

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO**

**VARIABILIDADE NA CAMADA ATIVA DO SOLO NA MESETA NORTE
E NA SUPERFÍCIE DA PENÍNSULA FILDES, ILHA REI GEORGE,
ANTÁRTICA MARÍTIMA**

ANDRÉ MEDEIROS DE ANDRADE

**PORTO ALEGRE
2017**

ANDRÉ MEDEIROS DE ANDRADE

**VARIABILIDADE NA CAMADA ATIVA DO SOLO NA MESETA NORTE
E NA SUPERFÍCIE DA PENÍNSULA FILDES, ILHA REI GEORGE,
ANTÁRTICA MARÍTIMA**

ORIENTADOR: Dr. Ulisses Franz Bremer

CO-ORIENTADOR: Dr. Carlos Ernesto G. R. Schaefer

BANCA EXAMINADORA:

Dr. Francisco Eliseu Aquino

Dr. Jorge Arigony Neto

Dr. Roberto Ferreira Machado Michel

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto da Universidade Federal do Rio Grande do Sul como requisito para obtenção do Título de Doutor em Sensoriamento Remoto

PORTO ALEGRE
2017



Península Fildes [16 de janeiro de 2014]

Ad augusta per angusta.
(2004 - 2017)

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul pela estrutura e oportunidades propiciadas para minha formação profissional e para o desenvolvimento desta tese.

À CAPES pela bolsa de estudo concedida.

À Alice pelo companheirismo, incentivo e compreensão nos períodos de ausência devido às expedições para a Antártica.

Ao professor Ulisses Bremer pela orientação, confiança e amizade. Obrigado por ter compartilhado conhecimentos que extrapolam a vida acadêmica.

Ao professor Carlos Schaefer pela co-orientação, amizade e por me inspirar através de seus ensinamentos, alegria e sua paixão pela Antártica.

Ao professor Roberto Michel pelo exemplo de profissionalismo e por compartilhar seu conhecimento que foi fundamental para o desenvolvimento desta tese.

Ao Centro Polar e Climático pela excelente estrutura disponibilizada. Em especial aos professores Jefferson Simões, Francisco Aquino, Kátia Rosa e Claudio Mendes Jr. pelas contribuições ao longo desse estudo.

Ao Prof. Gonçalo Vieira pela disponibilidade em contribuir com sua experiência no monitoramento do permafrost.

Ao Núcleo Terrantar pelo investimento dispendido para o desenvolvimento desta tese e também na minha formação pessoal e profissional.

Ao Elias Lima Neto pelo apoio na instalação do sistema de monitoramento na OPERANTAR XXXII.

Ao suporte dos alpinistas Ricardo Leizer e Francisco Petrone na OPERANTAR XXXIII e XXXIV respectivamente.

À Marinha do Brasil pelo suporte logístico nas três expedições à Antártica.

Ao apoio logístico nos trabalhos de campo pela Estação Prof. Julio Escudero (Chile) em 2014 e pela Base Artigas (Uruguai) em 2015 e 2016.

À minha família, obrigado por TUDO!

Ao Rio Grande do Sul, pela honra de ter vivido nessa terra bela e agradável. Carregarei a Chama Crioula em minhas lembranças.

À Deus pela oportunidade de viver até aqui, tudo isso.

RESUMO

ANDRADE, André Medeiros de, DSc., Universidade Federal do Rio Grande do Sul, junho de 2017. **Variabilidade na camada ativa do solo e na superfície da Península Fildes, Ilha Rei George, Antártica Marítima.** Orientador: Ulisses Franz Bremer; Co-Orientador: Carlos Ernesto Gonçalves Reynaud Schaefer.

A região da Antártica Marítima exibe as taxas mais elevadas de mudanças climáticas no planeta, estando a região das Shetland do Sul entre as mais afetadas. Solos com permafrost cobrem 24% das superfícies expostas da Terra e de forma geral possuem alto potencial de emissão de gases que contribuem para o efeito estufa. O objetivo deste estudo foi caracterizar a variabilidade térmica da camada ativa do permafrost em um transecto de 200 m na Península Fildes e relacionar esta variabilidade com fatores meteorológicos e ambientais entre 2014 e 2016. Também foram obtidas cinco cenas do satélite TerraSAR-X coletadas nos períodos de ablação durante o monitoramento para classificar as zonas superficiais da geleira Collins e das áreas livres de gelo. Ocorreram três expedições científicas à área de estudo para coleta de dados, instalação e manutenção do sítio de monitoramento contínuo. A variabilidade térmica da camada ativa no transecto não apresentou elevada disparidade ao constatado em outros sítios de monitoramento da camada ativa na Ilha Rei George. Os ciclos de variação da camada ativa estão atrelados às condições sazonais, com o descongelamento ocorrendo predominantemente nos períodos mais quentes, enquanto no restante do ano prevalece a condição de congelamento. A temperatura da camada ativa no transecto não é homogênea, ocorrendo variação conforme a profundidade e a posição no transecto, com as variações mais expressivas no solo melhor drenado e com menor teor de umidade. Dentre os fatores avaliados, a temperatura do ar e da superfície do solo são os que mais influenciam no gradiente térmico da camada ativa, enquanto nas porções mais próximas da superfície também ocorre maior influência do albedo e da nebulosidade e em maior profundidade também há influência do saldo de radiação e da umidade do solo. A profundidade média da camada ativa em 2014 foi 44,3 cm e em 2015 foi 47,7 cm, com as maiores variações de expansão e retração também ocorrendo nos solos com menor teor de umidade. Os valores obtidos do índice frost number indicam que houve predomínio de permafrost contínuo no transecto durante o período de monitoramento. Os dados TerraSAR-X possibilitaram a extração de dados superficiais e a discretização dos alvos superficiais conforme o teor de umidade superficial. Os índices kappa obtidos indicam excelente coerência entre a classificação e a verdade de campo. A condição predominante das zonas superficiais nas cinco datas indica predomínio de superfícies de neve úmida, englobando 85,5% da superfície da

geleira e de superfície com menor umidade, englobando 49% das áreas livres de gelo. A maior variabilidade ocorreu na superfície da geleira, enquanto nas áreas livres de gelo não houve uma classe com destacada variação. A superfícies da geleira é influenciada pela altitude e a orientação das vertentes, com 75% das zonas de gelo exposto localizadas entre 0 e 50 m de altitude e 25% de suas vertentes orientadas para sudeste, enquanto 45% das zonas de neve úmida e de transição estão localizadas entre 100 m e 200 m de altitude e 49% das vertentes com essa conformação estão orientadas para noroeste. A radiação incidente é mais intensa nas superfícies direcionadas para norte, nordeste e noroeste, enquanto as menores taxas de incidência ocorrem nas superfícies direcionadas para sul. A Península Fildes possui 17,9% de sua superfície coberta por comunidades vegetais, sendo 5,7941 km² e 0,6646 km² colonizadas por líquens e musgo respectivamente. O kappa obtido através da segmentação multiresolução foi 0,73, indicando o bom resultado da classificação orientada aos objetos. A vegetação está localizada predominantemente em superfícies que recebem incidência de radiação entre a faixa do ponto de compensação à luz e do ponto de saturação. A vegetação está localizada predominantemente nos terraços marinhos devido à influência da fauna do passado e atual, com as superfícies proglaciais ainda pouco colonizadas devido à predominância de morainas. A radiação solar incidente é um fator importante na regulação fotossintética e no desenvolvimento das comunidades vegetais, sendo de fundamental relevância monitorar as áreas potenciais para colonização futura.

ABSTRACT

ANDRADE, André Medeiros de, DSc., Federal University of Rio Grande do Sul, June 2017. **Variability of the active layer of soil and the surface of Fildes Peninsula, King George Island, Maritime Antarctica.** Adviser: Ulisses Franz Bremer; Co-Advisers: Carlos Ernesto Gonçalves Reynaud Schaefer.

In the Maritime Antarctica region occur the greatest climate change of the planet and the South Shetland region is one of the most affected. Soils with permafrost occur on 24% of the Earth's exposed surfaces and generally have high potential for emissions of greenhouse gases. The aim of this study was to characterize the thermal variability of the active layer of permafrost in a surface of 200 m from Fildes Peninsula and relate this variability with weather and environmental conditions between 2014 and 2016. Five images of the TerraSAR-X satellite were obtained in the ablation periods and used to classify the surfaces of the Collins glacier and ice-free areas during monitoring. There were three scientific expeditions to the study area for installation, data collection and maintenance of the continuous monitoring system. The thermal variability of the active layer did not present a high difference to that obtained in other active layer monitoring sites in King George Island. Variations of the active layer are related to seasonal conditions, with predominance of thawing in hotter periods, and in other periods, the freezing condition prevails. The temperature and the active layer thickness in the transect are not homogeneous, with strong influence of meteorological and environmental conditions. Based on the meteorological data evaluated, the temperature of the air and the soil surface are the ones that most influence the thermal gradient of the active layer. Near the surface there is a greater influence of albedo and cloudiness, and in depth there is a greater influence of the balance of radiation and soil moisture. TerraSAR-X data is suitable for extracting surface data and and classify the surface targets according to the moisture content. On the surface of the glacier occurred the greatest variation and in the ice-free areas there was not a class with high variation. The Fildes Peninsula has 17.9% of its surface covered by plant communities, and 71.66% of this area was colonized by lichens and moss. Analyzing the relationship between vegetation distribution and global radiation incident on the surface it was verified that the radiation does not determine the distribution of the vegetation, however, is an important factor due to the photosynthetic efficiency of the vegetation communities present.

Lista de figuras

Figura 1. 1: (A) Localização da Península Antártica no continente antártico, com destaque para a localização da Ilha Rei George na Península Antártica. (B) Destaque para a localização da Península Fildes na Ilha Rei George.	18
Figura 1. 2: Localização das principais feições fisiográficas existentes na Península Fildes.	19
Figura 2. 1: Representação do solo por meio das três interfaces da camada ativa e do permafrost (Adaptado de French, 2007).....	23
Figura 2. 2: Representação do balanço de energia na superfície terrestre e na atmosfera (Adaptado de Liou, 2002).	28
Figura 2. 3: Representação da interação da radiação na superfície de uma geleira e um lago congelado (Adaptado de Massom 1991).	33
Figura 2. 4: Zonas de neve e gelo detectadas por sensores radar na banda C, polarização VV e os valores de retroespalhamento característico de cada zona de radar na Península Antártica (Adaptado de Rau et al., 2000 a).	34
Figura 2. 5: Espectro de reflectância da vegetação verde e sadia (Adaptado de Bowker et al, 1985).	37
Figura 2. 6: Curvas de reflectância da água nos estados líquido, gasoso (nuvem) e sólido (neve) (Adaptado de Bowker et al, 1985).	38
Figura 2. 7: Ilustração dos tipos de formas do terreno a partir da combinação das curvaturas verticais e horizontais (Fonte: Valeriano, 2008).....	40
Figura 3. 1: Representação de como foram instalados os sensores de temperatura. No interior de um cano de PVC com 20 mm de diâmetro enterrado da camada ativa foram fixados os sensores de temperatura com profundidades de 5, 20 e 35 cm.	44
Figura 3. 2: (a) Antártica; (b) parte da Península Antártica e Ilhas Shetland do Sul com destaque na Ilha Rei George; (c) Península Fildes com destaque na localização do sítio de monitoramento contínuo; e (d) distribuição dos sensores que compõem o sítio de monitoramento contínuo.	45
Figura 3. 3: Imagem QuickBird obtida em 08 de fevereiro de 2008 com composição RGB 432 que foi utilizada nesse estudo. Os círculos na cor amarelo apontam a localização dos pontos de controle utilizados na correção da geometria da imagem.....	56

Figura 4. 1: Temperatura do ar (média diária) da Península Fildes entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016. Sensor localizado a 1 m acima da superfície do solo.....	59
Figura 4. 2: Variabilidade térmica mensal média no transecto na Meseta Norte, Península Fildes, entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016.	62
Figura 4. 3: Histogramas das temperaturas do ar (a) e do solo nas profundidades de 5 cm (b), 20 cm (c) e 35 cm (d).	64
Figura 4. 4: Espessura da camada ativa estimada no transecto em 2014 e 2015.....	64
Figura 4. 5: Dias de descongelamento, dias de congelamento, dias isotérmicos e dias de congelamento-descongelamento no transecto na área de estudo entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016.....	65
Figura 4. 6: Média de Graus Dias de Descongelamento (°C Dias) nas profundidades em 5 cm, 20 cm e 35 cm entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016 e média acumulada mensal de TDD.....	67
Figura 4. 7: Média de Graus Dias de Congelamento (°C Dias) média nas profundidades em 5 cm, 20 cm e 35 cm entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016 e média acumulada mensal de FDD.....	68
Figura 4. 8: Fator-N estimado para os quatro pontos no transecto durante os anos 2014 e 2015. Utilizou-se a temperatura do solo em 5 cm por ser a mais próximo da superfície do solo.	70
Figura 4. 9: Série de dados meteorológicos da Península Fildes entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016 utilizados para a análise de regressão múltipla.....	71
Figura 5. 1: Rotina de processamento das cenas TerraSAR-X utilizadas nesse estudo.	78
Figura 5. 2: Cenas do satélite TerraSAR-X da Península Fildes utilizadas nesse estudo.	80
Figura 5. 3: Cobertura superficial na Península Fildes gerada a partir da classificação MAXVER das cenas TerraSAR-X e a condição predominante nas cinco datas.	85
Figura 6. 1: (A) Localização da Península Antártica, e (B) localização da Ilha Rei George com destaque na Península Fildes e na Ilha Ardley.....	92
Figura 6. 2: Radiação solar incidente nas áreas livres de gelo da Península Fildes e Ilha Ardley durante as estações.	97
Figura 6. 3: Mapa de vegetação da Península Fildes e Ilha Ardley..	99
Figura 6. 4: Áreas de ponto de compensação à luz (PCL) e ponto de saturação(PS) para líquens e musgo.	100
Figura 6. 5: Áreas de ponto de compensação à luz (PCL) e ponto de saturação (PS) colonizadas por líquens e musgo.	100

Figura 7. 1: Localização geral da região de estudo, da Ilha Rei George e destaque para a Península Fildes.	106
Figura 7. 2: Mapa hipsométrico da Península Fildes derivado do MDT.	110
Figura 7. 3: Mapa de declividade da Península Fildes derivado do MDT.	112
Figura 7. 4: Mapa de orientação das vertentes da Península Fildes.....	114
Figura 7. 5: Mapa da forma do terreno da Península Fildes derivado do MDT.	116
Figura A. 1: Variabilidade térmica mensal do gradiente vertical nos 10 pontos do transecto na Meseta Norte, Península Fildes, entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016. No data indica os períodos que os dados foram descartados devido às falhas no sistema de coleta.....	143

Lista de tabelas

Tabela 2. 1: Limites aproximados das faixas do espectro eletromagnético que mais contribuem para o balanço de energia superficial.	25
Tabela 2. 2: Comprimentos de onda e frequências das bandas C e X de radares imageadores.	31
Tabela 2. 3: Especificações do satélite TerraSAR-X no modo SpotLight HS.	36
Tabela 2. 4: Principais características do satélite QuickBird.	39
Tabela 3. 1: Parâmetros mensurados e utilizados nesse estudo. A coluna “Frequência” exibe o intervalo de coleta de dados e a coluna “Período” exibe o período de obtenção dos dados.	46
Tabela 4. 1: Propriedades físicas das profundidades do solo na área de estudo.	58
Tabela 4. 2: Média mensal da temperatura do ar, do solo em 5 cm, 20 cm e 35 cm e teor de umidade do solo. As temperaturas das profundidades foram obtidas a partir da média de todos os pontos do transecto em cada profundidade.	60
Tabela 4. 3: Difusividade térmica aparente (ATD) média em 20 cm por estações nos dois anos de monitoramento da temperatura do solo.	69
Tabela 4. 4: Coeficientes de correlação (Pearson) referentes às variáveis externas utilizadas nos modelos de regressão stepwise e as respectivas profundidades da camada ativa.	72
Tabela 4. 5: Variáveis independentes inseridas no modelo de regressão múltipla para a variável dependente temperatura da camada ativa em 5 cm de profundidade.	74
Tabela 4. 6: Variáveis independentes inseridas no modelo de regressão múltipla para a variável dependente temperatura da camada ativa em 35 cm de profundidade.	74
Tabela 5. 1: Informações técnicas das cenas TerraSAR-X utilizadas neste estudo. ...	77
Tabela 5. 2: Performance dos métodos Máxima Verossimilhança e ISODATA na classificação das áreas livres de gelo e da geleira nas cinco imagens TerraSAR-X. ...	82
Tabela 5. 3: Contribuição relativa de cada classe de cobertura superficial na Península Fildes nas cinco datas de obtenção de dados TerraSAR-X.	84
Tabela 5. 4: Retroespalhamento das zonas superficiais na Península Fildes extraído da série temporal de dados TerraSAR-X.	87
Tabela 5. 5: Valores de retroespalhamento obtidos para as zonas de radar de gelo exposto e de neve úmida em diferentes estudos.	87

Tabela 5. 6: Condições meteorológicas e térmicas da camada ativa nas datas de obtenção das cenas e no período de 7 e 15 dias que antecederam a obtenção das cenas TerraSAR-X.	88
Tabela 6. 1: Classes de vegetação.	93
Tabela 6. 2: Valores de PCL e PS em relação à intensidade de radiação global para a formação de criptogramas antárticas.	96
Tabela 6. 3: Radiação solar incidente estimada e mensurada na Península Fildes e na Ilha Rei George.	97
Tabela 6. 4: Estimativa da radiação solar incidente e porcentagem de áreas colonizadas por vegetação de acordo com os valores de compensação à luz (PCL) e ponto de saturação (PS).	101
Tabela 7. 1: Áreas absolutas, relativas e estatísticas das classes altimétricas da Península Fildes.	109
Tabela 7. 2: Áreas absolutas, relativas e estatísticas das classes de declividade da Península Fildes.	111
Tabela 7. 3: Áreas absolutas e relativas das classes de orientação das vertentes da Península Fildes.	113
Tabela 7. 4: Áreas absolutas e relativas das classes de forma do terreno da Península Fildes.	115
Tabela A 1: Dados meteorológicos da Península Fildes coletados pelo serviço meteorológico da Estação Bellingshausen (www.aari.aq).	135
Tabela A 2: Graus Dias de Descongelamento na profundidade de 5 cm nos pontos do transecto entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016.	137
Tabela A 3: Graus Dias de Descongelamento na profundidade de 20 cm nos pontos do transecto entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016.	138
Tabela A 4: Graus Dias de Descongelamento na profundidade de 35 cm nos pontos do transecto entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016.	139
Tabela A 5: Graus Dias de Congelamento na profundidade de 5 cm nos pontos do transecto entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016.	140
Tabela A 6: Graus Dias de Congelamento na profundidade de 20 cm nos pontos do transecto entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016.	141
Tabela A 7: Graus Dias de Congelamento na profundidade de 35 cm nos pontos do transecto entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016.	142

Lista de abreviaturas e siglas

μm	Micrômetro
a.n.m.	Acima do nível do mar
ALT	Espessura da camada ativa
ATD	Difusividade Térmica Aparente
DLR	Centro Aeroespacial Alemão
FDD	Graus Dias de Congelamento
FN	Frost Number
g.l.	Graus de liberdade
GHz	Giga hertz
IAU	Instituto Antártico Uruguaio
IHS	<i>Intensity, Hue, and Saturation</i>
INACH	Instituto Antártico Chileno
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
L	Leste
MDT	Modelo Digital do Terreno
MGD	Multi Look Ground Range Detected
N	Norte
NE	Nordeste
Nf	Fator-N
NO	Noroeste
O	Oeste
OPERANTAR	Operação Antártica Brasileira
RADAR	<i>Radio Detection And Ranging</i>
R_g	Radiação solar global
RGB	<i>Red, Green, Blue</i>
$R_{L\uparrow}$	Radiação de onda longa emitida pela superfície terrestre
$R_{L\downarrow}$	Radiação de onda longa emitida pela atmosfera
R_n	Saldo de radiação
R_{oc}	Saldo de radiação de ondas curtas
R_{oL}	Saldo de radiação de ondas longas
R_r	Radiação de ondas curtas refletidas
S	Sul
SAR	<i>Synthetic Aperture Radar</i>
SE	Sudeste
SO	Sudoeste
TDD	Graus Dias de Descongelamento
TSX	TerraSAR-X
U	Umidade do solo
W	Watt
ZRGE	Zona de Radar de Gelo Exposto
ZRNS	Zona de Radar de Neve Seca
ZRNU	Zona de Radar de Neve Úmida
ZRPC	Zona de Radar de Percolação Congelada
λ	Comprimento de onda
α	Albedo

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1: Introdução

1.1.	Apresentação	16
1.2.	Contexto científico	16
1.3.	Objetivos	17
1.4.	Caracterização da área de estudo	18

CAPÍTULO 2: Referencial Teórico

2.1.	Antártica Marítima, Ilha Rei George e Ambientes Periglaciais	21
2.1.1.	Variabilidade térmica da camada ativa do permafrost	24
2.2.	Balço de energia superficial	25
2.3.	Sensoriamento remoto utilizando dados SAR	30
2.3.1.	Extração de informações superficiais da neve e gelo a partir de dados SAR	32
2.3.2.	Sistema TerraSAR-X.....	35
2.4.	Sensoriamento remoto utilizando dados ópticos	36
2.4.1.	Sistema QuickBird.....	38
2.5.	Modelagem da morfometria do terreno e extração de informações topográficas	39
2.6.	Estimativa da radiação solar incidente na superfície	41

CAPÍTULO 3: Material e Métodos

3.1.	Sítio de monitoramento contínuo e coleta de dados.....	43
3.2.	Trabalhos de campo	47
3.3.	Análise da dinâmica térmica da camada ativa.....	48
3.4.	Estimativa do balanço de energia superficial.....	51
3.5.	Caracterização das zonas superficiais utilizando dados TerraSAR-X e QuickBird ..	52
3.5.1.	Elaboração do Modelo Digital do Terreno.....	52
3.5.2.	Caracterização das zonas superficiais da Geleira Collins e das áreas livres de gelo durante o período de ablação	53
3.5.3.	Classificação da vegetação nas áreas livres de gelo	55

CAPÍTULO 4: Variabilidade térmica da camada ativa na Península Fildes

- 4.1. Variabilidade térmica da camada ativa entre fevereiro 2014 e 2016 57
- 4.2. Relação entre a variabilidade térmica da camada ativa e as condições meteorológicas e ambientais 70

CAPÍTULO 5: Caracterização das zonas superficiais da Península Fildes a partir de dados SAR

- 5.1. Dados TerraSAR-X para extração de informações das zonas superficiais .. 77
- 5.2. Caracterização espacial das zonas superficiais 81
- 5.3. Retroespalhamento das zonas superficiais 86

CAPÍTULO 6: Relação entre a radiação solar e a distribuição superficial da vegetação na Península Fildes

- 6.1. Introdução 90
- 6.2. Material e Métodos 91
 - 6.2.1. Área de estudo 91
 - 6.2.2. Classificação da vegetação 92
 - 6.2.3. Influência da radiação solar global sobre a distribuição da vegetação 95
- 6.3. Resultados e discussão 96
- 6.4. Conclusões 103

CAPÍTULO 7: Caracterização morfométrica da Península Fildes

- 7.1. Introdução 105
- 7.2. Área de Estudo 106
- 7.3. Metodologia 107
- 7.4. Resultados e discussão 108
- 7.5. Conclusões 117

CAPÍTULO 8: Considerações finais

- 8.1. Conclusões 118

Referências Bibliográficas..... 120

Anexos..... 134

CAPÍTULO 1: Introdução

1.1. Apresentação

Esta tese buscou estudar a variabilidade térmica da camada ativa e de alguns elementos superficiais da Península Fildes. O estudo foi feito por meio da análise considerando diferentes parâmetros do ambiente, incluindo fatores meteorológicos e do ecossistema local.

Esta tese foi desenvolvida em oito capítulos, de forma a abranger todo o escopo do trabalho. Do capítulo um ao três são apresentadas as premissas do estudo, contendo conceituações elementares para compreensão acerca do que será tratado, incluindo a descrição das etapas metodológicas necessárias para sua execução. Os capítulos quatro a sete apresentam os resultados obtidos em cada segmento do estudo, dando enfoque específico às peculiaridades de cada procedimento, sendo que o capítulo seis é apresentado em versão traduzida para língua inglesa. O presente estudo foi desenvolvido com duas escalas de análise, sendo o capítulo quatro específico à variação da camada ativa na *Meseta Norte* e os capítulos cinco a sete referentes à variação da área total da Península Fildes, contemplando a superfície das áreas livres de gelo e da geleira Collins. O capítulo oito finaliza o estudo tecendo acerca das conclusões.

1.2. Contexto científico

Em toda a superfície da Terra, foi registrado na Península Antártica uma das maiores taxas de aquecimento a partir de 1950, com aumento de aproximadamente 0,5 °C por década (TURNER *et al.*, 2013). Na região da Antártica Marítima ocorrem as taxas mais acentuadas de mudanças climáticas em todo o planeta (TURNER *et al.*, 2005), condição que interfere no equilíbrio desse frágil ecossistema. No ecossistema antártico, as regiões localizadas nas menores latitudes, como o conjunto das Ilhas Shetland do Sul, estão entre as mais afetadas pelo aquecimento do ar superficial (SKVARKA e DE ANGELIS, 2003).

Os solos com permafrost cobrem cerca de 24% das superfícies expostas do planeta e possuem elevado potencial para emissão de gases de efeito estufa (SLAYMAKER e KELLY, 2007, BOCKHEIM, 2014). O permafrost é uma condição em que o solo permanece congelado por no mínimo dois anos e é sensível às variações climáticas (FRENCH, 2007). O permafrost é um componente essencial da criosfera terrestre por armazenar grande volume de carbono (CANNONE *et al.*, 2006; GUGLIELMIN *et al.*, 2008) e em decorrência da sensibilidade às variações climáticas

(KANE *et al.*, 2001) pode ocorrer o seu descongelamento e conseqüentemente, liberação de gases causadores do efeito estufa para a atmosfera. Entretanto, ao contrário do permafrost Ártico, o permafrost antártico é pobre em carbono e sua contribuição na emissão de gases de efeito estufa em escala global é menor (VIEIRA *et al.*, 2010). Neste contexto, monitorar o regime térmico da camada ativa, porção superficial do solo que faz contato com o topo do permafrost, é essencial para o monitoramento e compreensão dos impactos das mudanças climáticas sobre os ecossistemas da Antártica Marítima (ROMANOVSKY e OSTERKAMP, 2000).

Segundo Tatsch (2006), as alterações nos fluxos de radiação solar podem afetar a dinâmica da biosfera e as condições de vida na Terra. As alterações na Criosfera podem interferir na dinâmica do permafrost e nas geleiras, alterando a configuração dos ecossistemas da Antártica Marítima, suscitando conseqüências também no equilíbrio hídrico, na cobertura de neve e na configuração espacial da distribuição da vegetação (HOELZLE e HAEBERLZ, 1995).

O presente trabalho possui como proposta analisar a relação existente entre a variabilidade térmica da camada ativa e parâmetros meteorológicos e do ambiente em um sítio da Antártica Marítima. A proposta inédita visa analisar a dinâmica intra-anual e interanual de um ecossistema periglacial da Antártica Marítima a partir de dados provenientes do monitoramento contínuo de variáveis meteorológicas *in situ* e dados de sensores orbitais ativos e passivos, integrando dados de diferentes escalas.

1.3. Objetivos

O objetivo deste estudo é caracterizar a variabilidade térmica da camada ativa do permafrost em um transecto de 200 m na *Meseta Norte*, Península Fildes e relacionar com fatores meteorológicos e do ambiente local entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016.

Os objetivos específicos do estudo visam:

- (1) Caracterizar o regime térmico da camada ativa e identificar a influência exercida por fatores meteorológicos e do ambiente local na variabilidade térmica da camada ativa;
- (2) Delimitar e caracterizar as zonas superficiais da geleira Collins e das áreas livres de gelo da Península Fildes utilizando dados multitemporais do satélite TerraSAR-X;
- (3) Avaliar a influência exercida pela radiação global na distribuição da vegetação nas áreas livres de gelo; e
- (4) Quantificar e analisar os parâmetros morfométricos da Península Fildes.

1.4. Caracterização da área de estudo

A Península Fildes está localizada na região sudoeste da Ilha Rei George, arquipélago das Ilhas Shetland do Sul na Antártica Marítima (Figura 1.1) entre as latitudes 62°08' e 62°14' Sul e longitudes 58°51' e 59°02' Oeste.

Na região da Antártica Marítima, a Península Fildes e a Ilha Ardley estão entre os primeiros locais a apresentar grandes áreas expostas e livres de gelo após o último máximo glacial (CURL, 1980).

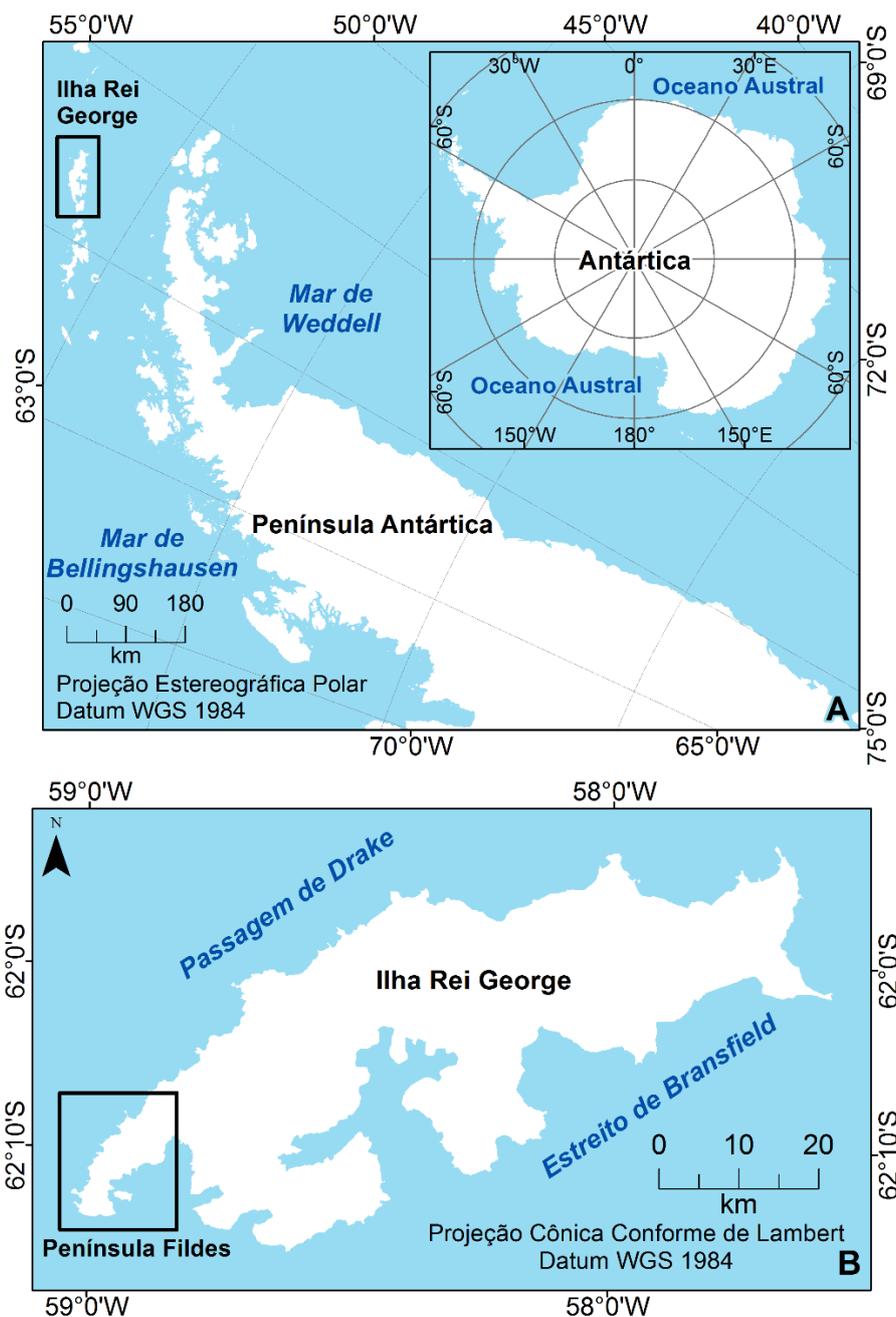


Figura 1. 1: (A) Localização da Península Antártica no continente antártico, com destaque para a localização da Ilha Rei George no extremo norte da Península Antártica. (B) Destaque para a localização da Península Fildes na Ilha Rei George.

A Península Fildes (Figura 1.2) possui 29,8 km² de área livre de gelo e possui a maior superfície livre de gelo da Ilha Rei George (MICHEL et al, 2014).

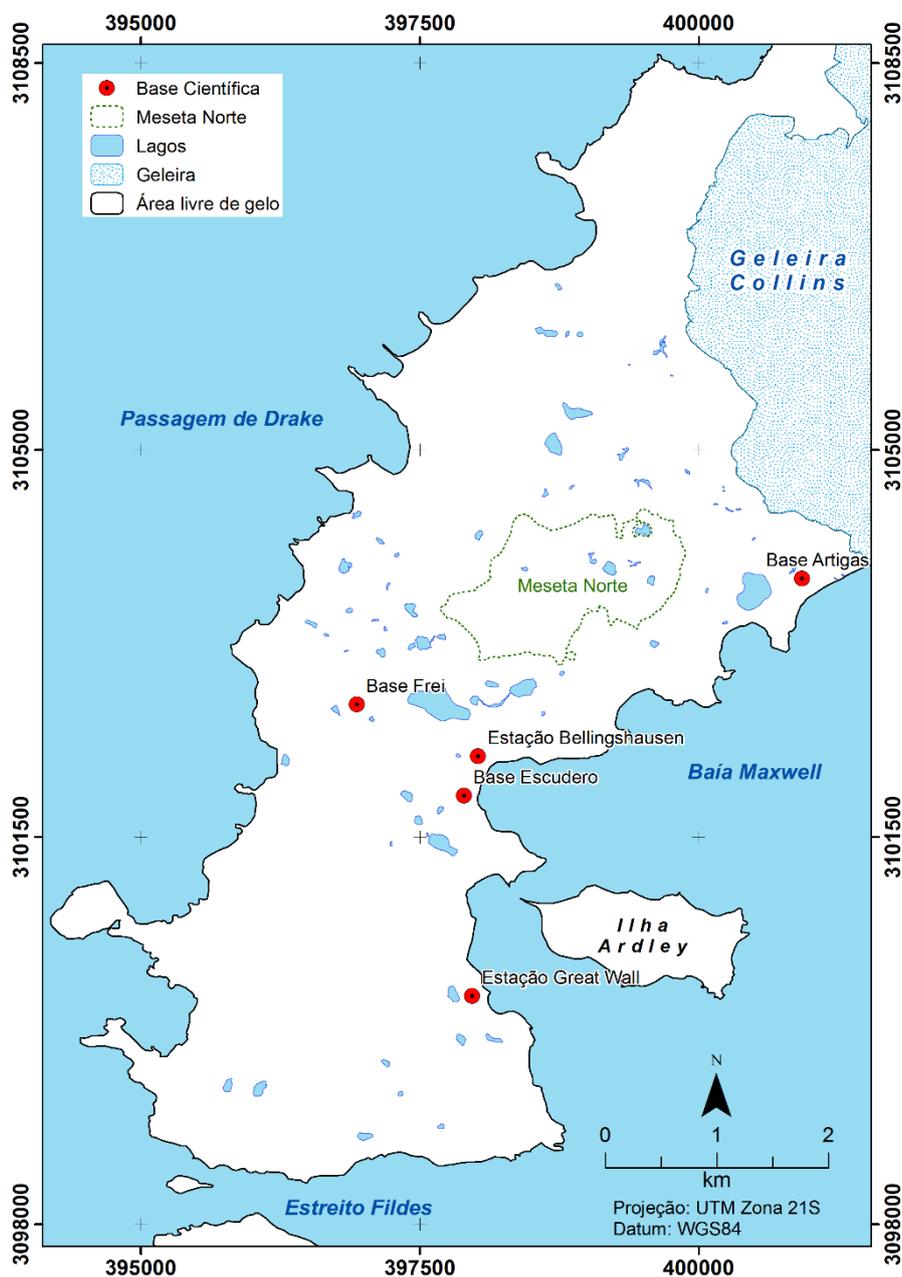


Figura 1. 2: Localização das feições fisiográficas existentes na Península Fildes.

Na Figura 1.2 a linha pontilhada verde exibe a área que abrange a *Meseta Norte* da Península Fildes. Esse local é um planalto crioplanado com encostas íngremes (LÓPEZ-MARTINEZ, 2012) e relevo suave ondulado e nele foi instalado o sítio de monitoramento ambiental. A paisagem da Península Fildes é composta predominantemente por superfícies erodidas, superfícies planas nos terraços marinhos

e superfícies elevadas no interior (CURL, 1980), configurando um conjunto de plataformas com relevo suave e ondulado.

A Península Fildes em sua vasta área livre de gelo possui diferentes características ambientais. A retração da geleira Collins resultou em áreas livres de gelo, havendo a transição de áreas mais antigas do início do recuo das geleiras, até o ambiente proglacial circunvizinho à geleira Collins resultante do recuo recente da geleira. De acordo com Michel (2014), nas áreas mais antigas ocorre predomínio de processos geomorfológicos periglaciais como solifluxão, crioturbação e nivação. O solo nas áreas livres de gelo possui relativo grau de desenvolvimento, mesmo com o incipiente processo pedogenético, principalmente se comparado com os padrões de desenvolvimento de solos em outras localidades da Antártica. Segundo Michel (2011), os tipos de solos predominantes na área de estudo são Criossolos, muitas vezes crioturbados (mistura de camadas do solo devido aos contínuos processos de congelamento e descongelamento). Também ocorrem em menores proporções Gleissolos com características gélicas. Os solos deste ambiente possuem pedogênese fortemente influenciada pela presença de fauna, sendo este em grande parte um fator preponderante para a colonização e o desenvolvimento da vegetação (MICHEL *et al.*, 2006). Outros elementos importantes para o desenvolvimento da vegetação são a configuração do relevo e o teor de umidade do solo (PETER *et al.*, 2008).

O clima na Península Fildes é do tipo polar marítimo, ventos fortes com direção predominante norte, noroeste e oeste (VIEIRA *et al.*, 2014), frequentes mudanças meteorológicas e temperaturas mais amenas. O clima marítimo frio e úmido possui temperatura do ar média anual de -2 °C, com a temperatura média do ar podendo ser durante o verão ligeiramente superior a 0 °C e no inverno raramente inferior a -12 °C (WEN *et al.*, 1994). A precipitação pluvial varia entre 350 e 500 mm durante o ano, com concentração durante o período do verão (ØVSTEDAL e SMITH, 2001).

Nessa região, a estação do inverno é o período com a maior intensidade na precipitação nival. Na região da Antártica Marítima, durante o verão ocorre o aumento da temperatura do ar e conseqüentemente amplia-se o derretimento da neve, que em conjunto com a água proveniente da precipitação pluvial e do degelo, formam diversos canais glaciofluviais. Os canais glaciofluviais, comuns nas áreas livres de gelo da Antártica Marítima durante o verão, possuem alta capacidade de modelar a geomorfologia dos ambientes periglaciais, resultando em conformações no relevo com formato "V".

CAPÍTULO 2: Referencial Teórico

2.1. Antártica Marítima, Ilha Rei George e Ambientes Periglaciais

A região da Antártica é dividida biogeograficamente em domínios da Antártica Continental, da Península Antártica e da Antártica Marítima (ØVSTEDAL e SMITH, 2001). A Antártica Marítima engloba toda a porção oeste da Península Antártica e os arquipélagos das Sandwich e Shetland do Sul. O arquipélago das Shetland do Sul é composto por 29 ilhas, dentre elas a Ilha Rei George (HALL, 2002).

Esta região tem apresentado grande interesse científico, principalmente devido ao aumento na temperatura do ar superficial ao longo da segunda metade do século XX (TURNER *et al.*, 2005; TURNER *et al.*, 2013) e o aumento da temperatura no mar de Weddell (ROBERTSON *et al.*, 2002) e Bellingshausen (MEREDITH e KING, 2005). Tendo sido registrado na Península Antártica desde 1950 aumento de 2,5 °C na temperatura do ar superficial (COOK *et al.*, 2005; TURNER *et al.*, 2005; TURNER *et al.*, 2013). A classificação climática de Köppen (1948) divide as regiões polares em dois domínios climáticos: o EF e o ET, sendo o E referente ao clima glacial, e o ET e EF às condições de clima de Tundra e polar respectivamente. O domínio EF é caracterizado por temperaturas médias mensais sempre negativas, enquanto no domínio ET, que engloba a região da Ilha Rei George, ocorre pelo menos um mês no ano com temperatura média positiva, porém menor que 10 °C (KÖPPEN, 1948). De acordo com Øvstedal e Smith (2001), a região da Antártica Marítima é caracterizada por um clima marítimo, frio e úmido, apresentando temperaturas médias mensais superiores a 0 °C durante o período do verão enquanto no inverno raramente atinge valores inferiores a -12 °C. A precipitação pluvial média anual nessa região varia entre 350 e 500 mm, com maior concentração durante o verão. A Ilha Rei George apresenta características do clima tipo ET, com temperatura do ar média anual de -2,8 °C, variando de -1,3 °C a 2,7 °C durante o verão e de -15,5 °C a -1,0°C no inverno (FERRON *et al.*, 2004). A existência e a colonização de espécies vegetais na região da Antártica Marítima só é possível devido a estas condições climáticas. Segundo Øvstedal e Smith (2001), as principais espécies de vegetação existentes nas áreas livres de gelo nas penínsulas da Ilha Rei George possuem tamanho e volume reduzidos, sendo compostas principalmente por briófitas, líquens e algas talosas.

Segundo Bremer (2008), em decorrência de sua localização na região de Baixa Pressão Circumpolar Antártica, o clima da Ilha Rei George é fortemente influenciado pela passagem de contínuos sistemas de ciclones, originados no Oceano Pacífico. Os

fortes ventos transportam ar mais quente e úmido do oeste devido a estes sistemas, resultando em precipitação pluvial durante o período do verão.

Os ambientes periglaciais ocorrem em regiões de altas altitudes e/ou altas latitudes (FRENCH, 2007), e estima-se que aproximadamente 35% das superfícies continentais do planeta possuem conformação periglacial (SLAYMAKER e KELLY, 2007). Nesse ambiente são constantes os ciclos de congelamento durante o inverno e de descongelamento durante o verão (SLAYMAKER e KELLY, 2007), além da predominância de intemperismo relacionados à ação do gelo e presença de permafrost (FRENCH, 2007).

Nestes ambientes, devido aos longos períodos de inverno intercalados com verões amenos, ocorre o congelamento de uma camada do solo que não degela por completo durante os meses do verão (FRENCH, 2007). Esta camada congelada, denominada permafrost, é um elemento fundamental no controle da dinâmica dos ecossistemas terrestres da Antártica (VIEIRA *et al.*, 2010). O permafrost é uma condição em que o solo permanece com a temperatura abaixo de 0°C continuamente por no mínimo dois anos, sendo muito sensível às mudanças climáticas (MULLER, 1943; VAN EVERDINGEN, 1998; HARRIS *et al.*, 2009). A Figura 2.1 exibe a ilustração das camadas de transição que configuram o solo com presença de permafrost.

O permafrost é um componente essencial da criosfera terrestre por armazenar grande volume de carbono (CANNONE *et al.*, 2006; GUGLIELMIN *et al.*, 2008) e em decorrência de sua sensibilidade às variações climáticas (KANE *et al.*, 2001) pode ocorrer seu descongelamento e conseqüentemente haver liberação de gases do efeito estufa para a atmosfera. Compreender o regime térmico e a dinâmica de variação da camada ativa do permafrost, é essencial para monitorar e avaliar os impactos do aquecimento da temperatura do ar sobre o funcionamento dos ecossistemas da Antártica Marítima (ROMANOVSKY e OSTERKAMP, 2000).

A Antártica Marítima possui um ecossistema dinâmico com a ocorrência de permafrost, gelo e neve superficial, sistemas glaciais e diversos tipos de feições geomorfológicas. Os solos das áreas livres de gelo na região das Ilhas Shetland do Sul são compostos predominantemente por terrenos jovens, oriundos de rochas vulcânicas e sazonalmente drenadas por canais intermitentes (BREMER, 2008). Segundo Bockheim (1997), a morfodinâmica destas áreas está associada aos processos físicos e químicos decorrentes do derretimento da neve e do gelo.

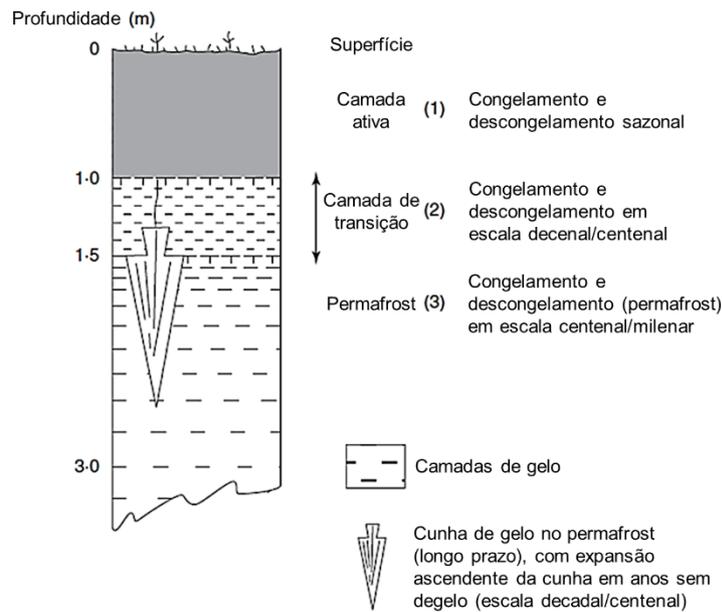


Figura 2. 1: Representação do solo por meio das três interfaces da camada ativa e do permafrost (Adaptado de French, 2007).

O permafrost está presente em quase todas as áreas livres de gelo da Antártica e abrange uma área de 49.500 km² (BOCKHEIM, 2014) englobando aproximadamente 0,36% da região antártica (VIEIRA et al., 2010). A distribuição do permafrost é controlada pelo clima, elevação, latitude, cobertura de neve e outros parâmetros do ambiente (BOCKHEIM, 2014). Nos ambientes periglaciais da Antártica Marítima, o permafrost é esporádico ou inexistente em altitudes inferiores a 20 m acima do nível do mar (a.n.m.), descontínuo entre 20 m e 40 m e contínuo em locais com altitude superior a 40 m a.n.m (BOCKHEIM e MCLEOD, 2008). O permafrost ha um metro de profundidade é contínuo a partir de 100 m de altitude, sendo que as características topográficas, o tipo de solo e a orientação das vertentes são os principais aspectos que afetam sua ocorrência e distribuição (BOCKHEIM e MCLEOD 2008). Através de observações de dois verões na Península Fildes e considerando o limite de dois metros de profundidade, Michel (2011) confirmou que a ocorrência e distribuição do permafrost seguem estas características determinadas pelas faixas de altitude.

De acordo com French (2007), as variações climáticas influenciam fortemente os ambientes periglaciais, podendo-se destacar os ciclos de ablação que tornam as camadas externas e frontais das geleiras mais susceptíveis ao derretimento, resultando no recuo de geleiras e plataformas de gelo. Em decorrência destas configurações, as geleiras localizadas na região da Antártica Marítima possuem a massa de gelo próxima

do ponto de fusão, resultando na ampliação das áreas livres de gelo e podendo transformar ecossistemas terrestres e a dinâmica do permafrost (Bremer, 2011).

2.1.1. Variabilidade térmica da camada ativa do permafrost

O permafrost, camada do solo em condição permanentemente congelada, possui uma camada superior denominada camada ativa, elemento fundamental em ambientes periglaciais. A camada ativa é a camada superior ao permafrost e passa por ciclos sazonais de congelamento e descongelamento (VAN EVERDINGEN, 1998; GUGLIELMIN, 2006; FRENCH, 2007). Na região da Antártica Marítima, a camada ativa está associada a ambientes de acumulação de rochas intemperizadas, campos pedregosos, morainas, solos poligonais e aos terraços marinhos soerguidos (BREMER, 2008).

