins também evidenciam que as plataformas são mais sensíveis á mudanças na temperatura superficial do ar (BRAUN & HUMBERT, 2009).

Estudos nas zonas de encalhe da plataforma de gelo Larsen B, mostram que essa zona além de regular o fluxo de gelo, pode conter evidências de o que aconteceu nessa retração catastrófica. Um mapeamento detalhado morfológico do fundo do mar, após o colapso de 2002, permitiu através de amostragens da enseada, coletadas em 2006, identificar um grande e arqueado sistema na zona de aterramento de sedimentos na frente do Fiorde Cane. Cronologias com radio carbono presentes nos sedimentos marinhos indicam perda de contato do gelo com a base nesta área a 12.000 anos atrás, formando este sistema arqueado. Isto implica que o provável colapso da plataforma foi uma resposta ao aquecimento da superfície em vez de uma instabilidade zona de encalhe, reforçando a ideia de que os processos de superfície controlaram a desintegração da plataforma de gelo Larsen B (REBESCO *et al.*, 2014).

A característica que antecede a quebra de uma plataforma pode ser monitorada, pois cientistas descobriram que as fendas, antes do colapso, formam um arco e em seguida desprendem o bloco de gelo e se o gelo quebra antes do arco então um evento catastrófico acontece, por ser irreversível (DOAKE *et al.*, 1998), o limiar de desprendimento ocorre através de uma análise de danos em áreas onde desprendimentos tabulares acontecem 15 meses antes do colapso, no caso da quebra da plataforma de gelo Larsen B (BORSTAD *et al.*, 2012).

No norte da PA, onde as geleiras experimentam as maiores temperaturas, o lado oeste onde está o mar de Weddell e o lado leste no mar de Bellingshausen respondem de forma diferente as mudanças globais e suas velocidades de fluxo variam bastante, como um mínimo $<20 \text{ m a}^{-1}$ e um máximo de 1500 m a^{-1} (média de $100\text{-}150 \text{ m a}^{-1}$). No período de 2000-2010 a plataforma de gelo Larsen experimentou uma velocidade de fluxo média de $750 - 800 \text{ m a}^{-1}$, com um máximo de 1500 m a^{-1} (CHEN *et al.*, 2014).

Estudo na geleira Dave e na língua de gelo da geleira Drygalski analisaram se as geleiras modificaram antes do colapso das plataformas de gelo e concluíram que três anos antes a geleira Drygalski se deslocou 2200 m, aumentando sua área em quase 45 km^2 , uma área três vezes maior a que colapsou no início de 2005, e que sua velocidade estava constante até que a quebra da plataforma a desestabilizou e aumentou sua velocidade de fluxo (WUITE *et al.*, 2009).

3.1.1 Inventário de geleiras da PA

Em 1894, foi criada na Comissão Internacional de geleiras no 6º Congresso Internacional de Geologia, em Zurique, na Suíça, a ideia de estudar as geleiras. Nascia aí a *World Glacier Monitoring Service* (WGMS), organização esta que começou a quantificar e monitorar todas as geleiras do planeta. Os dados só foram disponibilizados em 1986 através de uma parceria com a *United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization* (UNESCO).

O primeiro inventário digital de geleiras foi criado pelo *National Snow & Ice Data Center* (NSIDC) coordenada pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e levou o nome de *World Glacier Inventory* (WGI), que hoje contém informações de mais de 130.000 geleiras em toda Criosfera, incluindo localização geográfica, área, comprimento, orientação, elevação e classificação, porém o maior número de geleiras classificadas se localiza nos Alpes.

Esta mesma instituição (NSIDC) com uma parceria com a equipe científica ASTER (também da NASA) criou o projeto *Global Land Ice Measurements from Space* (GLIMS) que visa monitorar as geleiras a partir de imagens de satélite, com ajuda de um modelo digital de elevação (DEM). Os dados estão disponibilizados gratuitamente no site <http://www.glims.org/>.

A proposta do projeto é de delimitar em Sistema de Informação Geográfica (SIG) as bacias de drenagem de todas as geleiras do planeta e que seja feito também um monitoramento, atualizando a linha de costa com o tempo, além da classificação geomorfológica e caracterização morfométrica de cada bacia.

As classificações das geleiras propostas pelo projeto GLIMS são muito parecidas com as iniciadas pelo WGMS. Entretanto, a principal diferença é o formato SIG adotado pelo GLIMS. Além disso, com as novas técnicas disponíveis e através de dados com melhor resolução, principalmente as dos sensores remotos, os inventários de geleiras ficaram mais completos e com a maior cobertura de dados.

Os oito parâmetros propostos pelo WGMS como classificação primária, em relação à forma, características frontais, perfil longitudinal, fluxo majoritário, atividade da língua, moraina código 1 e 2 estão inseridos nos dados do GLIMS e ainda conta com uma classificação a mais, a da cobertura de detritos na geleira, pois sabemos que a influência do albedo pode contribuir com o aumento da temperatura superficial do gelo.

Além disso, dentro de cada uma das 9 classificações foram adicionadas mais parâmetros em relação a cada bacia, como visto na 3.1.

Tabela 3.1: Parâmetros propostos para caracterizar de forma morfológica geleiras da Península Antártica. RAU *et al.*, 2010

	Dígito 1 Classificação Primária	Dígito 2 Forma	Dígito 3 Características Frontais	Dígito 4 Perfil Longitudinal	Dígito 5 Principal Fonte de Alimento	Dígito 6 Atividade e da Língua	Dígito 7 Moraina código 1	Dígito 8 Moraina código 2	Dígito 9 Cobertura de detritos da Língua
0	Incertos ou Variado	Incertos ou Variado	Normal ou Variado	Incertos ou Variado	Desconhecido	Incerto	Sem Morainas	Sem Morainas	Incerto
1	Manto de gelo continental	Bacia Composta	Peimonte	Suspensa	Neve/Deriva de neve	Retração acentuada	Morainas terminais	Morainas terminais	Livre de detritos
2	Campo de Gelo	Bacia Composta	Expandida	Vale	Avalanche	Pequeno Retração	Lateral e/ou medial moraina	Lateral e/ou medial moraina	Parcialmente coberto de detritos
3	Calota de gelo	Bacia Simples	Lobada	Cascata	Gelo sobreposto	Estacionária	Moraina de impulso	Moraina de impulso	Quase todo coberto de detritos
4	Geleira de descarga	Circo	Desprendimento	Nevasca		Pequeno avanço	Combinação de 1 e 3	Combinação de 1 e 3	Completamente coberto de detritos
5	Geleira de Vale	Nicho	coalescentes, não contribuindo	Interompida		Avanço acentuado	Combinação de 1 e 3	Combinação de 1 e 3	
6	Geleira de Montanha	Cratera				Possível aumento	Combinação de 2 e 3	Combinação de 2 e 3	
7	Glaciet e campo de neve	Flanco de gelo				Aumento conhecido	Combinação de 1, 2 e 3	Combinação de 1, 2 e 3	

8	Plataforma de gelo	Grupo				Oscilante	Detritos incertos se morâinco s	Detritos incertos se morâinco s	
9	Geleira de Rocha	Remanescente					Morâinas, tipo incerto ou não listado	Morâinas, tipo incerto ou não listado	
10	Corrente de gelo		Desprendimento e Piemonte						
11			Desprendimento e Expansão						
12			Desprendimento e lobada						
13			Plataforma de gelo alimentada						
14			Flutuante						
15			Desprendimento terrestre						
16			Confluente (contribuindo)						

Os parâmetros morfométricos são possíveis de serem estimados com o uso de um DEM (Modelo Digital de Elevação), que possibilita o cálculo de elevação média, mínima e máxima, desvio padrão e variância das bacias de drenagem. DEM é uma representação matemática computacional da distribuição de um fenômeno espacial que ocorre dentro de uma região da superfície terrestre. As outras informações como área, comprimento e largura de cada bacia é processado por uma ferramenta automática no programa ArcGIS™ (ESRI, Inc.).

Esta nova tabela (3.1.1) de classificação proposta por Rau *et al.*, 2010 está diretamente relaciona a região da Península Antártica.

A Península Antártica, até o momento de redação dessa tese só possuía alguns inventários desenvolvidos para áreas específicas (RABASSA *et al.*, 1982; SKVARCA, ROTT & NAGLER, 1995; BRAUN, RAU & SIMÕES, 2001; RAU *et al.*, 2004, DAVIES *et al.*, 2012 e BLISS, HOCK & COGLEY 2013).

Rabassa *et al.* (1982) utilizou mapas topográficos na escala 1:250 000, imagens multi-espectrais LANDSAT e fotografias aéreas de 1979-80 para gerar o primeiro inventário de geleiras das ilhas James Ross e Vegas, contabilizando 138 e 29 geleiras respectivamente. Esse foi o primeiro inventário da PA utilizando a técnica do WGI.

Skvarca, Rott & Nagler (1995) usaram imagens ópticas LANDSAT TM e imagens SAR (Synthetic Aperture RADAR) ERS-1 das geleiras da ilha James Ross para mapear as 39 geleiras de descarga, com um intervalo de 17,4 anos desde 1975

até 1993. Os autores geraram um inventário com informações morfológicas e constataram que 33 geleiras tiveram retração da sua frente.

O primeiro inventário digital na Península Antártica foi desenvolvido por Braun, Rau & Simões (2001) com fotos aéreas e imagens satelitais (SPOT e ERS) de 1950 até 2000. Os autores delimitaram as bacias de drenagem da ilha Rei George de acordo com as instruções do projeto GLIMS, e detectaram que a área teve uma retração de suas geleiras nestes período de estudos.

Na mesma linha de pesquisa, Rau *et al.*, 2004 investigaram a porção da PA ao norte de 70°S utilizando imagens ASTER e LANDSAT para constatar que a Ilha James Ross, a Península Trinity, a costa Danco e o norte da baía Marguerite perderam um total de 146 km² de massa de gelo entre Janeiro de 1988 e Janeiro de 2001, ganhando apenas 7,1 km², tendo valores mais significativos na ilha James Ross onde das 58 geleiras 57 estavam retraindo, sendo que nenhuma se mostrou estacionária e apenas uma avançou. No leste da Península Trinity, das 32 geleiras estudadas, 22 perderam área nas suas frentes, 2 avançaram e 8 se mostraram estacionárias.

A única região da PA cujos dados foram fornecidos ao projeto GLIMS é a porção norte da PA, do cabo Dubouzet, 63° S, 57°O ao embaixamento Larsen, 64°S, 59°O. Nessa região, Davies *et al.* (2012) usaram imagens ASTER, LANDSAT e SPOT-5, adquiridas entre 1988 e 2009, e constaram que entre 1988 e 2001, 90% das geleiras estavam retraindo e entre 2001 e 2009, o percentual de geleiras com retração ficou em 79%. Mais uma vez tivemos uma resposta do ambiente ao aumento da temperatura do ar na década de 90 (MENDES-JÚNIOR *et al.*, 2009; HATTERMANN & LEVERMANN, 2010; DAVIES *et al.*, 2012; SILVA *et al.*, 2014; VÄLISUO *et al.*, 2014; HOLT *et al.*, 2014).

Bliss, Hock & Cogley (2013) compilaram um inventário das massas de gelo glacial da periferia da Antártica, a partir dos dados do ADD e alguma digitalização manual, e avaliaram as mudanças nessas geleiras com auxílio de imagens LANDSAT, MODIS e ASTER de 1957 até 2005. Seus estudos foram incluídos nos dados de Cook *et al.* (2014). Eles constataram que 63% das bacias de drenagem drenam suas massas para plataformas de gelo e 36% drenam para o oceano.

Os autores Cook *et al.*, (2014), no inventário mais completo até agora publicado, utilizaram imagens LANDSAT e o modelo digital de elevação ASTER GDEM para delimitar de forma semiautomática as bacias de drenagem glacial da PA entre 63°S e 70°S, entre ilhas (dados de Bliss, Hock & Cogley (2013)) e continente. Os autores encontraram 1590 bacias de drenagem, sendo que 860 são geleiras de maré e 90% destas estão em processo de retração. Com dados desde 1940, constataram

que a partir de 1970 o processo de perda de massa se pronunciou e só teve um pequeno re-avanço no final da década de 1990.

O inventário desenvolvido nesta tese se diferencia dos outros pela alta qualidade das imagens ASTER (15 metros de resolução) e região de abrangência entre 61°S e 74°S, com a delimitação manual das bacias de drenagem e uma classificação geomorfológica e morfométrica de cada geleira. Para nível de comparação, os autores Cook *et al.* (2014), com uma delimitação semiautomática, utilizaram imagens LANDSAT de 30 metros de resolução entre as áreas 63°S e 70°S .

3.2 Classificação geomorfológica das geleiras

A classificação geomorfológica das geleiras, de acordo com o manual de classificação do projeto GLIMS (RAU *et al.*, 2010), desenvolvido exclusivamente para as geleiras da Península Antártica, descreve as informações das geleiras em relação a classificação primária, forma, características frontais, perfil longitudinal, principal fonte de alimento, atividade da língua, morainas e cobertura de detritos na superfície. Para detectar os limites da bacia de acumulação, é necessário utilizar um DEM (Modelo Digital de Elevação).

3.2.1 Classificação primária

A classificação primária consiste em uma caracterização distinta em 7 categorias de geleiras. As bacias de drenagem são divididas em plataforma de gelo, geleira de rocha, *glaciet* e campo de neve, calota de gelo, campo de gelo, geleira de montanha, geleira de vale e geleira de descarga.

Duas categorias que não foram utilizadas nesta classificação, o Manto de gelo continental e corrente de gelo.

Mantos de gelo são geleiras de proporção continental, ou seja, não se enquadram na classificação de uma bacia de drenagem e sim de várias, pois são massas de gelo e neve com tamanhos maiores que 50.000 km². Existem dois mantos de gelo no planeta atualmente, a Groelândia com 1,7 milhões km² e a Antártica com 13,9 milhões de km², eles podem ser continentais, apoiados na rocha ou flutuantes

como plataformas de gelo. No Quaternário existiram outros mantos de gelo como o da Escandinávia e o Laurenciano (na América do Norte). A Península Antártica era um manto de gelo no último máximo glacial ~20 ka BP e começou a retrair a ~18 ka BP (COFAIGH *et al.*, 2002).

Corrente que gelo consiste em uma zona no manto de gelo onde as velocidades de gelo podem atingir centenas de metros por ano, a partir do deslizamento basal rochoso (SIMÕES, 2004). Este estudo não mede a velocidade de fluxo das bacias, e por imagens de satélite não temos como inferir sobre o deslizamento sobre o embasamento rochoso, além do mais essas áreas podem ser grandes campos (RAU *et al.*, 2010).

Plataformas de gelo, como descrito no capítulo 2.1.2, são massas de gelo flutuante, conectadas ao continente. Podem ainda ser definidas como uma extensão marinha de geleiras terrestres alimentadas pela neve acumulada e o congelamento da água do mar, possuindo espessuras que varia entre 200 e 2000 m. Com uma superfície plana ou suavemente ondulada elas perdem massa pelo desprendimento de icebergs ou derretimento da base rochosa pelo oceano. Aproximadamente 42% da costa Antártica são cobertas por plataformas de gelo. O desenvolvimento de uma plataforma de gelo genérica se inicia com a confluência de várias geleiras flutuantes. Por conseguinte, esta combinação de classificação deve ser levada em conta, antes de classificar uma massa de gelo como uma Plataforma de gelo.

Geleiras de rocha caracterizam-se por deformações internas do gelo ou fluxo de lava com detritos contendo gelo Intersticial, ou de lâminas de gelo entre os detritos rochosos (PAYNE, 1998). Geralmente são encontradas em regiões de altas montanhas (BERTHLING, 2011). Elas são um núcleo de gelo ou rocha cimentada pelo gelo, com uma espessa camada de detritos rochosos com uma espessura média de aproximadamente 5 m. Estima-se que essas geleiras possuem entre 40-60% de gelo sob a camada superior da rocha, que atua como isolamento do gelo para as mudanças na temperatura (BRENNING, 2005). O movimento é principalmente devido aos movimentos dos detritos e das massas sob a influência da gravidade, e não devido ao fluxo padrão do gelo. Geleiras de rocha não se caracterizam por uma cobertura de detritos das geleiras, pois são formas complexas de relevo que possuem grande potencial como reservatório de água congelada. Ela pode ser uma geleira em forma de pedra angular, circo, em forma de vale, *firn* ou pode estar cobrindo os restos de uma geleira, movendo-se lentamente encosta abaixo (WGMS, 1973).

Glacieret e campo de neve são massas de neve e gelo muito pequeno ou massa de neve com pouco ou sem movimento por dois anos consecutivos e a área de

ablação e acumulação não é bem definida. Além disso, podem ser classificadas como geleiras mortas (HARITASHYA, SINGH & SINGH, 2011). Elas são formadas por neve ou avalanches e também por forte acumulação em alguns anos. *Glacierets* são também formados durante a fase de recessão das geleiras que tem sido associado com as condições climáticas após uma pequena idade do gelo. Elas comumente ocupam circos que foram formados durante glaciações passadas.

Calota de gelo são redondas, com um perfil semi-parabólico, geralmente cobrindo um planalto, são menores que mantos de gelo e podem abrigar várias geleiras de descarga também (COGLEY *et al.*, 2011). Elas não precisam de classificação de forma, não são interruptas e nem suspensa (RAU *et al.*, 2010).

Campos de gelo são áreas extensas, designação dada às massas de gelo menos que 50 000 km² de superfície, geralmente compostas por geleiras de descarga que drenam sua massa de gelo e neve, sendo controladas pelo embasamento da superfície em uma área plana ou ondulada (SIMÕES, 2004). A espessura não cobre relevos na superfície.

Campos de gelo formam-se geralmente em áreas extensas tipo bacias ou em cima de planaltos, permitindo a formação de uma massa de gelo contínua sobre o relevo e não interrompida por canais glaciares. Possivelmente não necessita de uma classificação de frente, pois os campos de gelo podem não ter uma linha clara de direção de fluxo (RAU *et al.*, 2010).

Geleira de montanha é uma geleira que adere um lado da montanha, refletindo as principais feições da topografia subglacial, e não se encaixa em nenhuma outra classificação primária padrão. Podem ser Circo, Nicho, Cratera assim como grupos, geleira suspensas na porção alta de um vale glacial e flancos de gelo. As vezes são similares as geleiras de vale, mas muito menor, frequentemente localizada num circo ou nicho (WGMS, 1977).

Geleiras de vale estão confinadas nas paredes de um vale e terminam em uma língua estreita. Várias geleiras de vale podem coalescer em um sistema de geleiras tributárias que alimentam um tronco principal, ou seja, uma geleira de vale composta (geleira tronco), onde as morainas mediais indicam os limites de cada unidade.

Elas ocorrem na maioria das cadeias de montanhas e são relativamente passíveis de observações diretas. Elas podem ser entendidas como longos rios de gelo que se originam das partes superiores das montanhas e flui para baixo pôr vales preexistentes. As dimensões são variáveis, e em muitas formas podem ser parecidas com um rio (RAU *et al.*, 2010).

Nas geleiras de vale, a água entra no sistema pelas partes superiores (nascentes das geleiras) situadas a grandes altitudes. A área de acumulação é claramente definida e limitada pela topografia. A direção do fluxo é controlada pelo vale que a geleira ocupa, e conforme o gelo se move, ele erode e modifica a topografia local. Erosão e deposição pôr geleiras de vale produzem muitas formas topográficas. As mais importantes são: (i) vales em “u”; (II) circos glaciais; (iii) vales suspensos; (iv) horns; (v) morainas; e (vi) planícies lavadas (depósitos de planície). O intemperismo causado pelo gelo é o processo principal em regiões glaciais (RAU *et al*, 2010).

As geleiras efetivamente dão forma às montanhas, vales etc. Uma geleira de vale comumente está presente em mais da metade do vale que ocupa, e conforme se dá o movimento, ele vai modificando o vale que, inicialmente tinha um formato em “v” para um vale em formato de “u”, que são característicos dessas regiões. Nas nascentes das geleiras se desenvolvem os chamados circos glaciais. Nos troncos das geleiras de vale as partes superiores das geleiras encontram-se no mesmo nível. Todavia, como a geleira principal é mais espessa e carrega mais sedimento, ele vai erodir mais, gerando vales mais profundos do que os vales das tributárias. Quando a geleira deixa a área, os fundos dos vales das tributárias serão mais elevados do que o fundo do vale da geleira principal. A esta feição chama-se de vale suspenso. Parte da carga da geleira consiste de fragmentos de rochas provenientes de afloramentos acima da geleira. Esses fragmentos vão se acumular nas margens da geleira (HOOKE, 2005; BENNET & GLASSER, 2010).

A ação congelante é especialmente ativa em clima frio onde ocorrem as geleiras de vale e vai produzir uma grande quantidade de fragmentos líticos. Esse material é transportado na superfície da geleira, formando as chamadas morainas laterais. Quando uma geleira tributária entra no vale principal, a moraina lateral do tributário se une com a moraina lateral da geleira principal formando um moraina central. O transporte do material próximo a base da geleira faz com que ela atue como uma grande lixa que leva o sedimento da superfícies do substrato da geleira. Na terminação (parte frontal da geleira) o gelo deixa o sistema pôr evaporação e fusão sendo a carga depositada na chamada moraina frontal ou terminal. Morainas frontais comumente bloqueiam os vales fazendo com que a água de degelo fique presa formando lagos. Estas águas podem retrabalhar os sedimentos e redepositá-los à grandes distâncias. O grande volume de água de degelo no término da geleira retrabalha o sedimento previamente depositado na moraina frontal e o redeposita em uma planície aluvionar. Estes sedimentos possuem características de sedimentos depositados tipicamente pelos rios (BENNET & GLASSER, 2010).

Geleira de descarga, geralmente em uma forma de vale (HARITASHYA, SINGH & SINGH, 2011), representa a maioria das geleiras da Península Antártica, drenando o gelo de um manto de gelo, campo de gelo, ou geleira de vale. Elas geralmente tem o fluxo definido por uma depressão na topografia. O gelo flui por um desfiladeiro entre as montanhas periféricas. A geleira de descarga está confinada ao vale estreito pelos penhascos vizinhos, e por morainas laterais depositadas durante um período geologicamente recente de expansão da geleira. Durante essa expansão, a geleira de descarga atingiu o fundo do vale formado um lóbulo piemonte confinados apenas pela sua própria moraina terminal (BENNET & GLASSER, 2010). Em outras palavras, é uma língua de gelo que se estende radialmente a partir de um domo de gelo. Pode ser identificadas dentro do domo como uma faixa de gelo que se move rapidamente (uma "corrente de gelo"), enquanto que além do domo que normalmente ocupa uma depressão rasa e irregular (RAU *et al*, 2010).

3.2.2 Classificações quanto à forma

Nesta seção, as geleiras serão caracterizadas em relação a sua forma, isto é, definição que se refere ao contorno de uma geleira. A maioria das categorias, correspondem às áreas de captação e, portanto, dão importantes informações sobre a extensão e a forma de uma geleira.

A forma de uma geleira é uma função do clima e da topografia, portanto, existem uma variedade de morfologia de geleiras (NESJE & DAHL, 2000). As formas aqui descritas são bacias simples, bacias compostas, bacias compostas com braços separados, flancos de gelo, circo, cratera e nicho.

Nas bacias simples, as geleiras são alimentadas a partir de uma única bacia de captação de massa, com apenas um tronco ao longo de seu comprimento, com uma única área de acumulação (RAU *et al*, 2010).

Bacias compostas possuem sistemas de descargas dendríticas ou geleiras de vale com mais de uma "bacia composta" que se fundem. Duas ou mais geleiras de vale individuais que surgem a partir de vales tributários e coalescentes.

Bacias compostas, com braços separados possuem várias áreas de abrangência, ou seja, várias bacias simples em uma zona específica de acumulação, alimentando uma única língua de geleira. Podem ainda ser caracterizadas como duas ou mais bacias de acumulação individual alimentando um sistema glacial.

Flanco de gelo é uma bacia íngreme cobrindo de gelo as faces de uma montanha, são classificadas como geleiras suspensas, geralmente com gelo fino.

Circo são geleiras tem forma de leito de rocha firme e côncavo, não possui língua desenvolvida e a área de captação é criada através dos processos de erosão glacial. Ela ocupa um separado e arredondado espaço, com paredes íngremes de recesso que se formaram em um lado da montanha.

Nicho são pequenas geleiras em forma de V ou depressões, aderindo um declínio na montanha, morfologicamente menos desenvolvido que uma geleira de circo (WGMS 1977).

3.2.3 Características frontais

Nesta seção, serão descritas as características frontais das geleiras, porém foram propostas alterações ao sistema do WGMS. Vários estudos têm mostrado a necessidade de mudar e expandir os valores de classificação de acordo com as diferentes frentes das geleiras (WEIDICK *et. al.*, 1992). As alterações propostas foram mantidas a um mínimo, a fim de manter a compatibilidade com a base de dados WGMS. Então, as frentes são classificadas da seguinte forma: se a bacia alimenta uma plataforma de gelo, se é normal, se possui desprendimento terrestre, coalescente, confluyente, piemonte, expandida, lóbulo, desprendimento e piemonte, desprendimento e expandida, desprendimento e lóbulo, desprendimento e flutuando.

As que alimentam uma plataforma de gelo são as geleiras em que suas frentes fluem para uma plataforma de gelo, a linha de encalhe pode ser detectável por uma mudança na declividade, e é nessa linha que a bacia termina. Geleiras que descarregam suas massas de gelo frente a plataformas de gelo tem sua carga freada, por isso que geralmente estão estacionadas, preocupação essa relevante já que com a desintegração de plataformas de gelo, essas geleiras tem sua velocidade de fluxo acelerada. Mesmo que se note a mudança na linha de encalhe, por imagens de satélite não podemos inferir sobre tal variação, pois essa informação pode ser confundida com a alternância no ângulo solar na hora da aquisição da imagem, então a essas bacias sempre serão classificadas como estacionadas.

A classificação “normal” refere-se à geleira com uma frente simples, regular, com uma única linha frontal.

Uma bacia de drenagem classificada como desprendimento terrestre, pouco encontrada na Península Antártica, se refere a terminações no continente, em uma área de rocha ou grandes montanhas em latitudes médias, a frente do gelo se quebra sobre penhascos ou pedaços de rochas de diferentes alturas.

Coalescente não contribuinte são geleiras cuja língua se unem e fluem em paralelo com outra geleira sem coalescência, sem fusão das massas de gelo, as línguas andam juntas mas com fluxo paralelo e sem coalescência (WGMS, 1977).

Confluente é o contrário disso, a língua das geleiras tributárias emergem dentro de outras geleiras, fazendo o fluxo das duas massas se fundirem.

Piemonte ocorre em áreas sem restrições topográficas (planície). Classificação clara pela expansão da frente das geleiras, com uma forma radial frontal. Se ela terminar no mar se usa a classe "desprendimento e piemonte".

Uma bacia expandida representa a expansão frontal sobre uma superfície plana, não necessariamente planície, de uma bacia de drenagem, nesse caso, a expansão lateral é menor que a geleira de piemonte. Se ele termina no mar, classifica-se como "desprendimento e expandida".

Lóbulos são formados onde a parte inferior da geleira deixa a parede de confinamento de um vale e se estende à uma superfície menos restrita para uma mais restrita. A extensão lateral marcadamente é menor do que o Piemonte. (WGMS, 1977). Refere-se à fase inicial de formação da língua e ocorre em ambas as escalas: micro e macro. Em muitos casos, representam parte de uma camada de gelo, capa, campo grande ou margem radial de gelo em pequena escala. Não é uma geleira de descarga ou uma geleira de vale, essa classificação deve ser representada por desprendimento e lóbulo (WGMS, 1977).

Desprendimento e Piemonte são uma combinação de geleiras que sofrem desprendimento, oceano no caso da PA e são piemonte, ou seja, uma ou mais geleiras, na mesma bacia de drenagem, possuem sua frente com uma expansão lateral.

Desprendimento e expansão é uma combinação de bacias que sofrem desprendimento e sua frente é expandida, mas o fluxo vai todo para a mesma área.

Desprendimento e Lóbulo é uma combinação de desprendimento do gelo da bacia com uma frente expandida e seu fluxo ocorre em algumas direções, ela é lobulada.

Desprendimento é uma classificação para uma bacia normal cuja sua terminação se estende até um lago ou o mar, produzindo *icebergs* e *growlers* na sua perda de massa. Qualquer geleira que possui características frontais "Normal" é

desprendimento. Não deve ser usada para "desprendimento Terrestre" ("desprendimento seco"). O desprendimento é uma consequência da fratura do gelo, muitas relações de desprendimento são com base no cálculo de profundidades das fendas usando a fratura mecânica (WEERTMAN, 1973). O desprendimento é o primeiro processo de ablação da massa de geleiras e mantos de gelo (BORSTAD *et al.*, 2012).

A frente da bacia de drenagem chamada flutuante, quer dizer que sua terminação está flutuando no mar e a linha de encalhe aproximado pode ser detectável. Geralmente, a classificação se refere às geleiras de maré e esta classificação implica que a geleira está perdendo massa por desprendimento.

3.2.4 Características longitudinais

A descrição das características longitudinais refere-se a uma definição do perfil longitudinal da bacia de drenagem, classificando-as como normal, uniforme regular, suspensa, cascata, cascata de gelo e interrompida.

Uniforme e regular, entende-se por uma bacia sem alterações marcantes no perfil superficial da geleira, sem fendas, podendo se formar em encostas verticais.

Na bacia suspensa, a geleira não tem conexão, sendo geralmente uma geleira de montanha, acima de 60° de inclinação, em cima de uma montanha íngreme ou surgindo de um vale suspenso (WGMS, 1977).

Na bacia cascata, o perfil muda na inclinação da superfície da geleira, e são comuns áreas com fendas e *seracs*. A declividade da geleira vai caindo suavemente, diferente da bacia suspensa que tem uma alta inclinação (CASPER, 2010).

Cascata de gelo é uma cobertura de gelo fechada ao longo de um lado íngreme da montanha, com bacias inteiramente fendadas possuindo muitos *seracs* (CASPER, 2010). Caracteriza uma geleira com uma considerável curva no perfil longitudinal em um ponto, causando forte quebra superficial (WGMS, 1977). Neste campo, a definição na lista do GLIMS difere do WGMS. Para o WGMS significa um campo interrompido.

A classificação da bacia como interrompida é quando o fluxo da geleira é interrompido abruptamente por um penhasco muito inclinado. Alguma área da geleira tem que estar travada, interrompida (CASPER, 2010).

3.2.5 Principal fonte de alimento

Caracterizar a origem das massas de gelo nem sempre é uma tarefa fácil, por isso será caracterizado a principal fonte de alimento das bacias de drenagem, ou seja, será identificado como as geleiras ganham massa, isso se deve por neve/tração de neve; avalanche; e gelo sobreposto.

Conceitua-se neve/ precipitação da neve, a forma mais comum de uma bacia de drenagem glacial acumular gelo e neve. Ocorre por precipitação nas estações frias, e o vento transporta para a geleira.

Avalanche é um processo pelo qual uma massa acumulada de neve repentinamente se movimenta de forma abrupta e violenta e se precipita em direção ao vale ou montanha abaixo, durante a descida, a massa carrega cada vez mais neve. As avalanches espontâneas produzem-se por um acúmulo excessivo de neve ou por uma mudança nas condições da neve acumulada. Os aumentos de temperatura e a chuva são as alterações mais frequentes e afetam a neve de qualquer qualidade. O segundo motivo mais frequente das avalanches naturais são as mudanças metamórficas na neve acumulada por causa do derretimento provocado pela radiação solar. Nesse caso a neve aumenta de peso relativo à superfície (isto é, a pressão) até o ponto em que as camadas inferiores não conseguem suportar o peso. A neve recente ou úmida, aumenta a sua fluidez e escorregam sobre outras camadas de neve endurecida (SLAYMAKER & KELLY, 2007; ARMSTRONG & BRUN, 2008).

O gelo sobreposto é formado pelo congelamento e recongelamento da neve acumulada ao longo das estações de ablação e acumulação, a transformação de neve para gelo ocorre por compactação deste ao longo de um ano, porém o gelo sobreposto difere do gelo formado pela acumulação da neve, pois seus cristais são menores e as bolhas de ar estão dispostas de maneira diferente. Este fenômeno acontece na zona de gelo sobreposto das geleiras, situada entre a linha de neve e a linha de equilíbrio, na parte superficial das geleiras, as quais estão sujeitas ao intemperes (DEWALLE & RANGO, 2008).

3.2.6 Atividade da língua

Existe um grau elevado de incerteza com relação a atividade da língua de uma geleira pela imprecisão das imagens de satélite, principalmente no que se refere a resolução espacial, precisão geodésica, erros de deslocamento, disponibilidade de dados e assim por diante.

As bacias classificadas de acordo com a atividade de sua língua referem-se se sua frente ganhou ou perdeu massa, ou seja, se a geleira sofreu retração ou avanço da frente, ou ainda se a bacia está estacionada, oscilando ou se há incerteza na classificação, geralmente por falta de dados suficientes para a análise.

Este parâmetro de retração e avanço possui duas distinções se o evento foi marcado ou leve. Os valores descritos pela WGMS são subjetivos, por exemplo, eles consideram que 20 metros de recessão ou avanço é uma retração marcada ou avanço marcado, porém se a uma geleira tem 150 metros de comprimento enquanto outra tem 30 metros de comprimento este evento marcado vai variar entre essas duas bacias, por isso foi estipulado neste inventário de geleiras que as retrações ou avanços são leves quando o fenômeno acontecer em até 2,5 % do seu tamanho de área, mais que 2,5% o avanço ou retração será marcado.

Uma geleira com classificação incerta apenas significa que foi delimitada sua bacia de drenagem com uma única imagem de satélite. Nesse caso, não foram encontradas outras imagens para análise da geleira e o estado dela não pode ser constado pelo estudo presente.

Geleiras estacionárias não ganharam e nem perderam massa, ou mudanças na posição da frente não foram detectadas por imagens de satélite. Esta classificação geralmente representa geleiras que tem como frente plataforma de gelo, pois a linha de enalhe é claramente detectável, porém mesmo que visível a mudança nesta zona, não pode ser detectado o movimento por análise visual, pois pode não representar o deslocamento da bacia de drenagem glacial, e sim pode ocorrer o ângulo do sol mudar em relação a aquisição da imagem satelital anterior ou dependendo da época do ano ou hora do dia em o satélite orbitou sobre a área.

Um avanço leve significa que a geleira ganhou menos de 2,5% de sua área total na frente da sua bacia de drenagem.

O avanço marcado a geleira ganhou mais de 2,5% de frente da sua área total.

Geleiras oscilando (Figura 3.2) representam a normalidade em uma bacia de drenagem, já que todos os anos as massas de gelo dinâmicas ganham e perdem área

no fim de cada estação de acumulação e ablação respectivamente, se a frente ganha e perde massa, entra na classificação de oscilando.

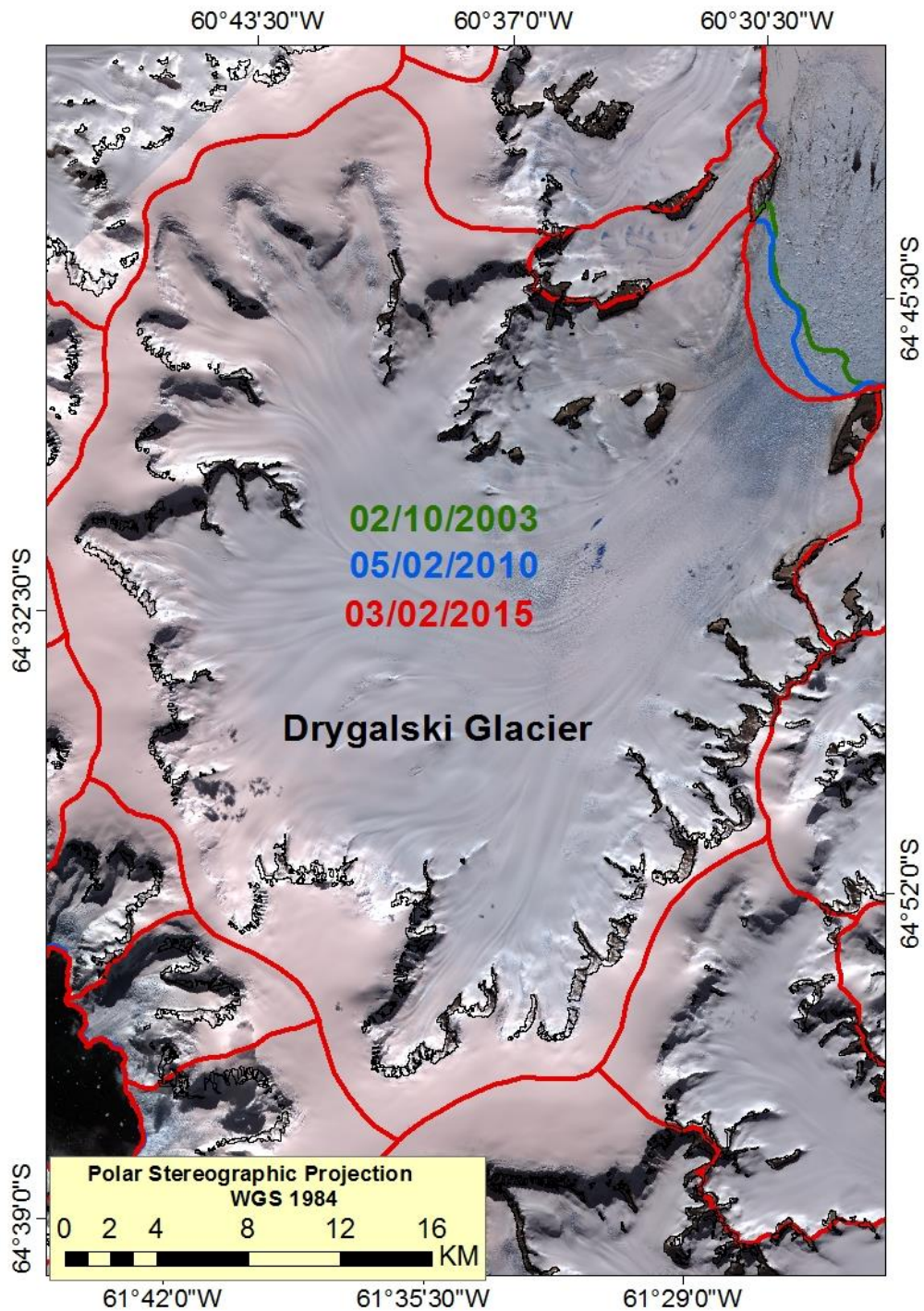


Figura 3.2: Geleira Drygalski classificada como oscilando. Uma bacia de drenagem composta com braços unidos, de descarga, longitudinalmente cascata e com a frente flutuante. Em verde a frente da geleira e 02 de outubro de 2003, em azul a frente do dia 05 de fevereiro de 2010 e em vermelho a frente do dia 03 de fevereiro de 2015. A imagem é uma subcena ASTER do dia 03 de fevereiro de 2015.

