

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE
INSTITUTO DE CIÊNCIAS HUMANAS E DA INFORMAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

**DETECÇÃO DAS ZONAS DE DERRETIMENTO SUPERFICIAL DE GELEIRAS DA
PENÍNSULA ANTÁRTICA POR IMAGENS DO SENSOR ASAR**

LUÍSA DA CUNDA FERNANDES

Rio Grande

2014

LUÍSA DA CUNDA FERNANDES

**DETECÇÃO DAS ZONAS DE DERRETIMENTO SUPERFICIAL DE GELEIRAS DA
PENÍNSULA ANTÁRTICA POR IMAGENS DO SENSOR ASAR**

Dissertação de mestrado apresentada junto ao
Programa de Pós-Graduação em Geografia da
Universidade Federal do Rio Grande como requisito
para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Cláudio Wilson Mendes Júnior

Banca Examinadora: Jorge Arigony Neto

Katia Kellem da Rosa

Rio Grande

2014

Ao Oliver com amor e carinho

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, irmão e avós pelo amor, carinho e suporte; pelo tempo dispendido na minha educação e ensinando valores que levo para a vida.

À minha segunda família, não menos importante, Joana, Nivaldo, Ana Luiza e Antônia por todo o suporte, atenção e acalanto.

Ao meu filho, Oliver, pelo amor incondicional, pelo constante aprendizado e pela inspiração.

Ao meu orientador Cláudio Mendes Júnior por todo o conhecimento, paciência e muitas risadas nesses 2 anos e 4 meses de convivência. Pelo apoio nas decisões acadêmicas e pessoais. Sem todo teu apoio, não teria chegado aqui.

À galera animada e incentivadora do LaCrio pela acolhida, pelos cafés, chocolates, mates e muitos cafés da manhã animadores. Pela amizade, pelo zelo, pelas gargalhadas, pelo aprendizado e principalmente pela oportunidade de poder ter convivido, pelo menos um pouco, com cada um de vocês (não vou citar nomes porque são muitos e tenho medo de esquecer alguém, que certamente não será menos importante do que qualquer outro). Não posso deixar de citar nossos churrascos e as brincadeiras. Muito obrigada pela oportunidade de aprender com os melhores.

Ao pessoal que conheci durante minha estadia em Rio Grande, em especial ao Daniel Pias e a Belissa Vieira pela amizade.

À Fundação de Amparo e Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul – FAPERGS – pela bolsa de estudo em nível de pós-graduação. A bolsa permitiu dedicação à esta dissertação.

Gostaria, por fim, de agradecer ao meu companheiro de todas as horas, Arthur. Pelo carinho recebido em todos os momentos, pela atenção, pelas palavras que me acalmaram e me incentivaram a continuar minha jornada. Acima de tudo, agradeço pelo privilégio de dividir contigo as alegrias e frustrações de tentar educar nosso anjo de asa quebrada com o mesmo empenho que nossos pais tiveram por nós. Nenhuma palavra consegue descrever toda minha gratidão por te ter ao meu lado. Te amo.

RESUMO

Imagens do sensor *Advanced Synthetic Aperture RADAR* (ASAR) foram pré-processadas e aplicadas neste estudo para a detecção de áreas de derretimento superficial de geleiras da Península Antártica, durante os meses de novembro a março, nos períodos 2007/2008 e 2008/2009. Para a detecção dessas áreas, foi aplicado um algoritmo de classificação baseado em três limiares obtidos de estudos prévios: i) limiar de retroespalhamento da zona superficial de neve úmida na Península Antártica ($ZSNU < -14$ dB); ii) limiar altimétrico da ZSNU nas regiões norte e sul desta península (sul > 800 m e norte > 1200 m); e iii) limiar de imagem sintética, resultante da razão entre imagens sigma linear de verão e sigma linear de inverno (imagem sintética $< 0,4$). Na geração das imagens sintéticas, foram usadas imagens ASAR de mesma data das imagens da escala decibel, além de uma imagem de referência do inverno austral, como forma de detectar as áreas de derretimento baseado na sua variação sazonal de retroespalhamento. Os dados altimétricos da Península Antártica foram obtidos do Modelo Digital de Elevação do projeto *RADARSAT Antarctic Mapping Project* (RAMP DEM). Para extrair somente os dados da área continental, foi utilizado o limite da Península Antártica do projeto Antarctic Digital Database (ADD), atualizado por meio das imagens ASAR usadas neste estudo. A análise espacial das imagens ASAR classificadas indicou que a maior extensão e intensidade do derretimento superficial de neve ocorre nas plataformas de gelo George VI, Larsen C e Wilkins. Essas áreas de derretimento superficial estão relacionadas com a ocorrência de temperaturas médias do ar superficial positivas e mais elevadas nessas plataformas de gelo, observadas a partir de dados de estações meteorológicas do *British Antarctic Survey*. Constatou-se uma relação entre o aumento das áreas de derretimento com o aumento da temperatura do ar superficial, principalmente nos meses de janeiro e fevereiro de 2008. No verão austral de 2008/2009, ocorreram as maiores áreas de derretimento, atingindo $303.378,4 \text{ km}^2$, que corresponde a 55,7% da área total da Península Antártica. Todos os eventos de derretimento observados nas imagens ASAR classificadas estão provavelmente associados à elevação da temperatura atmosférica. Os resultados obtidos foram coerentes com os de outros estudos, confirmando que o derretimento superficial de geleiras, associado com condições meteorológicas relativamente quentes, é maior em áreas mais extensas, com elevações mais baixas e uniformes na Península Antártica, principalmente nas plataformas de gelo, geralmente expandindo-se durante a progressão do verão austral, da costa para o interior do continente, das baixas para altas latitudes, e das baixas para as altas elevações.

ABSTRACT

Images acquired from the Advanced Synthetic Aperture RADAR (ASAR) sensor were preprocessed and used in this study to detect superficial snowmelt areas on the Antarctic Peninsula, from November to March, in 2007/2008 and 2008/2009. To detect these areas, it was applied a classification algorithm based on three thresholds derived from prior studies: i) a backscattering threshold of the superficial Wet Snow Zone (WSZ) on the Antarctic Peninsula ($WSZ < -14$ dB); ii) an altimetric threshold of the WSZ in the northern and southern tips of this peninsula (south > 800 m and north > 1200 m); and iii) a synthetic image threshold, by rationing austral summer and winter sigma linear images (synthetic image $< 0,4$). To generate these synthetic images, we used ASAR images from the same date of the images in dB scale, and one winter reference image, in order to detect the snowmelt areas based on their seasonal variation of backscattering. The altimetric data of the Antarctic Peninsula were obtained from the RADARSAT Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model (RAMP DEM). In order to mask the continental data, it was used the coastline from the Antarctic Digital Database (ADD) project, updated by the visual interpretation of the ASAR images used in this study. The spatial analysis of classified ASAR images indicated that the most extensive and intensive snowmelt areas occurs on the George VI, Larsen C and Wilkins Ice Shelves. These superficial snowmelt areas were related to positive and higher mean superficial air temperatures observed in these Ice Shelves, according to data registered by meteorological stations of the British Antarctic Survey. We also observed a good relationship between expansion of snowmelt areas with increase of superficial air temperatures, mainly in January and February, 2008. The largest snowmelt areas occurred in the 2008/2009 summer, reaching $303.378,4 \text{ km}^2$, which corresponded to 55.7% of the Antarctic Peninsula. All snowmelting events observed in the classified ASAR images were probably associated with the increase of superficial air temperature. The results of this study were consistent with those of other studies, confirming that the surface melting of glaciers, associated with relatively warm weather conditions, is greater in the largest areas, with lower and most uniform elevations in the Antarctic Peninsula, mainly in the Ice Shelves, generally expanding as the summer season progresses, from the coast toward the interior, from lower to higher latitudes, and from lower to higher elevations.

LISTAS DE FIGURAS

FIGURA 1-1 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO NO CONTINENTE ANTÁRTICO.	7
FIGURA 1-2 – MAPA DA PORÇÃO DA PENÍNSULA ANTÁRTICA COM A LOCALIZAÇÃO DOS EVENTOS DE DESINTEGRAÇÃO DAS PLATAFORMAS DE GELO, RETRAÇÃO E ACELERAÇÃO DE GELEIRA, MUDANÇAS NOS PADRÕES DE PRECIPITAÇÃO, REDUÇÃO DE GELO MARINHO E REGISTRO DO AUMENTO DE TEMPERATURA NAS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS	9
FIGURA 2-1 – ZONAS OU FÁCIAS DE GELEIRAS SEGUNDO A CLASSIFICAÇÃO PROPOSTA POR (PATERSON, 1994) E RESPOSTA ESPECTRAL DESSAS ZONAS SUPERFICIAIS EM IMAGENS DE SENSORES RADAR E ÓPTICOS.	11
FIGURA 2-2 – CARACTERÍSTICAS DAS ONDAS DE RADAR: COMPRIMENTO, AMPLITUDE E POLARIZAÇÃO.....	16
FIGURA 2-3 – ESQUEMA QUE SINTETIZA OS PARÂMETROS DO SISTEMA DE RADAR	17
FIGURA 2-4 – ESQUEMA DAS GEOMETRIAS <i>SLANT</i> E <i>GROUND RANGE</i>	19
FIGURA 2-5 – TIPOS DE REFLEXÃO DE ACORDO COM A RUGOSIDADE DO TERRENO.....	21
FIGURA 2-6 – EFEITOS DE PERSPECTIVA.....	22
FIGURA 2-7 – REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DOS SENSORES DO SATÉLITE ENVISAT, COM DESTAQUE PARA A ANTENA DO SENSOR ASAR	23
FIGURA 2-8 – MODOS DE AQUISIÇÃO E CARACTERÍSTICAS DAS IMAGENS ASAR	24
FIGURA 3-1 – CADEIA DE PRÉ-PROCESSAMENTO DAS IMAGENS ASAR-WMS.	28
FIGURA 3-2 – FLUXOGRAMA COM A CADEIA DE PROCESSAMENTO UTILIZADA NA CLASSIFICAÇÃO DAS ZONAS DE DERRETIMENTO E SUAS RESPECTIVAS REGRAS DE DECISÃO; RAZÃO ENTRE IMAGENS LINEARES DE VERÃO E INVERNO; IMAGENS EM DECIBÉIS, RASTER COM OS LIMITES NORTE E SUL DA PENÍNSULA E ALTIMETRIA DO MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO.....	34
FIGURA 4-1 – MAPA COM A LOCALIZAÇÃO DE TODAS AS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS CONSIDERADAS NESTE ESTUDO E DAS PRINCIPAIS PLATAFORMAS DE GELO. OS NOMES DAS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DA PLATAFORMA DE GELO WILKINS DO RETÂNGULO A ESTÃO DESCRITOS NO CANTO SUPERIOR DIREITO DESTA FIGURA.....	36
FIGURA 4-2 – MAPAS DAS IMAGENS CLASSIFICADAS PARA OS MESES DE NOVEMBRO E DEZEMBRO DE 2007, JANEIRO E FEVEREIRO DE 2008 COM AS RESPECTIVAS INFORMAÇÕES ACERCA DOS DADOS METEOROLÓGICOS (MÉDIA MENSAL) DE CADA ESTAÇÃO E A ESTIMATIVA DA ZONA DE NEVE ÚMIDA (DERRETIMENTO SUPERFICIAL) EM KM ²	42
FIGURA 4-3 – MAPAS DAS IMAGENS CLASSIFICADAS PARA OS MESES DE FEVEREIRO E MARÇO DE 2008 COM AS RESPECTIVAS INFORMAÇÕES ACERCA DOS DADOS METEOROLÓGICOS (MÉDIA MENSAL) DE CADA ESTAÇÃO E A ESTIMATIVA DA ZONA DE NEVE ÚMIDA (DERRETIMENTO SUPERFICIAL) EM KM ²	43
FIGURA 4-4 – MAPA COM A SEQUÊNCIA DA MUDANÇA DA LINHA DE COSTA A PARTIR DA DÉCADA DE 50 NA PLATAFORMA DE GELO WILKINS E INFORMAÇÕES ACERCA DA DIMINUIÇÃO DA ÁREA NO MESMO PERÍODO	44