Os ciclos da camada ativa seguem os padrões meteorológicos sazonais, havendo descongelamento no verão e congelamento durante o outono e inverno. O processo de descongelamento ocorre de forma intensa, enquanto o congelamento requer um tempo maior. Ambos os processos tendem a iniciar próximo à superfície e expandem-se para o interior da camada ativa em maiores profundidades (FRENCH, 2007). Durante o período de ablação, a camada ativa pode apresentar ciclos diários devido às variações meteorológicas diárias. A espessura da camada ativa pode variar temporalmente em decorrência das condições meteorológicas sazonais e anuais. Os elementos ambientais e meteorológicos exercem alta influência sobre a camada ativa, dentre eles destacam-se a temperatura do ar, saldo de radiação superficial, cobertura de vegetação, características da drenagem, cobertura de neve, teor de umidade e as características físicas e químicas do solo e das rochas (FRENCH, 2007).

Estudos de solos que possuem permafrost iniciaram na Rússia em 1906, mas a expansão ocorreu após a criação do *Cryosol Working Group* na década de 1980 (PEREIRA et al., 2014), e na década de 1990 com a rede de monitoramento do permafrost e da camada ativa na Antártica ainda era insuficiente (BOCKHEIM, 1995). No Ano Polar Internacional foram efetivados os projetos *Thermal State of Permafrost – International Network of Permafrost Observations* (TSP) e o *Antarctic and Sub-Antarctic Permafrost, Soils and Periglacial Environments* (ANTPAS) que foram essenciais para a expansão da rede mundial de monitoramento do permafrost. O TSP foi criado com o intuito de caracterizar o permafrost em nível global, incluindo a Antártica, enquanto o ANTPAS teve como objetivo a instalação de sítios de monitoramento com base no protocolo *Circumpolar Active Layer Monitoring* (CALM) (BOCKHEIM et al., 2006). O

projeto CALM foi criado na década de 1990 visando o monitoramento da camada ativa de forma contínua e em longo prazo.

Nas últimas décadas houve grande avanço no monitoramento do permafrost e camada ativa na região Antártica (VIEIRA et al., 2010). Nas Shetland do Sul, em decorrência do elevado número de estações científicas e devido à questão logística há um elevado número de sítios de monitoramento contínuo. Locais em que foram instalados sítios de monitoramento incluem a Ilha Rei George (ARAŽNY et al., 2013; ALMEIDA et al., 2014; MICHEL et al., 2014; ALMEIDA et al., 2016. CHAVES et al., 2017), Ilha Deception (GOYANES et al., 2014), Ilha Livingston (DE PABLO et al., 2013; OLIVA et al., 2017) e Ilha Signy (GUGLIELMIN et al., 2008). No continente antártico foram desenvolvidos estudos na Península (SCHAEFER et al., 2017 a) e no interior do continente Antártico (GUGLIELMIN, 2006; SCHAEFER et al., 2017 b).

2.2. Balanço de energia superficial

O Sol é a principal fonte de energia para a Terra e fornece aproximadamente 99,9% da energia que rege os processos atmosféricos no sistema Terra-atmosfera (AYOADE, 2002). A radiação proveniente do Sol engloba quase a totalidade dos comprimentos de onda do espectro eletromagnético (VIANELLO e ALVES, 1991), sendo que a maior porção abrange os comprimentos de onda entre 0,2 e 4 μm (VAREJÃO-SILVA, 2006). Segundo Barry e Chorley (2003), da radiação solar emitida, 8% compreende a faixa do ultravioleta (0,2 a 0,4 μm), 40% está na faixa do visível (0,4 a 0,7 μm) e 52% na região do infravermelho (0,7 a 1.000 μm). A Tabela 2.1 exibe os valores de comprimento de onda nas faixas do espectro eletromagnético que mais contribuem para o balanço de energia superficial.

Tabela 2. 1: Limites aproximados das faixas do espectro eletromagnético que mais contribuem para o balanço de energia superficial (Adaptado de Schowengerdt 2007).

Nome	Comprimento de onda (μm)	Fonte da radiação
Visível	0,4 – 0,7	Solar
Infravermelho próximo	0,7 – 1,1	Solar
Infravermelho médio	3 – 4 / 4,5 – 5	Solar / Termal
Termal	8 – 1000	Termal

A quantidade de radiação solar que incide no topo da atmosfera terrestre varia em função de quatro fatores: emissão solar, distância Sol-Terra, declinação solar e a duração da atividade fotovoltaica diária (BARRY e CHORLEY, 2003). A radiação que

incide na superfície terrestre varia em função da estação do ano, teor de dispersão e absorção de partículas atmosféricas e o ângulo solar zenital (DUBAYAH, 1994). Devido à órbita elíptica da Terra em torno do Sol, no mês de janeiro (verão austral) a Terra encontra-se no periélio, ponto mais próximo do Sol, resultando que a quantidade de energia solar recebida neste período seja superior à quantidade de radiação incidente durante o mês de julho (inverno austral), quando ocorre o afélio, posição da Terra mais distante do Sol (VIANELLO e ALVES, 1991; AYOADE, 2002; BARRY e CHORLEY, 2003).

O ângulo oblíquo formado no plano do equador considerando o eixo da Terra e a posição do Sol é denominado declinação solar (LIOU, 2002). A declinação solar afeta a incidência de radiação solar recebida ao longo do ano. A radiação que incide na superfície ao longo de um ano varia de zero a aproximadamente 500 Wm^{-2} nos polos e de 350 a 450 Wm^{-2} no equador, para uma potência de 1366 Wm^{-2} de radiação solar no topo da atmosfera (LIOU, 2002).

A radiação que incide na superfície terrestre sofre alterações decorrentes das variações na incidência no topo da atmosfera e pela atenuação ao atravessar a atmosfera terrestre (DUBAYAH, 1994). Segundo Barry e Chorley (2003), a radiação solar pode ser afetada pela atmosfera através de processos de reflexão, espalhamento, absorção e dispersão por partículas e gases.

A absorção da radiação por gases atmosféricos ocorre em alguns comprimentos de ondas, com aproximadamente 18% da radiação incidente sendo absorvida por moléculas de vapor de água e o ozônio na atmosfera (BARRY e CHORLEY, 2003). Para Vianello e Alves (1991), o vapor de água, o ozônio e o gás carbônico destacam-se como os principais responsáveis pela absorção da radiação na atmosfera; o ozônio absorve principalmente a radiação ultravioleta, enquanto o vapor d'água e o gás carbônico absorvem a radiação infravermelha.

A radiação solar incidente na superfície terrestre pode ser direta, quando incide diretamente na superfície sem interação com a atmosfera, ou difusa, quando a energia incidente interage com partículas atmosféricas (DUBAYAH, 1994). O somatório das radiações difusas e diretas é denominado radiação global.

Aproximadamente 30% da radiação incidente é refletida para o espaço, resultando em 70% de energia para aquecer a atmosfera e a superfície terrestre. A energia absorvida pela superfície é posteriormente irradiada como ondas longas (BARRY e CHORLEY, 2003).

A radiação solar refletida, varia de acordo com as propriedades da superfície, como o calor específico e o albedo (BARRY e CHORLEY, 2003). O albedo superficial de ambientes da criosfera é influenciado pela cobertura de nuvens, precipitação,

acumulação ou ablação e pelas características da superfície, como tamanho dos grãos de neve (BINTANJA e VAN DEN BROEKE, 1996). Segundo Slaymaker e Kelly (2007), a neve compactada possui albedo=0,9, resultando na reflexão da maior parte da radiação que incide nesse alvo. No caso de aumento da umidade e porosidade no pacote de neve, ocorre redução no albedo, variando entre 0,5-0,6 e 0,3-0,4 respectivamente (SLAYMAKER e KELLY, 2007). Diferentemente da neve, a superfície de rocha exposta e de solo possuem baixo albedo, variando entre 0,1-0,4 (SLAYMAKER e KELLY, 2007).

A radiação não refletida é absorvida pela superfície terrestre. Segundo Barry e Chorley (2003) a absorção e transmissão de calor no solo ocorre predominantemente por condução, sendo que a intensidade desse processo será influenciada pelo teor de umidade e a porosidade inerente aos diferentes tipos de solos. O ar é um fraco condutor de energia e a umidade tende a intensificar a condutividade, dessa forma, a superfície de solos arenosos e secos aquecem mais rapidamente se comparado aos solos argilosos e escuros (BARRY e CHORLEY, 2003). Outros elementos, como neve e água, apresentam absorção diferenciada, com taxas de 15% e 90% respectivamente, sendo que em solos congelados a condutividade térmica é maior (BARRY e CHORLEY, 2003). Na Ilha Rei George, local que possui solos escuros, o albedo é importante na dinâmica do balanço de energia, tendo em vista que sua redução aumentará a absorção da radiação e, conseqüentemente, o aquecimento do solo, podendo acarretar no descongelamento da camada ativa e o hidromorfismo do solo (BARRY e CHORLEY, 2003).

Segundo Kiehl e Trenberth (1997), o balanço de energia é determinado pelo saldo do fluxo de energia radiante em diferentes comprimentos de onda. O balanço de energia superficial em regiões frias é fortemente influenciado pela cobertura de neve, presença de vegetação, sazonalidade da radiação incidente, umidade do solo e da temperatura do ar atmosférico (LING e ZHANG, 2004). Também é intensamente influenciado pela cobertura de nuvens que impedem a penetração da radiação na superfície e tende a aquecer o sistema Terra-atmosfera de regiões polares (BINTANJA e VAN DEN BROEKE, 1996). O saldo de radiação pode apresentar variações significativas entre as estações em função das condições meteorológicas do ambiente (BINTANJA e VAN DEN BROEKE, 1996).

A Figura 2.2 ilustra o balanço de energia entre a atmosfera e a superfície terrestre. Este processo inicia com a entrada de radiação solar no topo da atmosfera, com parte da radiação sendo absorvida ou refletida por partículas atmosféricas, retornando ao espaço ou compondo a radiação que incidirá na superfície terrestre. A radiação que não sofre alteração em seu deslocamento incide diretamente sobre a

superfície, podendo ser absorvida ou refletida. A radiação de ondas curtas absorvida pela superfície será posteriormente emitida como energia na região espectral do infravermelho, sendo que a maior parcela da energia do infravermelho é absorvida pela atmosfera. Após a absorção dessa energia, a atmosfera irradia energia, que terá a maior parcela reabsorvida pela superfície, contribuindo para o aquecimento superficial e do ar, e a energia não absorvida por partículas atmosféricas é liberada para o espaço. Ainda ocorre transferência de fluxos turbulentos de energia por transferência de calor latente e de calor sensível. A transferência de calor latente causa a mudança de fase de um elemento, e, no ambiente antártico contribuirá principalmente para a fusão da neve/gelo e no processo de congelamento, além da evapotranspiração dos solos hidromórficos (BARRY e CHORLEY, 2003). A transferência de calor sensível contribuirá para alterar a temperatura dos corpos através da transferência de energia de um corpo com mais calor para um corpo com menos calor. Em condições de céu claro, ocorre a absorção máxima de radiação ao meio dia e o máximo de emissão de radiação pela superfície ocorrerá quando esta estiver mais aquecida (BARRY e CHORLEY, 2003). A diferença entre a radiação solar absorvida e a radiação emitida pela superfície será o saldo de radiação. O saldo de radiação em geral é positivo durante o dia, tendo em vista que a absorção da radiação é superior à emissão de radiação pela superfície, e durante a noite ocorre inversão, com superioridade de emissão de radiação pela superfície (BARRY e CHORLEY, 2003). Nas regiões de altas latitudes esse ciclo varia conforme o período do ano, já que durante o inverno a duração do dia é muito inferior à duração da noite.

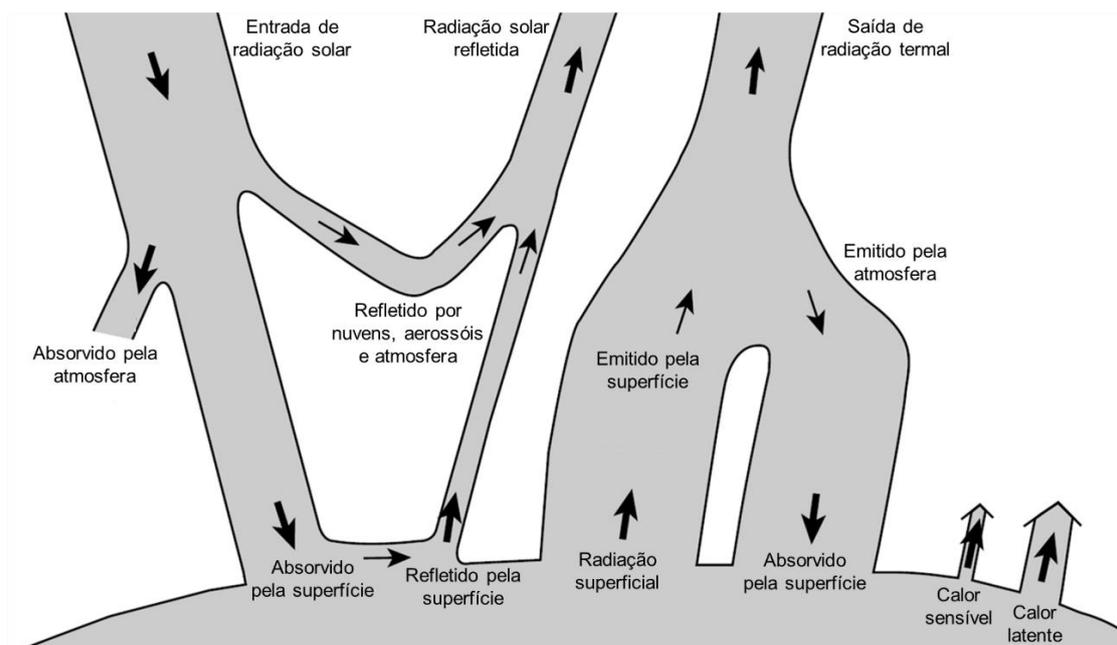


Figura 2. 2: Representação do balanço de energia na superfície terrestre e na atmosfera (Adaptado de Liou, 2002).

O saldo de radiação do balanço de energia é importante pois parte da energia usada nos processos de ablação são provenientes das radiações de ondas curtas e ondas longas (BINTANJA, 1995). O fluxo de energia no interior do solo nos ambientes periglaciais apresentam padrão diferenciado durante o verão decorrente do descongelamento da camada ativa, e devido à presença do permafrost que impede a drenagem, resultando no hidromorfismo temporário do solo (FRANCELINO et al, 2004), interferindo consideravelmente nos processos de transporte de calor, tanto na porção interna do solo quanto na superfície (YAO et al, 2011).

De acordo com Tubelis (1986), o saldo de radiação de ondas curtas (R_{OC}) é a diferença entre a radiação de ondas curtas incidentes na superfície terrestre e a radiação de ondas curtas refletida. O saldo de radiação de ondas curtas pode ser obtido através da equação:

$$R_{OC} = R_g (1 - R_r) \quad (2.1)$$

Onde R_g é a radiação solar global (Wm^{-2}) e R_r é a radiação refletida .

O saldo de radiação de ondas longas (R_{OL}) é a diferença entre a radiação de onda longa que incide na superfície e a radiação de onda longa emitida pela superfície terrestre (TUBELIS, 1986). O saldo de radiação de ondas longas é dado pela equação:

$$R_{OL} = R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} \quad (2.2)$$

Em que $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera (Wm^{-2}) e $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela superfície terrestre (Wm^{-2}).

O saldo de radiação total (R_n) é o somatório do saldo de radiação de ondas curtas e o saldo de radiação de ondas longas, podendo ser obtido por meio da equação:

$$R_n = R_{OC} + R_{OL} = R_g (1 - R_r) + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} \quad (2.3)$$

Outra importante informação para fins de monitoramento das variações superficiais em ambientes cobertos por neve é o albedo superficial (α). O albedo pode ser obtido por meio da equação:

$$\alpha = \frac{R_g}{1 - R_r} \quad (2.4)$$

Deve-se considerar que a estimativa do balanço de radiação de ondas curtas e ondas longas têm aproximadamente $20 Wm^{-2}$ de incerteza (BARRY e CHORLEY, 2003). Os ciclos de congelamento e descongelamento em ambientes com presença de

permafrost estimulam a ocorrência de fluxos turbulentos. O descongelamento contribui para o fluxo de calor latente nesse período (YAO et al, 2011), porém, a Equação 2.3 não individualiza os fluxos turbulentos de transferência de calor sensível e calor latente.

As configurações climáticas influenciam nas variações do permafrost através do balanço de energia superficial, tendo em vista que irá determinar a temperatura da superfície do solo e conseqüentemente a temperatura de suas camadas internas (CANNONE et al., 2006). Conforme Williams e Smith (1989), o balanço de energia superficial é influenciado por fatores como vegetação e cobertura de neve, sendo que ambos atuam como uma camada de tamponamento entre a atmosfera e o solo. Em relação à influência da cobertura de neve, quando a temperatura da superfície é inferior à 0 °C, ocorrem variações em $R_{L\uparrow}$ que tendem a ser inferiores às que ocorrem em $R_{L\downarrow}$. Isto é decorrente da capacidade térmica da cobertura superficial de neve/gelo, que impede variações rápidas (BINTANJA e VAN DEN BROEKE, 1996), principalmente no início do verão, período que há cobertura de neve na superfície da Península Fildes. Entretanto, esse padrão de tamponamento proveniente da cobertura de neve não ocorre nas áreas livres de gelo durante o verão, tendendo a apresentar maiores variações na temperatura média da superfície. A cobertura de vegetação interfere na variação térmica da camada ativa e da ablação. A neve sob áreas com vegetação possui taxas mais acentuadas de derretimento devido ao armazenamento adicional do calor físico dos elementos constituintes da vegetação (BARRY e CHORLEY, 2003). Para Cannone et al. (2006), a existência de cobertura no solo, principalmente vegetação, está entre os principais fatores capazes de modificar a distribuição e o regime térmico do permafrost.

Estudos têm sido desenvolvidos com o intuito de ampliar o conhecimento referente aos fenômenos climáticos nas regiões polares através da mensuração e determinação dos componentes do balanço de energia (VAN DEN BROEKE, 1996; REIJMER e OERLEMANS, 2002). Outros estudos visam analisar a relação existente entre a energia incidente e as taxas de ablação (ANDREASSEN et al., 2008), sendo possível destacar a elaboração de modelos que visam simular os efeitos da temperatura do ar na distribuição espacial do permafrost (HOELZLE e HAEBERLI, 1995).

2.3. Sensoriamento remoto utilizando dados SAR

O sensoriamento remoto é uma ferramenta importante no monitoramento de ambientes inóspitos e de difícil acesso. Estudos utilizando técnicas de sensoriamento remoto em regiões polares incluem o mapeamento de feições relacionadas à geomorfologia periglacial (FRANCELINO et al., 2004; GROSSE et al., 2005; KOCH et al., 2008; ULRICH et al., 2009; FISCHER et al., 2011; ANDRADE et al., 2014), análises

da distribuição espacial do permafrost (KÄÄB, 2008; KOCH et al., 2008; PANDA et al., 2010) e monitoramento da dinâmica de geleiras e da neve e gelo superficial (RAU et al., 2000 b; BREMER et al., 2004; LIU, 2006; ARIGONY-NETO et al., 2007; ARIGONY-NETO et al., 2009; POELKING et al., 2014).

A maioria dos sistemas passivos de sensoriamento remoto registram a energia eletromagnética proveniente do Sol refletida ou emitida pela superfície (SCHOWENGERDT, 2007). Os sistemas ativos de sensoriamento remoto independem da energia eletromagnética proveniente do Sol ou das propriedades termais da Terra, sendo capazes de gerar a própria energia eletromagnética, possibilitando a obtenção de informações da superfície terrestre em qualquer horário (JENSEN, 2009).

O processo de obtenção de dados através de um radar é composto por três etapas principais. Inicialmente, o sensor emite a energia eletromagnética na faixa das micro-ondas que propaga em direção à superfície, sendo pouco afetada pela atmosfera mesmo havendo cobertura de nuvens. Posteriormente, esta energia eletromagnética interage com a superfície, resultando no retroespalhamento e finalmente é registrada pelo receptor do sensor (JENSEN, 2009). Estudos utilizando produtos SAR para monitoramento de ambientes polares têm empregado dados obtidos na banda X e banda C (ALBRIGHT et al., 1998; RAU et al., 2000 a; BRAUN, 2001; ARIGONY-NETO et al., 2009, ANDRADE et al., 2015). A Tabela 2.2 contém as informações referentes aos comprimentos de onda das bandas C e X de radares imageadores.

Tabela 2. 2: Comprimentos de onda e frequências das bandas C e X de radares imageadores (Adaptado de Jensen, 2009).

Bandas do radar	Comprimento de onda (cm)	Frequência (GHz)
X (3,0 e 3,2 cm)	2,4 - 3,8	12,5 - 8
C (7,5; 6,0 cm)	3,9 - 7,5	8 - 4

O sensoriamento remoto por radar obteve grandes avanços após o desenvolvimento do sistema de radar com abertura sintética (*synthetic aperture radar* - SAR). O sistema SAR simula através da sintetização eletrônica uma antena de tamanho muito grande, ampliando a capacidade de extrair informações da superfície (JENSEN, 2009). As informações superficiais captadas pelo radar são de rugosidade e condutividade elétrica do alvo, sendo este atributo relacionado ao teor de umidade (MATHER, 2004).

A polarização é a orientação do vetor do campo elétrico em forma de ondas que é transmitido e posteriormente recebido (RICHARDS e JIA, 2006). A propagação da

energia eletromagnética utilizada pelo radar é feita a partir de uma onda que possui os vetores de campo elétrico e magnético, perpendiculares à direção de propagação. Quando o vetor do campo elétrico é paralelo à superfície terrestre, propagando em direção x , a onda é polarizada horizontalmente (H), enquanto os vetores do campo elétrico verticais à superfície, propagados na direção y são polarizados verticalmente (V).

De acordo com Freeman (1992), as imagens SAR na configuração bruta possuem erros na radiometria que são gerados no processo de obtenção pelo satélite. Esses erros são decorrentes principalmente das flutuações na potência dos sinais transmitidos, dos ganhos do receptor, de ruídos e do padrão de iluminação da antena. Para a elaboração de estudos quantitativos, que visam comparar séries temporais de imagens, dados adquiridos por diferentes sensores SAR e extrair dados geofísicos através dos valores de retroespalhamento, é necessário corrigir estes erros através da normalização radiométrica (FREEMAN, 1992).

Segundo Richards (2009), o *speckle* é um padrão que ocorre nos dados SAR aleatoriamente devido à natureza coerente das micro-ondas, resultando em interferências construtivas e destrutivas, gerando áreas com tons claros e escuros nas imagens. O *speckle* degrada a qualidade da imagem e dificulta a interpretação das feições superficiais. Utilizando técnicas de processamento de imagem como a filtragem, é possível reduzir o efeito do *speckle*, todavia, não é possível eliminá-lo por completo (RICHARDS, 2009). Uma característica da filtragem no domínio espacial é acarretar mudanças em todos os pixels da imagem, sendo importante escolher o tipo de filtro a ser utilizado de acordo com a informação que se busca destacar na imagem (RICHARDS e JIA, 2006).

2.3.1. Extração de informações superficiais da neve e gelo a partir de dados SAR

Estudos com o propósito de classificar os elementos da superfície em imagens SAR, a partir dos seus valores de retroespalhamento, foram desenvolvidos em diferentes áreas de estudo e conjunto de dados SAR (ALBRIGHT et al., 1998; RAU et al., 2000 a; ARIGONY-NETO et al., 2007; ARIGONY-NETO et al., 2009; ANDRADE et al., 2015). A partir de dados provenientes do satélite ALOS PALSAR e do sensor ETM+, Koch et al. (2008) analisaram as feições glaciais e periglaciais na Ilha Livingston, obtendo resultados que corroboram a importância do radar orbital na identificação e interpretação de diferentes superfícies de ambientes periglaciais. Em um trabalho semelhante, Rau et al. (2000 a) utilizaram dados ERS-1, ERS-2 e RADARSAT,

operando na banda C, para monitorar a cobertura de neve e gelo na Península Antártica, propondo a classificação de zonas superficiais de radar de neve e gelo.

A constante dielétrica é a capacidade do material conduzir energia elétrica, o que possibilita a mensuração e mapeamento de superfícies com diferentes teores de umidade (JENSEN, 2009). Segundo Massom (1991), a profundidade de penetração de uma onda com frequência de 6 GHz no gelo puro varia de 1 m a 2 m. Todavia, o sinal que retorna do gelo tende a ser dominado pelo espalhamento superficial e a intensidade dependerá da rugosidade do gelo e do comprimento de onda (MASSOM, 1991). A profundidade de penetração de ondas eletromagnéticas de 10 GHz a 40 GHz na neve variam de 1 m a 10 m (MASSOM, 1991). A Figura 2.3 ilustra a forma como ocorre a interação entre a energia eletromagnética proveniente do radar com diferentes coberturas superficiais de gelo.

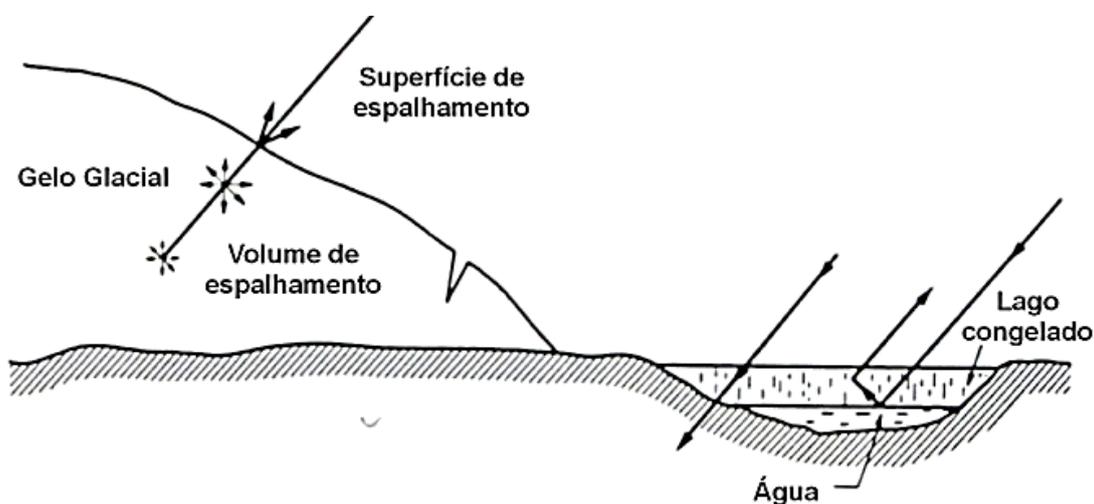


Figura 2. 3: Representação da interação da radiação na superfície de uma geleira e um lago congelado (Adaptado de Massom 1991).

Os sistemas SAR são capazes de identificar diferentes características na superfície de geleiras. Em relação à neve, a resposta espectral está relacionada a fatores como: teor de água livre, tamanho e formato dos grãos, presença de impurezas, espessura das camadas e rugosidade da superfície (BREMER et al., 2004).

Rau et al. (2000 a) consideram que a superfície das geleiras pode ser dividida em zonas de radar. Estas zonas são denominadas de Zonas de Geleiras Detectadas por Radar e a identificação e delimitação ocorrem a partir das características do retroespalhamento em cada zona superficial. Esta descrição das zonas de radar é uma adaptação das zonas propostas por Benson (1962) e posteriormente descritas por Paterson (1994). A divisão é composta por quatro zonas passíveis de detecção pelos sensores, definidas como: Zona de Radar de Neve Seca (ZRNS), Zona de Radar de

Percolação Congelada (ZRPC), Zona de Radar de Neve Úmida (ZRNU) e Zona de Radar de Gelo Exposto (ZRGE). Na Figura 2.4 está representada a delimitação das zonas de geleiras.

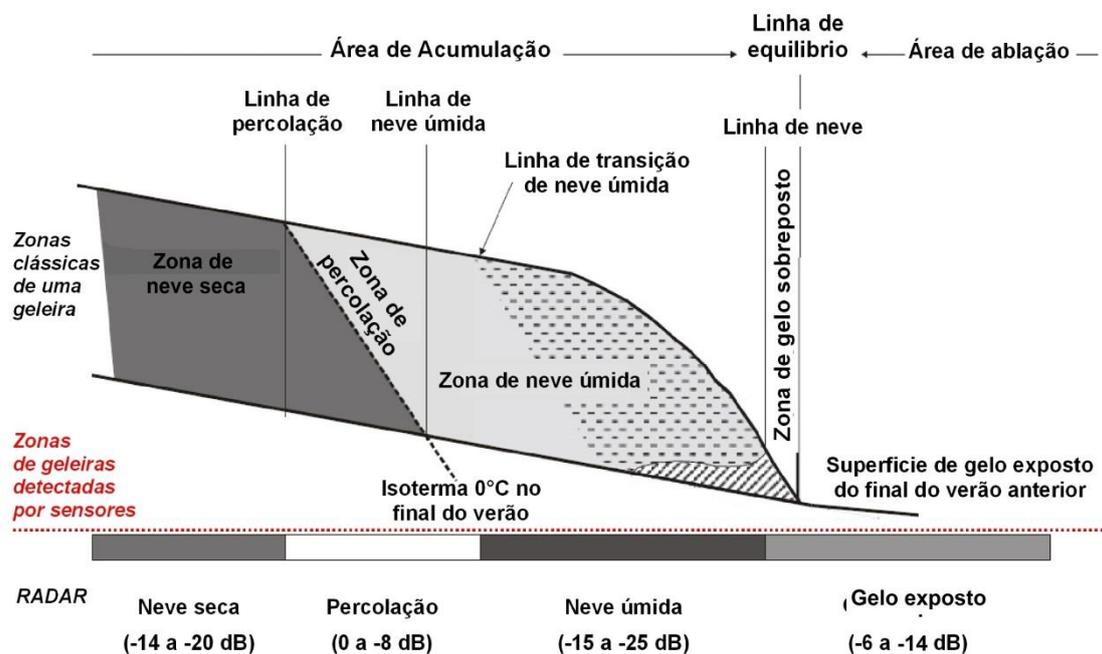


Figura 2. 4: Zonas de neve e gelo detectadas por sensores radar na banda C, polarização VV e os valores de retroespalhamento característicos de cada zona de radar na Península Antártica (Adaptado de Rau et al., 2000 a).

As ZRNS são restritas aos locais com grandes altitudes e onde a temperatura do ar superficial nunca é superior ao ponto de fusão (BRAUN, 2001). Devido à localização e às condições climáticas, não ocorre derretimento da neve e devido ao próprio peso e da ação do vento ocorre a compactação da neve precipitada (LIU et al., 2006). Os grãos de neve, de acordo com Partington (1998) são menores que 5 mm e as ZRNS nas imagens são caracterizadas por áreas com tons escuros, decorrentes do baixo retroespalhamento volumétrico (RAU et al., 2000).

Liu et al (2006) destacam que a ZRPC é caracterizada por grandes grãos de neve e camadas de gelo geradas devido ao processo cíclico de derretimento da neve e congelamento da água em redes de drenagem horizontais. Arigony-Neto (2006) considera que no processo de degelo na ZRPC a água irá percolar até uma determinada profundidade e será novamente recongelada, com o recongelamento dependendo da estrutura física onde a água percolada irá escoar. Se a estrutura for vertical, serão formadas glândulas de gelo. Entretanto, se a água atingir uma camada horizontal impermeável irá fluir lateralmente, formando camadas de gelo. Estas camadas de gelo

são responsáveis pelo alto retroespalhamento do radar, produzindo áreas com tons brilhantes nas imagens.

A ZRNU é extremamente dinâmica, ocorrendo com maior frequência em regiões com baixas altitudes e resultante do derretimento da neve durante o verão (RAU et al., 2000 a). A localização da zona de transição entre a ZRPC e a linha de neve úmida irá coincidir com a isoterma 0 °C, podendo apresentar variações que dependem das condições meteorológicas atuais e anteriores (RAU et al. 2000 a). Arigony-Neto (2006) aponta que a margem da ZRNU é chamada de firn, estágio intermediário entre a neve e o gelo, ou linha de neve, sendo que esta linha limítrofe em geral não é definida por uma demarcação distinta (BRAUN, 2001). Na ZRNU é característico o baixo retroespalhamento do sinal do radar, com áreas em tons escuros nas imagens. O baixo retroespalhamento é devido ao degelo (RAU et al., 2000 a), que amplia o conteúdo de água no pacote de neve e conseqüentemente reduz a intensidade do retroespalhamento (LIU et al., 2006). De acordo com Rau et al. (2000 a), no inverno, com a diminuição da temperatura da água ocorrerá novamente o congelamento, retornando ao padrão característico da ZRPC.

A porção de menor altitude de uma geleira configura muitas vezes a ZRGE, onde no período do verão toda a neve acumulada perdida por ablação e fusão (BRAUN, 2001). Na zona de gelo exposto, os valores médios de retroespalhamento se devem ao espalhamento da superfície do gelo densa e rugosa, variando de -9 dB a -13 dB. No início do inverno a cobertura de neve pouco metamorfoseada é transparente para o sinal do radar (BRAUN, 2001; ARIGONY-NETO et al., 2007). A delimitação dos limites da ZRGE é mais propícia a partir do final do verão ou início do inverno. Isso porque no período de fusão, a zona de radar ZRNU possui baixo retroespalhamento, enquanto no período de congelamento esta zona retorna a configuração de ZRPC, aumentando os valores de retroespalhamento e facilitando a distinção da ZRGE (RAU et al., 2000 a; BRAUN, 2001). Entretanto, mesmo no verão as diferenças de retroespalhamento entre a ZRNU e a ZRGE são suficientes para a clara separação entre as duas zonas (BRAUN, 2001).

2.3.2. Sistema TerraSAR-X

O satélite TerraSAR-X (TSX) é um satélite alemão para uso científico e comercial desenvolvido como resultado da cooperação entre o Centro Aeroespacial Alemão (DLR) e a indústria alemã Astrium (DLR, 2010). O projeto do satélite foi desenvolvido para operar na banda X de forma a ser capaz de obter imagens da superfície terrestre em diferentes modos (DLR, 2010).

O satélite TSX foi colocado em órbita no dia 15 de junho de 2007 e passou ao estado de plena operacionalidade a partir de 07 de janeiro de 2008 (DLR, 2010). As principais informações técnicas referentes ao satélite TSX são apresentadas na Tabela 2.3.

Tabela 2. 3: Especificações do satélite TerraSAR-X no modo SpotLight HS (Adaptado de DLR, 2010).

Data de lançamento	Junho 2007
Banda (comprimento de onda)	X (3 cm)
Ângulo de incidência	20° - 55° 15° - 60° (disponível)
Altitude da órbita (km)	514
Inclinação	97,44°
Resolução temporal (dias)	11
Extensão da cena (km)	5x10
Resolução espacial	Até 1 m
Resolução em range (m)	1,48 - 3,49
Resolução em azimute (m)	1,1 (polarização simples) 2,2 (polarização dupla)
Polarização	HH ou VV (simples) HV ou VH (dupla)
Modo	Stripmap

Os dados obtidos pelo satélite TSX são importantes para estudos voltados ao monitoramento de ambientes periglaciais e regiões polares. Utilizando dados TSX, Jezek et al. (2009) monitoraram os afluentes da rede de drenagem de geleiras no leste da Antártica, enquanto Strozzi et al. (2012) utilizaram dados TSX para extrair através de interferometria informações referentes à dinâmica de deslocamento da neve sazonal superficial em duas regiões no Alasca e Suíça. Na Península Fildes, Mora et al. (2017) avaliaram o potencial da banda X do TSX no mapeamento da distribuição superficial de pacotes de neve.

2.4. Sensoriamento remoto utilizando dados ópticos

Segundo Ponzoni e Shimabukuro (2007), a reflectância da folha está relacionada aos pigmentos de carotenóide e clorofila. Conforme Gates (1970), o comportamento espectral da folha é influenciado pela alta absorção nas regiões do azul (0,4 μm a 0,5 μm) e vermelho (0,6 μm a 0,7 μm) e pela redução da absorção no verde (0,5 μm a 0,6 μm), enquanto predomina a alta reflectância e transmitância no infravermelho

próximo ($0,7 \mu\text{m} - 1,5 \mu\text{m}$). Em torno de $0,7 \mu\text{m}$ ocorre acentuado aumento na reflectância, marcando a mudança de absorção da clorofila para a reflectância celular (BOWKER et al, 1985). A radiação eletromagnética contida na faixa de comprimento de onda entre $0,3$ e $2,5 \mu\text{m}$ é denominada de espectro reflexivo, possuindo a curva de reflectância, conforme demonstrado na Figura 2.5.

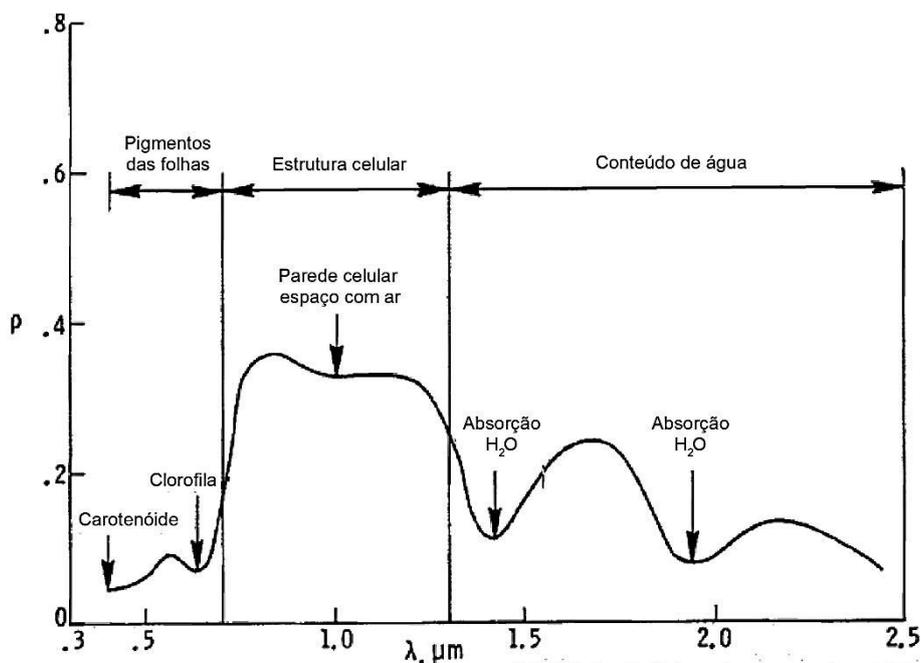


Figura 2. 5: Espectro de reflectância da vegetação verde e sadia (Adaptado de Bowker et al, 1985).

A reflectância do solo e de rochas não possui característica bem definida como na vegetação. De acordo com Moreira (2005), o parâmetro de reflectância da radiação do solo é influenciado por fatores como: óxidos de ferro, umidade, matéria orgânica, granulometria, mineralogia da argila e o material de origem. Ainda deve-se considerar que a cor do solo, a capacidade de drenagem interna do solo, a temperatura e a localização também podem interferir na reflectância. A proporção de energia refletida pelo solo será influenciada por todos estes fatores citados.

No ambiente, a água pode estar nos estados físicos sólido, líquido ou gasoso, ocorrendo em cada estado uma configuração distinta de absorção e reflectância da radiação eletromagnética (MOREIRA, 2005). As nuvens possuem elevada reflectância na região espectral do visível e do infravermelho próximo, enquanto a neve apresenta alta reflectância no espectro visível, tornando-se pouco reflexiva a partir de $1,4 \mu\text{m}$ (BOWKER et al, 1985). A Figura 2.6 apresenta a curva de reflectância da água nos três estados físicos.

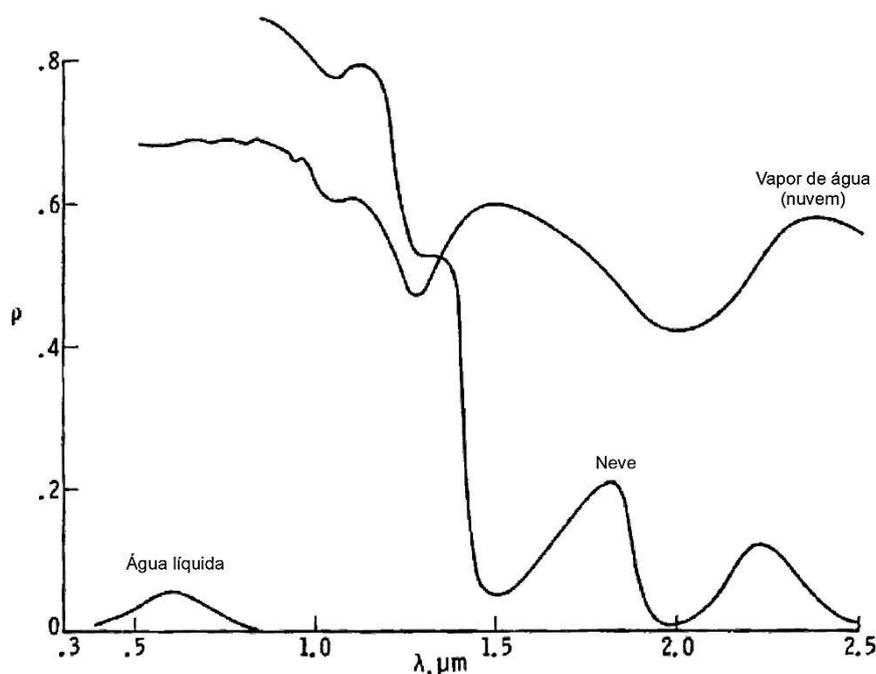


Figura 2. 6: Curvas de reflectância da água nos estados líquido, gasoso (nuvem) e sólido (neve) (Adaptado de Bowker et al, 1985).

Estudos desenvolvidos em ambientes polares e utilizando dados provenientes de sensoriamento remoto têm aumentado nas últimas décadas devido ao aprimoramento dos sistemas satelitais. Liu et al. (2006) utilizaram em conjunto dados SAR e ópticos para analisar a dinâmica da zona de neve úmida na Antártica continental, enquanto Ulrich et al. (2009) caracterizaram as superfícies geomorfológicas periglaciais no Ártico utilizando dados do sensor ETM+ do satélite Landsat e espectrômetros portáteis. Para analisar e mapear feições periglaciais na região noroeste da Sibéria e Ilhas Shetland do Sul, Grosse et al. (2005) e Koch et al. (2008) respectivamente, utilizaram dados provenientes de sensores ópticos.

2.4.1. Sistema QuickBird

Os sistemas passivos de sensoriamento remoto, incluindo os sensores ópticos, captam informações em diferentes comprimentos de ondas, como no visível e infravermelho. Estes sensores dependem da radiação proveniente do Sol e da radiação térmica infravermelha emitida pelos materiais na superfície terrestre (SCHOWENGERDT, 2007).

O satélite QuickBird foi desenvolvido através da parceria entre as empresas DigitalGlobe, Ball Aerospace & Technologies, Kodak e Fokker Space, tendo sido

lançado em outubro de 2001 (CELESTINO, 2007). O satélite QuickBird possui quatro bandas espectrais com resolução espacial de 2,44 m e uma banda pancromática com 0,61 m. Através da fusão entre a banda pancromática e as bandas multiespectrais, unindo a qualidade visual e as informações espectrais é possível ampliar a capacidade de discretização dos alvos superficiais. Em decorrência da baixa biomassa de vegetação na Península Fildes, composta predominantemente por líquens e musgos (PETER et al, 2008) a utilização da banda do infravermelho próximo do satélite QuickBird é importante na identificação de superfícies cobertas por vegetação nas áreas livres de gelo, possibilitando a classificação e distinção das áreas cobertas por líquens ou musgos (ANDRADE et al., 2014). As principais informações técnicas referentes ao satélite QuickBird são apresentadas na Tabela 2.4.

Tabela 2. 4: Principais características do satélite QuickBird (Adaptado de DigitalGlobe, 2006).

Data de lançamento	Out. 2001
Banda (λ μ m)	1 (0,45 – 0,52)
	2 (0,52 – 0,60)
	3 (0,63 – 0,69)
	4 (0,76 – 0,90)
	Pan (0,45 - 0,90)
Resolução espacial (m)	Pancromática – 0,61
	Multiespectral – 2,44
Resolução radiométrica (bits)	11
Resolução temporal (dias)	1 - 3
Altitude da órbita (km)	450
Largura da faixa (km)	16,5 (nadir)
Inclinação da órbita (graus)	97,2

2.5. Modelagem da morfometria do terreno e extração de informações topográficas

A configuração topográfica influencia de diferentes formas os ecossistemas, incluindo os ciclos de matéria e energia dos fenômenos físicos, químicos e biológicos (MENDES e CIRILO, 2001). Deste modo, a declividade do relevo pode influenciar consideravelmente nos padrões superficiais dos processos geomorfológicos, hidrológicos e pedológicos de um ambiente (PENNOCK et al., 1997).

Conforme Moore et al. (1991) o modelo digital do terreno (MDT) é uma representação composta por uma matriz de números referentes à distribuição espacial das elevações tomadas a partir de algum dado de uma paisagem. O MDT é gerado através de interpolação que pode ser feita a partir de dados de pontos altimétricos de

uma superfície, através de curvas de nível ou outros produtos que contenham dados altimétricos (HUTCHINSON e GALLANT, 2000).

A partir do MDT é possível extrair informações referentes aos atributos topográficos, como declividade, orientação das vertentes, curvaturas e forma do terreno (MOORE et al., 1991). Segundo Hutchinson e Gallant (2000) esses dados possibilitam a delimitação do fluxo de drenagens, descrição da morfometria e extração de atributos superficiais do relevo.

A classificação das configurações topográficas de uma superfície possibilita caracterizar as curvaturas planas, ou horizontais e o perfil das curvaturas, ou curvatura vertical (PENNOCK et al., 1997). A curvatura horizontal estima a convergência e divergência topográfica, permitindo a segmentação do relevo em formas divergentes, planares e convergentes (HUTCHINSON e GALLANT, 2000), possibilitando analisar o padrão de acúmulo de sólidos e água (VALERIANO, 2008). A curvatura vertical mede a taxa de variação do gradiente do relevo e está relacionada à forma do relevo, podendo ser convexo, retilíneo e côncavo (HUTCHINSON e GALLANT, 2000). Essa curvatura permite caracterizar alterações na velocidade e intensidade dos fluxos de transportes de materiais erodidos na superfície (HUTCHINSON e GALLANT, 2000). A partir da combinação das curvaturas horizontais e verticais é possível extrair informações da forma do terreno. Essa variável junto com a declividade, influenciam fortemente os processos de fluxos superficiais do local (DIKAU, 1990). As classes de forma do terreno são apresentadas na Figura 2.7.

		Curvatura horizontal		
		convergente	planar	divergente
Curvatura vertical	côncava			
	retilínea			
	convexa			

Figura 2. 7: Ilustração dos tipos de formas do terreno a partir da combinação das curvaturas verticais e horizontais (Fonte: Valeriano, 2008).

Segundo Valeriano (2008), a distinção das formas do terreno possibilita delimitar as áreas de máxima concentração e de acúmulo de escoamento, referente às superfícies côncavo-convergente. As formas convexo-divergente possuem padrão de máxima dispersão de escoamento, tendendo a ser locais mais secos e com maior propensão a solos rasos. As superfícies planares e retilíneas são as que apresentam o maior equilíbrio entre os eventos superficiais.

Outra importante informação passível de extração do MDT é a orientação das vertentes, também chamada de aspecto. Segundo Burrough e McDonnell (2011) a orientação da vertente pode ser segmentada em nove classes, compreendendo as direções N, NE, L, SE, S, SO, O, NO e uma classe representando superfícies planas, sendo os valores expressos em azimute e variando de 0° a 360°. Para Valeriano (2008), a orientação da vertente é um importante fator de influência no regime térmico superficial, devido às taxas de incidência da radiação solar, variando de acordo com a orientação. Para Pennock et al. (1997) as configurações da declividade e da curvatura do perfil podem ser identificadas em diferentes regimes de umidade nas encostas.