Numa bacia com retração leve a geleira perde menos que 2,5% da sua área total, representado pelas imagens que foram adquiridas.

Retração marcada, significa que a geleira perdeu mais de 2,5% de sua área. Essas classificações de mudanças são feitas com pelo menos duas imagens diferentes, claro que quanto mais imagens disponíveis melhor e mais seguro será a afirmação do comportamento das geleiras. Porém, imagens óticas da região da PA apresentam com frequência uma quantidade grande de nuvens.

3.2.7 Morainas

Morainas são derivadas do processo de erosão glacial, ao se movimentarem as geleiras carregam uma carga de detritos e as depositam de diversas formas nos lugares onde começa a ocorrer a fusão do gelo (BENNET & GLASSER, 2010). Esses acúmulos de material não se dispõem em camadas como ocorre com os depósitos sedimentares, mas formam massas entremeadas de materiais grossos e finos, dando origem às morainas, que se classificam de acordo com a parte da geleira na qual foi depositada.

A moraina terminal origina-se dos detritos deixados na frente da geleira, no término dela, marcando o ponto de avanço máximo do gelo, onde a acumulação progressiva de *till* na frente da geleira é resultado do degelo com avanços e recuos sazonais e que, geralmente, tem a forma de uma colina em arco atravessando o vale e convexidade apontando para jusante (BENNET & GLASSER, 2010).

Moraina lateral forma-se de cada lado da geleira, conforme a geleira se movimenta e carrega detritos eles são deixados nas suas laterais por deposição e quando duas morainas laterais se juntam elas formam uma moraina medial (BENNET & GLASSER, 2010).

O WGI considerou dois campos para a caracterização de morainas, são eles: morainas código 1, ou seja, as que estão em contato com a geleira nos dias atuais e morainas código 2, isto é, morainas mais a jusante, em áreas deglaciadas. Esta última classificação não foi aplicada neste inventário, porque nenhuma área de rocha foi incluída no estudo, excluído assim as morainas por uma máscara das áreas livres de gelo.

A determinação do tipo de moraina está distribuído em 9 categorias: sem morainas, morainas terminais (1), moraina lateral e/ou moraina medial (2), moraina de

empurrão (3) e as combinações possíveis, entre a classificação 1 e 2; 1 e 3; e 2 e 3, e considerada classificação incerta se os detritos são morainas. A última classe são de morainas incertas ou não listada.

As morainas de empurrão são difíceis de identificar de forma inequívoca através de técnicas de sensoriamento remoto, porque em imagens de satélite muitas vezes não são distinguíveis das morainas terminais. Elas são proeminentes e não destruídas por picos subsequentes. Alguns autores sugeriram que as extensas morainas de empurrão em Spitsbergen foram o resultado de um fluxo extraordinariamente rápido da geleira. Estas complexas morainas de empurrão consistem em uma série de arco como cumes que marcam a posição de maior avanço, e são evidência de uma correlação entre glaciectônicas e o surgimento da geleira (CROOT, 1988).

Como este trabalho objetiva a classificação das bacias de drenagem por imagens de satélite, as morainas de empurrão não foram consideradas e nem foram consideradas morainas incertas e não listadas. Então a moraina código 1, inclui sem morainas, morainas terminais (1), laterais (2), a combinação de 1 e 2 e incerto.

3.2.8 Cobertura de detritos na língua

A cobertura de detritos de uma geleira tem uma grande influência no seu balanço de massa, principalmente devido à diminuição do albedo em geleiras com uma grande cobertura superficial de detritos finos ou por isolamento da cobertura de detritos mais grossos. Esta classificação só se deve a detritos como seixos, pedras e pedregulhos, não inclui uma cobertura temporária por poeira e fuligem, no final do período de ablação, por exemplo.

Esta classificação se refere a geleiras livres de detritos, parcialmente cobertas por detritos (i.e., mais de 10% e menos de 50% de sua área de ablação coberto por detritos), quase completamente cobertas por detritos (i.e., mais de 50% e menos que 90% da superfície da geleira está coberto por detritos), e completamente cobertas por detritos (i.e., toda a área de ablação está coberta por detritos).

4. MATERIAL E MÉTODO

A metodologia do trabalho baseia-se em um conjunto de procedimentos, que incluem o processamento de imagens de sensoriamento remoto, a elaboração de um banco de dados geográficos e a análise através de um Sistema de Informação Geográfica (SIG). Primeiramente, foi realizada a ortorretificação das imagens do sensor ASTER, e posteriormente a delimitação das bacias de drenagem da PA por um processo semiautomático. Além disso, para cada imagem, foram classificadas e geradas máscaras com as áreas de rocha livre de gelo. Por fim as geleiras foram classificadas pelos seus aspectos morfométricos e geomorfológicos e incluídas em um banco de dados geográfico, para a realização das análises das mudanças nas geleiras. Nesta secção serão apresentados e detalhados os procedimentos adotados na metodologia desse estudo (Figura 4.1).

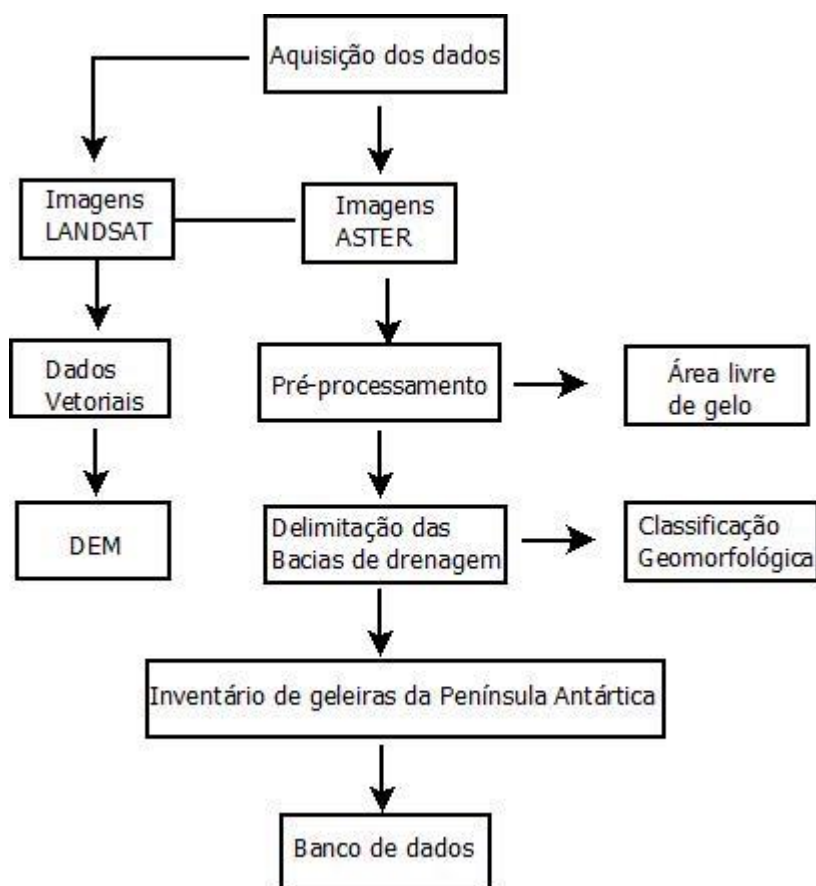


Figura 4.1: Fluxograma da metodologia empregada na tese.

Os principais dados geoespaciais utilizados no trabalho foram imagens dos sensores remotos ASTER, Sensores Thematic Mapper (TM) e Thematic Mapper Plus (ETM+) da série de satélites do programa LAND REMOTE SENSING SATELITE (Série LANDSAT) e banco de dados do *Antartic Digital Database* (ADD), assim como 4 diferentes Modelos Digitais de Elevação da Península Antártica, que foram testados para que fosse possível gerar os dados morfométricos de cada geleira.

4.1 Dados satelitais e vetoriais

Nesta tese foram utilizadas 715 imagens do sensor ASTER e 84 imagens LANDSAT TM e ETM+, e as linhas de costa do ADD que cobriram quase que completamente a área de estudo nos períodos de 22 de Novembro de 2001 a 02 de Março de 2015 para imagens ASTER e 10 de dezembro de 1991 a 19 de Janeiro de 2003 para imagens LANDSAT TM e ETM+.

4.1.1 Dados satelitais

A seguir serão descritos os dados e as características dos sensores remotos utilizados na delimitação das bacias de drenagem, isso inclui além das imagens ASTER e LANDSAT TM e ETM+ (Figura 4.2), modelos digitais de elevação utilizados na referencia de altitude, a fim de encontrar as linhas de fluxos e identificar a direção de movimento de cada bacia de drenagem.

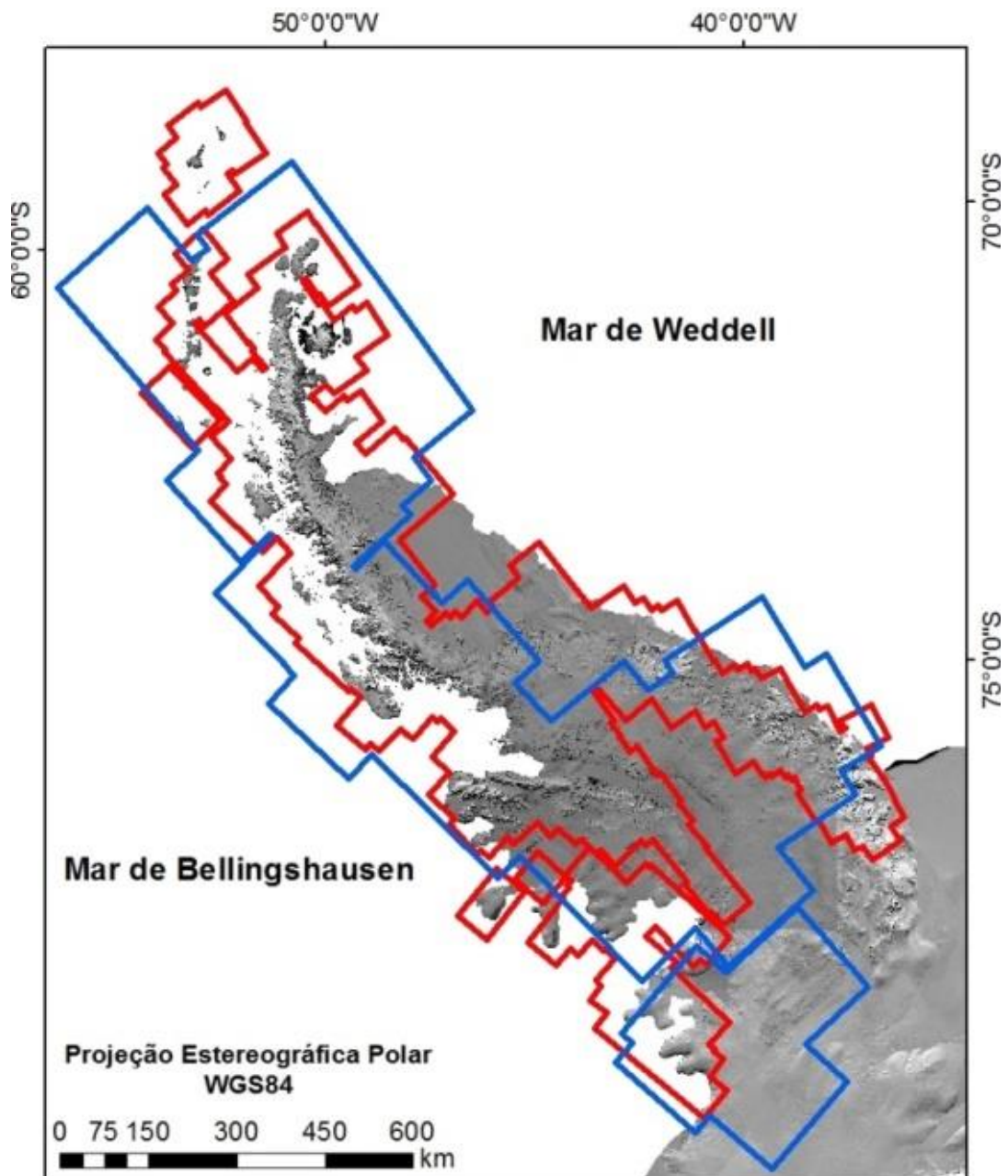


Figura 4.2: Área de recobrimento das cenas selecionadas para delimitar as bacias de drenagem glacial da Península Antártica. Em vermelho a cobertura das imagens ASTER e em azul as imagens LANDSAT TM e ETM+. A imagem da Península Antártica é um recorte do mosaico LIMA (USGS, 2007).

As imagens do LANDSAT TM e ETM+ e a linha de costa do ADD foram utilizadas apenas para cobrir as áreas onde as imagens ASTER não estavam disponíveis, pois a intenção do inventário é usar imagens de mais alta resolução espacial.

4.1.1.1 Imagem ASTER

O programa *Earth Observing System* (EOS) da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), cuja missão é gerar conhecimento científico sobre o funcionamento da Terra, formou uma parceria entre a essa agência e o *Japan's Ministry of Economy, Trade and Industry* (METI), e lançou o satélite Terra. Com o propósito de criar mapas detalhados de temperatura da superfície terrestre, reflectância e elevação.

O satélite Terra, lançado em 18/12/1999, está numa órbita circular a 705 km de altitude, quase polar, heliossíncrona, cruzando o equador às 10:30 da manhã na órbita descendente, e à 1:30 da madrugada no sentido ascendente. Este satélite possui cinco sensores: *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER), *Multi-angle Imaging Spectroradiometer* (MISR), *Clouds and the Earth's Radiant Energy System Network* (CERES), e *Measurements of Pollution in the Troposphere* (MOPITT).

O sensor ASTER consiste em três subsistemas: *Visible and Near Infrared* (VNIR); *Shortwave Infrared* (SWIR) e *Thermal Infrared* (TIR). Este sistema VNIR é constituído por dois telescópios independentes, um voltado para nadir, ou seja, apontado para a superfície da terra num ângulo de 90° em relação à superfície imageada, considerando uma superfície plana, e outro apontado para off-nadir (JENSEN, 2009) com uma configuração que possibilita a obtenção de modelos de elevação para cada cena imageada.

Com uma resolução temporal de 16 dias, o sensor ASTER abrange as latitudes de 83°S a 83°N, com 14 bandas ou canais espectrais dando cobertura radiométrica desde o espectro visível até o espectro do infravermelho térmico, com resoluções conforme visto tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Características dos sensores ASTER

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espacial (m)	Resolução Radiométrica	Quantidades de bandas	Tamanho da cena
VNIR	0,5-0,9 µm	15	8-bits	3 verticais e 1 inclinada	60x60 km
SWIR	1,6-2,5 µm	30	8-bits	6	
TIR	8,0-12,0 µm	90	12-bits	5	

Foram utilizadas as bandas 1 (0.52 - 0.60 μm), 2 (0.63 - 0.69 μm) e 3 (0.76 - 0.86 μm) verticais, a bordo do sensor VNIR, que correspondem a dois comprimentos de onda no visível (verde e vermelho) respectivamente e um no infravermelho próximo.

As imagens ASTER são fornecidas pela NASA através do sistema de busca de imagens Reverb (<http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/>), que disponibiliza produtos aos usuários registrados que possuem projetos aprovados por essa agência. O GLIMS faz parte de um projeto científico do programa ASTER e disponibiliza imagens para seus colaboradores. O coordenador Dr. Jorge Arigony Neto do centro regional da PA no projeto GLIMS também é o coordenador do LaCrio, de onde deriva esta tese, tendo assim acesso a essas imagens.

As imagens são distribuídas em vários níveis de correções, dos quais, o nível “1A” é menos processado. Foram utilizadas imagens de nível “1B”, conforme visto na tabela 4.2, com os coeficientes radiométricos e geométricos aplicados. As 715 imagens com 15 metros de resolução, serviram para delimitar 1458 das 1906 bacias de drenagem.

Tabela 4.2 – Produto do sensor ASTER.

Abreviatura	Nível	Produto ASTER	Resolução Horizontal (m)
ASTGTM	3	Modelo Digital de Elevação Global ASTER	30
AST_L1A	1A	Dado do Instrumento Reconstruído Não-Processado	15, 30, 90
AST_L1AE	1A	Dado do Instrumento Reconstruído Não-Processado	15, 30, 90
AST_L1BE	1B	Radiância Registrada no Sensor	15, 30, 90
AST_L1B	1B	Radiância Registrada no Sensor	15, 30, 90
AST_05	2	Emessividade em Superfície	90
AST_07	2	Reflectância em Superfície - VNIR e SWIR	15, 30
AST_07XT	2	Reflectância em Superfície - VNIR e Crosstalk Corrected SWIR	15, 30
AST_08	2	Temperatura Cinética em Superfície	90
AST_09	2	Radiância em Superfície - VNIR e SWIR	15, 30
AST_09XT	2	Radiância em Superfície - VNIR e Crosstalk Corrected SWIR	15, 30
AST_09T	2	Radiância em Superfície – TIR	90
AST14DEM	3	Modelo Digital de Elevação	30

4.1.1.2 Imagem LANDSAT TM e ETM+

A série de imagens *Land Remote Sensing Satellite* (LANDSAT) iniciou na década de 70, com o lançamento do ERTS-1 pela NASA. Desde seu início, esse programa foi gerenciado pela NASA, e posteriormente foi apoiado pelo *United States Geological Survey* (USGS).

Os satélites LANDSAT 4, 5 e 7, foram lançados em 1982, 1984 e 1999, respectivamente. O principal instrumento imageador dos satélites LANDSAT 4 e 5 é o sensor *Thematic Mapper* (TM). Já o satélite LANDSAT 7 possui o sensor *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) (Tabelas 4.3 e 4.4). Essas imagens estão disponíveis gratuitamente no site do USGS para download, por meio da ferramenta de busca de imagens Earth Explorer (<http://edcsns17.cr.usgs.gov/NewEarthExplorer/>).

Tabela 4.3: Características do sensor TM a bordo dos satélites LANDSAT 4 e 5. Fonte: EMBRAPA (2011).

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Área Imageada	Resolução Radiométrica
TM (Thematic Mapper)	(B1) Azul	0.45-0.52 μm	30 m	16 dias	183 Km	8 bits
	(B2) Verde	0.50-0.60 μm				
	(B3) Vermelho	0.63-0.69 μm				
	(B4) Infravermelho Próximo	0.76-0.90 μm				
	(B5) Infravermelho Médio	1.55-1.75 μm	120 m			
	(B6) Infravermelho Termal	10.4 - 12.5 μm	30 m			
	(B7) Infravermelho Médio	2.08 - 2.35 μm				

Tabela 4.4 Características do sensor ETM+ a bordo do satélite LANDSAT 7.

Fonte: EMBRAPA (2011).

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Área Imageada	Resolução Radiométrica
ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus)	(B1) Azul	0.45-0.52 μm	30 m	16 dias	183 Km	8 bits
	(B2) Verde	0.50-0.60 μm				
	(B3) Vermelho	0.63 - 069 μm				
	(B4) Infravermelho Próximo	0.76 - 0.90 μm				
	(B5) Infravermelho Médio	1.55 - 1.75 μm	60 m			
	(B6) Infravermelho Termal	10.4 - 12.5 μm	30 m			
	(B7) Infravermelho Médio	2.08 - 2.35 μm	15 m			
	(B8) Pancromático	0.50 - 0.90 μm				

O sensor TM carrega seu próprio sistema de calibração, um calibrador interno (IC) que contém um sinalizador escuro, três lâmpadas, um corpo negro e os componentes ópticos para captar o brilho da lâmpada e do corpo negro no plano focal. As lâmpadas são utilizadas para calibrar as bandas refletivas do sensor e o corpo negro calibra a banda termal (CHANDER *et al.*, 2009).

O sensor ETM+ tem três calibradores para as bandas refletivas: calibrador de abertura solar completa (FASC), com um painel difusor branco; calibrador de abertura solar parcial (PASC), composto por um conjunto óptico, que através de pequenos orifícios permite a imagem solar; calibrador interno, formado por duas lâmpadas, um corpo negro, e um obturador óptico para transferir energia da calibração para fontes do plano focal (CHANDER *et al.*, 2009).

Esse tipo de imagem orbital tem sido largamente utilizado em glaciologia (BINDSCHADLER *et al.*, 2008) e representa a mais antiga série de imagens de mudanças da superfície terrestre com média resolução espacial.

Para a delimitação das bacias de drenagem das geleiras, foi utilizada a banda do infravermelho próximo (NIR) (*i.e.*, banda 4 (0.76 - 0.90 μm) dos sensores TM e ETM+), pois esta possui alta sensibilidade às variações de rugosidade das feições superficiais de geleiras (TURRIN, 2010).

Para a obtenção de bons resultados na análise da dinâmica de geleiras é importante o uso de dados com resolução temporal adequada para a detecção do seu fluxo de gelo. Todavia, isto nem sempre é possível com o uso de dados de sensores ópticos, em razão da alta frequência de cobertura de nuvens sobre a Península Antártica, que impossibilita a extração de informações das geleiras. As imagens LANDSAT TM e ETM+, com 30 metros de resolução foram utilizadas apenas para cobrir as áreas que as imagens ASTER não cobriram. As 84 imagens LANDSAT 7 ETM+ utilizadas, serviram para delimitar 391 das 1906 bacias de drenagem.

4.1.1.3 Modelo Digital de Elevação

O MDE é uma representação discreta da superfície terrestre, através de modelos em 3 dimensões. A superfície terrestre pode ser definida através de um conjunto de pontos amostrais que possibilitam a construção de um modelo matemático representativo da superfície topográfica real. Os dois formatos mais comuns de elaboração de MDE são através de grades regulares ou de grades triangulares irregulares. A grade triangular irregular utiliza os pontos amostrais originais ligados três a três, formando triângulos irregulares. A grade regular utiliza 31 poliedros de faces regulares para aproximar a superfície topográfica, os vértices dos poliedros são os pontos amostrados, caso encontrem-se na mesma localização que a grade, ou obtidos por um processo de interpolação.

No trabalho foram utilizados dois modelos digitais de elevação, o AsterDTM 2 para delimitar as bacias de drenagem e o RAMP DEM para a gerar os dados de geomorfologia das geleiras. Esses dois modelos foram escolhidos a partir de uma análise feita por ANDRADA *et al.*, 2013, onde foram comparados 4 modelos, o AsterGDEM versão 1 e 2, RAMP DEM versão 2 e o MDE gerado pelo módulo ASTER DTM a partir das bandas 3N e 3B de uma única imagem ASTER de 15/11/2005, selecionando uma área específica entre 63°29' S e 63°59' S e 59°28' W e 58°12' W, escolhida por apresentar geleiras com diferentes características geomorfológicas.

Para gerar os dados morfométricos, foram selecionadas 14 bacias de drenagem e comparados os MDE (ANDRADA *et al.*, 2013), eles apresentaram

algumas discrepâncias de valores de elevação em algumas áreas. Mesmo com a tentativa de redução de ruídos nos modelos, pela aplicação dupla do filtro mediana 9x9, esses valores espúrios não sofreram grandes alterações, como visto na figura 4.3.

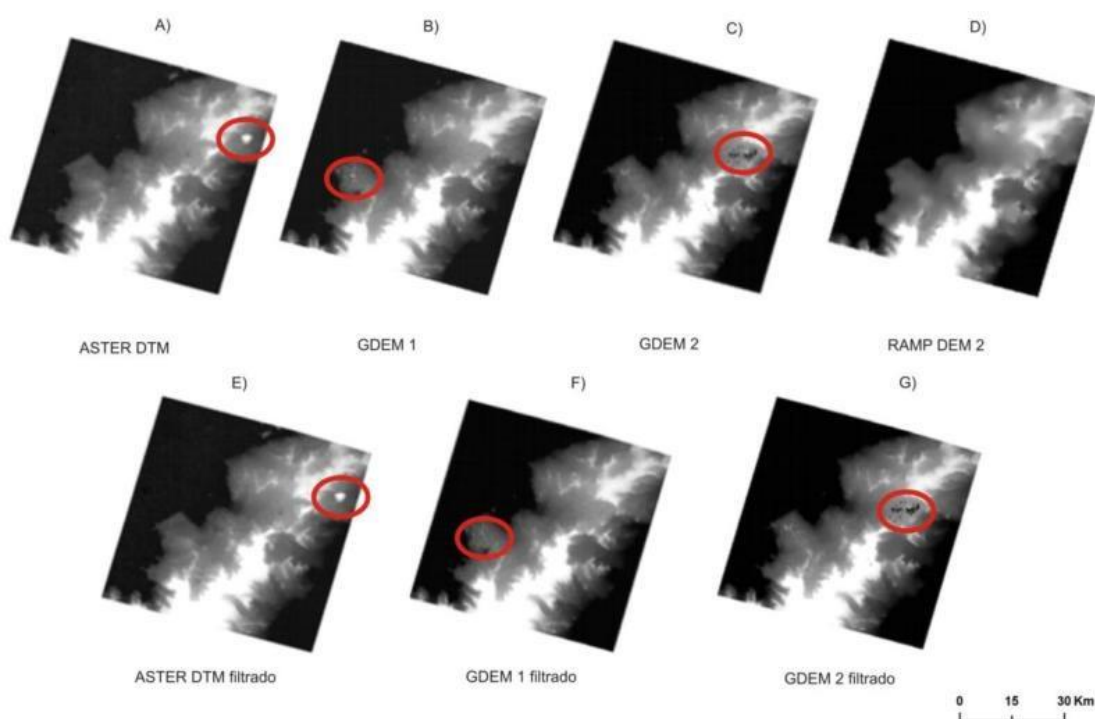


Figura 4.3. Os MDE comparados. Em “A” o ASTR DTM, em “B” o GDEM1, em “C” o GDEM2, em “D” o RAMP DEM2, em “E” o ASTER DTM filtrado, em “F” o GDEM 1 filtrado e em “G” o GDEM 2. As elipses apresentam ruídos. Fonte ANDRADA *et al.*, 2013.

O modelo ASTER DTM apresentou melhor suavização dos ruídos após a filtragem. Porém teve uma elevação que não condiz com a superfície do local, provavelmente devido à presença de nuvens baixas não detectadas visualmente na imagem.

O GDEM 1 (ASTER GDEM Validation Team, 2009) se mostrou com “depressões” e “picos” em áreas próximas à costa sudoeste da área de estudo, sem filtragem os valores semelhantes foram próximos a zero. Esses ruídos não foram eliminados mesmo com a filtragem. O GDEM 2 (ASTER GDEM Validation Team, 2011) foi o modelo que obteve mais valores espúrios porém após a filtragem apresentou leve suavização, não sendo significativo.

Os dados ASTER DTM de elevação mínima sem filtragem apresentaram valores negativos. Esses valores foram corrigidos com a dupla filtragem dos dados, ficando com valores próximos a zero.

O RAMP DEM, apesar de possuir uma resolução espacial inferior a dos outros MDEs (200 metros), não apresentou valores espúrios na área estudada. Assim, não foi necessária a aplicação de filtros para suavização da superfície deste MDE. Portanto, seus dados brutos foram utilizados para a geração dos parâmetros topográficos e para sua posterior comparação com os valores gerados pelos outros modelos.

4.1.1.3.1 ASTER GDEM

O ASTER GDEM (ASTER GDEM Validation Team, 2009) é baseado no processamento de pares estereoscópicos de imagens sensor ASTER, disponibilizado gratuitamente desde 2009 pela NASA e METI no site <https://wist.echo.nasa.gov/~wist/api/imswelcome/>.

Os dados estão disponíveis para toda a superfície terrestre, entre as latitudes de 83°N e 83°S, com resolução espacial de 1 arco-segundo, que equivale a 30 metros em torno da linha do equador. O MDE possui precisão vertical global média de 20 metros, com confiança de 95% (ASTER GDEM, 2009), referenciado ao sistema geodésico *World Geodetic System 1984* (WGS84).

4.1.1.3.2 RAMP DEM

O modelo digital de elevação *Radarsat Antarctic Mapping Project* (RAMP) DEM versão 2 (LIU *et al.*, 2001) foi desenvolvido pela *Canadian Space Agency* (CSA) e NASA em 1997. Tem por objetivo caracterizar a morfologia do manto de gelo Antártico, assim como gerar mapas altimétricos e curvas de nível. Os dados do modelo foram coletados desde 1940, sendo que o maior número foi gerado de 1980 a 1990 (Liu *et al.*, 2001). Mesmo que criado para auxiliar no processamento dos dados do sensor RADARSAT, o RAMP DEM não foi gerado a partir desse radar, os dados foram construídos a partir do ADD versão 2, dados topográficos de satélite, além de mapas topográficos da Divisão Antártica Australiana e do USGS.

Os dados desse DEM são disponibilizados gratuitamente pelo site <http://nsidc.org/data/nsidc-0082.html> através do catálogo online do *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC) e conta com a resolução de 200 m, 400 m e 1 km, nos formatos binários de grade e ASCII. Neste trabalho os dados do RAMP DEM utilizados possuem a resolução de 200 metros.

4.1.2 Dados vetoriais

Abaixo serão apresentados os dados vetoriais utilizados na tese. São eles: a linha de costa do ADD e o inventário de pontos das geleiras da Península Antártica ao norte de 70°S.

4.1.2.1 Linha de costa do ADD (*Antarctic Digital Database*)

Uma das principais fontes de dados da Antártica é o *Antarctic Digital Database* (ADD) do Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR), que disponibiliza através do site <http://www.add.scar.org/> dados topográficos compilados do continente Antártico. Este banco de dados do SCAR inclui a linha de costa da Antártica (ADD, 2013) que foi utilizada nesta tese, para cobrir as áreas sem imagens ASTER ou LANDSAT TM e ETM+.

O ADD é um conjunto de dados vetoriais digitalizados a partir de mapas topográficos de média escala, complementados por dados digitalizados a partir de imagens de satélite, principalmente LANDSAT. Os dados do ADD incluem feições costeiras, como rochas, margens de geleira, afloramentos rochosos, lagos, elevações e pontos históricos. A última versão do conjunto de dados foi publicado pelo SCAR em 2012 (SCAR 2015).

Os dados do ADD utilizados na tese serviram para delimitar a frente de 13 bacias de drenagem. Com as datas de 09 de março de 2008, 11 de outubro de 2010 e 08 de abril de 2015, os dados tem a escala 1:250 000 e possuem um erro de até 50 m.

Os dados do ADD são disponibilizados processados com dados de alta resolução, métodos de interferometria diferencial a partir de radares de abertura

sintética (DInSAR) dos satélites ERS-1/2 (*Earth Remote Sensing Satellites*) (RIGNOT *et. al.*, 2011).

As bacias que alimentam uma plataforma de gelo possuem uma linha de encalhe, área onde a plataforma de gelo está apoiada ao embasamento do relevo, que divide a geleira da plataforma. Nessas áreas da linha de encalhe, para que não houvessem dúvidas, foram delimitadas com o auxílio das linhas do ADD.

Os dados do ADD foram adquiridos na projeção estereográfica polar, com datum WGS 1984, a mesma utilizada para todos os outros dados geoespaciais aqui apresentados. Assim, não foi necessário nenhum tipo de manipulação nos dados antes do uso.

4.1.2.2 Pontos de identificação das geleiras

Para a identificação das geleiras analisadas no inventário, foi utilizado como apoio um arquivo geoespacial de pontos, com coordenadas x e y, como visto na figura 4.4. O trabalho, que foi realizado por RAU *et al.* (2005), identificou 560 geleiras ao norte de 70°S.

Os atributos associados a este arquivo possuem informações como nome, código identificador e a classificação morfológica de algumas geleiras e foram inseridos no banco de dados do inventário da tese proposta. Esses dados foram gerados a partir de imagens de satélite e coletas de campo, em diversas pesquisas.

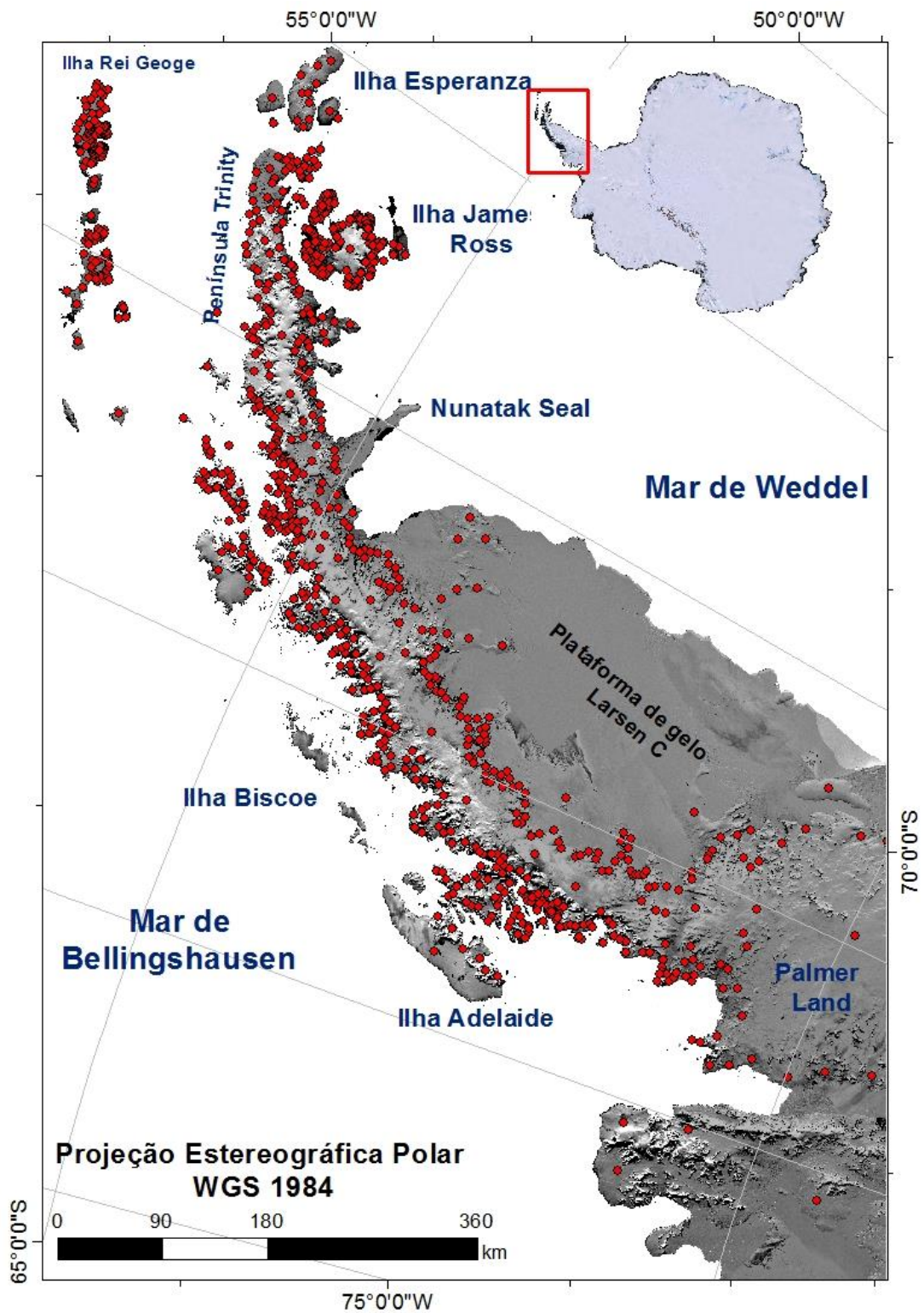


Figura 4.4: Pontos (em vermelho) do inventário de geleiras da PA ao norte de 70°S (RAU *et al.*, 2005). A imagem da Península Antártica é uma subcena do mosaico LIMA (USGS, 2007).

4.2 Programas e ferramentas

Todos os programas e ferramentas computacionais, assim como suas licenças, utilizados nesta tese estão disponíveis no Laboratório de Monitoramento da Criosfera – (LaCrio) da Universidade Federal do Rio Grande.

Para a ortorretificação das imagens ASTER foi utilizado o algoritmo AsterDTM (Digital Terrain Model) do programa ENVI® (ITT VIS, Inc.). Esse ferramenta usa as bandas 3N e 3B para corrigir geometricamente as imagens, usando dados referentes a órbita e ao sensor contidos nos metadados das imagens.

A delimitação das bacias de drenagem foi realizada no pacote de análise hidrológico implementado no programa ArcGIS™ (ESRI, Inc.). Para a elaboração da máscara das áreas livres de gelo, foi usado o programa Erdas Imagine™ (*Leica Geosystems Geospatial Imaging*, LLC). Nesse software, a classificação supervisionada foi realizada através do método estatístico de máxima verossimilhança.

Todos os dados gerados foram incluídos em um banco de dados em SIG através da linguagem *Structured Query Language* (SQL) do programa ArcGIS™ (ESRI, Inc.).