FIGURA 4-5 – MAPA DA PLATAFORMA DE GELO WILKINS E A RESPECTIVA CLASSIFICAÇÃO EM JANEIRO DE 2009.....	45
FIGURA 4-6 – MAPAS DAS IMAGENS CLASSIFICADAS PARA OS MESES DE NOVEMBRO E DEZEMBRO DE 2008 E JANEIRO DE 2009 COM AS RESPECTIVAS INFORMAÇÕES ACERCA DOS DADOS METEOROLÓGICOS (MÉDIA MENSAL) DE CADA ESTAÇÃO E A ESTIMATIVA DA ZONA DE NEVE ÚMIDA (DERRETIMENTO SUPERFICIAL) EM KM ²	46
FIGURA 4-7 – MAPAS DAS IMAGENS CLASSIFICADAS PARA OS MESES DE FEVEREIRO E MARÇO DE 2009 COM AS RESPECTIVAS INFORMAÇÕES ACERCA DOS DADOS METEOROLÓGICOS (MÉDIA MENSAL) DE CADA ESTAÇÃO E A ESTIMATIVA DA ZONA DE NEVE ÚMIDA (DERRETIMENTO SUPERFICIAL) EM KM ²	47
FIGURA 4-8 – MAPA DA ANÁLISE DE FREQUÊNCIA DE DERRETIMENTO SUPERFICIAL PARA A SÉRIE 2007/2008 COMPOSTO POR 9 MOSAICOS.....	49
FIGURA 4-9 – MAPA DA ANÁLISE DE FREQUÊNCIA DE DERRETIMENTO SUPERFICIAL PARA A SÉRIE 2008/2009 COMPOSTO POR 9 MOSAICOS.....	50
FIGURA 4-10 – MAPA SÍNTESE DA ANÁLISE DE FREQUÊNCIA DE DERRETIMENTO SUPERFICIAL PARA AS SÉRIES DE 2007/2008 E 2008/2009 COMPOSTO POR 18 MOSAICOS.....	51

LISTA DE TABELAS

TABELA 2-1 – COMPRIMENTOS DE ONDA E FREQUÊNCIAS UTILIZADAS EM SENSORES ATIVOS DE MICRO-ONDAS	15
TABELA 2-2 – CARACTERÍSTICAS DOS PRODUTOS ASAR-WSM NÍVEL 1P.....	25
TABELA 4-1 – ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DO BAS, COM AS RESPECTIVAS INFORMAÇÕES DE IDENTIFICAÇÃO, NOME, PAÍS A QUAL PERTENCE, DADOS DE LATITUDE, LONGITUDE E ALTIMETRIA.	35
TABELA 4-2 – COMPILAÇÃO DOS DADOS DE TEMPERATURA MÉDIA MENSAL PARA AS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS ESCOLHIDAS EM GRAUS CELSIUS.....	38
TABELA 4-3 – INFORMAÇÕES DAS IMAGENS CLASSIFICADAS COMO ZONA DE DERRETIMENTO SUPERFICIAL EM KM ² PARA AS SÉRIES DE 2007/2008 E 2008/2009 E SUAS RESPECTIVAS PORCENTAGENS CONSIDERADOS ILHAS (ÁREA TOTAL) E APENAS A PORÇÃO CONTINENTAL (ÁREA CONTINENTAL).	40

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ADD	<i>Antarctic Digital Database</i>
ASAR	<i>Advanced Synthetic Aperture RADAR</i>
BAS	<i>British Antarctic Survey</i>
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DEM	<i>Digital Elevation Model</i>
ENVISAT	<i>Environmental Satellite</i>
ESA	<i>European Space Agency</i>
GM	<i>Global Monitoring</i>
INCT	Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia
RADAR	<i>Radio Detection and Ranging</i>
RAMP	<i>RADARsat Antarctic Mapping Project</i>
RAR	RADAR de Abertura Real (<i>Real Aperture RADAR</i>)
REM	Radiação Eletromagnética
RMS	<i>Root Mean Square</i>
SAR	<i>Synthetic Aperture RADAR</i>
SCAR	<i>Scientific Committee on Antarctic Research</i>
SLR	<i>Slide-Looking RADAR</i>
SSM/I	<i>Special Sensor Microwave Imager</i>
SMMR	<i>Scanning Multichannel Microwave Radiometer</i>
WS(M)	<i>Wideswath Mode</i>
WGS	<i>World Geodetic System</i>
ZDT	<i>Zero Doppler Time</i>
ZNU	Zona de neve úmida

SUMÁRIO

<u>LISTAS DE FIGURAS.....</u>	<u>II</u>
<u>LISTA DE TABELAS</u>	<u>V</u>
<u>LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS</u>	<u>VI</u>
<u>1 INTRODUÇÃO</u>	<u>1</u>
1.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS	1
1.2 JUSTIFICATIVAS	4
1.3 OBJETIVOS	5
1.3.1 OBJETIVO GERAL	5
1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	5
1.4 ÁREA DE ESTUDO	5
<u>2 REFERENCIAIS TEÓRICOS</u>	<u>10</u>
2.1 DEFINIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DAS GELEIRAS	10
2.2 ZONAS OU FÁCIES DE GELEIRA	11
2.2.1 ZONA DE NEVE SECA	12
2.2.2 ZONA DE PERCOLAÇÃO	12
2.2.3 ZONA DE NEVE ÚMIDA	12
2.2.4 ZONA DE GELO SOBREPOSTO	13
2.2.5 ZONA DE GELO EXPOSTO OU ÁREA DE ABLAÇÃO	13
2.3 SENSORES RADAR	14
2.3.1 PARÂMETROS DO SISTEMA RADAR.....	15
2.3.2 PARÂMETROS DO ALVO.....	20
2.3.3 SENSOR ASAR	23
<u>3 MATERIAIS E MÉTODOS</u>	<u>26</u>
3.1 DEFINIÇÃO DO PERÍODO DE ESTUDO.....	26
3.2 PROCESSAMENTO DIGITAL DAS IMAGENS	27
3.2.1 PRÉ-PROCESSAMENTO	27
3.2.2 ETAPAS COMPLEMENTARES DE PROCESSAMENTO	31
3.3 CLASSIFICAÇÃO DAS ZONAS DE GELEIRAS.....	32

<u>4</u>	<u>RESULTADOS E DISCUSSÕES</u>	<u>39</u>
4.1	DADOS DAS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS	35
4.2	ANÁLISE DAS SÉRIES TEMPORAIS	39
4.3	SÉRIE 2007/2008	41
4.4	SÉRIE 2008/2009	45
4.5	DISCUSSÕES.....	48
<u>5</u>	<u>CONCLUSÕES</u>	<u>52</u>
<u>6</u>	<u>REFERÊNCIAS.....</u>	<u>54</u>
	<u>APÊNDICE A – IMAGENS ASAR UTILIZADAS NO ESTUDO E SEUS</u>	
	<u>RESPECTIVOS MOSAICOS</u>	<u>62</u>

1 INTRODUÇÃO

1.1 Considerações iniciais

Criosfera é o termo utilizado para se referir a todo gelo e neve existentes na superfície terrestre (SIMÕES, 2004), compreendendo rios e lagos congelados, gelo marinho, geleiras, plataformas de gelo, camadas de gelo e solo congelado (*permafrost*). Considerando que todos os seus componentes são inerentemente sensíveis as mudanças de temperatura, a Criosfera tem o papel de agir como integrador natural da variabilidade do clima e fornecer informações importantes acerca das mudanças climáticas.

Foram observadas nas últimas duas décadas mudanças significativas nos sistemas glaciais da Criosfera, dentre as quais podemos citar a retração de frentes de geleiras, desintegração de plataformas de gelo e redução do gelo marinho sazonal, ocasionadas principalmente pelo aquecimento climático nessa região (SKVARCA & DE ANGELIS, 2003; RAU, et al., 2004). Sobretudo na Península Antártica, ocorreram variações significativas na localização e extensão de fácies ou zonas superficiais de geleiras, tais como as zonas de neve seca, percolação, neve úmida e gelo exposto, que foram influenciadas pela persistência de dias com temperaturas positivas. Esses e outros parâmetros, tais como a posição frontal e altitude dos limites das zonas superficiais de geleiras, são importantes indicadores do aquecimento climático nessa região (ARIGONY-NETO, 2006).

A detecção de zonas superficiais de derretimento, como as zonas de neve úmida e gelo de geleira, é de grande relevância, pois nessas zonas ocorre o escoamento superficial de água líquida nas geleiras, que resulta em impactos em sistemas costeiros locais e, no caso de atingir as áreas oceânicas, contribuem para o aumento do nível médio dos mares. Este aumento do nível médio dos mares resulta em impactos econômicos em vários países, principalmente naqueles onde a maior parte das atividades econômicas estão concentradas nas áreas costeiras, tal como o Brasil.

Devido à sua localização geográfica em altas latitudes, condições de iluminação e condições climáticas severas, a Antártica tem sido monitorada muitas vezes por dados de Sensoriamento Remoto. Desde 1966, a cobertura de neve terrestre tem sido monitorada por meio de imagens ópticas e mais tarde, a partir de 1978, por imagens de sensores passivos de micro-ondas (REES, 2006). Todavia, esses tipos de sensores apresentam limitações na aquisição de dados terrestres; por exemplo, os sensores ópticos não possibilitam a aquisição de dados da superfície terrestre quando há cobertura de nuvens, que é uma condição com grande frequência na Península Antártica. Por outro lado, os sensores passivos de micro-ondas possibilitam a aquisição desses dados superficiais, com baixa resolução espacial mas com alta resolução temporal.

A vantagem dos sensores RADAR (*Radio Detection and Ranging*) frente aos ópticos é a possibilidade de imageamento em praticamente quaisquer condições meteorológicas, pois o RADAR é baseado na transmissão de micro-ondas de comprimento de onda mais longos (e.g., entre 3 e 25 cm) através da atmosfera e na detecção da quantidade de energia retroespalhada pela superfície do terreno (JENSEN, 2009).

Diversos estudos investigaram as variações espaço-temporais das zonas superficiais de derretimento de geleiras do continente antártico e da Península Antártica, por meio das técnicas de sensoriamento remoto com imagens de sensores passivos de micro-ondas. Ridley (1993) analisou imagens obtidas no período de 1978-1991 e mapeou as variações da zona de derretimento da Península Antártica, enquanto Zwally e Fiegles (1994) mapearam a extensão da zona de derretimento do continente antártico durante o período de 1978-1987. As durações dos períodos de derretimento de neve entre os anos 1978-2000 no continente antártico foram analisadas por Torinesi *et al.* (2003). Liu *et al.* (2006) analisaram o período de 1978-2004 e obtiveram informações acerca da extensão, início, fim e duração do derretimento de neve superficial em todo o continente antártico, por meio de imagens do *Scanning Multichannel Microwave Radiometer* (SMMR) e do *Special Sensor Microwave Imager* (SSM/I). Mais recentemente, Mendes Jr. (2011) desenvolveu uma técnica de análise subpixel das imagens desses dois sensores, para classificar, quantificar e analisar as variações espaço-temporais das áreas com derretimento

superficial durante o período de 1978-2008 na Península Antártica com maior precisão.