Na Antártica, a importância da orientação da vertente é ainda maior devido ao maior tempo de exposição à radiação solar nas vertentes orientadas para norte e os baixos valores de radiação incidente nas vertentes orientadas para sul (ANDRADE et al., 2014). Outro elemento importante nesse ambiente é a atividade eólica, já que o grau de intensidade eólica incidente em cada vertente será uma variável importante na modelagem da paisagem superficial das áreas livres de gelo (WUNDERLE et al., 1998).

2.6. Estimativa da radiação solar incidente na superfície

A estimativa da radiação solar que incide na superfície possibilita compreender as características de um ambiente, e tem sido amplamente usada, principalmente devido ao avanço das técnicas de modelagem computacional (DUBAYAH e RICH, 1995; PIERCE JR et al., 2005; BURROUGH e MCDONNELL, 2011; ANDRADE et al., 2014). Segundo Burrough e McDonnell (2011), a estimativa da radiação solar incidente na superfície é feita a partir da quantificação da energia solar que incide em cada vertente em função do dia e declinação solar.

Este método considera a latitude da área analisada, a geometria do relevo e o ângulo de incidência do Sol em cada período do ano (BURROUGH e MCDONNELL, 2011). A estimativa da radiação incidente inclui a soma das radiações diretas, difusas e refletidas (PIERCE Jr. et al., 2005). A radiação direta é uma função do ângulo solar zenital, fluxo solar no topo da atmosfera, transmitância atmosférica, ângulo

da iluminação solar na encosta e obstrução no céu, sendo que o ângulo zenital varia conforme a data (DUBAYAH e RICH, 1995).

Segundo Dubayah e Rich (1995), estimar a incidência de radiação difusa em uma vertente na superfície é complexo e envolve aproximação, variando em função da geometria solar, pressão (altitude), e dispersão e propriedades de absorção do ambiente. Para simplificar e padronizar a estimativa da incidência de radiação difusa, Dubayah e Rich (1995) assumem que a radiação difusa é proveniente de um céu isotrópico, ou seja, com intensidade de radiação uniforme.

Conforme Dubayah e Rich (1995), a radiação global que incide em uma vertente ($E \downarrow_v$) na superfície pode ser obtida através de:

$$E \downarrow_v = \left[V_d \bar{F} \downarrow (\tau_0) + C_i \bar{F} \uparrow (\tau_0) + \cos i S_0 \exp \left(-\frac{\tau_0}{\cos \theta_0} \right) \right] \quad (2.5)$$

Onde $V_d \bar{F} \downarrow (\tau_0)$ é a radiação difusa incidente, $C_i \bar{F} \uparrow (\tau_0)$ é a radiação refletida pela superfície e $\cos i S_0 \exp \left(-\frac{\tau_0}{\cos \theta_0} \right)$ é a radiação direta que incide na superfície. Os valores de V_d , C_i e $\cos i$ derivam do MDT e todos variam espacialmente.

A radiação solar incidente interfere no balanço energético e hídrico da superfície terrestre, influenciando na dinâmica de aquecimento do ar e da camada ativa, processos de evapotranspiração, fotossíntese, ventos e no derretimento da neve (FU e RICH, 2002). Para Pereira e Putzke (1994), a radiação proveniente do Sol está entre os principais elementos para o desenvolvimento de comunidades vegetais na região da Antártica Marítima. As taxas de radiação global incidentes na Península Fildes variam ao longo do ano, e por esta razão, é adequado estimar a radiação global incidente por períodos de acordo com as estações do verão, outono, inverno e primavera (ANDRADE et al., 2014). Esta divisão possibilita avaliar as estações do ano que apresentam valores de radiação solar propícios e não propícios para o desenvolvimento das comunidades vegetais. Entretanto, Andrade et al. (2014) ressaltam que essa técnica possui limitações em decorrência das estimativas serem referentes a potenciais máximas e são geradas a partir de simulações de cenários que não consideram variações que ocorrem nos componentes atmosféricos, não sendo considerado o grau de cobertura de nuvens e dias com nebulosidade.

CAPÍTULO 3: Material e Métodos

3.1. Sítio de monitoramento contínuo e coleta de dados

Para a instalação do sítio de monitoramento e coleta dos dados ocorreram três expedições científicas. Na primeira atividade de campo que ocorreu em janeiro de 2014 foi feita a instalação do sítio de monitoramento. Posteriormente, em janeiro de 2015 e fevereiro de 2016 ocorreram respectivamente a segunda e terceira atividade de campo.

O sítio de monitoramento está localizado em 62° 10,807' S e 58° 56,593' W e 111 m a.n.m. Os sensores foram instalados para monitorar continuamente a variabilidade térmica e umidade relativa da camada ativa, fluxos de radiação de ondas curtas e ondas longas na superfície, presença de neve superficial e temperatura do ar.

Em um transecto de 200 m de comprimento foram instalados 30 sensores minidataloggers de temperatura modelo KT-20-L (*KIMO Instruments*), capazes de operar em temperaturas entre -40 °C e +85 °C e com resolução de 0,5 °C. Foram demarcados 10 pontos com equidistância de 20 m, e em cada ponto foram instalados sensores de temperatura em diferentes profundidades (5 cm, 20 cm e 35 cm), no interior de um cano pvc com 20 mm de diâmetro como mostra a Figura 3.1. Estes sensores captam dados de forma independente e efetuam leituras a cada quatro horas. A periodicidade de leituras do conjunto de sensores foi programada considerando a capacidade de 8192 leituras para cada minidatalogger. Com esta periodicidade é garantido que os sensores coletarão dados durante os dois anos de monitoramento.

Para o monitoramento da umidade relativa da camada ativa foi instalado um reflectômetro modelo CS655 (*Campbell Scientific*) que quantifica o teor de umidade volumétrica da camada ativa. O sensor de umidade foi instalado com 35 cm de profundidade. O sensor foi programado para realizar coleta horária do conteúdo de umidade volumétrica e temperatura da camada ativa.

Para monitorar o fluxo de energia na superfície foi instalado um saldo-radiômetro modelo CNR4 (*Kipp & Zonen-Campbell Scientific*). O sensor CNR4 está fixado com altura de 1,80 m em relação à superfície e coleta dados horários de: radiação global e radiação refletida, radiação de onda longa emitida pela atmosfera e pela superfície, temperatura do ar e o saldo de radiação total. O local onde o sensor foi instalado possui topografia plana, garantindo a coleta do fluxo de radiação solar incidente sem haver interferência de sombras de feições do relevo. O saldo-radiômetro possui dois sensores piranômetros que mensuram as radiações de ondas curtas (0,305 µm a 2,8 µm) e dois sensores pirgeômetros que mensuram as radiações de ondas longas (4,5 µm a 42 µm). Possui aproximadamente 180° no campo de visão através de duas cúpulas que

impedem o acúmulo de gotas de água em sua superfície. Uma cúpula está direcionada para cima e outra para baixo, e em cada cúpula há um piranômetro e um pirgeômetro. O piranômetro superior mensura a radiação solar global, enquanto o piranômetro inferior a radiação solar refletida. Também será mensurado o albedo superficial, variável que possibilitará detectar a presença de neve na superfície e suas características ao longo do tempo.

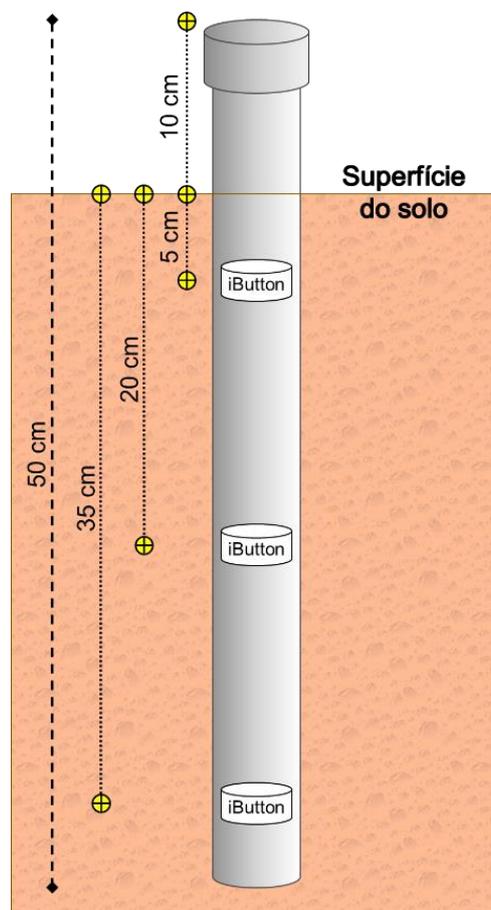


Figura 3. 1: Representação de como foram instalados os sensores de monitoramento da temperatura da camada ativa com profundidades de 5, 20 e 35 cm.

Esse estudo também conta com um sítio de monitoramento contínuo da temperatura do ar instalado no mesmo local desde 2012. Este sistema é composto por um sensor de temperatura do ar modelo 107 (*Campbell Scientific*) instalado há 1 m da superfície do solo.

Os dados coletados pelos sensores foram armazenados em um *datalogger* modelo CR1000 (*Campbell Scientific*) que está conectada a uma bateria PowerSafe SBS C11F, desenvolvida para ambientes frios e que possui durabilidade de até 2 anos

no ambiente. A Figura 3.2 exibe a localização da área onde foi instalado o sítio de monitoramento contínuo da superfície da *Meseta Norte* na Península Fildes.

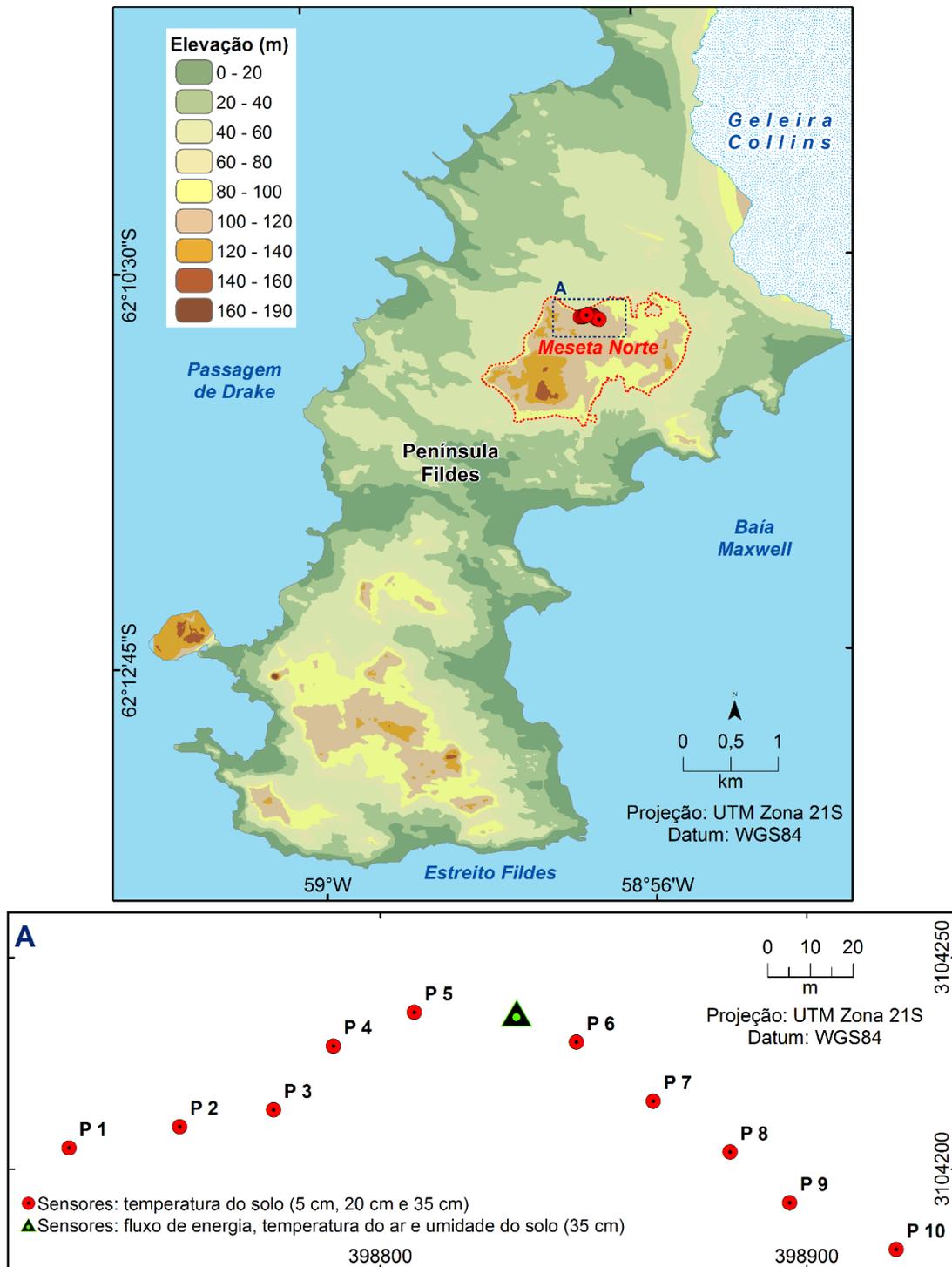


Figura 3. 2: (a) Antártica; (b) parte da Península Antártica e Ilhas Shetland do Sul com destaque na Ilha Rei George; (c) Península Fildes com destaque na localização do sítio de monitoramento contínuo; e (d) distribuição dos sensores que compõem o sítio de monitoramento contínuo.

Além dos dados coletados pelo sítio de monitoramento, foram utilizados os dados meteorológicos coletados entre 1968 e 2015 pelo serviço meteorológico russo na

Estação Bellingshausen (62° 11,912' S e 58° 57,569' W e 15,4 m a.n.m.). Esta estação também está localizada na Península Fildes há uma distância de 2,2 km do sítio de monitoramento na Meseta Norte.

O conjunto de dados utilizados nesse estudo são exibidos na Tabela 3.1. Nessa tabela são apresentados os parâmetros que foram monitorados, bem como a periodicidade, referente à quantidade de dados que foram coletados e também o período que os dados serão coletados.

Através do conjunto de dados gerado será possível estimar a variabilidade térmica da camada ativa, o balanço de energia superficial e caracterizar a variabilidade temporal da cobertura de neve superficial no período de ablação.

Tabela 3. 1: Parâmetros mensurados e utilizados nesse estudo. A coluna “Frequência” exibe o intervalo de coleta de dados e a coluna “Período” exibe o período de obtenção dos dados.

Parâmetro	Instrumento	Acurácia / Resolução	Altura/ Profundidade	Frequência	Período de observação
R_g	CNR4	± 10 %	1,80 m	1 hora	2014-2016
$R_{L\uparrow}$	CNR4	± 10 %	1,80 m	1 hora	2014-2016
$R_{L\downarrow}$	CNR4	± 10 %	1,80 m	1 hora	2014-2016
R_r	CNR4	± 10 %	1,80 m	1 hora	2014-2016
Albedo	CNR4	± 10 %	1,80 m	1 hora	2014-2016
T °C ar	107	± 0,2 °C	1,00 m	1 hora	2014-2016
T °C camada ativa	KT-20-L	± 0,5 °C	5, 20, 35 cm	4 horas	2014-2016
Umidade relativa camada ativa	CS655	± 3 %	35 cm	1 hora	2014-2016
Variação das zonas superficiais	TerraSAR-X	1 m	-	5 cenas	2014-2016 (verão)
Insolação	Estação Bellingshausen	-	-	Mensal	1986-2016
Nebulosidade	Estação Bellingshausen	-	-	Mensal	1986-2016
Precipitação	Estação Bellingshausen	-	-	Mensal	1986-2016
Pressão Atmosférica	Estação Bellingshausen	-	-	Mensal	1986-2016
T °C do ar	Estação Bellingshausen	-	-	Mensal	1986-2016
T °C superfície do solo	Estação Bellingshausen	-	-	Mensal	1986-2016
Umidade do ar	Estação Bellingshausen	-	-	Mensal	1986-2016
Vento Velocidade	Estação Bellingshausen	-	-	Mensal	1986-2016
Vento Direção	Estação Bellingshausen	-	-	Mensal	1986-2016

R_g - radiação global; *R_r* - radiação refletida; *R_{L↓}* - radiação de onda longa emitida pela atmosfera; *R_{L↑}* - radiação de onda longa emitida pela superfície

Algumas dificuldades foram encontradas no sítio de monitoramento durante o desenvolvimento desse estudo. Foi utilizado silicone para selar os canos de pvc que protegem os sensores KT-20-L, e no transcorrer do monitoramento constatou-se que 6 tampas foram danificadas (possivelmente por skua, ave comum na Ilha Rei George). O dano nas tampas interrompeu o monitoramento da temperatura nas profundidades de 5 cm e 20 cm. A Tabela X exibe o período de aquisição de dados de temperatura em cada ponto no transecto. Outra dificuldade encontrada foi com a haste de ferro galvanizado utilizada para fixar o sensor CNR4. Esta haste foi confeccionada com três seções rosqueáveis devido ao tamanho, porém, em função das condições meteorológicas e elevada amplitude, ocorreu a quebra nas roscas, tendo sido necessário substituir a haste por uma outra haste inteira e sem roscas.

Tabela 3. 2: Pontos do transecto que houve interrupção no monitoramento da temperatura nas profundidades de 5 cm e 20 cm devido à falha no sistema de fixação nos canos de pvc.

	Data da interrupção
P1	20/02/2015
P3	25/01/2015
P4	05/02/2015
P5	31/07/2015
P7	18/02/2015
P10	07/12/2015

3.2. Trabalhos de campo

No verão 2013/2014 ocorreram as atividades do trabalho de campo 1, sendo que durante este período, a estação chilena Prof. Julio Escudero (62° 12,080' S e 58° 57,835' W) forneceu apoio logístico. Neste período foi instalado o sítio de monitoramento.

Nos trabalhos de campo 2 (verão 2014/2015) e 3 (verão 2015/2016) ocorreram as coletas dos dados registrados entre 2014 e 2016. Nesses momentos também ocorreram as manutenções do sítio de monitoramento, principalmente com a troca das baterias. Estas atividades contaram com a cooperação logística da base Uruguiaia Artigas (62° 11,063' S e 58° 54,261' W).

Durante o trabalho de campo 3 foram obtidas três cenas do satélite TerraSAR-X. Neste período também foram coletadas informações qualitativas acerca dos padrões físicos da neve superficial, bem como de áreas com maior umidade superficial e

descrição das geoformas das áreas abrangidas no estudo. Essas informações foram usadas nos procedimentos de extração de dados das imagens.

3.3. Análise da dinâmica térmica da camada ativa

Os dados coletados pelo sítio de monitoramento fornecem informações acerca da variabilidade térmica e hídrica da camada ativa. Também foram coletadas amostras integrais no perfil do solo para proceder as análises físicas e químicas em laboratório. Além da determinação do teor de umidade do solo via sensores, a umidade também foi obtida a partir do método de ensaio. Para tal foram utilizados cadinhos de porcelana secos em estufa para armazenar as amostras úmidas. Fez-se a leitura do peso das amostras úmidas e posteriormente foram armazenadas em estufa a temperatura de 65 °C durante 40 horas contínuas. Após retirar as amostras secas foram feitas novas leituras de seus respectivos pesos. A determinação da matéria orgânica do solo foi feita por perda de massa do solo via incineração e aquecimento, resultando na oxidação do carbono orgânico do solo (WALKLEY & BLACK, 1934).

A determinação do padrão textural do solo foi feita via dispersão mecânica lenta em água destilada (pH 10), por peneiramento e pesagem para as frações de areia grossa e areia fina, e por sedimentação para as frações de silte e argila (RUIZ, 2005). A especificação mineralógica das frações areia, silte e argila foi feita a partir da coleta de amostras de terra fina seca ao ar (TFSA) nos horizontes representativos dos três perfis. As amostras TFSA em conjunto com água deionizada foram agitadas por um intervalo de 16 horas. Por meio do peneiramento a fração areia foi separada, enquanto as frações silte e argila foram segmentadas por centrifugação utilizando como dispersante químico uma solução de Na_2CO_3 com pH=9,5 (JACKSON, 2005).

O índice Frost Number (FN) foi elaborado para inferir acerca da presença ou ausência de permafrost através de cálculos que consideram os Graus Dias de Congelamento e os Graus Dias de Descongelamento do solo (NELSON e OUTCALT, 1987). O valor FN indica a posição geográfica dos limites das regiões que apresentam a condição para existência do permafrost, podendo ser de permafrost contínuo ($FN \geq 0,67$) permafrost descontínuo ($0,67 > FN \geq 0,6$), permafrost esporádico ($0,6 > FN \geq 0,5$) e ausência de permafrost ($FN < 0,5$). O índice FN é obtido a partir da equação:

$$FN = \frac{FDD_+^{0,5}}{FDD_+^{0,5} + TDD^{0,5}} \quad (3.1)$$

Onde:

FDD: Graus Dias de Congelamento (°C dia);

TDD: Graus Dias de Descongelamento (°C dia); e

FN: Frost number e varia entre 0 e 1.

O fator-N (N_f) foi estimado através da razão entre o somatório dos Graus Dias de Congelamento da temperatura do solo e da temperatura do ar mensurado na superfície. O índice N_f pode variar de 0 a infinito, com os valores próximos de 1 indicando pequena diferença entre os produtos graus dias das temperaturas do solo e do ar, enquanto valores inferiores à 1 indicam que a temperatura do ar está superior à temperatura no solo (KLENE et al., 2001). Através de N_f é possível avaliar as condições do solo, sendo que N_f próximo de 0,5 indica condições de solo úmido e valores próximos de 1,0 apontam condição de solo seco (BARRY e GAN, 2011). A estimativa de N_f foi feita utilizando a equação abaixo:

$$N_f = \frac{FDD_s}{FDD_a} \quad (3.2)$$

Onde:

FDD_s : Graus Dias de Congelamento para a temperatura da superfície do solo.

FDD_a : Graus Dias de Congelamento para a temperatura do ar.

O estudo da dinâmica térmica e hídrica da camada ativa foi feito utilizando os dados coletados pelos sensores de temperatura KT-20-L, e de umidade CS655. A Figura 3.2-D exibe a disposição dos 30 sensores de temperatura da camada ativa que foram instalados ao longo dos 10 perfis no transecto. As características do ambiente ao longo do transecto se diferencia e por isso é esperado que ocorram diferenças nas temperaturas mensuradas. A área onde estão instalados os pontos T1 a T5 é caracterizada por um solo que durante o período de ablação apresenta acentuado hidromorfismo temporário, havendo pontos que ocorrem afloramento de água em 15 cm de profundidade. Na outra extremidade, a área onde estão os sensores T8, T9 e T10 possui a superfície ligeiramente mais elevada (≈ 1 m a 2 m), impedindo que a drenagem intercepte esses pontos, resultando em solos com menor teor de umidade e significativa cobertura de líquens na superfície. De forma geral, o horizonte AB do solo na área de estudo é frequentemente afetado por processos de crioturbação (MICHEL et al., 2014).

A dinâmica térmica da camada ativa varia sazonalmente (BOCKHEIM e HALL, 2002; VIEIRA et al. 2010; MICHEL et al. 2014), sendo, portanto, necessário que também ocorram análises mensais e por estações do ano. A avaliação das variações diárias foi feita com base na metodologia proposta por Guglielmin et al. (2008), onde a série de dados de temperatura da camada ativa foi classificada diariamente conforme as condições térmicas predominantes em cada profundidade nos pontos do transecto. Essa classificação foi dividida em 4 classes: dia de descongelamento, dia de congelamento, dia isotérmico e dia de congelamento-descongelamento.

Conforme Guglielmin et al. (2008) o dia de descongelamento é caracterizado pela condição em que todas as medições de temperatura da camada ativa são positivas e com pelo menos uma leitura superior à 0,5 °C. O dia de congelamento possui todas as medições de temperatura da camada ativa com valores negativos e com pelo menos uma leitura inferior à -0,5 °C. Os dias de descongelamento e de congelamento indicam se a umidade do solo está em estado líquido ou sólido. O dia isotérmico possui todos os registros de temperatura variando entre $\pm 0,5$ °C, indicando que a energia presente no solo está sendo utilizada na alteração de fase do conteúdo de água no solo, seja no período de descongelamento ou de congelamento, produzindo o efeito de cortina zero (*zero curtain*) (OUTCALT et al., 1990). O dia de congelamento-descongelamento apresenta variações de temperaturas negativas e positivas, com pelo menos um valor superior ou inferior a $\pm 0,5$ °C, podendo ocorrer ciclos de congelamento ou de descongelamento no solo.

As condições de descongelamento e congelamento da camada ativa são importantes na dinâmica do permafrost, e por essa razão, os dados diários também foram classificados conforme os índices Graus Dias de Congelamento (FDD) e Graus Dias de Descongelamento (TDD) (GUGLIELMIN et al., 2008). Neste método é feita a soma cumulativa das temperaturas médias diárias acima de 0 °C de toda a série de dados determina o grau de descongelamento (TDD), e a partir da soma cumulativa das temperaturas médias diárias inferiores a 0 °C foi determinado o grau de congelamento (FDD). A partir dessas classificações é possível avaliar as variações e os padrões térmicos da camada ativa, incluindo a duração e magnitude da estação fria e inferir acerca do ganho de energia no solo.

Para compreender a influência do balanço de energia superficial nas variações térmicas da camada ativa, foi necessário analisar o fluxo de calor na porção interna do solo. A estimativa do fluxo vertical de calor no solo foi feita a partir da difusividade térmica aparente (ATD) proposta para solos de Tundra (MCGAW et al., 1978). Esta estimativa é feita a partir da utilização de dados de temperatura de diferentes profundidades do solo, possibilitando verificar o gradiente térmico nos perfis, tendo sido adotado nesse estudo de 5 a 35 cm. A estimativa da ATD é obtida a partir da equação adaptada por Michel et al. (2014):

$$ATD = \left(\frac{\Delta Z^2}{2\Delta t} \right) \times \left(\frac{[T_i^{j+1} - T_i^{j-1}]}{[T_{j,i-1}^i - 2T_j^i + T_j^{i+1}]} \right) \quad (3.3)$$

onde, ATD é a difusividade térmica aparente (m^2s^{-1}), ΔZ é o incremento espacial (m), Δt é o incremento temporal (s), T é a temperatura interna (°C), j é a posição temporal e i

é a profundidade. Este procedimento avalia o fluxo de energia no perfil, sendo que as estimativas serão feitas para cada hora nas profundidades intermediárias dos perfis, e os valores médios serão calculados para cada dia da série temporal.

Após essa série de análises, foi possível estimar a espessura da camada ativa (ALT) utilizando o método proposto por Guglielmin (2006) que utiliza as medições de temperatura mais profundas. A ALT indica a espessura máxima atingida pela isoterma 0 °C no final da estação de descongelamento. Foi feita a interpolação linear da temperatura com 35 cm de profundidade, alcançando através dessa operação a profundidade para que a temperatura do gradiente térmico seja 0 °C.

Através das análises de variações térmicas no solo foi possível avaliar os padrões de variação mensal e sazonal, além da relação entre essas variações com os dados de fluxo de radiação na superfície. Estas análises possibilitarão verificar o grau de conectividade entre as variações temporais.

3.4. Estimativa do balanço de energia superficial

O balanço de energia superficial foi estimado a partir dos dados coletados pelo saldo-radiômetro CNR4. Os dados coletados pelo piranômetro foram utilizados para calcular o saldo de radiação de ondas curtas (Equação 2.1) e para calcular o albedo superficial (Equação 2.4). O pirgeômetro inferior, direcionado para a superfície, mensura a radiação emitida pela superfície terrestre, enquanto o pirgeômetro direcionado para cima mensura a radiação emitida pela atmosfera. Os dados coletados pelo pirgeômetro foram utilizados para quantificar o saldo de radiação de ondas longas (Equação 2.2). Após a quantificação do saldo de radiação de ondas curtas e ondas longas, estes dados foram utilizados para estimar o saldo de radiação total na superfície ao longo do período monitorado (Equação 2.3).

Para detectar as variações e características do saldo de radiação e da incidência de radiação solar na superfície em função do período do ano, a série de dados foi analisada mensalmente e por estações. O agrupamento mensal foi feito considerando os 12 meses anuais, iniciando em janeiro de 2014 e finalizando em fevereiro de 2016, totalizando 25 meses. O agrupamento sazonal por estações considerou as datas: verão (21/12 a 20/03), outono (21/03 a 20/06), inverno (21/06 a 20/09) e primavera (21/09 a 20/12). A série de dados é composta por dois ciclos completos para cada estação.

Á área de estudo está localizada na latitude 62° 10,807' S e possui ao longo do ano variações nos horários de nascer e pôr do Sol, interferindo diretamente nas horas potencias de irradiância solar diária. Tendo em vista a importância desse dado para auxiliar na compreensão dos fluxos de radiação na superfície, foi estimado o nascer/pôr

do Sol e o fotoperíodo diário ao longo do ano, a partir da declinação solar (Equação 3.4) (SWIFT-Jr, 1976).

$$T = \arccos[-\tan(\phi) * \tan(\delta)] \quad (3.4)$$

onde ϕ é a latitude do local e δ é a declinação da Terra, que varia em função do dia e é obtida a partir da equação 3.5:

$$\delta = \arcsen \{ 0,39785 * \sen [278,9709 + 0,9856 * J] + 1,9163 * \sen (356,6153 + 0,9856 * J) \} \quad (3.5)$$

onde J é o dia juliano.

Posteriormente, fez-se a análise da relação entre o fotoperíodo estimado e os dados de insolação medidos, o que permitiu quantificar a radiação que incidiu na superfície em função do potencial máximo possível. Esta análise possibilita estimar a quantidade de radiação incidente na superfície proporcionalmente ao fotoperíodo. Devido às variações da incidência de radiação solar nesse local, foi avaliado se o período de maior fotoperíodo recebeu a maior incidência de radiação se comparado proporcionalmente com o período de menor fotoperíodo.

3.5. Caracterização das zonas superficiais utilizando dados TerraSAR-X e QuickBird

A análise da variação espacial e temporal da cobertura de neve superficial foi feita a partir de dados extraídos das imagens TSX e QuickBird, de cobertura de neve superficial e das geoformas extraídas do MDT. Nessa etapa, foi necessário inicialmente elaborar o MDT para posteriormente executar as etapas subseqüentes para caracterizar a variação da fusão da neve superficial.

3.5.1. Elaboração do Modelo Digital do Terreno

A elaboração do MDT é essencial para a correção geométrica e radiométrica das imagens SAR, além de fornecer importantes subsídios para análises de dinâmicas superficiais. O MDT da Península Fildes foi desenvolvido a partir das curvas de nível com equidistância de 5 m e provenientes do mapa topográfico da Península Fildes (IGM e INACH, 1996). Os dados altimétricos das curvas de nível foram digitalizados

manualmente, procedimento utilizado para transformar os dados analógicos para o formato digital.

A escolha do interpolador foi condicionada aos resultados esperados do MDT. Foi utilizado o interpolador *topo to raster* baseado no método *Locally Adaptive Gridding* proposto por Hutchinson (1989). Este interpolador foi concebido com a finalidade de elaborar interpolações que utilizam em seu modelo as características da drenagem, linhas de fluxo, grade de pontos cotados e outros dados irregularmente espaçados. Foram utilizadas as informações referentes à rede de drenagem da Península Fildes como fator de ponderação no processo de interpolação, gerando uma superfície modelada com base na altimetria e na rede de drenagem. A interpolação dos dados altimétricos ocorreu em duas etapas: primeiro o algoritmo gerou a morfologia generalizada da superfície a partir dos valores das curvas de nível; e em seguida, o algoritmo utilizou as informações altimétricas das curvas de nível para modelar as formas tridimensionais do terreno. O MDT gerado a partir das curvas de nível possui resolução espacial de 1 m.

Para gerar a forma do terreno utilizou-se o método proposto por Moore et al. (1991) e a ferramenta de calculadora de arquivos matriciais, onde foi aplicada a interseção entre as feições de curvatura vertical e horizontal, resultando nas áreas em comum para cada uma das combinações de curvaturas. Após esta etapa, o dado referente à forma do terreno foi segmentado a partir da orientação das vertentes, sendo utilizado para este procedimento os valores azimutais e o grau de inclinação mais relevante das vertentes.

3.5.2. Caracterização das zonas superficiais da Geleira Collins e das áreas livres de gelo durante o período de ablação

Para avaliar a fusão da neve durante o período de ablação na geleira Collins e nas áreas livres de gelo da Península Fildes, foi utilizado o conjunto de cinco cenas TerraSAR-X (TSX), dados de cobertura de neve superficial e o MDT.

As cenas TSX foram obtidas com nível de processamento *Multi Look Ground Range Detected* (MGD) por ser um dado com sinal bruto e que possibilita análises quantitativas a partir da radiometria das cenas (DLR, 2010). Para tornar as cenas TSX adequadas à extração de dados físicos da superfície, estas foram submetidas a três etapas de processamento: calibração radiométrica, filtragem do *speckle* e correção da geometria.

A partir dos dados de albedo, foi possível averiguar os períodos com cobertura de neve superficial, além de caracterizar as diferentes fases da neve conforme os

valores do albedo. As variações do albedo possibilitaram estimar o teor de umidade e condições do estado físico da neve.

Complementando os dados de cobertura de neve, foi utilizada a série temporal de imagens TSX delimitar as zonas superficiais na geleira Collins e nas áreas livres de gelo a partir dos valores de retroespalhamento. A classificação foi feita utilizando os padrões de retroespalhamento dos alvos superficiais. Este procedimento possibilitou delinear as variações na neve superficial e relacionar com os dados obtidos através do mapeamento dos padrões de fusão da neve realizado em campo.

As zonas superficiais extraídas dos dados SAR foram analisadas em conjunto com o MDT. Essa análise possibilitou relacionar as zonas superficiais SAR com a forma do relevo e a orientação da vertente.

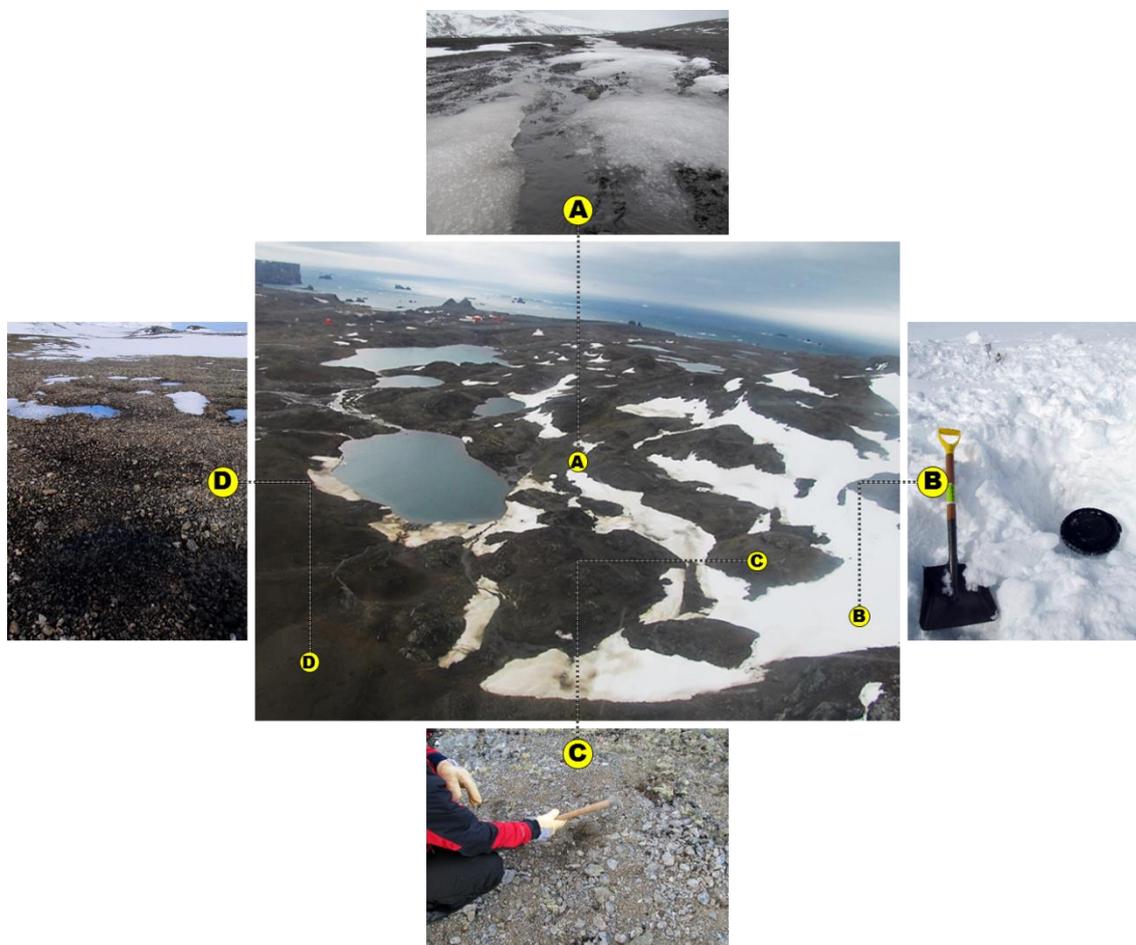


Figura 3. 3: Exemplo de amostras utilizadas na classificação dos alvos nas áreas livres de gelo. (A) canal glaciofluvial representando uma superfície com maior teor de umidade; (B) pacote de neve e (C) solo exposto bem drenado representando superfícies com menor teor de umidade; (D) borda de solos com hidromorfismo temporário representando superfícies de transição do teor de umidade.

3.5.3. Classificação da vegetação nas áreas livres de gelo

Para a classificação da vegetação foi utilizada uma cena do satélite QuickBird obtida em 08 de fevereiro de 2008. A cena utilizada possui quatro bandas espectrais com resolução espacial de 2,44 m e uma banda pancromática com resolução espacial de 0,61 m (Figura 3.3). Para utilizar a imagem, foram realizados os procedimentos de correção geométrica e fusão das bandas multiespectrais com a banda pancromática.

Para a correção geométrica utilizou-se oito pontos de controle extraídos do mapa topográfico da Península Fildes (IGM e INACH, 1996). A correção da geometria da imagem foi feita utilizando o método descrito em Richards e Jia (2006) a partir dos valores das coordenadas extraídas dos pontos de controle. Após a correção da geometria da imagem procedeu-se a execução da ortorretificação da cena.

Para a fusão de imagens foi utilizado o sistema cilíndrico de coordenadas através da transformação IHS (I-intensidade, H-matiz e S-saturação) descrito por Schowengerdt (2007). Neste método, a imagem foi transformada do sistema RGB, composta por três bandas conjuntas, para o sistema IHS, composta por três bandas individualizadas. No sistema IHS, a banda de intensidade contendo as informações do brilho da imagem foi substituída pela banda pancromática que possui maior resolução espacial, gerando ao término da operação uma imagem multiespectral com resolução espacial de 0,61 m.

A caracterização da vegetação considerou duas classes de vegetação: líquens e musgos. Foram coletadas 48 amostras de vegetação no verão de 2008/2009 para posterior classificação (MICHEL, 2011), e os locais das coletas foram georreferenciados, possibilitando inferir a exatidão da classificação.

A categorização da vegetação superficial a partir dos valores espectrais das imagens foi feita utilizando o método de segmentação multiresolução. Esse método proposto por Baatz et al. (2000) implementa a classificação orientada ao objeto através do agrupamento de pixels em regiões que possuem similaridade em suas propriedades (informação espectral, textura, cor, forma etc.).

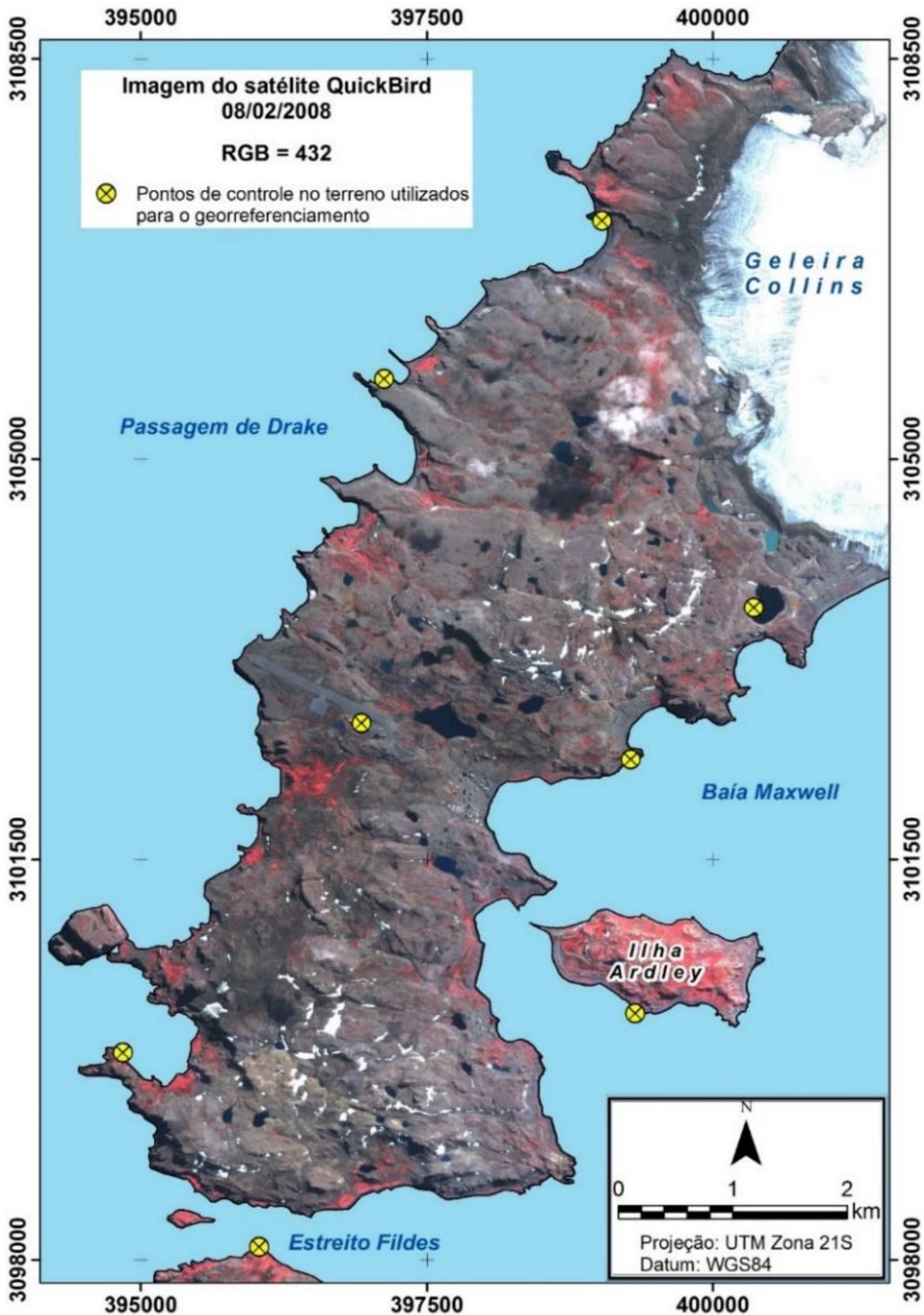


Figura 3. 4: Imagem QuickBird utilizada nesse estudo e obtida em 08 de fevereiro de 2008 com composição RGB 432. Os círculos na cor amarelo indicam a localização dos pontos de controle utilizados na correção da geometria da imagem.

CAPÍTULO 4: Variabilidade térmica da camada ativa na Península Fildes

4.1. Variabilidade térmica da camada ativa entre fevereiro 2014 e 2016

Por meio das amostras de solos coletadas foram obtidas as características físicas, químicas e o teor de umidade nos pontos amostrais ao longo do transecto (Tabela 4.1). As características químicas e físicas O padrão textural do solo ao longo do transecto na Meseta Norte tende à homogeneidade, com predomínio da textura franco arenoso. A similaridade que ocorre está ligada à movimentação e mistura nas camadas subsuperficiais do solo decorrentes da crioturbação. A fração areia é predominante nos três pontos, correspondendo a 67,2% das partículas inferiores a 2 mm, enquanto o conteúdo da fração fina, silte e argila correspondem a 21,1% e 11,2% respectivamente. As características físicas do solo no transecto têm padrões similares aos encontrados em outros sítios na Antártica Marítima (MICHEL et al., 2006; ALMEIDA et al., 2014; MICHEL et al., 2014).

O solo no transecto possui menor teor de umidade quando próximo à superfície e aumenta nas camadas mais profundas do perfil. Essa umidade é proveniente do descongelamento da camada ativa e do derretimento da neve superficial, ocorrendo o acúmulo devido ao impedimento à drenagem ocasionado pelo topo do permafrost, sendo comum durante o verão a condição de hidromorfismo temporário. A umidade do solo no transecto tende a homogeneidade devido à pequena diferença nos teores de umidade. A maior diferença ocorreu próximo à superfície, com 6,79% entre P1 e P10, enquanto em 35 cm houve maior similaridade, com diferença máxima de 0,76% entre P5 e P10. Apesar da ligeira diferença nos teores de umidade nos pontos avaliados, em P10 o solo apresenta drenagem mais eficiente, enquanto em P5 registrou-se maior teor de umidade tanto próximo à superfície quanto em maior profundidade.

As frações do solo exercem influência direta na capacidade de retenção de água, drenagem e aquecimento. O solo no transecto possui textura franco arenosa, com a maior constituição de fração areia (grossa e fina) em P10, englobando 71%, enquanto P5 e P1 possuem 68,1% e 63,4% respectivamente. A fração areia, devido a sua reduzida capacidade de retenção de água e abundância de macroporos propicia melhor drenagem do solo, enquanto as frações silte e argila possuem elevada microporosidade e contribuem para a maior retenção de água, reduzindo a drenagem dos solos com predomínio dessa fração. Em P1 e P10 ocorrem as maiores proporções de silte e argila, 23,5% e 13,2% respectivamente. A maior umidade que ocorre em P5 pode ser decorrente do derretimento da neve superficial precipitada nos dias que antecederam a coleta das amostras de solos.

Tabela 4. 1: Propriedades físicas das profundidades do solo na área de estudo.

Posição e Profundidade	U (%)	MO AG AF SIL ARG					Classe granulométrica
		(dag kg ⁻¹)					
P1							
0-10 cm	9,48	2,79	63	9,3	15,2	12,4	Franco Arenosa
10-20 cm	13,13	2,15	35,7	18,7	31,7	13,9	Franco Arenosa
P5							
0-10 cm	12,57	3,17	53,4	22,3	13,3	11	Franco Arenosa
10-15 cm	13,29	2,91	42,8	17,7	30	9,5	Franco Arenosa
P10							
0-5 cm	5,78	1,01	68,6	8,3	13,8	9,3	Franco Arenosa
5-20 cm	12,53	2,03	48,8	17,2	22,7	11,3	Franco Arenosa

U: teor de umidade; **MO:** matéria orgânica; **AG:** areia grossa; **AF:** areia fina; **SIL:** silte; **ARG:** argila; **Classe:** classe granulométrica; **P1, P5 e P10:** pontos no transecto na meseta.

Para ampliar a compreensão da variabilidade térmica da camada ativa, além dos dados térmicos e meteorológicos coletados pelo sítio de monitoramento, também foram utilizados os dados meteorológicos coletados entre 1968 e 2015 pelo serviço meteorológico russo na Estação Bellingshausen, também localizada na Península Fildes há uma distância de 2,2 km do sítio de monitoramento na Meseta Norte (Tabela Anexo A1). Os dados meteorológicos da Estação Bellingshausen são disponibilizados no endereço www.aari.aq. Essa série temporal de dados meteorológicos permite a comparação com os valores obtidos nesse estudo, possibilitando inferir acerca da variabilidade e as condições apresentadas nos dois anos de monitoramento em relação aos últimos 47 anos.