4.3 Referência cartográfica

O trabalho foi elaborado na projeção Estereográfica Polar e referenciado pelo sistema geodésico WGS84 e todas as edições vetoriais foram realizadas na escala 1:25.000. Pois não é possível representar as regiões polares na Projeção de Mercator, devido à sua impossibilidade material de representar o pólo e por causa das deformações excessivas apresentadas em latitudes muito altas (MIGUENS, 2000). Já a projeção estereográfica é uma perspectiva verdadeira na sua forma esférica e a melhor representação do pólo. Essa projeção é uma das recomendadas pelo SCAR (2016) para representar a Antártica (SIEVERS & BENNAY, 1989).

A projeção polar estereográfica é conforme (ângulos são representados sem deformação) em toda sua extensão e um círculo máximo difere muito pouco de uma linha reta. A distorção de escala não é excessiva para uma distância considerável do pólo. A variação de escala pode ser reduzida usando um plano secante, que corte a Terra em um paralelo entre o pólo e o paralelo mais afastado, de forma que as distorções sejam divididas.

O sistema de referência geodésico WGS84 tem como origem o centro de massa da Terra, materializado por observações Doppler, laser satelital e interferometria de base muito larga (VLBI), tendo como época de referência o ano de 1984, onde a rede contava com 1581 estações, entre elas as cinco estações monitoradas pelo Sistema de Posicionamento Global (GPS). Por ser a quarta geração de referência geodésico global estabelecido pelo Departamento de Defesa Americano (DoD) desde 1960, o objetivo do sistema é fornecer posicionamento e navegação em qualquer parte do mundo (MONICO, 2000).

4.4 Pré-processamento

O pré-processamento aqui se refere ao processamento inicial dos dados brutos, e consistem de calibração radiométrica das imagens e correção de distorções geométricas.

As imagens foram ortoretificadas através dos dados efemérides do sensor e do modelo digital de elevação AsterGDEM. Para a ortoretificação das imagens ASTER, foi utilizado o algoritmo AsterDTM, com a configuração recomendada ao usuário pelo manual (SULSOFT, 2005): estabelecendo valores de altitude entre 0 e 3500 metros, resolução espacial de 15 m, correlação dos dados através de métodos de interpolação 2-D cúbicos e com tamanho da matriz de correlação de 3 x 3.

A correção geométrica das imagens 3B e 3N, em linguagem *Interactive Data Language* (IDL) com interface gráfica implementada no programa *Environment for Visualizing Images* (ENVI), utiliza os dados de efemérides do satélite, contidos no arquivo de metadados da imagem ASTER de nível 1B.

A ortoretificação consiste no processo de correção da imagem, pixel por pixel, das distorções decorrentes do relevo, transformando a imagem de uma projeção cônica para uma perspectiva ortogonal (Figura 4.5), mantendo a constância da escala em toda a imagem ortoretificada. Essa etapa baseia-se em um modelo matemático, o qual realiza a correspondência entre o espaço-imagem e o espaço-objeto, estabelecendo as correções das distorções que ocorrem na formação da imagem, ou seja, tem como finalidade corrigir geometricamente a imagem. Ao fim do processo de ortoretificação, a imagem, pode ser considerada apta para utilização de forma mais precisa na geração de documentos cartográficos e para cálculo exato de áreas e distâncias (YAMAKAWA & FRASER, 2004).

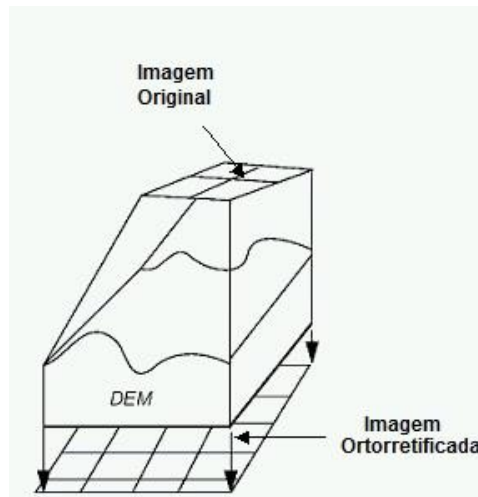


Figura 4.5: Processo de ortorretificação de uma imagem cônica original para uma imagem ortogonal. Fonte: (YAMAKAWA & FRASER, 2004).

O processo de ortoreificação utiliza uma imagem em perspectiva central para formar uma imagem retificada, que se caracteriza por ser uma imagem vertical corrigida de erros relativos à atitude do sensor durante a tomada da imagem e aos deslocamentos devido ao relevo.

As imagens LANDSAT TM e ETM+ foram adquiridas com precisão terrestre nível L1T, ou seja, com correções geométricas, topográficas e radiométricas; que foram processadas a partir de pontos de controle e são inter-calibrados entre diferentes sensores LANDSAT para uma análise de nível de pixel em uma série temporal adequada (USGS, 2016).

4.5 Delimitação das bacias de drenagem

As bacias de drenagem foram delimitadas a partir das imagens ASTER da PA e do modelo digital de elevação ASTER GDEM. A digitalização dos polígonos foi feita pela extração da rede de drenagem na forma semiautomática com a ferramentas de hidrologia do pacote de Análise Espacial (*Spatial Analyst Tools*) do programa ArcGIS™ (ESRI, Inc.), elaborado por Andrada, (2013) e Oliveira (2013) entre as latitudes 57° O e 63° S e 67°O e 70° S. O pacote hidrológico é usado para modelar o fluxo da água através da superfície (Figura 4.6).

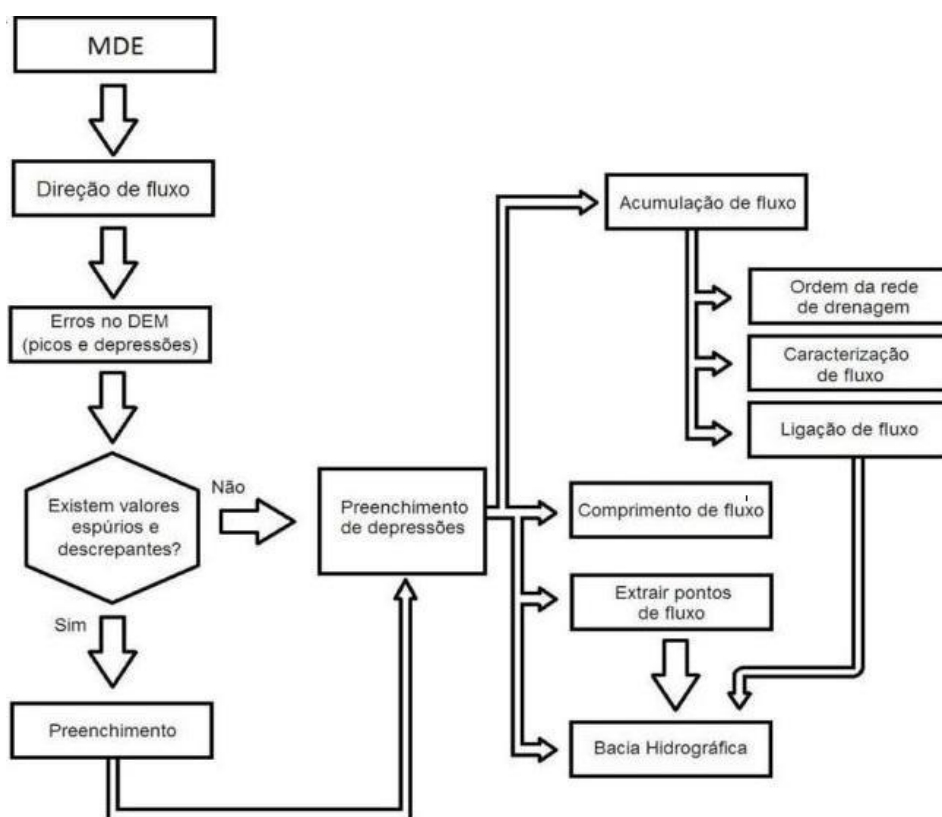


Figura 4.6: Fluxograma da delimitação das bacias de drenagem do pacote hidrológico do programa ArcGIS. Fonte: ERSI (2012) modificado por ANDRADA, 2013.

O primeiro passo do algoritmo é eliminar as falsas depressões (Figura 4.7) no curso da bacia com a ferramenta de “preenchimento”, que remove de um DEM imperfeições no curso da água, caracterizadas por picos negativos, que devem ser corrigidas para gerar uma rede de drenagem contínua. Esses picos são devido a erros nos dados e estes erros são arredondados pelas elevações ao valor inteiro mais próximo.

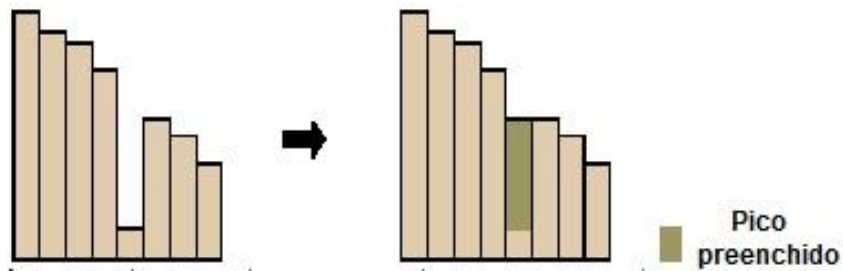


Figura 4.7: Preenchimento de depressões para gerar uma bacia de drenagem (ESRI, 2016).

Na sequência foi necessário encontrar a “acumulação do fluxo”. Para isso, o algoritmo identifica a área de captação, a conexão com divisores de água a montante, a curvatura horizontal ou a confluência e divergência das linhas de fluxo utilizando o DEM como subsídio.

Nesta ordem, foi aplicada a “direção do fluxo”, ferramenta que calcula a direção de fluxo de cada pixel a partir do ponto de maior declividade como visto na figura 4.8. Cada pixel do DEM, com oito pixels vizinhos gera uma matriz com valores da direção para cada pixel, que indica o pixel vizinho de maior declividade, representando a direção do fluxo da água em dados binários.

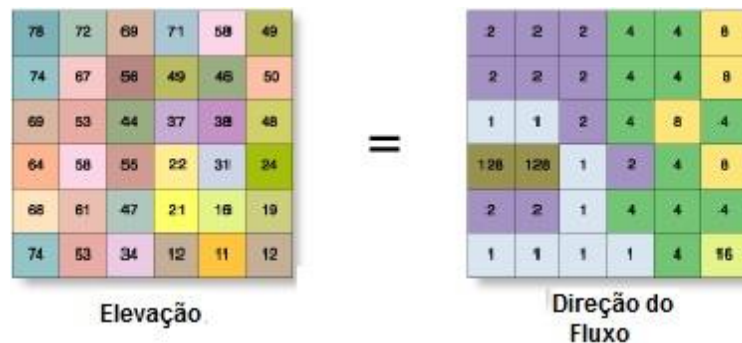


Figura 4.8: Cálculo da direção do fluxo da bacia de drenagem a partir de um DEM (ESRI, 2016).

Na figura 4.9 temos um exemplo de saída da direção de fluxo.

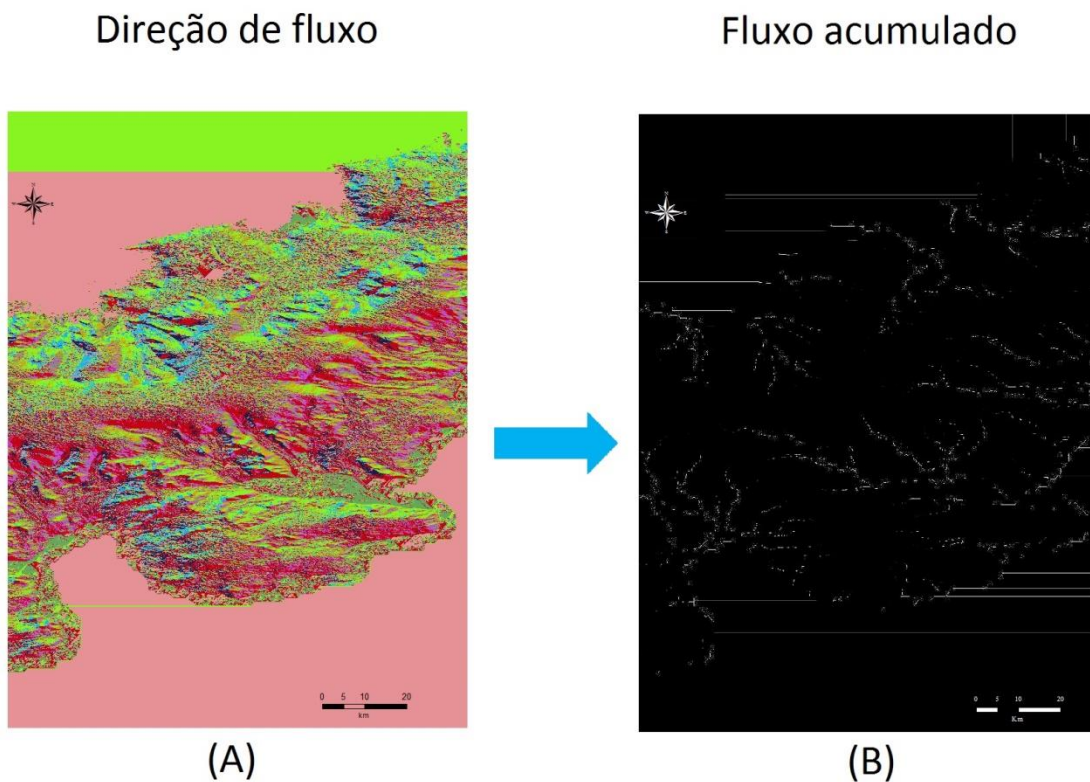


Figura 4.9: Arquivos de direção de fluxo (A) e acumulação de fluxo (B) gerados a partir das ferramentas *flow direction* e *flow accumulation*, respectivamente. Nessa etapa do processamento, a rede de drenagem começa a tomar forma, no entanto o arquivo de fluxo acumulado gerado (B) é de difícil visualização e interpretação para que se possam delimitar bacias de drenagem de maneira eficiente. Fonte ANDRADA, 2013.

Assim, foi aplicada a vetorização de rede de fluxo (Figura 4.10) e corrigida as falhas geradas na rede de drenagem, pois ele cria a vetorização de uma rede linear, fazendo com que dois elementos lineares adjacentes de mesmo valor sejam vetorizados como duas linhas paralelas.

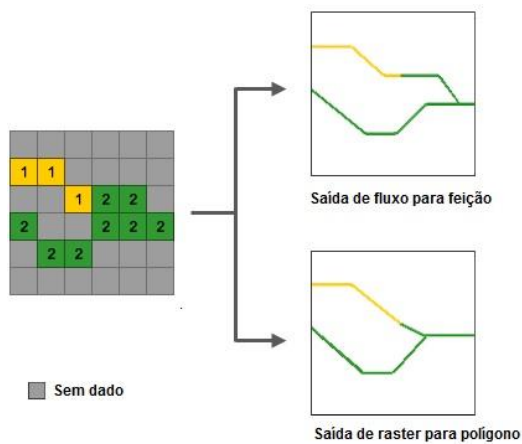


Figura 4.10: Exemplo da vetorização dos dados. (ESRI, 2016).

Foi necessário fazer a digitalização de pontos (figura 4.11) no último pixel antes da linha de fluxo ficar retilínea, o que irá determinar a baixa declividade do terreno. Isto foi feito a partir da ferramenta “*watershed*”, aplicado nos arquivos de fluxo acumulado e pontos digitalizados e assim foram gerados automaticamente os limites das bacias de drenagem.

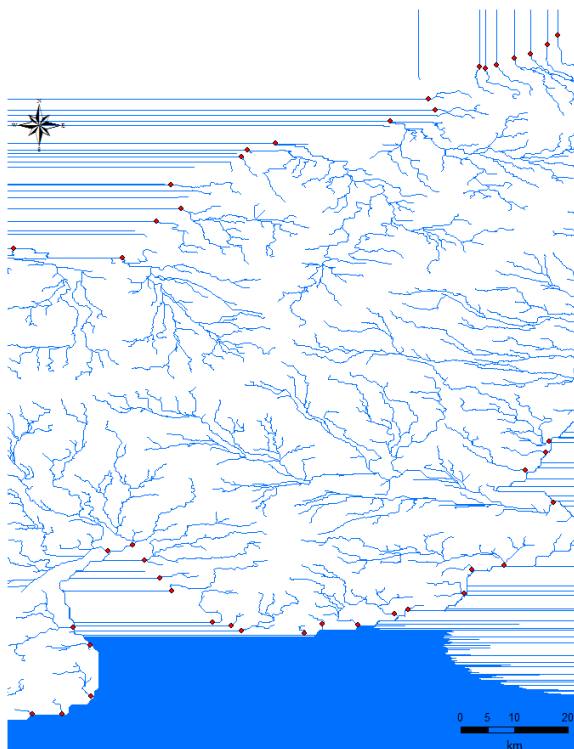


Figura 4.11: Representação dos pontos digitalizados no último píxel antes da linha de drenagem permanecer retilínea. E a partir desses pontos serão geradas as bacias de drenagem para cada geleira. . Fonte ANDRADA, 2013.

A forma automática para gerar uma bacia de drenagem, descrita acima, é eficiente em cursos de rios, porém quando aplicada na glaciologia apresenta muitas distorções (Figura 4.12). A ferramenta geralmente superestima a quantidade de bacias, já que mesmo em movimento, estimar sua direção de fluxo é útil de forma visual, não de forma automática. A ferramenta precisa ser adaptada para cursos de geleiras, desta forma, a maior parte da delimitação foi reprocessada de forma manual, na escala de 1:25 000, para que a maior precisão na área fosse estimada.

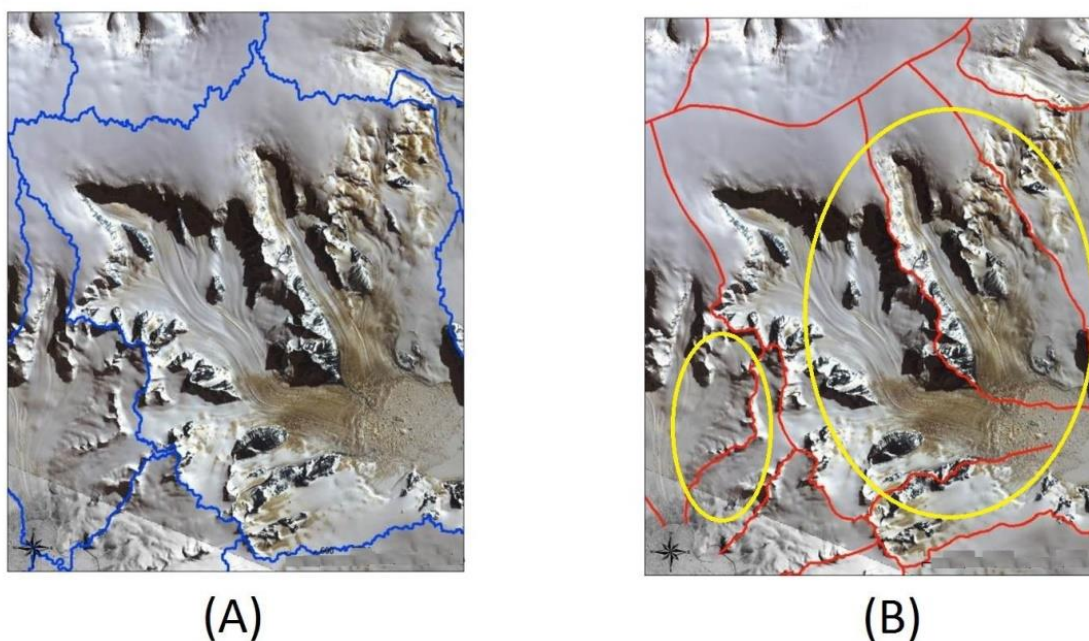


Figura 4.12: Em (A) as bacias de drenagem delimitadas de forma automática e em (B) as bacias com correção manual da delimitação automática, os círculos amarelos correspondem as principais diferenças entre a delimitação automática e manual. A imagem é uma subcena ASTER da geleira Sjöegren de 09 de Março de 2008 (ANDRADA, 2013).

As 733 bacias de drenagem delimitadas de forma automática foram manualmente corrigidas, como visto na figura 4.5.7B, onde foi necessário delimitar bacias que não foram identificadas pelo algoritmo automático. Observando a figura 4.5.5A, percebe-se que foi necessário aplicar um filtro que suaviza os ângulos agudos no polígono, afim de melhorar a qualidade cartográfica (Figura 4.13).



Figura 4.13: Filtro suavizador pelo método de interpolação Bézier. (ESRI, 2016).

O método utilizado de interpolação de Bézier suaviza polígonos sem usar uma tolerância através da criação de curvas de Bezier para coincidir com as linhas de entrada. Se a saída é um arquivo vetorial, as curvas Bezier serão aproximadas, uma vez que as verdadeiras não podem ser armazenadas em arquivos vetorial. A curva de Bézier é uma curva polinomial expressa com a interpolação linear entre alguns pontos representativos, neste caso os nós do polígono, selecionando a opção de pelo menos três nós em cada curva.

Depois das curvas suavizadas, as 733 bacias de drenagem delimitadas com este método, a partir de 199 imagens ASTER (OLIVEIRA, 2013), precisaram ter sua frente fechada manualmente, ou seja, precisou estimar a frente das geleiras de forma visual.

Então as outras 1173 bacias de drenagem, com as 516 imagens ASTER, abaixo de 67°O e 70°S até 69°O 74°S e todas as ilhas de 54°O 61°S até 78°O 73°S foram delimitadas de forma manual, e as bacias que não puderam ser delimitadas por imagens ASTER tiveram seus limites identificados com imagens LANDSAT TM e ETM+ e a linha de costa do ADD.

Para auxiliar na delimitação manual, as curvas de nível do AsterDTM (Figura 4.14), serviram de base na digitalização dos polígonos.

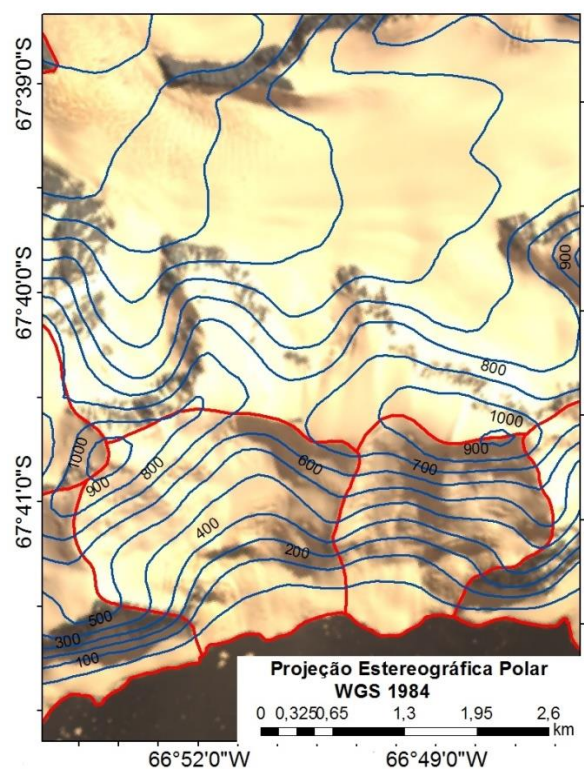


Figura 4.14: Curvas de nível do AsterDTM, 100 m em azul e em vermelho os limites das bacias de drenagem. Subcena de uma imagem ASTER de 4 de Janeiro de 2011.

A posição das frentes das geleiras também teve que ser digitalizada de forma manual. Para as áreas onde as geleiras alimentam uma plataforma de gelo, foram utilizadas as informações da posição da linha de encaixe do *Antarctic Digital Database* (ADD) para verificar se a posição observada nas imagens de satélite estava correta (Figura 4.15).

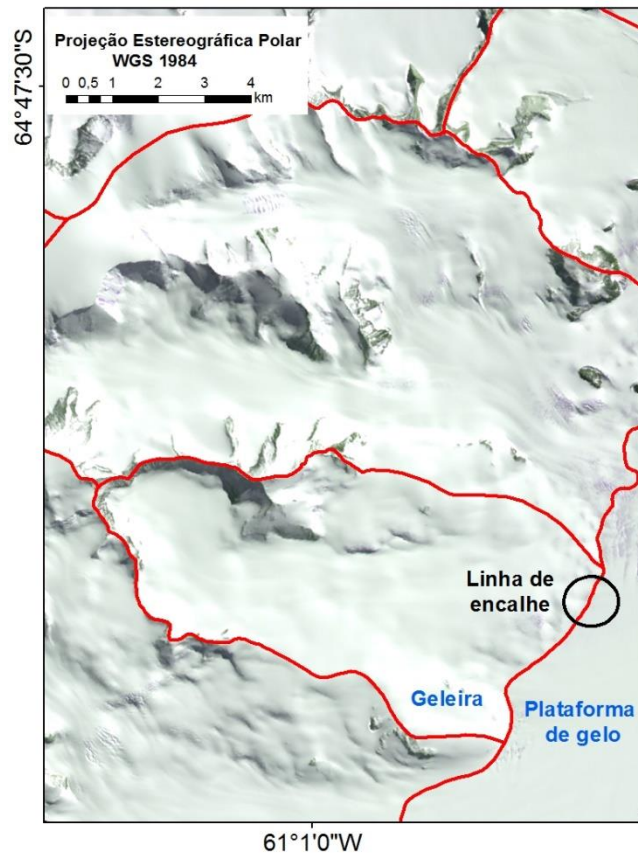


Figura 4.15: Bacia de drenagem com frente para a plataforma de gelo Larsen B. O círculo vermelho exemplifica a divisão entre a geleira e a plataforma de gelo, a linha de encalhe. Subcena de uma imagem ASTER de 22 de novembro de 2001.

Uma vez que delimitada a linha de encalhe, que pode ser verificada em uma imagem óptica, a sua mudança não pode ser confirmada visualmente, pois pode apenas ser a mudança na visada do satélite ou a sombra do sol fazendo um efeito sob a observação.

4.5 Delimitação das áreas livres de gelo

Para que o cálculo de área das bacias de drenagem não fosse superestimado por áreas livres de gelo foi necessário produzir uma máscara dessas regiões. Por isso se fez necessária a delimitação das áreas livres de gelo (Figura 4.6.1).

Um dos mais frequentes métodos usados para extração de informações é a classificação multiespectral, (JENSEN, 1996). Nesse método os dados passaram por uma classificação supervisionada para extrair informações relativas as áreas de rochas expostas. Nessa forma de classificação, o algoritmo associa cada pixel da imagem a um “rótulo”, calculado a partir de amostragens (assinaturas espectrais) previamente indicadas na imagem (ACHARYA & RAY, 2005). Dessa forma, obteremos um mapa temático das rochas da PA.

A classificação supervisionada, disponível no programa Erdas Imagine™ (*Leica Geosystems Geospatial Imaging*, LLC), fundamentado no método estatístico de máxima verossimilhança, que se baseia nas assinaturas espectrais de cada pixel, adquiridas pela amostra de pixels referentes a superfície de rocha e solo exposto, e o adiciona a uma classe, exemplificado na figura 4.16.

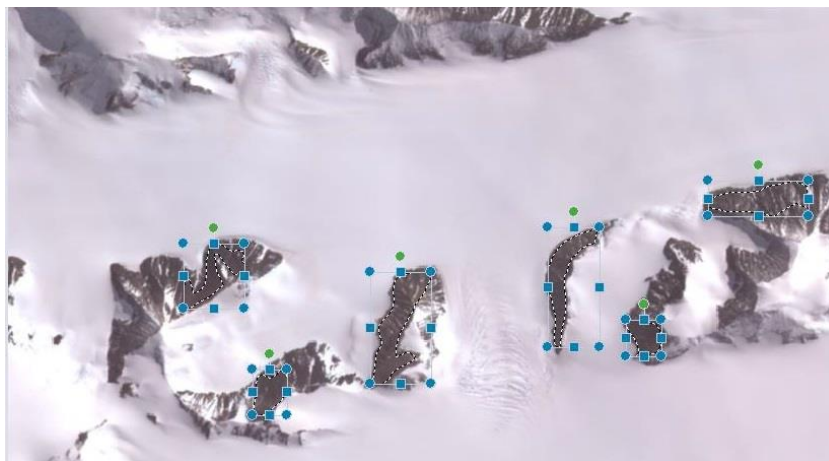


Figura 4.16: Exemplo de seleção de amostras de pixels em áreas de rochas e solo exposto, coletadas para a criação das assinaturas espectrais usadas no algoritmo de máxima verossimilhança. Subcena de uma imagem ASTER de 13 de Janeiro de 2004.

Na classificação pixel a pixel, a Máxima Verossimilhança utiliza a informação espectral de cada pixel isolado para encontrar regiões homogêneas, traçando assim uma probabilidade de um determinado pixel analisado pertencer ou não a uma

determinada classe (CRÓSTA, 1993). As estatísticas de treinamento calculam a probabilidade de um pixel pertencer a uma determinada classe, examinando a função de probabilidade de um pixel para cada classe e atribui o pixel à classe com a maior probabilidade (TSO & MATHER, 2001).

Este método de classificação parte do pressuposto que o usuário conheça previamente a área analisada, bem com a distribuição das classes, para que desta forma, quando da aplicação da classificação, a seleção de amostras de treinamento possa ser o mais eficiente possível (CRÓSTA, 1993). Este conhecimento é utilizado para fornecer amostras de treinamento confiáveis para o algoritmo e assim permitir a classificação com base na distribuição de probabilidade da classe, com base no treinamento. Portanto, o vetor X será classificado numa classe C_i se a probabilidade “a posteriori” associada a C_i para X for maior entre as possíveis. Isto é:

$$MáxP\left(\frac{C_i}{X}\right) = \frac{P\left(\frac{X}{C_i}\right)P(C_i)}{P(X)} \quad (1)$$

Onde: $P(C_i / X)$: probabilidade de que o vetor X pertença à classe C_i (probabilidade a posteriori), $P(X / C_i)$: probabilidade condicional da classe C_i , $P(C_i)$: probabilidade de que a classe C_i ocorra na imagem (probabilidade a priori) e $P(X)$: probabilidade de ocorrer o evento X (DE JONG& VAN DER MEER, 2007).

Para a obtenção de um bom resultado com esta classificação, é necessária a escolha de um número razoavelmente elevado de pixels para cada amostra de treinamento da classe, e que estes tenham uma distribuição estatística próxima da distribuição normal (CRÓSTA, 1993). O resultado da classificação é apresentado por classes espectrais (áreas que possuem características espectrais semelhantes), uma vez que um alvo dificilmente é caracterizado por uma única assinatura espectral. O processo de classificação digital transforma um grande número de níveis de cinza de cada banda espectral em um pequeno número de classes em uma única imagem (SCHOWENGERDT, 1997).

Este método é passível de enganos ou imprecisões, como mostra a Figura 4.6.2 na qual alguns pixels pertencentes à classe 2 são atribuídos, pela regra de decisão do método, a uma classe diferente (área sombreada na Figura 4.17). Neste caso, o método Máxima Verossimilhança tenta manter a percentagem dos pixels classificados erroneamente a mais baixa possível (CRÓSTA, 1993).

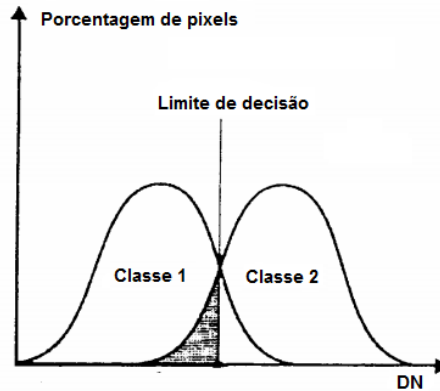


Figura 4.17: Enganos ou Imprecisões da Máxima Verossimilhança. Fonte: CRÓSTA, 1993.

O processo de classificação pelo método da Máxima Verossimilhança, é considerado puramente espectral, visto que a classificação de um pixel de uma determinada posição depende unicamente dos níveis de cinza de cada classe C_i , não levando-se em consideração quaisquer informações espacial, temporal ou contextual a respeito desse pixel. Nesse processo a função discriminante utiliza somente o espaço multiespectral definido pelas bandas da imagem, tais como os vetores de médias, as matrizes de covariância e os vetores de estado (X) dos pixels. Por outro lado este método é baseado em premissas estatísticas da área de treinamento e, se o usuário por algum motivo não conseguir definir adequadamente as áreas de treinamento com bastante representatividade, corre-se o risco de que a imagem classificada contenha sérias imprecisões.

Assim, foram coletadas amostras de treinamento para todas as feições visíveis nas imagens. Foram amostradas para cada imagem pixels referentes a rochas, neve, geleira, neve em sombra, rocha em sombra, nuvem, gelo e mar.

As bandas utilizadas para a classificação supervisionada foram as 1 (0.52 - 0.60 μm), 2 (0.63 - 0.69 μm) e 3 (0.76 - 0.86 μm) que correspondem respectivamente a dois comprimentos de onda no visível (verde e vermelho) e um no infravermelho próximo. Após a classificação, foi realizado o refinamento dos dados obtidos, através da digitalização em tela, pois mesmo que bem selecionadas as amostras, o algoritmo ainda confunde algumas feições como sombra e rocha, nuvem e gelo.

Com o resultado da classificação, foi gerado um arquivo vetorial, com todas as áreas de rochas na imagem (Figura 4.18). Esse arquivo foi utilizado como máscara no cálculo da área de gelo das bacias de drenagem.

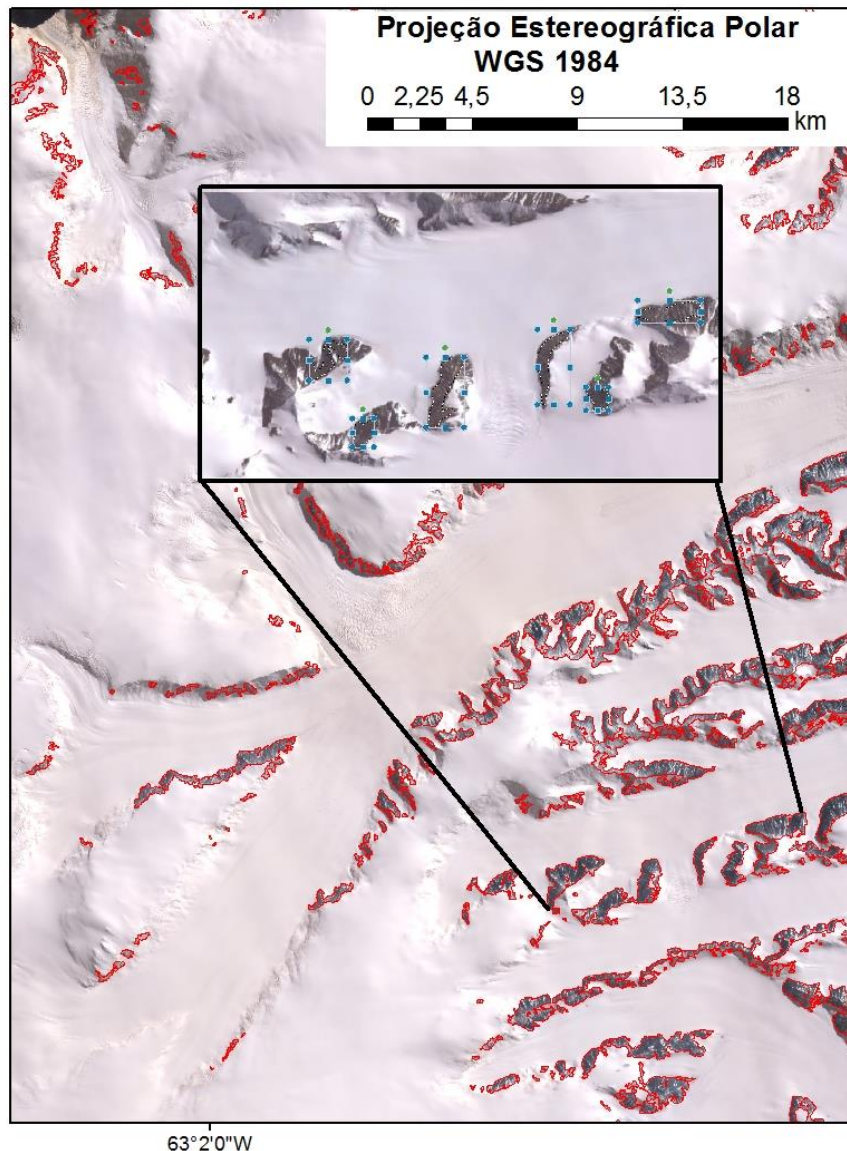


Figura 4.18: Limites das áreas livres de gelo em vermelho. O quadro em preto represente uma aproximação da área exemplificada. Imagem ASTER de 13 de Janeiro de 2004 RGB 321.

4.7 Dados morfométricos

Os dados morfométricos gerados para as geleiras foram: área, elevação mínima, elevação média, elevação máxima e declividade média. Esses dados foram criados tendo como base as informações de elevação do RAMP DEM, e foram extraídos através do algoritmo de estatística zonal no programa ArcGIS™ (ESRI, Inc.), que calcula essas informações dentro de zonas (figura 4.19).

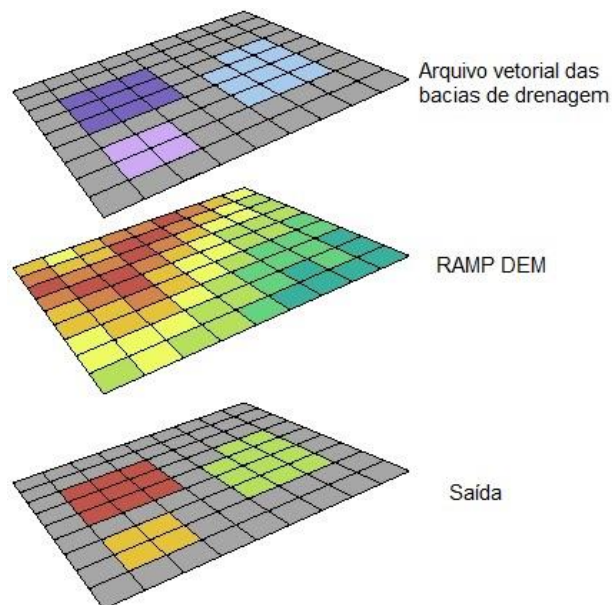


Figura 4.19: Exemplo da entrada e saída do cálculo no estatística zonal. (ESRI, 2016).