Scambos *et al.* (2000; 2004) detectaram grandes extensões de desintegração nas plataformas de gelo da Península Antártica em imagens de sensores ópticos e RADAR. Utilizando dados de RADAR de Abertura Sintética (*Synthetic Aperture RADAR* - SAR), Rau *et al.* (2001; 2004) identificaram quatro zonas de geleiras e definiram empiricamente limiares de retroespalhamento e altimétricos para as regiões norte e sul da Península Antártica. Estes limiares foram também aplicados na classificação das zonas superficiais de neve e gelo por Braun *et. al.* (2000; 2009) e Vogt e Braun (2004). Arigony-Neto (2006) analisou a dinâmica de derretimento da Península Antártica durante o período 1986-2005, por meio de imagens ópticas e SAR. Arigony-Neto *et. al.* (2007) desenvolveram um algoritmo de detecção das áreas de derretimento baseado nos limiares de retroespalhamento de Rau *et al.* (2001) e de um limiar definido a partir da razão de imagens SAR de verão e inverno, considerando a variação sazonal do retroespalhamento. Mendes Jr. *et. al.* (2013) aplicou estes dois limiares e limiares altimétricos das regiões norte e sul da Península Antártica definidos por Rau & Braun (2002) e Rau (2003) para aperfeiçoar o uso dos dados SAR na classificação das zonas superficiais de neve e gelo da Península Antártica.

Dentre os sensores SAR, destaca-se o ASAR (*Advanced Synthetic Aperture RADAR*) que foi lançado em março de 2002 a bordo do satélite Envisat (*Environmental Satellite*). A missão Envisat foi gerenciada pela Agência Espacial Europeia (*European Space Agency* – ESA) e estendeu-se até abril de 2012, quando ocorreu perda de contato com este satélite. Os seus sensores foram construídos com o objetivo de obter informações da atmosfera, oceanos, superfície terrestre e do gelo, para dar suporte às pesquisas sobre mudanças climáticas (ESA, 2013).

Durante seu funcionamento, o sensor ASAR operou na banda C (5,6 GHz de frequência) e obteve dados da Península Antártica, com resolução espacial de 150 metros no modo de aquisição denominado *Wideswath* (WS). Nesse modo de aquisição, as cenas podem recobrir áreas de 400 km x 400 km ou até faixas no terreno (*striplines*) de tamanho máximo de 400 km x 4.000 km (ESA, 2007) e, portanto, estas imagens são adequadas para estudos em escala regional, como é o caso da Península Antártica (MENDES JR., 2011).

1.2 Justificativas

O manto de gelo antártico é o principal sorvedouro de energia do planeta e portanto um dos principais controladores do sistema climático. Conforme Aquino (2012), existem teleconexões¹ climáticas entre os trópicos e as altas latitudes. Especialmente o sul e sudeste do Brasil são afetados pelas massas de ar e correntes oceânicas que se deslocam da Antártica e do oceano Austral. Dessa forma, quaisquer mudanças nesses elementos poderão, por exemplo, afetar os diversos tipos climáticos brasileiros. Ainda não é conhecido um tempo de resposta dos processos ocorridos na Criosfera às mudanças climáticas.

Evidenciada a importância da Criosfera para as variações no nível médio dos mares, balanço energético do planeta e futura resposta às mudanças climáticas, são necessários dados, informações e observações sistemáticas para alimentar modelos de previsões de tempo e clima que facilitem o entendimento da dinâmica que controla as trocas entre Criosfera e atmosfera.

Em áreas extensas e de difícil acesso, que demandam altos custos logísticos, como é o caso das regiões polares, imagens multitemporais de Sensoriamento Remoto podem ser aplicadas no estudo da dinâmica das zonas superficiais de neve e gelo (BREMER, ARIGONY-NETO, & SIMÕES, 2004).

Neste contexto, este estudo apresenta uma metodologia de detecção das massas de neve e gelo superficiais, com o uso de técnicas de Sensoriamento Remoto de uma série temporal de imagens do sensor ASAR, no modo WS. Além disso, as análises geradas a partir deste estudo fornecem informações acerca de alguns eventos de derretimento superficial ocorridos na Península Antártica, indicando sua localização, frequência de ocorrência e suas relações com dados de temperatura do ar superficial no período analisado.

¹ Refere-se a alterações climáticas simultâneas em regiões distantes produzidas por trocas de circulação atmosférica, ou seja, forças locais que agem para influenciar regiões remotas. (CAVALCANTI & AMBRIZZI, 2009).

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo geral

O objetivo geral é a detecção das zonas de derretimento superficial de geleiras da Península Antártica durante os verões austrais de 2007/2008 e 2008/2009, a partir da classificação de imagens do sensor ASAR.

1.3.2 Objetivos específicos

- Realizar o processamento digital de imagens brutas do sensor ASAR para a geração de produtos passíveis de classificação;
- Classificar por múltiplos critérios as zonas de derretimento superficial (zona de neve úmida e gelo de geleira), por limiares altimétricos, de retroespalhamento e da razão de imagens sintéticas;
- Analisar o comportamento da série temporal de imagens ASAR classificadas, com a elaboração de mapas temáticos, a fim de verificar a localização e frequência das áreas de derretimento superficial;
- Relacionar o comportamento da série temporal das imagens classificadas com dados meteorológicos de temperatura superficial média mensal.

1.4 Área de estudo

A área de estudo abrange a Península Antártica continental, com uma área de aproximadamente 564.178,77 km², posicionada quase longitudinalmente entre as

latitudes 63°S e 75°S. Essa Península consiste em faixa de terra com largura de cerca de 70 km que se estende por mais de 1300 km, composta por um platô interno com elevação média de 1500 metros, que divide a península nas regiões leste, banhada pelo Mar de Weddell, e oeste, banhada pelo Mar de Bellingshausen (Figura 1-1).

O platô atua como uma barreira à circulação atmosférica regional, provocando marcada distinção climática de um lado e de outro da Península Antártica (BOIASKI, 2007), influenciando principalmente o fluxo zonal, na baixa e média troposfera, onde os ventos deslocam-se preferencialmente de oeste para leste (KING & TURNER, 1997). Dessa forma, a região do mar de Weddell é mais fria do que pontos localizados na mesma latitude do lado oeste da Península (cerca de 7°C), devido à drenagem constante do ar frio proveniente do manto de gelo antártico (REYNOLDS, 1981). Entretanto, a maior variabilidade de temperatura do ar superficial ocorre na costa oeste da península, principalmente nos meses de inverno (HAMMES, 2011).

A Península Antártica foi uma das regiões do planeta que apresentou maior tendência de aquecimento nos últimos 100 anos, de aproximadamente $3,8 \pm 0,7^{\circ}\text{C}$, principalmente nas maiores latitudes e de forma mais intensa durante as estações de inverno (MORRIS & VAUGHAN, 2003). Esse aquecimento modificou os balanços de massa e energia superficial, os padrões de acumulação e ablação das geleiras, assim como provocou variações altimétricas nos limites das zonas de geleiras. Como consequência desse aquecimento, Rees (2006) destaca o derretimento das massas de gelo e neve que contribuíram para o aumento do nível médio dos mares.

No período 1986-2005, o retrocesso de frentes de geleiras na Península Antártica foi detectado em 59% de 184 geleiras investigadas na Península Antártica, com a utilização de imagens multitemporais (ARIGONY-NETO, 2006). De 1940 a 2001, foram observadas mudanças na posição de frentes de geleiras de maré, sendo que das 244 analisadas, 212 (87%) apresentaram retração, enquanto que as outras 32 geleiras avançaram muito pouco em relação ao retrocesso das demais (COOK, FOX, VAUGHAN, & FERRIGNO, 2005). Variações altimétricas dos limites entre a zona de neve e gelo e da posição frontal de diversas geleiras da Península Antártica, observadas em imagens multitemporais de Sensoriamento Remoto, evidenciaram mudanças nas condições climáticas e glaciológicas locais em uma escala de tempo relativamente curta (ARIGONY-NETO, 2006; ARIGONY-NETO, VOGT, & SIMÕES, 2007).

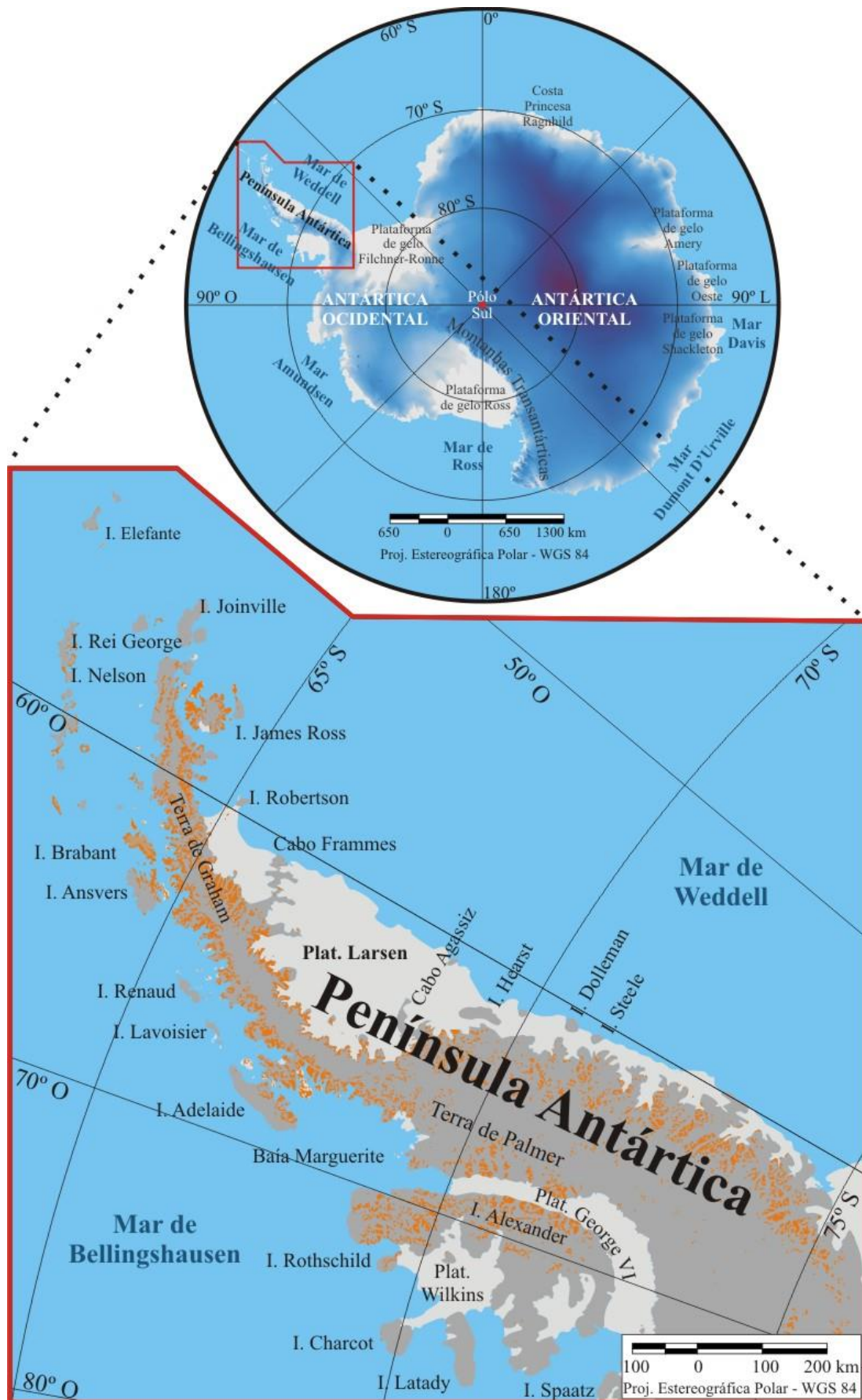


Figura 1-1 – Localização da área de estudo no continente antártico (adaptado de AHLERT, 2005).