A temperatura média anual do ar na Península Fildes em 2014 foi -2,92 °C e em 2015 -3,44 °C (Figura 4.1 e Tabela 4.2). Considerando a temperatura média diária do ar, a maior temperatura ocorreu em 31 de janeiro de 2015 (3,06 °C), enquanto a menor foi registrada em 16 de agosto de 2015 (-16,24 °C). A maior temperatura horária registrada foi 5,90 °C às 14:00 h em 31 de janeiro de 2015 e a menor temperatura registrada foi -20,28 °C às 23:00 h em 15 de agosto de 2015.

Em decorrência das condições sazonais a temperatura do ar na região da Antártica Marítima possui elevada amplitude. A temperatura média do ar nos verões de 2014 e 2015 foi -0,45 °C e 0,14 °C respectivamente, significando que houve variação de 0,59 °C no período. A temperatura média no inverno de 2014 foi -4,89 °C e em 2015 -7,82 °C. Considerando a série de dados entre 1968 e 2015, a temperatura média do ar

no verão foi $1,10\text{ }^{\circ}\text{C}$ e no inverno $-5,70\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Tabela Anexo A1). Portanto, as temperaturas médias dos verões e invernos de 2014 e 2015 foram inferiores às temperaturas médias dos verões e invernos entre 1968 e 2015. O inverno de 2014 exibe a temperatura média superior à temperatura média dos invernos entre 1968 e 2015, e no inverno de 2015 apresenta temperatura média inferior à temperatura média dos invernos na série temporal.

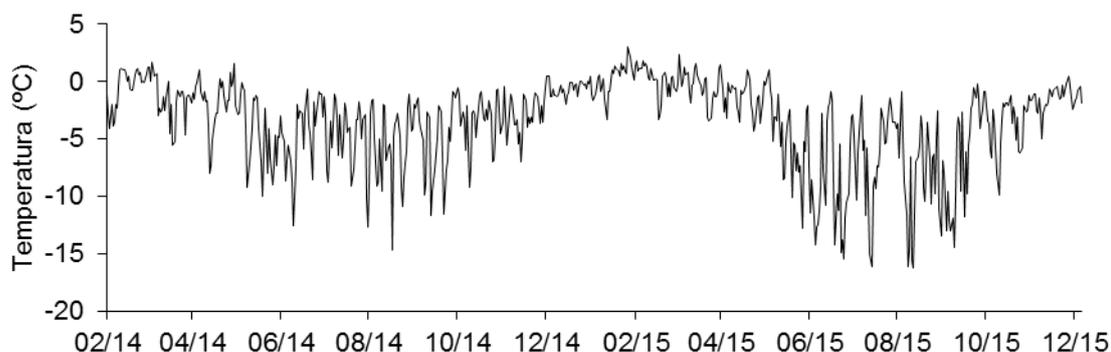


Figura 4. 1: Temperatura do ar (média diária) da Península Fildes entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016. Sensor localizado há 1 m acima da superfície do solo.

A temperatura da camada ativa também apresentou variabilidade sazonal durante o período analisado (Figura 4. 2 e Tabela 4.2). As temperaturas médias diárias variaram conforme a profundidade e a localização no transecto, indicando que os fatores que influenciam na dinâmica térmica impactam a camada ativa de formas individualizadas (Figura 3.2-D). Na profundidade de 5 cm a temperatura máxima ($7,50\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 3,5$) foi registrada no P9 em 24 de janeiro de 2015 e a temperatura mínima ($-19,08\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 3,87$) no P6 em 05 de julho de 2015. Em 35 cm, a temperatura máxima ($5,67\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 2,88$) também ocorreu no P9 em 11 de janeiro de 2015 e a temperatura mínima ($-12,50\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 2,79$) no P10 em 05 de julho de 2015.

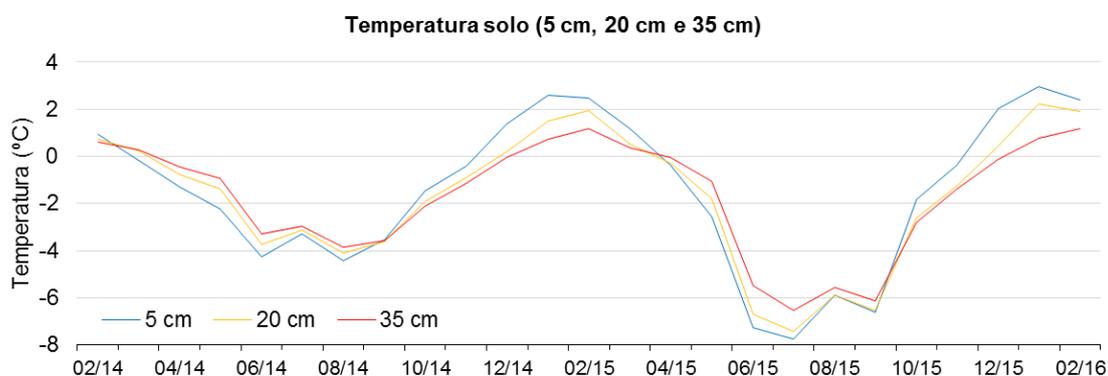


Figura 4. 2: Média mensal da temperatura da camada ativa (5 cm, 20 cm e 35 cm) entre 2014 e 2016.

Tabela 4. 2: Média mensal da temperatura do ar, do solo (5 cm, 20 cm e 35 cm) e teor de umidade do solo. As temperaturas das profundidades foram obtidas a partir da média de todos os pontos em cada profundidade do transecto.

Mês	Temperatura (°C)			Teor de umidade (%)	
	Ar	Profundidade (cm)			35 cm
		5	20	35	
Fev/14	-0,50	0,95	0,73	0,61	12,60
Mar/14	-1,38	-0,17	0,23	0,30	11,26
Abr/14	-1,86	-1,28	-0,78	-0,44	12,60
Mai/14	-3,66	-2,23	-1,38	-0,93	7,95
Jun/14	-5,03	-4,26	-3,72	-3,28	6,98
Jul/14	-3,93	-3,27	-3,13	-2,97	7,02
Ago/14	-6,22	-4,41	-4,11	-3,85	6,90
Set/14	-4,94	-3,53	-3,60	-3,56	6,90
Out/14	-3,29	-1,46	-1,90	-2,10	7,09
Nov/14	-3,00	-0,41	-0,91	-1,12	7,32
Dez/14	-0,96	1,40	0,22	-0,02	8,01
Jan/15	0,11	2,58	1,50	0,74	15,28
Fev/15	0,38	2,47	1,96	1,19	18,81
Mar/15	-0,34	1,17	0,53	0,35	18,38
Abr/15	-1,20	-0,35	-0,28	-0,04	13,06
Mai/15	-4,21	-2,56	-1,78	-1,05	6,63
Jun/15	-8,40	-7,28	-6,71	-5,49	4,01
Jul/15	-6,63	-7,75	-7,42	-6,52	3,95
Ago/15	-7,46	-5,90	-5,87	-5,55	4,01
Set/15	-7,01	-6,60	-6,55	-6,12	3,97
Out/15	-3,78	-1,82	-2,61	-2,79	4,27
Nov/15	-1,61	-0,37	-1,27	-1,37	4,60
Dez/15	-0,86	2,05	0,43	-0,13	4,62
Jan/16	-1,44	2,97	2,25	0,79	4,63
Fev/16	-1,40	2,38	1,91	1,16	4,65
Média	-3,15	-1,51	-1,69	-1,69	8,71
Mínima	-8,40	-7,75	-7,42	-6,52	3,95
Máxima	0,38	2,97	2,25	1,19	18,81
Desvio Padrão	2,56	3,23	2,84	2,41	4,50

O período de congelamento da camada ativa inicia a partir da continuidade de temperaturas iguais ou inferiores a 0 °C. Ao longo nos quatro pontos do transecto que obtiveram os registros durante todo o período (P2, P6, P8 e P9) houve variações temporais. O congelamento da camada ativa no período monitorado iniciou nas porções superficiais e avançou para as maiores profundidades. Em 2014, o início do congelamento da camada ativa na profundidade de 5 cm ocorreu de forma homogênea ao longo do transecto em meados de maio (11 e 13 de maio). Em 20 cm o congelamento

iniciou em P2 e P6 no dia 13 de maio. A perda de calor latente no gradiente vertical do perfil promove o avanço do congelamento da camada ativa da superfície até a profundidade de 35 cm, com o avanço gradativo e com ligeira diferença temporal. A diferença de tempo entre o início do congelamento em 5 cm e em 35 cm variou conforme o ano. A maior diferença nos dois anos foi 10 dias, tendo ocorrido em alguns pontos o início do congelamento nas duas profundidades no mesmo dia. A curta diferença entre o início do congelamento em 5 cm e em 35 cm ocorre devido à dupla frente de congelamento, havendo influência das condições superficiais quando próximo da superfície e influência do permafrost quando em maiores profundidades.

Em 2015 o início do congelamento da camada ativa também ocorreu em meados de maio. Em P8, na profundidade de 35 cm o início do congelamento ocorreu em 19 de maio (quatro dias de antecedência), enquanto nos demais pontos (P2, P6 e P9) o início do congelamento ocorreu em datas posteriores às registradas em 2014. O tempo máximo entre a diferença do início do congelamento em 5 cm e 35 cm foi de sete dias em P6. Nos demais pontos (P2, P8 e P9) essa diferença foi de aproximadamente três dias.

A atividade solar média no inverno é de 7h41min por dia, enquanto no verão amplia-se para 16h27min por dia. Esses valores representam o potencial máximo, estimados caso não houvessem fatores meteorológicos interferindo na atividade solar. Essas diferenças sazonais na incidência solar ocorrem em decorrência da latitude que a Península Fildes está localizada.

O descongelamento em 2014 iniciou no final de novembro em todos os pontos, com exceção em P2. Nesse ponto o início do descongelamento ocorreu com 16 dias de antecedência. Também em P2, em 23/01/2015 iniciou o descongelamento, tendo sido o início mais tardio dentre os pontos posicionados em 35 cm do transecto.

Em 2015 o início do descongelamento em 5 cm ocorreu em 29 de novembro (P9), 19 de dezembro (P6) e 19 de janeiro (P8). Nesse ano o descongelamento na profundidade de 35 cm iniciou em 8 de janeiro, significando uma antecipação média de 16 dias em relação ao início do descongelamento nessa mesma profundidade em 2014. Em 2015 o intervalo entre as datas de início do descongelamento em 5 cm e em 35 cm também foi maior em P2, tendo havido 56 dias de intervalo. Nos demais pontos esse intervalo foi inferior, com média de 24 dias. O intervalo médio em 2014 entre o início do descongelamento nas profundidades de 5 cm e 35 cm foi de 14 dias. O descongelamento da camada ativa nos dois anos de monitoramento iniciou em novembro na profundidade de 5 cm. Esse padrão indica a relação entre o descongelamento e o aumento da temperatura do ar que ocorreu nesse período.

Considerando o período de monitoramento, foi constatado que em média o início do congelamento no perfil foi: 11 de maio (5 cm), 13 de maio (20 cm) e 14 de maio (35 cm), enquanto o início médio do descongelamento foi: 11 de novembro (5 cm), 2 de dezembro (20 cm) e 19 de dezembro (35 cm).

A temperatura média do gradiente do perfil ao longo do transecto no período de dois anos exibe marcantes variações sazonais (Figura 4.3). A temperatura no verão possui aumento contínuo, enquanto nos dois invernos houve dois picos de temperaturas. Essa condição é decorrente do efeito cortina zero que tampona as variações da temperatura nas fases de congelamento e descongelamento, principalmente retardando o processo de congelamento da camada ativa. A Figura A1 em anexo exibe a variabilidade térmica mensal do gradiente vertical dos 10 pontos do transecto.

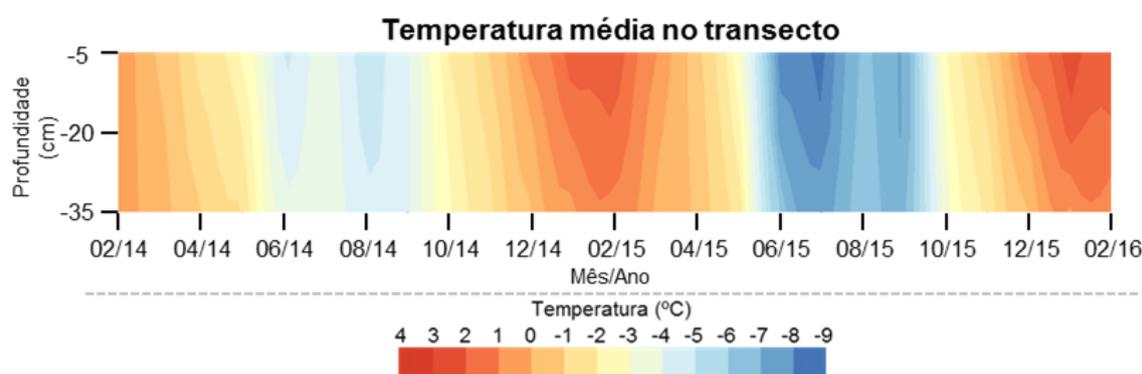


Figura 4. 3: Variabilidade térmica mensal média no transecto na Meseta Norte, Península Fildes, entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016.

A data de início do congelamento ao longo do transecto no período desse estudo foi similar ao constatado em outro sítio de monitoramento na Península Fildes localizado próximo à Base Escudero em uma vertente orientada para a Baía Maxwell (MICHEL et al., 2014). Em outros sítios de monitoramento localizados na Ilha Rei George o início do congelamento da camada ativa ocorreu em períodos do ano anteriores ao registrado nesse estudo. O congelamento na Península Keller iniciou em março (CHAVES et al., 2017) e no final de março em Lions Rump (ALMEIDA et al., 2014) e Low Head (ALMEIDA et al., 2016).

De maneira geral, o início do período de descongelamento da camada ativa no transecto apresentou similaridade com o início de descongelamento em outros sítios de monitoramento na Ilha Rei George (ALMEIDA et al., 2014; MICHEL et al., 2014; ALMEIDA et al., 2016). O início do descongelamento na Península Keller apresentou

similaridade somente com alguns pontos do transecto e em 35 cm de profundidade (CHAVES et al., 2017).

A umidade do solo mensurada à 35 cm no período de monitoramento desse estudo apresentou alta amplitude (Tabela 4.2). Entre janeiro e abril a umidade média foi 14,7%, sendo esse o período com o maior teor de umidade no solo. De junho a outubro a umidade média foi de 5,5%, sendo este o período com a menor umidade. O declínio do teor de umidade no solo inicia concomitantemente ao período de congelamento da camada ativa, com sua variabilidade ocorrendo sazonalmente e fortemente influenciada pelo congelamento ou descongelamento da camada ativa, pelo derretimento da neve superficial e a precipitação pluvial. Devido à umidade do solo ser capaz de atenuar as variações bruscas na temperatura, ela também influencia os períodos de cortina zero.

As temperaturas do ar e das profundidades do solo possuem padrão de frequência em que devido ao aumento da profundidade ocorre maior concentração de valores próximos a 0 °C (Figura 4.4). E com base no regime térmico do solo foi estimada a espessura da camada ativa (ALT) no transecto (Figura 4.5). A profundidade média da ALT no transecto em 2014 foi 44,3 cm e em 2015 foi 47,7 cm, tendo ocorrido nesse intervalo de tempo expansão média de 3,4 cm da profundidade da camada ativa. Contudo, a ALT estimada não é uniforme no transecto, tendo havido em 2014 variações entre 39 cm e 55 cm e em 2015 de 40 cm a 65 cm. O aumento médio da ALT em 2015 pode ser reflexo da redução da temperatura média do ar no inverno entre 2014 e 2015 (de -4,89 °C em 2014 para -7,82 °C em 2015). Entre 2014 e 2015, o aumento mais expressivo da ALT ocorreu em P10, passando de 47 cm para 65 cm, o que equivale a 18 cm de acréscimo. No mesmo período, a redução mais expressiva da ALT foi em P9, reduzindo de 55 cm para 46 cm. A variação da ALT entre P1 e P5 foi inferior ao ocorrido entre P6 e P10, possivelmente devido ao maior teor de umidade que contribui para a redução de variações bruscas na temperatura e conseqüentemente na expansão e redução da ALT.

A ALT estimada nesse estudo (111 m a.n.m.) variou de 39 cm a 65 cm, com profundidade média de 44,3 cm em 2014 e 47,7 cm em 2015. A ALT no transecto da *Meseta Norte* apresenta valores inferiores aos estimados na maior parte dos sítios de monitoramento da Ilha Rei George. A variabilidade da ALT em outro local na Península Fildes (65 m a.n.m) foi de 89 cm a 106 cm (MICHEL et al., 2014), em Lions Rump (85 m a.n.m.) 120 cm a 147 cm (ALMEIDA et al., 2014) e em Low Head (94 m a.n.m.) 98 cm a 106 cm (ALMEIDA et al., 2016). Na Península Keller (90 m a.n.m.) a ALT variou entre 64 cm e 75 cm (CHAVES et al., 2017), possuindo, portanto, ALT similar ao valor máximo mensurado nesse estudo. Na Ilha Deception que teve sua formação oriunda de sedimentos vulcanoclásticos, a ALT variou de 46 cm a 67 cm (130 m a.n.m.) (GOYANES

et al., 2014). A Ilha James Ross que possui clima mais frio e menos úmido a ALT variou entre 52 cm e 64 cm (41 m a.n.m.) (HRBÁČEK et al., 2017). A ALT registrada na Península Keller, Ilha Deception e Ilha James Ross possui valores similares aos registrados nesse estudo.

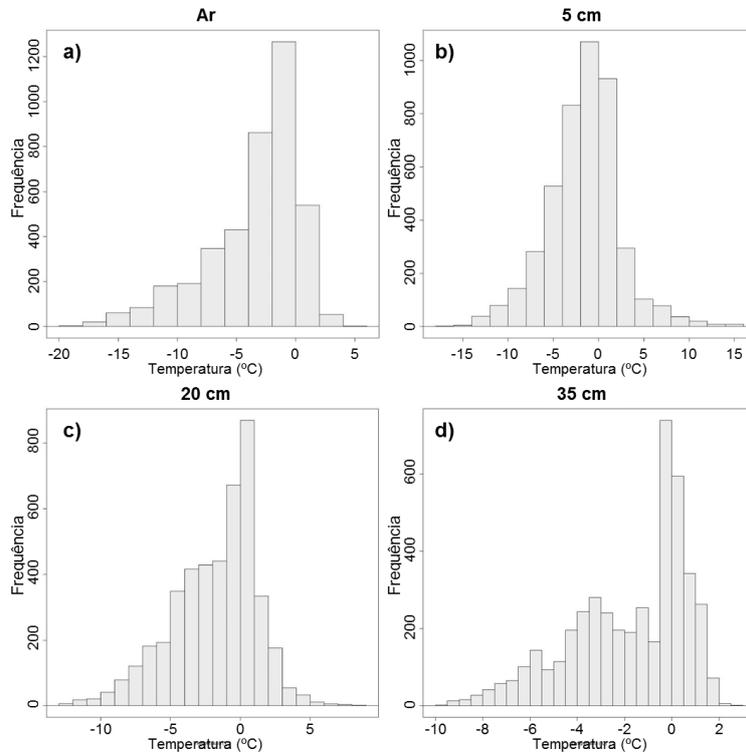


Figura 4. 4: Histogramas das temperaturas do ar (a) e do solo nas profundidades de 5 cm (b), 20 cm (c) e 35 cm (d).

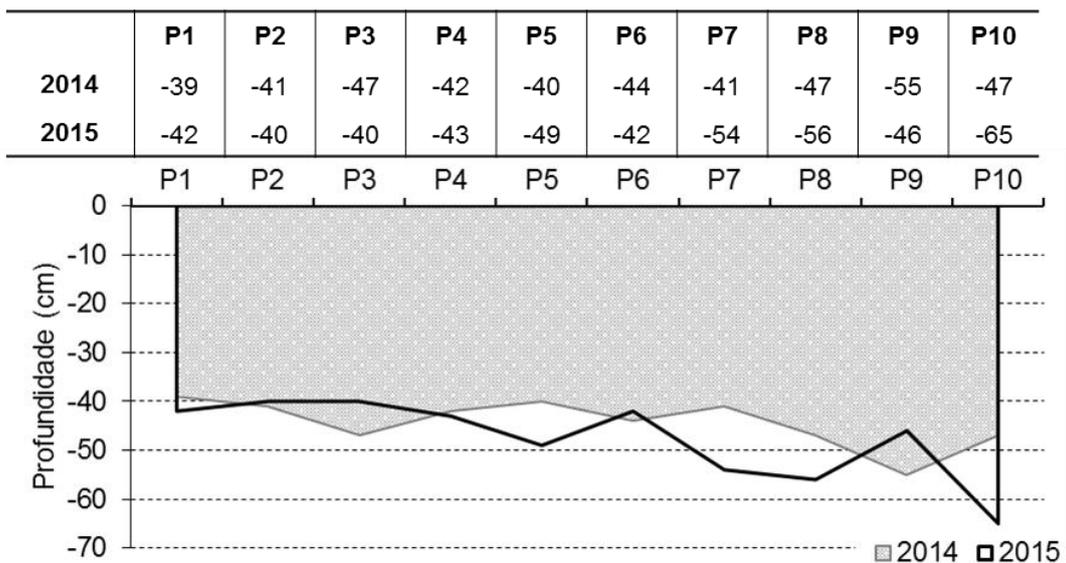


Figura 4. 5: Espessura da camada ativa estimada no transecto em 2014 e 2015.

O agrupamento das temperaturas diárias do solo em dias de descongelamento, dias de congelamento, dias isotérmicos e dias de congelamento-descongelamento

possibilita avaliar e comparar os padrões térmicos do solo temporalmente (Figura 4.6). A temperatura nas três profundidades da camada ativa no transecto durante os dois anos de monitoramento teve 58,6% de dias de congelamento, 22,4% de dias de descongelamento, seguido de dias de congelamento-descongelamento e dias isotérmicos com 10% e 9% respectivamente.

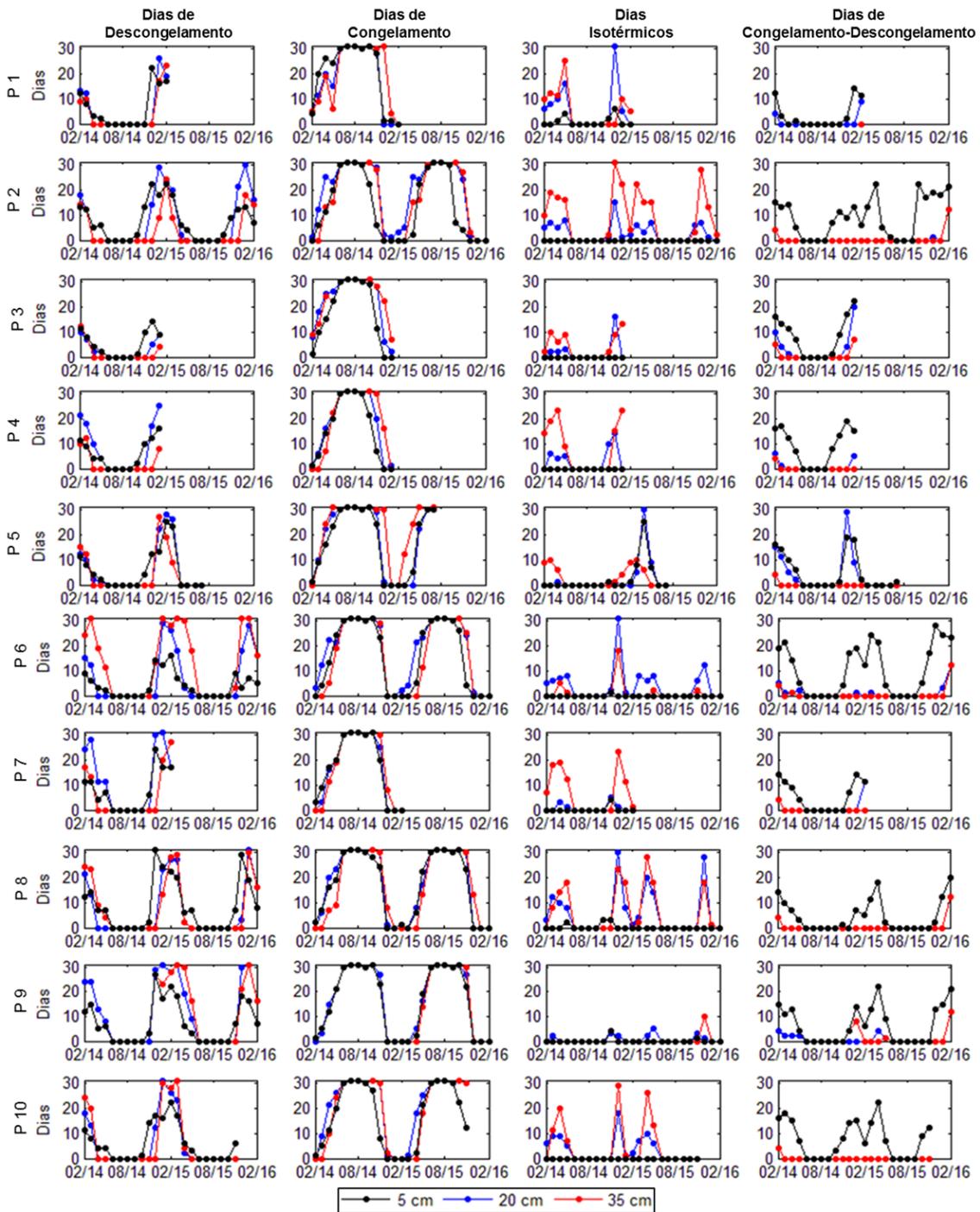


Figura 4. 6: Dias de descongelamento, dias de congelamento, dias isotérmicos e dias de congelamento-descongelamento nos 10 pontos do transecto na área de estudo entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016.

Avaliando a variabilidade térmica em cada profundidade nos dois anos, constatou-se que na profundidade de 5 cm houve 54,5% de dias de congelamento, 23,1% de dias de congelamento-descongelamento, 21,1% de dias de descongelamento e apenas 1,3% de dias isotérmicos. Os dias de congelamento ocorreram de forma concentrada entre maio e outubro, enquanto os dias de descongelamento concentraram-se entre dezembro e março, principalmente em fevereiro. Os meses de novembro e abril exibem características de transição entre os dias de congelamento e descongelamento. No período houve poucos dias isotérmicos, com a maior concentração em abril com 26 dias isotérmicos. Os dias de descongelamento-congelamento ocorreram entre dezembro e abril sem um período predominante.

A variabilidade térmica na profundidade de 35 cm exibe 60% de dias de congelamento, condição predominante. Os dias de descongelamento englobam 22%, tornando-se a segunda condição com maior representatividade. Posteriormente, 15,4% de dias isotérmicos e 2,6% de dias de congelamento-descongelamento. Nessa profundidade o padrão térmico difere do ocorrido em 5 cm, principalmente devido à menor variabilidade térmica resultante do aumento de profundidade.

A condição de dias isotérmicos que pouco ocorreu em 5 cm, ascendeu na profundidade de 35 cm, comportamento relacionado ao efeito cortina zero. No início dos períodos de congelamento e de descongelamento do solo nessa profundidade, a temperatura mantém-se constante devido ao fluxo de calor latente dispersado durante as alterações de fase da água no solo. Por essa razão não há interferência na variação da temperatura que se mantém constante até sua redução durante a formação de gelo, diminuindo a liberação de calor latente no solo e o resfriamento do solo (OUTCALT et al., 1990; FRENCH, 2007).

Considerando os quatro pontos onde houve o registro contínuo durante os dois anos de monitoramento (P2, P6, P8 e P9), os índices Graus Dias de Descongelamento (TDD) e Graus Dias de Congelamento (FDD) apresentaram variabilidade espacialmente e temporalmente. Nas três profundidades as maiores temperaturas ocorreram em janeiro e fevereiro e as menores temperaturas entre junho e agosto. Durante o período, os maiores valores do somatório de TDD em 5 cm foram 593,5 °C dia em P2 e 575,9 °C dia em P9. Em 35 cm, o TDD máximo foi 410 °C dia em P9. No mesmo período, o FDD máximo em 5 cm foi -1908 °C dia em P6 e a 35 cm -1643 °C dia em P3. As Tabelas A2, A3, A4, A5, A6 e A7 em anexo apresentam os valores mensais de TDD e FDD durante o período desse estudo.

A condição TDD concentra-se em janeiro e fevereiro (Figura 4.7), com 66% da soma dos TDD na profundidade de 5 cm ocorrendo em janeiro (1661 °C dia) e fevereiro

(984 °C dia). Em 35 cm houve inversão da predominância do TDD mensal, com 682 °C em fevereiro e 480 °C em janeiro. No gradiente vertical do solo o TDD teve seu ápice durante o verão, com redução durante o outono e inexistência no inverno, e posterior ascensão a partir de meados da primavera.

A variação térmica de FDD é oposta à de TDD, com os valores máximos concentrados entre o final do outono e o início da primavera (Figura 4.8). O somatório de FDD na profundidade de 5 cm aponta o FDD máximo no mês de junho com -2588 °C dia, maior valor para o somatório nessa profundidade. Os meses de junho a setembro englobam 75% dos FDD mensais em 5 cm. Em 35 cm, os meses de julho, agosto e setembro apresentam aproximadamente -2900 °C dia, equivalendo para cada mês 20% do FDD total. Incluindo o mês de junho, esses quatro meses contemplam 78% dos FDD nessa profundidade.

O somatório de TDD agrupado por profundidades indica que 49% desses valores foram registrados em 5 cm e 23% em 35 cm, enquanto o somatório de FDD indica 32% dos valores ocorrendo em 5 cm, e 38% em 35 cm. A diferença de FDD e TDD exibe o predomínio da condição de congelamento da camada ativa do transecto nas três profundidades. Esses padrões sugerem que o processo de descongelamento tem maior impacto quando próximo da superfície devido à influência das condições superficiais locais e de fenômenos meteorológicos na variação da temperatura. O congelamento do solo é superior em 35 cm devido ao congelamento em duas frentes, porém, apresenta distribuição mais homogênea ao longo das três profundidades da camada ativa, indicando que esse processo ocorre devido à perda de energia no solo.

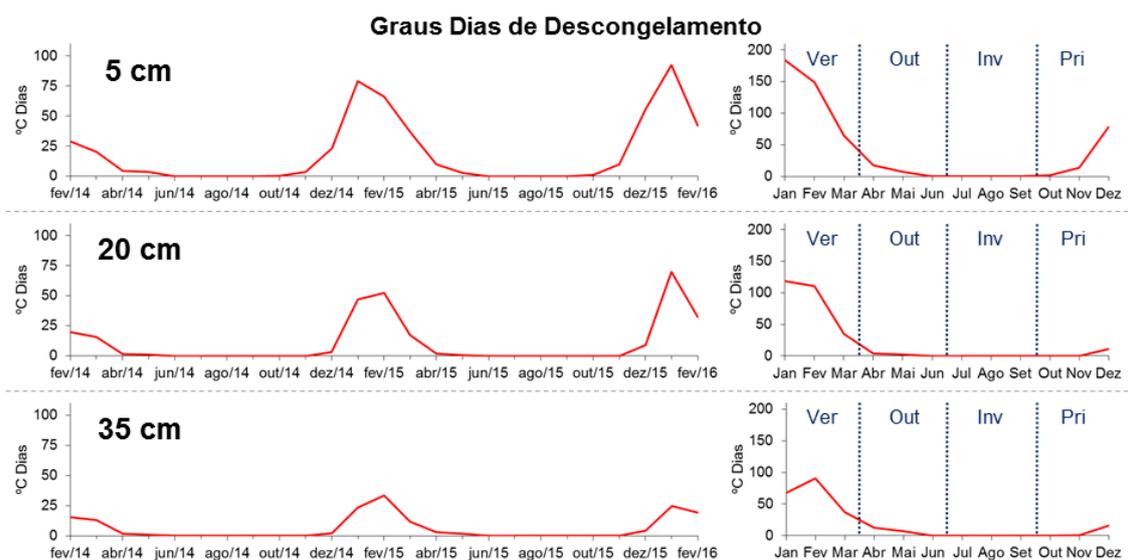


Figura 4. 7: Média de Graus Dias de Descongelamento (°C Dias) nas profundidades 5 cm, 20 cm e 35 cm nos dois anos e a média acumulada mensal de TDD no período.

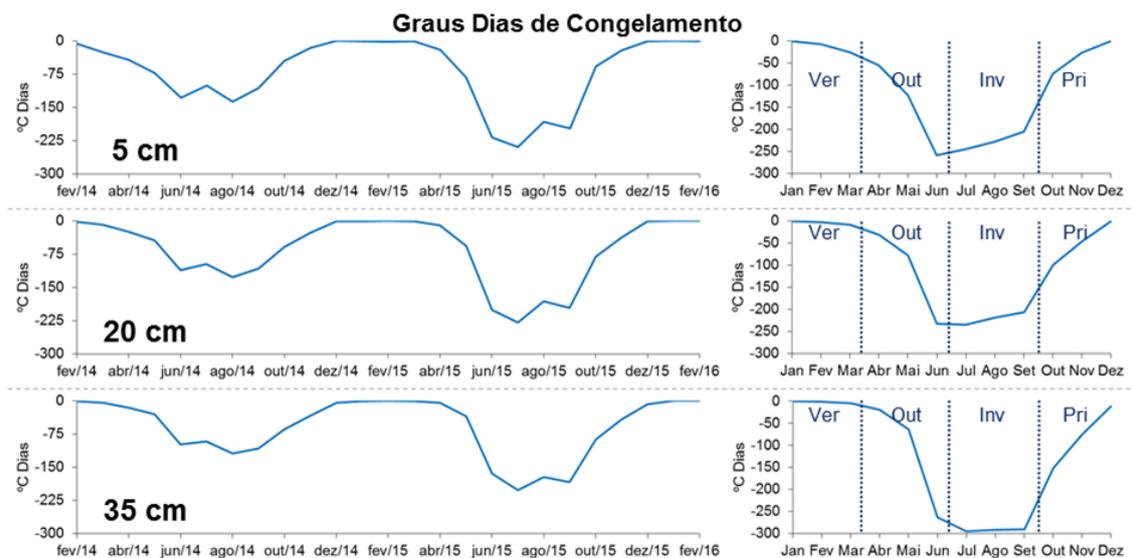


Figura 4. 8: Média de Graus Dias de Congelamento ($^{\circ}\text{C}$ Dias) nas profundidades 5 cm, 20 cm e 35 cm nos dois anos e a média acumulada mensal de FDD no período.

A difusividade térmica aparente (ATD) na camada ativa também é influenciada pelas variações sazonais durante as fases de descongelamento e congelamento do solo (HINKEL, 1997). Dentre os elementos sazonais resultantes dessas fases, o teor de umidade do solo é importante na regulação da capacidade de transmissão de energia no gradiente vertical do solo, tendo em vista que a água absorve e libera energia durante as fases de mudança de seu estado físico. A difusividade térmica no período de monitoramento apresentou variabilidade conforme a localização no transecto. A menor e a maior ATD média durante o período ocorreu, respectivamente, em P8 ($-1,3\text{E}-03$) e em P2 ($4,7\text{E}-03$).

A Tabela 4.3 apresenta a variabilidade sazonal da ATD em 20 cm agrupada por estação com a ATD máxima ocorrendo em todos os pontos do transecto durante o verão. Nas duas extremidades (P2 e P10) os menores valores de ATD ocorreram no inverno e no outono. Enquanto em P6, localizado na parte central do transecto, os menores valores ocorreram no inverno e primavera.

A maior ATD média ocorreu no verão de 2016, e a menor ATD média ocorreu no outono. Os valores obtidos apontam para a maior condutividade térmica do solo nas estações com maiores temperaturas. Este é um reflexo da incidência de energia e das condições de umidade do solo. O padrão na difusividade térmica estimada nesse estudo é similar aos valores obtidos em outros sítios de monitoramento na Antártica Marítima (DE PABLO et al., 2013; MICHEL et al., 2014; ALMEIDA et al., 2016).

Tabela 4. 3: Difusividade térmica aparente (ATD) média em 20 cm por estações nos dois anos de monitoramento da temperatura do solo.

Estação-Ano	Média ATD 20 cm (m ² s ⁻¹)									
	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10
Verão-14	8,7E-05	1,1E-02	3,0E-02	1,7E-03	6,8E-03	1,3E-03	-6,5E-04	9,3E-05	1,7E-05	9,1E-04
Outono-14	-2,8E-03	3,1E-03	2,5E-03	8,8E-04	-6,0E-03	2,0E-03	-1,3E-03	1,6E-03	9,2E-04	-8,7E-04
Inverno-14	6,8E-06	5,1E-05	3,9E-05	6,8E-05	1,9E-05	5,1E-06	1,2E-05	7,7E-06	-3,2E-06	2,8E-05
Primavera-14	-1,4E-03	3,9E-03	1,5E-03	6,0E-04	-6,5E-03	5,1E-05	-1,2E-03	-7,0E-04	-9,4E-04	2,8E-04
Verão-15	3,9E-03	7,9E-03	N	N	-7,5E-03	5,2E-03	-6,4E-04	-2,1E-03	2,7E-03	3,9E-03
Outono-15	N	4,0E-03	N	N	-4,3E-05	-2,7E-04	N	-6,5E-03	1,2E-04	2,8E-04
Inverno-15	N	6,7E-05	N	N	1,0E-05	3,3E-05	N	1,0E-05	1,9E-05	5,6E-05
Primavera-15	N	4,6E-03	N	N	N	-1,1E-04	N	5,2E-04	-9,5E-04	-2,2E-04
Verão-16*	N	1,8E-02	N	N	N	1,6E-02	N	-3,4E-03	1,2E-02	N
Média	N	5,9E-03	N	N	N	2,6E-03	N	-1,2E-03	1,6E-03	N
Desvio padrão	N	5,4E-03	N	N	N	4,8E-03	N	2,3E-03	3,9E-03	N

*Os dados do verão 2016 foram obtidos até dia 17/02/2016; N: estações com dados faltantes.

A partir do cálculo do índice Frost Number (FN) em 5 cm foi possível inferir acerca da presença do permafrost no transecto. Em 2014 os valores FN em todos os pontos indicam condição de permafrost contínuo, com valores máximos de 0,76 e 0,73 em P6 e P8 respectivamente, enquanto em P2 e P9 foi 0,71. Em 2015 os pontos P6 e P8 mantiveram condição de permafrost contínuo, com FN 0,68 e 0,67 respectivamente. De forma contrária, em 2015 os pontos P2 e P9 com FN=0,63 passaram a condição de permafrost descontínuo. Nos dois anos houve redução de FN em todos os pontos no transecto, mesmo com a temperatura média do ar em 2015 sendo inferior à de 2014. A variabilidade interanual de FN indica que além da temperatura do ar, outros fatores locais também interferem para essa condição.

A variação mensal do fator-n (Nf) indica a razão entre a temperatura do solo e a temperatura do ar e possibilita inferir acerca das propriedades térmicas da superfície do solo e do balanço de energia superficial (KLENE et al., 2001). Os menores valores de Nf ocorreram entre janeiro e março, período com as maiores temperaturas do ar. A queda da temperatura do ar inicia em abril até alcançar os menores valores no mês de julho, período com as menores temperaturas do ar. Após esse momento os valores de Nf decrescem gradativamente até alcançar novamente valores mínimos no mês de dezembro. Em P2 a média de Nf foi igual nos dois anos, e nos demais pontos houve ligeira superioridade no ano 2015. Essa superioridade é decorrente da menor temperatura do ar durante o inverno nesse ano. Durante o período de monitoramento, o maior Nf médio no transecto foi 0,58 em P6 e nos demais pontos os maiores valores

foram de aproximadamente 0,45. O valor máximo de Nf em P6 pode ser devido à condição de maior umidade do solo nesse local (Figura 4.9).

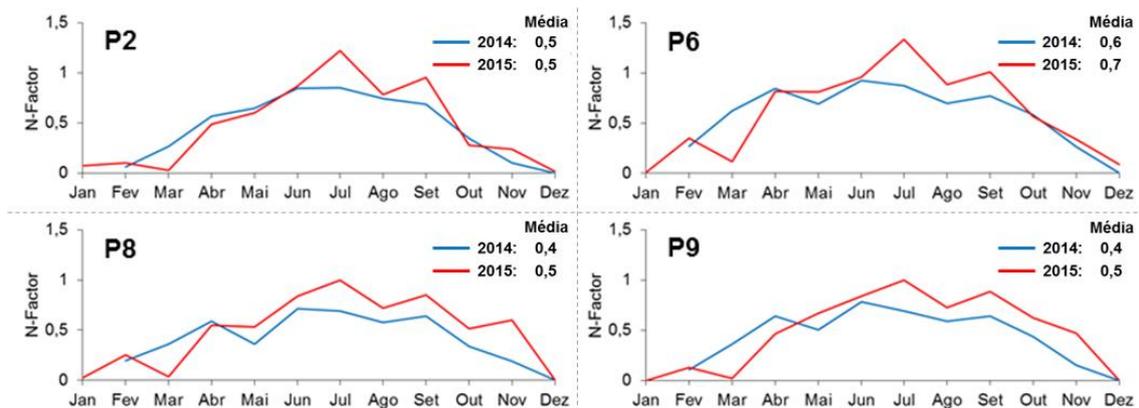


Figura 4.9: Fator-N estimado para os quatro pontos no transecto durante os anos 2014 e 2015. Utilizou-se a temperatura do solo em 5 cm por ser a mais próximo da superfície do solo.

A porção do transecto localizada entre os pontos P6 e P10 apresentou a maior variabilidade no solo durante o período monitorado. Esse padrão é confirmado ao constatar que as temperaturas mínimas em 5 cm e 35 cm ocorreram em P6 e P10 respectivamente e as temperaturas máximas em 5 cm e 35 cm ocorreram em P9. A ALT teve as maiores variações em P10, seguidos de P8 e P9. Os maiores valores de TDD em 35 cm ocorreram em P9, e os maiores valores de FDD em 35 cm ocorreram em P3. A menor ATD foi em P8 e o maior Nf em P6.

4.2. Relação entre a variabilidade térmica da camada ativa e as condições meteorológicas e ambientais

A variabilidade térmica da camada ativa depende das condições meteorológicas do ambiente que está localizado. Desta forma é possível considerar a temperatura da camada ativa como uma variável dependente das condições meteorológicas (variáveis independentes). Essa composição de variáveis possibilita avaliar os padrões térmicos da camada ativa e inferir acerca dos fatores que mais contribuem para essa condição.

Para avaliar os fatores que mais interferem na variabilidade térmica da camada ativa, além das temperaturas coletadas em três profundidades no transecto, foram mensuradas outras 10 variáveis que se somam às 8 variáveis obtidas pela estação meteorológica de Bellingshausen (Tabela 4.4). Esse conjunto de 18 variáveis contribui para a caracterização das condições meteorológicas e para a estimativa do peso de importância individual em relação à variação térmica da camada ativa (Figura 4.9 e Tabela A1).

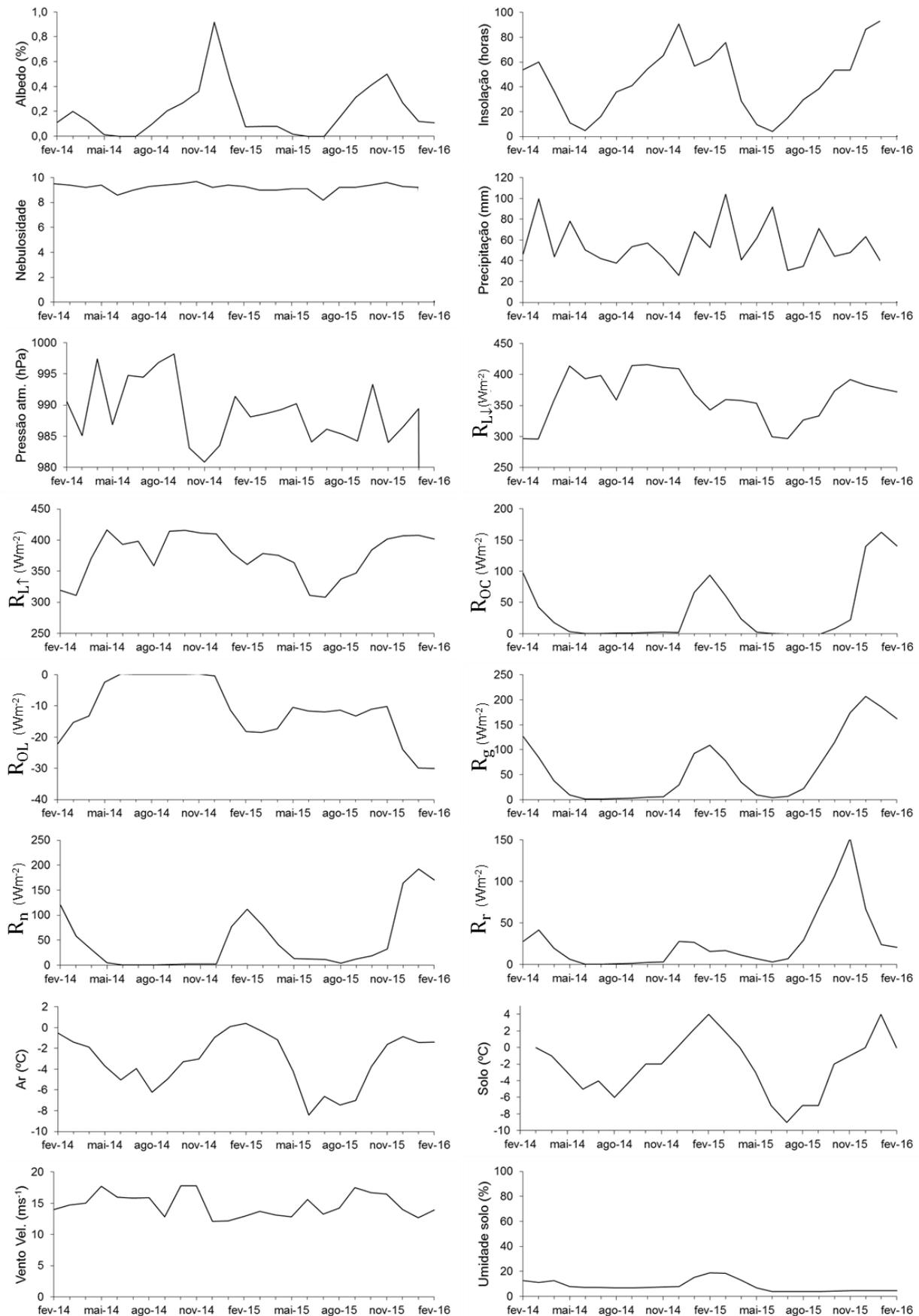


Figura 4. 10: Dados meteorológicos da Península Fildes coletados pelo sítio de monitoramento e pela estação Bellingshausen entre 2014 e 2016 utilizados para a análise de regressão múltipla.

Para hierarquizar os pesos das variáveis externas exercidos na variação térmica das três profundidades da camada ativa foi utilizado o método de regressão multivariada *stepwise*. Esse método baseia-se na introdução sequencial de variáveis através da combinação dos métodos *forward* e *backward* (CHONG e JUN, 2005). Inicialmente, de forma similar ao método *forward*, adiciona-se a variável com a maior correlação bivariada com a variável dependente (temperatura da camada ativa). Nas etapas posteriores podem ocorrer a remoção de variáveis independentes para identificar as variáveis independentes mais relevantes (ABBAD e TORRES, 2002). Essa etapa é similar ao que ocorre no método *forward*, porém, no método *stepwise* pode ocorrer a eliminação gradativa de novas variáveis a fim de alcançar o melhor ajustamento ao modelo. O método *stepwise* visa desenvolver um modelo com o menor número de variáveis independentes que sejam estatisticamente significantes e com precisão máxima para explicar a variável dependente (HAIR et al. 2009).

A seleção das variáveis independentes para compor o modelo de regressão foi baseada nos valores obtidos na estimativa da correlação de Pearson (r) entre as variáveis externas (independentes) e as variáveis referentes à temperatura da camada ativa nas três profundidades (Tabela 4.4). As variáveis externas com $r > 0,4$ foram selecionadas como variáveis potenciais para inserção no modelo.