A estatística zonal calcula com base no limite definido pelo arquivo vetorial os valores presente no MDE dentro desta área. Os polígonos das bacias de drenagem foi utiizado como zona e o Modelo Digital de Elevação como valores de entrada. Para cada polígono, foi então indexado o valor máximo de altitude do MDE, levando em conta a região de abrangência de cada linha separadamente.

Um valor único de saída é calculado para cada polígono e os resultados são reportados a uma tabela. Este processo gera uma coordenada no ponto central de cada bacia e a ferramentas identificam a inclinação (gradiente, ou taxa de variação máxima de valor z) de cada célula de uma superfície raster e identifica a direção da curva descendente da taxa máxima de mudança de valor de cada célula de seus vizinhos, ou seja, a direção de inclinação.

Os resultados, representados na tabela de atributos do arquivo vetorial (Figura 4.7.2), são os valores de elevação em relação aos mais frequentes (Majority), máximo (Max), mínimo (Min), média (Mean), mediano (Median), menos frequente (Minority), desvio padrão (STD), soma (Sum) e números de valores diferentes (Variety).

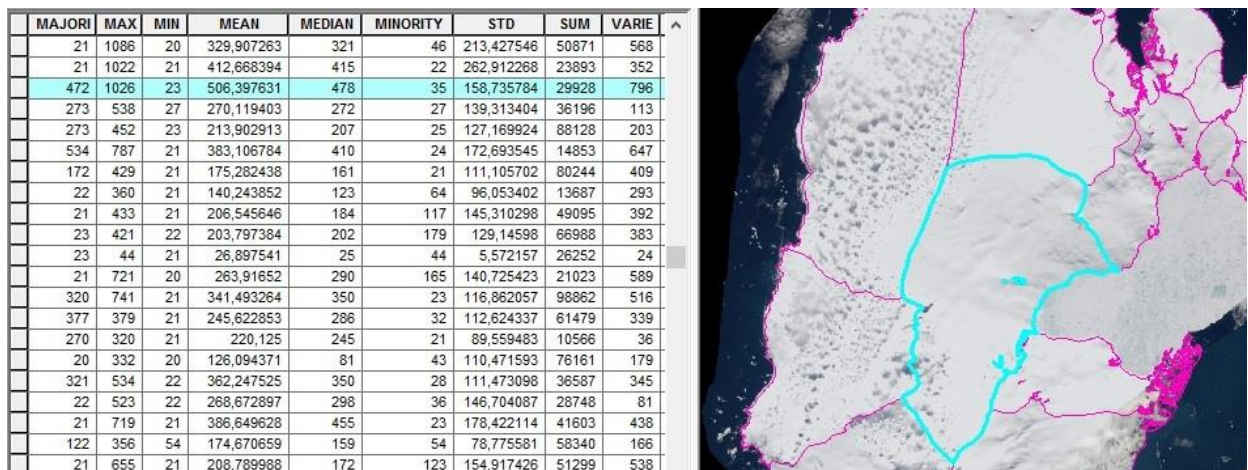


Figura 4.20: Tabela da estatística zonal geradas pelo DEM

Após os dados gerados, foram organizados em um banco de dados junto com a classificação geomorfológica, assim como o cálculo de área. O resultado final é um inventário de geleiras da PA com cada bacia de drenagem glacial referenciada em SIG com padrões de mudanças de frente, quando encontrado.

4.8 Erros e incertezas do método

As técnicas aplicadas na metodologia podem conter erros de posicionamento interpretação do fotointerprete e erros de classificação.

As imagens ASTER, nas bandas 1 (0.52 - 0.60 μm), 2 (0.63 - 0.69 μm) e 3 (0.76 - 0.86 μm) verticais, a bordo do sensor VNIR e as imagens LANDSAT na banda do infravermelho próximo (NIR) (*i.e.*, banda 4 dos sensores TM e ETM+), possuem uma alta coincidência de membros (CARVALHO-JÚNIOR *et al.*, 2005), ou seja, mesmo com as diferenças espectrais dos sensores existe uma forte correlação na identificação de alvos nas duas imagens. Porém a principal incerteza sobre a delimitação das bacias de drenagem com essas duas imagens é que o posicionamento pixel a pixel entre as duas pode conter erros.

Foi encontrado um erro médio de 3 pixels, que faz com que, sem o correto registro das imagens, inferir sobre a retração da frente das geleiras seja incorreto, pois pode apenas ser um deslocamento da imagem. Então, não foram consideradas as variações nas linhas de costa com as imagens LANDSAT TM e ETM+.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Através da metodologia proposta, foi possível gerar um inventário com informações sobre as características geomorfológicas das geleiras da PA. Esse inventário gerado a partir de imagens ASTER, resultou na delimitação de 1906 bacias de drenagem entre as latitudes 61°S e 73°S (Figura 5.1), correspondendo a uma área de 476.507,83 km². Deste total, as áreas livres de gelo correspondem a 5.363,38 km². Para a análise correta dos dados de morfometria glacial, essas áreas foram desconsideradas, bem como as áreas menores que 0,5 km² (COOK *et al.*, 2014), que representam 35 geleiras correspondendo à uma área de 11,81 km². A figura (5.1) a seguir mostra estas proporções.

Do total de 1872 bacias de drenagem, 16 são plataformas de gelo. Separando as geleiras das plataformas de gelo, pois essas últimas são massas de gelo com dinâmica e geomorfologia diferentes, as 1857 geleiras restantes possuem tamanhos entre 0,14 km² e 35.347 km², com uma área total equivalente a 342.696,56 km². As 16 plataformas de gelo da PA contabilizam uma área de 128.436,08 km².

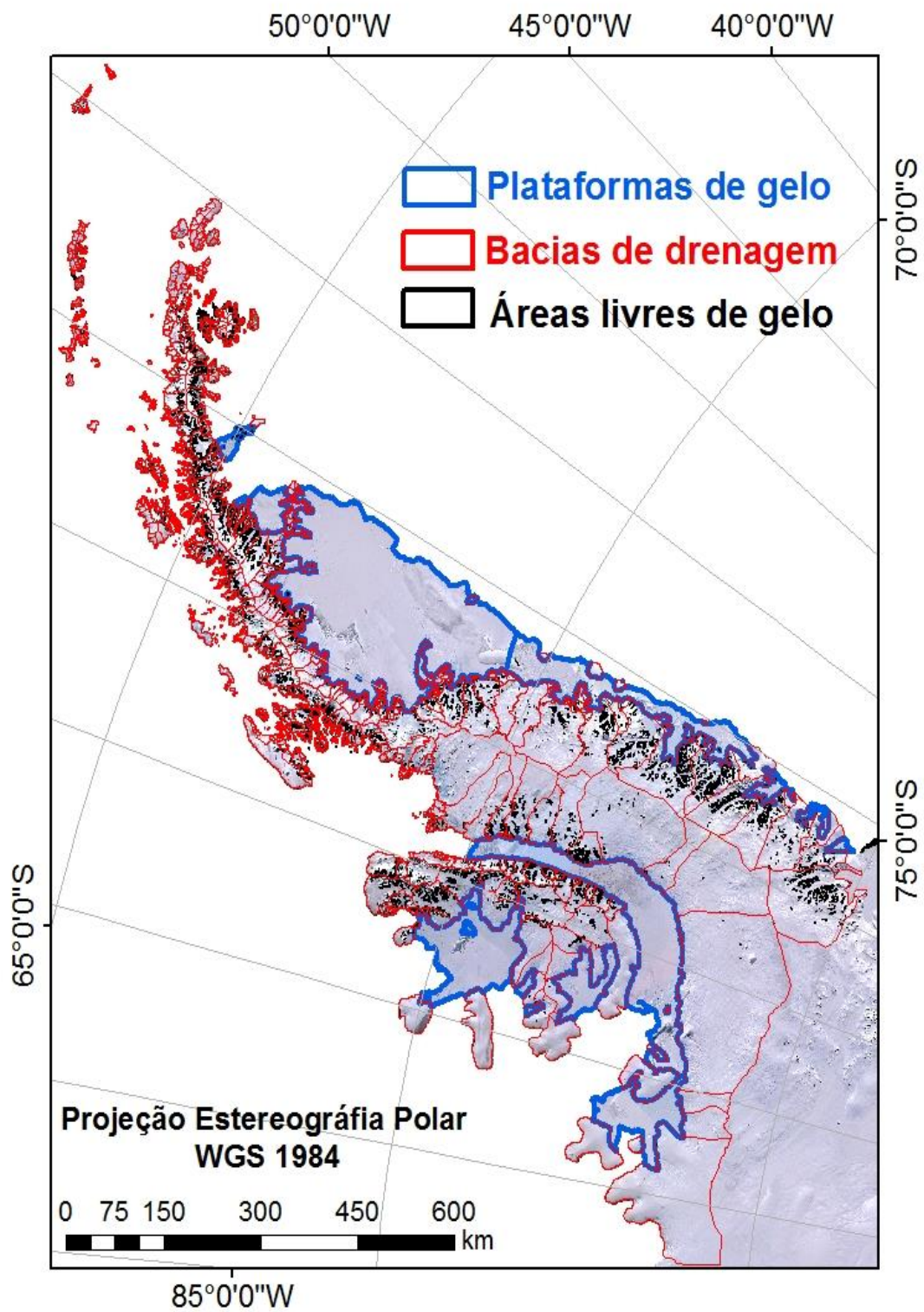


Figura 5.1: Limites das geleiras da Península Antártica em vermelho, 16 plataformas de gelo em azul e áreas livres de gelo em preto. A imagem da Península Antártica é uma subcena do mosaico LIMA (USGS, 2007).

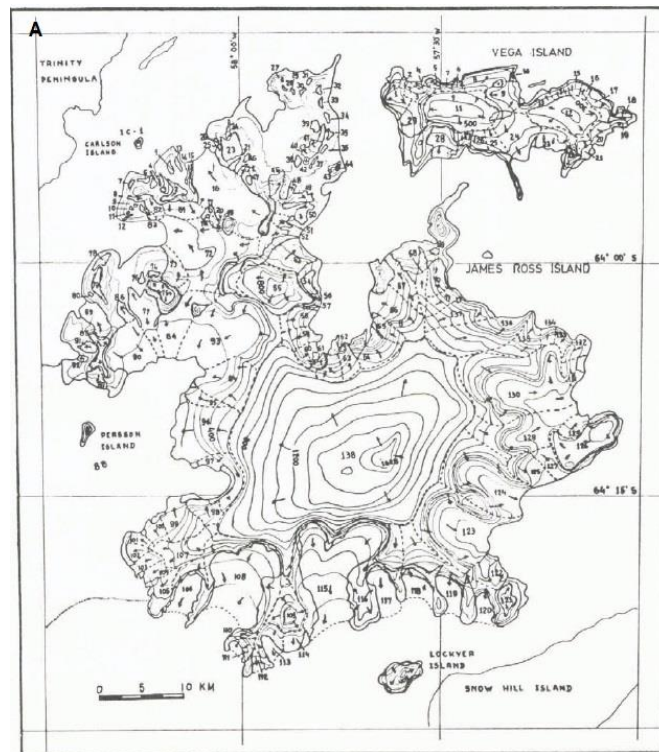
O presente inventário de geleiras foi comparado com os outros seis (seção 5.1) sendo eles: (RABASSA *et al.*, 1982; SKVARCA, ROTT & NAGLER, 1995; BRAUN *et al.*, 2001; RAU *et al.*, 2004, DAVIES *et al.*, 2012 e BLISS *et al.*, 2013) previamente realizados para a PA. Os resultados das classificações geomorfológicas das bacias de drenagem das geleiras, ou seja, atividade da língua, classificações primárias, forma, características frontais, longitudinais, principal fonte de massa, morainas e cobertura de detritos das plataformas de gelo serão apresentados em dois subcapítulos.

Por fim, a atividade da língua de gelo (Incerto, Estacionário, Avanço Leve, Avanço Marcado, Oscilando, Retração Leve e Retração Marcada) foi analisada conforme as características geomorfológicas das geleiras, para identificar os padrões das mudanças na posição frontal das mesmas de acordo com as formas das bacias de drenagem.

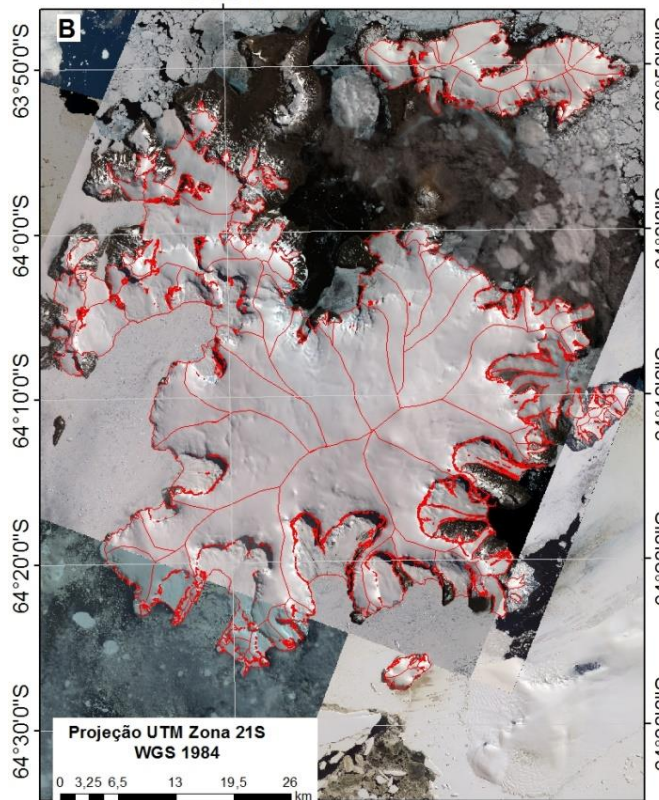
5.1 Comparação entre inventários de geleiras

No inventário de geleiras das ilhas James Ross e Vega, realizado por Rabassa *et al.* (1982), foram utilizados mapas topográficos na escala 1:250 000, imagens multi-espectrais LANDSAT e fotografias aéreas entre os anos de 1979-80. Na ilha James Ross, os autores encontraram 138 geleiras, com uma área de 2443,87 km² de gelo. Na ilha Vegas foram inventariadas 29 geleiras, totalizando uma área de 264 km².

Nesta tese, no inventário da Ilha James Ross, foram delimitadas 84 bacias de drenagem glacial (Figura 5.2), entre o período de 08 de Janeiro de 2001 a 13 de Fevereiro de 2014, totalizando uma área de 1981 km². Na ilha Vegas, foram 18 bacias de drenagem, também entre 08 de janeiro de 2001 a 13 de fevereiro de 2014, e possuem uma área total de 192 km². Esta comparação pode ser visualizada nas figuras a seguir.



58°0'0"W



58°0'0"W

Figura 5.2 Comparação dos limites das bacias drenagem glacial das ilhas James Ross e Vegas. Em “A” o mapa de Rabassa *et al.* (1982) e em “B” as bacias de drenagem deste inventário. As imagens ASTER da Ilha James Ross (em B) são de 13 de fevereiro de 2014, 13 de dezembro de 2008 e 03 de março de 2009.

Skvarca, Rott & Nagler (1995), usando imagens óticas do sensor LANDSAT TM e imagens SAR ERS-1 das geleiras da ilha James Ross, identificaram 39 geleiras de descarga, constatando que ocorreu a retração da frente de 33 geleiras entre 1975 e 1993. No presente trabalho, foram encontradas 60 geleiras de descarga na Ilha James Ross. Duas geleiras não tiveram variação na frente, duas tiveram um leve avanço, sete tiveram um avanço marcado, seis estavam oscilando, 32 tiveram uma retração leve e 11 tiveram uma retração marcada.

A figura 5.3 mostra um exemplo na ilha James Ross de mudança de frente das geleiras Tait, geleira 3 e a geleira Swift, representada na figura 5.1.2 "A" como as geleiras 3, 4 e 10 de Skvarca, Rott & Nagler (1995). Neste estudo, entre os períodos de 03 de março de 2009 e 13 de fevereiro de 2014, a geleira 3 retraiu $0,04 \text{ km}^2$, a geleira Tait (4) retraiu $1,25 \text{ km}^2$ e a geleira Swift (10) retraiu $5,24 \text{ km}^2$ de frente, ou seja, depois de 16 anos as geleiras continuam em processo de retração de suas frentes. As figuras a seguir mostram esta comparação.

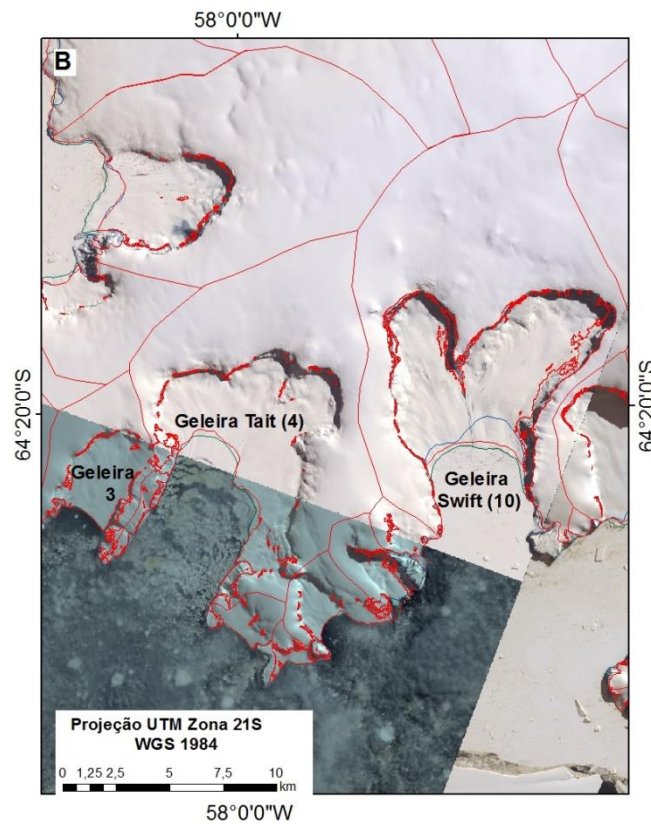
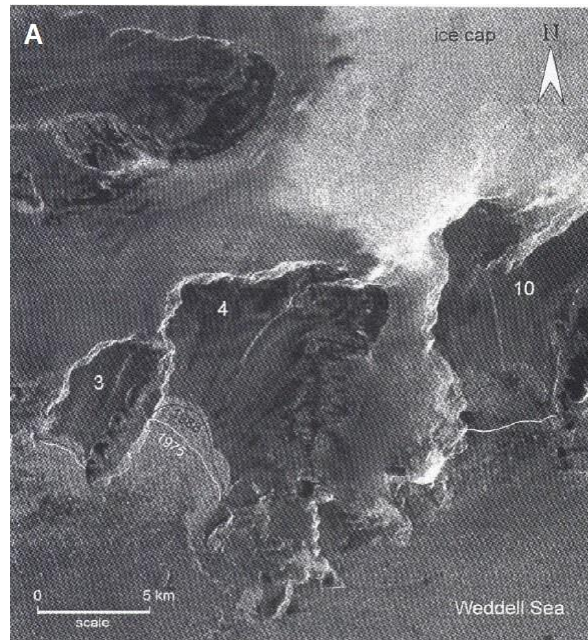


Figura 5.3: Em “A” mostrando a seção da imagem ERS-1 SAR de 13 de fevereiro de 1993 de Skvarca, Rott & Nagler (1995), com a linha branca da geleira em 1975 e a linha preta em 1988. Em “B” mostrando duas seções de imagens ASTER, com retração, entre de 03 de março de 2009 e 13 de fevereiro de 2014, na frente das geleiras Tait (4), geleira 3 e geleira Swift (10). As imagens ASTER da Ilha James Ross (em B) são de 13 de fevereiro de 2014 e 13 de dezembro de 2008 em RGB 321.

Pela figura 5.3 é possível notar porque os inventários passados possuem menos geleiras do que este inventário. Ao contrário desta tese, as geleiras tributárias e laterais não foram consideradas nos estudos de Skvarca, Rott & Nagler (1995), e possivelmente também não foram notadas no inventário de Rabassa *et al.* (1982). Além disso este inventário identificou mais geleiras na ilha James Ross do que esses outros dois inventários citados, possivelmente pelas diferentes técnicas de sensores remotos utilizados.

Braun, Rau & Simões (2001) elaboram o primeiro inventário digital, utilizando fotos aéreas e satelitais (SPOT, ERS) de 1950 até 2000, a fim de delimitar as bacias de drenagem da ilha Rei George, como parte do projeto GLIMS. Eles detectaram que a área sofria com uma retração de suas geleiras nestes 50 anos de estudos conforme mostra a figura (5.4).

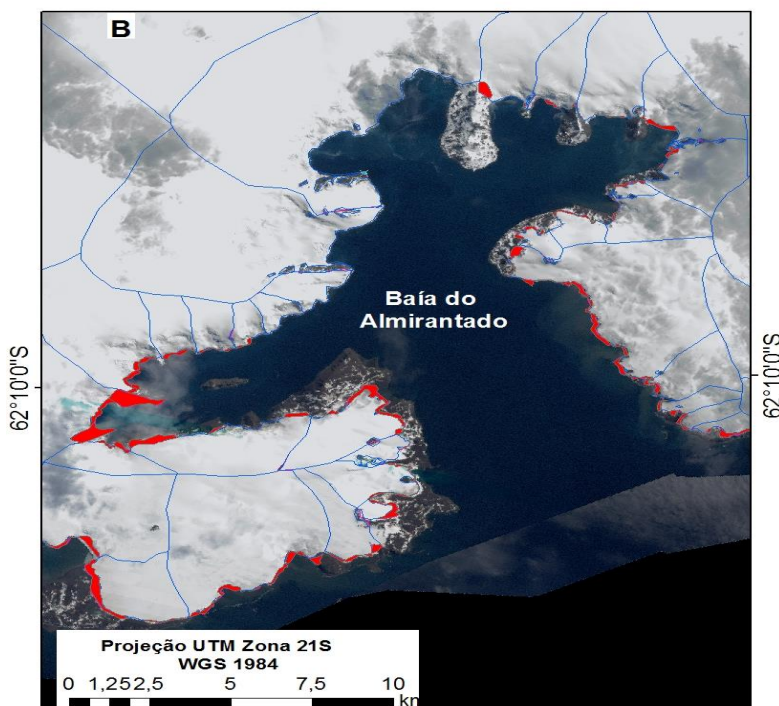
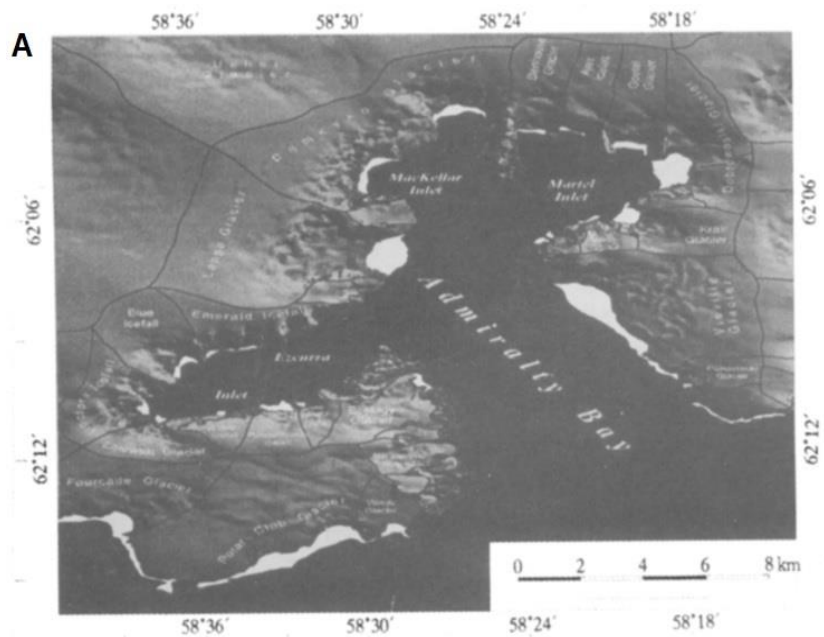


Figura 5.4: Comparação entre o inventário de Braun, Rau & Simões (2001) em “A”, mostrando a retração das geleiras (detalhe em branco) entre 1956 até 1995 e em “B” a os limites de geleiras e retração deste inventário (detalhe em vermelho), entre os períodos de 06 de dezembro de 2001 e 02 de dezembro de 2008. A imagem em “B” é uma subcena do mosaico LIMA (USGS, 2007).

A comparação dos resultados com o inventário de Braun, Rau & Simões (2001) mostra que mesmo depois de 13 anos, a ilha rei George, no norte da PA continua sofrendo as consequências das mudanças climáticas.

Rau *et al.* (2004), publicaram um inventário de geleiras do norte da PA, com imagens ASTER e LANDSAT da Ilha James Ross, Península Trinity, a costa Danco e o norte da baía Marguerite. Nesse estudo, eles concluíram que a perda de massa das geleiras em retrocesso, entre 1986-2001, foi de 146 km² (tabela 5.1), e o ganho daquelas em avanço foi de apenas 7,1 km². Além disso, mostra valores mais significativos na ilha James Ross, onde das 58 geleiras 57 estavam em processo de retração, apenas uma avançando e nenhuma estacionária; e no Leste da Península Trinity onde das 32 geleiras 22 estavam retraindo suas frentes, 2 avançando e apenas 8 estacionárias. A tabela a seguir mostra um resumo desta análise comparativa.

Tabela 5.1: Variação na frente das geleiras no Norte da Península Antártica elaborado por Rau *et al.* (2004).

Área de estudo	Data de Aquisição		Geleira investigada				Mudança de área	
	LANDSAT	ASTER	Total	Avanço	Retração	Estacionário	Ganho km ²	Perda km ²
Ilha James Ross	29/02/1988	08/01/2001	58	1	57	-	0,3	48,5
Península Trinity	29/02/1998	26/09/2001	46	11	24	11	2,2	38,5
Oeste			14	9	2	3	1,9	0,4
Leste			32	2	22	8	0,3	38,1
Costa Danco	01/03/1986	22/11/2001	68	16	3	49	2,1	0,2
Costa Graham	26/11/1989	04/01/2001	68	1	44	23	0,4	35,1
Costa Loubet	18/02/1986	04/01/2001	27	1	24	2	0,4	12,4
Norte da Baía Marguerite	18/02/1986	04/01/2001	46	19	19	17	1,7	11,4
Total			313	171	171	102	7,1	146,1

Na comparação com o trabalho de Rau *et al.* (2004), foram encontradas dados próximos, porém o número de geleiras deste inventário continua acima das encontradas nos inventários existentes, possivelmente pela diferença na qualidade dos dados e a precisão que foi empregada na delimitação das bacias de drenagem. Na ilha James Ross, mesmo analisando 84 geleiras, enquanto o inventário de Rau *et*

al. (2004) encontraram e analisaram apenas 58, o número de bacias retraindo e perdendo massa (aproximadamente 23,51 km²) se manteve ao longo do tempo. As datas dos dados aqui apresentados, coincidentemente, começam quando termina o trabalho de Rau *et al.*, 2004, em janeiro de 2001, e continuam até janeiro de 2015. Estes dados mostram uma perda de massa das áreas comparadas de 153,24 km² (tabela 5.2), constatando que a PA continua passando pelos processos de retração apresentados nos últimos 60 anos. Porém, a proporção da retração aumentou consideravelmente. Das 313 geleiras encontradas por eles, 171 estavam retraindo, nesta análise, das 375 bacias encontradas mais da metade, 266 bacias, estão em processo de perda de massa. Um resumo desta análise comparativa pode ser visto na tabela a seguir.

Tabela 5.2: Variação na frente das geleiras do Norte da PA.

Área de estudo	Data Aquisição			Total	Investigação da geleira				Mudança de área	
	ASTER 1	ASTER 2	ASTER 3		Avanço	Retração	Estacionário	Oscilando	Ganho km ²	Perda km ²
Ilha James Ross	08/01/2001	25/02/2004; 03/03/2009	13/02/2014	84	10	58	1	13	2,36	23,51
Península Trinity				50	4	37	3	5	1,49	16,56
Oeste	18/01/2002 20/01/2006 29/12/2002;		30/01/2012	16	4	8	1	3	1,49	1,59
Leste	18/01/2002	13/12/2008	13/02/2014	34	-	29	2	2	-	14,97
Costa Danco	22/11/2001; 24/01/2003	30/12/2013; 15/12/2010	09/02/2014	119	32	49	30	8	3,69	9,77
Costa Graham	02/01/2004; 01/02/2006	05/12/2013	16/01/2015	53	9	40	3	1	1,43	21,51
Costa Loubet	08/01/2003; 02/01/2004	11/01/2004	05/12/2013	74	12	48	4	10	2,37	21,16
Norte da Baía Marguerite	05/10/2001; 20/01/2004	12/03/2004; 16/01/2015	16/11/2010	47	7	34	1	5	0,72	60,73
Total				374	105	266	42	42	12,06	153,24

O ganho de massa total da área estudada por Rau *et al.* (2004), foi de 7,1 km², sobre essa mesma área este trabalho detectou um avanço de 12,06 km². O número de geleiras estacionárias diminuiu de 102 para 42. Na nova tabela, gerada nesta tese, foram inseridos os dados de oscilação, ou seja, quando a geleira ganha e perde massa. No trabalho de Rau *et al.*, 2004 não foram inclusos estes dados, então não temos como saber se essa classificação mudou ao longo do tempo.

Davies *et al.* (2012) fizeram um inventário detalhado do Norte da PA, que está disponível no site do projeto GLIMS, usando imagens ASTER, LANDSAT e SPOT-5 entre 1988 e 2009. Eles constataram que entre 1988 – 2001, 90% das geleiras

estavam retraíndo e entre 2001 – 2009, 79% estavam em processo de retração de suas frentes (tabela 5.3), na Península Trinity, Ilha James Ross, e a ilha Vegas.

Tabela 5.3: Número de geleiras avançando e retraíndo no período de 1988 até 2009.

Fonte: DAVIES *et al.* 2012.

Todas as geleiras	Número de geleiras			
	1988-2001		2001-2009	
	Nu.	%	Nu.	%
Retraíndo	160	89,9	146	79,3
Avançando	8	4,5	3	1,6
Estacionária	9	5,6	35	19
Total	178	100	184	100

O trabalho de Davies *et al.* (2012) foi o mais próximo deste inventário (Tabela 5.4). Notando que os autores não consideram geleiras menores que 0,1 km², este parâmetro também foi atribuídos neste inventário afim de comparação. Existe a diferença de apenas uma geleira, já que os autores excluíram algumas classificações na hora de formular a tabela 5.1.3. Essa semelhança deve-se, possivelmente a metodologia aplicada, já que os dois trabalhos foram feitos de forma semiautomática e corrigidos manualmente e as resoluções das imagens são bem parecidas.

Tabela 5.4: Retração e avanço das geleiras do Norte da PA.

	Numero de geleiras 2001-2014	
	Nu.	%
Retraíndo	143	73,3
Avançando	21	10,7
Estacionária	10	5,12
Oscilando	21	10,7
Total	195	100

No trabalho de Davies *et al.* (2012), das 194 geleiras do Norte da PA, incluindo as ilhas, 90% estão em processo de retração. Das 193 geleiras aqui apresentadas, incluindo as que estão oscilando, 85% estão passando por mudanças nas suas massas de gelo, confirmando mais uma vez que as áreas do Norte da PA têm experimentando, dado o aumento progressivo da temperatura do ar, uma mudança drástica nas suas geleiras.

A maior diferença se encontra nas geleiras que estão avançando, onde os autores encontraram entre 2001-2009, 1,6% das geleiras neste processo. Este inventário, entre 2001-2014, encontrou 10,7% das geleiras avançando suas frentes.

Bliss, Hock & Cogley (2013) produziram um inventário das ilhas da PA, além de ilhas e montanhas da Antártica, a partir dos dados do ADD e usando como subsídio imagens LANDSAT, MODIS e ASTER para uma eventual delimitação manual das bacias de drenagem. A cobertura temporal das imagens se dá entre 1957 e 2005. O trabalho excluiu as plataformas de gelo e as línguas e franjas das geleiras. Para excluir as áreas livres de gelo, os autores utilizaram a máscara de rocha do ADD.

Para delimitar a divisão das bacias de drenagem, Bliss, Hock & Cogley (2013), utilizaram a ferramenta para delimitação automática em um programa SIG, aplicando o algoritmo de bacia hidrográfica. Porém, como toda bacia drenagem glacial delimitada automaticamente, foi necessário um ajuste manual. A delimitação da ilha Liard em 67°23'O 66°49'S (Figura 5.5) exemplifica o processo de delimitação das bacias de drenagem empregadas no trabalho de Bliss, Hock & Cogley (2013).

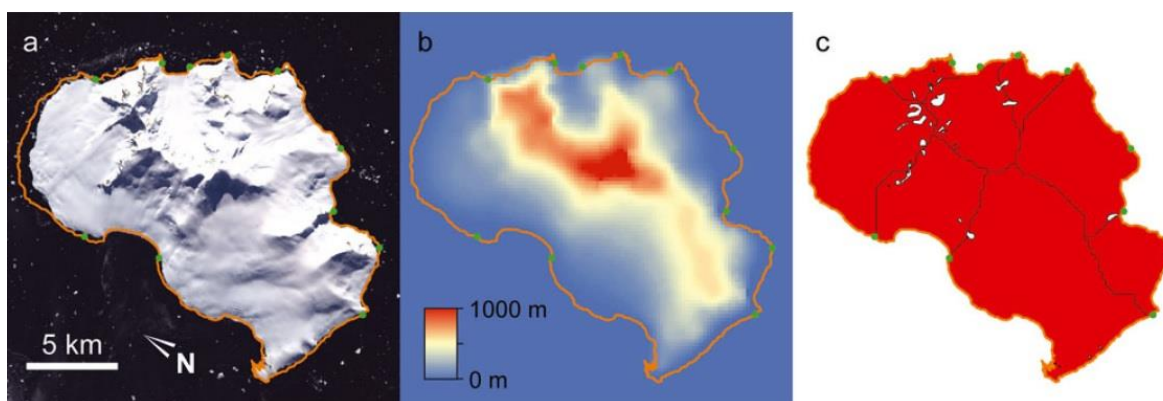


Figura 5.5: Processo de delimitação da Ilha Liard. “a” Imagem LANDSAT com a linha de costa do ADD (em laranja) e a definição manual da terminação da geleira, entre os pares de pontos verdes. “b” RAMP DEM. “c” Divisão da geleira gerada pelo algoritmo de bacia hidrográfica. Fonte: BLISS, HOCK & COGLEY, 2013.

A figura 5.6, gerada neste inventário, se refere às mesmas bacias de drenagem da ilha Liard apresentada por Bliss, Hock & Cogley (2013), com a diferença que foi delimitada de forma manual. Então, podemos observar que o número de bacias é superior, pois com a ajuda do MDE é possível notar a mudança de elevação nas “pontas” da ilha, evidenciando assim o maior número de geleiras e não a forma sucinta com qual foi apresentado na figura 5.5.

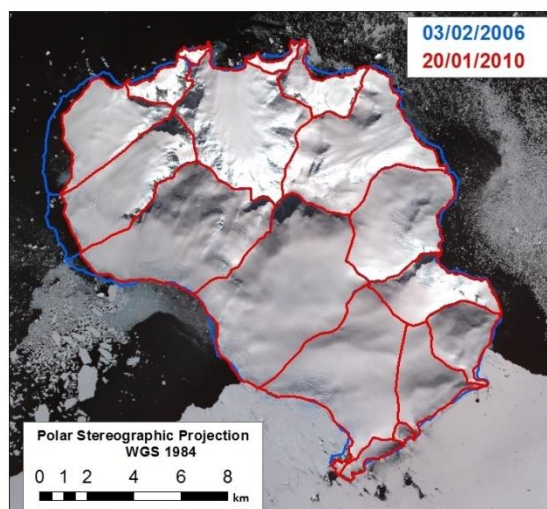


Figura 5.6: Ilha Liard com suas bacias de drenagem evidenciando a mudança das geleiras, na linha azul a frente das bacias em uma imagem ASTER de 03 de fevereiro de 2006 e em vermelho a delimitação em 20 de janeiro de 2010. Imagem ASTER de 20 de janeiro de 2010.

A delimitação automática de bacias glaciais ainda não gerou resultados plenamente satisfatórios, com isso, alguns dos trabalhos já publicados com este método tiveram que recorrer a ajustes manuais. Por isso, a maioria das geleiras desse inventário foi delimitada de forma manual, com a acurácia das bacias de drenagem na comparação com a delimitação automática.

Os autores Cook *et al.* (2014), no inventário mais completo até agora publicado, utilizando imagens LANDSAT e o modelo digital de elevação ASTER GDEM, com dados desde 1945 até 2010, delimitaram de forma semiautomática, as linhas de contorno da PA entre 63°S e 70°S, em preto na figura 5.7 e este inventário, em vermelho, abrange 61°S e 74°S. Os autores constataram que a partir de 1970 o processo de perda de massa aumentou e só teve um pequeno re-avanço no final da década de 1990.