No final da década de 80, ocorreu a desintegração da plataforma de gelo Wordie (DOAKE & VAUGHAN, 1991; VAUGHAN & DOAKE, 1996) e ficou evidente a retração das margens setentrionais das plataformas de gelo George VI e Wilkins (LUCCHITA & ROSANOVA, 1998), no lado oeste da Península Antártica. No lado leste da Península Antártica ocorreram eventos de desintegração nas plataformas de gelo Príncipe Gustav e Larsen A em 1995 (ROTT, SKVARCA, & NAGLER, 1996) e Larsen B, que iniciou o processo de desprendimento em 1995 e colapsou completamente em 2002 (RACK & ROTT, 2004; SKVARCA, RACK, & ROTT, 1999). A Figura 1-2 sintetiza os últimos eventos que ocorreram na Península Antártica.

A progressiva diminuição da espessura do gelo (SHEPHERD, WINGHAM, PAYNE, & SKVARCA, 2003; SKVARCA, DE ANGELIS, & ERMOLIN, 2004), a formação de lagoas proveniente de derretimentos (SCAMBOS, HULBE, FAHNESTOCK, & BOHLANDERT, 2000), maior duração das estações quentes (FAHNESTOCK, ABDALATI, & SHUMAN, 2002; VAN DEN BROEKE, 2005) estão ligadas com as quebras das plataformas de gelo e evidenciam que esses eventos ocorrem em resposta ao aquecimento climático.

Uma tendência global da regressão das frentes de geleiras foi detectada na Península Antártica (RAU, et al., 2004; COOK, FOX, VAUGHAN, & FERRIGNO, 2005), ilha James Ross (SKVARCA & DE ANGELIS, 2003) e Ilhas Shetland do Sul (PARK, CHANG, YOON, & CHUNG, 1998; BRAUN & GOßMANN, 2002). De acordo com Cook *et al.* (2005), geleiras flutuantes podem estar reagindo ao aquecimento progressivo da atmosfera detectado na Península Antártica (VAUGHAN, et al., 2003), assim como as plataformas de gelo (MORRIS & VAUGHAN, 2003; SCAMBOS, HULBE, & FAHNESTOCK, 2003). No entanto, como são influenciados por fatores externos torna-se difícil distinguir um sinal climático evidente (RAU, et al., 2004).

A tendência de aquecimento foi mais intensa na costa oeste da Península Antártica, sobretudo nas maiores latitudes, sendo mais expressiva no inverno austral (TURNER, et al., 2009). O aquecimento na região provocou variações nos balanços de massa e energia de geleiras, nos padrões de acumulação e ablação e na aceleração do fluxo glacial.

Muitos derretimentos são observados mesmo quando as temperaturas do ar são negativas. Esse fenômeno ocorre quando após a ocorrência de temperaturas

positivas, a temperatura cai abaixo dos 0°C e a neve congela na superfície ocasionando o isolamento térmico que restringe a troca de calor da camada de neve com o ar frio da superfície (ARIGONY-NETO, 2006).

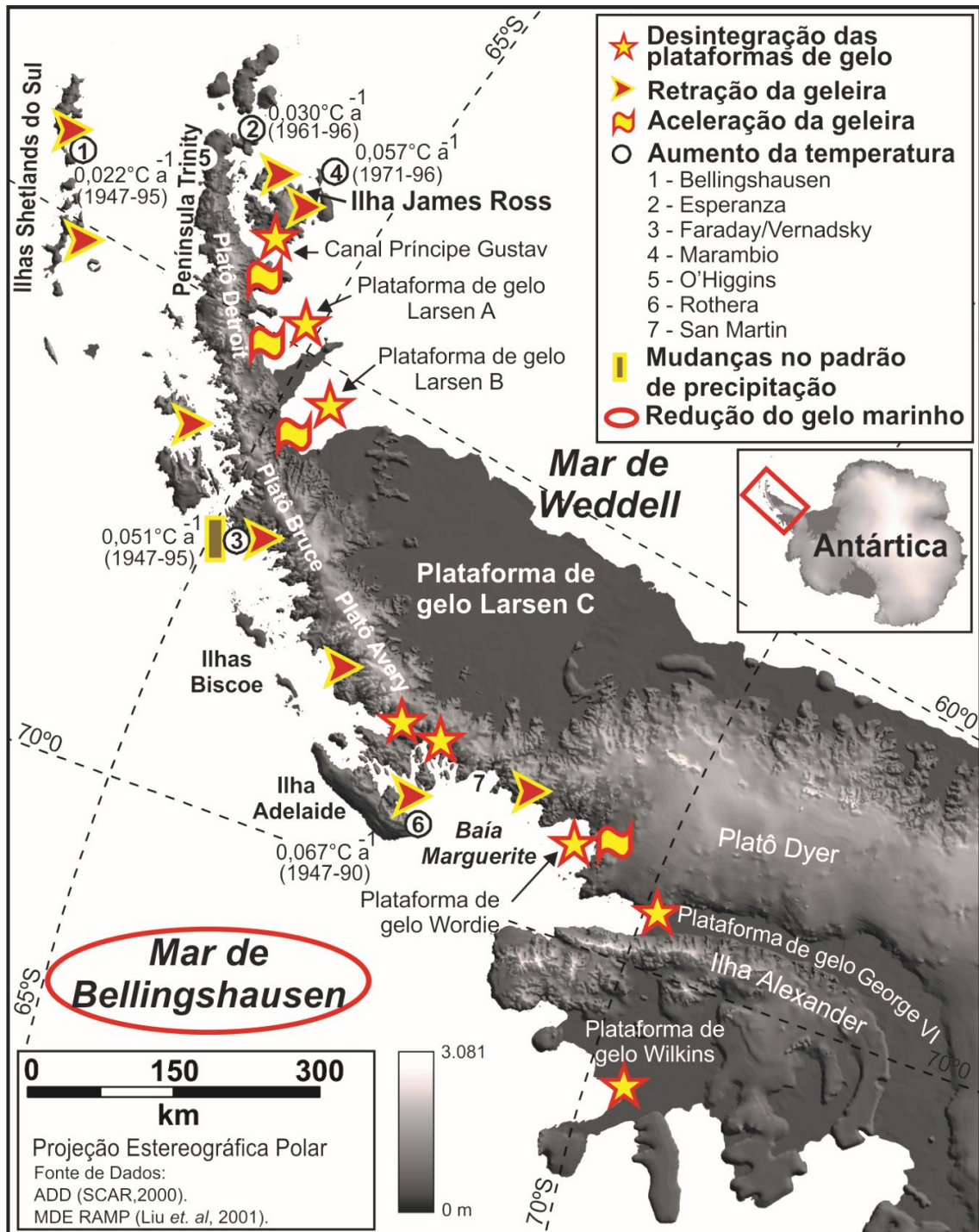


Figura 1-2 – Mapa da porção da Península Antártica com a localização dos eventos de desintegração das plataformas de gelo, retração e aceleração de geleira, mudanças nos padrões de precipitação, redução de gelo marinho e registro do aumento de temperatura nas estações meteorológicas. (Adaptado de Arigony-Neto 2006).

2 REFERENCIAIS TEÓRICOS

2.1 Definição e classificação das geleiras

Geleiras são massas de neve e gelo que se movem continuamente por fluência, e muitas vezes por deslizamento basal, de um ponto mais alto para outro mais baixo (SIMÕES, 2004). São formadas ao longo de muitos anos através da deposição e metamorfismo da neve, entretanto, o acúmulo de neve deve ser maior do que a quantidade de neve que derrete (DOBHAL, 2001).

A classificação das geleiras evoluiu ao longo do tempo. Uma das primeiras classificações foi proposta por Ahlmann (1935) e seguia a lógica geofísica, considerando principalmente as variáveis de temperatura do gelo e a quantidade de derretimento superficial. Atualmente, as geleiras são classificadas de acordo com três componentes básicos: área de acumulação², ablação³ e término⁴ da geleira. Segundo Paterson (1994), as geleiras podem ser divididas em cinco zonas ou fácies, de acordo com mudanças nas suas características superficiais e internas (Figura 2-1). Devido às diversas interações entre topografia e climas, as geleiras estão presentes em praticamente todas as regiões do planeta, e se apresentam com grande variedade de forma e tamanho. Podem variar desde pequenas geleiras a imensos mantos de gelo, como o do continente antártico.

² Parte mais elevada de uma geleira, onde anualmente ocorre ganho de massa (SIMÕES, 2004).

³ Parte menos elevada de uma geleira, onde anualmente ocorre perda de massa (SIMÕES, 2004).

⁴ O limite inferior de uma geleira, quando termina em terra emersa (SIMÕES, 2004).

2.2 Zonas ou fácies de geleira

O conceito mais difundido de classificação de geleiras, principalmente aplicado ao Sensoriamento Remoto da Criosfera, foi desenvolvido por Benson (1961) e Müller (1962). Paterson (1994) afirmou que o limite entre as zonas não é fixo e pode variar de acordo com as condições climatológicas e meteorológicas. Segundo esse último autor, uma geleira pode ser dividida nas seguintes fácies ou zonas, de acordo com mudanças nas suas características superficiais e estratigráficas: zona de neve seca, percolação, neve úmida, gelo sobreposto e gelo exposto (Figura 2-1).

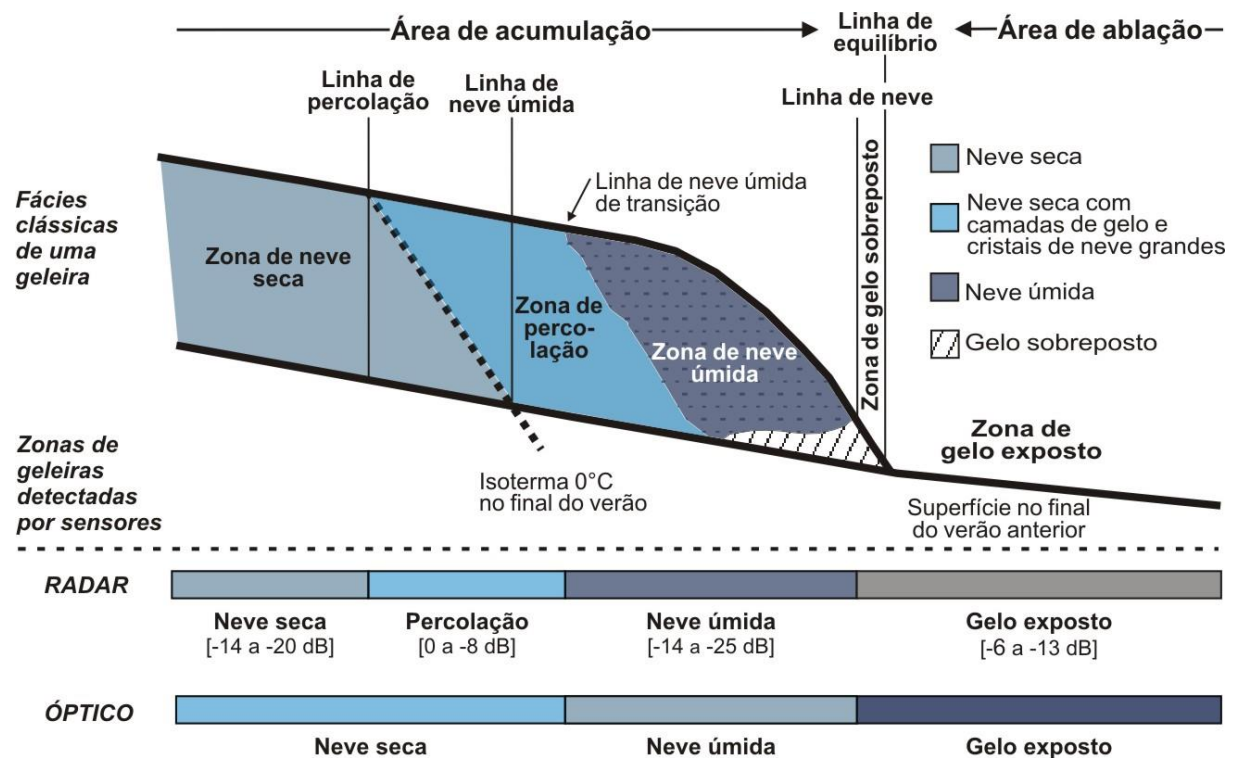


Figura 2-1 – Zonas ou fácies de geleiras segundo a classificação proposta por (PATERSON, 1994) e resposta espectral dessas zonas superficiais em imagens de sensores RADAR e ópticos (Fonte: Rau *et. al.*, 2001).