Tabela 4. 4: Coeficientes de correlação (*Pearson*) referentes às variáveis externas utilizadas nos modelos de regressão *stepwise* e as respectivas profundidades da camada ativa.

Variáveis externas	Profundidade	
	5 cm	35 cm
Albedo	0,437	0,227
Insolação	0,679	0,517
Nebulosidade	0,418	0,367
Precipitação	0,111	0,182
Pressão atmosférica	-0,212	0,046
$R_{L\uparrow}$	0,315	0,387
$R_{L\downarrow}$	0,239	0,313
R_{OC}	0,706	0,660
R_{OL}	-0,201	-0,168
R_g	0,516	0,346
R_n	0,638	0,599
R_r	0,121	-0,023
T °C ar	0,951	0,916
T °C superfície do solo	0,945	0,913
Umidade do ar	-0,054	0,220
Umidade do solo (35 cm)	0,769	0,774
Vento - Direção	0,135	-0,007
Vento - Velocidade	-0,323	-0,288

Nota: valores em negrito apresentam significância no nível 0,05.

Na profundidade de 5 cm a variável com maior correlação bivariada foi a $T^{\circ}\text{C ar}$ ($r=0,951$). Essa variável foi utilizada para elaborar a primeira regressão linear com apenas uma variável. A partir da análise de variância obteve-se $R^2=0,905$, implicando redução de 90,5% do erro e estatisticamente significativa (Tabela 4.5).

Nas etapas seguintes foram incluídas ao modelo outras variáveis individuais e a determinação das variáveis mantidas ou descartadas na equação foi feita com um nível de significância de 0,05, 167 graus de liberdade (g.l.) e valor crítico de 1,980. Dessa maneira garante-se que as variáveis externas adicionadas ao modelo atendem aos requisitos. O valor f da variável $T^{\circ}\text{C ar}$ se adequou à referência e é estatisticamente significativa, portanto, foi inserida como preditor da variação da temperatura da camada ativa em 5 cm.

A segunda variável adicionada ao modelo foi a $T^{\circ}\text{C superfície do solo}$ ($r=0,945$). A inserção dessa variável no modelo resultou no aumento de R^2 para 0,915 e diminuiu o erro padrão da estimativa de 0,4 para 0,379, indicando que houve melhoria no ajuste geral do modelo. A diferença dos coeficientes de regressão das duas variáveis é decorrente da multicolineariedade ($r=0,966$) e os p-valores obtidos para as duas variáveis indicam que são estatisticamente significativas. As duas variáveis são consideradas independentes e foram mantidas no modelo.

Na terceira etapa de inserção no modelo as variáveis *albedo*, *nebulosidade* e *insolação* apresentaram significância estatística. Contudo, em função dos valores obtidos, foi inserido ao modelo a variável *albedo*, aumentando R^2 para 0,921. A variável *nebulosidade* apresentou o mesmo R^2 do *albedo*, porém, optou-se pelo *albedo* devido ao seu coeficiente de variação ser superior (0,412 e 0,478 respectivamente). A superioridade no coeficiente de variação implica ligeira prevalência da relação do *albedo* com a variação total da temperatura da camada ativa nessa profundidade. Apesar da variável *insolação* possuir significância estatística, apresentou $R^2=0,918$, enquanto as demais variáveis não apresentaram significância estatística. A ligeira elevação do R^2 ocasionado pela inserção da variável *albedo* foi decorrente à diferença nos coeficientes de determinação das variáveis já contidas no modelo.

A quarta variável inserida foi a *nebulosidade*, porém resultou em um módico acréscimo de 0,3% ao R^2 geral. Contudo, optou-se por manter essa variável no modelo devido ao valor de seu coeficiente de variação ser similar aos de $T^{\circ}\text{C ar}$, $T^{\circ}\text{C sup. Solo}$ e *Albedo*.

Tabela 4. 5: Variáveis independentes inseridas no modelo de regressão múltipla para a variável dependente temperatura da camada ativa em 5 cm de profundidade.

Variável dependente: T °C do solo 5 cm	Variáveis no modelo de regressão múltipla			
	1 T °C ar	2 T °C ar T °C sup. Solo	3 T °C ar T °C sup. Solo Albedo	4 T °C ar T °C sup. Solo Albedo Nebulosidade
R ²	0,905	0,915	0,921	0,924
R ² ajustado	0,904	0,914	0,920	0,922
Erro padrão da estimativa	0,400	0,379	0,366	0,360
F de significação	0,000	0,000	0,000	0,000

A variável externa com maior correlação em 35 cm, maior profundidade de monitoramento nesse estudo, foi *T °C ar* ($r=0,916$). Constatou-se que a *T °C ar* foi a variável externa com maior contribuição na variabilidade térmica do gradiente térmico na camada ativa. Contudo, ocorre redução da influência dessa variável com o aumento da profundidade, denotando que em maior profundidade há outras variáveis que influenciam no comportamento térmico da camada ativa. O modelo de regressão com *T °C ar* resulta em $R^2=0,838$.

A segunda variável inserida ao modelo de regressão na profundidade de 35 cm foi a *T °C sup. Solo* ($r=0,913$ e $R^2=0,851$). A terceira variável inserida foi R_n ($r=0,599$ e $R^2=0,864$) e a quarta e última variável inserida ao modelo foi a *Umidade do Solo* com $r=0,774$ e $R^2=0,882$ (Tabela 4.7).

Tabela 4. 6: Variáveis independentes inseridas no modelo de regressão múltipla para a variável dependente temperatura da camada ativa em 35 cm de profundidade.

Variável dependente: T °C do solo 35 cm	Variáveis no modelo de regressão múltipla			
	1 T °C ar	2 T °C ar T °C sup. Solo	3 T °C ar T °C sup. Solo R_n	4 T °C ar T °C sup. Solo R_n Umidade solo (35 cm)
R ²	0,838	0,851	0,864	0,882
R ² ajustado	0,836	0,850	0,862	0,880
Erro padrão da estimativa	0,445	0,428	0,410	0,383
F de significação	0,000	0,000	0,000	0,000

O modelo de regressão que melhor se adequa à variabilidade térmica em 35 cm difere ao obtido para 5 cm. O perfil do solo no transecto, tanto próximo da superfície quanto em maior profundidade sofre maior influência da $T^{\circ}\text{C ar}$ e $T^{\circ}\text{C sup. Solo}$, sendo que a temperatura do ar apresenta alta variabilidade e maior amplitude em relação à temperatura do solo. A temperatura na superfície do solo é influenciada pela temperatura do ar, sendo a correlação entre essas duas variáveis igual a 0,966. O aumento da temperatura do ar e conseqüentemente da superfície terrestre corrobora para a condução de energia no interior do perfil do solo. As diferenças nos modelos ocorreram na terceira e quarta variáveis nas duas profundidades. Enquanto em 5 cm há forte influência do *Albedo* e da *Nebulosidade*, na profundidade de 35 cm essas variáveis são substituídas, havendo forte influência de *Rn* e da *Umidade do solo*.

O albedo superficial na área de estudo varia principalmente nos períodos que a superfície está coberta por neve. Não havendo cobertura de neve, ocorre o albedo característico de rochas escuras, podendo haver cobertura de comunidades vegetais que também interferem no albedo. As variações sazonais da cobertura de neve interferem diretamente na absorção da radiação solar pelos componentes superficiais (CHOI et al 2008) e influencia o regime térmico da camada ativa (LING e ZHANG, 2003).

A alta nebulosidade e os poucos dias de céu limpo na Península Fildes (VIEIRA et al, 2014) limitam a incidência de radiação solar. Desta maneira, a nebulosidade também influencia a variabilidade térmica da camada ativa próxima à superfície.

O saldo de radiação (R_n) e a umidade do solo interferem na variabilidade da camada ativa principalmente em 35 cm de profundidade. O R_n depende do fluxo de radiação de ondas curtas e ondas longas, com grande importância no congelamento do solo (LI et al, 2014) e no derretimento da neve superficial (LING e ZHANG, 2003). O R_n também interfere na ablação, principalmente nos períodos com saldo negativo de radiação de ondas longas, podendo contribuir em 64% da ablação (BINTAJA, 1995). A variabilidade do saldo de radiação não depende apenas da oscilação na incidência de radiação solar, mas também das alterações nas características do albedo superficial (BINTAJA, 1995) e do saldo de radiação de ondas longas (LI et al, 2014).

A umidade do solo apresentou maior influência na variabilidade térmica da camada ativa em 35 cm. O teor de umidade interfere na capacidade de transmissão de energia no perfil do solo e facilita o fluxo de energia principalmente via percolação (MICHEL et al. 2014). Também interfere na troca de calor durante a alteração das fases de congelamento e descongelamento (GUGLIELMIN et al 2008; ALMEIDA et al, 2014) e na variabilidade espacial da ALT (HRBÁČEK et al, 2016).

A relação entre a variabilidade térmica da camada ativa e as variáveis meteorológicas e ambientais também foi avaliada em outros locais na região antártica.

Na Estação Henryk Arctowski localizada na Baía do Almirantado, a temperatura do ar e a radiação global exibiram correlação forte e moderada com a temperatura da camada ativa nas porções mais próximas da superfície e correlação fraca em 70cm de profundidade (ARAZŃNY et al., 2013). Resultados similares foram obtidos utilizando regressão multivariada, constatando que a temperatura do ar possui forte correlação com a variação da temperatura na camada ativa em Lions Rump (ALMEIDA et al., 2014) e na região do Mar de Ross (ADLAM et al., 2010)

A partir da regressão *stepwise* foram selecionadas as variáveis externas com maior relação com a variabilidade térmica da camada ativa. Essas variáveis foram inseridas no modelo de regressão múltipla descrito através da equação 4.1, fornecendo boa percepção acerca do grau de dependência da temperatura da camada ativa em relação às variáveis externas.

$$y = b + m_1x_1 + m_2x_2 + \dots + m_kx_k \quad (4.1)$$

em que y é a variável dependente, b é o coeficiente fixo na interseção em y , m_1 , m_2 e m_k são coeficientes unidos às variáveis independentes e x_1 , x_2 , x_k são as variáveis independentes.

As equações dos modelos de regressão obtidas para as profundidades de 5 cm e 35 cm são apresentadas nas equações 4.2 e 4.3. Essas equações auxiliam na compreensão dos efeitos exercidos pelo conjunto de variáveis independentes na variabilidade da temperatura da camada ativa no transecto. Os modelos obtidos explicam 92,4% e 88,2% da variabilidade térmica da camada ativa em 5 cm e 35 cm respectivamente.

$$y_{5cm} = -2,345 + 0,336x_{T^{\circ}C_{ar}} + 0,116x_{T^{\circ}C_{sup. solo}} + 0,316x_{Albedo} + 0,303x_{Nebulosidade} \quad (4.2)$$

$$y_{35cm} = -0,273 + 0,159x_{T^{\circ}C_{ar}} + 0,186x_{T^{\circ}C_{sup. solo}} - 0,012x_{Rn} + 7,485x_{U_{35cm}} \quad (4.3)$$

CAPÍTULO 5: Caracterização das zonas superficiais da Península Fildes a partir de dados SAR

5.1. Dados TerraSAR-X para extração de informações das zonas superficiais

Os satélites de abertura sintética (SAR) possibilitam obter cenas em qualquer horário, independentemente da cobertura de nuvens ou presença de nebulosidade. Também é possível a partir de dados SAR estimar o teor de umidade superficial, que somando-se aos dados meteorológicos permitem monitorar as variações na fusão da neve e do gelo em ambientes periglaciais. Devido a essas características, os sistemas SAR são essenciais na obtenção de dados, principalmente em regiões como na Antártica Marítima que possuem alta nebulosidade na maior parte do ano e restrição de incidência da radiação solar no período do inverno.

O conjunto de dados SAR utilizado nesse estudo é composto por cinco cenas do satélite TerraSAR-X (TSX) obtidas em nível de processamento *Multi Look Ground Range Detected* (MGD) (Tabela 5.1). Os dados MGD são fornecidos com speckle reduzido e maior precisão na resolução dos pixels, resultando em pixels equidistantes em azimute e na resolução em range. Por serem os produtos MGD constituídos por dados brutos e sem qualquer tipo de interpolação, é possível utilizar parâmetros específicos que consideram as peculiaridades do local, resultando em maior acurácia e precisão na extração de dados físicos.

Os dados SAR quando em estado bruto contém erros intrínsecos ao processo de obtenção pelo sensor orbital. Para aplicações que visam extrair dados quantitativos como: geofísica através dos valores de retroespalhamento, análise multitemporal e comparação de dados SAR adquiridos por sensores distintos é necessário efetuar a correção desses erros. Para tornar as cenas adequadas para extração de dados superficiais foram executadas três etapas de processamento: calibração radiométrica, filtragem do speckle e correção geométrica (Figura 5.1).

Tabela 5. 1: Informações técnicas das cenas TerraSAR-X utilizadas neste estudo.

Data	Hora (UTC)	Órbita	Passagem	Ângulo de incidência (°)	Polarização
10/03/2014	23:07:35	224	Ascendente	20,630	HH
09/03/2015	08:23:00	257	Descendente	42,877	HH
13/02/2016	08:23:07	288	Descendente	31,342	HH
24/02/2016	08:23:07	289	Descendente	48,221	HH
06/03/2016	08:23:08	290	Descendente	48,388	HH

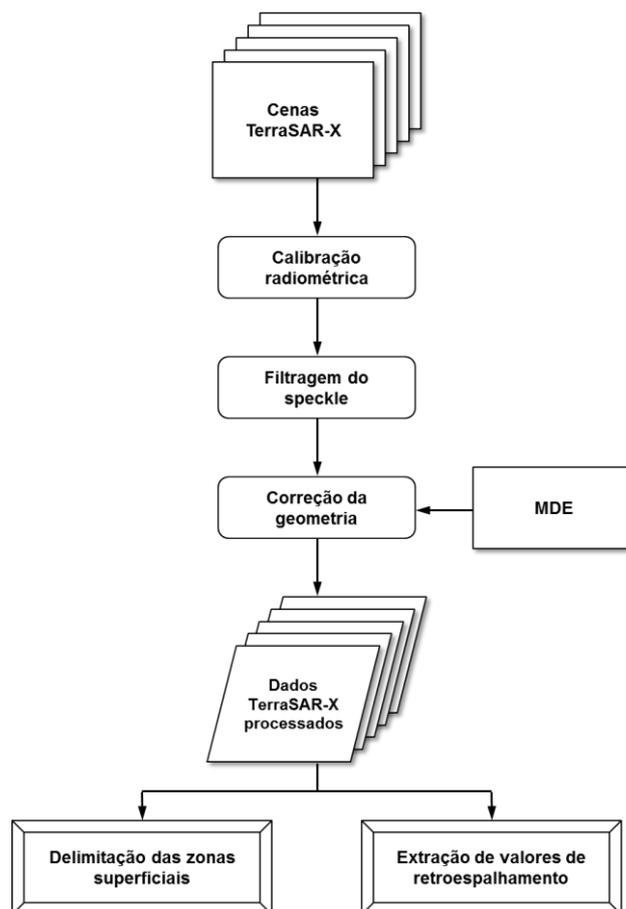


Figura 5. 1: Rotina de processamento das cenas TerraSAR-X utilizadas nesse estudo.

Os dados SAR possuem erros radiométricos oriundos das flutuações na potência dos sinais transmitidos, ganhos do receptor, ruídos e padrão de iluminação da antena (FREEMAN, 1992). A normalização radiométrica foi executada para cada pixel a partir do padrão de iluminação da antena, e foram utilizadas informações superficiais de pontos referenciais de um modelo digital de elevação (MDE). A superfície da cena SAR foi simulada com base em parâmetros topográficos extraídos do MDE e complementada com atributos da linha de voo do satélite e da geometria de iluminação (FREEMAN, 1992).

Os valores dos pixels dos dados TSX em formato bruto foram relacionados ao retroespalhamento do terreno. Esses valores foram convertidos para retroespalhamento do radar (σ^0) tomando como base os valores de uma superfície projetada no alcance inclinado e transformando os valores dos pixels para a unidade decibel (dB).

Para a calibração radiométrica e a correção geométrica dos dados TSX foi utilizado o MDE gerado a partir da carta topográfica da Península Fildes. A interpolação aplicada nos pixels e no MDE foi efetuada pelo método do vizinho próximo. Os dados gerados a partir da correção geométrica possuem maior precisão na posição dos pixels, minimizando os efeitos das recorrentes distorções do relevo.

O speckle é o ruído que ocorre aleatoriamente e gera o padrão de tons claros e escuros nos dados SAR. Esse ruído diminui a qualidade da imagem e também dificulta a interpretação dos alvos na superfície. Apesar de não ser possível remover o speckle em sua totalidade, foi utilizado o procedimento de filtragem por meio do filtro de convolução do tipo mediana para reduzir seus efeitos em todas as cenas TSX. Esse filtro foi escolhido por gerar pouca modificação nas bordas dos alvos (RICHARDS e JIA, 2006). A filtragem foi aplicada com janelas 3x3 e 5x5, e com base na variabilidade estatística e nas taxas de variância dos dados os melhores resultados foram obtidos com a janela 3x3. As etapas de processamento digital das imagens TSX foram executadas através do *software* Next ESA SAR Toolbox (NEST). A Figura 5.2 exibe as cinco cenas TSX já submetidas às etapas de processamento.

Nas áreas livres de gelo há predomínio de superfícies de solo exposto com alta concentração de rochas, pacotes de neve sazonal e corpos d'água. A inclusão da classe de transição no teor de umidade visa detectar as superfícies que estão posicionadas em locais com teor de umidade variando de úmido para bem drenado ou em condição oposta. As superfícies de transição no teor de umidade que não estão próximas de pacotes de neve podem indicar uma superfície em início do processo de hidromorfismo temporário e possibilidade de descongelamento da camada ativa do permafrost.

A classificação supervisionada foi feita utilizando o método de Máxima Verossimilhança (MAXVER). A partir do retroespalhamento das amostras selecionadas o algoritmo reconheceu os padrões de retroespalhamento característicos dos alvos superficiais. A partir do padrão de retroespalhamento das amostras foi estimada a probabilidade de cada pixel pertencer a uma classe específica, atribuindo os pixels às suas classes pertencentes.

As amostras foram selecionadas conforme a localização e as respectivas classes. As amostras para classificação e validação foram obtidas a partir de pontos coletados em campo e utilizando uma cena QuickBird de 08/02/2008. Das cinco datas de dados TSX, três foram obtidas durante o período que ocorreu as atividades de campo (13/02/2016, 24/02/2016 e 06/03/2017), o que possibilitou relacionar as informações contidas nas imagens com os dados coletados em campo, ampliando a interpretação dos alvos contidos nas cenas.

Ao contrário do método supervisionado, na classificação não supervisionada não ocorre a determinação prévia das classes a serem classificadas. Nesse método os pixels são agrupados conforme a similaridade e/ou padrões característicos de retroespalhamento dos alvos, resultando em classes agrupadas que são denominadas *clusters*.

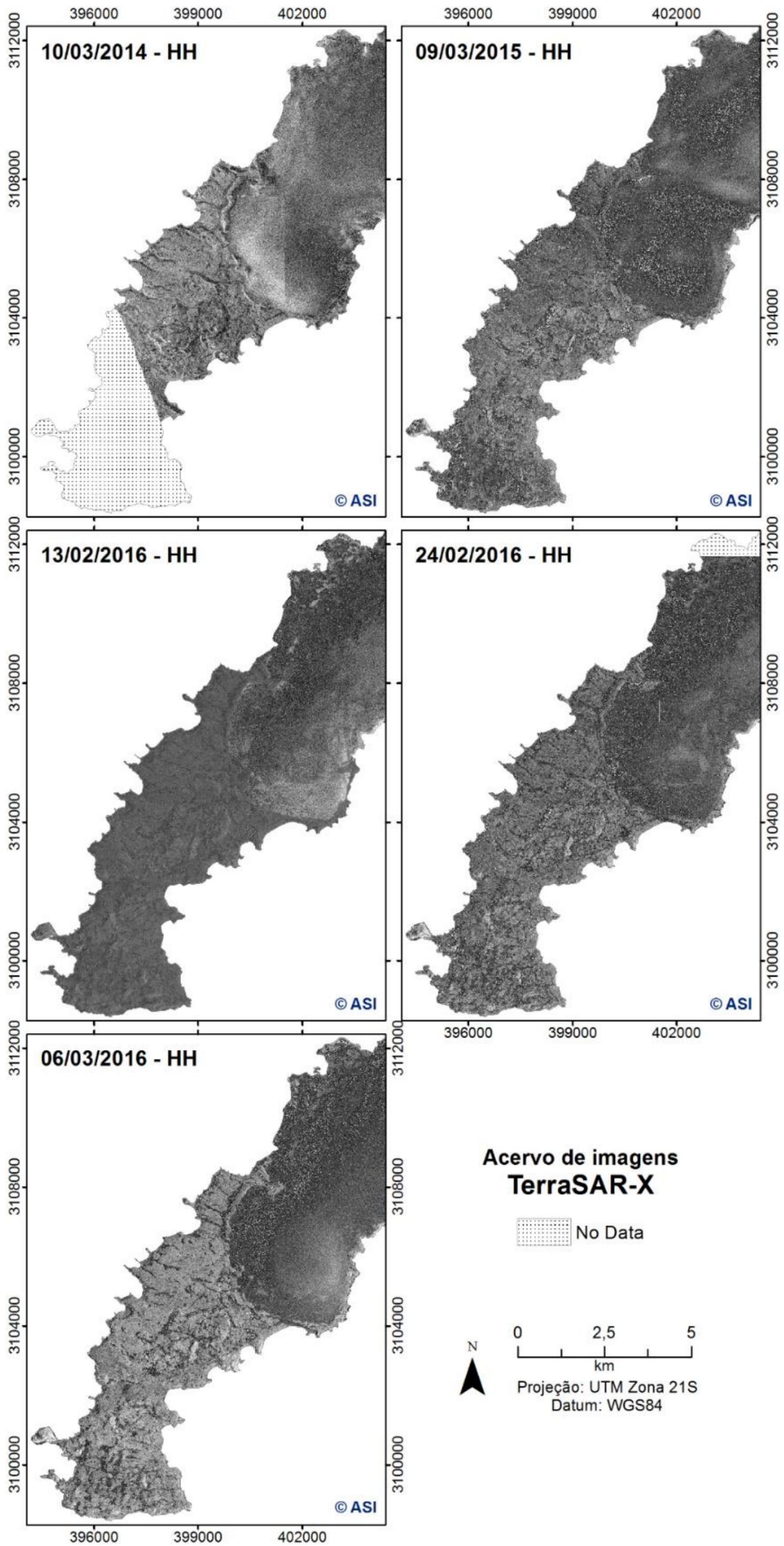


Figura 5. 2: Cenas do satélite TerraSAR-X da Península Fildes utilizadas nesse estudo.

O método de classificação não supervisionada utilizado foi o ISODATA (BALL e HALL, 1965) implementado no *software* Envi. Esse método segmenta a superfície em clusters conforme o número de classes estipulado, a diferença mínima no retroespalhamento para determinar a qual classe o pixel pertencerá e a quantidade de vezes que o algoritmo deverá avaliar o valor de um pixel em relação aos padrões de classes existentes em uma determinada superfície. Segundo Moreira (2005) quase a totalidade dos classificadores não supervisionados determinam a classe de um pixel conforme a distância mínima entre o valor do pixel e o valor médio dos pixels das classes existentes.

Após a etapa de classificação, procedeu-se o processo de filtragem dos cinco produtos resultantes da classificação das imagens TSX nos métodos supervisionado e não supervisionado. Nesse procedimento foi utilizado o filtro de mediana, com janela móvel 5x5 na área da geleira e janela móvel 7x7 na área livre de gelo. Esse procedimento homogeneizou as classes, diminuindo a redundância dos dados e agrupando os pixels classificados isoladamente.

Para avaliar a acurácia da classificação foram utilizados os índices de exatidão global e kappa. O índice de exatidão global é obtido pela razão entre o total de pixels classificados corretamente e o total de pixels que constituem a matriz de confusão da classificação. O coeficiente kappa (COHEN, 1960) é estimado por:

$$k = \frac{N \sum_{i=1}^r x_{ii} - \sum_{i=1}^r x_{i+} + x_{+i}}{N^2 - \sum_{i=1}^r x_{i+} + x_{+i}} \quad (5.1)$$

Onde r é o número de linhas ou colunas da matriz de confusão, x_{ii} refere-se ao número de observações na diagonal da matriz, x_{i+} é a soma dos valores na linha i e x_{+i} é a soma dos valores na coluna i , e N é o total de observações. Segundo Landis e Koch (1977) o coeficiente kappa gera um valor que comparado ao índice kappa possibilita avaliar a qualidade da classificação. Os valores do índice são agrupados da seguinte maneira: <0 (sem concordância), 0 a 0,20 (pobre), 0,20 a 0,40 (fraca), 0,40 a 0,60 (moderada), 0,60 a 0,80 (forte) e >0,80 (excelente).

5.2. Caracterização espacial das zonas superficiais

Os resultados das classificações variaram conforme a data e o método utilizado (Tabela 5.2). O índice de exatidão global apresentou valores superiores aos obtidos pelo índice kappa, similar ao obtido por Mora et al. (2017). Entretanto, os resultados obtidos

pelo índice kappa são mais coerentes por incluir todas as células da matriz de confusão da classificação no resultado final.

O kappa resultante nos dois métodos de classificação indica que as classificações foram satisfatórias, com predomínio de valores nas classes “forte” e “excelente”, indicando coerência entre o que foi classificado e a verdade de campo. De forma geral, o método MAXVER apresentou melhor resultado, com quatro valores com índice “excelente” e o restante de índice “forte”. O método ISODATA também apresentou resultados satisfatórios, com três valores com índice “excelente”, seis “fortes” e apenas um com índice “moderado”.

Os índices de desempenho da classificação indicam maior exatidão na classificação de alvos na geleira em comparação aos alvos das áreas livres de gelo, resultado similar ao obtido por Andrade et al. (2015). Em função da superfície da geleira ser composta predominantemente por neve e gelo, o retroespalhamento desses alvos é mais homogêneo, reduzindo a sobreposição de valores em alvos distintos. De maneira oposta, nas áreas livres de gelo que houve maior heterogeneidade de alvos superficiais ocorreu maior sobreposição nos valores de retroespalhamento. Essa sobreposição ocorre principalmente em alvos como corpos de água, neve em estado de fusão e solos expostos em condição de hidromorfismo temporário. O pulso eletromagnético ao interagir com esses alvos que possuem água no estado líquido tenderá a retroespalhar de maneira similar.

Tabela 5. 2: Performance dos métodos Máxima Verossimilhança (MAXVER) e ISODATA na classificação das áreas livres de gelo e da geleira nas cinco imagens TerraSAR-X.

		MAXVER		ISODATA	
		Exatidão global (%)	Kappa	Exatidão global (%)	kappa
Área livre de gelo	10/03/2014	0,81	0,72	0,76	0,64
	09/03/2015	0,72	0,58	0,80	0,70
	13/02/2016	0,87	0,80	0,90	0,85
	24/02/2016	0,81	0,71	0,76	0,64
	06/03/2016	0,85	0,77	0,98	0,97
Geleira	10/03/2014	0,87	0,80	0,85	0,78
	09/03/2015	0,91	0,86	0,81	0,72
	13/02/2016	0,92	0,88	0,81	0,73
	24/02/2016	0,84	0,76	0,88	0,83
	06/03/2016	0,95	0,93	0,92	0,88

As classes de cobertura superficial na Península Fildes apresentam alta variabilidade nas cinco datas, condição corroborada através das áreas de abrangência de cada classe (Tabela 5.3). Nesse período houve maior variância na superfície da geleira, com a maior variabilidade na classe de neve úmida e a menor variância na classe de gelo exposto. A maior variância nas áreas livres de gelo ocorreu na classe de transição de teor de umidade e a menor variância nas superfícies com maior teor de umidade. Essa variabilidade é influenciada pela abrangência superficial de cada classe, tendo em vista que as maiores variações ocorrem justamente nas classes com as maiores áreas de cobertura. Nas áreas livres de gelo destaca-se a classe de transição de teor de umidade pois em decorrência das variações nas condições meteorológicas ocorre elevada influência nas propriedades físicas da neve sazonal, no descongelamento da camada ativa e nos fluxos de drenagem superficial provenientes do derretimento da neve e do gelo de diferentes fontes. Cada fator citado contribui para ocorrer a superioridade da classe de transição no teor de umidade nas áreas livres de gelo.

Em geleiras de baixa altitude e que sofrem influência marítima, como a geleira Collins, é fundamental monitorar as variações que ocorrem nas zonas superficiais. O aumento contínuo das zonas de gelo exposto pode ser um indicador negativo da condição da geleira, tendo em vista que havendo o advento de condições meteorológicas desfavoráveis o gelo exposto tenderá ao descongelamento e conseqüentemente haverá retração da geleira. Em contrapartida, a presença de neve úmida pode ser um indicador positivo, haja vista que essa classe é oriunda da neve precipitada e acumulada durante o outono e inverno. Entre março de 2014 e março de 2016 a geleira Collins apresentou tendência de expansão das superfícies de neve úmida e redução das superfícies de gelo exposto. As maiores áreas de superfícies de gelo exposto ocorreram em março de 2014, correspondendo 7,8% da área da geleira. Em março de 2015 houve expansão das superfícies de neve úmida, passando a cobrir 77,6% da superfície da geleira, o que contribuiu para sobrepor as superfícies de gelo exposto. A sequência de dados TSX entre 13/02/2016 e 06/03/2016 evidencia a alta variabilidade das zonas superficiais, tendo ocorrido nesse curto intervalo de 22 dias a expansão da superfície de neve úmida, passando de 54,7% para 75,6% da superfície total da geleira Collins. Essa elevada expansão da superfície de neve úmida é influenciada pela precipitação de neve ocorrida durante esse período. Como o mês de março é o final do período de ablação no local de estudo, torna-se de suma relevância mapear a dispersão superficial das áreas de neve úmida nesse período, já que nos meses posteriores existe a tendência de iniciar o período de precipitação e acúmulo de neve.

Em decorrência da menor variância dos alvos nas áreas livres de gelo, não houve uma classe com destacado aumento ou redução de área no período estudado. Nos meses de fevereiro e março, meses que ocorre intensa ablação as classes predominantes tendem a ser similares. Dentre os elementos que compõem as áreas livres de gelo, a neve é o mais suscetível às variações, e sucedendo o seu derretimento a superfície torna-se exposta. Nesses meses há elevada propensão de haver predomínio de rocha e solo exposto, implicando na baixa variabilidade das classes. Devido à essa condição foi feita a classificação das superfícies enfatizando o teor de umidade, haja visto a baixa alternância física dos alvos que são constantes, sendo a umidade o fator de maior diferenciação da condição física desses alvos.

Tabela 5. 3: Contribuição relativa de cada classe de cobertura superficial na Península Fildes nas cinco datas de obtenção de dados TerraSAR-X.

Classe		Área (Km ²)				
		10/03/2014	09/03/2015	13/02/2016	24/02/2016	06/03/2016
Geleira	Neve úmida	13,32	19,98	14,08	17,74	19,47
	Transição	10,42	5,03	9,70	6,52	5,53
	Gelo exposto	2,02	0,75	1,94	0,51	0,76
Área livre de gelo	Maior umidade	2,15	2,68	3,52	5,97	4,79
	Transição na umidade	8,94	20,26	15,43	14,87	12,35
	Menor umidade	6,64	6,95	10,94	9,06	12,76

As classes apresentaram diferenças nas áreas de abrangência em cada data classificada, e para avaliar a condição predominante fez-se uma análise de interseção entre as superfícies classificadas em cada data, resultando em uma superfície contendo a condição predominante no período (Figura 5.3). As áreas abrangidas pelas classes na condição predominante seguem os padrões já apresentados nas classificações individuais. Da área total da geleira, a classe com maior área é a de neve úmida (85,5%) e a de gelo exposto possui a menor área (0,5%). Nas áreas livres de gelo a classe predominante é a de superfícies com menor teor de umidade (49,6%) e as superfícies com maior teor de umidade são as menos representativas (13%).

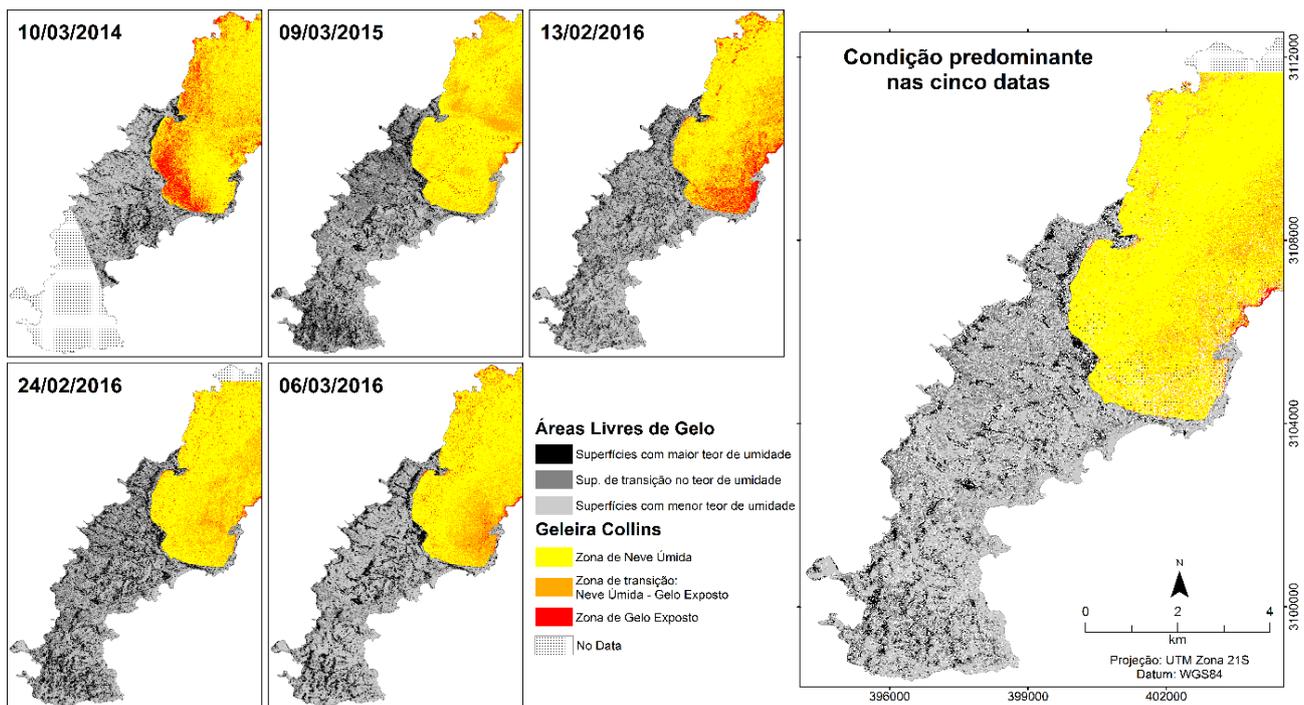


Figura 5. 3: Cobertura superficial na Península Fildes gerada a partir da classificação MAXVER das cenas TerraSAR-X e a condição predominante nas cinco datas.

As formas do relevo influenciam na disposição dos alvos superficiais, dentre estes destacam-se a altitude, orientação da vertente e a declividade (RAU, et al. 2000; ANDRADE et al., 2015). A altimetria da porção da geleira Collins abrangida nesse estudo varia de 0 m, nas porções da geleira em contato com o mar e atinge 250 m nos pontos mais elevados. Através da interseção entre os dados altimétricos e a superfície classificada predominante constata-se que 75% das superfícies de gelo exposto estão entre 0 m e 50 m de altitude, enquanto as classes de neve úmida e transição de neve úmida-gelo exposto possuem cerca de 45% de suas áreas entre 100 m e 200 m de altitude. O predomínio da classe gelo exposto próxima ao mar deve-se à influência das condições marítimas na fusão da neve e do gelo, e o predomínio de neve úmida em maiores altitudes deve-se às condições propícias ao acúmulo da neve e pela menor influência marítima. As vertentes da geleira também variam em suas orientações, e das vertentes de superfícies de neve úmida, 49,2% estão orientadas no sentido noroeste e 25,6% das superfícies de gelo exposto estão orientadas no sentido sudeste. Na Península Fildes entre 2012 e 2015 houve predomínio de ventos com sentido noroeste, e segundo Turner e Pendlebury (2004) o vento com sentido noroeste é característico por transportar ar mais quente e úmido, enquanto os ventos com sentido sudeste e leste transportam ar frio e seco.

A altimetria nas áreas livres de gelo varia de 0 m nos terraços marinhos e atinge 180 m nos pontos mais elevados nas mesetas. A partir da estimativa das condições

predominantes das classes nas áreas livres de gelo (Figura 5.3), observa-se que as três classes estão mais concentradas entre 20 m e 60 m de altitude. As superfícies com menor teor de umidade, que são predominantes em área superficial, estão localizadas 58,8% nessa faixa altimétrica. Em relação à orientação das vertentes, não há uma direção que prevaleça em relação às outras, porém, 50,8% das superfícies com menor umidade estão posicionadas em vertentes orientadas para nordeste, sul e leste, enquanto as superfícies com maior teor de umidade estão orientadas predominantemente para oeste e sudoeste (44,8% do total). O predomínio de superfícies com menor teor de umidade também é influenciado por ventos que nessas direções tendem a ser mais frios e secos. Quando se avalia a relação entre as classes predominantes e a declividade, nota-se que nas áreas livres de gelo, 55% da área de cada classe está localizada em relevos com declividade entre 3% e 20%, referentes às classes suave ondulado e ondulado. Porém, não há um padrão na declividade que indique contribuição relevante na distribuição superficial das classes predominantes.

5.3. Retroespalhamento das zonas superficiais

A partir das áreas classificadas foram obtidos os valores de retroespalhamento característicos de cada classe. As superfícies com maior conteúdo de água no estado líquido apresentam menor retroespalhamento devido à absorção da radiação eletromagnética. O menor retroespalhamento é evidenciado nas superfícies de neve úmida da geleira e nas superfícies com maior teor de umidade nas áreas livres de gelo. Apesar da superfície de gelo exposto e das superfícies com menor teor de umidade nas áreas livres de gelo serem muito distintas, em 10/03/2014 e 13/02/2016 essas classes apresentaram retroespalhamento similar. Uma possível causa dessa semelhança é a presença de gelo na superfície das rochas, condição constatada em 13/02/2016 no trabalho de campo. Após a ocorrência de severas tempestades de neve é recorrente haver presença de cobertura de gelo na superfície, gerando um padrão de retroespalhamento nas rochas cobertas por gelo valores similares aos das superfícies de gelo exposto na geleira. O retroespalhamento da neve varia conforme sua umidade, constituição, profundidade, rugosidade superficial e a densidade (ALBRIGHT et al., 1998).

É importante detectar o teor de umidade superficial nas áreas livres de gelo, já que essa informação possibilita inferir acerca da ocorrência de permafrost, principalmente quando a camada ativa está em processo de descongelamento elevado. A Tabela 5.4 exibe os valores médios e o desvio padrão do retroespalhamento extraídos das cenas TSX para cada uma das classes.

Tabela 5. 4: Retroespalhamento das zonas superficiais na Península Fildes extraído da série temporal de dados TerraSAR-X.

Zonas Superficiais		Retroespalhamento (dB)									
		10/03/2014		09/03/2015		13/02/2016		24/02/2016		06/03/2016	
		\bar{X}	DP	\bar{X}	DP	\bar{X}	DP	\bar{X}	DP	\bar{X}	DP
Geleira	Neve úmida	-14,4	2,8	-19,1	5,1	-18,8	3,0	-19,6	3,8	-19,9	3,7
	Transição	-9,2	1,8	-13,6	3,3	-13,2	2,0	-14,1	3,6	-12,7	3,6
	Gelo exposto	-4,4	2,3	-2,4	6,3	-8,1	2,8	-7,3	8,1	-3,3	4,2
Área livre de gelo	Maior teor de umidade	-14,8	3,2	-19,7	6,2	-19,7	3,7	-20,8	4,2	-20,1	4,4
	Transição no teor de umidade	-10,0	2,6	-16,4	3,9	-15,2	2,7	-16,4	3,3	-14,9	3,0
	Menor teor de umidade	-4,3	3,3	-10,7	4,3	-9,8	3,4	-10,6	3,8	-8,9	3,4

\bar{X} : média; DP: desvio padrão

Outros estudos utilizando dados SAR avaliaram as características do retroespalhamento de alvos da criosfera, com a neve e o gelo, elementos de maior abrangência nesse ambiente, estando entre os mais estudados. A Tabela 5.5 exibe uma síntese dos valores de retroespalhamento para as duas classes, incluindo os valores obtidos neste estudo e por outros autores que utilizaram as bandas C e X de satélites SAR.

Tabela 5. 5: Valores de retroespalhamento obtidos para as zonas de radar de gelo exposto e de neve úmida em diferentes estudos.

Zonas de radar	σ° [dB]	Banda	Local	
Geleira: Gelo Exposto	-15 a -10	C	P. Antártica	Rau et al, 2000
	-13 a -6	C	Ilha Rei George	Braun, 2001
	-13 a -6	C	P. Antártica	Arigony-Neto et al, 2009
	-19,2 a -10,1	X	P. Potter	Andrade et al, 2015
	-19,9 a -14,6	X	P. Fildes	Este estudo
Geleira: Neve úmida	~ -11	X	Mon. Everest	Albright et al, 1998
	-25 a -15	C	P. Antártica	Rau et al, 2000
	-22 a -15	C	Ilha Rei George	Braun, 2001
	-25 a -14	C	P. Antártica	Arigony-Neto et al, 2009
	-28,6 a -17,0	X	P. Potter	Andrade et al, 2015
-14,5 a -9,4	X	P. Fildes	Este estudo	

O retroespalhamento dos alvos superficiais varia conforme as condições meteorológicas que antecedem e que predominam no momento da obtenção da imagem. Devido à alta variabilidade meteorológica na região da Antártica Marítima, é importante avaliar as condições meteorológicas que antecederam à obtenção das cenas. Assim é possível relacionar as informações da imagem e auxilia na correta interpretação dos alvos classificados nas imagens. Para tal, foram utilizados os dados coletados pelo sítio de monitoramento contínuo instalado na Península Fildes que coleta dados de temperatura do ar, saldo de radiação, albedo, umidade da camada ativa à 35 cm e a temperatura da camada ativa em 5 cm, 20 cm e 35 cm. Foram gerados os dados médios dessas variáveis nos dias que foram obtidas as cenas TSX e também nos 7 e 15 dias que antecederam a obtenção das cenas TSX (Tabela 5.6). A partir desses dados foi possível avaliar a relação entre as condições meteorológicas e os padrões de retroespalhamento dos alvos superficiais nas cenas TSX.

Tabela 5. 6: Condições meteorológicas e térmicas da camada ativa nas datas de obtenção das cenas e no período de 7 e 15 dias que antecederam a obtenção das cenas TerraSAR-X.

		T ar °C	Rn Wm⁻²	Albedo	T 5 cm °C	U %
Média nas datas das cenas TSX	10/3/14	0,47	78,58	0	1,58	13,18
	09/3/15	-0,47	66,90	0	1,21	18,94
	13/2/16	-0,21	75,22	0	0,83	13,10
	24/2/16	-0,58	81,85	0,19	<i>N</i>	14,45
	09/3/16	0,02	89,66	0	<i>N</i>	13,47
Média dos últimos 7 dias	03/3/14 a 10/3/14	0,82	110,48	0,00	1,80	13,47
	02/3/15 a 09/3/15	0,25	68,18	0,03	1,19	18,92
	06/2/16 a 13/2/16	0,33	155,71	0,02	2,72	13,72
	17/2/16 a 24/2/16	0,24	97,05	0,09	<i>N</i>	14,20
	02/3/16 a 09/3/16	0,46	73,73	0,05	<i>N</i>	13,77
Média dos últimos 15 dias	23/2/14 a 10/3/14	0,62	112,81	0,01	1,73	12,99
	22/2/15 a 09/3/15	-0,27	89,05	0,06	1,07	18,41
	29/1/16 a 13/2/16	0,61	156,68	0,04	2,92	13,78
	09/2/16 a 24/2/16	-0,18	126,13	0,03	1,64	13,82
	23/2/16 a 09/3/16	0,30	92,17	0,07	<i>N</i>	13,71

T ar: temperatura do ar; **Rn:** saldo de radiação; **T 5 cm:** temperatura da camada ativa em 5 cm; **U:** umidade da camada ativa em 35 cm. **N:** no data.

A temperatura do ar exerce forte influência na fusão da neve, do gelo e consequentemente na camada ativa. A temperatura média dos meses de fevereiro e de março entre 1968 a 2016 foi 1,52 °C e 0,39 °C respectivamente. A temperatura do ar

em todos os dados TSX obtidos em fevereiro foi inferior à média histórica, porém, as menores temperaturas do ar foram registradas nas datas que antecederam a obtenção da cena em 24/02/2016. O predomínio de menores temperaturas pode ser responsável pela maior área superficial da neve úmida na geleira e de neve nas áreas livres de gelo (classe de maior umidade). Dentre as cenas obtidas em março, a de 10/03/2014 foi a única com temperatura média superior à média histórica de temperatura na data e no período que antecedeu a obtenção da cena. As condições meteorológicas nessa data podem ter influenciado na condição da geleira com as maiores áreas de transição e de gelo exposto. Em função da imagem obtida nessa data não exibir toda a área livre de gelo não é possível quantificar a influência total dessa condição nos alvos classificados. Entretanto, acredita-se que nessa data ocorreu acentuada influência das condições meteorológicas nas zonas superficiais.

Os valores médios do saldo de radiação, albedo, temperatura da camada ativa e umidade da camada ativa nos meses de fevereiro e março entre 2014 e 2016 foram quantificados a partir dos dados coletados pelo sítio de monitoramento contínuo. O saldo de radiação (R_n) médio nos meses de fevereiro e março foi $128,5 \text{ Wm}^{-2}$ e $68,85 \text{ Wm}^{-2}$ respectivamente. Em 10/03/2014 por ter havido saldo de radiação positivo e superior à média dos meses de março no período de estudo, indica que houve ganho de energia, ocorrendo absorção da radiação de ondas curtas incidente nos alvos e posteriormente liberação de energia termal. Em 10/03/2014 também foi registrado albedo médio variando de 0 a 0,01, indicando que a superfície do local monitorado se manteve exposta e sem presença de alvos com alta reflexão, causando elevada absorção da radiação incidente. O saldo de radiação superior à média nessa data pode ter sido influenciado pela condição do albedo superficial. A temperatura média em fevereiro e março entre 2014 e 2016 foi $1,90 \text{ }^\circ\text{C}$ e $0,50 \text{ }^\circ\text{C}$ respectivamente.

A temperatura da camada ativa em 5 cm nas datas de obtenção dos dados TSX em março apresenta valores superiores à média do período, sendo que em 10/03/2014 a temperatura foi $1,08 \text{ }^\circ\text{C}$ superior à média de março. Esse conjunto de variáveis indicam que dentre as cinco cenas TSX, as condições meteorológicas com padrão mais propício à fusão da neve e gelo ocorreu em 10/03/2014, enquanto nas datas de 24/02/2016 e 06/03/2016 houve condições meteorológicas propícias à menor fusão, impulsionando a redução da temperatura e congelamento da água em estado líquido.

CAPÍTULO 6: Relação entre a radiação solar e a distribuição superficial da vegetação na Península Fildes

6.1. Introdução

Dados registrados por estações meteorológicas apontam uma estimativa de aquecimento da temperatura do ar do planeta em 0,5 °C no século passado (HANSEN e LEBEDEFF, 1987). Os locais localizados em alta altitude são os mais sensíveis a essas variações climáticas, enquanto no continente antártico foram registradas as maiores tendências de aquecimento anual nas porções ocidentais e no norte da Península Antártica, com a maior tendência estatisticamente significativa em Faraday/Vernadsky com +0,56 °C década⁻¹ entre 1951-2000 (TURNER et al. 2005). Recentemente, uma grande quantidade de geleiras mistas de maré respondeu de forma síncrona às condições climáticas e essas observações sugerem a perda de gelo acumulado nas frentes dessas geleiras, podendo resultar em uma maior drenagem da Península Antártica (COOK et al. 2005).