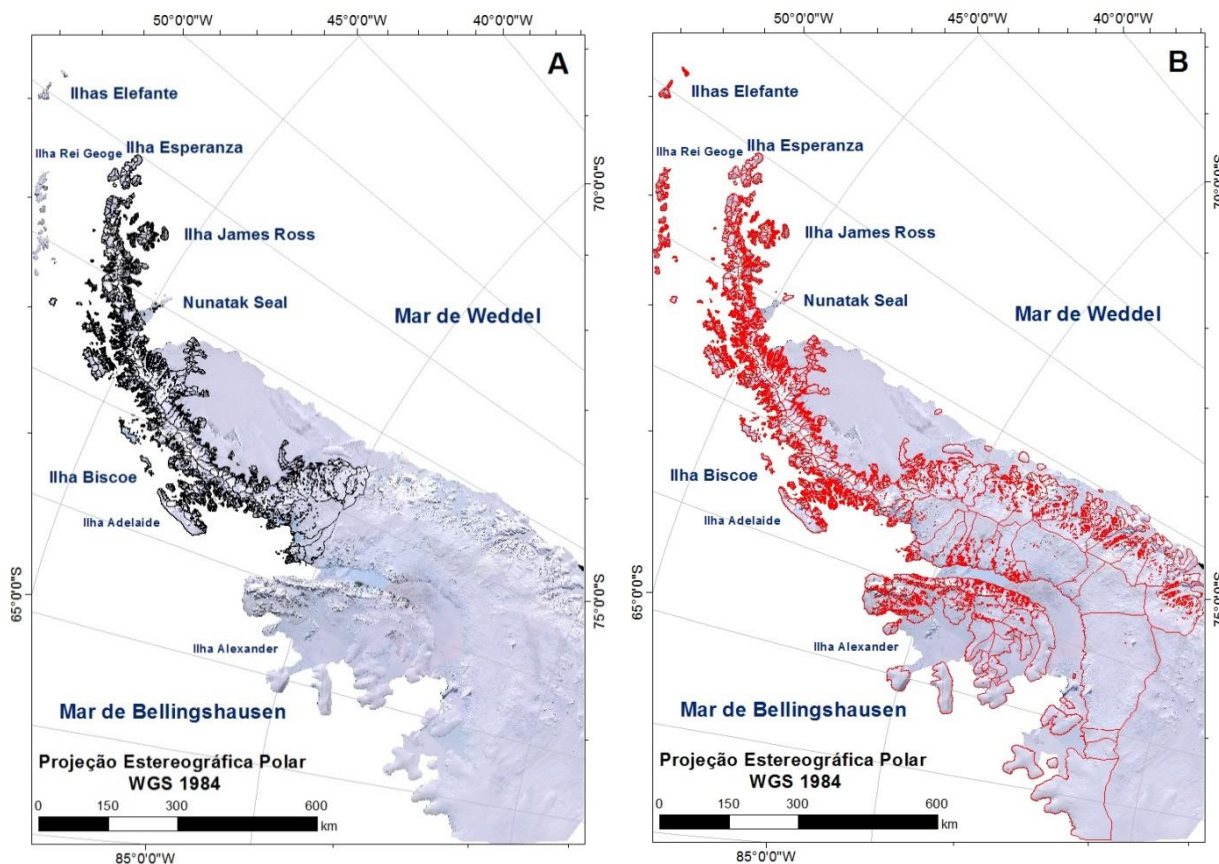


Figura 5.7: Bacias de drenagem de Cook *et al.* (2014) em “A”, preto e as deste inventário em “B”, vermelho. A imagem da Península Antártica é uma subcena do mosaico LIMA (USGS, 2007).

Entre ilhas (dados de Bliss, Hock & Cogley, (2013)) e continente, os autores encontraram 1590 bacias de drenagem. Já neste inventário, a mesma área possui 1510 bacias de drenagem. A discordância em número de bacias provavelmente se dá pela determinação da linha de divisão das bacias de drenagem. Nessa proporção Cook *et al.* (2014) encontraram 860 geleiras de maré, 90% destas com processo de retração.

Neste inventário, de acordo com os dados do GLIMS, não existe uma classificação apenas de geleiras de maré, a classificação da frente caracteriza geleiras de desprendimento e lóbulo, desprendimento e expandida, desprendimento e piemonte, desprendimento e flutuando. Das 1510 bacias, pelo menos 1119 estão com esta característica, não levando em consideração que as outras bacias classificadas como coalescente, confluyente, piemonte, expandida e lóbulo também podem possuir frente para o oceano. Desta forma, a relação dessas bacias com a desintegração é na ordem de 68% de retração das bacias de drenagem.

O tamanho da área estudada também teve uma divergência, Cook *et al.* (2014) estimaram 96.982 km² e este inventário delimitou 106.020 km² de bacias de drenagem. Isso se deve provavelmente pela resolução dos dados e o fato das áreas livres de gelo terem sido delimitadas com as mesmas imagens ASTER que foram utilizadas na determinação da área das geleiras, já o inventário de Cook *et al.* (2014) utilizou a máscara de rocha do ADD.

O inventário desenvolvido nesta tese se diferencia dos outros pelas imagens ASTER com 15 metros de resolução e abrange 61°S e 74°S, com a delimitação manual das bacias de drenagem. Os autores Cook *et al.* (2014), com uma delimitação semiautomática, utilizaram imagens LANDSAT de 30 metros de resolução entre as áreas 63°S e 70°S. Na figura 5.8 a comparação com os inventários de DAVIES *et al.* (2012) em A e Cook *et al.* (2014) em B mostram a diferença entre os inventários de geleiras produzidos para a PA e esta tese em C. O círculo preto nas três imagens está na mesma posição e exemplifica uma diferença entre o limite das bacias de drenagem.

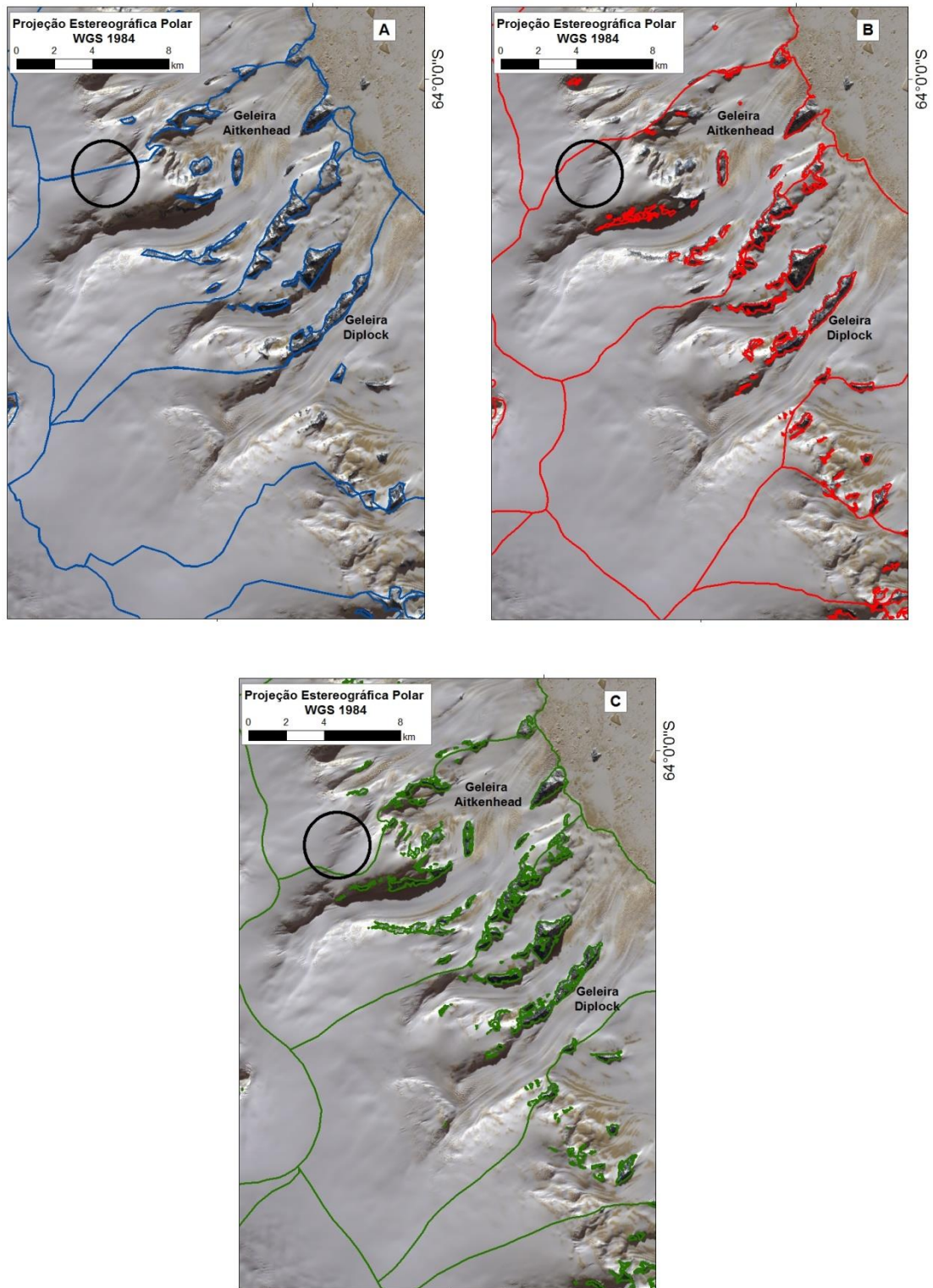


Figura 5.8: Em “A” o inventário de geleiras de Davies *et al.*, 2012, em “B” o inventário de geleiras de Cook *et al.*, 2014, e em “C” este inventário. O círculo preto representa a mesma localidade nas 3 figuras. A imagem da Península Antártica é uma subcena do mosaico LIMA (USGS, 2007).

5.2 Bacias de drenagem

Nesta seção, serão apresentados e discutidos os resultados da delimitação das bacias de drenagem e plataformas de gelo, os quais consistem na caracterização geomorfológica a partir da identificação da forma, características frontais, perfil longitudinal, principal fonte de alimento, morainas e cobertura de detritos na superfície das geleiras, além das características morfométricas como elevação e área.

5.2.1 Plataformas de gelo

Nesta seção serão apresentadas as mudanças ocorridas nas plataformas de gelo da PA, entre 2001 e 2015. As plataformas do mar de Bellingshausen e as do mar de Weddell serão apresentadas em dois subcapítulos.

Das 16 plataformas de gelo localizadas na área de estudo, 11 sofreram retração, além do desaparecimento de uma pequena área da Larsen B que não estava em contato com a atual porção principal remanescente dessa plataforma, posicionada na frente das geleiras Mapple, Melvill e Pequod. Sendo lançado ao mar 193,69 km² de gelo em forma de *icebergs*. Duas plataformas tiveram um leve avanço na sua frente e quatro estavam oscilando, sendo que o avanço dessas duas foi inferior à perda inicial, entre 2005 e 2012 (figura 5.9).

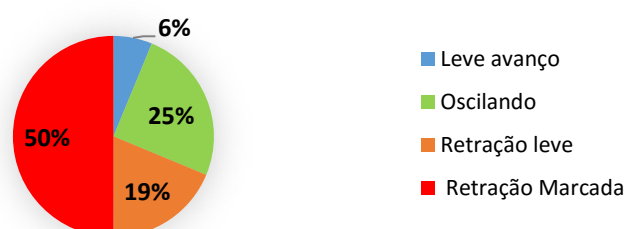


Figura 5.9: Atividade da frente das plataformas de gelo da PA.

As áreas iniciais das plataformas de gelo, em 2001, eram de 137.677,16 km². Seguido de 131.572,04 km² e por fim, as plataformas de gelo, com imagens de até 2015, possuíam uma área de 128.824,41 km². Isso representa uma perda de 8.817,08 km² de frente com um avanço de 35,67 km².

A retração das plataformas de gelo a partir da década de 90, fez com que sete plataformas desaparecessem quase completamente. O evento de maior repercussão foi a desintegração da plataforma de gelo foi Larsen B, ocasionando a perda de 3.200 km² de gelo em poucos dias (RACK & ROTT, 2004). O desprendimento de *icebergs* de plataformas de gelo e geleiras representa um significativo processo de perda de massa dos mantos de gelo (BORSTAD *et al.*, 2012).

Todas as plataformas de gelo da PA (figura 5.10) apresentaram perda heterogênea de massa entre 1978 e 2008. Três foram significantes, a plataforma de gelo Larsen B, Wilkins e George IV e quatro desapareceram: Jones, Wordie, Prince Gustav e Larsen A (FRICKER & PADMAN, 2012).

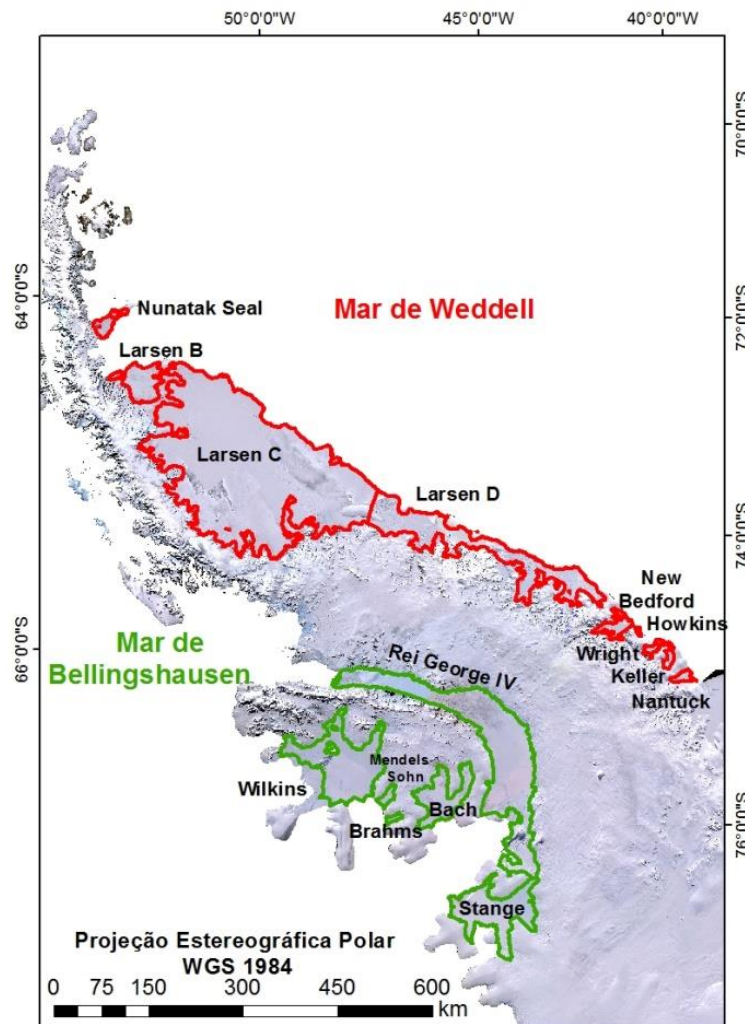


Figura 5.10: Plataformas de gelo da Península Antártica. Em vermelho as plataformas no mar de Weddell e em verde as plataformas do mar de Bellingshausen.

A imagem da Península Antártica é uma subcena do mosaico LIMA (USGS, 2007).

5.2.1.1 Mar de Weddell

De acordo com os resultados obtidos nesse estudo, as plataformas de gelo do mar de Weddell foram as que mais sofreram mudanças e colapsos nos últimos anos (Tabela 5.5).

Tabela 5.5: Dinâmica de mudanças na área das plataformas de gelo do mar de Weddell. Os valores de mudança negativos referem-se a perda de área, já as positivas representam um ganho de área.

Plataforma de gelo	Imagem 1	Área km ²	Imagem 2	Área km ²	Imagem 3	Área km ²	Mudança km ²
New Bedford	07/01/2001	1319,57	19/11/2006	1329,7	07/02/2012	1299,84	-19,73
Nunatak seal	29/09/2001	1046,03	23/03/2008	818,349	28/01/2012	794,739	-251,29
Howkins	07/01/2001	75,4857	19/11/2006	70,7368	07/02/2012	72,3551	-3,13
Larsen B	22/11/2001	193,693	02/12/2006	140,77	03/02/2015	0	-193,69
Larsen B	02/10/2003	3029,57	02/12/2006	1995,07	03/02/2015	2133,51	-896,06
Larse C	26/09/2001	63226,4	02/03/2015	62380,7			-2510,8
Larse D	26/09/2001	14440	02/03/2015	14202			-772,1
Wright	22/09/2010	433,758	21/12/2012	414,34			19,41
Keller	22/09/2010	426,243	21/12/2012	422,151			-4,09
Nantuck	22/01/2005	443,262	22/09/2009	459,525			16,26

A plataforma de gelo Nunatak Seal apresentou uma das maiores desintegrações deste estudo, sua localização, entre as plataformas de gelo Larsen A e B, sugere que as mudanças aqui encontradas são mesmo evidentes ao longo do tempo, pois sua perda foi 251,29 km².

Notadas ao longo do tempo, os eventos de desintegração não pararam no evento catastrófico da plataforma de gelo Larsen B em 2002, as plataformas remanescentes continuaram perdendo massa e até 2009 a região perdeu aproximadamente 1.865 km² (SHUMAN, BERTHIER & SCAMBOS, 2011).

A porção que sobrou da Larsen B (Figura 5.11 em B) continuou passando por mudanças, sua perda total foi de 896,06 km² (Tabela 5.5) ao longo do estudo. Entre 1960 e 2009 a perda desta plataforma foi de 9.166 km² (COOK & VAUGHAN, 2010).

A plataforma de Larsen B era dividida em duas áreas, porém não foi possível identificar a plataforma com uma única imagem ASTER, de fevereiro de 2015, representado no quadro "A" da figura 5.11. Essa retração deixou as geleiras Mapple,

Melville e Pequod em contato com o oceano, onde antes alimentavam a plataforma de gelo.

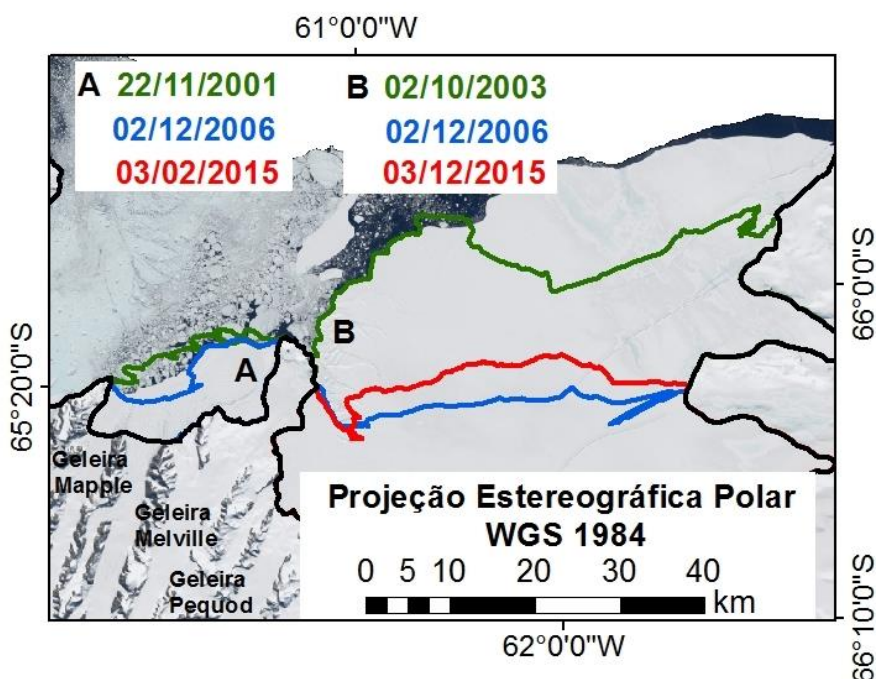


Figura 5.11: Plataforma de gelo Larsen B. Em “A” a porção noroeste da plataforma delimitada em 22 de janeiro de 2001 em verde, 02 de dezembro de 2006 em azul e na imagem do dia 03 de fevereiro de 2015 a plataforma não foi mais identificada. Em “B” a porção sudeste da plataforma delimitada em 22 de janeiro de 2001 em verde, 02 de dezembro de 2006 em azul e 03 de fevereiro de 2015 em vermelho. A imagem da plataforma de gelo é uma subcena do mosaico LIMA (USGS, 2007).

A plataforma de gelo Larsen B entre os anos de 1975 e 2002 perdeu 12.000 km², sendo que a maior parte deste processo aconteceu em 7 anos, nos períodos de 1995-2002. Neste mesmo período, ocorreram os maiores registros de aumento na temperatura superficial do ar, fazendo com que sua velocidade aumentasse 10% de 1996-1997 e 26% entre 1997-1999 e 1999-2001, com uma média de velocidade de fluxo 0,30 m a⁻¹. A perda em 2002-2003 foi de 852 km², deixando a plataforma com uma área de 3.056 km² (SKVARCA, DE ANGELIS & ZAKRAJSEK, 2004).

A Larsen C é a maior plataforma de gelo da Península Antártica e necessitou de várias imagens para sua delimitação. As imagens utilizadas correspondem a 19 de setembro de 2001, 02 de fevereiro de 2003, 05 de janeiro de 2003, 28 de agosto de

2003, 01 de janeiro de 2004, 19 de janeiro de 2004, 08 de outubro de 2005, 10 de outubro de 2005, 18 de outubro de 2005, 12 de janeiro de 2006 e 03 de outubro de 2006, somando assim uma área de 63.226,4 km². Encontrar outra relação tão grande de boas imagens desta região não foi possível. Por isso, foi usado a delimitação da linha de costa do ADD que, com imagens ENVISAT ASAR de 29 de outubro de 2010, foi delimitada uma nova frente, fazendo a plataforma ter uma área de 62380,7 km², o que equivale a uma perda de 845,7 km² de frente.

A retração nesta plataforma é muito menos significativa do que as encontradas nas Larsen A e B, provavelmente porque, com estudos de medições de dual-polarização de RADAR de retroespalhamento do Seal Winds no escaterômetro do QuikSCAT, foram encontradas taxas de derretimento tardias entre 1999-2000, 2000-2001 e 2002-2003. O total de derretimento por pixel na Larsen C é quase uniforme, porém entre 2000-2001 a parte mais ao Sul começou a derreter um mês mais tarde do que a parte norte (KUNZ & LONG, 2006). Essas instabilidades é o que provoca a quebra das plataformas de gelo.

5.1.1.1 Mar de Bellingshausen

As plataformas de gelo que se encontram no mar de Bellingshausen (Tabela 5.6) também sofreram retrações significativas. A plataforma de gelo George IV, ao sul e maior da costa oeste da PA (SMITH *et al.*, 2007), tem duas frente, uma norte e outra ao sul, ocupando uma fenda tectônica entre a ilha Alexandre e a Palmer Land. Ela é alimentada por correntes de gelo da Palmer Land (HAMBREY *et al.*, 2015) e possui aproximadamente 90 km de comprimento (FERRIGNO *et al.*, 2009).

Tabela 5.6: Dinâmica de mudanças na área das plataformas de gelo do mar de Bellingshausen. Os valores de mudança negativos referem-se a perda de área.

Plataforma de gelo	Imagem 1	Área km ²	Imagem 2	Área km ²	Imagem 3	Área km ²	Mudança km ²
Brahms	29/01/2003	244,46	30/12/2004	241,056	07/02/2014	229,479	-14,981
George VI	09/02/2002	24720,4	20/01/2004	23957,5	17/01/2015	23624,8	-1095,6
Wilkins	29/01/2001	14441,3	12/09/2009	11820,6	29/10/2010	11168,8	-3272,5
Stange	09/02/2002	8473	20/01/2004	8455,5	17/01/2015	8463,52	-9,48
Bach	30/12/2004	4831,26	11/02/2012	4791,07	16/01/2015	4568,99	-262,27
Mendels Sohn	29/01/2003	538,996	30/12/2004	502,324	07/02/2014	412,707	-126,28

Somando sua perda na frente ao norte e ao sul, a plataforma de gelo George IV, é equivalente a 1.095,6 km² de frente durante 15 anos. Outros autores encontram que, entre 1960 e 2009 essa perda foi de 1.939 km² (COOK & VAUGHAN, 2010) e entre 1974 e 1995 a plataforma perdeu 993 km² de sua margem Norte (LUCCHITTA & ROSANOVA, 1998).

Os maiores eventos de retração da plataforma de gelo George IV ocorrem entre 1965 e 1975. A retração na plataforma de gelo é uma consequência da interação entre o aquecimento atmosférico, no qual desestabilizou sua frente norte e sul e a mudanças na circulação oceânica, no qual vem ocasionando na intrusão de água quente na ressurgência da água profunda circumpolar. Então, qualquer mudança na sua dinâmica deve estar ligada a uma combinação atmosférica e forçantes oceânicas (SMITH *et al.*, 2007).

Alguns cientistas sugerem que a diminuição na espessura da plataforma de gelo George IV se dá pelo aquecimento basal da plataforma, a interação oceano-atmosfera, com observações de dados de modelos climatológicos entre 1979-2007, no mar de Bellingshausen (HOLLAND, JENKINS & HOLLAND, 2010).

As frentes norte e sul da plataforma estão em ambientes glaciologicamente diferentes, então as respostas às mudanças também são diferentes. Na frente norte o padrão de retração espacial e temporal entre 1974 – 2013 foi controlada por longas e antigas fraturas. O rápido colapso de 1974-1979 foi seguido por grandes fendas côncavas frontais que ocasionaram no recuo da plataforma. A taxa de retração do sul era mais estável do que a frente norte e sua retração se dá principalmente pela ressurgência de águas quentes do mar de Bellingshausen. Sua velocidade de fluxo aumentou ao longo do tempo, em ambos os lados esse aumento está atribuído à redução nas tensões que aumentou a extensão longitudinal por compressão, entre as ilhas Eklund e De Atley que aumenta o rifitamento que torna esta área estruturalmente fraca (HOLT *et al.*, 2013).

A plataforma de gelo George IV é fortemente restrita pela topografia, alimentada pela corrente de gelo no sentido leste-oeste, a velocidade diminui nesta direção e a sua parte central está sob forte compressão na direção do fluxo. Estruturas lineares dentro da plataforma são traços de fendas e folheações vindas de geleiras de descarga da Palmer Land. Essas estruturas são definidas pela distribuição de lagos supraglaciais. As morainas laterais, com até 20% de clastos da Palmer Land são de origem basáltica, o que revela que ocorre um dobramento da camada basal devido ao degelo das geleiras que alimentam a plataforma de gelo (HAMBREY *et al.*, 2015).

Em relação às mudanças recentes nas plataformas de gelo, a Wilkins (Figura 5.12) pode ser considerada como uma das mais relevantes. A plataforma de gelo perdeu 3.580,4 km² de frente (Tabela 5.6).

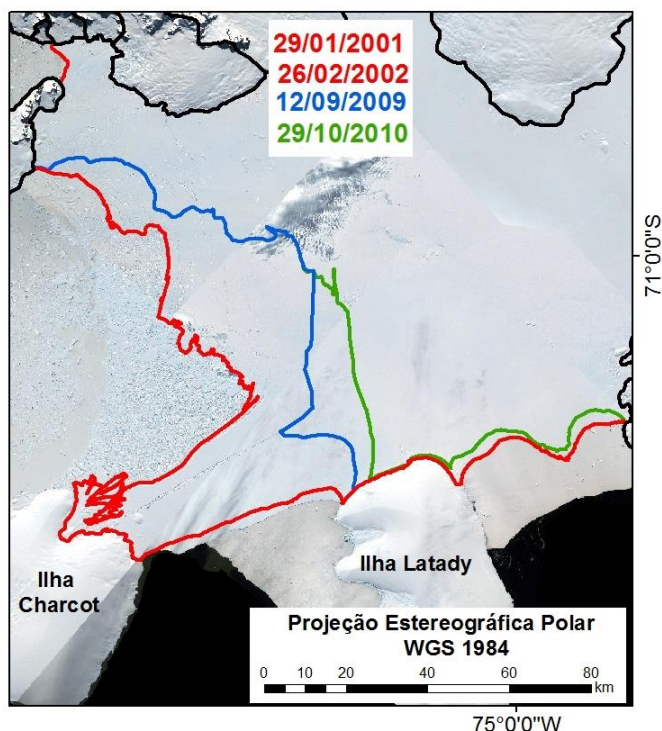


Figura 5.12: Plataforma de gelo Wilkins com a delimitação da bacia de drenagem de 29 de janeiro de 2001 e 26 de fevereiro de 2002 em vermelho, 12 de setembro de 2009 em azul e 29 de outubro de 2010 em verde. A imagem da plataforma de gelo é uma subcena do mosaico LIMA (USGS, 2007).

As mudanças que ocorreram nesta plataforma vêm sendo constatadas muito antes deste estudo. Entre os períodos de 1990 e 1995, sua perda foi equivalente a 1.360 km² na sua margem norte (LUCCHITTA & ROSANOVA, 1998) e entre 1950 e 2009 a perda foi de 5.434 km² (COOK & VAUGHAN, 2010).

A plataforma de gelo Wilkins vem sofrendo forte retração em sua frente nos últimos anos. Sua parte central estava cortada por longas fendas em 2007, onde se formaram zonas de falhas pré-condicionadas que em 28-29 de fevereiro de 2008 ocasionou na quebra de 425 km². Em 30-31 de maio do mesmo ano, outros 160 km² da plataforma também foram perdidos. Ocorrendo no inverno austral e em contraste com a plataforma de gelo Larsen B, os lagos supraglaciais não desempenharam um papel importante na quebra desta plataforma, pois além de sua velocidade de

deslocamento baixa, até 330 m a^{-1} (BRAUN, HUMBERT & MOLL, 2009), as imagens de RADAR revelam que a superfície da plataforma estava congelada neste último evento. Sendo assim, a quebra de uma plataforma depende de muitos fatores (BRAUN & HUMBERT, 2009; BRAUN, HUMBERT & MOLL, 2009).

Foi previsto por Braun & Humbert (2009) e Braun, Humbert & Moll (2009) que 3.100 km^2 da plataforma de gelo, em 2008, estavam em risco de se desintegrar. Evento este provado nesta tese, pois na imagem do dia 12 de Setembro de 2009 a plataforma de gelo Wilkins não estava mais ligada à ilha Charcot (Figura 5.12). Porém os outros 8.000 km^2 da plataforma não têm sinais visíveis de risco de colapso (BRAUN, HUMBERT & MOLL, 2009).

Nem todos os autores concordam que a quebra da plataforma de gelo Wilkins está mais ligada a mudanças oceânicas do que a fendas expostas no gelo. A partir de um modelo de desintegração de plataformas, usando a Wilkins como exemplo, foi sugerido que a plataforma sofreu um colapso a partir de grandes fendas expostas no gelo próximas da superfície, que acometem de uma pré-condição para a quebra, pois quando a água infiltra nessas rachaduras (maiores que dez metros de profundidade) ocorre uma ressurgência e o stress aumentou a dimensão das fendas, forçando a progradação e formação dos icebergs (SCAMBOS *et al.*, 2009).

A plataforma de gelo Bach, classificada como oscilando, perdeu $89,96 \text{ km}^2$. (Tabela 5.6), esta retração e avanço, já vem sendo constatado á muito tempo, entre 1947-1967 ela retraiu 7 km, entre 1968 – 1973 ela avançou 5 km, entre 1973-1986 outra retração de 5 km, já entre 1986-1989 um considerável avanço e entre 1989-2001 uma retração de 4 km (FERRIGNO *et al.*, 2009) e entre 1950 e 2009 essa perda foi de 311 km^2 (COOK & VAUGHAN, 2010).

A plataforma de gelo Stange, a última da PA para o lado sul-oeste, perdeu $9,49 \text{ km}^2$ de frente (Tabela 6.2.1.2.1). A região que esta plataforma se encontra tem experimentado um aquecimento oceânico e atmosférico (HOLT *et al.*, 2014) e entre 1950 e 2009 essa perda foi 264 km^2 (COOK & VAUGHAN, 2010).

Perdendo 4% de sua massa entre 1973 e 2011, a plataforma de gelo Stange despreendeu 338 km^2 de frente na sua porção norte, porém a região sul avançou $0,8 \text{ km}^2$ e a parte central avançou $45,5 \text{ km}^2$ neste mesmo período. Em 2001 foi constatado um desprendimento de 58 km^2 (HOLT *et al.*, 2014).

A diferença Norte e Sul também foi constatada com imagens LANDSAT, sendo que a região norte da plataforma avançou entre 1986-1989 e retraiu em 1989-2001, sendo assim foi notado que o norte sofreu retração, o sul pouca mudança e nenhuma oscilação catastrófica foram presenciados (FERRIGNO *et al.*, 2009).

5.1.2 Geleiras

As geleiras da PA, durante o estudo, tiveram uma perda de massa de gelo de 1.248,34 km² e um ganho de 91,34 km², na sua porção frontal (figura 5.13).

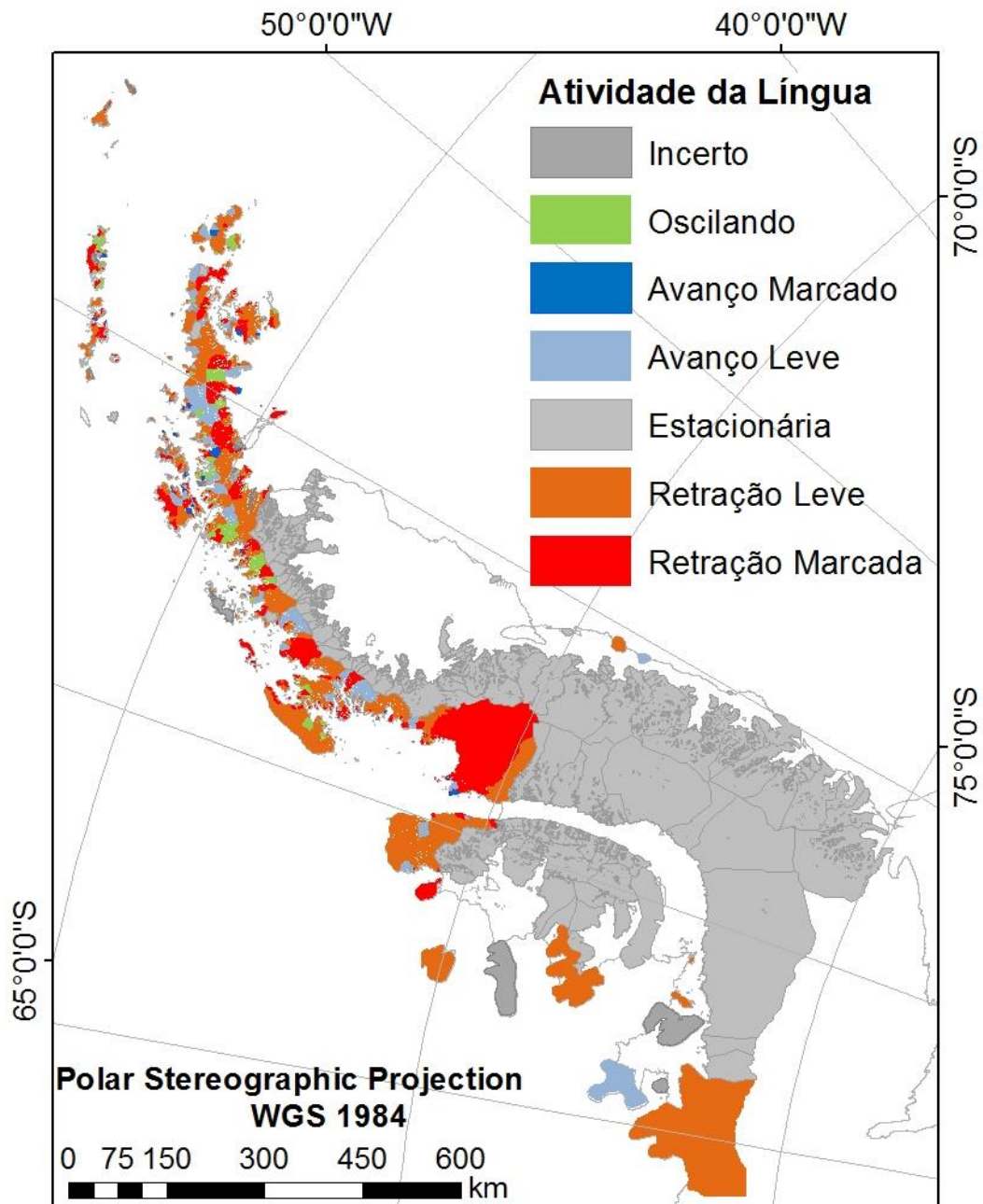


Figura 5.13: Atividade da língua das geleiras da PA, entre os períodos de 2001 á 2015.

A classificação de atividade da língua é a mais importante para inferirmos sobre as mudanças nas geleiras, por isso os primeiros resultados serão apresentados por esta classificação, uma vez que as 1857 bacias de drenagem (considerando as maiores que 0,5 km²), 1093 estão em processo de retração e apenas 255 estão avançando suas frentes. Dentro da normalidade, as geleiras que estão oscilando, ou seja, ganhando e perdendo massa de gelo, é o que se espera de uma bacia de drenagem glacial. Somente 240 se encontram nesta condição (figura 5.13).

A atividade da língua das geleiras (figura 5.14), mostra claramente como a maior parte das geleiras da PA está em processo de perda de massa. Isso significa que 60% das bacias de drenagem estão em processo de retração leve e marcada e apenas 14% estão em avanço leve e marcado.

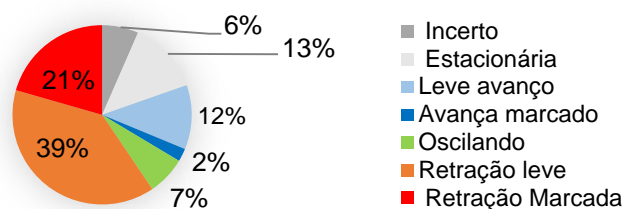


Figura 514: Atividade da língua das 1857 bacias de drenagem glacial da PA entre 2001 e 2015.

Para que os dados fossem visualizados de forma clara, as bacias de drenagem foram divididas por regiões. Assim, para que além de compreendermos as mudanças, possamos inferir regionalmente sobre as alterações nas massas de gelo, pois sabemos que a latitude influencia na dinâmica glacial. Além disso, precisamos separar bacias continentais das ilhas, já que estas últimas, por receberem oceano em todos os lados, terão um comportamento diferente. Contudo, bacias que alimentam uma plataforma de gelo também se comportam diferentes de geleiras que deságuam no oceano. Na figura 5.15 está a localização de cada região que serão apresentados neste capítulo.