2.2.1 Zona de neve seca

A principal característica desta zona de neve é a total ausência de derretimento, mesmo durante o auge do verão (PATERSON, 1994). Só é encontrada no interior dos mantos de gelo e geleiras de montanha muito elevadas (SIMÕES, 2004). Por apresentar uma quantidade mínima de água na sua composição, a neve desta zona apresenta baixa densidade e cristais uniformes de tamanho pequeno. Esta zona é limitada, em direção à jusante, pela linha de percolação. Mudanças na altitude da linha de percolação, em direção à montante, indicam eventos extremos de derretimento. Por outro lado, sua progressão em direção à jusante indica aumento da área de acumulação de neve (ARIGONY-NETO, 2006).

2.2.2 Zona de percolação

Nesta zona ocorre derretimento superficial, porém a água proveniente do derretimento percola alguns metros e recongela, formando lentes, camadas e glândulas de gelo (SIMÕES, 2004). Esse fenômeno ocorre porque o pacote de neve superior é poroso, portanto a água consegue infiltrar, enquanto a parte mais inferior da geleira (área de ablação) apresenta o gelo mais compacto, portanto, menos permeável, dificilmente permitindo a percolação (DATT, 2011). A quantidade de gelo derretido produzida durante um verão normalmente aumenta com a diminuição da altitude (SIMÕES, 2004). Esta zona é limitada em sua parte superior pela linha de percolação e na sua parte inferior pela linha de neve úmida.

2.2.3 Zona de neve úmida

Ao final do verão, toda a neve depositada desde o final do verão anterior se aqueceu até 0°C. Desta forma, a linha de neve úmida coincide com a posição da

isoterma 0°C (SIMÕES, 2004). O pacote de neve está saturado de água e os limites desta zona são a linha de neve úmida (montante) a linha de neve (jusante).

2.2.4 Zona de gelo sobreposto

Esta zona é formada na parte inferior da zona de neve úmida, sendo, entretanto, coberta por *firn*⁵. Diferentemente do gelo formado pela acumulação, o gelo sobreposto apresenta cristais menores e a disposição das bolhas de ar também estão organizadas de maneira distinta. O gelo sobreposto geralmente ocupa uma pequena porção da geleira, e é delimitada pela linha de neve e pela linha de equilíbrio, que exerce a separação das áreas de acumulação e ablação das geleiras. Acima da linha de equilíbrio, a geleira tem um ganho líquido de massa ao longo do ano e abaixo uma perda líquida (PATERSON, 1994).

2.2.5 Zona de gelo exposto ou Área de ablação

A área de ablação é a parte menos elevada de uma geleira, onde anualmente ocorre perda de massa por processos como derretimento e evaporação de neve, desprendimento de massas de gelo, erosão eólica e avalanchas (SIMÕES, 2004). Em anos típicos, a superfície desta área é de gelo, porém, em anos mais quentes, a quantidade de gelo fundido aumenta e a superfície pode apresentar estrutura de *firn* (PATERSON, 1994).

⁵ Estágio intermediário entre neve e gelo. Geralmente pode ser identificado por cristais soldados uns aos outros, mas onde ainda persiste a conexão dos espaços intergranulares (SIMÕES, 2004,).

2.3 Sensores RADAR

Os sensores RADAR são baseados na emissão de pulsos de micro-ondas de duração e comprimentos de onda específicos (Tabela 2-1) através da atmosfera e pela captação do sinal retroespalhado pelos alvos. Lillesand & Kiefer (2004) afirmam que quanto maior o comprimento de onda, menor será a interferência das condições atmosféricas (e. g., dados da banda X, com comprimento de onda entre 2,4 cm e 3,8 cm, sofrem interferência da precipitação e da presença de nuvens densas, como as cúmulos nimbus).

As imagens de RADAR são obtidas através do sistema aerotransportado SLR (*Side-Looking RADAR*), que pode ser acoplado em aeronaves ou satélites, obtendo imagens à esquerda ou à direita da plataforma (JENSEN, 2009). Dentre os sensores RADAR, os SAR são assim chamados devido a sua capacidade de simular matematicamente diferentes comprimentos de antena (que envia e recebe o sinal), que possibilitam melhorias na resolução espacial das imagens obtidas. Além disso, os SARs podem ser calibrados para imageamento em diferentes configurações de comprimento de onda e ângulo de incidência da radiação eletromagnética (REM).

O retroespalhamento é o sinal resultante da interação entre a radiação de micro-ondas reemitida pelo alvo. Alguns dos parâmetros dos sistemas sensores que influenciam no sinal do retroespalhamento são o comprimento de onda/frequência e polarização da REM, resolução espacial e direção de imageamento. Os parâmetros do alvo que influenciam no sinal retroespalhado são a rugosidade da superfície, forma geométrica e constante dielétrica (capacidade dos materiais para conduzir a energia elétrica; quanto maior a constante dielétrica, maior a energia retroespalhada).

As características físicas do alvo e o ângulo de incidência, frequência e polarização definem a intensidade de retroespalhamento na direção da antena. Essa intensidade normalizada pela área iluminada é representada pelo coeficiente de retroespalhamento (δ°), que fornece uma informação quantitativa sobre essas interações (NOVO & COSTA, 2005). Esse dado é fundamental para o presente estudo, uma vez que os valores de retroespalhamento serão combinados com outras variáveis (limiares altimétricos e da razão de imagens sintéticas), para a discriminação das zonas superficiais de derretimento da Península Antártica.

2.3.1 Parâmetros do sistema RADAR

2.3.1.1. Comprimento de onda/frequência

O comprimento de onda e a frequência estão inter-relacionados conforme as equações abaixo, onde c é a constante velocidade da luz ($3 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$), f é a frequência e λ é o comprimento de onda.

$$c = f\lambda \quad (1)$$

$$\lambda = c/f \quad (2)$$

Preferencialmente se usa a frequência como referência no RADAR, pois quando a REM passa de um meio para outro, exceto no vácuo, a velocidade decresce para manter a integridade da Equação 1, devendo modificar o parâmetro do comprimento de onda. A Tabela 2-1 apresenta as bandas mais comuns em sensores RADAR, comprimentos de onda e frequência.

Tabela 2-1 – Comprimentos de onda e frequências utilizadas em sensores ativos de micro-ondas (Adaptado de Jensen, 2009).

Designação das bandas de RADAR*	Comprimento de onda (cm)	Frequência (GHz)
Ka (0,86 cm)	0,75 - 1,18	40,0 - 26,5
K	1,19 - 1,67	26,5 - 18,0
Ku	1,67 - 2,4	18,0 - 12,5
X (3 cm e 3,2 cm)	2,4 - 3,8	12,5 - 8,0
C (6 cm e 7,5 cm)	3,9 - 7,5	8,0 - 4,0
S (8 cm, 9,6 cm e 12,6 cm)	7,5 - 15,0	4,0 - 2,0
L (23,5 cm, 24 cm e 5 cm)	15,0 - 30,0	2,0 - 1,0
P (68 cm)	30,0 - 100,0	1,0 - 0,3

* Comprimentos de onda mais comuns

2.3.1.2. Polarização

Um parâmetro importante de configuração dos sensores RADAR é a polarização da REM, que considera três campos vetoriais, mutualmente ortogonais. A direção de propagação é um vetor e os outros dois são formados pelo campo elétrico e magnético, conforme Figura 2-2.

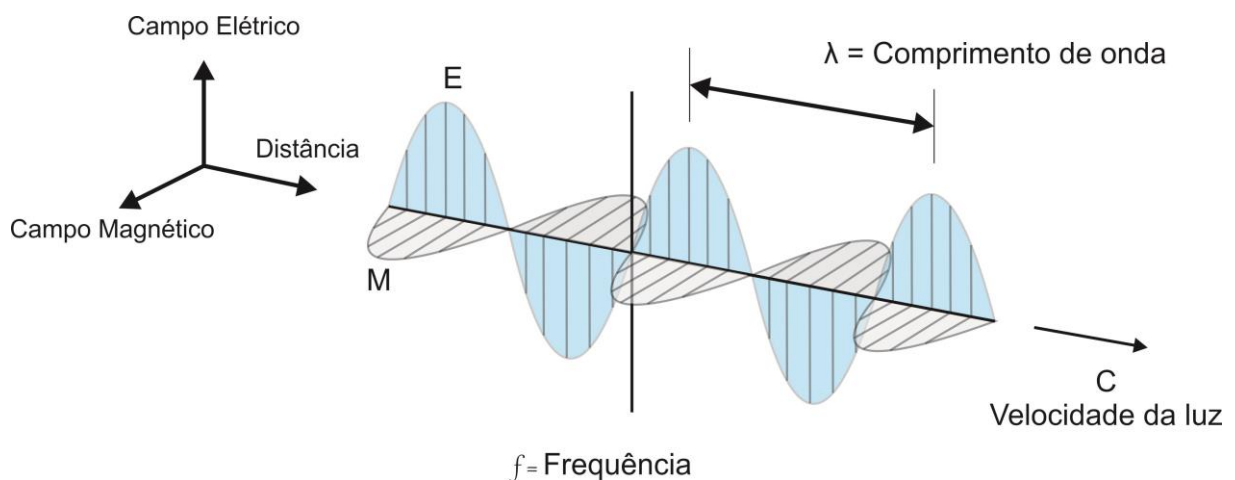


Figura 2-2 – Características das ondas de RADAR: comprimento, amplitude e polarização (LILLESAND & KIEFER, 2004).

A polarização é definida sempre pelo componente campo elétrico. O pulso de energia enviado é filtrado, para que as vibrações desse campo ocorram em um plano. O pulso que retorna após interação com o terreno passa, novamente, por um filtro (JENSEN, 2009). A polarização pode ser definida como linear ou plana, circular e elíptica. A polarização mais comum no Sensoriamento Remoto é a linear, onde o vetor campo elétrico é paralelo ao eixo “x” e a onda é polarizada na vertical. Inversamente, se o vetor é paralelo ao eixo “y” a onda é polarizada na horizontal. Dessa forma, as polarizações lineares podem ser combinadas e gerar as 4 composições⁶ mais utilizadas.

⁶ Polarização Simples: envia energia polarizada verticalmente e recebe somente energia polarizada verticalmente (VV) ou envia e recebe horizontalmente (HH); Polarização cruzada: envia energia polarizada verticalmente e recebe apenas energia polarizada horizontalmente (VH) ou envia horizontalmente e recebe verticalmente (HV).