A retração de geleiras expõe novas áreas, que podem vir a ser colonizadas por vegetação. Essas áreas são denominadas de áreas livres de gelo, e representam menos de 1% da Antártica, e 14% dessas áreas são localizadas na Península Antártica e suas ilhas (BOCKHEIM e HALL, 2002). A cobertura de vegetação influencia no teor de umidade e no regime térmico dos solos, e exerce efeito de tamponamento da temperatura da superfície terrestre, contribuindo para a manutenção da temperatura no topo do permafrost (GUGLIELMIN et al. 2008; ALMEIDA et al. 2014). O monitoramento da ecologia e extensão da cobertura de vegetação das áreas livres de gelo da Antártica é essencial para a melhor compreensão dos efeitos e tendências da mudança climática nesse ecossistema.

A radiação solar influencia fortemente não apenas a distribuição da vegetação, mas também os componentes do balanço hídrico, tendo efeito significativo na distribuição das águas superficiais (PIERCE JR. et al. 2005). Segundo PEREIRA PUTZKE (1994) a distribuição das comunidades vegetais depende principalmente da incidência de luz (até 20 horas por dia durante o verão), podendo enfatizar o aspecto como um grande fator de influência no desenvolvimento de várias espécies de vegetação na Antártica (LINDSAY, 1971).

Estudos taxonômicos e florísticos na Antártica datam desde a década de 1950, com avanços significativos no estudo de vegetação, tendo Holdgate (1964) feito uma das primeiras tentativas de implementar sistematicamente um sistema de classificação baseado na morfologia de comunidades de plantas. Longton (1967) estendeu esse

sistema com base em séries de associações sobre composição florística e fez uma conta preliminar da cobertura de vegetação nas Shetlands do Sul.

Hans et al. (2007) realizaram um estudo da vegetação da Península Fildes, como parte de um relatório de avaliação de risco, incluindo o mapeamento detalhado abrangendo os principais gêneros e espécies de musgos e líquens. A abordagem utilizada em seu trabalho incluiu dois anos de trabalho de campo, e a categorização foi realizada de acordo com o sistema de espécies dominantes de Ochyra (1998) e Lindsay (1971). As abordagens no mapeamento de vegetação enfatizam comunidades em vez de espécies dominantes, sendo que trabalhos específicos como este são de grande importância para a correlação ecológica, porém o custo e o tempo requerem um monitoramento mais específico. O uso de sensoriamento remoto é uma alternativa efetiva para fins de monitoramento, especialmente se estiver baseada em um sistema de classificação da comunidade de vegetação adequadamente validado por dados coletados em campo.

A detecção remota fornece ferramentas potenciais para monitorar as mudanças nos ambientes periglaciais. As abordagens incluem o mapeamento da distribuição de permafrost, geomorfologia periglacial, cobertura da superfície e detecção de alterações (ULRICH et al. 2009; FISCHER et al. 2011); especialmente dados relacionados à cobertura superficial da neve e ao recuo de geleiras (BÖLTER, 1999; BREMER et al. 2004; VOGT e BRAUN, 2004).

O objetivo desse estudo foi produzir um mapa simplificado de vegetação da Península Fildes (FP) e da Ilha Ardley (IA) com base na classificação orientada ao objeto aplicado em uma cena do satélite QuickBird e avaliar a influência da radiação solar global sobre a distribuição da vegetação.

6.2. Material e Métodos

6.2.1. Área de estudo

A Ilha Rei George está localizada em 62° 08' e 62° 14' S e 58° 51' e 59° 02' O, e é a maior ilha do arquipélago das Shetland do Sul. A região é caracterizada por um clima úmido influenciado pelas condições marítimas. Mais de 90% da ilha é coberta por geleiras, com áreas livres de gelo durante o verão as penínsulas e as costas marítimas. A deglaciação da Ilha Rei George no holoceno iniciou aproximadamente há 6000 anos atrás e ocorreu um ótimo climático entre 4000 e 3000 anos (BJÖRCK et al. 1991; YOON et al. 2000). FP está localizada na Ilha Rei George a 62° 11' 37,41" S e 58° 58' 31,53" O, representando as maiores e mais antigas áreas livres de gelo da ilha (ANDRADE, 2012). O clima é considerado polar oceânico (KOPPEN, 1936), caracterizado por

temperaturas médias anuais de $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ e precipitação entre 350 e 500 mm (OVSTEDAL & SMITH, 2001). FP tem uma área livre de gelo de 28,8 km² e AI possui 1,2 km², conectado por um istmo de 400 m, exposto durante os períodos de maré baixa (Figura 6.1). A região é um lugar chave para a logística de muitos programas antártico e turismo, criando conflitos com as áreas locais especialmente protegidas (ASPAs nº 126 e 150). É uma área utilizada para reprodução de pinguins desde o recuo da geleira, sendo que AI recebe aproximadamente 100218 indivíduos durante o verão (TRIVELPIECE et al. 1987).

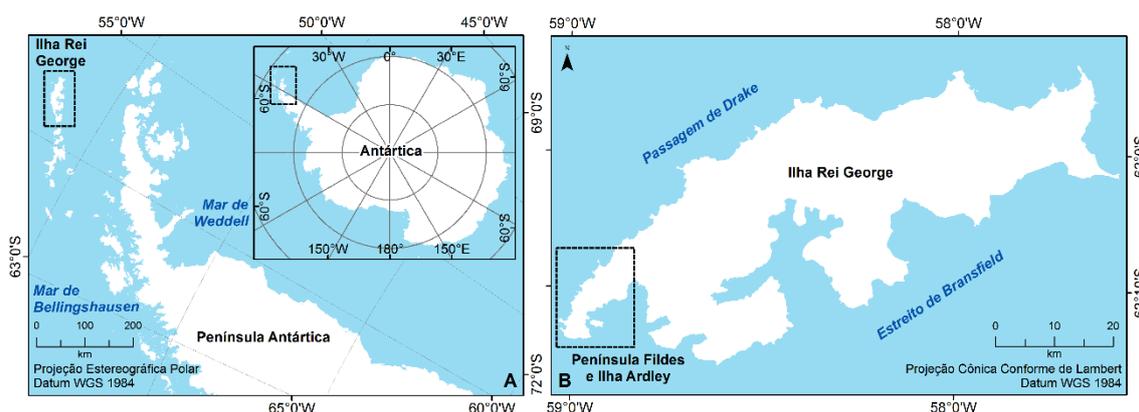


Figura 6. 1: (A) Localização da Península Antártica, e (B) localização da Ilha Rei George com destaque na Península Fildes e na Ilha Ardley.

A grande área livre de gelo da península possui condições diferentes, sendo uma transição de paraglacial para periglacial à medida que se afasta da geleira Collins. Nos ambientes periglaciais com exposição mais antiga, há predomínio de processos geomorfológicos periglaciais, como a solifluxão, crioturbação e nivação (MICHEL et al. 2014). A cobertura de vegetação é semelhante a outras áreas livres de gelo das Shetlands, incluindo os tapetes de musgo (principalmente *Warnstorfia* e *Sanionia sp.*), líquens (principalmente *Himantormia sp.* e *Usnea sp.*) e uma cobertura mista com gramíneas ocasionais (*Deschampsia antarctica*) (LINDSAY, 1971, PETER et al. 2008).

6.2.2. Classificação da vegetação

Este estudo é baseado nos dados coletados em campo no verão de 2008 e 2009, tendo sido feito o mapeamento de vegetação, solo e geomorfologia. Na Península Fildes tem a maior área livre de gelo do arquipélago das Shetland do Sul. As comunidades de vegetação foram divididas de acordo com Longton (1967) e com base nas variações

locais e as espécies dominantes. O mapa foi elaborado a partir da identificação nos 48 pontos de amostragem.

Para o mapeamento da vegetação, foi utilizado uma imagem do satélite QuickBird (janeiro de 2007), com quatro bandas multiespectrais com resolução espacial de 2,4 m (0,45 μm - 0,52 μm ; 0,52 μm - 0,60 μm ; 0,63 μm - 0,69 μm e 0,76 μm - 0,90 μm) e uma banda pancromática (0,76 μm - 0,85 μm) com resolução espacial de 0,61 m. A imagem foi georreferenciada e ortoretificada utilizando pontos de controle obtidos no campo. Para a classificação da imagem, adotamos o software eCognition que executa análises orientadas aos objetos. Primeiro foram classificados os corpos d'água e sombras como *no data*, posteriormente foi implementada a segmentação multiresolução utilizando as bandas pan e infravermelho. Para a classificação, foi calculado o índice de diferença de vegetação normalizada (NDVI) definido como a proporção de $(R_{IVP} - R_{Vermelho}) / (R_{IVP} + R_{Vermelho})$ proposto por Deering et al. (1978). O índice de taxa de clorofila pigmentada normalizada (NPCI) definido como $(R_{Vermelho} - R_{Azul}) / (R_{Vermelho} + R_{Azul})$ (MERZLYAK et al. 1999) e brilho $([R_{Azul} + R_{Verde} + R_{Vermelho}] / 3)$.

Tabela 6. 1: Classes de vegetação (LONGTON, 1967).

Formação de Tundra Polar Alpina
A. Formação de Criptograma Antártica
Subformação Musgo Encrustado
Subformação Líquens e Musgo
Subformação Tapete de Musgo
Subformação Musgo Hummock
Subformação Musgo de turfa
Subformação algas talosas
B. Formação de Fanerógama Antártica
Subformação gramíneas

Para a classificação e segmentação da imagem foi definido e calculado, primeiro o limiar de cobertura de vegetação ($R_{NDVI} > 0,12$ em Ardley e $R_{NDVI} > 0,02$ em Fildes), para a classificação das diferentes comunidades de vegetação (vizinho mais próximo).

Várias combinações de bandas foram testadas para a execução da segmentação multiresolução; os melhores resultados foram alcançados usando as bandas infravermelho e pancromáticas. A banda pancromática aumentou a resolução espacial enquanto a banda infravermelho fornece informações espectrais que possibilitam a diferenciação dos objetos, em específico a vegetação. Esta técnica faz a união de regiões, iniciando com cada pixel separado referente a um objeto; e os pixels

vizinhos são anexados formando segmentos maiores. A decisão da junção das células vizinhas baseia-se no critério de homogeneidade local, descrevendo a semelhança entre os objetos das imagens adjacentes. Os objetos com os menores aumentos nos critérios definidos são mesclados. Os dois principais componentes da segmentação multiresolução são as heurísticas para determinar os objetos de imagem que se fundem em cada etapa e a definição de homogeneidade dos objetos. O algoritmo de segmentação não utiliza apenas o valor único do pixel, mas também da continuidade espacial dos pixels (textura, topologia).

O esquema de classificação adotado contém descrições de classe, composto por um conjunto de expressões *fuzzy* que permitem avaliar as características específicas e a operação do algoritmo. Essa abordagem foi utilizada para separar a cobertura vegetal de áreas não vegetativas. Os conjuntos *fuzzy* foram definidos por funções de associação que identificam os valores de um recurso que são considerados característicos, menos característicos ou não característicos de uma classe (MITRI et al., 2003). Foi utilizado como parâmetro principal o NDVI junto com o brilho.

A organização do fluxo do trabalho foi: 1) imagens de entrada, 2) segmentação multiresolução, 3) hierarquia dos objetos da imagem, 4) criação da hierarquia de classes, 5) classificação usando amostras de treinamento e vizinho mais próximo, 6) classificação final da junção de classes (LALIBERTE et al, 2004).

Os pesos foram definidos para a banda NIR e pancromática. Escala igual a 15, fator de forma 0,4, cor de 0,6 para a PF; escala igual a 50, fator de forma e cor de 0,5 em IA, compactação para 0,8 e suavidade de 0,2 em ambos os sítios. O parâmetro de escala é um valor abstrato para determinar a heterogeneidade máxima possível de alteração causada pela fusão de vários objetos. A forma inclui compactação (espessura) e suavidade, que são duas características geométricas; a suavidade descreve a semelhança entre as bordas do objeto e um quadrado perfeito. A compactação descreve a “proximidade” dos pixels agrupados em um objeto comparando-o com um círculo.

Foram criadas duas classes: líquens e subformação musgo. Para definir as duas classes, foram criados sítios de treinamentos de áreas conhecidas da imagem. A classificação orientada ao objeto no eCognition é semelhante ao software de análise de imagens incomuns de classificações supervisionadas, deve-se apontar áreas de treinamento, que são representantes típicos da classe. No eCognition, tais áreas de treinamento são referidas como amostras ou objetos de amostras (BAATZ et al., 2004).

O resultado da classificação mostra as estatísticas dos sítios de treinamento e a descrição da classificação. Essas estatísticas permitem comparar quais classes possuem a melhor classificação com base nos resultados preliminares. Uma matriz de confusão dos locais de treinamento com a classificação foi produzida. Para estimar a

eficiência do classificador, foi gerado o índice kappa comparando os resultados do conjunto de regras de classificação e 100 pontos amostrados em campo. As comunidades que integram a formação de fanerógama Antártica presentes na área do estudo, onde foram identificadas em manchas muito pequenas durante o trabalho de campo e não puderam ser detectadas devido à resolução espacial da imagem.

O melhor resultado da classificação mostra as estatísticas dos sítios de treinamento e a descrição da classificação. Essas estatísticas permitem comparar quais classes possuem a melhor classificação com base nos resultados preliminares. Foi produzida uma matriz de confusão dos locais de treinamento com a classificação. Para avaliar a eficiência do classificador, foi gerado o índice kappa, comparando os resultados do conjunto de regras de classificação e os pontos amostrados na área de estudo. As comunidades que integram a formação de fanerógama Antártica presentes na área de estudo, onde foram identificadas em manchas muito pequenas durante o trabalho de campo e não podiam ser reconhecidas devido à resolução espacial da imagem.

6.2.3. Influência da radiação solar global sobre a distribuição da vegetação

Para estimar a radiação solar incidente é considerada a latitude do local analisado, a geometria da topografia e o ângulo de incidência do Sol em cada período do ano (BURROUGH e MCDONNELL, 2011). A radiação incidente terá sua intensidade variando conforme o ângulo solar zenital, fluxo solar no topo da atmosfera, transmitância atmosférica, ângulo da iluminação solar na encosta e obstrução no céu, sendo que o ângulo zenital varia de acordo com a data (DUBAYAH e RICH, 1995).

A radiação global incidente pode ser calculada de acordo com Dubayah e Rich (1995):

$$E \downarrow_v = \left[V_d \bar{F} \downarrow (\tau_0) + C_i \bar{F} \uparrow (\tau_0) + \cos i S_0 \exp \left(-\frac{\tau_0}{\cos \theta_0} \right) \right] \quad (6.1)$$

onde $E \downarrow_v$ é a radiação solar global, $V_d \bar{F} \downarrow (\tau_0)$ é a radiação incidente difusa, $C_i \bar{F} \uparrow (\tau_0)$ é a radiação refletida pela superfície e $\cos i S_0 \exp \left(-\frac{\tau_0}{\cos \theta_0} \right)$ é a radiação direta incidente na superfície. Os valores de V_d e C_i e $\cos i$ provêm do modelo digital de elevação (MDE) e variam espacialmente.

A estimativa do GSR foi feita usando o método proposto por Fu e Rich (1999), com a Equação 1 através da ferramenta *solar analyst* no *software* ArcGis. Considerou-se um fluxo de radiação solar de 1367 Wm^{-2} no topo da atmosfera, englobando a radiação direta e difusa, ambos referentes a GSR (BURROUGH e MCDONNELL, 2011). É importante notar que esta metodologia calcula os valores potenciais máximos para a

radiação incidente, sem considerar nenhum fenômeno meteorológico, cobertura de neve ou de nuvens (FU e RICH, 1999).

Para avaliar o efeito dos fenômenos meteorológicos e de cobertura de nuvens, foi feita a estimativa da incidência de radiação solar global medida (RSGM) utilizando um saldo radiômetro CNR4 (*Kipp & Zonen*) instalado a 100 m a.n.m. Em FP, os dados foram coletados com intervalos horários de janeiro de 2014 a fevereiro de 2016.

A intensidade da radiação solar pode ser inferior ou superior ao ideal para as demandas das plantas. O ponto de compensação de luz (PCL) é definido como a intensidade de radiação suficiente para as atividades fotossintéticas. Quando a intensidade da radiação solar incidente é superior à capacidade das plantas de fixar CO₂ capturar e fazer fotossíntese é denominado ponto de saturação (PS).

A estimativa de radiação solar incidente foi feita para as diferentes estações de 2015, visando estimar a PCL e PS para as comunidades de plantas na Península Fildes e na Ilha Ardley. Os valores foram convertidos de $\mu\text{mol f\u00f3tons m}^{-2}\text{s}^{-1}$ para kWh.m⁻² para as análises de relação entre a radiação incidente e os limiares de cada vegetação (Tabela 6.2).

Tabela 6. 2: Valores de PCL e PS em relação à intensidade de radiação global para a formação de criptogramas antárticas (Adaptado de NAKATSUBO, 2002).

	Ponto de compensação à luz– PCL (kWh.m ⁻²)	Ponto de saturação- PS (kWh.m ⁻²)
Líquen (<i>Usnea antarctica</i>)	17,08	341,6
Musgo (<i>Sanionia uncinata</i>)	68,32	683,2

6.3. Resultados e discussão

A radiação global diferiu da radiação global mensurada nas diferentes estações em Fildes. As maiores diferenças entre a radiação estimada e a mensurada ocorreram no outono (20,3%) e no inverno (25,5%), as menores diferenças ocorreram na primavera (13,8%) e verão (3,1%). A radiação global incidente é muito similar em Fildes e em Ardley, as diferenças são principalmente devido à posição e relevo, com Ardley sempre com valores menores (Tabela 6.3 e Figura 6.2).

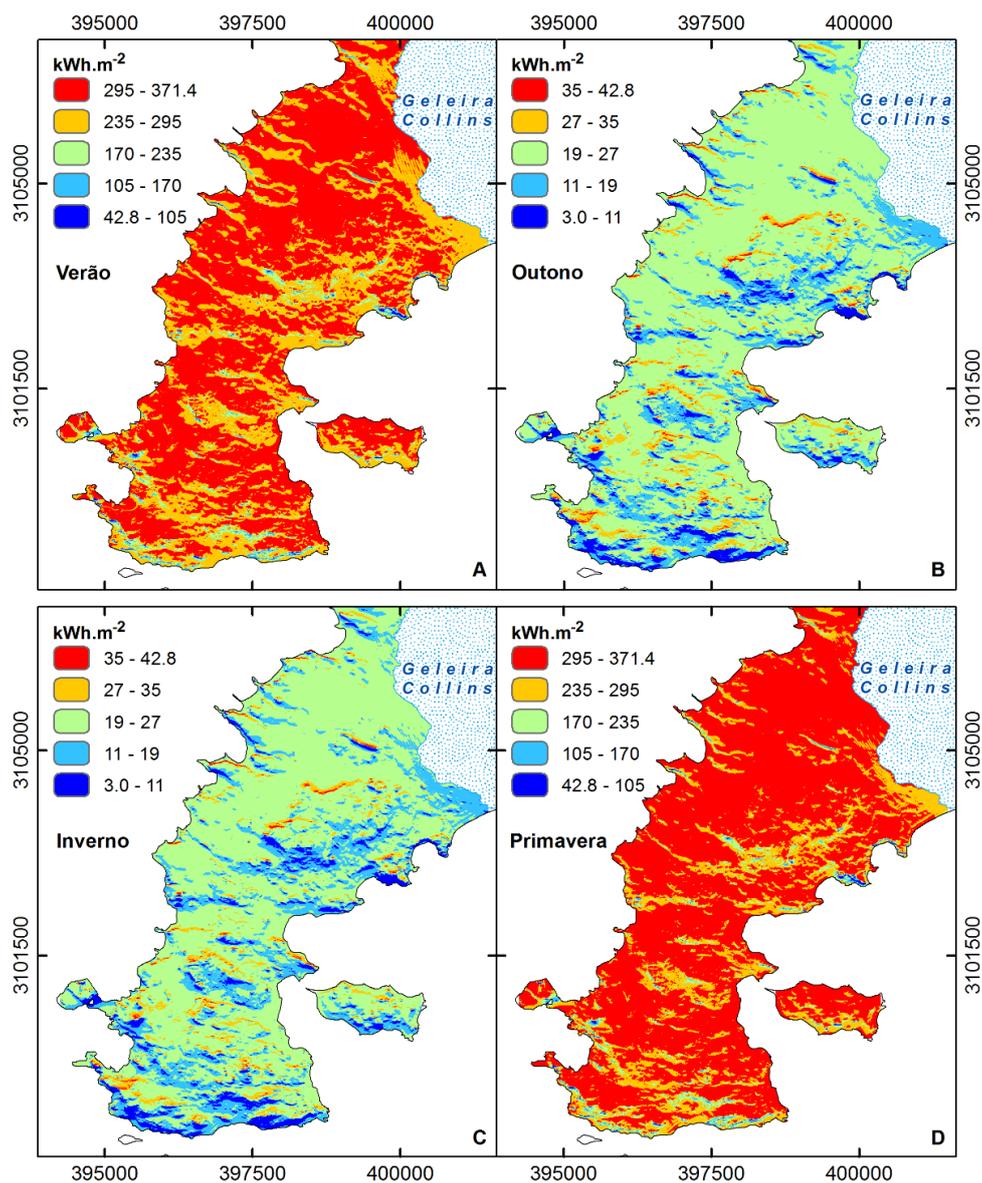


Figura 6. 2: Radiação solar incidente nas áreas livres de gelo da Península Fildes e Ilha Ardley durante as estações.

Tabela 6. 3: Radiação solar incidente estimada e mensurada na Península Fildes e na Ilha Rei George.

	Estação	Radiação global solar incidente (kWh.m ⁻²)		Diferença entre a radiação estimada e a mensurada	
		Estimado	Mensurado	kWh.m ⁻²	%
Península Fildes	Outono	42,9	51,6	8,7	20,3
	Inverno	41,9	52,6	10,7	25,5
	Primavera	371,4	320,3	51,1	13,8
	Verão	272,6	264,3	8,3	3,1
Ilha Ardley	Outono	41,1	51,6	10,5	25,5
	Inverno	40,2	52,6	12,4	30,8
	Primavera	366,5	320,3	46,2	12,6
	Verão	269,3	264,3	5,0	1,9

A análise da relação entre a orientação das vertentes em relação à radiação global incidente mostrou maiores valores de superfícies orientadas para norte, nordeste e noroeste em todas as estações. As superfícies orientadas para o sul expressaram os valores mais baixos, a orientação para oeste e leste exibem valores semelhantes 0,185 kWh.m² e 2,02 kWhm² na primavera e no verão, respectivamente.

O valor do índice kappa foi 0,73 e a precisão global foi 0,78. O kappa indica a consistência entre a classificação e a verdade terrestre. Em Fildes, 16,7% da área foi colonizada por vegetação no verão de 2006, e Ardley apresentou 59,1% de sua superfície coberta. A principal comunidade de vegetação em Fildes e Ardley foi a subformação de líquen e musgo, cobrindo 6,499 km² (15,6%) e subformação de musgos que cobriram 0,6646 km² (2,3%) da área estudada. Em Ardley, a subformação de líquen e musgo abrange 0,3804 km² (32,3%) e a subformacao de musgo 0,3165 km² (26,8%) (Figura 6.3).

A distribuição das subformações de musgo em Fildes é homogênea, 48,8% da área coberta por esta classe localizada na parte norte da península, enquanto que a ocorrência da subformação líquen e do musgo está concentrada na porção norte, onde 63% da área coberta por esta classe está localizada.

A radiação incidente varia ao longo das estações e é influenciado pela orientação das vertentes e influencia na atividade fotossintética e na durabilidade das estações de descongelamento. Em Fildes, a radiação incidente média foi maior nas superfícies colonizadas pela subformação de liquens e musgo, durante o verão, essa diferença atingiu 0,3 kWm², 0,6 kWm² no outono, 1 kWm² na primavera e 0,7 kWm² no inverno. Nas superfícies de Ardley coberta por subformações de musgo, recebeu maior radiação global durante o verão (0,8 kWm²) e a primavera (1 kWm²) revelando o mesmo padrão mostrado pela Fildes no outono e inverno (0,1 kWm²). É importante enfatizar que o desvio padrão é sempre maior em Fildes (área maior e geomorfologia mais complexa), em superfícies coberta por líquens e musgos no verão e na primavera.

A subformação de musgos requer mais energia para equilibrar a respiração e a fotossíntese, portanto, maior PCL e PS. Tanto Fildes quanto Ardley possuem maior variedade de radiação global incidente para subformação de musgo durante o verão e a primavera, e inferior ao PCL durante o outono e o inverno.

A análise da distribuição da vegetação em relação à radiação global incidente que a maioria da subformação liquens e musgo ocorreu em áreas na faixa de radiação incidente ótima (entre PCL e PS). Durante o verão e a primavera, uma pequena porcentagem da área coberta por esta subformação superior à PS, durante o outono e inverno de 8% até 17% da área coberta por esta subformação abaixo de PCL (Figura 6.4).

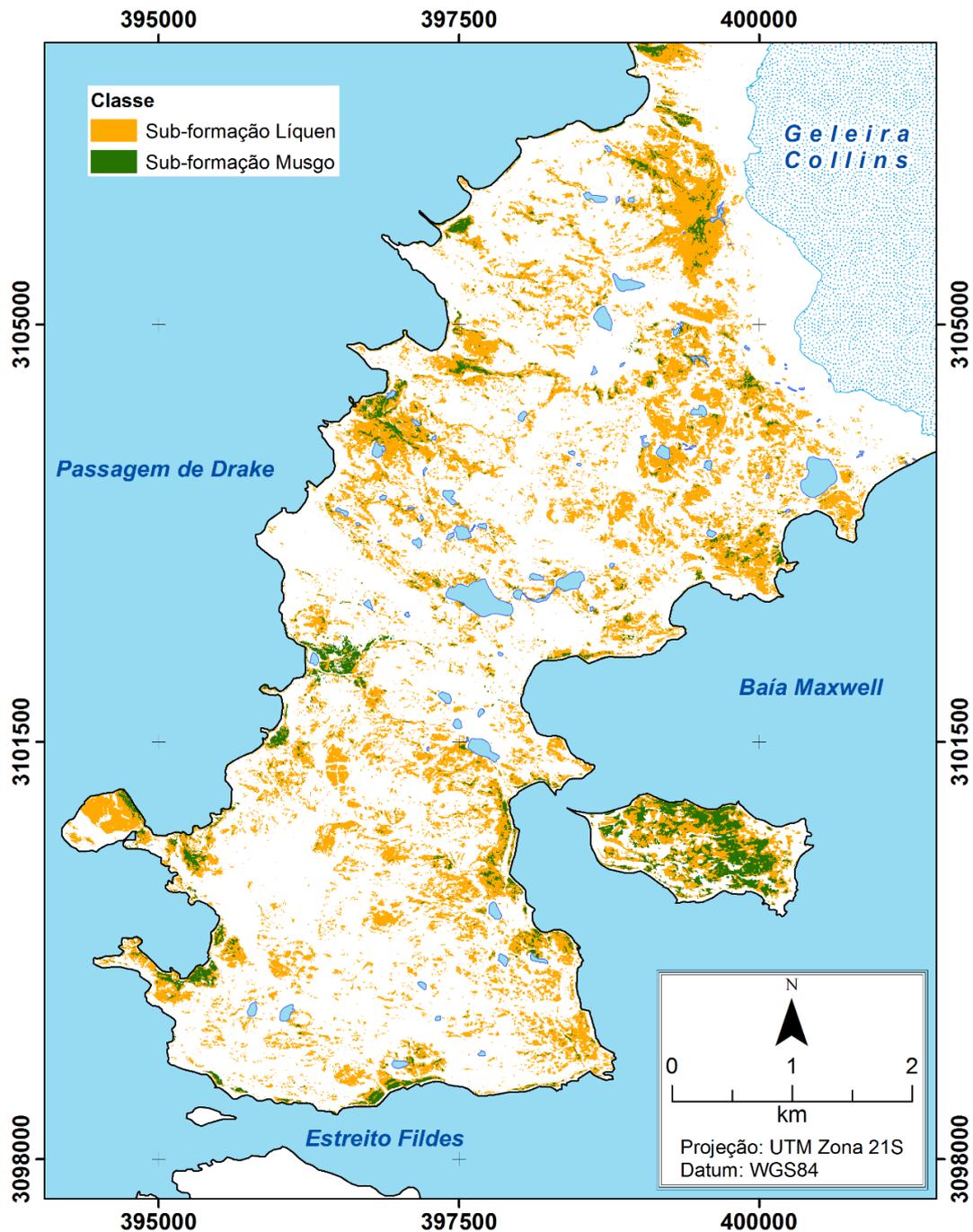


Figura 6. 3: Mapa de vegetação da Península Fildes e Ilha Ardley. Em Fildes, a área coberta por subformação líquens é de 5,7941 km² e por subformação musgo é 0,6646 km². Na Ilha Ardley, a área de subformação líquens é de 0,3804 km² e de subformação musgo é 0,316 km².

A subformação musgo também está distribuída preferencialmente em áreas que recebem radiação entre PCL e PS; durante o verão, uma porcentagem muito pequena da área coberta por esta subformação em Fildes e Ardley está abaixo da faixa PCL, durante o outono e o inverno, toda a cobertura vegetal recebe radiação inferior à PCL para esta subformação (Figura 6.5). As radiações incidentes nos sítios estudados não apresentaram valores superior à PS para a musgo (Tabela 6.4).

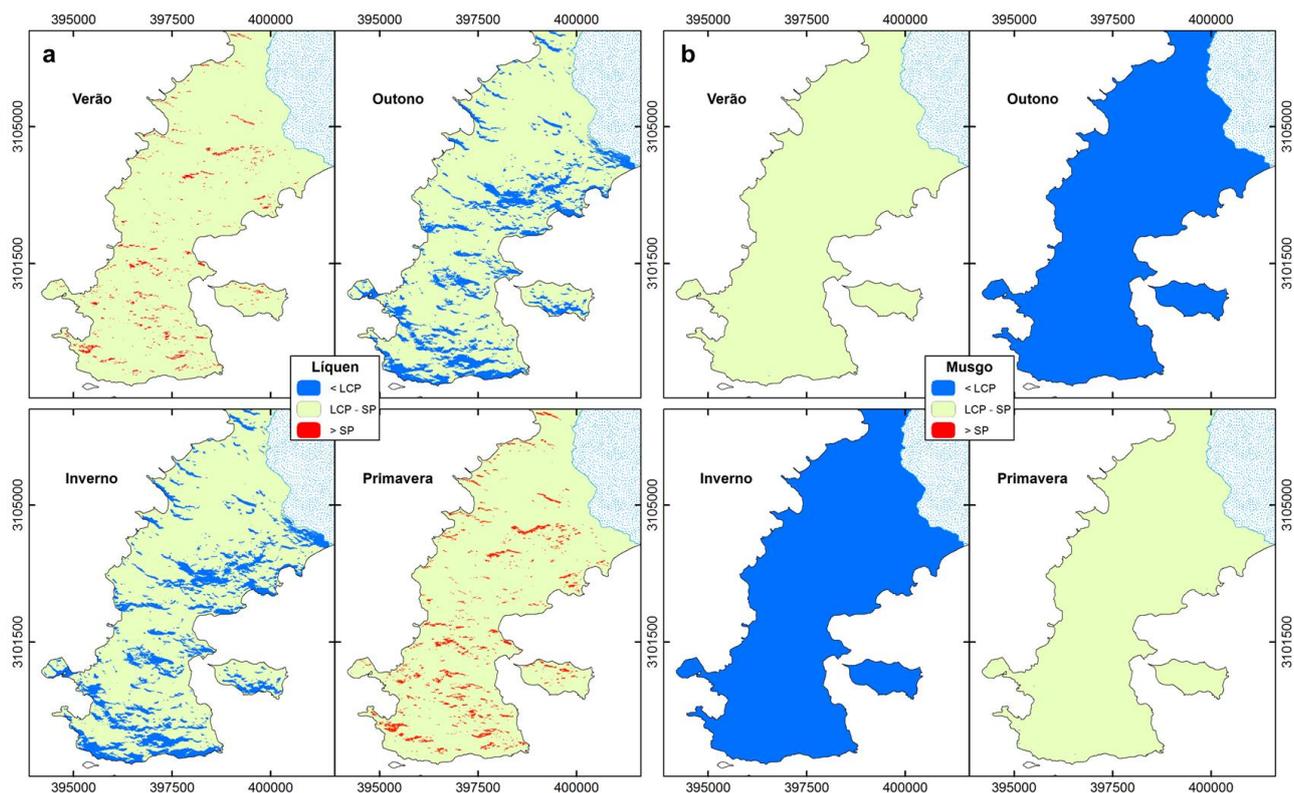


Figura 6. 4: Áreas de ponto de compensação à luz (PCL) e ponto de saturação(PS) para líquens e musgo.

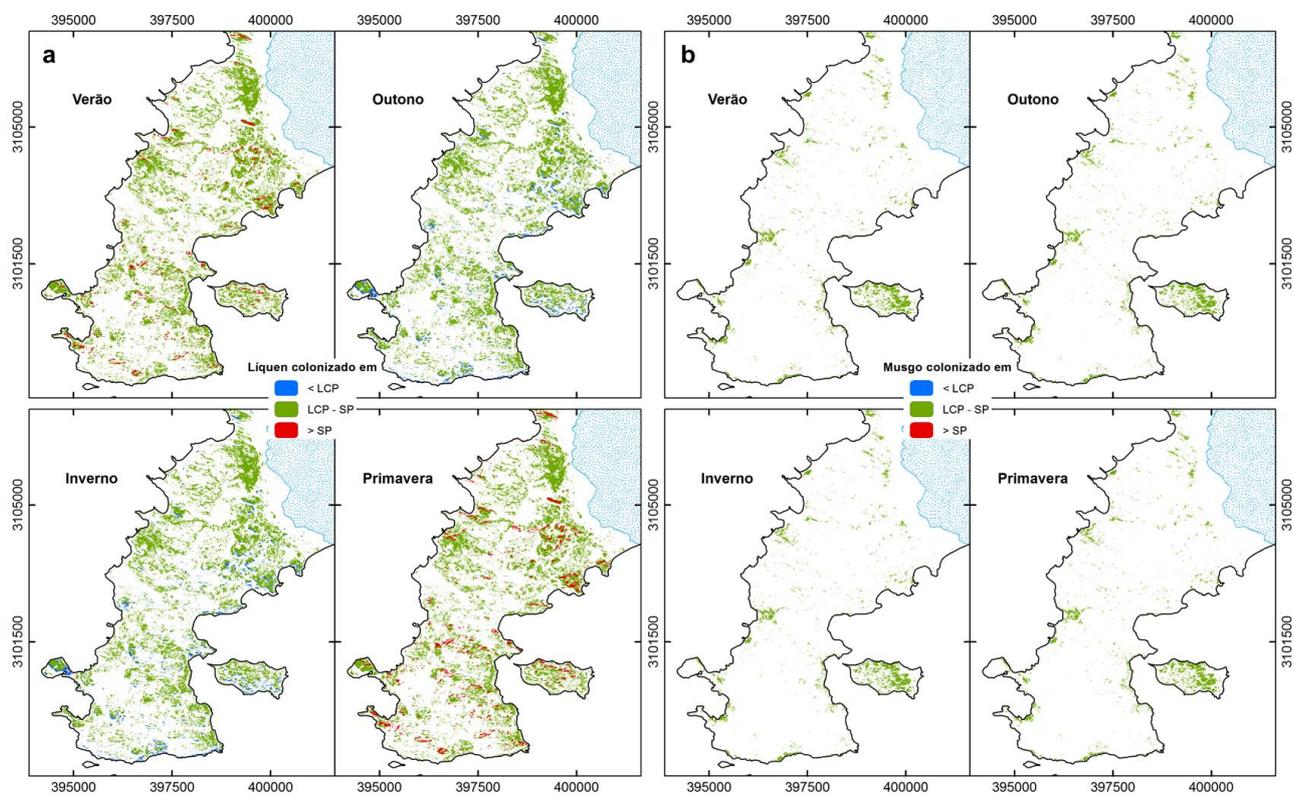


Figura 6. 5: Áreas de ponto de compensação à luz (PCL) e ponto de saturação (PS) colonizadas por líquens e musgo.

Tabela 6. 4: Estimativa da radiação solar incidente e porcentagem de áreas colonizadas por vegetação de acordo com os valores de compensação à luz (PCL) e ponto de saturação (PS).

Estação	Local	Classe de vegetação	Estimativa da radiação incidente (km ²)			Porcentagem das áreas colonizadas por vegetação (%)		
			< PCL	PCL - PS	> PS	< PCL	PCL - PS	> PS
Verão	FP	Líquen	<i>N</i>	26,9626	0,6064	<i>N</i>	97,13	2,87
		Musgo	0,0166	27,5524	<i>N</i>	0,01	99,99	<i>N</i>
	AI	Líquen	<i>N</i>	1,1481	0,0469	<i>N</i>	96,37	3,63
		Musgo	0,0167	1,1784	<i>N</i>	0,03	99,97	<i>N</i>
Outono	FP	Líquen	4,6110	22,9580	<i>N</i>	8,69	91,29	<i>N</i>
		Musgo	27,5686	<i>N</i>	<i>N</i>	100,0	<i>N</i>	<i>N</i>
	AI	Líquen	0,2475	0,9475	<i>N</i>	15,61	84,39	<i>N</i>
		Musgo	<i>N</i>	<i>N</i>	<i>N</i>	100,0	<i>N</i>	<i>N</i>
Inverno	FP	Líquen	5,0270	22,5420	<i>N</i>	9,76	90,24	<i>N</i>
		Musgo	<i>N</i>	<i>N</i>	<i>N</i>	100,0	<i>N</i>	<i>N</i>
	AI	Líquen	0,2702	0,9248	<i>N</i>	17,36	82,64	<i>N</i>
		Musgo	<i>N</i>	<i>N</i>	<i>N</i>	100,0	<i>N</i>	<i>N</i>
Primavera	FP	Líquen	<i>N</i>	26,3210	1,2480	<i>N</i>	94,14	5,86
		Musgo	0,0150	27,5540	<i>N</i>	≈ 0	99,99	<i>N</i>
	AI	Líquen	<i>N</i>	1,1165	0,0785	<i>N</i>	92,95	7,05
		Musgo	<i>N</i>	1,1950	<i>N</i>	<i>N</i>	100,0	<i>N</i>

FP: Península Fildes; **AI:** Ilha Ardley; **N:** não ocorre

A formação da Fanerógama Antártica está presente em Fildes apenas em comunidades muito pequenas perto da Estação Artigas (Uruguai); portanto, não foi possível detectá-lo via sensoriamento remoto. Todas as comunidades de plantas mapeadas representam a formação de criptograma; dentro desta formação, foram atribuídas duas classes: subformação líquens e musgos e as subformações de musgo (subformação de musgo de turfa, subformação de carpete musgo, subformação de musgo hummock, subformação de musgo encrustado). A cobertura vegetal da Península Fildes está concentrada nas paisagens mais baixas, especialmente ao longo dos ecossistemas costeiros influenciados pelas colônias de fauna atuais ou do passado (pinguins, skuas, lobos marinhos e outros), mas podem ser encontrados mesmo nos ambientes proglaciais recentemente expostos em altitudes elevadas. A alga verde prasiola críspica ocorre perto das colônias de pinguins; várias espécies de musgo colonizam preferencialmente os terraços marinhos e as planícies aluviais, enquanto os líquens fruticosos são difundidos em seixos expostos e bem drenados e fragmentos de rocha, mesmo nos locais mais altos visitados durante o trabalho de campo.

A cobertura da vegetação em Ardley difere consideravelmente de Fildes; duas baías sendo colonizadas por colônias de pinguins desde a retração precoce do gelo. As comunidades são mais complexas e variadas, especialmente quando localizadas nos terraços marinhos soerguidos, nas rochas abandonadas.

A formação de criptograma antártica apresenta um crescimento vigoroso, a subformação de líquens almofada e musgos é a comunidade de plantas mais variada e extensa, é caracteristicamente aberta ocupando preferencialmente porções bem drenadas da paisagem apresentando-se em várias formas de crescimento, incluindo líquens foliares em associação com pequenos tapetes de gramíneas e briófitas. Em Fildes está presente uma variedade de configurações pedológicas e geomorfológicas, é particularmente abundante na parte norte da península, perto da borda da cúpula de gelo e sobre uma plataforma marítima elevada. Em Ardley domina a paisagem mais alta e tolera o excesso de nutrientes que crescem sobre as rochas perto de colônias ativas.

As subformações de musgo encrustado, tapetes de musgo, musgo de turfa e musgo hummock são encontradas perto da costa leste de Fildes, onde caracterizam-se pequenas turfas e musgo almofada. Eles cobrem extensas áreas de terraços marinhos, solos poligonais e solos caracterizados por uma textura mais fina, frequentemente associados à atividade faunística que ocorre perto de colônias de pinguins e ninhos de skuas. Em locais mal drenados de Fildes, é restrita a alguns locais de reprodução em ambas as costas e em uma plataforma crioplanada, em Ardley, ela cresce em extensas áreas de colônias de pinguins em terraços marinhos soerguidos, formando tapetes esponjosos fechados.

A cobertura vegetal é distribuída de forma diferente em Fildes e em Ardley. Em Fildes, há preponderância de superfícies vegetativas com superfícies orientadas para norte e nordeste, sudeste, sudoeste e oeste apresentaram menores porcentagens de cobertura vegetal. Considerando a subformação de líquen e musgo, as superfícies com menor cobertura têm orientação para leste, considerando as subformações de musgo, as superfícies orientadas a sul apresentam menor cobertura de vegetação. Nossos resultados sugerem que a radiação desempenha um papel importante na distribuição da vegetação e essas tendências podem estar relacionadas a uma maior demanda de radiação incidente por musgos quando comparados aos líquens.

A diferença entre a radiação solar global estimada e medida é decorrente à recorrente cobertura de nuvem nos locais estudados, a Ilha Rei George é exposta a ventos úmidos quentes vindos da passagem de Drake e frentes frias que chegam do estreito de Bransfield. Os valores de outono e inverno foram maiores devido à entrada de energia limitada durante estas estações, a cobertura de nuvem afeta mais rápido a radiação global incidente. As discrepâncias da primavera e do verão foram menores do

que o esperado e não podemos determinar se isso é usual, especialmente porque a nebulosidade foi ligeiramente abaixo da média para verão e primavera em 2015.

A análise da orientação da superfície em relação à radiação incidente em Fildes e Ardley representa uma variável muito importante em relação à distribuição da vegetação. A península Fildes está orientada para norte e sul, recebendo entradas de energia muito semelhantes em suas vertentes orientadas para leste, a orientação para norte é favorecida por maior aporte de energia, deixando a orientação para sul com radiação solar limitada para líquens e subformação de musgo no outono e primavera.

A maior radiação global incidente média em relação à cobertura vegetal para a formação de líquens e musgo em Fildes e para subformações de musgo em Ardley pode ser explicada pelas posições mais elevadas na paisagem ocupada por essas subformações, nos musgos de Fildes são restritos a áreas costeiras, onde o sombreamento é frequente (VIEIRA et al, 2014). O exame de radiação global em relação ao PCL e PS revelou melhores condições fotossintéticas para ambas as subformações sobre a maioria dos locais estudados durante o verão e a primavera; poucas áreas estão acima de PS quando se considera a subformação de líquens e musgo. É importante enfatizar que, durante a fotossíntese de outono e inverno, ainda é ideal para líquens e muitos locais elevados são expostos e vegetativos durante essas estações, enquanto os musgos sofrerão um déficit metabólico uma vez que Fildes e Ardley receberão radiação global solar inferior à de PCL.

A distribuição da vegetação sugere um modelo baseado na localização das colônias de aves presentes e passadas (pinguins, skuas e petréis); influenciado pelo regime de água, tipo de solo e radiação solar incidente. O significado de cada um desses fatores difíceis de acessar, nossos resultados mostram grande importância da radiação incidente não apenas como um regulador da atividade fotossintética, mas também como um fator que expõe os sítios após cada descongelamento anual. Apenas uma pequena porcentagem de líquen e subformação de musgo ocorre em áreas que recebem radiação global inferior à de PCL durante o outono e inverno e a subformação de musgo está adormecida durante os períodos de radiação solar insuficiente.

6.4. Conclusões

As áreas livres de gelo da Península Fildes e de Ardley possuem uma flora diversificada concentrada nos ecossistemas costeiros. As comunidades de plantas cobrem 17,9% da área livre de gelo na península; Ardley representa um oásis vigoroso para o crescimento de plantas devido à atividade faunística passada e presente, com 71,66% dessa área colonizada por líquens e musgos.

A metodologia proposta neste trabalho foi capaz de estimar a radiação global incidente em Fildes e Ardley e sua análise sazonal foi relevante para entender a ocorrência de diferentes comunidades de vegetação. A radiação solar incidente não regula a distribuição da vegetação, mas é um fator importante na adequação em cada sítio em termos de eficiência fotossintética.

O uso das bandas NDVI, vermelho e verde da imagem QuickBird para classifica e quantificar automaticamente os padrões de vegetação após o treinamento adequado foi poderoso para fins de monitoramento na Antártica Marítima. Indicamos que estas técnicas sejam usadas associadas a pesquisas detalhadas e trabalho de campo intensivo para quantificar estimativas de distribuição das principais comunidades.

CAPÍTULO 7: Caracterização morfométrica da Península Fildes

7.1. Introdução

A criosfera é o ambiente com presença de neve, gelo, geleiras e permafrost (FRENCH, 2007), e tem intensa influência no clima local e global. Fatores como a cobertura de neve e de vegetação, características do relevo, orientação da vertente e presença de corpos d'água também interferem na dinâmica dos ecossistemas da criosfera (FRENCH, 2007). Em toda a região antártica, menos de 1% de sua área é composta por superfícies livres de gelo, e da área total livre de gelo na Antártica, aproximadamente 14% está situada na Península Antártica e em suas ilhas (BOCKHEIM e HALL, 2002).

Estudos ambientais por meio de mapeamentos podem ser elaborados por meio da abordagem individual dos elementos que compõem o ambiente. Contudo, na superfície terrestre coexistem elementos como a vegetação, hidrografia e feições geomorfológicas, que constituem o ambiente, e possuem inter-relação. Para melhor compreensão da dinâmica superficial é adequado desenvolver análises conjuntas, incluindo a abordagem morfométrica. Análises conjuntas viabilizam monitorar as variações no ambiente, e também auxiliam na gestão do uso e ocupação da superfície terrestre (COOPER E MURRAY, 1992).

Ainda são escassos estudos morfométricos de ambientes antárticos em escalas detalhadas, principalmente em decorrência das dificuldades em realizar levantamentos em campo. Em compensação, técnicas de sensoriamento remoto e de geoprocessamento têm sido fundamentais para estudos de ambientes periglaciais (GROSSE et al., 2005; ARIGONY-NETO et al., 2007; ANDRADE et al. 2015; POELKING et al. 2015). A partir de modelos digitais do terreno é possível extrair produtos como hipsometria, declividade, orientação das vertentes e forma do terreno (MOORE et al. 1991). Utilizando técnicas de análises matriciais é possível analisar esses produtos ampliando a compreensão dos ambientes glaciais (NAPIERALSKI et al. 2007), além de auxiliar na interpretação de processos atuantes nesses ambientes (ETZELMÜLLER e SULEBAK, 2000; MENDES JUNIOR et al. 2010; ROSA et al. 2014).

Esse trabalho teve como objetivo quantificar e analisar parâmetros morfométricos da Península Fildes, localizada na Ilha Rei George, Antártica Marítima utilizando técnicas de geoprocessamento.

7.2. Área de Estudo

A Península Fildes está localizada na porção sudoeste da Ilha Rei George e faz parte do arquipélago das Ilhas Shetland do Sul, entre as latitudes 62°08' e 62°14' Sul e longitudes 59°02' e 58°51' Oeste (Figura 7.1). Na Ilha Rei George, o processo de deglaciação no holoceno iniciou há aproximadamente 6000 anos, tendo ocorrido o ótimo climático entre 4.000 e 3.000 anos atrás (BJÖRCK et al. 1991; YOON et al. 2000). A ilha possui a maior área do arquipélago, com aproximadamente 140.000 ha e a Península Fildes possui área de aproximadamente 2.900 ha, configurando-se na maior área livre de gelo da ilha (MICHEL et al, 2014).