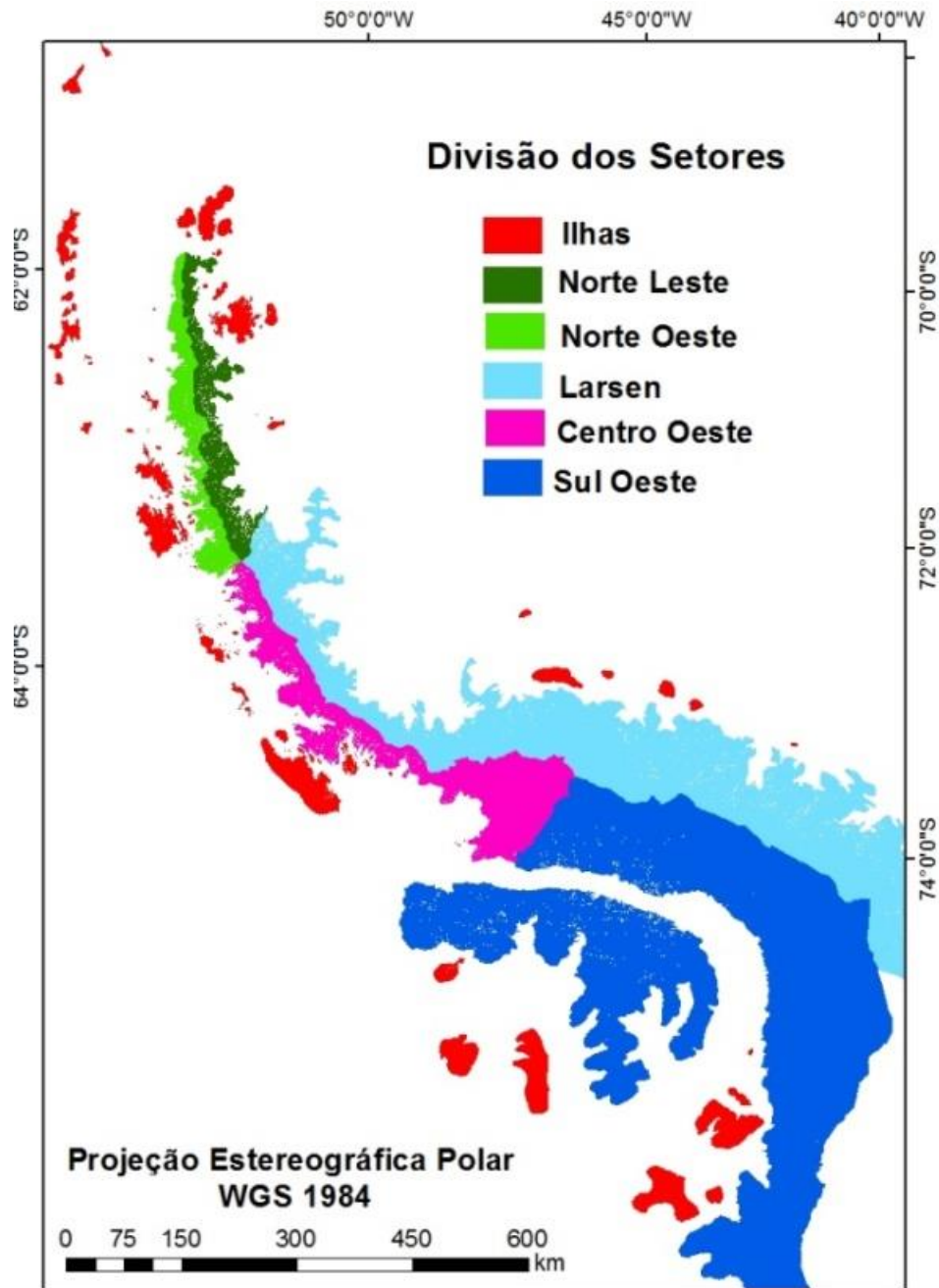


Figura 5.15: Localização dos setores divididos para a análise das mudanças das bacias de drenagem da PA.

As ilhas estão representadas pela cor vermelha. A região mais ao norte, em verde claro a área norte oeste, onde está o mar de Bellingshausen, em verde escuro a área Norte-Leste, onde está o mar de Weddell, essas áreas precisam se separadas pois o lado Leste desta Península Trinity, se comporta diferente do lado Oeste, principalmente devido a orografia da região, os gradientes de temperatura oscilam

(ARIGONY-NETO *et al.*, 2007; DAVIES *et al.*, 2012). Em azul claro a região da Larsen, ou seja, geleiras que alimentam uma plataforma de gelo em rosa a área Centro Oeste e por fim, a região mais ao Sul da PA, a área Sul Oeste, em azul escuro, com geleiras que alimentam uma plataforma e geleiras de maré no mesmo setor.

A classificação primária das geleiras (Figura 5.16) nos mostrou que 61% das geleiras da PA são de descarga, ou seja, drenam suas massas para o oceano ou para uma plataforma de gelo.

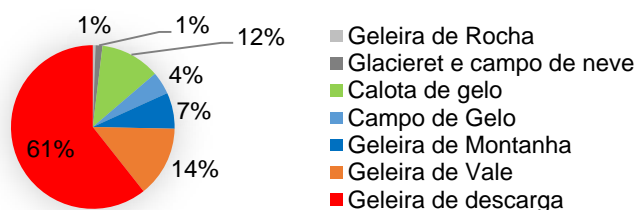


Figura 5.16: Classificação Primária das bacias de drenagem da PA.

A classificação em relação á forma (Figura 5.17) também seguiu um padrão, sendo 54% das bacias possuía com uma forma simples, com um único braço transferindo massa para uma única língua; e outros 30% também com uma forma simples, porém na sua área de acumulação podem existir outras geleiras compondo uma mesma bacia de drenagem.

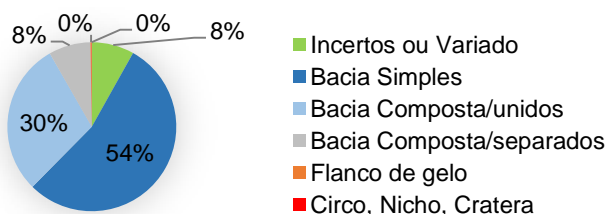


Figura 5.17: Classificação em relação á forma das bacias de drenagem da PA.

As características frontais (Figura 5.18) são a categorização com mais alternativas de identificação das bacias de drenagem.

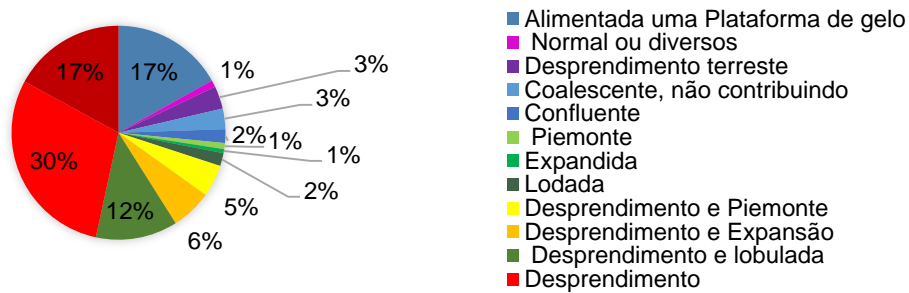


Figura 5.18: Classificação em relação às características frontais das bacias de drenagem da PA.

A classificação desprendimento, ou seja, as bacias de drenagem que estão em contato com o oceano e perdendo massa na forma *icebergs*, lançando água doce para o mar, juntas representam a maior parte das geleiras da PA; 53% entre desprendimento e piemonte, desprendimento e expansão, despedimento e lobulada e desprendimento e outros 17% estão flutuantes, ou seja, sua língua está em contato direto com o oceano. Assim, 70% das bacias de drenagem tem ligação direta com águas oceânicas e podem contribuir diretamente para elevação do nível dos mares, já que 60% das geleiras da PA estão em processo de retração e 17% de bacias de drenagem que alimentam uma plataforma de gelo.

As características longitudinais (Figura 5.19) classificou o comprimento das geleiras. Foi identificado que 50% das bacias são cascata, ou seja, seu perfil longitudinal vai decaindo suavemente até a sua língua e 38% são uniforme ou regular, também tem uma queda de declividade suave, porém ela não foi tão notada.

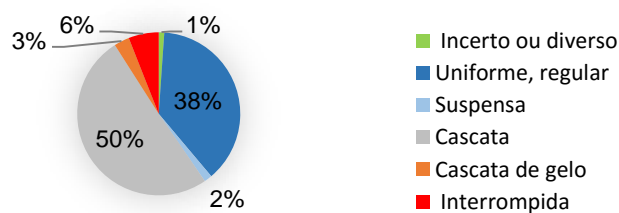


Figura 5.19: Classificação das características longitudinais das bacias de drenagem glacial da PA.

As morainas (Figura 5.20) são feições difíceis de serem identificadas por imagens de satélite. As mais fáceis de classificar foram os 57% de morainas laterais.

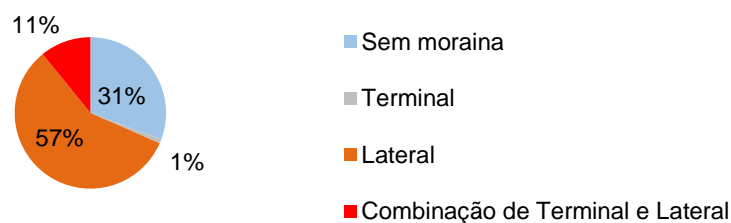


Figura 5.20: Classificação das morainas da PA

Morainas terminais, que representa apenas 1% das geleiras são as mais difíceis de identificar e geralmente quando identificadas estão perto de morainas laterais. Os outros 31% das geleiras não possuem morainas expostas. A maior parte das morainas estão na região Norte da PA, provavelmente porque foram expostas pelo excessivo degelo que vem ocorrendo nessa região, devido ao aumento da temperatura do ar. Por exemplo, na ilha James Ross todas as geleiras tem rochas expostas, graças á 58 das 84 geleiras estarem em processo de retração.

A cobertura de detritos (Figura 5.21) também não foi uma tarefa fácil de identificar, por isso a classificação só foi feita quando estava claro que as manchas eram detritos e não apenas um efeito na imagem de satélite.

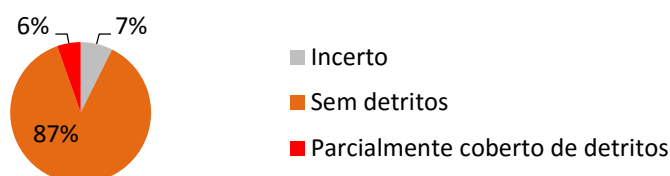


Figura 5.21: Classificação da cobertura de detritos das bacias de drenagem glacial da PA.

Assim, a classificação mostrou que apenas 6% das geleiras tinham uma cobertura parcial de detritos e 7% estavam incertas para qualquer classificação. Sendo assim, 87% das bacias de drenagem provavelmente não degelaram o suficiente para que seu descolamento ou base aquecida transportasse detritos para superfície.

A principal fonte de alimento é outro problema, pois foi impossível identificarmos avalanche e gelo sobreposto por uma imagem ótica, sendo assim todas as geleiras foram classificadas como tendo sua principal fonte de alimento por neve ou tração de neve para sua superfície.

5.1.2.1 Ilhas

As ilhas da PA, com 919 bacias de drenagem glaciais, apresentaram uma área total correspondente a 34.050,88 km². A atividade de língua (Figura 5.22) deste setor representou as maiores retrações da PA, pois 68% de geleiras perderam mais massa do que ganharam.

As ilhas Rei George, no mar de Bellingshausen, tem histórico de grande retrações de suas geleiras (SIMÕES *et al.*, 1999; ARIGONY-NETO, BREMER & SIMÕES *et al.*, 2001; BRAUN, RAU & SIMÕES, 2001; BRAUN *et al.*, 2001; BRAUN & GOSSMANN, 2002; SIMÕES *et al.*, 2004; LEE *et al.*, 2008; RÜCKAMP *et al.*, 2011; OSMANOGLU *et al.*, 2013; ROSA *et al.*, 2015), Shetland do Sul (OSMANOGLU *et al.*, 2014) e a ilha James Ross (SKVARCA, ROTT & NAGLER, 1995; RAU *et al.*, 2004; MENDES-JÚNIOR, 2009; GLASSER *et al.*, 2011; ABRAM *et al.*, 2013; SCAMBOS *et al.*, 2014), no mar de Weddell, onde as maiores retrações de plataformas de gelo aconteceram.

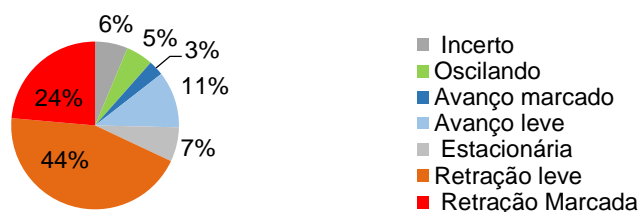


Figura 5.22: Atividade da língua das bacias de drenagem das ilhas da PA entre 2001 e 2015.

A grande maioria das geleiras das ilhas é de descarga, 65% de suas bacias de drenagem, pelo menos, drenam suas massas para o oceano, a classificação primária ainda conta com 18% de calotas de gelo.

Entre o período de 1956-2001, a retração na ilha Rei George já vinha sendo notada, pois 3,55 km² foram perdidos neste período (ARIGONY-NETO, BREMER & SIMÕES, 2001) e também na península Keller, na Baía do Almirantado, entre 1979-2000 a região perdeu entre 44 e 85% de sua área (SIMÕES *et al.*, 2004).

Em um estudo entre 2001-2008 foi constatado que a ilha Rei George perdeu 20 km² (aproximadamente 1,6% de sua área) (RÜCKAMP *et al.*, 2011). Além disso, dados geomorfológicos de duas geleiras, a Wanda e a Ecology, ao longo de cinco décadas, mostram que as bacias, que estão em processo de retração, tem suas bases úmida

(ROSA *et al.*, 2015). Isso pode acelerar, e muito, o movimento e desprendimento de uma geleira. As retrações estão quase que inteiramente ligadas a geleiras de maré (BRAUN & GOSSMANN, 2002).

As características frontais seguem um padrão maior que as bacias em geral, com 76% das bacias classificadas como desprendimento e 9% como flutuação.

As maiores perdas de massas das geleiras da Marine Cove na ilha Rei George estão ligadas a espessura do gelo na sua frente e ao balanço de massa local, que vem mudando drasticamente a região; e prevendo que em 2060 a ilha área não terá mais gelo, se o aumento da temperatura persistir (LEE *et al.*, 2008).

5.1.2.2 Norte Oeste

A região norte neste, banhada pelo mar de Bellingshausen, contém 239 bacias de drenagem glacial em uma área correspondente a 10.585,26 km². A maioria das geleiras está em processo de retração, 51% (Figura 5.23).

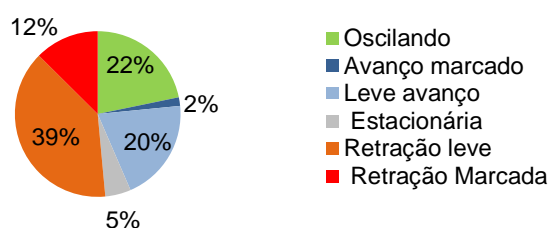


Figura 5.23: Atividade da Língua das bacias de drenagem da região Norte Oeste da PA entre 2001 e 2015.

A classificação se mostrou a mais uniforme, contendo 22% das bacias avançando e 22% oscilando. A maior porcentagem de geleiras com leve avanço, 20% delas estavam neste estado, porém o avanço marcado representou apenas 2%, dentro da média encontrada neste estudo.

A porcentagem das bacias consideradas “oscilando” se deve principalmente ao fato de que as partes Norte da PA contem quantidades significativas de imagens ASTER disponíveis e a incidência de nuvem é menor do que na região ao sul.

O norte é uma das regiões mais estudadas da PA, entre 1988-2001 aproximadamente 90% das geleiras estavam em processo de retração e entre 2001-2009 esse valor diminuiu para 79% das massas de gelo da Península Trinity, ilha

James Ross e Veja. Na parte Oeste da Península Trinity, a área em questão experimenta uma retração menor que a região Leste (DAVIES *et al.*, 2012). Além disso a região Oeste, graças ao aumento progressivo da temperatura superficial do ar, teve as maiores mudanças na altitude da linha de neve seca entre 1995-2005 (ARIGONY-NETO *et al.*, 2009).

Um estudo com 244 geleiras da costa Oeste da PA mostrou que entre 1945 e 2004, aproximadamente 87% destas geleiras estavam em processo de retração de suas frentes (COOK *et al.*, 2005). Entre 2003 e 2008 a região perdeu 4,7 Gt a⁻¹, o equivalente a 4,7 km² de frente de suas geleiras (SCAMBOS *et al.*, 2014).

A classificação primária conta com 62% de geleiras de descarga, região estreita e mais íngreme que abriga 20% de geleiras de vale e 13% de geleiras de montanha.

As características frontais são expressivas nos 49% de geleiras flutuantes, que possuem suas línguas em cima do oceano e apenas 35% são de bacias de desprendimento, valor este que deve explicar o menor número de bacias em processo de retração e também um considerável número de bacias avançando, ou seja, provavelmente as geleiras flutuantes são as mais sensíveis a quaisquer mudanças na temperatura superficial do ar e oceânica.

5.1.2.3 Norte Leste

A região Norte Leste, no mar de Weddell, possui 94 geleiras em uma área de 11.658,35 km². Com uma área parecida a região norte oeste, o número menor de geleiras se dá porque as bacias dessa região são muito maiores. Além disso, possui maiores valores de inclinação, fato que influencia nos 75% das bacias que se apresentaram em processo de retração (Figura 5.24).

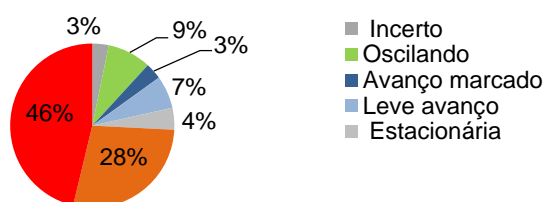


Figura 5.24: Atividade da língua da região Norte Leste da PA entre 2001 e 2015.

No período do estudo, as bacias dessa região perderam 26,94 km² de frente de suas geleiras. Apenas 10% das geleiras avançaram, com um ganho de 8,87 km² de frente e 9% oscilando. Os 4% classificadas como “estacionária” localizam-se na frente da plataforma de gelo Nunatak Seal e Larsen B. Estes processos de mudança de frente na linha de encalhe não podem ser constatados em imagens óticas. Apenas 3% são incertos, provavelmente devido à falta de dados em algumas bacias.

Representado as maiores oscilações na PA, o grande processo de mudança da região Norte (SCAMBOS *et al.*, 2014; SEEHAUS *et al.*, 2015) Leste da PA começou quando grandes plataformas de gelo (Larsen A e B e Prince Gustav) se desprenderam em processos catastróficos, desde então, as geleiras estão em grande processo de aceleração de fluxo, retração e perda de massa (RIGNOT *et al.* 2004b; ROTT *et al.*, 2011b; BERTHIER, SCAMBOS & SHUMAN, 2012; ARIGONY-NETO *et al.*, 2014; REBESCO *et al.*, 2014; NIELD *et al.*, 2014; KHAZENDAR *et al.*, 2015).

A costa Leste da Península Trinity experimentou, entre 1988-2001, uma forte retração frontal das geleiras, com mudanças significativas a partir de 2001 (DAVIES *et al.*, 2012). Com dados de interferometria e *speckle tracking*, entre 1991-2001 a geleira Drygalski ganhou 2200 metros de língua, o que representa 45 km² de frente. Esse valor corresponde a 3 vezes do que foi perdido em 2005 (WUITE *et al.*, 2009). Nesses 12 anos de estudo a geleira Drygalski perdeu 17,14 km² de frente.

O Norte da PA está sempre em foco com relações às mudanças nas massas de gelo. Na geleira Drygalski, antes do colapso da plataforma de gelo Larsen B, sua velocidade de fluxo era três meses mais rápida (ROTT *et al.*, 2002) e sua velocidade ainda continuou 25% maior depois de 2000 (RIGNOT, 2006). A região que compreende sua área, até a geleira Leopard (9 geleiras ao sul da Drygalski), também vem passando por mudanças. Fato constatado em 2002, com uma perda de massa de $27 \pm 9 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ (RIGNOT *et al.*, 2004a); e em 2005 a perda foi de $34 \pm 10 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ (RIGNOT, 2006) de frente das geleiras. Ou seja, após o colapso da plataforma de gelo Larsen B as geleiras tributárias responderam com um aumento na velocidade de fluxo (RIGNOT *et al.*, 2004b).

Mas nem todas as geleiras responderam de forma semelhante, algumas tiveram um recuo prolongado da frente, outras avançaram e em seguida retraíram e uma minoria manteve sua frente estável. A geleira Crane foi a que mais sofreu retração, 11,5 km entre 2002-2005 (HULBE *et al.*, 2008).

As geleiras Hektoría, Green, Evans, Punchbowl, Jorum, Crane, Mapple, Melville, Pequod, Rachel, Starbuck, Stubb, Flask e Leppard, no embaimento da colapsada plataforma de gelo Larsen B, entre 1995-2012, tiveram uma retração de

96,44 km² (WUITE *et al.*, 2015). Já este estudo, encontrou uma retração de 89,02 km², entre 2001 e 2015, nestas mesmas geleiras.

As geleiras Dinsmoor–Bombardier–Edgeworth também responderem ao colapso da Larsen A, entre 1988-1989 sua velocidade era de 0,21 m d⁻¹ (SILVA *et al.*, 2014), antes do evento em 1999 sua velocidade de fluxo era de 8,8 m/d (SEEHAUS *et al.*, 2015), após o colapso a velocidade foi para 0,07 m d⁻¹ (SILVA *et al.*, 2014) e em 2014 a velocidade estava em ~1,5 m/d (SEEHAUS *et al.*, 2015).

A classificação primária das bacias da região Norte Leste da PA mostra que 86% são geleiras de descarga. As características frontais das bacias de drenagem também podem explicar o alto número de retração das geleiras são os 31% flutuantes e os 38% desprendimento, ou seja, 69% das bacias estão vulneráveis às mudanças oceânicas, na mesma região em que plataformas de gelo, no oceano, sofreram retrações catastróficas.

Com 9% alimentando uma plataforma de gelo, a Larsen B, que vem sofrendo grandes retrações aqui apresentada, 13% são coalescentes, várias geleiras em uma bacia e outros 9% são confluentes, vários braços alimentando uma única língua, ou seja, muita massa de gelo derivando para o mesmo lugar.

5.1.2.4 Larsen

Com uma área de 99.676,89 km² cobrindo 218 geleiras, o setor da Larsen engloba as geleiras no mar de Weddell que alimentam uma plataforma, grande parte desta a Larsen C e D. A atividade da língua (Figura 5.25) mostrou que 62% das geleiras foram classificadas como estacionárias, 16% teve uma retração leve. Isso ocorre porque na seção extremo Norte da área nomeada Larsen, está hoje em dia sem plataforma de gelo na sua frente e sofrendo influência oceânica.

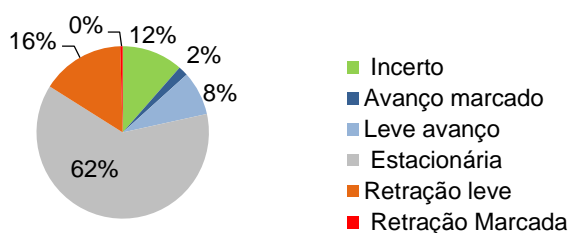


Figura 5.25: Atividade da língua das geleiras da região da Larsen na PA entre 2001 e 2015.

A região é dominada por plataformas de gelo e suas geleiras, se em movimento, não podem ser determinadas por imagens óticas. A área da plataforma de gelo Larsen C, que abrange a maior parte desta seção, vem sofrendo com a desintegração (SKVARCA, 1993; ROTT *et al.*, 1996; RACK & ROTT, 2004; KUNZ & LONG, 2006; COOK & VAUGHAN, 2010), afinamento (SHEPHERD *et al.*, 2003; FRICKER & PADMAN, 2012) e mesmo que a velocidade esteja estável (GLASSER *et al.*, 2009) houve um aumento na sua velocidade de fluxo (CHEN *et al.*, 2016). A classificação primária dessas geleiras apresentou 74% das bacias como sendo de descarga e outros 16% de geleiras de vale. Apenas 3% como geleiras de montanha e 6% para calotas de gelo.

5.1.2.5 Centro Oeste

A região Centro Oeste, no mar de Bellingshausen, também perdeu muitas plataformas no passado (COOK & VAUGHAN, 2010) e hoje sua atividade da língua está entre as maiores, com 71% de suas geleiras retraindo (Figura 5.26). O total da área é de 273 bacias de drenagem, em uma área de 30.676,07 km².

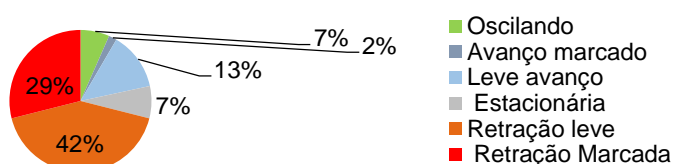


Figura 5.26: Atividade da língua das bacias de drenagem da região centro Oeste da PA entre 2001 e 2015.

Com 13% avançando, somente 2% tiveram um avanço marcado, mais de 2% de sua área ganhando frente, 7% estão estacionadas e 7% também estão oscilando, ou seja, ganhando e perdendo massa.

Com temperaturas positivas no verão e muitas geleiras retraindo, esta costa tem experimentado um aumento de 12% na retração de suas geleiras entre 1992-2005, resultado da aceleração das geleiras. Os dados das estações meteorológicas não coincidem com as mudanças, o que indica que pode estar ligada a retração e afinamento frontal das geleiras (PRITCHARD & VAUGHAN, 2007).

Nesta região duas plataformas de gelo sofreram drásticas retrações, a Wordie (DOAKE & VAUGHAN, 1991) e a Müller (WARD, 1995) perdendo, entre 2000 e 2009

38 km² (COOK & VAUGHAN, 2010). A plataforma Müller não foi identificada neste estudo. A plataforma de gelo Wordie em 1966 tinha aproximadamente 2.000 km² de área e em 1989 sofreu uma retração de 1.300 km² que levou a plataforma a ter aproximadamente 700 km², em resposta também ao aumento da temperatura superficial do ar (DOAKE & VAUGHAN, 1991), em 1979 já havia sido identificado uma estrutura que dividia a plataforma em dois, com muitos traços de fendas e fendas sobrepostas (REYNOLDS, 1988) e entre 1950 e 2009 sua perda foi de aproximadamente 1.281 km² (COOK & VAUGHAN, 2010). Neste estudo esta plataforma também não foi identificada em nenhuma imagem ASTER.

A classificação primária revelou uma área mais montanhosa, com 35% de geleiras de vale e 18% de geleiras de montanha. O restante foi de 42% de geleiras de descarga. A classificação frontal das bacias de drenagem da região centro oeste da PA revela que 60% das bacias são de desprendimento e 29% de flutuação, mostrando que 89% das bacias tem contato direto com o oceano.

5.1.2.6 Sul Oeste

Por fim a região mais ao Sul da PA, o setor Sul Oeste, no mar de Bellingshausen, possui 92 geleiras em uma área de 160.809,02 km². As maiores geleiras se encontraram nessa região, sendo que a maior possui 35.370,20 km². A atividade da língua (Figura 5.27), pela enorme área das plataformas de gelo, apresentaram 70% de suas geleiras estacionadas.



Figura 5.27: Atividade da língua das geleiras da região Sul Oeste da PA entre 2001 e 2015.

Mesmo com tantas geleiras que alimentam uma única plataforma, ainda possuíam 25% de geleiras retraindo, nenhuma com avanço marcado e apenas 4%

com um leve avanço, menos que 2% de sua área total de frente foi ganho pela bacia. Além disso, somente 1% oscilando e nenhuma incerta.

Pelo menos 90% das geleiras dessa zona foram classificadas como sendo de descarga, 2% de geleiras pequenas, 2% de geleiras de vale e 6% de pequenas geleiras.

A classificação frontal das bacias de drenagem mostrou a grande quantidade de geleiras que alimentam uma plataforma de gelo, 67% no total. Apenas 3% como flutuantes e 28% desprendendo *icebergs* de sua frente.

Estes resultados puderam comprovar que a maior parte das geleiras e plataformas de gelo da PA estão em processo de retração, sua perda de massa significativa pode ser constada em diversos trabalhos e a classificação primária das bacias, sendo a maioria de descarga, com a forma simples e frontalmente bacias de desprendimento. Com isso podemos ter uma ideia do tipo geomorfológico mais sensível às mudanças.

No apêndice, está apresentado a comparação entre as classificações geomorfológicas e a atividade da língua das bacias de drenagem, mostrando que primariamente as bacias mais sensíveis a retração são as de descarga, onde na retração leve e marcado (Figura 6A e 7A) 60% das bacias são descarga e no avanço marcado e leve este valor é de 49% e 55% (Figura 3A e 4A) respectivamente. Em relação á forma não encontramos padrão.

Nas características frontais a classificação de avanço leve e marcado (Figura 19A e 18A) tiveram 27% e 24%, respectivamente de bacias classificadas como flutuantes, enquanto na retração leve e marcada (20A e 21A) este valor é de 19%. No desprendimento este valor se manteve entre 37% e 38%, menos pra classificação de avanço marcado (Figura 18A) onde 52% das bacias são desprendimento.

6. CONCLUSÃO

De acordo com a metodologia proposta nesse estudo, foi possível realizar um inventário das geleiras com a delimitação das bacias de drenagem glacial da PA. Com imagens ASTER adquiridas entre 02 de Janeiro de 2001 e 02 de Março de 2015, para cobrir lacunas nesse banco de dados foram utilizadas imagens LANDSAT de 10 de Dezembro de 1991 até 17 de Janeiro de 2005, além da linha de costa do ADD. Com o uso do RAMP DEM foi possível gerar um banco de dados morfométricos e de geomorfologia glacial para 1906 geleiras da PA entre as latitudes 61°S e 73°S.

Foi encontrada na PA uma área de 344.036,24 km² de geleiras e 137.677,16 km² de plataformas de gelo. Além disso, as áreas livres de gelo totalizaram 5.363,38 km². Entre 2001 e 2015 algumas geleiras da área de estudo retraíram, totalizando 1.339,68 km², e outras avançaram, somando 91,34 km². Com as plataformas de gelo não foi diferente, a área final de 128.824,41 km², elas perderam 8.781,41 km² de área de frente, neste período outras plataformas avançaram apenas 35,67 km².

Classificando cada bacia de acordo com sua atividade da língua, foi encontrado que 13% estão estacionadas, 12% tiveram um leve avanço, 2% têm um avanço marcado e 7% estão em processo de oscilação, geleiras ganham e perdem massa de gelo. Neste período outras 39% tiveram uma retração leve, e 21 % tiveram uma retração marcada. As 6% restantes são de classes incertas.

De acordo como método utilizado para identificar as características geomorfológicas das geleiras, a classificação primária mostrou que 61% das bacias são de descarga, 14% geleiras de vale, 7% geleiras de montanha, 4% campo de gelo, 12% calota de gelo, 1% geleiras de rocha e 1% glacieret e campo de neve.

Em relação á sua forma, 54% são bacias simples, 30% bacia composta com braços unidos, 8% são bacias compostas com braços separados, menos de 1% são flanco de gelo, geleiras circo, ninho e cratera, e 8% são incertas ou variadas.

A classificação das características primárias mostrou que 17% das geleiras são flutuantes, 30% tem sua retração por desprendimento, 12% desprendimento e lobulada, 6% desprendimento e expansão, 5% desprendimento e piemonte, 2% são lobuladas, 1% expandida, 1% piemonte, 2% confluyente, 3% coalescente, não contribuinte, 3% desprendimento terrestre, 1 % normal ou diverso e 17% alimentam uma plataforma de gelo.

Nas características longitudinais, 50% são cascata, 38% uniforme regular, 6% interrompida, 3% cascata de gelo, 2% suspensa e 1% incerta ou diversa.

Pelo menos 57% das bacias de drenagem possuem morainas laterais, 1% moraina terminal, 11% a combinação de morainas laterais e terminais e 31% não possuem morainas.

Em relação à superfície das geleiras, 87% estão livres de detritos, 6% parcialmente coberto de detritos e 7% estão incertos.

As mais marcadas retrações foram observadas no setor Norte Leste onde as maiores plataformas de gelo se desintegraram nos últimos anos e as que sobraram estão em um forte processo de perda de massa, e a região mais sensível ao avanço das bacias foi a Norte Oeste.

Estes resultados puderam comprovar que a maior parte das geleiras e plataformas de gelo da PA estão em processo de retração, sua perda de massa significativa pode ser constada em diversos trabalhos e a classificação primária das bacias, sendo a maioria de descarga, com a forma simples e frontalmente bacias de desprendimento. Com isso podemos ter uma ideia do tipo geomorfológico mais sensível às mudanças.

As geleiras de descarga se mostraram as mais sensíveis à mudanças, principalmente em relação à retração na sua frente. As bacias de drenagem glacial com frentes de desprendimento e flutuantes foram as mais sensíveis em relação a qualquer tipo de mudança, tanto no avanço como na retração da sua área frontal.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABRAM, N. J., MULVANEY, R., WOLFF, E. W., TRIEST, J., KIPFSTUHL, S., TRUSEL, L. D., VIMEUX, F., FLEET, L. & ARROWSMITH, C. 2013. Acceleration of snow melt in an Antarctic Peninsula ice core during the twentieth century. **Nature Geoscience**, 6(5), 404-411.
- ACHARYA, T., & RAY, A. K. (2005). *Image processing: principles and applications*. John Wiley & Sons.
- ADD. **SCAR Antarctic Digital Database**. Version 6.0. Em: <http://www.add.scar.org/>. 2013.
- AHLERT, S. **Variações morfológicas do campo de gelo da ilha Brabant, Antártica**. 2005. 102 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- ALEXANDER, D.J.; DAVIES, T.R.H.; SHULMEISTER, J. 2013. Basal melting beneath a fast flowing temperate tidewater glacier. **Annals of Glaciology** 54(63).
- ANDRADA, R. R., 2013. **Desenvolvimento de métodos para o inventário de geleiras da península antártica**. Monografia apresentação como requisito do título de bacharel em Geografia pelo ICHI (Instituto de ciência humanas e da informação) pela Universidade Federal do Rio Grande – FURG.
- ANDRADA, R. R.; OLIVEIRA, J. A.; BICCA, C. E.; MENDES-JÚNIOR, C. W.; ARIGONY-NETO, J. 2013. Análise de parâmetros morfométricos de geleiras derivados de diferentes modelos. **Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto** - SBSR, Foz do Iguaçu, PR, Brasil, INPE.
- ARIGONY-NETO, J; BREMER, U. F. & SIMÕES, J. C. 2001. Variações nas frentes de gelo da Enseada Martel, Ilha Rei George, Antártica, entre 1956 e 2000. **Anais X SBSR**, Foz do Iguaçu, 21-26 Abril, INPE, p. 709-711.
- ARIGONY-NETO, J. **Monitoring glacier parameters on the Antarctic Peninsula – a centerline approach combining satellite and GIS data**. 2006. 136 f. Tese (Doutorado em Geografia Física) - Faculdade de Ciências Ambientais e Florestais, Universidade de Freiburg (Albert-Ludwigs), Freiburg.
- ARIGONY-NETO, J., RAU, F., SAURER, H., JAÑA, R., SIMÕES, J. C., & VOGT, S. 2007. A time series of SAR data for monitoring changes in boundaries of glacier zones on the Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**, 46(1), 55-60.
- ARIGONY-NETO, J.; SAURER, H.; SIMÕES, J. C.; RAU, F.; JANA, R.; VOGT, S.; GOSSMANN, H. 2009. Spatial and temporal changes in dry-snow line altitude on the Antarctic Peninsula. **Climatic Change**. 94:19–33. DOI 10.1007/s10584-009-9550-1.
- ARIGONY-NETO, J., SKVARCA, P., MARINSEK, S., BRAUN, M., HUMBERT, A., JÚNIOR, C. W. M., & JAÑA, R. 2014. **Monitoring Glacier Changes on the**

- Antarctic Peninsula.** In *Global Land Ice Measurements from Space* (pp. 717-741). Springer Berlin Heidelberg.
- ARMSTRONG, R. & BRUN, E. 2008. **Snow and Climate. Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling.** Cambridge University Press.
- ASTER GDEM Validation Team. 2009. METI/ERSDAC, NASA/LPDAAC, USGS/EROS, in cooperation with NGA and other collaborators, ASTER GDEM Validation Summary Report, available at: <http://www.jspacesystems.or.jp/ersdac/GDEM/E/image/ASTERGDEMValidationSummaryReportVer1.pdf>.
- ASTER GDEM Validation Team. 2011. ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 – Summary of Validation Results, NASA Land Processes Distributed Active Archive Center and Joint Japan-US ASTER Science Team, available at: <http://www.jspacesystems.or.jp/ersdac/GDEM/ver2Validation/SummaryGDEM2validationreportfinal.pdf>.
- ATKINS, C.B., BARRETT, P.J. & HICOCK, S.R. 2002. Cold glaciers erode and deposit: evidence from Allan Hills, **Antarctic Geology**, 30, 659–62.
- AYLING, M.E., 1984. The geology of parts of central west Palmer Land Br. **Antarctic Survey Scientific Reports**, 105, 1–60.
- BAMBER, J.; VAUGHAN, D. G. & JOUGHIN, I. 2000 Widespread complex flow in the interior of the antarctic ice sheet, **Science**, vol. 287, no. 5456, pp. 1248–1250.
- BARRY, R.G. & GAN, T.Y. 2011. *The global cryosphere: Past, present, and future.* Cambridge: Cambridge University Press, 477 pp.**
- BELL, A. C. & KING, E. C. 1998. New seismic data support Cenozoic rifting in George VI Sound, Antarctic Peninsula. **Geophysical Journal International** 134, Pages 889–902.
- BENN, D. I.; WARREN, C. R. & MOTTRAM, R. H. 2007. Calving processes and the dynamics of calving glaciers. **Earth-Science Reviews** 82. Pag. 143–179.
- BERTHIER, E.; SCAMBOS, T.A. & SHUMAN, C.A. 2012. Mass loss of Larsen B tributary glaciers (Antarctic Peninsula) unabated since 2002. **Geophysical Research Letters**. Vol. 39. DOI: 10.1029/2012GL051755.
- BERTHLING, I. 2011. Beyond confusion: Rock glaciers are cryo-conditioned landforms. **Geomorphology**, 131: 98–106.
- BINDSCHADLER, R. A. & SCAMBOS, T. A. 1991. Satellite-image-derived velocity field of an Antarctic ice stream. **Science**, v. 252, p. 242-246.
- BINDSCHADLER, R.; SCAMBOS, T. A.; ROTT, H. & SKVARCA, P.; VORNBERGER, P. 2002: Ice dolines on Larsen Ice Shelf, Antarctica. In: **Annals of Glaciology** 34 (1), S. 283–290. DOI: 10.3189/172756402781817996.
- BINDSCHADLER, R., VORNBERGER, P., FLEMING, A., FOX, A., MULLINS, J., BINNIE, D., & GORODETZKY, D. 2008. The Landsat image mosaic of Antarctica. *Remote Sensing of Environment*, 112(12), 4214-4226.