2.3.1.3. Resolução espacial

A resolução do RADAR é definida em duas direções relativas à linha de voo: a perpendicular e a paralela (Figura 2-3). A primeira é chamada de resolução de alcance (*range resolution*), e a segunda é chamada de resolução de azimuth (*azimuth range*). Esses parâmetros controlam a resolução do RADAR, contudo a resolução de azimuth varia dos sistemas sensores de abertura real (RAR) para os de abertura sintética (SAR), enquanto a resolução de alcance é a mesma para ambos sistemas de RADAR.

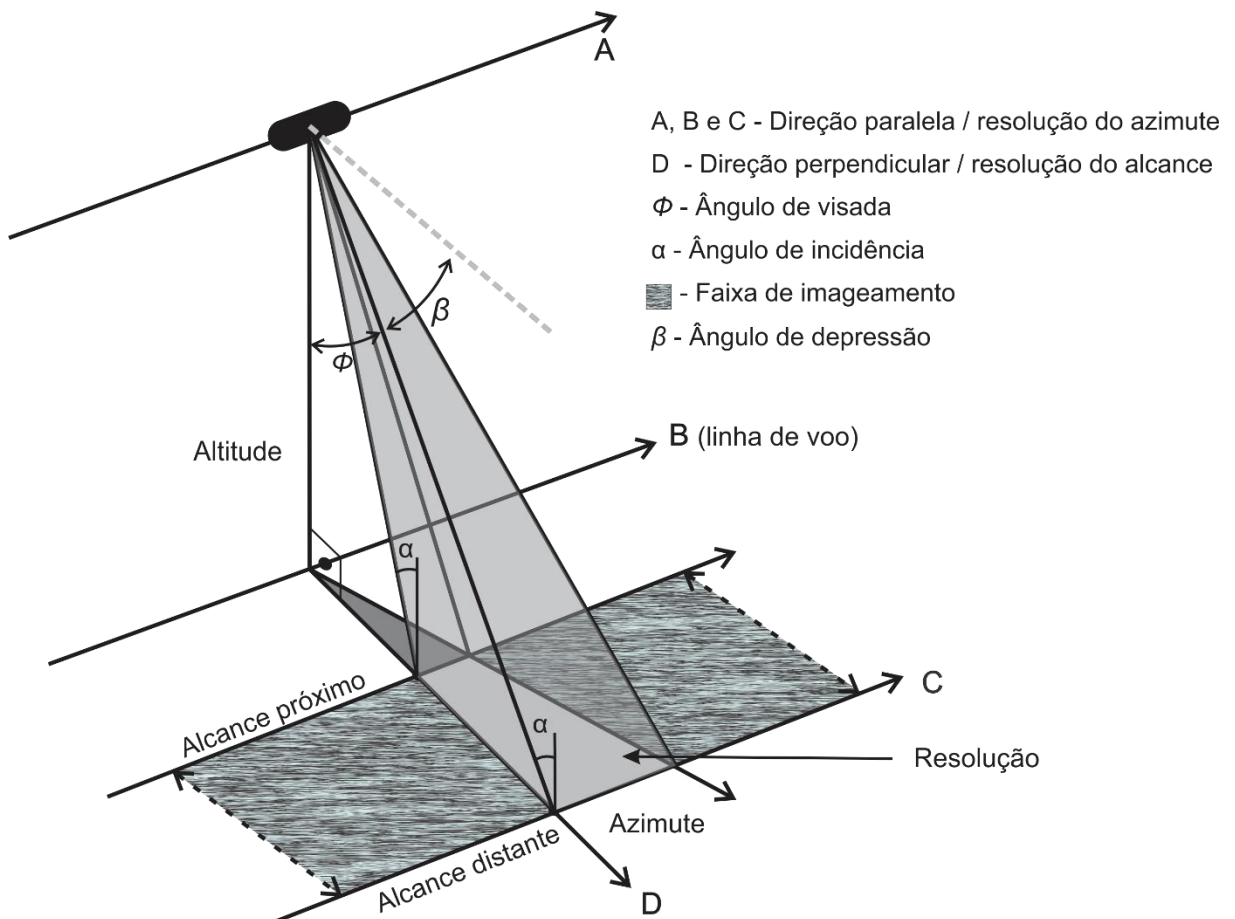


Figura 2-3 – Esquema que sintetiza os parâmetros do sistema de RADAR (adaptado de HENDERSON & LEWIS, 1998; REES, 2006).

Em sua trajetória o pulso emitido segue até o alvo e depois retorna ao sensor. Dessa forma, o comprimento do pulso deve ser dividido por 2 (Equação 3), para determinar a resolução no alcance inclinado (*slant range*), cuja resolução é constante ao longo da visada mais próxima (alcance próximo - *near range*) à mais distante (alcance distante - *far range*).

$$S_r = \frac{c\tau}{2} \quad (3)$$

Para o Sensoriamento Remoto é necessário escalonar a resolução no alcance inclinado para resolução do alcance no terreno (*ground range*), que é variável ao longo da visada e complexa de ser calculada. A Figura 2-3 mostra o esquema das geometrias *slant* e *ground range*. A Equação 4 é usada para calcular o alcance no terreno, onde o comprimento do pulso é dividido ou pelo cosseno do ângulo de depressão (β) ou pelo seno do ângulo de visada (ϕ).

$$G_r = \frac{c\tau}{2\sin\phi} \text{ ou } \frac{c\tau}{2\cos\beta} \quad (4)$$

Compreender o funcionamento do comportamento do alcance no terreno na imagem é fundamental, pois quando o ângulo de visada é zero (0°) o sistema está apontando diretamente para baixo da aeronave e a equação aumenta em direção ao infinito e a imagem se torna incrivelmente grande. Quando o ângulo de visada é 90° e o sistema está apontando em direção ao horizonte a resolução no terreno torna-se igual a resolução do alcance inclinado ($G_r = S_r$).

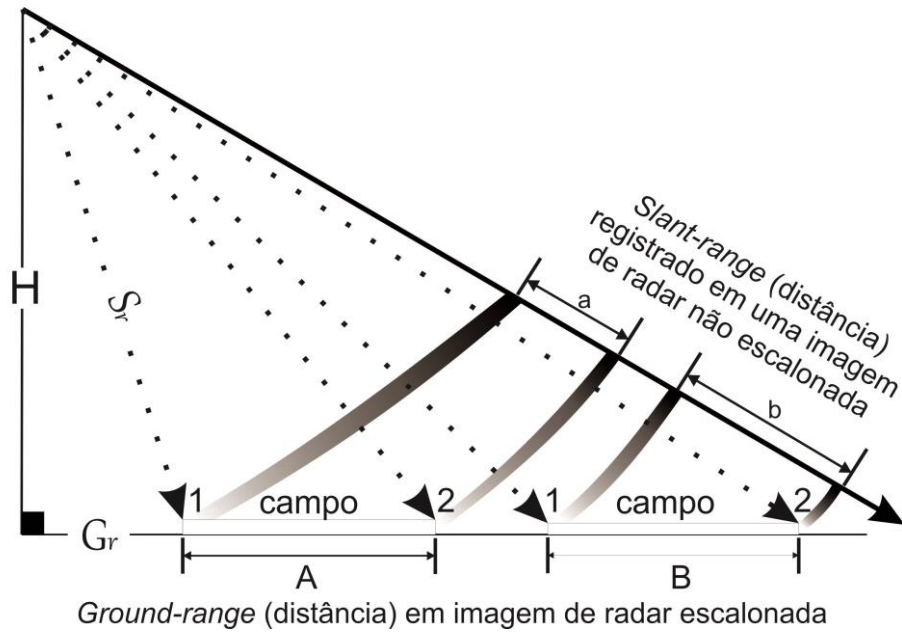


Figura 2-4 – Esquema das geometrias *slant* e *ground range* (adaptado de JENSEN, 2009).

A resolução de azimuth (A_s), ou seja, a largura da faixa do terreno iluminada pelo pulso de RADAR (JENSEN, 2009) no SAR é calculada pela Equação 5, onde κ é o comprimento do feixe da antena (o qual é diretamente proporcional ao comprimento de onda da REM e inversamente proporcional ao comprimento da antena - C_A). Em teoria, a resolução espacial na direção de azimuth de um sistema SAR é independente da distância de alcance ou da altitude do sensor, mas existe a limitação, em virtude da coerência do sinal do RADAR, que resulta em *speckle*⁷ (HENDERSON & LEWIS, 1998).

$$A_s = G_r \cdot \beta \quad (5)$$

$$\kappa = \frac{\lambda}{C_A} \quad (6)$$

⁷ Padrão granulado do tipo “sal e pimenta”, inerente às imagens de RADAR que degrada a qualidade visual da imagem para fins de interpretação (JENSEN, 2009).

2.3.1.4. *Direção de imageamento / orientação*

A direção de imageamento se refere a orientação da feição em relação à linha de voo. É um parâmetro muito importante se houver uma orientação preferencial do retorno do sinal, ocasionando flutuações na sua intensidade (HENDERSON & LEWIS, 1998). A orientação do imageamento pode influenciar o retorno do sinal de feições topográficas e geológicas, além de outras como ruas, edificações, campos arados, copas de florestas, dunas, dentre outras feições.

2.3.2 *Parâmetros do alvo*

2.3.2.1. *Rugosidade da superfície*

O parâmetro que influencia a aparência (tonalidade de cinza) do alvo na imagem de RADAR é a rugosidade da superfície. Para Henderson e Lewis (1998), existem diversos níveis de aproximação para rugosidade da superfície, dentre as quais a aproximação mais precisa foi proposta por Peake e Oliver (1971), permitindo a classificação em três rugosidades: suave, intermediária e rugosa (Figura 2-5). Para classificar as imagens de acordo com sua rugosidade é calculado o erro médio quadrático (*Root Mean Square* – RMS) obedecendo a Equação 7 para imagens suaves e a Equação 8 para imagens rugosas. Qualquer valor encontrado entre essas equações é considerado de rugosidade intermediária.

$$h_{\text{rms}} > \frac{\lambda}{25 \cos \phi} \quad (7)$$

$$h_{\text{rms}} > \frac{\lambda}{4 \cos \phi} \quad (8)$$

Superfícies suaves provocam reflexão especular da REM, retornando ao sensor apenas uma pequena quantidade, o que resulta em tonalidade escura na imagem. De forma semelhante, superfícies caracterizadas como rugosas refletem a REM em várias direções (reflexão difusa) e assim uma maior quantidade de energia retorna ao sensor que registra tonalidades mais claras na imagem (LILLESAND, KIEFER, & CHIPMAN, 2004).

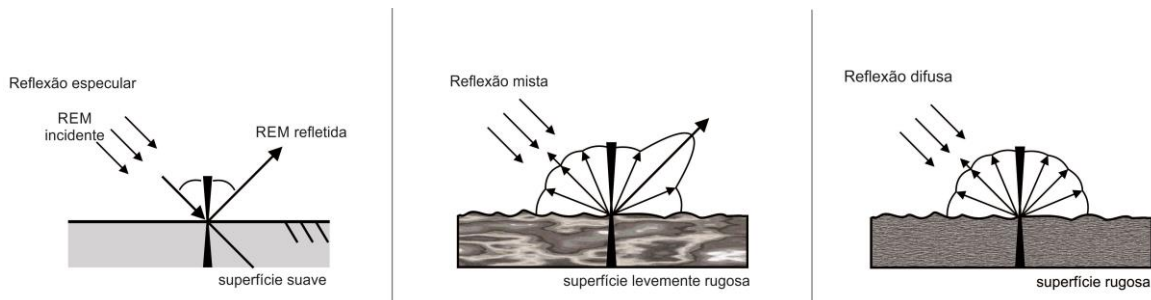


Figura 2-5 – Tipos de reflexão de acordo com a rugosidade do terreno (adaptado de HENDERSON & LEWIS, 1998)

2.3.2.2. Forma geométrica / relevo

A visada lateral causa alguns efeitos além do efeito de perspectiva em terrenos rugosos ou em áreas com obstáculos, como o encurtamento de rampa (*foreshortening*), sobreposição de feições (*layover*) e sombras de RADAR - *shadow* (LILLESAND *et al.*, 2004), conforme pode ser observado na Figura 2-5.