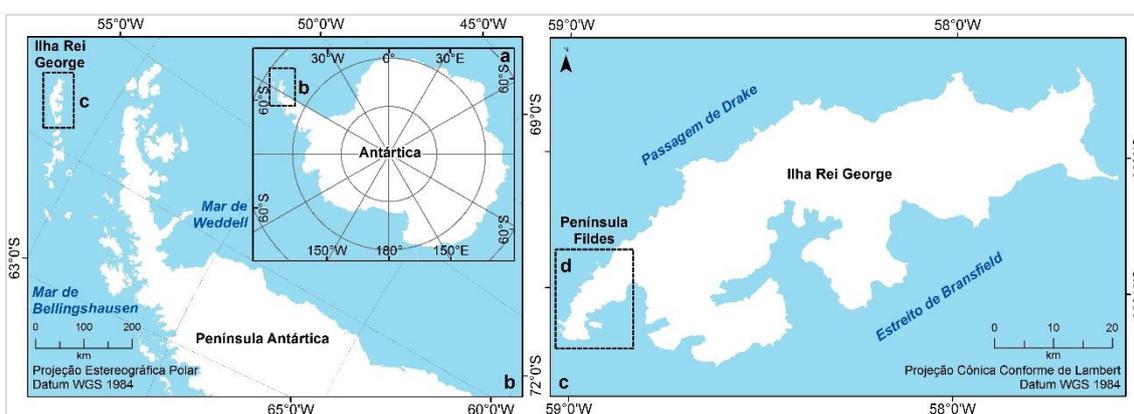


Figura 7. 1: Localização geral da região de estudo (a, b), da Ilha Rei George (c) e destaque para a Península Fildes (d).

A Península Fildes possui diferentes características ambientais em sua área livre de gelo. O processo de retração da geleira Collins resultou em áreas livres de gelo, havendo transição de áreas mais antigas, originárias no início do recuo das geleiras, até os ambientes proglaciais circunvizinhos à geleira Collins, resultantes do recuo recente da geleira. Segundo Michel (2014), nas áreas mais antigas ocorre predomínio de processos geomorfológicos periglaciais de solifluxão, crioturbação e nivação.

O relevo da Península Fildes é fortemente influenciado por processos paraglaciais e periglaciais (MICHEL et al. 2014). Os processos paraglaciais, que ocorrem de forma independente à presença de gelo, concentram-se nas áreas livres de gelo na porção norte da península. Uma característica dessa área é a presença de morainas recentes, posicionadas próximas à borda frontal da geleira Collins. As feições periglaciais ocorrem em 70% das áreas livres de gelo da Península Fildes, sendo a superfície restante composta por formações estruturais e afloramentos rochosos oriundos de erosão glacial (MICHEL et al. 2014). Dentre as feições periglaciais, há

predomínio de solos estruturados com padrão poligonal (LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. 2012), ocorrendo predominantemente nas plataformas soerguidas, com a altitude variando entre 30 m e 100 m, em relevo plano, associado à deficiência na drenagem e acúmulo de água dos processos de ablação (MICHEL et al. 2014).

As plataformas marinhas soerguidas também são elementos importantes no relevo da Península Fildes, compostas principalmente por plataformas médias (40 m-60 m a.n.m.) e plataformas superiores (90 m a.n.m.). Essas plataformas são caracterizadas por colinas planas e por possuírem seus limites principalmente em falésias ou praias (MICHEL et al. 2014).

Mesmo havendo incipiente pedogênese, o solo na área livre de gelo da Península Fildes possui relativo grau de desenvolvimento, principalmente se comparado aos padrões pedogenéticos de outros locais da Antártica (MICHEL, 2011). Ocorre predomínio de criossolos crioturbados nas áreas das plataformas, depósitos glaciais e bacias de drenagem, e concentração de processos de solifluxão em superfícies com declividades superiores a 11°, valor equivalente a 24,4% da península (MICHEL et al. 2014). A vegetação presente na Península Fildes é semelhante à encontrada em outras áreas livres de gelo nas Ilhas Shetland, incluindo musgo (*Warnstorfia* e *Sanionia sp.*), líquen (*Himantormia sp.* e *Usnea sp.*) e cobertura mista de gramíneas (*Deschampsia antarctica*) (LINDSAY, 1971, PETER et al. 2008).

O clima da Península Fildes é do tipo marítimo sub-antártico, com ventos fortes, constantes variações meteorológicas e temperaturas amenas, com a temperatura média anual do ar de -2 °C e temperatura média do ar durante o verão podendo ser ligeiramente superior a 0 °C (WEN et al., 1994). A precipitação pluvial varia entre 350 e 500 mm durante o ano, concentrando no verão (ØVSTEDAL e SMITH, 2001).

7.3. Metodologia

O modelo digital do terreno (MDT) foi gerado a partir dos dados altimétricos da Península Fildes (IGM e INACH, 1996). As curvas de nível possuem equidistância de 5 m e foram geradas tendo o nível médio do mar referencial altimétrico. Foi utilizado o interpolador *topo to raster* baseado no método *Locally Adaptive Gridding* proposto por Hutchinson (1989). Esse método de interpolação utiliza um modelo que considera as características locais de drenagem, as linhas de fluxo e a grade de pontos cotados. No processo de interpolação dos dados altimétricos, o algoritmo generalizou a superfície a partir dos valores dos pontos cotados, e posteriormente utilizou as informações altimétricas para modelar as formas tridimensionais do terreno. O tamanho das células do MDT é de 1 m, e a partir do MDT foram gerados outros produtos para análise da

morfometria do relevo, tais como: hipsometria, declividade, orientação das vertentes e forma do terreno.

A altimetria foi representada no mapa hipsométrico, através da segmentação do MDT em 10 classes, tendo cada classe a amplitude de 20 m. Essa representação fornecerá informações altimétricas da Península Fildes.

O cálculo da declividade do terreno foi feito através da estimativa da alteração máxima na elevação em uma determinada distância. Essa etapa foi executada a partir de janelas móveis compostas por 8 células, que avaliam o vetor direcional de inclinação para cada célula que compõe o MDT. O mapa de declividade foi composto por seis classes temáticas que abrangem os intervalos de declividade que descrevem as características do relevo (EMBRAPA, 1979; FRANCELENO et al. 2004; MENDES JUNIOR et al. 2010).

O mapa de orientação das vertentes foi elaborado com oito classes, definidas a partir dos ângulos azimutais da orientação de cada vertente (BURROUGH e MCDONNELL, 2011). Cada classe de orientação indica a direção cardinal de inclinação de uma determinada vertente no relevo.

A forma do terreno possibilita estimar os padrões de transporte, velocidade e intensidade de fluxos superficiais em uma superfície (DIKAU, 1990). Utilizando o método proposto por Moore et al. (1991) foram interseccionadas as curvaturas horizontais (convergente, divergente e planar) e as curvaturas verticais (côncava, convexa e retilínea), resultando em nove classes de forma do terreno.

Após a elaboração dos dados morfométricos, foram quantificadas as áreas absolutas e relativas de cada classe dos mapas hipsométrico, declividade, orientação das vertentes e forma do relevo.

Por fim, utilizou-se a ferramenta de calculadora de arquivos matriciais para executar a intersecção entre os dados morfométricos gerados e os dados geomorfológicos extraídos de López-Martínez et al. (2012). As feições geomorfológicas foram georreferenciadas e digitalizadas, viabilizando analisar quantitativamente a relação entre as feições geomorfológicas e os dados morfométricos.

7.4. Resultados e discussão

A área livre de gelo da Península Fildes é de aproximadamente 2984,2 ha e a área da geleira Collins abrangida nesse estudo possui 416,9 ha. A partir de dados extraídos do MDT (Figura 7.2), constata-se que a altimetria média na península é de 58,73 m ($\pm 40,93$). Entretanto, desconsiderando a geleira Collins, a altimetria média da área livre de gelo reduz para 48,26 m ($\pm 30,48$). Essa diferença deve-se à geleira Collins

possuir os pontos mais elevados da península, com cotas variando entre 60 m e 190,66 m, enquanto na área livre de gelo, os pontos mais elevados, localizados nos terraços soerguidos, possuem 165,67 m de altitude, diferença de 25 m entre as altitudes máximas. As elevações predominantes estão concentradas entre 0 e 60 m, englobando 65,1% de toda área livre de gelo (Tabela 7.1).

As duas classes geomorfológicas predominantes apresentadas por López-Martínez et al. (2012) são as plataformas marinhas soerguidas e os solos padronizados, com áreas de aproximadamente 609,43 ha e 595,53 ha respectivamente. As plataformas marinhas soerguidas estão localizadas predominantemente entre 20 m-40 m (42,5%) e 40 m-60 m (37,1%). Os solos padronizados ocorrem predominantemente nos mesmos intervalos de elevação, porém, com predomínio entre 40 m-60 m (40,8%) seguido de 20 m-40 m (24,7%). O padrão de ocorrência dos solos padronizados está de acordo com o proposto por López-Martínez et al. (2012).

Tabela 7. 1: Áreas absolutas, relativas e estatísticas das classes altimétricas da Península Fildes.

Altimetria (m)	Área (ha)	Área (%)
0 - 20	436,62	13,8
20 - 40	848,71	26,7
40 - 60	781,85	24,6
60 - 80	250,05	7,9
80 - 100	275,94	8,7
100 - 120	272,17	8,6
120 - 140	129,10	4,1
140 - 160	97,35	3,1
160 - 180	64,71	2,0
180 - 190	16,57	0,5

Estatísticas (m)			
Incluindo a geleira Collins	Min. e Máx.	Média	Desvio-Padrão
	0-190,66	58,73	40,93
Excluindo a geleira Collins	Min. e Máx.	Média	Desvio-Padrão
	0-165,67	48,26	30,48

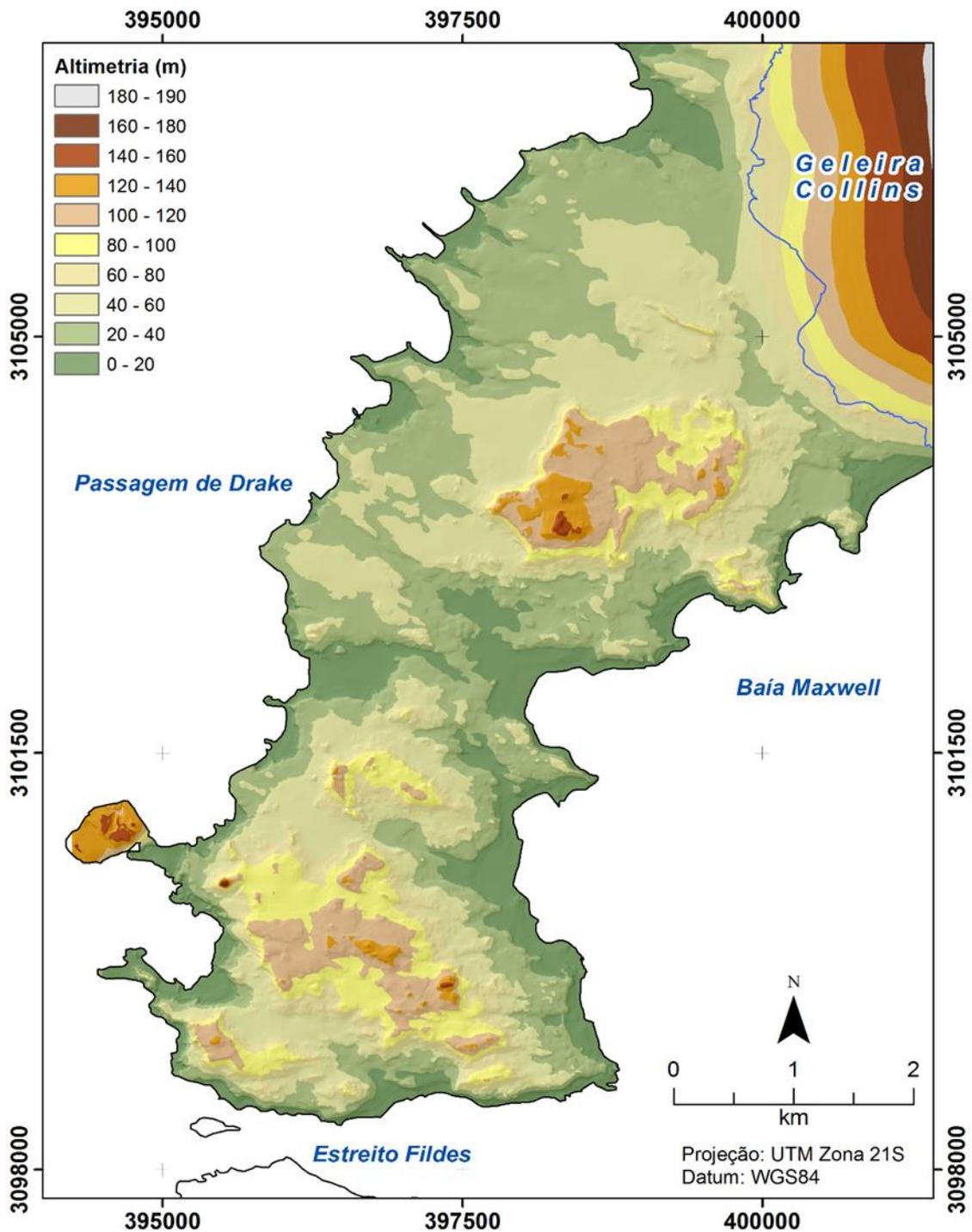


Figura 7. 2: Mapa hipsométrico da Península Fildes derivado do MDT.

Os relevos predominantes na Península Fildes são do tipo ondulado e suave ondulado, com declividades variando entre 8% a 20% e 3% a 8% respectivamente (Tabela 7.2). Juntas, as duas classes abrangem 1982,12 ha, equivalente a 62,5% da área total. Na península existem poucas superfícies com declividades acentuadas, com os relevos montanhosos ou escarpados ocorrendo principalmente nas encostas das plataformas soerguidas, como é o caso da *Meseta Norte*, que possui escarpas com 80 m

de altura. O relevo na geleira Collins é 50,7% suave ondulado e 48,9% ondulado. Ainda ocorre 0,1% de relevo plano e 0,2% forte ondulado, localizados na extremidade frontal da geleira. A declividade média da geleira Collins é de 8,45% ($\pm 2,81$), indicando um padrão de ligeira ascendência na declividade e altimetria (Figura 7.3).

As plataformas marinhas soerguidas e os solos padronizados estão localizados principalmente em relevos plano, suave ondulado ou ondulado, envolvendo respectivamente 80,2% e 77,2% da área compreendida por essas classes geomorfológicas. Os solos padronizados também possuem 17,6% de sua cobertura localizada em relevos forte ondulados, com declividades variando entre 20 e 45%. A ocorrência dessas duas classes geomorfológicas é inexpressiva nas superfícies mais declivosas.

Tabela 7. 2: Áreas absolutas, relativas e estatísticas das classes de declividade da Península Fildes.

Relevo	Intervalo de declividade (%)	Área (ha)	Área (%)
Plano	0 - 3	502,56	15,8
Suave ondulado	3 - 8	956,12	30,1
Ondulado	8 - 20	1026,00	32,3
Forte ondulado	20 - 45	477,49	15,0
Montanhoso	45 - 75	140,45	4,4
Escarpado	> 75	70,45	2,2
Estatísticas (%)			
Min. e Máx.	Média	Desvio-Padrão	
0-518,57	15,35	20,26	

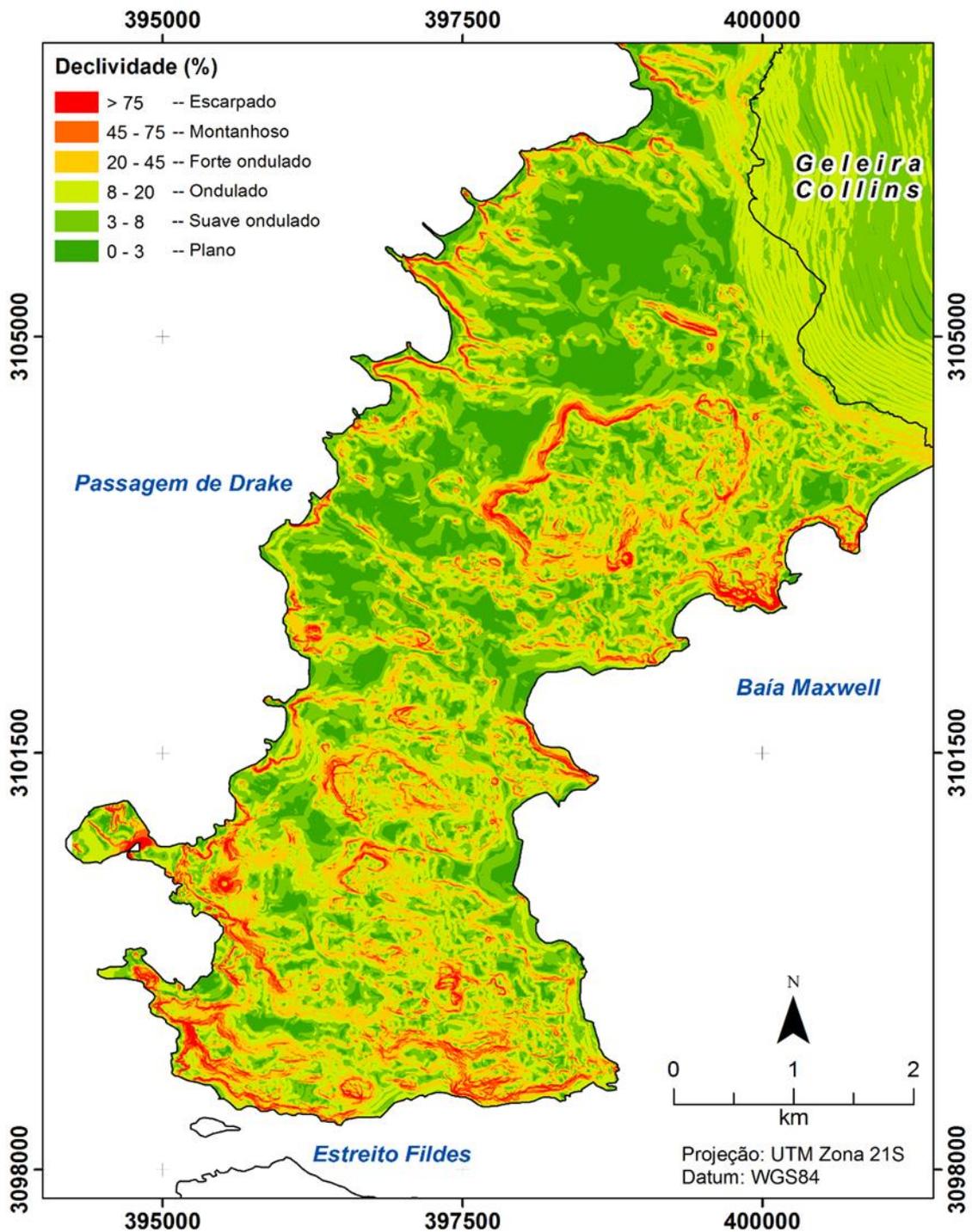


Figura 7. 3: Mapa de declividade da Península Fildes derivado do MDT.

No relevo da Península Fildes há predomínio de vertentes orientadas para oeste (20,2%), seguido de orientações para sudoeste (14,6%), norte (13,2%), sul (13%) e nordeste (12,2%) (Tabela 7.3). As demais orientações apresentam individualmente menos de 10% da área total. Contudo, a prevalência de vertentes orientadas para oeste é decorrente do formato da geleira Collins, que possui 74% de suas vertentes orientadas para essa direção. Quando se avalia a orientação das vertentes somente das áreas

livres de gelo, a área das vertentes orientadas para oeste reduz para 331,38 ha, equivalente a 12% da área livre de gelo total. Elementos como a direção do vento, exposição à radiação solar e efeitos marítimos, são fatores relacionados diretamente à orientação da vertente, sendo, esse atributo importante na dinâmica dos ecossistemas da Antártica Marítima (Figura 7.4).

As vertentes das plataformas marinhas soerguidas ocorrem predominantemente nas orientações para norte (19,8%), sudoeste (16,7%) e sul (15,6%), perfazendo 52,1% de sua área total. Nos solos padronizados ocorre predomínio de orientação para nordeste (17,5%) e norte (17,2%), enquanto nas das demais vertentes, ocorre equilíbrio na área de cada orientação.

Tabela 7. 3: Áreas absolutas e relativas das classes de orientação das vertentes da Península Fildes.

Orientação da Vertente	Ângulo Azimutal	Área (ha)	Área (%)
Norte	337,5 – 22,5	417,92	13,2
Nordeste	22,5 – 67,5	387,49	12,2
Leste	67,5 – 112,5	293,46	9,2
Sudeste	112,5 – 157,5	272,75	8,6
Sul	157,5 – 202,5	411,78	13,0
Sudoeste	202,5 – 247,5	463,67	14,6
Oeste	247,5 – 292,5	639,82	20,2
Noroeste	292,5 – 337,5	286,17	9,0

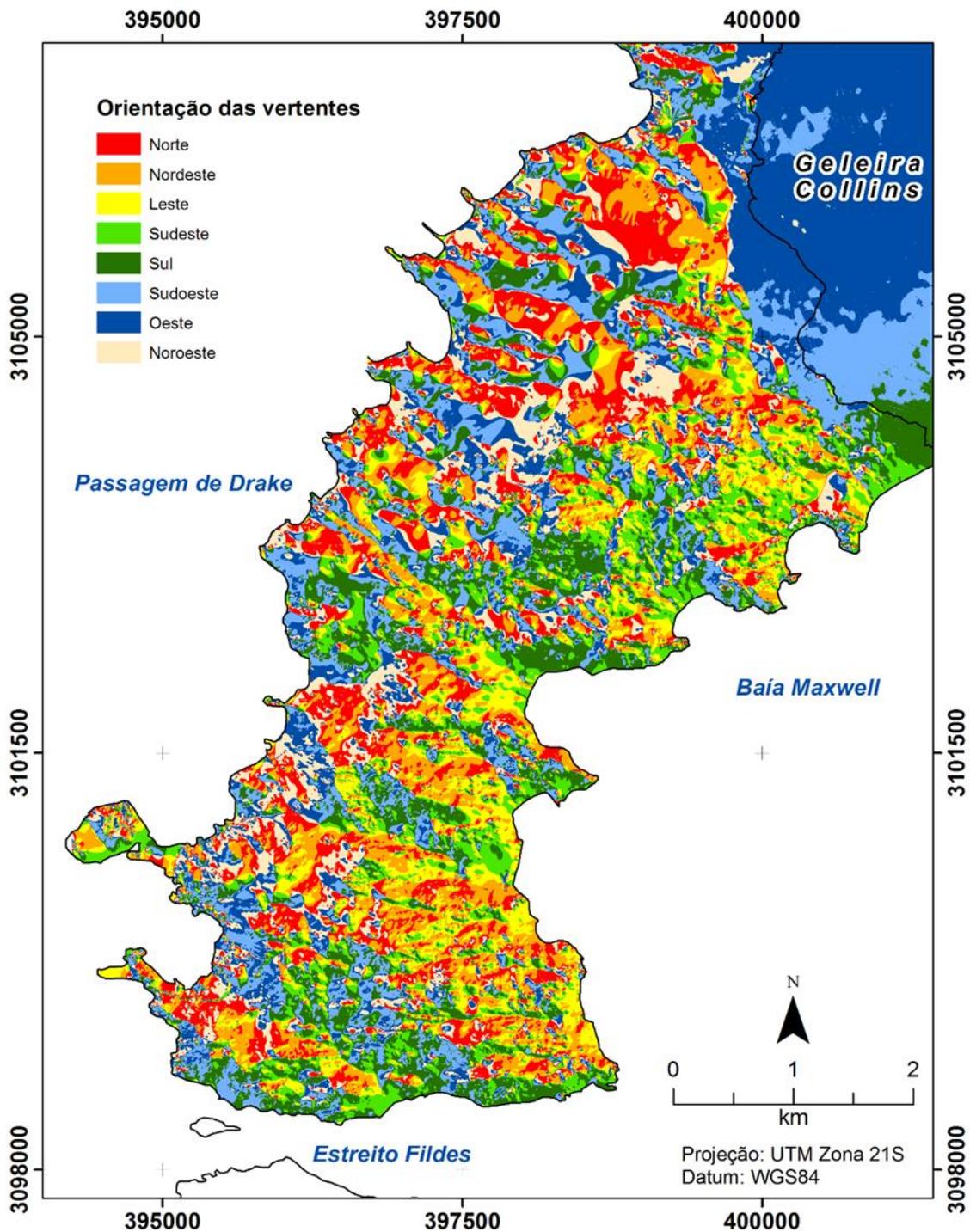


Figura 7. 4: Mapa de orientação das vertentes da Península Fildes derivado do MDT.

Na Península Fildes, não há uma classe de forma do terreno com área destacadamente superior (Tabela 7.4). As formas do terreno que possuem as maiores representatividades são: convergente e convexo (20,6%), divergente e côncavo (17,9%), divergente e convexo (15,9%) e planar e convexo (15,1%). Essas quatro classes somadas, contém 2.203,4 ha, equivalente a 69,4% da área total (Figura 7.5). A forma do terreno influencia os padrões superficiais de escoamento, sendo que os

formatos convergentes e côncavos propiciam a acumulação e concentração de materiais drenados, enquanto as superfícies divergentes e convexas facilitam a dispersão dos materiais drenados.

As formas do terreno que prevalecem nas plataformas marinhas soerguidas são as convergentes e convexas e as divergentes e côncavas, perfazendo respectivamente 17,4% e 17,3% da área total. Também ocorrem as formas planar e convexo, planar e côncavo e divergente e convexo, cada uma totalizando 14% da área total das plataformas marinhas soerguidas. Nas áreas com solos padronizados, há prevalência nas formas do terreno convergente e convexo (22,2%), divergente e côncavo (19,4%) e divergente e convexo (18,2%). Nas duas classes geomorfológicas as formas do terreno com menores ocorrências são as do tipo convergente e retilíneo e divergente retilíneo, com aproximadamente 1% das áreas totais.

Tabela 7. 4: Áreas absolutas e relativas das classes de forma do terreno da Península Fildes.

Forma do Terreno	Área (ha)	Área (%)
Convergente e Convexo	653,9	20,6
Divergente e Côncavo	566,9	17,9
Divergente e Convexo	504,3	15,9
Planar e Convexo	478,3	15,1
Convergente e Côncavo	408,1	12,9
Planar e Côncavo	367,7	11,6
Planar e Retilíneo	137,4	4,3
Convergente e Retilíneo	31,2	1
Divergente e Retilíneo	25,2	0,8

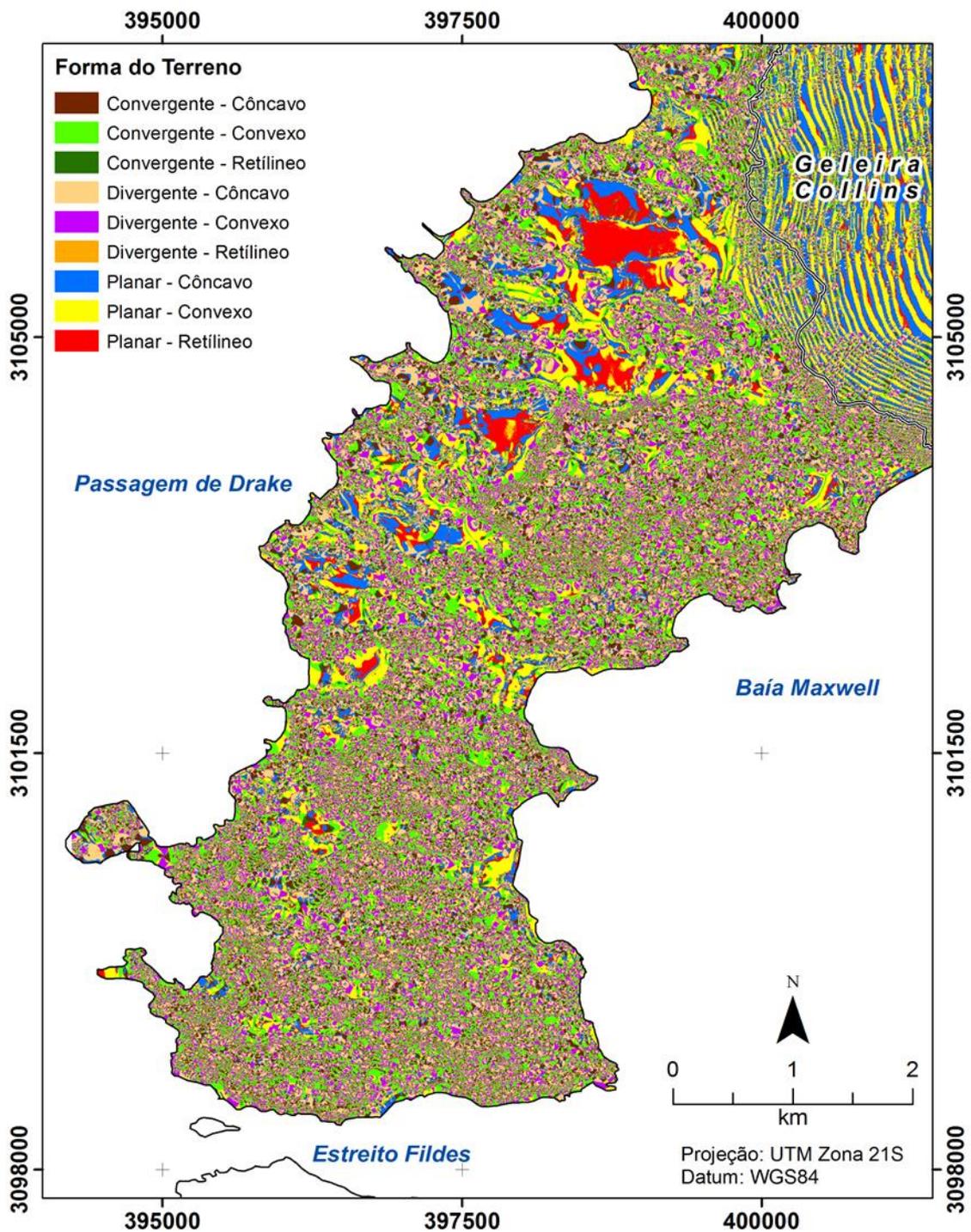


Figura 7. 5: Mapa da forma do terreno da Península Fildes derivado do MDT.

Apesar de as penínsulas da Ilha Rei George aparentarem similaridade geomorfológica, ao comparar os dados morfométricos da Península Fildes com os dados da Península Keller (MENDES JUNIOR et al. 2010) e do setor norte da baía do Almirantado – SNBA (ROSA et al. 2014), ambos localizados na Ilha Rei George, constata-se a heterogeneidade geomorfológica nesses locais. A Península Keller possui

área de 451,5 ha e o SNBA 10.390 ha, e os dois locais possuem características topográficas disparees às encontradas na Península Fildes. A elevação média na Península Fildes é 58,73 m, valor inferior à elevação média da Península Keller (80,3 m) e do SNBA (299,5 m). Na Península Fildes, 51,4% de sua superfície está entre 20 e 60 m de elevação devido ao elevado número de plataformas soerguidas. Na Península Keller, 38,3% de sua área está entre as cotas 0 e 50 m, enquanto no SNBA, as superfícies com elevação entre 250 m e 400 m ocupam 41,4% da área total.

Entre os três locais, o que possui a menor declividade média é o SNBA (12%), seguido da Península Fildes (15,35%) e da Península Keller (40,66%). Contudo, o baixo valor da declividade média do SNBA pode ser influenciado por sua extensa área. Na Península Fildes, as superfícies com declividade entre 3% e 20% são predominantes, abrangendo 62,5% da área total. Na Península Keller, as declividades hegemônicas variam entre 8% e 75%, compreendendo 77,9% da área total da península. No SNBA o predomínio da declividade ocorre entre 3% e 45%, referente a 82% de sua extensão total. Esses valores indicam que o relevo da Península Fildes é o menos declivoso entre esses três sítios na Ilha Rei George.

Em termos percentuais, a única similaridade na orientação das vertentes da Península Fildes e da Península Keller ocorre no predomínio na orientação das vertentes voltadas para oeste. Nas demais orientações não há similaridade. Esse padrão deve-se principalmente devido às diferenças do relevo e a posição das penínsulas na Ilha Rei George.

7.5. Conclusões

Os métodos empregados nesse estudo possibilitaram caracterizar variáveis morfométricas do relevo da Península Fildes. Utilizando um MDT com resolução espacial de 1 m, foi possível obter com elevado detalhamento as características topográficas do terreno, propiciando inferir acerca das principais geofomas da área de estudo. Os produtos gerados ampliam o banco de dados espaciais da região antártica, podendo servir de base de dados para análises espaciais de outros estudos. Esse estudo contribui para ampliar a compreensão da dinâmica periglacial e mudanças ambientais na Antártica Marítima.

CAPÍTULO 8: Considerações finais

8.1. Conclusões

A camada ativa no transecto da Meseta Norte na Península Fildes apresentou variabilidade térmica distinta à de outros sítios de monitoramento na Ilha Rei George, porém não houve diferença elevada nos padrões de variação. Houve descongelamento máximo da camada ativa na fase de ablação coincidindo com os períodos mais quentes e no restante do ano prevaleceu a condição de congelamento da camada ativa. A variabilidade térmica no transecto não é homogênea, ocorrendo variação conforme a posição e a profundidade, condição corroborada pela amplitude na espessura da camada ativa no transecto, que variou durante o período de monitoramento entre 39 cm e 65 cm. Dentre os fatores avaliados, a temperatura do ar e da superfície do solo são os que mais influenciam o gradiente térmico dos perfis da camada ativa. Na profundidade de 5 cm incluem os fatores albedo e nebulosidade, enquanto em 35 cm o saldo de radiação e a umidade do solo são os fatores que também influenciam na variabilidade térmica da camada ativa. Outros fatores meteorológicos também influenciam a variabilidade térmica da camada ativa, porém não apresentaram significância estatística. A precipitação pluvial também impacta significativamente as condições do ambiente devido ao input de material líquido com temperatura superior à temperatura da neve e gelo superficiais. Contudo, devido à baixa precisão dos dados de precipitação mensurados na região da Antártica, essa variável não exibe parâmetros estatisticamente significativos ao ser inserida ao modelo de regressão múltipla.

As cinco cenas do satélite TerraSAR-X mostraram-se adequadas para a extração de dados superficiais e para a discretização dos alvos superficiais. Foi possível classificar a península Fildes em seis classes de zonas superficiais, três na geleira Collins e três nas áreas livres de gelo. A extração de informações enfatizando a umidade superficial possibilitou inserir as classes de transição no teor de umidade, informação importante para detectar as superfícies em condição de congelamento ou descongelamento. Os resultados obtidos nas classificações variaram conforme a data, porém com o índice kappa com valores predominantemente “excelentes” e “fortes”, corroborando o potencial de uso de dados TSX para monitoramento contínuo de regiões da Antártica Marítima. A superfície da geleira teve a maior variabilidade superficial, com a maior variação ocorrendo nas zonas de neve úmida, classe com a maior área de abrangência, enquanto nas áreas livres de gelo não houve uma classe com variabilidade destacada durante o período estudado.

A área livre de gelo da Península Fildes possui 36,1% de sua superfície coberta por comunidades vegetais, principalmente líquens e musgos. Essas superfícies são propícias à colonização e desenvolvimento de vegetação devido às atividades da fauna no passado e no presente. A radiação solar incidente importante na regulação fotossintética e no desenvolvimento das comunidades vegetais, sendo de fundamental relevância monitorar as áreas potenciais para colonização futura.

Referências Bibliográficas

- ABBAD, G.; TORRES, C. V. Regressão múltipla *stepwise* e hierárquica em Psicologia Organizacional: aplicações, problemas e soluções. **Estudos de Psicologia**. 7, p. 19-29. 2002.
- ADLAM, L. S.; BALKS, M. R.; SEYBOLD, C. A.; CAMPBELL, D. I. Temporal and spatial variation in active layer depth in the McMurdo Sound Region, Antarctica. **Antarctic Science**. 22 (1), p. 45-52. 2010.
- ALBRIGHT, T. P.; PAINTER, T. H.; ROBERTS, D. A.; SHI, J. Classification of surface types using SIR-C/X-SAR, Mount Everest Area, Tibet. **Journal of Geophysical Research**. v.103, n.11, p. 25, 823-25, 837. 1998.
- ALMEIDA, I. C. C.; SCHAEFER, C. E. G. R.; FERNANDES, R. B. A.; PEREIRA, T. T. C.; NIEUWENDAM, A.; PEREIRA, A. B. Active layer thermal regime at different vegetation covers at Lions Rump, King George Island, Maritime Antarctica. **Geomorphology**. v. 225, p. 36-46. 2014.
- ALMEIDA, I. C. C.; SCHAEFER, C. E. G. R.; MICHEL, R. F. M.; FERNANDES, R. B. A.; PEREIRA, T. T. C.; ANDRADE, A. M.; FRANCELINO, M. R.; FERNANDES-FILHO, E. I.; BOCKHEIM, J. G. Long term active layer monitoring at a warm-based glacier front from maritime Antarctica. **Catena**. v.149, 2. p. 572-581. 2016.
- ANDRADE, A. M. de; ARIGONY-NETO, J.; BREMER, U. F.; MICHEL, R. F. M.; FASSONI-ANDRADE, A. C.; SCHAEFER, C. E. G. R.; SIMÕES, J. C. Cosmo-SkyMed X-band SAR data for classification of ice-free areas and glacier facies on Potter Peninsula, King George Island Antarctica. **Geocarto International**. v.31, n. 7, p. 803-812. 2015.
- ANDRADE, A. M. de; ARIGONY-NETO, J.; POELKING, E. L.; SCHAEFER, C. E. G. R.; BREMER, U. F.; FERNANDES FILHO, E. I. Avaliação da influência da radiação solar na distribuição superficial da vegetação na península Potter, Antártica Marítima. **Revista Brasileira de Cartografia**. n.66, v.1, p. 14-26. 2014
- ANDREASSEN, L. M.; VAN DEN BROEKE, M. R.; GIESEN, R. H.; OERLEMANS, J. A 5 year record of surface energy and mass balance from the ablation zone of Sorbreen, Norway. **Journal of Glaciology**. v.54, n.185, p. 245-258. 2008.
- ARAŻNY, A.; KEJNA, M.; SOBOTA, I. Ground temperature at the Henryk Arctowski Station (King George Island, Antarctic) – case study from the period January 2012 to February 2013. **Bulletin of Geography**. n.6, p. 59-80. 2013.
- ARIGONY-NETO, J. **Monitoring glacier parameters on the Antarctic Peninsula - a centerline approach combining satellite and GIS data**. 159 f. Tese (Doctoral at Forest and Environmental Sciences) - Albert-Ludwigs-Universität. 2006.

- ARIGONY-NETO, J.; RAU, F.; SAURER, H.; JAÑA, R.; SIMÕES, J. C.; VOGT, S. A times series of SAR data for monitoring changes in boundaries of glacier zones on the Antarctic Peninsula. **Annals of Glaciology**. 46, p.55-60. 2007.
- ARIGONY-NETO, J.; SAURER, H.; SIMÕES, J. C.; RAU, F.; JAÑA, R.; VOGT, S.; GOßMANN, H. Spatial and temporal changes in dry-snow line altitude on the Antarctic Peninsula. **Climatic Change**. 94, p. 19-33. 2009.
- AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. 8ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 332 p. 2002.
- BAATZ, M.; BENZ, U.; DEGHANI, S.; HEYNEN, M.; HÖLTJE, A.; HOFMANN, P.; LINGENFELDER, I.; MIMLER, M.; SOHLBACH, M.; WEBER, M.; & WILLHAUCK, G.; **eCognition Professional: User guide 4**. Munich: Definiens-Imaging. p. 72. 2004.
- BAATZ, M.; SCHÄPE, A. Multiresolution segmentation: an optimization approach for high quality multi-scale image segmentation. In: XII Angewandte Geographische Informationsverarbeitung. Wichmann-Verlag, Heidelberg. 2000. p.1-12.
- BALL, G. H.; HALL, D. J. Isodata, a novel method of data analysis and pattern classification. Stanford Research Institute, Menlo Park. California. 78 p. 1965
- BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosphere, weather and climate**. 8ª ed. London: Routledge. 462 p. 2003.
- BARRY, R.; GAN, T. Y. **The Global Cryosphere: Past, Present and Future**. Cambridge University Press: New York. 489 f. 2011.
- BENSON, C. S. Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet. Snow, Ice and Permafrost Establishment. **Research Report 70**. 1962.
- BINTANJA, R. The local surface energy balance of the Ecology Glacier, King George Island, Antarctica: measurements and modelling. **Antarctic Science**. v.7, n.3, p. 315-325. 1995.
- BINTANJA, R.; VAN DEN BROEKE, M. R. The influence of clouds on the radiation budget of ice and snow surfaces in Antarctica and Greenland in summer. **International Journal of Climatology**. v.16, p.1281-1296. 1996.
- BJÖRCK, S.; HÅKANSSON, H.; ZALE, R.; KARLEN, W.; JÖNSSON, B. L. A late Holocene lake sediment sequence from Livingston Island, South Shetland Islands, with palaeoclimatic implications. **Antarctic Science**. 3(1), p. 61-72. 1991.
- BOCKHEIM, J. G. **Cryopedology**. Springer. 173 p. 2014.
- BOCKHEIM, J. G. Permafrost distribution in the southern circumpolar region and its relation to the environment: A review and recommendations for further research. **Permafrost and Periglacial Processes**. v.6, n.1, p. 27-45. 1995.
- BOCKHEIM, J. G. Properties and Classification of Cold Desert Soils from Antarctica. **Soil Sci. Soc. Am. J.** 61, p. 224-231. 1997.

- BOCKHEIM, J. G.; BALKS, M. R.; MCLEOD, M. ANTPAS Guide for Describing, Sampling, Analyzing, and Classifying Soils of the Antarctic Region. 12 p. 2006.
- BOCKHEIM, J. G.; HALL, K. J. Permafrost, active-layer dynamics and periglacial environments of continental Antarctica. **South African Journal of Science**. n.98, p. 82-90. 2002.
- BOCKHEIM, J. G.; MCLEOD, M. Soil distribution in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica. **Geoderma**. v.144, 1/2, p. 43-49. 2008.
- BÖLTER, M. Consequenses of Global Warming on Soil Processes in Arctic Regions. **Polarforschung**. 66(1/2), p. 1-10. 1999.
- BOWKER, D.E.; DAVIS, R.E.; MYRIK, D.L.; JONES, W.J. **Spectral reflectances of natural targets for use in remote sensing studies**. NASA. 184 p. 1985.
- BRAUN, M. **Ablation on the ice cap of King George Island (Antarctica)** - an approach from field measurements, modeling and remote sensing. 191 f. Tese (Doctoral at the Faculty of Earth Sciences) – Universität Freiburg i. Br. 2001.
- BREMER, U. F. O permafrost, os criossolos e as mudanças climáticas. In: SIMÕES, J. C. et al. **Antártica e as mudanças globais: um desafio para a humanidade**. São Paulo: Blucher. p. 103-120. 2011.
- BREMER, U. F. **Solos e geomorfologia da borda leste da península Warszawa, Ilha Rei George, Antártica Marítima**. 136 f. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Viçosa. 2008.
- BREMER, U. F.; ARIGONY-NETO, J; SIMÕES, J. C. Teledetecção de mudanças nas bacias de drenagem do gelo da ilha Rei George, Shetland do Sul, Antártica, entre 1956 e 2000. **Pesquisa Antártica Brasileira**, n.4, p. 37-48. 2004.
- BURROUGH, P. A.; MCDONNELL, R. A. **Principles of Geographical Information Systems**. Oxford. 333 p. 2011.
- CANNONE, N.; ELLIS EVANS, J. C.; STRACHAN, R.; GUGLIELMIN, M. Interactions between climate, vegetation and the active layer in soils at two Maritime Antarctic site. **Antarctic Science**. Cambridge University Press. v.18, n.3, p. 323-333. 2006.
- CELESTINO, V. S. **Padrão de exatidão de mapeamento por imagens do sensor QuickBird**. 103 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2007.
- CHAVES, D. A.; LYRA, G. B.; FRANCELINO, M. R.; SILVA, L. D. B.; THOMAZINI, A.; SCHAEFER, C. E. G. R. Active layer and permafrost thermal regime in a patterned ground soil in Maritime Antarctica, and relationship with climate variability models. **Science of the Total Environment**. p. 1-14. 2017.

- CHOI, T.; LEE, B. Y.; KIM, S. J.; YOON, Y. J.; LEE, H. C. Net radiation and turbulent energy exchanges over a non-glaciated coastal area on King George Island during four summer seasons. **Antarctic Science**. 20(1), p. 99-111. 2008.
- CHONG, I.G, JUN, C.H. Performance of some variable selection methods when multicollinearity is present. **Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems**. 78, p. 103-112. 2005.
- COHEN, J. A coefficient of agreement for nominal scales. **Educ Psychol Meas**. 20, p. 37-46. 1960.
- COOK, A. J.; FOX, A. J.; VAUGHAN, D. G.; FERRIGNO, J. G. Retreating Glacier Fronts on the Antarctic Peninsula over the Past Half-Century. **Science**. v.308, n.5721, p. 541-544. 2005.
- COOPER, A.; MURRAY, R. A structured method of landscape assessment and countryside management. **Applied Geography**. 12, p. 319-338. 1992.
- CURL, J. E. **A Glacial History of the South Shetland Islands, Antarctica**. Columbus: Ohio State University. 146 p. 1980.
- DE PABLO, M. A.; BLANCO, J. J.; MOLINA, A.; RAMOS, M.; QUESADA, A.; VIEIRA, G. Interannual active layer variability at the Limnopolar Lake CALM site on Byers Peninsula, Livingston Island, Antarctica. **Antarctic Science**. 25(2), p. 167-180. 2013.
- DEERING, D.W. **Rangeland reflectance characteristics measured by aircraft and spacecraft sensors**. Ph.D. Dissertation, Texas A & M University: College Station, TX, USA, 338 p. 1978.
- DIGITALGLOBE. **QuickBird Imagery Products: Product Guide**. Colorado, EUA. 78 p. 2006.
- DIKAU, R. Derivatives from detailed geoscientific maps using computer methods. **Zeitschrift Für Geomorphologie**. v.80, p. 45-55. 1990.
- DLR. **TerraSAR-X Gound Segment: Basic Product Specification Document**. Disponível em: < http://www.dlr.de/dlr/en/Portaldata/1/Resources/documents/TX-GS-DD-3302_Basic-Product-Specification-Document_1_7.pdf>. Acesso em: 10 jan 2014. 109 p. 2010.
- DUBAYAH, R. C. Modeling a solar radiation topoclimatology for the Rio Grande River Basin. **Journal of Vegetation Science**. 5, p. 627-640. 1994.
- DUBAYAH, R. C.; RICH, P. M. Topographic solar radiation models for GIS. **International Journal of Geographical Information Systems**. v.9, n.4, p. 405-419. 1995.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Súmula da 10. Reunião Técnica de Levantamento de Solos**. Rio de Janeiro, 83p. 1979.