- BENNETT, R. M.; GLASSER, N. F. 2009. Ice Sheets and Landforms **Glacial Geology** -. Second Edi ed.
- BLISS, A.; HOCK, R. & COGLEY, J.G. 2013. A new inventory of mountain glaciers and ice caps for the Antarctic Periphery. **Annals of Glaciology**, 54, 191–199.
- BRACHFELD, S., DOMACK, E., KISSEL, C., LAJ, C., LEVENTER, A., ISHMAN, S., GILBERT, R., CAMERLENGHI, A. & EGLINTON, L. B. 2003. Holocene history of the Larsen-A Ice Shelf constrained by geomagnetic paleointensity dating. **Geology**, 31(9), 749-752.
- BRAUN, M., SIMOES, J.C., VOGT, S., BREMER, U.F., BLINDOW, N., PFENDER, M., SAURER, H., AQUINO, F.E. & FERRON, F.A. 2001. An improved topographic database for King George Island: compilation, application and outlook. **Antarctic Science**, 13, pages 41–52.
- BRAUN, M.; RAU, F.; SIMÕES, J. 2001. A GIS-based glacier inventory for the Antarctic Peninsula and the South Shetland Islands—A first case study on King George Island. **Geospatial information science**, v. 4, n. 2, p. 15-24.
- BRAUN, M., & GOSSMANN, H. 2002. Glacial changes in the areas of Admiralty Bay and Potter Cove, King George Island, maritime Antarctica. In **Geoecology of Antarctic Ice-Free Coastal Landscapes** (pp. 75-89). Springer Berlin Heidelberg.
- BRAUN, M & HUMBERT, A. 2009. Recent Retreat of Wilkins Ice Shelf Reveals New Insights in Ice Shelf Breakup Mechanisms. **IEEE GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING LETTERS**, VOL. 6, NO. 2.
- BRAUN, M; HUMBERT, A.; MOLL, A. 2009. Changes of Wilkins Ice Shelf over the past 15 years and inferences on its stability. **The Cryosphere**, 3, 41–56.
- BRENNING, A. 2005. Geomorphological, hydrological and climatic significance of rock glaciers in the Andes of Central Chile (33-35°S). **Permafrost and Periglacial Processes**, 16: 231–40.
- BROEKE, M.V. D. 2005. Strong surface melting preceded collapse of Antarctic Peninsula ice shelf. **Geophysical Research Letters**, VOL. 32, L12815, doi:10.1029/2005GL023247.
- BORSTAD, C. P.; KHAZENDAR, A.; LAROUB, E.; MORLICHEM, M.; RIGNOT, E.; SCHODLOK, M. P. & SEROUSSI, H. 2012. A damage mechanics assessment of the Larsen B ice shelf prior to collapse: Toward a physically-based calving law. In: **Geophysical Research Letters**. 39 (18), S. n/a. DOI: 10.1029/2012GL053317.
- BOULTON, G.S. 1974. Processes and patterns of glacial erosion, in *Glacial Geomorphology* (ed. D.R. Coates) **Proceedings of the Fifth Annual Geomorphology Symposia**, Binghampton, Allen & Unwin, London, pp. 41–87.
- CARVALHO JÚNIOR, O. A., GUIMARAES, R. F., MARTINS, E. S., CARVALHO, A. F. & GOMES, R. A. 2005. Análise comparativa do processo de identificação automatizada de membros finais a partir de imagens com diferentes resoluções espectrais para a região de Niquelândia (AVIRIS, ETM+ E ASTER). **Revista Brasileira de Geofísica** 23(1): 39-50. ISSN 0102-261X

- CASPER, J. K. 2010. **Global warming cycles: ice ages and glacial retreat**. Infobase Publishing.
- CAVALIERI, D. J. & PARKINSON, C. L. 2012. Antarctic sea ice variability and trends, 1979–2010. **The Cryosphere**, 6. Pages 871–880.
- CHANDER, G., MARKHAM, B. L., & HELDER, D. L. 2009. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. **Remote sensing of environment**, 113(5), 893-903.
- CHEN, J.; KE, C. Q. & SHAO, Z. D. 2014. Spatiotemporal variations in the surface velocities of Antarctic Peninsula glaciers. **The Cryosphere Discussions.**, 8, 5875–5910. doi:10.5194/tcd-8-5875-2014.
- CHEN, J., KE, C., ZHOU, X., SHAO, Z., & LI, L. 2016. Surface velocity estimations of ice shelves in the northern Antarctic Peninsula derived from MODIS data. **Journal of Geographical Sciences**, 26(2), 243-256.
- CLARK, C. D.; KNIGHT, J. K.; GRAY, J. T. 2000. Geomorphologic reconstructions of the Labrador sector of the Laurentide Ice Sheet. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, p. 1343–1366.
- COFAIGH, C. Ó, PUDSEY, C. J., DOWDESWELL, J. A., & MORRIS, P. 2002. Evolution of subglacial bedforms along a paleo-ice stream, Antarctic Peninsula continental shelf. **Geophysical Research Letters**, 29(8).
- COGLEY, J.G., R. HOCK, L.A. RASMUSSEN, A.A. ARENDT, A. BAUDER, R.J. BRAITHWAITE, P. JANSSON, G. KASER, M. MÖLLER, L. NICHOLSON & M. ZEMP, 2011, **Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms**, IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 86, IACS Contribution No. 2, UNESCO-IHP, Paris.
- COLGAN, P. M.; PRINCIPATO, S. 1998. Distribution of Glacial Landforms and Sediments in Wisconsin and the Upper Peninsula of Michigan, an Application of GIS to Glacial Geology. **Geological Society of America Abstract with Programs**, v. 30, page 2-11.
- COMISO, J. 2010. **Polar Oceans from Space**. Cryospheric Sciences Branch, Atmospheric and Oceanographic Sciences Library. Springer. NASA Goddard Space Flight Center (GSFC).
- COMPAGNUCCI, R. H. & BARREIRA, S. 2012. Climatología de la variabilidad espacial de la concentración de hielo en los mares de bellingshausen, amundsen y weddell. **Meteorologica**. Vol. 30 N° 2. Pag. 55-76.
- COOK, A. J. FOX, A. J. VAUGHAN, D. G.; FERRIGNO, J. G. 2005. Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century. **Science (New York, N.Y.)**, v. 308, n. 5721, p. 541-4.
- COOK, A. J. & VAUGHAN, D. G. 2010. Overview of areal changes of the ice shelves on the Antarctic Peninsula over the past 50 years. **The Cryosphere**, 4(1): 77–98.

- COOK, A. J.; VAUGHAN, D. G.; LUCKMAN, A. J. & MURRAY, T. 2014. A new Antarctic Peninsula glacier basin inventory and observed area changes since the 1940s. **Antarctic Science** 26(6), 614–624.
- CROOT, D. G. 1988. Glaciotectonics and surging glaciers: a correlation based on Vestspitsbergen, Svalbard, Norway. **Glaciotectonics: forms and processes**, 49-62.
- CROOT, D. G. & SIMS, P. C. 1996. Early stages of till genesis: an example from Fanore County Clare, Ireland. **Boreas**, 25: 37-46.
- CRÓSTA, A. P. 1993. *Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto*, Campinas, SP, UNICAMP, ed. rev.
- CUFFEY, K.M & PATERSON, W. S. B. 2010. **The Physics Of Glaciers**. Oxford: Pergamon 4ed. 480p.
- DAVIES, B.J., CARRIVICK, J.L., GLASSER, N.F., HAMBREY, M.J. & SMELLIE, J.L. 2012. Variable glacier response to atmospheric warming, northern Antarctic Peninsula, 1988–2009. **Cryosphere**, 6,1031–1048.
- DE ANGELIS, H. & SKVARCA, P. 2003. Glacier Surge After Ice Shelf Collapse. **Science**, v. 299, p. 1560-1562.
- DE JONG, S. M., & VAN DER MEER, F. D. (Eds.). (2007). *Remote sensing image analysis: Including the spatial domain* (Vol. 5). Springer Science & Business Media.
- DEWALLE, D. R. & RANGO, A. 2008. **Principles of Snow Hydrology**. Cambridge University Press.
- DZIAK, R.P., PARK, M., LEE, W.S., MATSUMOTO, H., BOHNENSTIEHL, D.R. & HAXEL, J.H. 2010. Tectonomagmatic activity and ice dynamics in the Bransfield Strait back-arc basin, Antarctica. **Journal of Geophysical Research** 115: doi: 10.1029/2009JB006295. issn: 0148-0227.
- DOAKE, C.S.M. 1982. State of balance of the ice sheet in the Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**, 3, 77–82.
- DOAKE, C. S. M., & VAUGHAN, D. G. 1991. Rapid disintegration of the Wordie Ice Shelf in response to atmospheric warming, **Nature**, 350, 328– 330, doi:10.1038/350328a0.
- DOAKE, C. S. M.; CORR, H. F. J.; ROTT, H.; SKVARCA, P. & YOUNG, N. W. 1998. Breakup and conditions for stability of the northern Larsen Ice Shelf, Antarctica. **Nature**, Vol. 391.
- DOMACK, E., DURAN, D. & LEVENTER, A. 2005. Stability of the Larsen B ice shelf on the Antarctic Peninsula during the Holocene epoch. **Nature**, 436, 681–5.
- EMBRAPA, Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Satélite LANDSAT**. Disponível em <http://www.sat.cnpem.br/conteudo/landsat.htm>. Acesso em: 24 de novembro de 2011.

- ESRI: Environmental Systems Research Institute. ArcGIS Desktop help. Redlands. Disponível em: <http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/an-overview-of-the-hydrology-tools.htm>. Acesso: Junho de 2016.
- FERRIGNO, J. G., COOK, A. J., MATHIE, A. M., WILLIAMS, J., SWITHINBANK, C., FOLEY, K. M., FOX, A. J., THOMSON, J. W. & SIEVERS, J. 2009. Coastal change and Glaciological Map of the Palmer Land Area, Antarctica, 1947-2009. **US Geological Survey** . (Geologic Investigations Series Map I-2600-C).
- FRANZKE, C. 2013. Significant reduction of cold temperature extremes at Faraday/Vernadsky station in the Antarctic Peninsula. **International journal of Climatology**. 33: 1070–1078. DOI: 10.1002/joc.3490.
- FRICKER, H.A.; COLEMAN, R.; PADMAN, L.; SCAMBOS, T. A.; BOHLANDER, J. & BRUNT, K. M. 2009. Mapping the grounding zone of the Amery Ice Shelf, East Antarctica using InSAR, MODIS and ICESat. **Antarctic Science**, 21(5): p. 515-532.
- FRICKER, H. A., & PADMAN, L. 2012. Thirty years of elevation change on Antarctic Peninsula ice shelves from multitemporal satellite radar altimetry. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, 117(C2).
- GLASSER, N.F. & SCAMBOS, T.A., 2008. A structural glaciological analysis of the 2002 Larsen B ice shelf collapse. **Journal of Glaciology**. 54, 3–16.
- GLASSER, N. F.; KULESSA, B.; LUCKMAN, A.; JANSEN, D.; KING, E.C.; SAMMONDS, R.R.; SCAMBOS, T.A. & JEZEK, K. C. 2009. Surface structure and stability of the Larsen C ice shelf, Antarctic Peninsula. **Journal of Glaciology**, 55(191): 400–410.
- GLASSER, N. F., SCAMBOS, T. A., BOHLANDER, J., TRUFFER, M., PETTIT, E., & DAVIES, B. J. 2011. From ice-shelf tributary to tidewater glacier: continued rapid recession, acceleration and thinning of Röhss Glacier following the 1995 collapse of the Prince Gustav Ice Shelf, Antarctic Peninsula. **Journal of Glaciology**, 57 (203), 397-406.
- HAGEN, J. O.; BŁASZCZYK, M. & JANIA, J. A. 2009. Tidewater glaciers of Svalbard: Recent changes and estimates of calving fluxes. **Polish Polar Research**, v. 30, p 85-142.
- HALLET, B. 1979. A theoretical model of glacial abrasion. **Journal of Glaciology**, 23, 39–50.
- HAMBREY, M. 1994. **Glacial Environments**. London: UCL Press, 296p.
- HAMBREY, M. J., DAVIES, B. J., GLASSER, N. F., HOLT, T. O., SMELLIE, J. L., & CARRIVICK, J. L. 2015. Structure and sedimentology of George VI Ice Shelf, Antarctic Peninsula: implications for ice-sheet dynamics and landform development. **Journal of the Geological Society**, v. 172, n. 5, p. 599-613.
- HATTERMANN, T. & LEVERMANN, A.: 2010. Response of Southern Ocean circulation to global warming may enhance basal ice shelf melting around Antarctica, **Climate Dynamic**, 34, 741–756, doi:10.1007/s00382-009-0643-3.

- HARITASHYA, U. K., SINGH, P., & SINGH, V. P. 2011. **Encyclopedia of snow, ice and glaciers**. Dordrecht ; London: Springer.
- HULBE, C. L.; SCAMBOS, T. A.; YOUNGBERG, T. & LAMB, A. K. 2008. Patterns of glacier response to disintegration of the Larsen B ice shelf, Antarctic Peninsula. **Global and Planetary Change** 63. Pag.. 1–8.
- HOLLAND, P. R.; JENKINS, A. & HOLLAND, D. M. 2010. Ice and ocean processes in the Bellingshausen Sea, Antarctica. **Journal of geophysical research**, VOL. 115, C05020, doi:10.1029/2008JC005219.
- HOLT, T. O.; GLASSER, N. F., QUINCEY, D. J., & SIEGFRIED, M. R. 2013. Speedup and fracturing of George VI Ice Shelf, Antarctic Peninsula. **The Cryosphere**, v. 7, n. 7, p. 797-816, doi:10.5194/tc-7-797-2013.
- HOLT, T.O.; GLASSER, N.F.; FRICKER, H.A.; PADMAN, L.; LUCKMAN, A.; KING, O.; QUINCEY, D.J. & SIEGFRIED, M.R. 2014. The structural and dynamic responses of Stange Ice Shelf to recent environmental change. **Antarctic Science** 26(6), 646–660. doi:10.1017/S095410201400039X.
- HOOKE, R. L. 2005. **Principles of Glacier Mechanics**. Second Edition. Cambridge University Press.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A. (eds.)]. Geneva, Switzerland, 104 pp.
- JENSEN, J. R. 2009. **Sensoriamento Remoto do Ambiente: Uma Perspectiva em recursos Terrestres**; tradução José Carlos Neves Epiphânio (coordenador)...[et. al]. São José dos Campos, SP : Parênteses.
- KHAZENDAR, A.; RIGNOT, E. & LAROURE, E. 2007. Larsen B Ice Shelf rheology preceding its disintegration inferred by a control method. **Geophysical Research Letters**, VOL. 34, L19503, doi:10.1029/2007GL030980.
- KHAZENDAR, A., BORSTAD, C. P., SCHEUCHL, B., RIGNOT, E., & SEROUSSI, H. 2015. The evolving instability of the remnant Larsen B Ice Shelf and its tributary glaciers. **Earth and Planetary Science Letters**, 419, 199-210.
- KLEMAN, J. & APPLGATE, P. J. 2014. Durations and propagation patterns of ice sheet instability events. **Quaternary Science Reviews** 92. Pag. 32e39.
- KING, J. C., 1994. Recent climate variability in the vicinity of the Antarctic Peninsula. **International Journal of Climatology**, 14, 357– 369.
- KING, J.C. & TURNER, J. **Antarctic meteorology and climatology**. 1997. Cambridge: Cambridge University Press, 409 p.
- KUNZ, L. B & LONG, D. G. 2006. Melt detection in Antarctic ice shelves using scatterometers and microwave radiometers. **Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on**, v. 44, n. 9, p. 2461-2469.

- KUNZ, M.; KING, M.A.; MILLS, J.P.; MILLER, P.E.; FOX, A.J.; VAUGHAN, D.G. & MARSH, S.H. 2012. Multi-decadal glacier surface lowering in the Antarctic Peninsula. **Geophysical Research Letters**. Vol. 39. DOI: 10.1029/2012GL052823.
- LEAT, P. T., & SCARROW, J. H. 1994. Central volcanoes as sources for the Antarctic Peninsula Volcanic Group. **Antarctic science**, 6(03), 365-374.
- LEE, J. JIN, Y. K., HONG, J. K., YOO, H. J., & SHON, H. 2008. Simulation of a tidewater glacier evolution in Marian Cove, King George Island, Antarctica. **Geosciences Journal**, v. 12, n. 1, p. 33-39.
- LEVERMANN, A.; WINKELMANN R.; NOWICKI, S.; FASTOOK, J. L.; FRIELER, K.; GREVE, R.; HELLMER, H. H.; MARTIN, M. A.; MEINSHAUSEN, M.; MENGEL, M.; PAYNE, A. J.; POLLARD, D.; SATO, T. ; TIMMERMANN, R.; WANG, W. L.; & R. BINDSCHADLER, A. 2014. Projecting Antarctic ice discharge using response functions from SeaRISE ice-sheet models. **Earth System Dynamics**., 5, 271–293.
- LIU, H., JEZEK, K., LI, B., & ZHAO, Z. 2001. Radarsat Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model version 2, **National Snow and Ice Data Center**, v2.
- LIU, J., CURRY, J. A., & MARTINSON, D. G. 2004. Interpretation of recent Antarctic sea ice variability, **Geophysical Research Letters**. 31, L02205, doi:10.1029/2003GL018732.
- LUCCHITTA, B. K. & FERGUNSON, H. M. 1986. Antarctica: Measuring Glacier Velocity from Satellite Images. **Science**, v. 234, p. 1105-1108.
- LUCCHITTA, B. K. & ROSANOVA, C. E. 1998. Retreat of northern margins of George VI and Wilkins Ice Shelves. **Annals Glaciology**, vol. 27, pp. 41–46.
- MACAYEAL, D.R., SCAMBOS, T.A., HULBE, C., FAHNESTOCK, M.A. 2003. Catastrophic ice-shelf break-up by an ice-shelf-fragment-capsize mechanisms. **Journal of Glaciology**, 49, 22-36.
- MARSHALL, G.J., LAGUN, V., & LACHLAN-COPE, T.A. 2002. Changes in Antarctic Peninsula tropospheric temperatures from 1956 to 1999: A synthesis of observations and reanalysis data. **International Journal of Climatology**, 22(3), 291–310.
- MCGRATH, D.; STEFFEN, K.; RAJARAM, H.; SCAMBOS, T.; ABDALATI, W. & RIGNOT, E. 2012. Basal crevasses on the Larsen C Ice Shelf, Antarctica: Implications for meltwater ponding and hydrofracture. . **Geophysical Research Letters**, VOL. 39, L16504, doi:10.1029/2012GL052413.
- MCPHEE, M. 2008. **Air-ice-ocean interaction: Turbulent ocean boundary layer exchange processes**. Springer Science & Business Media.
- MENDES-JÚNIOR, C. W.; ARIGONY-NETO, J.; RIBEIRO, R. R. & SIMÕES, J. C. 2009. Uso de imagens ERS SAR no monitoramento de zonas superficiais de neve e gelo da região nordeste da Península Antártica. **Pesquisas em Geociências**. 36 (2): 203-222. ISSN 1518-2398.

- MEREDITH, M. P. & KING, J. C. 2005. Climate change in the ocean to the west of the Antarctic Peninsula during the second half of the 20th century," **Geophysical Research. Lett.**, vol. 32, no. 19, pp. L19 604.1–L19 604.5. DOI: 10.1029/2005GL024042.
- MIGUENS, A. P. 2000. Navegação costeira, estimada e em águas restritas. **Marinha do Brasil. Rio de Janeiro-RJ**, v. 1.
- MONICO, J. F. G. **Posicionamento Pelo NAVSTAR-GPS: Descrição, Fundamentos e aplicações**. Editora Unesp, 291 p., 2000.
- MORRIS, E. M., & D. G. VAUGHAN. 2003. Spatial and temporal variation of surface temperature on the Antarctic Peninsula and the limit of viability of ice shelves, in Antarctic Peninsula Climate Variability: **Historical and Paleoenvironmental Perspectives, Antarctic. Res. Ser.**, vol. 79.
- NATH, P. C.; & VAUGHAN, D. G. 2003 Subsurface crevasse formation in glaciers and ice sheets. **Journal of Geophysical**, v. 108, n. B1, 2020, doi:10.1029/2001JB000453, p. 7.
- NESJE, A. & DAHL, S. O. 2000. **Glaciers and Environmental Change**. LONDON: Hodder Headline Group.
- NICHOLLS, K.W., PUDSEY, C.J. & MORRIS, P. 2004. Summertime water masses off the northern Larsen C Ice Shelf, Antarctica. **Geophysical Research Letters**, 31, 10.1029/2004GL019924.
- NIELD, G. A., BARLETTA, V. R., BORDONI, A., KING, M. A., WHITEHOUSE, P. L., CLARKE, P. J., DOMACK, E., SCAMBOS, T. A. & BERTHIER, E. 2014. Rapid bedrock uplift in the Antarctic Peninsula explained by viscoelastic response to recent ice unloading. **Earth and Planetary Science Letters**, 397, 32-41.
- OLIVEIRA, J. A. 2013. **Resultados do primeiro inventário de geleiras da Península Antártica**. Monografia apresentação como requisito do título de bacharel em Geografia pelo ICHI (Instituto de ciência humanas e da informação) pela Universidade Federal do Rio Grande – FURG.
- OSMANOĞLU, B. BRAUN, M., HOCK, R., & NAVARRO, F. J. 2013. Surface velocity and ice discharge of the ice cap on King George Island, Antarctica. **Annals of Glaciology**, v. 54, n. 63, p. 111-119.
- OSMANOGLU, B., NAVARRO VALERO, F. J., HOCK, R., BRAUN, M., & CORCUERA LABRADO, M. I 2014. Surface velocity and mass balance of Livingston Island ice cap, Antarctica. **The Cryosphere**, v. 8, n. 5, p. 1807-1823.
- QU, J.; HALL, A. & BOÉ, J. 2012. Why does the Antarctic Peninsula Warm in climate simulations? **Climate Dynamic**. 38:913–927. DOI 10.1007/s00382-011-1092-3.
- PAYNE, D. 1998. Climatic implications of rock glaciers in the arid Western Cordillera of the Central Andes. **Glacial and Geomorphology**, Glacial Geol. Geomorphol, rp03.
- PHILIPPI JR., A.; ROMÉRIO, M. A.; BRUNA, G.C. 2014. **Gestão Ambiental**. 2º edição. Editora Manole Ltda.1245 páginas.

- PRITCHARD, H. D. & VAUGHAN, D. G. 2007. Widespread acceleration of tidewater glaciers on the Antarctic Peninsula, **Journal Geophysical Research.**, vol. 112, no. F3, pp. F03 S29.1–F03 S29.10, 2007. DOI: 10.1029/2006JF000597.
- PUDSEY, C. J. & EVANS, J. 2001. First survey of Antarctic sub-ice shelf sediments reveals mid-Holocene ice shelf retreat. **Geology** 29, 787–790.
- PUDSEY, C. J., MURRAY, J. W., APPLEBY, P., & EVANS, J. 2006. Ice shelf history from petrographic and foraminiferal evidence, Northeast Antarctic Peninsula. **Quaternary Science Reviews**, 25(17), 2357-2379.
- RABASSA, J., SKVARCA, P., BERTANI, L. & MAZZONI, E. 1982. Glacier inventory of James Ross and Vega Islands, Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**, 3, 260–264.
- RACK, W.; ROTT, H.; NAGLER, N.; & SKVARCA, P. 1998. Areal Changes and Motion of Northern Larsen Ice Shelf, Antarctic Peninsula. **IEEE**. 0-7803-4403-0/98.
- RACK, W. & ROTT, H. 2004. Pattern of retreat and disintegration of Larsen B ice shelf, Antarctic Peninsula, **Annals of Glaciology.**, vol. 39, no. 1, pp. 505–510.
- RAFFERTY, J. P. 2011. Dynamic Earth: Glaciers, Sea Ice and Ice Formation. **Britannica Educational Publishing** (a trademark of Encyclopædia Britannica, Inc.) in association with Rosen Educational Services, LLC 29 East 21st Street, New York, NY 10010.
- RAUP, B.H. 2006. The GLIMS glacier inventory of the Antarctic Peninsula. **The Earth Observer**, 18,9–11.
- RAU, F.; MAUZ, F.; DE ANGELIS, H. ; JAÑA, R. ; ARIGONY NETO, J.; SKVARCA, P.; VOGT, S. ; SAURER, H. & GOSSMANN, H. 2004. Variations of glacier frontal positions on the Northern Antarctic Peninsula, **Annals of Glaciology**, vol. 39, no. 1, pp. 525–530.
- RAU, F., MAUZ, F., VOGT, S., KHALSA, S. J. S., & RAUP, B. 2010. Illustrated GLIMS glacier classification manual. Glacier Classification Guidance for the GLIMS Glacier Inventory. **Institut für Physische Geographie Freiburg**, NSIDC.
- REBESCO, M.; DOMACK, E.; ZGUR, F.; LAVOIE, C.; LEVENTER, A.; BRACHFELD, S.; WILLMOTT, V.; HALVERSON, G.; TRUFFER, M.; SCAMBOS, T.; SMITH, J. & PETTIT, E. 2014. Boundary condition of grounding lines prior to collapse, Larsen-B Ice Shelf, Antarctica. **Science**, VOL 345 ISSUE 6202.
- REYNOLDS, J. 1981. The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. **British Antarctic Bulletin**, Cambridge, v. 54, p. 123-133.
- REYNOLDS, J. M. 1988. The structure of Wordie ice shelf, Antarctic peninsula. **Bulletin-British Antarctic Survey**, n. 80, p. 57-64.
- RIEDL, C.; ROTT, H. & RACK, W. 2004. Recent variations of larsen ice shelf, Antarctic Peninsula, observed by ENVISAT. **ENVISAT & ERS Symposium**, Salzburg, Austria 6-10 September 2004 (ESA SP-572, April 2005).

- RIGNOT, E.; THOMAS, R. H.; KANAGARATNAM, P. & YUNGEL, J. 2004a. Improved estimation of the mass balance of glaciers draining into the Amundsen Sea sector of West Antarctica from the CECS/NASA 2002 campaign. **Annals of Glaciology**. 39, 231–237.
- RIGNOT, E.; CASASSA, G.; GOGINENI, P.; KRABILL, W.; RIVERA, A. & THOMAS, R. 2004b. Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B Ice Shelf. **Geophysical Research Letters**, v.31, L18401.
- RIGNOT, E. 2006. Changes in ice dynamics and mass balance of the Antarctic ice sheet. **Philosophical Transaction of the Royal Society A**. 364, 1637-1655. doi_10.1098/rsta.2006.1793.
- RIGNOT, E.; VELICOGNA, I.; BROEKE, M. R. V. D.; MONAGHAN, A. & LENAERTS, J. T. M. 2011. Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. **Geophysical Research Letters**, VOL. 38, L05503, doi:10.1029/2011GL046583.
- RÜCKAMP, M. BRAUN, M., SUCKRO, S., & 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, p. 99-109.
- ROSA, K. K.; VIEIRA, R.; FERNANDEZ, G.; MENDES-JÚNIOR, C. W.; VELHO, L. F. & SIMÕES, J. C. 2015. Recent changes in the Wanda Glacier, King George Island, Antarctica. **Pesquisas em Geociências**, 42 (2): 187-196.
- ROTT, H., P. SKVARCA & T. NAGLER. 1996. Rapid collapse of northern Larsen Ice Shelf, **Antarctica Science**, 271(5250), 788–792.
- ROTT, H. ; RACK, W.; SKVARCA, P. & DE ANGELIS, H. 2002. Northern Larsen ice shelf, Antarctica: Further retreat after collapse, **Annals Glaciology**, vol. 34, no. 1, pp. 277–282.
- ROTT, H.; RACK, W. & NAGLER, T. 2007. Increased Export of Grounded Ice after the Collapse of Northern Larsen Ice Shelf, Antarctic Peninsula, Observed by Envisat ASAR. **IEEE**. 1-4244-1212-9/07.
- ROTT, H.; MUELLER, F.; NAGLER, T.; FLORICIOIU, D.; EINEDER, M. 2011a. Mass deficit of glaciers at the northern Antarctic Peninsula derived from satellite borne SAR and altimeter measurements. **IEEE**. 978-1-4577-1005-6/11/a.
- ROTT, H., MÜLLER, F., NAGLER, T., & FLORICIOIU, D. 2011b. The imbalance of glaciers after disintegration of Larsen-B ice shelf, Antarctic Peninsula. **The Cryosphere**, 5(1), 125-134.
- ROWE, P.J., 1973. The geology of the area between Riley and Bertram Glaciers Palmer Land, Br. **Antarctic Survey Bull.**, 35, 51–72.
- SANDHÄGER, H.; RACK, W. & JANSEN, D. 2005. Model investigations of Larsen B Ice Shelf dynamics prior to the breakup. **FRISP Report No. 16**
- SCAMBOS, T., HULBE, C., FAHNESTOCK, M. & BOHLANDER, J. 2000. The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula. **Journal of Glaciology**, vol. 46, no. 154, pp. 516–530.

- SCAMBOS, T.A.; BOHLANDER, J.; SHUMAN, C.; SKVARCA, P. 2004. Glacier acceleration and thinner after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica, **Geophysical Research Letters**, Washington, v.31, doi:10.1029/2004GL020670.
- SCAMBOS, T., FRICKER, H. A., LIU, C. C., BOHLANDER, J., FASTOOK, J., SARGENT, A., SARGENT, A., MASSOM, R. & Wu, A. M. 2009. Ice shelf disintegration by plate bending and hydro-fracture: Satellite observations and model results of the 2008 Wilkins ice shelf break-ups. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 280, n. 1, p. 51-60.
- SCAMBOS, T. A., BERTHIER, E., HARAN, T., SHUMAN, C. A., COOK, A. J., LIGHTENBERG, S., & BOHLANDER, J. 2014. Detailed ice loss pattern in the northern Antarctic Peninsula: widespread decline driven by ice front retreats. **The Cryosphere**, 8(6), 2135-2145.
- SCAR SCAR (Scientific Committee on Antarctic Research) (2015) Antarctic Digital Database. <http://portal.uni-freiburg.de/AntSDI/standardsspecifications/refsystemandprojections/projections>. Acesso em Julho de 2015.
- SCHOWENGERDT, R.A. 1997. Remote Sensing: Models and Methods for Image Processing, Second edition, Academic Press, San Diego.
- SEEHAUS, T., MARINSEK, S., HELM, V., SKVARCA, P., & BRAUN, M. 2015. Changes in ice dynamics, elevation and mass discharge of Dinsmoor–Bombardier–Edgeworth glacier system, Antarctic Peninsula. **Earth and Planetary Science Letters**, 427, 125-135.
- SHARP, M., DOWDESWELL, J.A. & GEMMELL, J.C. 1989. Reconstructing past glacier dynamics and erosion from glacial geomorphic evidence: Snowdon, North Wales. **Journal of Quaternary Science**, 4, 115–30.
- SHEPHERD, A., WINGHAM, D., PAYNE, T. & SKVARCA, P. 2003. Larsen ice shelf has progressively thinned. **Science**, 302, 856–859.
- SHEPHERD, A., WINGHAM, D. & RIGNOT, E. 2004. Warm ocean is eroding West Antarctic Ice Sheet. **Geophysical Research Letters**, 31, 10.1029/2004GL021106.
- SHUMAN, C. A., BERTHIER, E., & SCAMBOS, T. A. 2011. 2001–2009 elevation and mass losses in the Larsen A and B embayments, Antarctic Peninsula. **Journal of Glaciology**, 57(204), 737-754.
- SIEVERS, J. & H. BENNAT (1989): Reference systems of maps and geographic information systems of Antarctica, *Antarctic Science* 1 (4), p. 351-362.
- SILVA, A. B.; ARIGONY-NETO, J.; MENDES-JÚNIOR, C. W.; LEMOS, A. G. 2014. Variations in surface velocities of tidewater glaciers of the Antarctic Peninsula between the periods 1988-1991 and 2000-2003. **Revista Brasileira de Geofísica** 32(1): 49-60. ISSN 0102-261X.

- SIMÕES, J.C.; BREMER, U.F.; AQUINO, F.E. & FERRON, F.E. 1999. Morphology and variations of glacial drainage basins in the King George Island ice field, Antarctica. **Annals of Glaciology**. 29, pages 220-224.
- SIMÕES, J. C. 2004. Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. **Pesquisa Antártica Brasileira**, Rio de Janeiro, n.4, pages 119-154.
- SIMÕES, J. C. DANI, N., BREMER, U. F., Aquino, F. E., & ARIGONY-NETO, J. 2004. Small cirque glaciers retreat on Keller Peninsula, Admiralty Bay, King George Island, Antarctica. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v. 4, p. 49-56.
- SKVARCA, P., 1993. Fast recession of the northern Larsen Ice Shelf monitored by space images. **Annals of Glaciology**. 17, pages 317–321.
- SKVARCA, P. 1994. Changes and surface features of the Larsen Ice Shelf, Antarctica, derived from Landsat and Kosmos mosaics, **Annals of Glaciology**, 20, pages 6–12.
- SKVARCA, P., ROTT, H., & NAGLER, T. 1995. Satellite imagery, a base line for glacier variation study on James Ross Island, Antarctica, **Annals of Glaciology**, 21, pages 291–296.
- SKVARCA, P.; RACK, W.; ROTT, H.; DONANGELO, T. I. 1998. Evidence of recent climatic warming on the eastern Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**, v. 29, p. 628-632.
- SKVARCA, P. & DE ANGELIS, H. 2003. Impact assessment of regional climate warming on glaciers and ice shelves of the Northeastern Antarctic Peninsula. Antarctic Peninsula Climate Variability. **Antarctic Research Series**. Volume 79, pages 69-78.
- SKVARCA, P.; DE ANGELIS, H.; ZAKRAJSEK. 2004. Climatic conditions, mass balance and dynamics of Larsen B ice shelf, Antarctic Peninsula, prior to collapse. **Annals of Glaciology**. V. 39. Pages 557- 562.
- SLAYMAKER, O. & KELLY, R. E. J. 2007. **The cryosphere and global environmental change**. Vancouver: Blackwell Publishing.
- SMITH, J.A., BENTLEY, M.J., HODGSON, D.A., COOK, A.J., 2007. George VI Ice Shelf: past history, present behavior and potential mechanisms for future collapse. **Antarctic Science** 19 (1), pages 131 -142.
- STEIG, E., SCHNEIDER, D., RUTHERFORD, S., MANN, M., COMISO, J. & SHINDELL, D. 2009. Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year, **Nature**, 457, doi:10.1038/nature07669.
- STRANHLER, A. 2011. **Introducing Physical Geography**. Fifth Edition. Boston University. John Wiley & Sons, Inc. 652 pages.
- SULSOFT. AsterDTM 2.2: installation & user's guide. Porto Alegre: Sulsoft, 2005. 24p.
- SWITHINBANK, C., CHINN, T. J., WILLIAMS, R. S. J. & FERRIGNO, J. G. 1988. Antarctica. In Satellite image atlas of glaciers of the World (ed. R. S. J. Williams & J. G. Ferrigno), pages 278. Washington, DC: USGS.