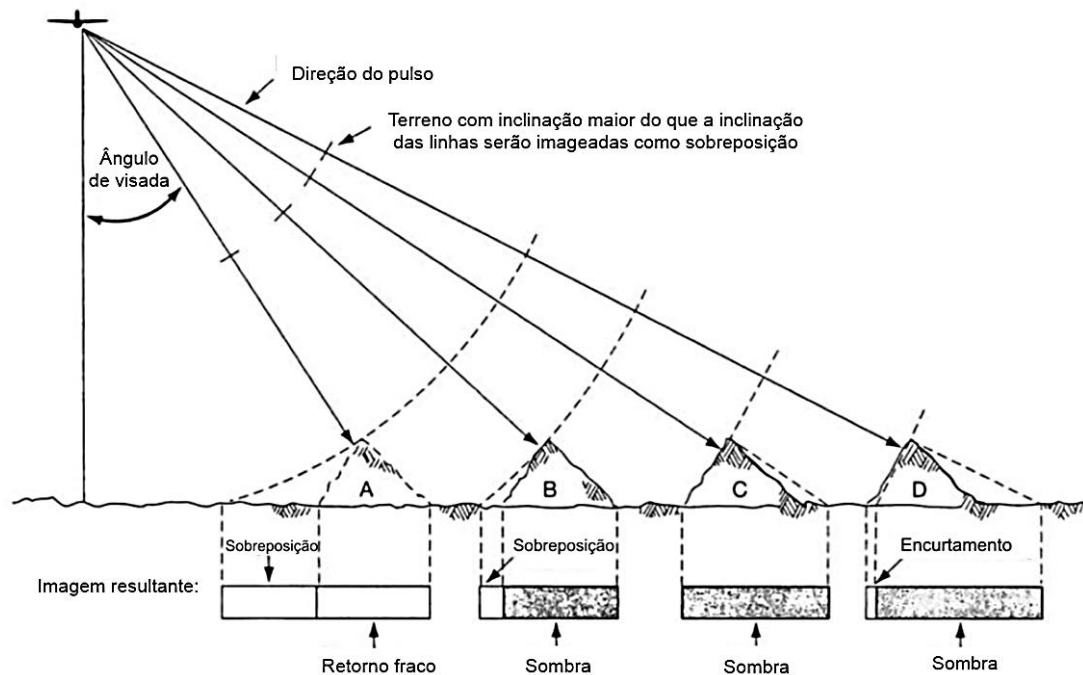


Figura 2-6 – Efeitos de perspectiva (Adaptado de LEWIS, 1976).

O encurtamento de rampa, assim como a sobreposição de feições, ocorre em terrenos que apresentam a encosta voltada em direção ao RADAR, aparecendo relativamente comprimida na imagem, em relação à encosta do sentido oposto (JENSEN, 2009). A sobreposição de feições tipicamente apresenta uma constrição mais extrema da encosta em relação ao encurtamento de rampa.

As sombras ocorrem somente quando nenhum sinal é recebido pelo RADAR, podendo realçar a geomorfologia e a textura do terreno (LILLESAND, KIEFER, & CHIPMAN, 2004). As sombras ocorrem somente na perpendicular da linha de voo. Portanto, devido ao posicionamento das sombras é possível identificar informações sobre a localização da visada próxima e da visada distante, por conseguinte, identificar a direção do voo.

2.3.2.3. Constante dielétrica

A constante dielétrica se refere a capacidade dos materiais para conduzir a energia elétrica. O parâmetro que define a boa ou má condução elétrica do alvo é o seu conteúdo de umidade. A regra geral (existem exceções) é que a penetração das micro-ondas em um alvo seco penetram pouco, enquanto nos alvos com grande conteúdo de umidade as micro-ondas conseguem penetrar por diversos metros.

A constante dielétrica da neve depende do conteúdo de água em estado líquido, permitindo ao Sensoriamento Remoto determinar a quantidade de água na neve, grau de compactação e tipo de gelo dentre outras.

2.3.3 Sensor ASAR

Neste estudo foram usadas imagens multitemporais adquiridas pelo sensor ASAR, a bordo do satélite ENVISAT. A Figura 2-7 mostra o esquema de localização da antena ASAR neste satélite.

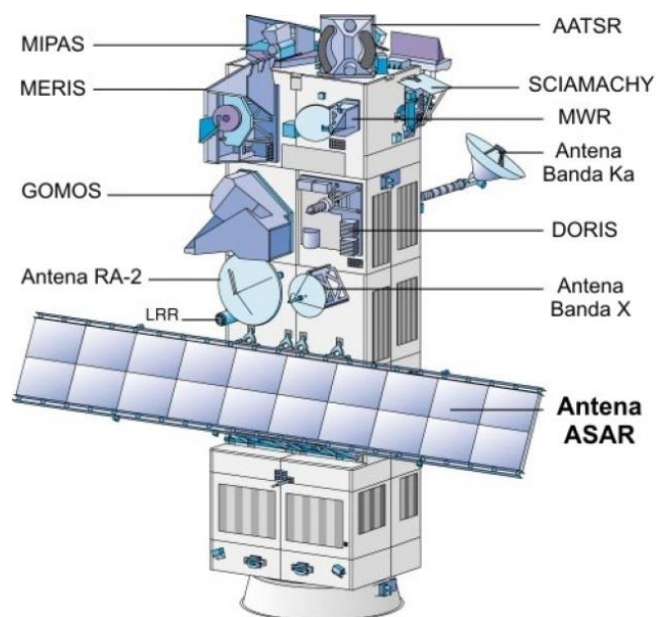


Figura 2-7 – Representação esquemática dos sensores do satélite Envisat, com destaque para a antena do sensor ASAR (LOUET, 2001).

Para a aplicação de dados ASAR em estudos de áreas extensas da superfície terrestre, dois modos de aquisição estão disponíveis: *Wideswath* (WS) e *Global Monitoring* (GM). Os modos WS e GM são obtidos pela técnica ScanSAR e apresentam resoluções espaciais diferenciadas para atender a objetivos específicos, sendo de 150 metros no modo WS e de 1000 metros no GM.

As imagens ASAR deste estudo são do tipo WS, obtidas por meio da técnica ScanSAR, que consiste na varredura de faixas contíguas ao longo da direção de alcance, por meio da variação do ângulo de inclinação da antena durante o deslocamento da plataforma, o que resulta em uma ampla largura da faixa de imageamento (Figura 2-8). Utilizando a técnica de *multilooking* desse sistema SAR, é possível calcular uma média para o padrão de interferências da superfície e depois corrigi-las, atenuando assim o efeito *speckle* (HENDERSON & LEWIS, 1998).

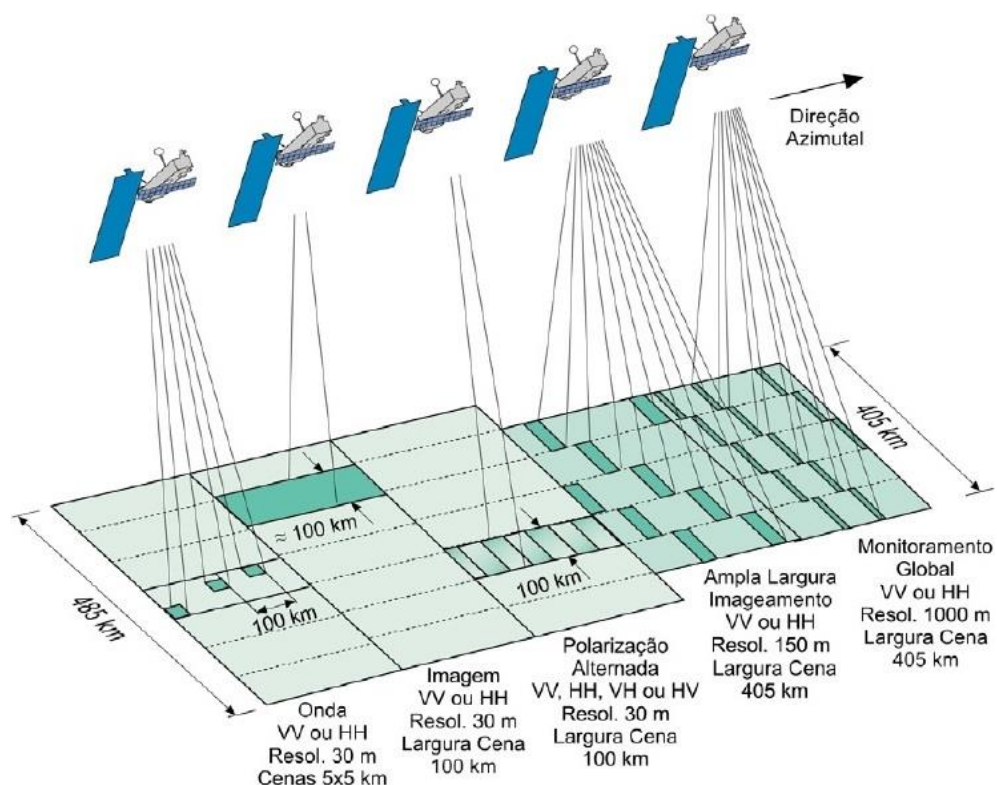


Figura 2-8 – Modos de aquisição e características das imagens ASAR (LOUET, 2001).

Os dados ASAR são classificados de acordo com o seu nível de pré-processamento. Dados brutos recebidos pelo satélite são denominados de nível 0P, enquanto os com calibração radiométrica recebem a designação de nível 1P. As

imagens 1P são calibradas radiometricamente por meio de correções do nível de ruído do instrumento (calibração interna), por correções ao longo da direção de alcance inclinado (*slant range*) e por correções realizadas por *transponders* (calibração externa). Outros produtos existentes são os de nível 2P, que consistem em imagens 1P ortorretificadas (DESNOS, et al., 2000).

As imagens ASAR WS usadas neste estudo são do tipo 1P, com correções radiométricas relativas à antena, mas sem correções para os efeitos radiométricos induzidos pelo terreno iluminado, e estão na projeção de resolução no terreno (ESA, 2007). As principais características dessas imagens estão descritas na Tabela 2-2.

Tabela 2-2 – Características dos produtos ASAR-WSM nível 1P (Adaptado de ESA, 2007).

Identificação	ASA_WSM_1P
Nome	ASAR Wide Swath Standard Image
Descrição	Produto gerado a partir dos dados obtidos do nível 0 quando o instrumento está operando no <i>Wide Swath Mode</i> . O produto inclui correção de alcance inclinado para alcance no terreno e área contínua de recobrimento
Cobertura	400 km * 400 km (aproximadamente) para cena e 400 km x 4000 km (máximo) para <i>stripe</i>
Resolução geométrica	Aproximadamente 150 m x 150 m
Resolução radiométrica	Produto ENL* > 11.5
Espaçamento entre pixels	75 m x 75 m
Tamanho dos arquivos	59 Mbytes para cena e até 584 Mbytes para <i>stripe</i>

ENL - Número equivalente de *looks*.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia deste estudo propõe a detecção das zonas de derretimento superficial de geleiras da Península Antártica por meio da classificação de imagens ASAR WS por múltiplos critérios (limiares altimétricos, de retroespalhamento e razão de imagens sintéticas).