- ETZELMULLER, B.; SULEBAK, J. R. Developments in the use of digital elevation models in periglacial geomorphology and glaciology. **Physische Geographie**. v.41, p. 35-58, 2000.
- FERRON, F. A.; SIMÕES, J. C.; AQUINO, F. E.; SETZER, A. W. Air temperature time series for King George Island, Antarctica. **Pesquisa Antártica Brasileira**. 4, p. 155-169. 2004.
- FISCHER, L.; EISENBEISS, H.; KÄÄB, A.; HUGGEL, C.; HAEBERLI, W. Monitoring Topographic Changes in a Periglacial High-mountain Face High-resolution DTMs, Monte Rosa East Face, Italian Alps. **Permafrost and Periglacial Processes**. 22, p. 140-152. 2011.
- FRANCELINO, M. R.; SCHAEFER, C. E. G. R.; FERNANDES FILHO, E. I.; ALBUQUERQUE FILHO, M. R.; SIMAS, F. N. B.; MOREIRA, G. F. Geoformas da península Keller, Antártica Marítima: subsídios ao monitoramento ambiental. In: SCHAEFER, C. E. G. R.; FRANCELINO, M. R.; SIMAS, F. N. B.; ALBUQUERQUE FILHO, M. R. (Ed). **Ecosistemas costeiros e monitoramento ambiental da Antártica marítima: Baía do Almirantado, Ilha Rei George**. Viçosa: NEPUT. p. 16-25. 2004.
- FREEMAN, A. Radiometric calibration of SAR image data. **International archives of photogrammetry and remote sensing**. Washington, D.C. p. 212-222. 1992.
- FRENCH, H. M. **The Periglacial Environment**. 3ª ed. Ottawa: John Wiley & Sons Ltd. 480 p. 2007.
- FU, P.; RICH, P. M. A geometric solar radiation model with applications in agriculture and forestry. **Computers and Electronics in Agriculture**. 37, p. 25-35. 2002.
- GATES, D.M. Physical and physiological properties of plants. In: **Remote Sensing with Special Reference to Agriculture and Forestry**. Washington: National Academy of Sciences, p. 164-223. 1970.
- GOYANES, G., VIEIRA, G., CASELLI, A., MORA, C., RAMOS, M., de PABLO, M.A., NEVES, M., SANTOS, F., BERNARDO, I., GILICHINSKY, D., ABRAMOV, A., BATISTA, V., MELO, R., NIEUWENDAM, A., FERREIRA, A., OLIVA, M. Régimen térmico y variabilidad espacial de la capa activa en isla Decepción, Antártida. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**. 71(1), p. 112–124. 2014.
- GROSSE, G.; SCHIRRMESTER, L.; KUNITSKY, V. V.; HUBBERTEN, H. W. The use of CORONA images in remote sensing of periglacial geomorphology: an illustration from the NE Siberian coast. **Permafrost and Periglacial Processes**. 16, p.163-172. 2005.

- GUGLIELMIN, M. Ground surface temperature (GST), active layer, and permafrost monitoring in continental Antarctica. **Permafrost and Periglacial Processes**. 17, p. 133-143. 2006.
- GUGLIELMIN, M.; ELLIS EVANS, C. J.; CANNONE, N. Active layer thermal regime under different vegetation conditions in permafrost areas. A case study at Signy Island (Maritime Antarctica). **Geoderma**. v.15, n.144, p. 73-85. 2008.
- HAIR, J. F. Jr; BLACK, W. C.; BABIN, B. J.; ANDERSON, R. E.; TATHAM, R. L. **Análise Multivariada de Dados**. 6ª Ed. Porto Alegre: Bookman. 688 p. 2009.
- HALL, K. Review of present and quaternary periglacial processes and landforms of the maritime and sub-Antarctic region. **South African Journal of Science**. 98, p. 71-81. 2002.
- HANSEN, J.; LEBEDEFF, S. Global Trends of Measured Surface Air Temperature. **Journal of Geophysical Research**. v. 92, n.D11, p. 13,345-13,372. 1987.
- HARRIS, C.; ARENSON, L. U.; CHRISTIANSEN, H. H.; ETZELMULLER, B.; FRAUENFELDER, R.; GRUBER, S.; HAEBERLI, W.; HAUCK, C.; HOLZLE, M.; HUMLUM, O.; ISAKSEN, K.; KÄÄB, A.; KERN-LUTSCHG, M. A.; LEHNING, M.; MATSUOKA, N.; MURTON, J. B.; NOTZLI, J.; PHILLIPS, M.; ROSS, N.; SEPPALA, M.; SPRINGMAN, S. M.; MUHLL, D. V. Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modeling thermal, geomorphological and geotechnical responses. **Earth-Science Reviews**. n.92, p. 117-171. 2009.
- HINKEL, K. M. Estimating seasonal values of thermal diffusivity in thawed and frozen soils using temperature time series. **Cold Regions Science and Technology**. 26, p. 1-15. 1997.
- HOELZLE, M.; HAEBERLI, W. Simulating the effects of mean annual air-temperature changes on permafrost distribution and glacier size: an example from the Upper Engadin, Swiss Alps. **Journal of Glaciology**. n.21. 1995.
- HOLDGATE, M. W. Terrestrial ecology in the Maritime Antarctic. In: CARRICK, R.; HOLDGATE, M.; PRÉVOST, J.; HERMANN, P. (Ed) **Antarctic Biology**. p. 181-194. 1962.
- HRBÁČEK, F.; NÝVLT, D.; LÁSKA, K. Active layer thermal dynamics at two lithologically different sites on James Ross Island, Eastern Antarctic Peninsula. **Catena**. p. 1-11. 2017.
- HUTCHINSON, M. F. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. **Journal of Hydrology**. 106, p. 211-232. 1989.
- HUTCHINSON, M. F.; GALLANT, J. C. Digital Elevation Models and Representation of Terrain Shape. In: WILSON, J. P.; GALLANT, J. C. **Terrain Analysis principles and applications**. Wiley. 479 p. 2000.

- IGM; INACH. **Carta Topográfica**. Instituto Geográfico Militar de Chile e Instituto Antártico Chileno. 1996.
- JACKSON, M. L. **Soil chemical analysis: advanced course**. Madison: University of Wisconsin – Madison Libraries. 930 p. 2005.
- JENSEN, J. R. **Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres**. São José dos Campos: Editora Parêntese. 672 p. 2009.
- JEZEK, K.; FLORICIOIU, D.; FARNES, K.; YAGUE-MARTINEZ, N.; EINEDER, M. TerraSAR-X Observations of the Recovery Glacier System, Antarctica. In: **IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium**. Cape Town, South Africa. p. II-226-229. 2009.
- KÄÄB, A. Remote Sensing of Permafrost-related Problems and Hazards. **Global and Planetary Change**. 29, p. 257-292. 2008.
- KANE, D. L.; HINKEL, K. M.; GOERING, D. J.; HINZMAN, L. D.; OUTCALT, S. I. Non-conductive heat transfer associated with frozen soils. **Global and Planetary Change**. n.29, p. 275-292. 2001.
- KIEHL, J. T.; TRENBERTH, K. E. Earth's Annual Global Mean Energy Budget. **Bulletin of the American Meteorological Society**. v.78, n.2, p. 197-208. 1997.
- KLENE, A. E.; NELSON, F. E.; SHIKLOMANOV, N. I. The N-factor in Natural Landscapes: Variability of Air and Soil-Surface Temperatures, Kuparuk River Basin, Alaska, U.S.A. Arctic, **Antarctic, and Alpine Research**. v.33, n.2, p. 140-148. 2001.
- KOCH, M.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; SCHMID, T.; SERRANO, E.; GUMUZZIO, J. Application of ALOS PALSAR and Landsat ETM+ data for the study of periglacial features and permafrost within the South Shetland Islands, western Antarctica. In: **International Geoscience e Remote Sensing Symposium**. Boston, USA. p. 343-346. 2008.
- KÖPPEN, W. **Climatologia: con un studio de los climas de la tierra**. Fondo de Cultura Economica: México. 479 p. 1948.
- LALIBERTE, A. S.; RANGO, A.; HAVSTAD, K. M.; PARIS, J. F.; BECK, R. F.; McNEELY, R.; GONZALES, A. L. Object-oriented image analysis for mapping shrub encroachment from 1937 to 2003 in southern New Mexico. **Remote Sensing of Environment**. 93, p. 198-210. 2004.
- LANDIS, J.; KOCH, G. The measurement of Oobserver Agreement for Categorical Data. **Biometrics**. 33, p. 159-174. 1977.
- LI, R.; ZHAO, L.; WU, T.; DING, Y.; XIAO, Y.; HU, G.; ZOU, D.; LI, W.; YU, W.; JIAO, Y.; QIN, Y. The impact of surface energy exchange on the thawing process of active layer over the northern Qinghai–Xizang Plateau, China. **Environmental Earth Sciences**. 72, p. 2091-2099. 2014.

- LINDSAY, D. C. Vegetation of the South Shetland Islands. **British Antarctic Survey Bulletin**. 25, p. 59-83. 1971.
- LING, F.; ZHANG, T. A numerical model for surface energy balance and thermal regime of the active layer and permafrost containing unfrozen water. **Cold Regions Science and Technology**. 38, p. 1-15. 2004.
- LING, F.; ZHANG, T. Impact of the Timing and Duration of Seasonal Snow Cover on the Active Layer and Permafrost in the Alaskan Arctic. **Permafrost and Periglacial Processes**. 14, p.141-150. 2003.
- LIU, K. N. **An Introduction to Atmospheric Radiation**. 2^a ed. Academic Press: California. 583 p. 2002.
- LIU, H.; WANG, L.; JEZEK, K. Automated Delineation of Dry and Melt Snow Zones in Antarctica Using Active and Passive Microwave Observations From Space. **IEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**. v.44, n.8, p. 2152-2163. 2006.
- LONGTON, R. E. Vegetation in the Maritime Antarctic. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences**. v.252, n.777. p. 213-235. 1967.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; SERRANO, E.; SCHMID, T.; MINK, S.; LINÉS, C. Periglacial processes and landforms in the South Shetland Islands (northern Antarctic Peninsula region). **Geomorphology**. 155-156. p. 62-79, 2012.
- MASSOM, R. A. **Satellite Remote Sensing of Polar Regions**. Londres: Belhaven Press. 288 p. 1991.
- MATHER, P. M. **Computer Processing of Remotely-Sensed Images** An Introduction. 3^a ed. John Wiley & Sons, Ltd: England. 350 p. 2004.
- MCGAW, R. W.; OUTCALT, S. I.; NG, E. Thermal Properties and Regime of Wet Tundra Soils at Barrow, Alaska. In: **Third International Conference on Permafrost**. National Research Council of Canada. Ottawa: Canada. p. 47–53. 1978.
- MENDES JUNIOR, C. W.; DANI, N.; ARIGONY-NETO, J.; SIMÕES, J. C.; BREMER, U. F.; FONSECA-JÚNIOR, E. S.; ERWES, H. J. B. Análise morfométrica da Península Keller, Antártica, através do SIG. **Revista Brasileira de Cartografia**. n.62/04. 2010.
- MENDES, C. A. B.; CIRILO, J. A. **Geoprocessamento em Recursos Hídricos Princípios, Integração e Aplicação**. Porto Alegre: ABRH. 536 p. 2001.
- MEREDITH, M. P.; KING, J. C. Rapid climate change in the ocean west of the Antarctic Peninsula during the second half of the 20th century. **Geophysical Research Letters**. v.32, n.19. p. 1-5. 2005.
- MERZLYAK, M.N.; GITELSON, A.A.; CHIVKUNOVA, O.B.; RAKITIN, V.Y. Non-destructive optical detection of pigment changes during leaf senescence and fruit ripening. **Physiologia Plantarum**. v.106, n.1, p. 135-141. 1999.

- MICHEL, R. F. M. **Classificação, cobertura vegetal e monitoramento térmico da camada ativa de solos da Península Fildes, Ilha Rei George e Ilha Ardley, Antártica Marítima**. 251 f. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Viçosa. 2011.
- MICHEL, R. F. M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; DIAS, L. E.; SIMAS, F. N. B.; BENITES, V. M.; MENDONÇA, E. S. Ornithogenic Gelisols (Cryosols) from Maritime Antarctica. **Soil Science Society of America Journal**. v.70, p. 1370-1376. 2006.
- MICHEL, R. F. M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; SIMAS, F. N. B.; HAUS, N. W.; SERRANO, E.; BOCKHEIM, J. G. Soils and landforms from Fildes Peninsula and Ardley Island, Maritime Antarctica. **Geomorphology**, 225, p. 76-86. 2006.
- MICHEL, R. F. M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; MARTÍNEZ, J. L.; SIMAS, F. N. B.; HAUS, N. W.; SERRANO, E.; BOCKHEIM, J. G. Soils and landforms from Fildes Peninsula and Ardley Island, Maritime Antarctica. **Geomorphology**. 225, p. 76-86. 2014.
- MITRI, C. de; GUIDO, C.; TOMA, R. E. Fuzzy topological properties and hereditariness. **Fuzzy Sets and Systems**. 138, p. 127-147. 2003.
- MOORE, I. D.; GRAYSON, R. B.; LADSON, A. R. Digital Terrain Modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. **Hydrological Processes**. v.5, p. 3-30. 1991.
- MORA, C.; JIMÉNEZ, J. J.; PINA, P.; CATALÃO, J.; VIEIRA, G. Evaluation of single-band snow-patch mapping using high-resolution microwave remote sensing: an application in the maritime Antarctic. **The Cryosphere**. 11, p. 139-155. 2017.
- MOREIRA, M.A. **Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação**. 3ª ed. UFV: Viçosa. 320 p. 2005.
- MULLER, S. W. **Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems**. Special Report, Strategic Engineering Study, Intelligence Branch, Office, Chief of Engineers. 62, 136 p. 1943.
- NAKATSUBO, T. Predicting the impact of climatic warming on the carbon balance of the moss *Sanionia uncinata* on a maritime Antarctic island. **Journal of Plant Research**. 115, p. 99-106, 2002.
- NAPIERALSKI, J.; HARBOR, J.; LI, Y. Glacial Geomorphology and geographic information systems. **Earth-Science Reviews**. 85, p. 1-22. 2007.
- NELSON, F. E.; OUTCALT, S. I. A computational method for prediction and regionalization of permafrost. **Arctic and Alpine Research**. v.19, n.3, p. 279-288. 1987.
- OCHYRA, R. **The moss flora of King George Island Antarctica**. Cracow: Polish Academy of Sciences. 278 p. 1998.

- OLIVA, M.; HRBACEK, F.; RUIZ-FERNÁNDEZ, J.; PABLO, M. A. de; VIEIRA, G.; RAMOS, M.; ANTONIADES, D. Active layer dynamics in three topographically distinct lake catchments in Byers Peninsula (Livingston Island, Antarctica). **Catena**. v.149, n.2, p. 548-559. 2017.
- OUTCALT, S. I.; NELSON, F. E.; HINKEL, K. M. The zero-curtain effect: heat and mass transfer across an isothermal region in freezing soil. **Water Resources Research**. 26(7), p. 1509-1516. 1990.
- ØVSTEDAL, D. O.; SMITH, R. I. L. **Lichens of Antarctica and South Georgia: A guide to their Identification and Ecology**. Cambridge: Cambridge University Press. 453 p. 2001.
- PANDA, S. K.; PRAKASH, A.; SOLIE, D. N.; ROMANOVSKY, V. E.; JORGENSON, M. T. Remote Sensing and Field-based Mapping of Permafrost Distribution along the Alaska Highway Corridor, Interior Alaska. **Permafrost and Periglacial Processes**. 21, p. 271-281. 2010.
- PARTINGTON, K. C. Discrimination of glacier facies using multi-temporal SAR data. **Journal of Glaciology**. 44(146), p. 42-53. 1998.
- PATERSON, W. S. B. **The physics of glaciers**. Pergamon Press. 1994.
- PENNOCK, D. J.; ZEBARTH, B. J.; DE JONG, E. Landform Classification and Soil Distribution in Hummocky Terrain, Saskatchewan, Canada. **Geoderma**. 40, p. 297-315. 1997.
- PEREIRA, A. B.; PUTZKE, J. Floristic Composition of Stinker Point, Elephant Island, Antarctica. **Korian Journal of Polar Research**. 5, p. 37-47. 1994.
- PEREIRA, T. T. C.; SCHAEFER, C. E. G. R.; RODRIGUES, R. A.; PINHEIRO, L. S. Pedologia Brasileira na Antártica: a pesquisa de solos afetados por permafrost no cenário do aquecimento global. **Revista Geográfica Acadêmica**. v.8, n.1, p. 18-28. 2014.
- PETER, H. U.; BUESSER, C.; MUSTAFA, O.; PFEIFFER, S. **Risk assessment for the Fildes Peninsula and Ardley Island, and development of management plans for their designation as Specially Protected or Specially Managed Areas**. Umweltbundesamt Research Report. 203, 13, 124. UBA-FB 001155e, Texte 20/08. p. 508. 2008.
- PIERCE JR., K. B.; LOOKINGBILL, T.; URBAN, D. A simple method for estimating potential relative radiation (PRR) for landscape-scale vegetation analysis. **Landscape Ecology**. 20, p. 137-147. 2005.
- POELKING, E. L. ; SCHAEFER, C. E. G. R. ; FERNANDES FILHO, E. I. ; ANDRADE, A. M.; SPIELMANN, A. A. Soil-landform-plant-community relationships of a periglacial

- landscape on Potter Peninsula, maritime Antarctica. **Solid Earth**. v.6, p. 583-594, 2015.
- POELKING, E. L.; ANDRADE, A. M. de; VIEIRA, G. B.; SCHAEFER, C. E. G. R.; FERNANDES FILHO, E. I. Variações da frente da geleira Polar Club, península Potter, entre 1986 e 2010. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.29, n.3, p. 379-388. 2014.
- PONZONI, F. J.; SHIMABUKURO, Y. E. **Sensoriamento Remoto no Estudo da Vegetação**. São José dos Campos: Parêntese. 144 p. 2007.
- RAU, F.; BRAUN, M.; FRIEDRICH, M.; WEBER, F.; GOßMANN, H. Radar glacier zones and their boundaries as indicators of glacier mass balance and climatic variability. In: **Proceedings of EARSeL-SIG-Workshop Land Ice and Snow**. Dresden, Alemanha. p. 317-327. 2000 a.
- RAU, F.; BRAUN, M.; SAURER, H.; GOßMANN, H.; KOTHE, G.; WEBER, F.; EBEL, M.; BEPPLER, D. Monitoring Multi-Year Snow Cover Dynamics on the Antarctic Peninsula Using SAR Imagery. **Polarforschung**. 67(1/2), p. 27-40. 2000 b.
- REIJMER, C. H.; OERLEMANS, J. Temporal and spatial variability of the surface energy balance in Dronning Maud Land, East Antarctica. **Journal of Geophysical Research**. v.49, n.167, p. 512-520. 2002.
- RICHARDS, J. A. **Remote Sensing with Imaging Radar**. Heidelberg: Springer. 373 p. 2009.
- RICHARDS, J. A.; JIA, X. **Remote Sensing Digital Image Analysis: An Introduction**. 4^a ed. Berlin. 454 p. 2006.
- ROBERTSON, R.; VISBECK, M.; GORDON, A.; FAHRBACH, E. Long-term temperature trends in the deep waters of the Weddell Sea. **Deep-Sea Research II**. 49. p. 4791-4806. 2002.
- ROMANOVSKY, V. E.; OSTERKAMP, T. E. Effects of unfrozen water on heat and mass transport processes in the active layer and permafrost. **Permafrost and Periglacial Processes**. n.11, p. 219-239. 2000.
- ROSA, K. K.; MENDES JÚNIOR, C. W.; VIEIRA, R.; DANI, N.; SIMÕES, J. C. Análise morfométrica do setor norte da baía do Almirantado, Ilha Rei George, Shetlands do Sul, Antártica. **Boletim geografia Maringá**. v.32, n.1, p. 52-61. 2014.
- RUIZ, H. A. Incremento da exatidão da análise granulométrica do solo por meio da coleta da suspensão (silte+argila). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. 29, p. 297-300. 2005.
- SCHAEFER, C. E. G. R.; MICHEL, R. F. M.; DELPUPO, C.; SENRA, E. O.; BREMER, U. F.; BOCKHEIM, J. G. Active layer thermal monitoring of a Dry Valley of the Ellsworth Mountains, Continental Antarctica. **Catena**. v.149, n.2, p. 603-615. 2017 b.

- SCHAEFER, C. E. G. R.; PEREIRA, T. T. C.; ALMEIRA, I. C. C.; MICHEL, R. F. M.; CORRÊA, G. R.; FIGUEIREDO, L. P. S.; KER, J. C. Penguin activity modify the thermal regime of active layer in Antarctica: A case study from Hope Bay. **Catena**. v.149, n.2, p. 582-591. 2017 a
- SCHOWENGERDT, R. A. **Remote Sensing Models and Methods for Image Processing**. 3ª ed. Arizona. 558 p. 2007.
- SKVARCA, P.; DE ANGELIS, H. Impact assessment of regional climatic warming on glaciers and ice shelves of the northeastern Antarctic Peninsula. **Antarctic Peninsula Climate Variability**. 79, p. 69-78. 2003.
- SLAYMAKER, O.; KELLY, R. E. J. **The Cryosphere and Global Environmental Change**. Blackwell Publishing. 305 p. 2007.
- STROZZI, T.; WEGMÜLLER, U.; WERNER, C.; KOS, A. TerraSAR-X Interferometry for Surface Deformation Monitoring on Periglacial Area. In: **IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium**. Munich, Germany. p. 5214-5217. 2012.
- SWIFT-JR, L. W. Algorithm for Solar Radiation on Mountain Slopes. **Water Resources Research**. v.12, n.1, p. 108-112. 1976.
- TATSCH, J. D. **Uma análise dos fluxos de superfície e do microclima sobre Cerrado, Cana-de-açúcar e Eucalipto, com implicações para mudanças climáticas regionais**. São Paulo: USP. 132 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade de São Paulo. 2006.
- TRIVELPIECE, W. Z.; TIVELPIECE, S. G.; VOLKMAN, N. J. Ecological Segregation of Adelie, Gentoo, and Chinstrap Penguins at King George Island, Antarctica. **Ecological Society of America**. v.68, n.2, p. 351-361. 1987.
- TUBELIS, A. **Meteorologia descritiva: Fundamentos e aplicações brasileiras**. São Paulo: Livraria Novel S. A. 375 p. 1986.
- TURNER, J.; BARRAND, N.; BRACEGIRDLE, T.; CONVEY, P.; HODGSON, D.; JARVIS, M.; JENKINS, A.; MARSHALL, G.; MEREDITH, M.; ROSCOE, H.; SHANKLIN, J. Antarctic climate change and the environment: an update. **Polar Record**. 50 (3), p. 1-23. 2013.
- TURNER, J.; COLWELL, S. R.; MARSHALL, G. J.; LACHLAN-COPE, T. A.; CARLETON, A. M.; JONES, P. D.; LAGUN, V.; REID, P. A.; IAGOVKINA, S. Antarctic climate change during the last 50 years. **International Journal of Climatology**. n.25, p. 279-294. 2005.
- TURNER, J.; PENDLEBURY, S. **The International Antarctic Weather Forecasting Handbook**. Cambridge: British Antarctic Survey. 685 p. 2004.

- ULRICH, M.; GROSSE, G.; CHABRILLAT, S.; SCHIRRMESTER, L. Spectral characterization of periglacial surfaces and geomorphological units in the Arctic Lena Delta using field spectrometry and remote sensing. **Remote Sensing of Environment**. 113, 6, p. 1220-1235. 2009.
- VALERIANO, M. M. Dados topográficos. In: FLORENZANO, T. G. (Org). **Geomorfologia Conceitos e Tecnologias Atuais**. São Paulo: Oficina de Textos. p. 72-104. 2008.
- VAN DEN BROEKE, M. Characteristics of the lower ablation zone of the west Greenland ice sheet for energy-balance modeling. **Journal of Glaciology**. n.23, p.160-166. 1996.
- VAN DEN BROEKE, M.; AS, D. V.; REIJMER, C.; VAN DEN WAL, R. Assessing and Improving the Quality of Unattended Radiation Observations in Antarctica. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**. v.21, p. 1417-1431. 2004.
- VAN EVERDINGEN, R. O. **Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms**. International Permafrost Association (IPA). 241 p. 1998.
- VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Recife. 449 p. 2006.
- VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa. 449 p. 1991.
- VIEIRA, G.; BOCKHEIM, J.; GUGLIELMIN, M.; BALKS, M.; ABRAMOV, A. A.; BOELHOUWERS, J.; CANNONE, N.; GANZERT, L.; GILICHINSKY, D. A.; GORYACHKIN, S.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; MEIKLEJOHN, I.; RAFFI, R.; RAMOS, M.; SCHAEFER, C.; SERRANO, E.; SIMAS, F.; SLETTEN, R.; WAGNER, D. Thermal State of Permafrost and Active-layer Monitoring in the Antarctic: Advances During the International Polar Year 2007-2009. **Permafrost and Periglacial Processes**. 21, p. 182-197. 2010.
- VIEIRA, G.; MORA, C.; PINA, P.; SCHAEFER, C. E. R. A proxy for snow cover and winter ground surface cooling: Mapping *Usnea* sp. communities using high resolution remote sensing imagery (Maritime Antarctica). **Geomorphology**. v.225, p.69-75. 2014.
- VOGT, S.; BRAUN, M. Influence of glaciers and snow cover on terrestrial and marine ecosystems as revealed by remotely-sensed data. **Pesquisa Antártica Brasileira**. v.4, p. 105-118, 2004.
- WALKLEY, A.; BLACK, I. A. An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter, and a proposed modification of the chromic acid titration method. **Soil Science**. v.37, p. 29-38. 1934

- WEN, J.; KANG, J.; XIE, Z.; HAN, J.; ALBERT, L. Climate, mass balance and glacial changes on small dome of Collins Ice Cap, King George Island, Antarctica. **Antarctic Research**. v.5, n.1, p. 52-61. 1994.
- WILLIAMS, P. J.; SMITH, M. W. **The frozen earth: fundamentals of geocryology**. Cambridge: Cambridge University Press. 302 pp. 1989.
- WUNDERLE, S.; SAURER, H.; GOßMANN, H. Meteorological conditions and snow cover dynamics on the Potter Peninsula, King George Island, King George Island, Antarctica. **The Potter Cove coastal ecosystem, Antarctica: synopsis of research performed within the frame of the Argentinean – German cooperation at the Dallmann Laboratory and Jubany Station**. p. 15-27. 1998.
- YAO, J.; ZHAO, L.; GU, L.; QIAO, Y.; JIAO, K. The surface energy budget in the permafrost region on the Tibetan Plateau. **Atmospheric Research**. 102, p. 394-407. 2011.
- YOON, H. I.; PARK, B.-K.; KIM, Y.; KIM, D. Glaciomarine sedimentation and its paleoceanographic implications along the fjord margins in the South Shetland Islands, Antarctica during the last 6000 years. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**. 157, p. 189-211. 2000.

Anexos

Tabela A 1: Dados meteorológicos da Península Fildes coletados pelo serviço meteorológico da Estação Bellingshausen (www.aari.aq).

Ano	Ar Méd °C	Ar Máx °C	Ar Mín °C	S. Solo °C	U. Ar %	Prec. mm	Ven. V. ms ⁻¹	Ven. D. °	Pres. hPa	Neb. Décimos	Rad. D. h	Ins. Wm ⁻²
1968	-3,02	-0,75	-5,66	-2,42	84,80	623,00	12,49	315	989,48	8,90	0,0	53,39
1969	-3,78	-1,34	-6,48	-3,17	83,58	774,90	14,51	315	991,45	9,07	423,1	66,63
1970	-2,67	-0,50	-4,88	-2,25	85,17	784,20	13,64	0	992,36	8,98	556,7	70,21
1971	-2,04	0,02	-4,22	-1,67	85,75	753,60	14,05	45	992,59	8,61	675,0	49,62
1972	-2,89	-0,64	-5,09	-2,75	87,92	745,00	11,71	45	993,37	9,28	244,0	68,80
1973	-2,93	-0,86	-5,32	-2,83	86,33	757,70	14,66	315	990,60	8,99	609,0	71,79
1974	-2,29	-0,53	-4,50	-2,00	88,00	700,20	15,49	315	993,08	9,23	557,0	66,37
1975	-3,30	-1,27	-5,60	-3,25	86,00	666,20	14,63	90	991,33	8,58	638,0	69,70
1976	-2,70	-0,43	-5,20	-2,50	87,83	527,20	14,39	315	991,71	8,93	738,0	68,08
1977	-2,77	-0,49	-5,14	-2,42	88,75	730,70	14,55	270	991,20	8,97	625,0	70,13
1978	-2,43	-0,45	-4,56	-1,67	88,33	627,50	14,03	315	992,29	9,13	630,6	69,53
1979	-1,82	0,13	-3,99	-1,33	89,83	628,40	14,18	0	992,09	8,84	617,4	68,60
1980	-4,01	-1,50	-6,58	-4,00	87,08	735,50	12,85	0	993,00	9,18	619,4	71,71
1981	-2,62	-0,61	-4,73	-2,08	88,58	716,70	14,23	0	991,90	8,73	633,6	44,26
1982	-1,78	0,22	-3,87	-1,67	90,75	656,30	15,13	0	991,68	8,44	578,6	68,13
1983	-1,74	0,06	-3,57	-2,25	88,42	638,00	15,22	270	991,52	8,68	616,1	67,60
1984	-1,75	0,10	-3,82	-2,17	88,08	548,00	15,63	270	993,18	8,62	664,6	68,90
1985	-1,24	0,69	-3,32	-1,25	87,08	725,40	15,43	0	990,77	8,90	525,7	66,76
1986	-3,34	-0,92	-5,88	-2,42	88,83	832,40	14,43	90	988,49	9,33	571,5	68,36
1987	-3,58	-1,37	-5,85	-3,00	89,83	713,40	14,81	270	990,74	8,76	606,4	73,51
1988	-2,59	-0,49	-4,69	-2,25	84,92	646,60	13,83	315	993,25	8,72	518,7	73,41
1989	-0,73	1,03	-2,60	-0,33	90,92	664,10	15,69	270	990,75	8,28	515,8	65,23
1990	-2,23	-0,01	-4,61	-2,17	87,75	718,90	14,68	315	988,64	8,93	0,0	69,39
1991	-3,38	-1,12	-5,79	-3,50	90,25	752,70	14,20	315	991,89	8,82	482,5	70,01

Ar Méd: ar média; **Ar Máx:** ar máxima; **Ar Mín:** ar mínima; **S. Solo:** superfície do solo; **U. Ar:** Umidade relativa do ar; **Prec.:** Precipitação; **Ven. V.:** velocidade do vento; **Ven. D.:** direção do vento; **Pres.:** pressão atmosférica; **Neb.:** nebulosidade; **Rad. D.:** duração da radiação; **Ins.:** insolação

Tabela A 1: Continuação - Dados meteorológicos da Península Fildes coletados pelo serviço meteorológico da Estação Bellingshausen (www.aari.aq).

Ano	Ar Méd °C	Ar Máx °C	Ar Mín °C	S. Solo °C	U. Ar %	Prec. mm	Ven. V. ms ⁻¹	Ven. D. °	Pres. hPa	Neb. Décimos	Rad. D. h	Ins. Wm ⁻²
1992	-2,78	-0,66	-4,99	-2,33	92,08	852,20	13,76	315	994,01	9,31	402,5	61,24
1993	-1,55	0,29	-3,52	-1,50	92,67	737,20	14,73	315	989,61	8,94	608,8	68,01
1994	-2,58	-0,45	-4,25	-2,67	93,42	502,50	13,28	315	990,91	9,23	633,6	69,10
1995	-3,36	-1,27	-5,61	-3,00	90,75	854,30	14,68	315	990,00	9,03	661,7	69,75
1996	-1,31	0,51	-3,18	-1,00	88,25	729,10	15,42	315	989,43	8,96	558,4	66,20
1997	-2,13	-0,08	-4,33	-1,42	85,75	698,40	12,98	270	992,56	8,68	588,0	68,37
1998	-1,58	0,20	-3,45	-0,33	88,67	991,60	13,85	315	988,12	8,58	566,0	24,09
1999	-1,14	0,54	-2,93	-1,33	89,58	540,70	14,68	315	989,15	8,98	345,3	18,10
2000	-1,57	0,15	-3,45	-1,00	88,33	535,80	13,90	315	994,18	8,86	742,2	45,89
2001	-1,83	-0,06	-3,84	-1,25	89,83	748,40	15,94	0	988,43	9,38	183,3	63,82
2002	-2,68	-0,63	-4,77	-2,33	87,92	631,40	13,49	0	992,31	9,50	227,0	62,30
2003	-1,99	-0,19	-3,89	-1,58	88,67	471,80	14,73	45	991,65	9,29	596,8	69,08
2004	-1,62	0,23	-3,59	-1,25	89,33	519,60	15,08	0	990,87	9,22	734,9	67,06
2005	-1,94	-0,13	-3,98	-2,78	88,92	577,30	13,33	0	992,75	9,01	646,7	65,53
2006	-1,30	0,55	-3,16	-1,08	87,50	682,10	13,75	0	991,24	8,93	686,3	36,37
2007	-3,24	-0,97	-5,83	-3,33	87,25	797,30	13,14	0	991,03	9,02	602,6	55,14
2008	-1,14	0,53	-2,88	-0,92	90,50	730,20	14,80	0	990,38	9,27	566,7	38,98
2009	-2,72	-0,51	-4,92	-2,67	88,92	855,10	13,98	0	988,95	9,20	453,2	48,84
2010	-1,56	0,13	-3,36	-1,00	89,58	791,10	15,87	0	988,90	9,37	461,4	0,00
2011	-2,92	-0,74	-5,14	-2,75	87,08	821,20	14,11	0	992,48	9,07	535,3	0,00
2012	-2,76	-0,47	-5,57	-1,92	88,08	798,70	14,96	315	988,99	9,19	705,1	2,57
2013	-2,59	-0,63	-4,79	-1,92	88,00	688,80	14,78	315	988,42	8,98	603,5	67,70
2014	-2,23	-0,51	-4,18	-2,17	87,58	598,90	15,16	0	990,25	9,31	564,1	6,33
2015	-2,79	-0,88	-4,89	-2,33	89,25	711,20	14,38	315	987,60	9,15	513,6	0,00

Ar Méd: ar média; **Ar Máx:** ar máxima; **Ar Mín:** ar mínima; **S. Solo:** superfície do solo; **U. Ar:** Umidade relativa do ar; **Prec.:** Precipitação; **Ven. V.:** velocidade do vento; **Ven. D.:** direção do vento; **Pres.:** pressão atmosférica; **Neb.:** nebulosidade; **Rad. D.:** duração da radiação; **Ins.:** insolação

Tabela A 2: Graus Dias de Descongelamento na profundidade de 5 cm nos pontos do transecto entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016.

Data	Graus Dias de Descongelamento (°C Dias) – 5 cm									
	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10
Fev-14	16,8	33,3	22,7	30,8	26,0	28,8	25,8	32,0	36,6	36,6
Mar-14	11,0	22,3	17,1	22,4	17,0	20,8	18,8	21,0	26,3	25,3
Abr-14	1,2	6,8	3,5	5,2	3,3	3,5	4,8	5,2	6,8	5,3
Mai-14	1,2	5,2	2,2	4,4	1,7	1,3	4,7	4,9	5,0	3,3
Jun-14	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Jul-14	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ago-14	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Set-14	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Out-14	0,0	0,7	0,2	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2
Nov-14	0,0	7,3	3,3	7,8	1,0	1,4	2,0	1,0	1,3	9,9
Dez-14	8,7	33,8	24,1	27,9	26,6	22,0	19,6	13,3	20,3	37,1
Total	38,9	109,4	73,0	99,3	75,6	77,8	75,6	77,3	96,3	117,6
Jan-15	57,7	100,3	54,2	77,7	68,9	83,0	77,6	75,1	107,0	90,6
Fev-15	45,8	76,7	N	N	54,9	64,2	53,1	72,7	85,0	75,1
Mar-15	N	47,4	N	N	11,1	29,2	N	39,4	52,9	42,6
Abr-15	N	14,2	N	N	0,0	7,1	N	10,8	14,9	11,0
Mai-15	N	4,2	N	N	0,0	1,2	N	3,8	3,9	3,3
Jun-15	N	0,0	N	N	0,0	0,0	N	0,0	0,0	0,0
Jul-15	N	0,0	N	N	0,0	0,0	N	0,0	0,0	0,0
Ago-15	N	0,0	N	N	N	0,0	N	0,0	0,0	0,0
Set-15	N	0,0	N	N	N	0,0	N	0,0	0,0	0,0
Out-15	N	5,6	N	N	N	0,0	N	0,0	0,0	0,3
Nov-15	N	20,3	N	N	N	16,2	N	3,2	3,5	6,3
Dez-15	N	76,4	N	N	N	53,4	N	32,0	60,4	N
Total	103,4	345,1	54,2	77,7	135,0	254,3	130,6	236,8	327,7	229,1
Jan-16	N	96,6	N	N	N	77,2	N	91,8	103,4	N
Fev-16	N	42,4	N	N	N	34,7	N	41,5	48,6	N
Total		593,5				444,0		447,7	575,9	

N: dados faltantes.

Tabela A 3: Graus Dias de Descongelamento na profundidade de 20 cm nos pontos do transecto entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016.

Data	Graus Dias de Descongelamento (°C Dias) – 20 cm									
	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10
Fev-14	11,3	16,4	12,0	14,2	18,0	14,5	27,8	27,2	35,1	21,2
Mar-14	11,4	9,9	8,1	16,6	13,0	10,8	26,7	18,4	27,9	14,8
Abr-14	0,0	0,0	1,2	3,5	1,2	0,0	4,7	0,0	5,4	0,0
Mai-14	0,0	0,0	0,9	0,8	0,5	0,0	4,3	0,0	3,7	0,0
Jun-14	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Jul-14	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ago-14	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Set-14	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Out-14	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Nov-14	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Dez-14	0,0	1,3	0,3	2,6	9,2	0,1	9,5	0,0	8,8	0,1
Total	22,7	27,7	22,5	37,7	41,9	25,4	73,1	45,6	80,8	36,2
Jan-15	31,2	48,9	21,0	42,1	52,2	39,4	56,1	32,9	74,7	69,8
Fev-15	38,2	38,7	N	N	53,8	43,5	48,8	61,3	76,3	56,8
Mar-15	N	7,2	N	N	14,1	9,4	N	23,2	33,7	15,7
Abr-15	N	0,7	N	N	0,0	1,1	N	0,5	8,6	0,6
Mai-15	N	0,0	N	N	0,0	0,0	N	0,0	4,3	0,0
Jun-15	N	0,0	N	N	0,0	0,0	N	0,0	0,0	0,0
Jul-15	N	0,0	N	N	0,0	0,0	N	0,0	0,0	0,0
Ago-15	N	0,0	N	N	N	0,0	N	0,0	0,0	0,0
Set-15	N	0,0	N	N	N	0,0	N	0,0	0,0	0,0
Out-15	N	0,0	N	N	N	0,0	N	0,0	0,0	0,0
Nov-15	N	0,0	N	N	N	0,0	N	0,0	0,0	0,0
Dez-15	N	15,6	N	N	N	4,6	N	0,0	15,2	N
Total	69,3	111,1	21,0	42,1	120,1	98,0	104,8	117,8	212,7	142,8
Jan-16	N	48,9	N	N	N	57,3	N	80,8	91,8	N
Fev-16	N	21,2	N	N	N	24,8	N	39,8	43,9	N
Total		208,8				205,5		284,1	429,4	

N: dados faltantes.

Tabela A 4: Graus Dias de Descongelamento na profundidade de 35 cm nos pontos do transecto entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016.

Data	Graus Dias de Descongelamento (°C Dias) – 35 cm									
	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10
Fev-14	2,4	8,6	7,4	4,1	10,3	18,3	13,9	28,6	36,6	25,7
Mar-14	2,7	6,1	5,3	5,8	9,6	21,2	11,6	22,2	26,3	19,2
Abr-14	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	8,6	0,0	3,2	6,8	0,0
Mai-14	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,8	0,0	0,5	5,0	0,0
Jun-14	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Jul-14	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ago-14	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Set-14	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Out-14	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Nov-14	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	0,0
Dez-14	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	20,3	0,0
Total	5,1	14,7	12,7	9,9	19,8	53,3	25,5	54,5	96,3	44,8
Jan-15	5,7	4,0	8,5	3,7	28,1	18,8	19,0	12,0	83,1	50,4
Fev-15	16,9	21,6	17,3	24,8	13,2	33,3	38,0	50,2	62,3	56,3
Mar-15	1,5	2,7	0,7	3,1	7,5	19,2	10,5	21,1	28,5	22,4
Abr-15	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	15,0	0,0	0,6	15,1	1,2
Mai-15	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	8,7	0,0	0,0	7,7	0,0
Jun-15	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Jul-15	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ago-15	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Set-15	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Out-15	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Nov-15	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0
Dez-15	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	15,4	0,0	0,0	25,8	0,0
Total	24,1	28,3	26,5	31,5	48,8	111,7	67,5	83,9	222,5	130,3
Jan-16	8,1	6,5	0,9	0,0	32,5	32,8	30,3	54,6	56,2	24,7
Fev-16	6,0	8,2	3,7	6,7	30,4	23,3	20,3	34,3	35,9	23,3
Total	43,3	57,7	43,8	48,2	131,6	221,0	143,6	227,3	410,9	223,2

Tabela A 5: Graus Dias de Congelamento na profundidade de 5 cm nos pontos do transecto entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016.

Data	Graus Dias de Congelamento (°C Dias) – 5 cm									
	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10
Fev-14	-11	-1	-10	-6	-7	-7	-6	-5	-3	-5
Mar-14	-25	-13	-34	-31	-34	-31	-23	-18	-18	-27
Abr-14	-49	-33	-50	-45	-50	-49	-43	-34	-37	-42
Mai-14	-44	-75	-95	-86	-107	-80	-48	-42	-58	-90
Jun-14	-98	-127	-149	-137	-155	-139	-115	-107	-118	-132
Jul-14	-91	-104	-119	-110	-115	-106	-92	-84	-84	-109
Ago-14	-134	-144	-159	-154	-159	-135	-120	-111	-114	-138
Set-14	-114	-102	-115	-108	-119	-114	-98	-95	-95	-101
Out-14	-62	-35	-46	-35	-54	-59	-46	-35	-44	-39
Nov-14	-32	-9	-12	-8	-22	-24	-13	-17	-14	-7
Dez-14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	-660,0	-644,3	-789,7	-720,0	-822,6	-743,8	-603,4	-546,9	-584,4	-689,5
Jan-15	-2	-1	-2	-1	-1	0	-1	0	0	-1
Fev-15	0	-1	N	N	0	-3	0	-3	-1	-4
Mar-15	N	-1	N	N	0	-3	N	-1	0	-1
Abr-15	N	-20	N	N	-2	-33	N	-22	-19	-25
Mai-15	N	-79	N	N	-55	-107	N	-70	-88	-94
Jun-15	N	-219	N	N	-199	-242	N	-211	-211	-229
Jul-15	N	-251	N	N	-244	-274	N	-205	-205	-261
Ago-15	N	-182	N	N	N	-204	N	-167	-168	-194
Set-15	N	-201	N	N	N	-213	N	-179	-186	-211
Out-15	N	-32	N	N	N	-66	N	-60	-73	-56
Nov-15	N	-11	N	N	N	-16	N	-29	-23	-26
Dez-15	N	0	N	N	N	-2	N	0	0	N
Total	-2,2	-997,4	-2,1	-0,5	-501,2	-1163,3	-0,5	-946,9	-973,8	-1100,8
Jan-16	N	0	N	N	N	0	N	0	0	N
Fev-16	N	0	N	N	N	-1	N	-1	-1	N
Total		-1641,0				-1908,0		-1496,0	-1560,0	

N: dados faltantes.

Tabela A 6: Graus Dias de Congelamento na profundidade de 20 cm nos pontos do transecto entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016.

Data	Graus Dias de Congelamento (°C Dias) – 20 cm									
	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10
Fev-14	-3	0	-15	0	-3	-1	0	0	0	0
Mar-14	-9	-7	-22	-4	-19	-11	-1	-3	-3	-6
Abr-14	-25	-28	-48	-13	-38	-26	-14	-17	-15	-27
Mai-14	-12	-46	-62	-38	-87	-40	-25	-28	-40	-59
Jun-14	-63	-122	-131	-113	-145	-115	-97	-105	-109	-115
Jul-14	-73	-116	-113	-105	-112	-94	-80	-89	-81	-108
Ago-14	-112	-148	-143	-140	-149	-117	-107	-114	-110	-133
Set-14	-105	-121	-120	-110	-120	-106	-92	-104	-93	-109
Out-14	-63	-66	-70	-50	-66	-64	-50	-53	-49	-59
Nov-14	-35	-32	-30	-13	-34	-33	-17	-34	-19	-24
Dez-14	0	0	-2	0	-1	0	0	-1	0	0
			-	-			-			
Total	-499,8	-686,1	754,2	586,9	-775,4	-607,5	483,5	-548,7	-518,7	-639,1
Jan-15	0	-1	-6	-1	0	0	0	0	0	0
Fev-15	0	-1	N	N	0	-1	0	0	0	0
Mar-15	N	-2	N	N	0	-2	N	0	0	0
Abr-15	N	-27	N	N	0	-18	N	-3	-2	-11
Mai-15	N	-57	N	N	-49	-58	N	-50	-55	-68
Jun-15	N	-209	N	N	-190	-201	N	-206	-197	-205
Jul-15	N	-258	N	N	-237	-239	N	-204	-185	-255
Ago-15	N	-197	N	N	N	-187	N	-173	-160	-194
Set-15	N	-213	N	N	N	-196	N	-187	-177	-209
Out-15	N	-70	N	N	N	-85	N	-83	-85	-81
Nov-15	N	-28	N	N	N	-29	N	-49	-33	-50
Dez-15	N	-3	N	N	N	0	N	0	0	N
Total	0,0	-1063,1	-5,8	-1,3	-475,9	-1016,2	0,0	-955,4	-894,0	-1074,0
Jan-16	N	0	N	N	N	0	N	0	0	N
Fev-16	N	0	N	N	N	0	N	0	0	N
Total		-1752,0				-1623,0		-1503,0	-1413,0	

N: dados faltantes.

Tabela A 7: Graus Dias de Congelamento na profundidade de 35 cm nos pontos do transecto entre fevereiro de 2014 e fevereiro de 2016.

Data	Graus Dias de Congelamento (°C Dias) – 35 cm									
	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10
Fev-14	-2	0	-6	0	0	0	0	0	-3	0
Mar-14	-4	0	-10	0	-5	0	0	0	-18	0
Abr-14	-15	-7	-32	-3	-27	-4	-11	-5	-37	-11
Mai-14	-4	-11	-42	-27	-67	-20	-22	-11	-58	-36
Jun-14	-50	-92	-118	-107	-135	-91	-97	-88	-118	-88
Jul-14	-75	-103	-107	-109	-108	-75	-88	-79	-84	-92
Ago-14	-113	-128	-131	-141	-140	-96	-112	-104	-114	-115
Set-14	-112	-116	-119	-119	-122	-89	-102	-97	-95	-100
Out-14	-77	-76	-80	-66	-79	-51	-65	-54	-44	-57
Nov-14	-50	-40	-42	-31	-47	-22	-34	-35	-14	-23
Dez-14	-11	0	-2	-7	-11	0	-4	-4	0	-1
Total	-512,7	-572,5	-687,3	-608,3	-740,0	-448,7	-534,6	-475,8	-584,4	-522,0
Jan-15	-2	0	-2	0	0	0	0	0	0	0
Fev-15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mar-15	0	0	0	0	-8	0	0	0	0	0
Abr-15	0	-6	-11	0	-26	0	0	0	0	0
Mai-15	-6	-27	-33	-14	-81	-29	-33	-33	-43	-44
Jun-15	-115	-178	-164	-171	-129	-167	-175	-186	-185	-176
Jul-15	-207	-237	-218	-227	-110	-211	-208	-192	-180	-234
Ago-15	-177	-189	-182	-183	-143	-167	-175	-167	-157	-181
Set-15	-194	-205	-197	-200	-119	-178	-189	-180	-175	-196
Out-15	-99	-86	-96	-88	-73	-79	-83	-88	-93	-82
Nov-15	-59	-37	-36	-39	-42	-28	-30	-53	-40	-50
Dez-15	-17	-1	-14	-10	-14	0	-4	-6	0	-6
Total	-875,8	-965,3	-953,0	-930,2	-746,1	-858,8	-897,4	-903,5	-873,3	-969,2
Jan-16	0	0	-1	0	0	0	0	0	0	0
Fev-16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	-1389,0	-1539,0	-1643,0	-1542,0	-1486,0	-1307,0	-1432,0	-1382,0	-1458,0	-1492,0