- TSO, B. & MATHER, P.M. (2001) Classification Methods for Remotely Sensed Data, Taylor and Francis, London.
- TURNER, J., LACHLAN-COPE, T.A., THOMAS, J.P., & COLWELL, S.R. 1995. Synoptic origins of precipitation over the Antarctic Peninsula. **Antarctic Science**, 7(3), 327–337.
- TURNER, J., COLWELL, S.R., & HARANGOZO, S. 1997. Variability of precipitation over the coastal western Antarctic Peninsula from synoptic observations. **Journal of Geophysical Research**, 102(D12), 13999–14007.
- TURNER, J., LEONARD, S., LACHLAN-COPE, T.A., & MARSHALL, G.J. 1998. Understanding Antarctic Peninsula precipitation distribution and variability using a numerical weather prediction model. **Annals of Glaciology**, 27, 591–596.
- TURNER, J.; COLWELL, S. R.; MARSHALL, G. J.; & LACHLAN-COPE, T. A. 2005a. Variability of precipitation over the western Antarctic Peninsula from synoptic observations, **International Journal of Climatology**, vol. 25, pages 279–294.
- TURNER, J., COLWELL, S., MARSHALL, T., LACHLAN-COPE, A. CARLETON, P. JONES, V. LAGUN, P. REID, & IAGOVKINA S. 2005b. Antarctic climate change during the last 50 years, **International Journal of Climatology**, 25 pages 279–294.
- TURNER, J., S; MAKSYM, T.; PHILLIPS, T.; MARSHALL, G. J.; & MEREDITH, M. P. 2013. The impact of changes in sea ice advance on the large winter warming on the western Antarctic Peninsula. **International Journal of Climatology**, 33: pages 852–861. DOI: 10.1002/joc.3474.
- TOMCZAK, M & GODFREY, J. S. 2003. **Regional oceanography: an introduction**. 2 edition. Delhi: Daya Publishing House.
- TURRIN, J. B. 2010. **Measuring glacier velocities on the Kenai Peninsula, Alaska, using multispectral satellite imagery with feature tracking**Time, Dissertação (Department of Geography). University of Utah.
- USGS, United States Geological Survey. 2007. **LANDSAT Image Mosaic of Antarctica (LIMA)**: U.S Geological Survey Fact Sheet– 3116, 4 p.
- USGS - U. S. GEOLOGICAL SURVEY, **LANDSAT Missions: levels of Processing**. Disponível em: <http://landsat.usgs.gov/landsatcollections.php>. Acesso em Junho de 2016.
- Van WESSEM, M., REIJMER, C., VAN DE BERG, W., VAN DEN BROEKE, M., COOK, A., VAN ULFT, B. & VAN MEIJGAARD, E. 2015: Temperature and Wind Climate of the Antarctic Peninsula as Simulated by a High-Resolution Regional Atmospheric Climate Model. **Journal of Climate**. V. 28. Edição: 18. Pages: 7306-7326. DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0060.1
- VAUGHAN, D.G. & DOAKE, C.S.M., 1996, Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula: **Nature**, v. 379, no. 6563, pages 328–331.

- VAUGHAN, D. G.; MARSHALL, G. J.; CONNOLLEY, W. M.; PARKINSON, C. MULVANEY, R.; HODGSON, D. A.; KING, J. C.; PUDSEY, C. J & TURNER, J. 2003. Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula, **Climatic Change**, 60, pages 243– 274.
- VAUGHAN, D. G. 2006. Recent Trends in Melting Conditions on the Antarctic Peninsula and Their Implications for Ice-sheet Mass Balance and Sea Level. **Arctic, Antarctic, and Alpine Research**, v. 38, n. 1, p. 147-152.
- VAUGHAN, D.G.; COMISO, J.C.; ALLISON, I.; CARRASCO, J.; KASER, G.; KWOK, ; MOTE, P.; MURRAY, T.; PAUL, F.; REN, J.; RIGNOT, E.; SOLOMINA, O.; STEFFEN K. & ZHANG, T. 2013: Observations: Cryosphere. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. **Cambridge University Press**, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- VÄLISUO, I., VIHMA, T. & KING, J. C. 2014. Surface energy budget on Larsen and Wilkins ice shelves in the Antarctic Peninsula: results based on reanalyses in 1989–2010. **The Cryosphere**, 8, pages 1519–1538. doi:10.5194/tc-8-1519.
- ZWALLY H. J., ABDALATI W., HERRING T., LARSON K., SABA J. & STEFFEN K. 2002. Surface melt-induced acceleration of Greenland ice-sheet flow. **Science**. v. 297, p.218-22.
- WALKER, D.P.; BRANDON, M. A.; JENKIN, A.; ALLEN, J. T.; WDESWELL, J. A. & EVANS, J. 2007. Oceanic heat transport onto the Amundsen Sea shelf through a submarine glacial trough. *Geophysical Research Letters*, 34(2): p. L02602.
- WALSH, J. E. 1983. **The role of sea ice in climate variability: theories and evidence**. **Atmosphere-Ocean**, Ottawa, number 21. Pages 229-242.
- WAREHAM, C. D., MILLAR, I. L., & VAUGHAN, A. P. 1997. The generation of sodic granite magmas, western Palmer Land, Antarctic Peninsula. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 128(1), 81-96.
- WARD, C. G. 1995. Mapping ice front changes of Muller Ice Shelf, Antarctic Peninsula. **Antarctic Science**, v. 7, n. 2, p. 197-198.
- WEERTMAN, J. 1973. Can a water-filled crevasse reach the bottom surface of a glacier. **IASH Publ**, v. 95, p. 139-145.
- WEIDICK, A., BØGGILD, C. E., & KNUDSEN, N. 1992. Glacier inventory and atlas of West Greenland. **Grønlands geologiske undersøgelse**. No. 158-160.
- WEISS, A. I.; KING, J. C.; LACHLAN-COPE, T. A.; E LADKIN R. S. 2012. Albedo of the ice covered Weddell and Bellingshausen Seas. **The Cryosphere**, 6, 479–491. doi:10.5194/tc-6-479.
- WGMS. 1973: *Fluctuations of Glaciers 1965-1970 (Vol. II)*. P. Kasser (ed.), IAHS (ICSII) / **UNESCO**, Permanent Service on Fluctuations on Glaciers, Zurich, Switzerland: 357 pp.

- WGMS. 1977: Fluctuations of Glaciers 1970-1975 (Vol. III). F. Müller (ed.), IAHS (ICSI) / **UNESCO**, Permanent Service on Fluctuations on Glaciers, Zurich, Switzerland: 269 pp.
- WUITE, J.; JEZEK, K. C.; WU, X.; FARNES, K & CARANDE, R. 2009. The velocity field and flow regime of David Glacier and Drygalski Ice Tongue, Antarctica. **Polar Geography**. Vol. 32, Nos. 3-4; Pages 111-127.
- WUITE J.; ROTT, H.; HETZENECKER, M.; FLORICIOIU, D.; RYDT, J. DE; GUDMUNDSSON, G. H.; NAGLER, T. & KERN, M. 2015. Evolution of surface velocities and ice discharge of Larsen B outlet glaciers from 1995 to 2013. **The Cryosphere**, V. 9. Pages 957–969. doi:10.5194/tc-9-957.
- YAMAKAWA, T. & FRASER C.S. 2004. The affine projection model for sensor orientation:experiences with high-resolution satellite imagery. **International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing**, Volume 35 parte 1, Istanbul, Turquia, p. 142- 147.

APÊNDICE

Para tentar encontrar padrões de mudanças nas geleiras da PA, neste capítulo será comparado a atividade da língua das bacias de drenagem glacial com a classificação geomorfológica.

Na figura 1A a classificação primária é comparada com a atividade da língua das bacias classificadas como incerto, que contem 120 bacias em uma área de 127.664,49 km².

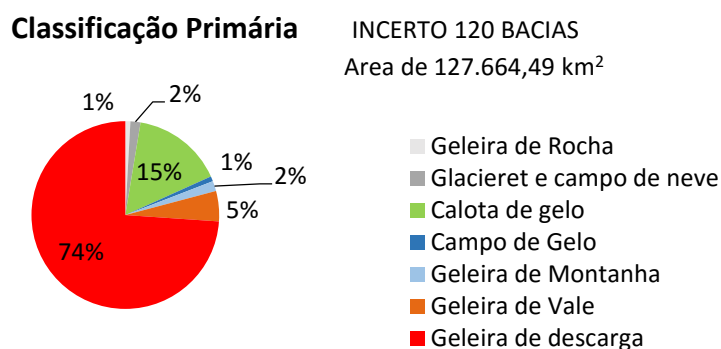


Figura 1A: Atividade da Língua comparada com a classificação primária das bacias classificadas como incerto.

Na figura 2A a classificação primária é comparada com a atividade da língua das bacias classificadas como oscilando, que contem 127 bacias em uma área de 4.691,36 km².

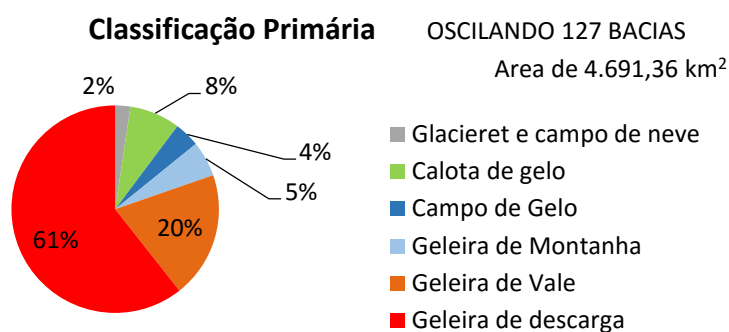


Figura 2A: Atividade da Língua da classificação primária das bacias classificadas como oscilando.

Na figura 3A a classificação primária é comparada com a atividade da língua das bacias classificadas como avanço marcado, que contem 43 bacias em uma área de 647,11 km².

Classificação Primária

AVANÇO MARCADO 43 BACIAS
Area de 647,11 km²

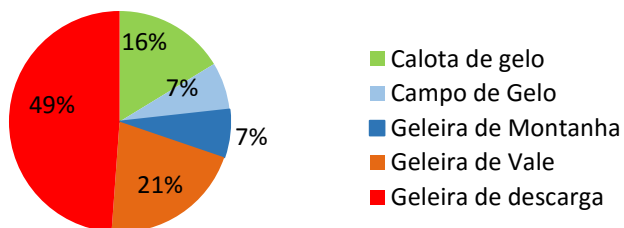


Figura 3A: Atividade da Língua da classificação primária das bacias classificadas como avanço marcado.

Na figura 4A a classificação primária é comparada com a atividade da língua das bacias classificadas como avanço leve, que contem 194 bacias em uma área de 127.664,49 km².

Classificação Primária

AVANÇO LEVE 194 BACIAS
Area de 12.965,63 km²

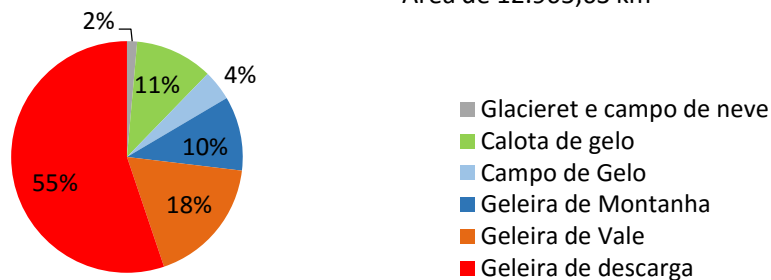


Figura 4A: Atividade da Língua da classificação primária das bacias classificadas como avanço leve.

Na figura 5A a classificação primária é comparada com a atividade da língua das bacias classificadas como estacionário, que contem 306 bacias em uma área de 97.808,30 km².

Classificação Primária

ESTACIONÁRIA 306 BACIAS
Area de 97.806,30 km²

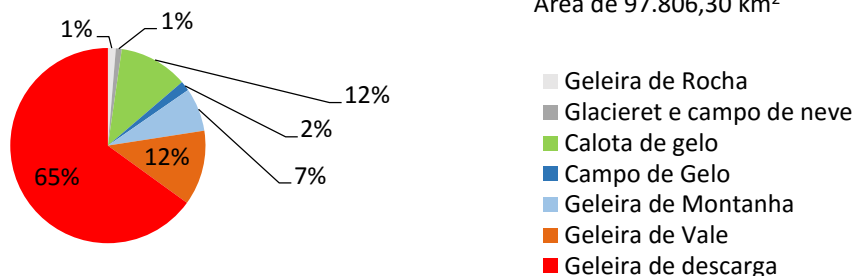


Figura 5A: Atividade da Língua da classificação primária das bacias classificadas como estacionária.

Na figura 6A a classificação primária é comparada com a atividade da língua das bacias classificadas como retração leve, que contem 661 bacias em uma área de 65.759,75 km².

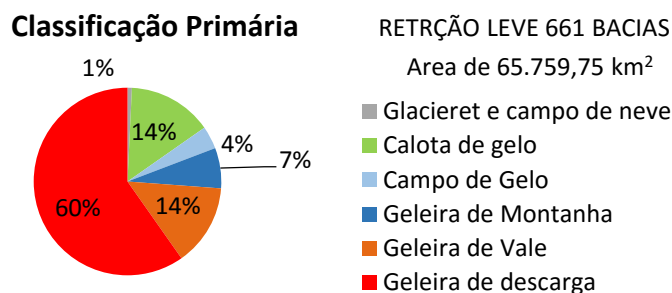


Figura 6A: Atividade da Língua da classificação primária das bacias classificadas como retração leve.

Na figura 7A a classificação primária é comparada com a atividade da língua das bacias classificadas como retração marcada, que contem 383 bacias em uma área de 37.987,47 km².

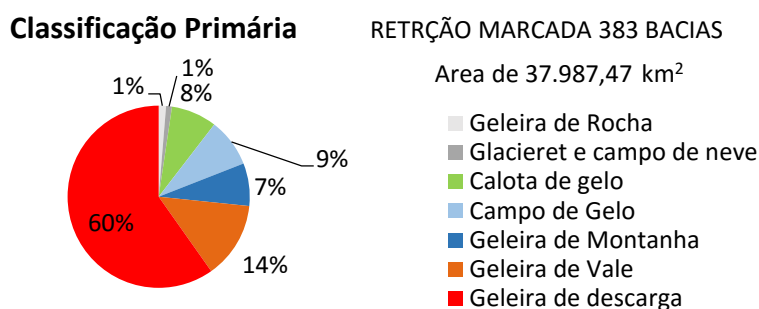


Figura 7A: Atividade da Língua da classificação primária das bacias classificadas como retração marcada.

Na figura 8A a forma das geleiras é comparada com a atividade da língua das bacias classificadas como oscilando, que contem 127 bacias em uma área de 4.691,36 km².

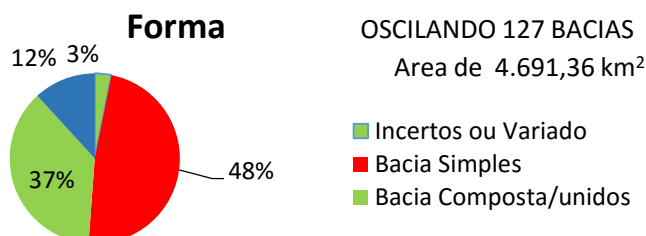


Figura 8A: Atividade da Língua em relação á forma das bacias classificadas como oscilando.

Na figura 9A a forma das geleiras é comparada com a atividade da língua das bacias classificadas como avanço marcado, que contem 43 bacias em uma área de 647,11 km².



Figura 9A: Atividade da Língua em relação á forma das bacias classificadas como avanço marcado.

Na figura 10A a forma das geleiras é comparada com a atividade da língua das bacias classificadas como avanço leve, que contem 194 bacias em uma área de 12.965,63 km².

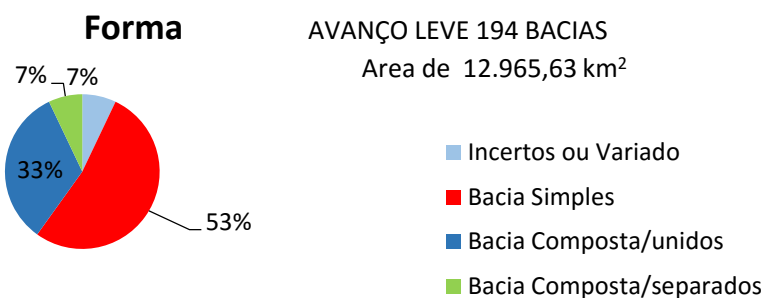


Figura 10A: Atividade da Língua em relação á forma das bacias classificadas como avanço leve.

Na figura 11A a forma das geleiras é comparada com a atividade da língua das bacias classificadas como estacionária, que contem 306 bacias em uma área de 97.806,30 km².

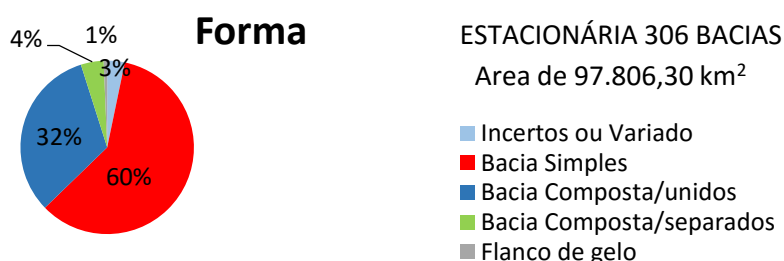


Figura 11A: Atividade da Língua em relação á forma das bacias classificadas como estacionária.

Na figura 12A a forma das geleiras é comparada com a atividade da língua das bacias classificadas como retração marcada, que contem 383 bacias em uma área de 37.987,47 km².

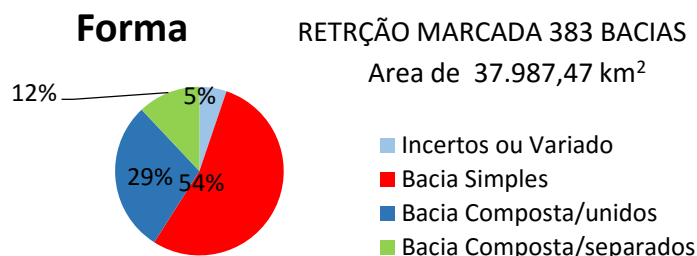


Figura 12A: Atividade da Língua em relação á forma das bacias classificadas como retração marcada.

Na figura 13A a forma das geleiras é comparada com a atividade da língua das bacias classificadas como retração leve, que contem 661 bacias em uma área de 67.759,75 km².

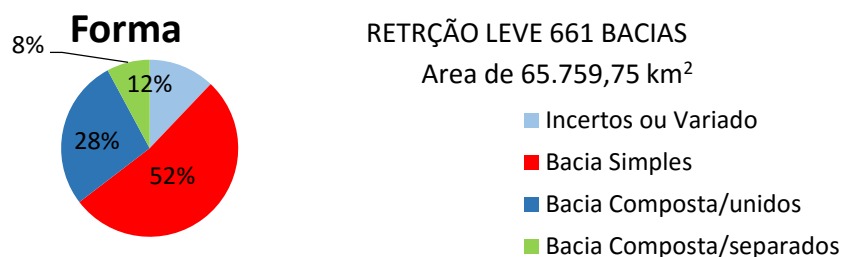


Figura 13A: Atividade da Língua em relação á forma das bacias classificadas como retração leve.

Na figura 14A a forma das geleiras é comparada com a atividade da língua das bacias classificadas como incerto, que contem 120 bacias em uma área de 127.664,49 km².

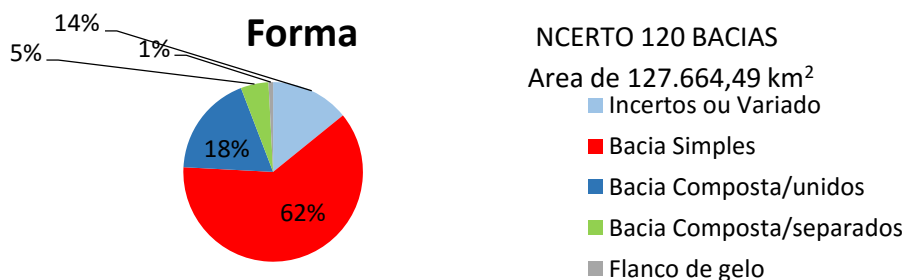


Figura 14A: Atividade da Língua em relação á forma das bacias classificadas como incerto.

Na figura 15A as características frontais das geleiras são comparadas com a atividade da língua das bacias classificadas como estacionária, que contem 306 bacias em uma área de 97.806,30 km².

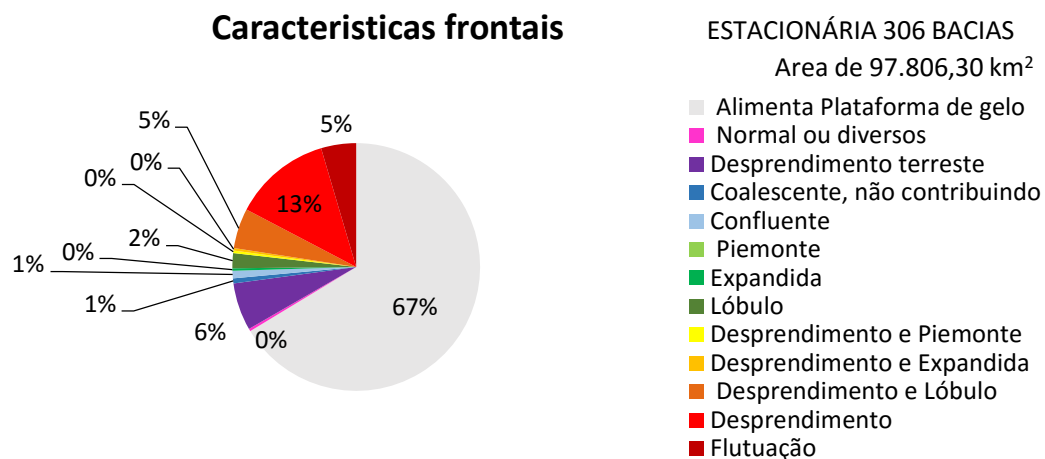


Figura 15A: Atividade da Língua das características frontais das bacias classificadas como estacionária.

Na figura 16A as características frontais das geleiras são comparadas com a atividade da língua das bacias classificadas como incerto, que contem 120 bacias em uma área de 127.664,49 km².

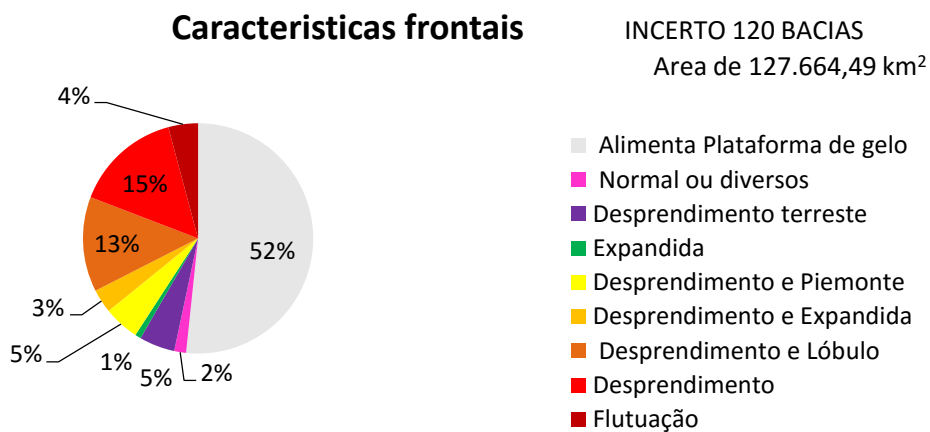


Figura 16A: Atividade da Língua das características frontais das bacias classificadas como incerto.

Na figura 17A as características frontais das geleiras são comparadas com a atividade da língua das bacias classificadas como oscilando, que contem 127 bacias em uma área de 4.691,36 km².

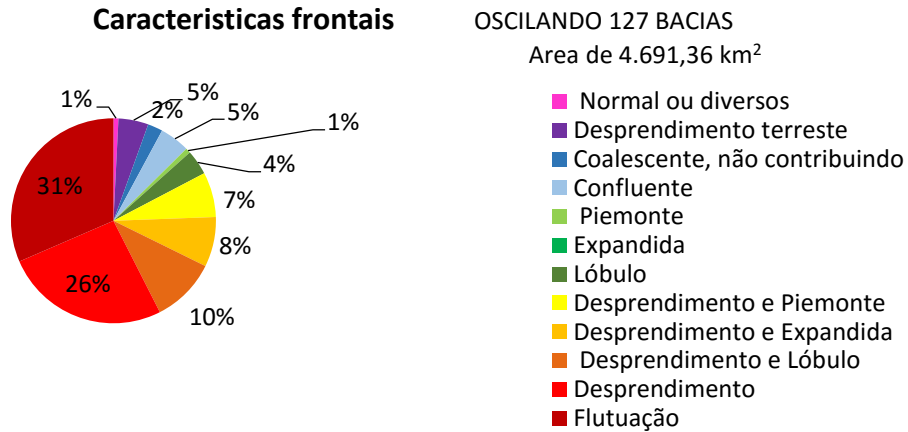


Figura 17A: Atividade da Língua das características frontais das bacias classificadas como oscilando.

Na figura 18A as características frontais das geleiras são comparadas com a atividade da língua das bacias classificadas como avanço marcado, que contem 43 bacias em uma área de 647,11 km².

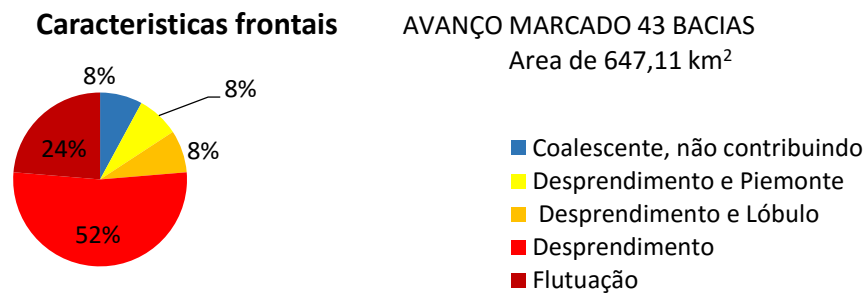


Figura 18A: Atividade da Língua das características frontais das bacias classificadas como avanço marcado.

Na figura 19A as características frontais das geleiras são comparadas com a atividade da língua das bacias classificadas como avanço leve, que contem 194 bacias em uma área de 12.964,63 km².

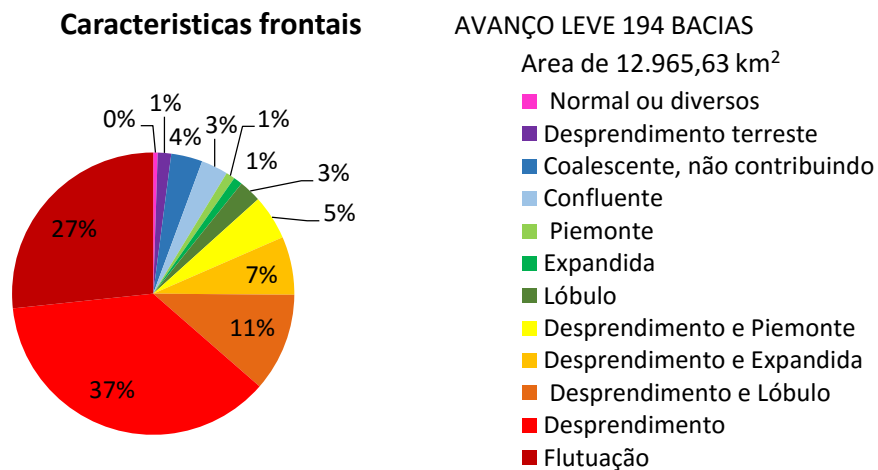


Figura 19A: Atividade da Língua das características frontais das bacias classificadas como avanço leve.

Na figura 20A as características frontais das geleiras são comparadas com a atividade da língua das bacias classificadas como retração leve, que contem 661 bacias em uma área de 65.759,75 km².

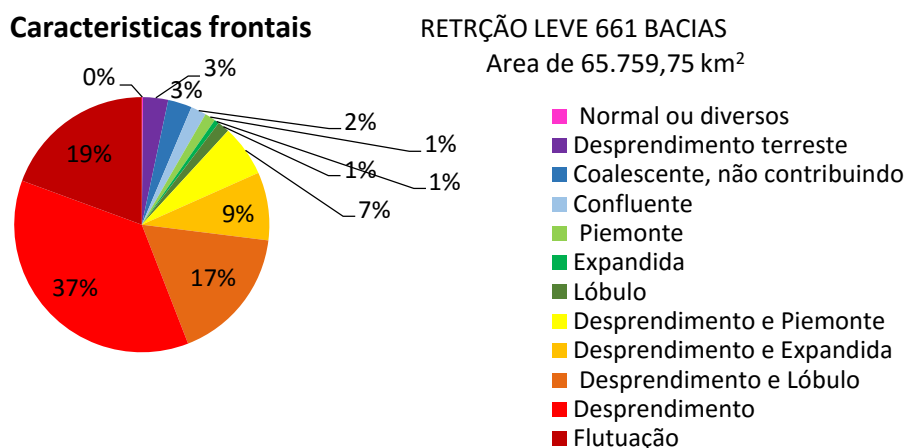


Figura 20A: Atividade da Língua das características frontais das bacias classificadas como retração leve.

Na figura 18A as características frontais das geleiras são comparadas com a atividade da língua das bacias classificadas como retração marcada, que contem 383 bacias em uma área de 37.987,47 km².

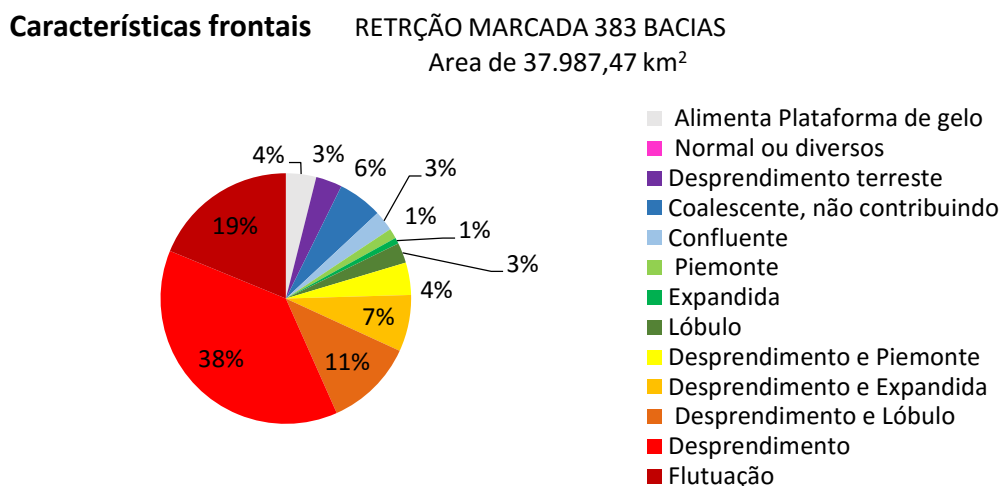


Figura 21A: Atividade da Língua das características frontais das bacias classificadas como retração marcada.

Na figura 22A as características longitudinais das geleiras são comparadas com a atividade da língua das bacias classificadas como incerto, que contem 120 bacias em uma área de 127.664,49 km².

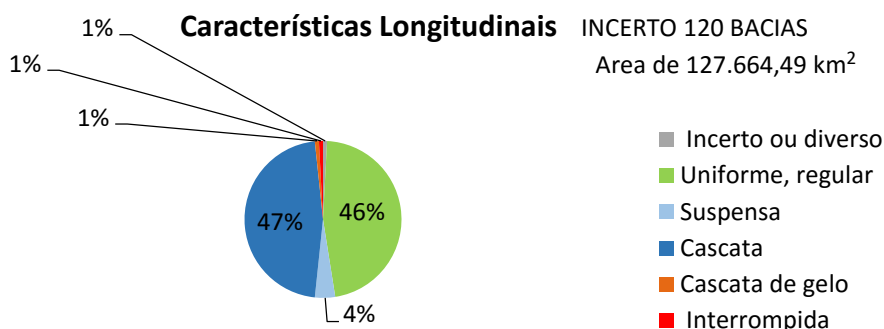


Figura 22A: Atividade da Língua das características longitudinais das bacias classificadas como incerto.

Na figura 23A as características longitudinais das geleiras são comparadas com a atividade da língua das bacias classificadas como oscilando, que contem 127 bacias em uma área de 4.691,36 km².

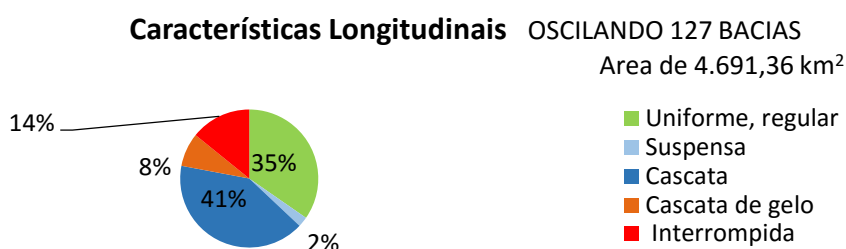


Figura 23A: Atividade da Língua das características longitudinais das bacias classificadas como oscilando.

Na figura 24A as características longitudinais das geleiras são comparadas com a atividade da língua das bacias classificadas como avanço marcado, que contem 43 bacias em uma área de 647,11 km².

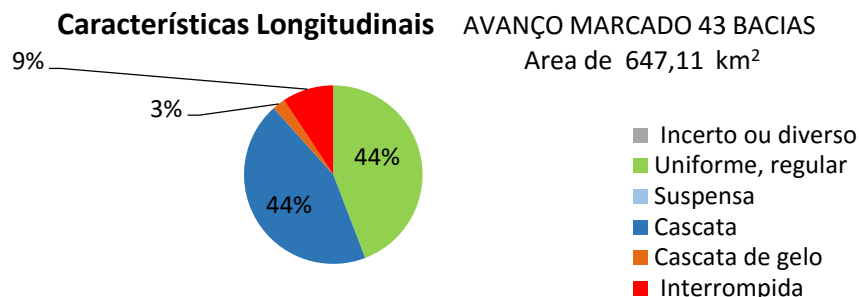


Figura 24A: Atividade da Língua das características longitudinais das bacias classificadas como avanço marcado.

Na figura 25A as características longitudinais das geleiras são comparadas com a atividade da língua das bacias classificadas como avanço leve, que contem 194 bacias em uma área de 12.965,63 km².

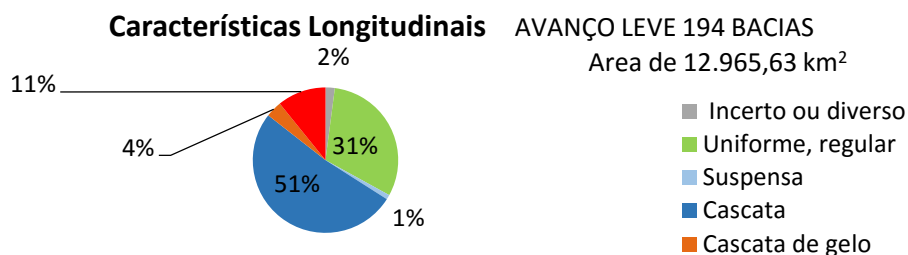


Figura 25A: Atividade da Língua das características longitudinais das bacias classificadas como avanço leve.

Na figura 26A as características longitudinais das geleiras são comparadas com a atividade da língua das bacias classificadas como estacionário, que contem 306 bacias em uma área de 97.806,30 km².

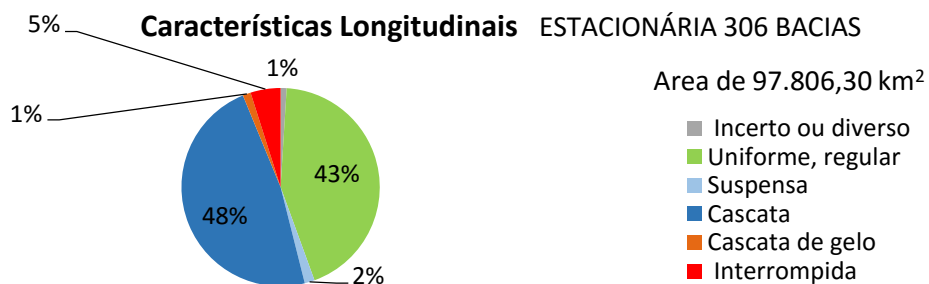


Figura 26A: Atividade da Língua das características longitudinais das bacias classificadas como estacionária.

Na figura 27A as características longitudinais das geleiras são comparadas com a atividade da língua das bacias classificadas como retração leve, que contem 661 bacias em uma área de 65.759,75 km².

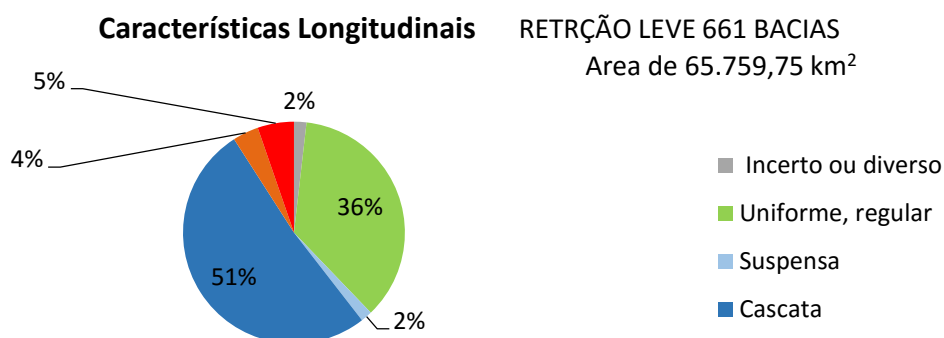


Figura 27A: Atividade da Língua das características longitudinais das bacias classificadas como retração leve.

Na figura 28A as características longitudinais das geleiras são comparadas com a atividade da língua das bacias classificadas como retração marcada, que contem 383 bacias em uma área de 37.987,47 km².

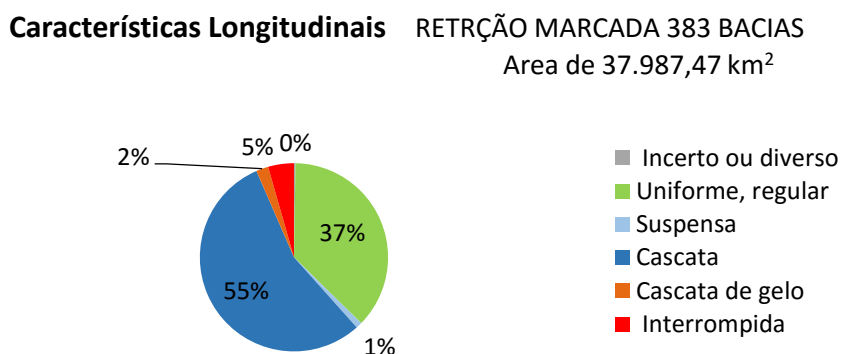


Figura 28A: Atividade da Língua das características longitudinais das bacias classificadas como retração marcada.