Os procedimentos aplicados neste estudo foram realizados conforme a seguinte ordem:

- 3.1 Definição do período de estudo;
- 3.2 Processamento digital das imagens ASAR;
- 3.3 Classificação das zonas de geleiras;
- 3.4 Dados das estações meteorológicas.

3.1 Definição do período de estudo

Os dados Envisat ASAR WS⁸ utilizados para este estudo consistem em 19 mosaicos criados a partir de 68 imagens, todas no formato *stripline*, obtidas no período de 2007 a 2009. O período de análise foi definido em duas séries compreendendo os meses de novembro, dezembro, janeiro, fevereiro e março. A escolha dos meses de análise foi definida em função do verão, período em que o continente antártico está mais exposto à radiação solar e notoriamente conhecido como o período em que ocorrem eventos ocasionados pelo aquecimento climático na região.

Para a obtenção da razão de imagens sintéticas se faz necessário o uso de imagens de inverno. Dessa forma, foi definida a utilização das imagens do mês de

⁸ As imagens ASAR WS usadas neste estudo foram obtidas por meio do projeto “EO-derived products in support of climate change impact studies on the Antarctic Peninsula and Svalbard - interaction of glaciers, climate, terrestrial and marine ecosystems as well as the atmosphere” (ESA IPY AO proposal Nr. 4032).

agosto como referência. A lista completa das imagens usadas neste estudo é apresentada no APÊNDICE A – **Imagens asar utilizadas no estudo e seus respectivos mosaicos.**

3.2 Processamento digital das imagens

O processamento de imagens de Sensoriamento Remoto é orientado para cada tipo de aplicação objetivando melhorar a qualidade espectral e geométrica das imagens através de operações matemáticas e algoritmos especializados (MENESES, et al., 2012). No entanto, a análise e a interpretação dos dados contidos na imagem devem ser cuidadosamente realizadas pelo usuário, uma vez que, mesmo após os processamentos, as imagens não representam totalmente a realidade.

As técnicas de processamento digital de imagem não seguem um fluxo de processamento pré-definido, uma vez que para cada tipo de análise o usuário deve buscar uma solução apropriada para sua aplicação, considerando inclusive o custo computacional do processamento. No entanto, geralmente os *softwares* utilizados nos processamentos digitais de imagens são divididos em técnicas independentes de realce e classificação, as quais são precedidas da fase de pré-processamento.

De acordo com Meneses *et. al.* (2012), no pré-processamento são utilizadas funções operacionais para remover ou corrigir erros e as distorções introduzidas nas imagens pelos sistemas sensores devido a erros instrumentais (ruídos espúrios), interferências da atmosfera (problemas radiométricos) e geometria de imageamento (distorções geométricas).

3.2.1 Pré-processamento

Todas as imagens utilizadas foram selecionadas de um banco de dados contendo mais de 2.100 imagens, seguindo os critérios (a) maior área de cobertura

na Península Antártica e (b) imagens com datas sequenciais. As imagens possuem correção de nível 1P, ou seja, os dados estão com geometria *ground range* e não estão georreferenciados (ESA, 2007).

A etapa de pré-processamento das imagens inclui a calibração radiométrica, filtragem do ruído *speckle* e a ortorretificação. Esta foi realizada por meio do programa NEST (*Next ESA SAR toolbox*), desenvolvido pela ESA.

A cadeia de pré-processamento está representada na forma de um fluxograma na Figura 3-1.

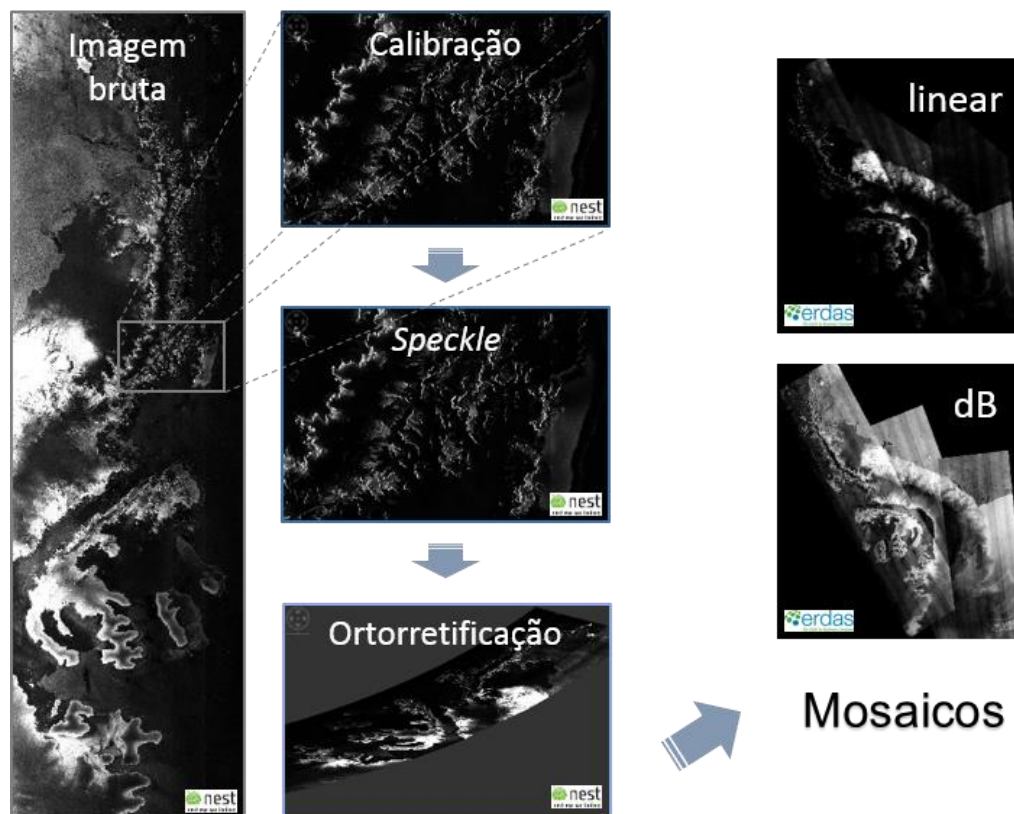


Figura 3-1 – Cadeia de pré-processamento das imagens ASAR-WMS.

3.2.1.1. Calibração radiométrica

A calibração radiométrica de imagens SAR é indispensável para que os valores dos pixels representem de forma mais fidedigna o valor de retroespalhamento da

superfície refletora. A correção radiométrica faz-se necessária para a comparação de dados SAR adquiridos por diferentes sensores ou pelo mesmo sensor em datas diferentes, e/ou em modos de aquisição e geometria de visada distintos (ESA, 2012).

Para a correção radiométrica das imagens com nível de correção 1P, foi utilizado o algoritmo implementado no NEST, baseado na Equação 9 (ROSICH & MEADOWS, 2004), que utiliza os parâmetros de ângulo de incidência e a constante absoluta de calibração:

$$\sigma_{i,j}^0 = \frac{DN_{i,j}^2}{K} \sin(\alpha_{i,j}) \quad \gamma_{i,j} = \frac{\sigma_{i,j}^0}{\cos(\alpha_{i,j})} \quad (9)$$

$$para \ i = 1 \dots L \ e \ j = 1 \dots M$$

onde:

$\sigma_{i,j}^0$ é o valor do coeficiente de retroespalhamento (*sigma nought*)

$DN_{i,j}^2$ é a intensidade do pixel para o pixel i,j

K é a constante absoluta de calibração

$\alpha_{i,j}$ é o ângulo de incidência

Os valores de ângulo de incidência e a constante absoluta de calibração são extraídos automaticamente dos arquivos auxiliares dos metadados das imagens. Os produtos ASAR nível 1P, com alcance no terreno, já possuem correção do ganho da antena. Portanto, para a calibração do produto, a correção de padrão de antena aplicada à imagem deverá ser removida quando utilizado o arquivo auxiliar externo (ESA, 2012).

3.2.1.2. Filtragem do ruído Speckle

O *speckle* está presente nas imagens de RADAR, devido à natureza coerente das micro-ondas. De acordo com Jensen (2009), o *speckle* causa uma interferência

aleatória construtiva e destrutiva das ondas eletromagnéticas, que gera uma mistura de áreas mais claras e escuras na imagem. Através do uso de filtros de convolução (janelas de tamanho móvel), é possível reduzir o efeito *speckle* das imagens RADAR.

A escolha do melhor filtro para a redução do ruído *speckle* deve se basear principalmente nos alvos e também no custo computacional, porém deverá preservar os valores de retroespalhamento, reduzir efetivamente o ruído e preservar as bordas entre as diferentes áreas (LOPES, TOUZI, & NEZRY, 1990).

De acordo com Arigony-Neto (2006), que realizou estudo na Península Antártica utilizando imagens ERS1-2 e ASAR com resolução espacial de 30 metros, o melhor filtro de redução do efeito *speckle* é o filtro de mediana 5x5. Contudo, se optou por utilizar o filtro de mediana 3x3, adequado com a resolução das imagens ASAR WSM, que é de 150 metros. O filtro de mediana pode ser considerado como um dos métodos mais eficientes no processamento de imagens SAR para a classificação de zonas superficiais de neve e gelo (ARIGONY-NETO, 2006).

3.2.1.3. Ortorretificação das imagens

Para a ortorretificação das imagens, foi utilizado o Modelo Digital de Elevação (MDE) RAMP DEM V.2 (*RADARSAT Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model version 2*). O RAMP DEM cobre totalmente o continente antártico e o oceano austral, na projeção estereográfica polar, com dados referenciados ao elipsoide WGS84 (LIU, JEZEK, LI, & ZHAO, 2001). A segunda versão deste modelo incorpora novos dados topográficos e algumas correções de erros relatados na versão anterior.

A altimetria exerce papel fundamental para as análises propostas neste estudo, tornando a etapa de ortorretificação extremamente importante, pois minimiza as distorções devidas ao relevo, comuns em imagens SAR. Por meio dessa correção, a representação geométrica da imagem será próxima do real. No NEST, o algoritmo responsável pela ortorretificação *Range Doppler Terrain Correction Operator* implementa o método desenvolvido por Small & Schubert (2008), que considera como parâmetros os valores de Azimute ZDT (*Zero Doppler Time*), distância no alcance

inclinado, origem do alcance no terreno, coeficiente de cálculo utilizado na conversão do alcance inclinado para o alcance no terreno, que são informações encontradas nos metadados de cada imagem.

O RAMP DEM V.2 possui resolução de 200 metros e referências cartográficas iguais às das imagens ASAR originais. O método de reamostragem utilizado nesta etapa de pré-processamento para o DEM foi o de interpolação bilinear, escolhido devido sua capacidade de reduzir valores anômalos de altitude. Para a reamostragem da imagem ASAR, foi utilizado o método de interpolação do vizinho mais próximo, pois este preserva os valores de retroespalhamento originais, ao contrário dos métodos bilinear e convolução cúbica, em que o valor original do pixel é substituído pelo valor médio de 4 ou 16 pixels vizinhos, respectivamente.

3.2.2 Etapas complementares de processamento

Um dos parâmetros de entrada de dados para a classificação das zonas de geleiras são imagens em decibéis para todas as imagens obtidas durante os meses de novembro a março. Portanto, posteriormente à ortorretificação, todas as imagens foram submetidas a conversão da escala linear para decibéis.

Após a etapa de ortorretificação, todas as imagens foram exportadas no formato GeoTiff, que é compatível com a maioria dos *softwares* de Sensoriamento Remoto, incluindo o ERDAS Imagine (*Intergraph*, Co). As imagens foram obtidas no modo *striplines*, tornando a etapa de exportação mais longa, pois devido à limitação de tamanho máximo para armazenamento (1Gb) de arquivos no formato GeoTiff, a expressiva maioria das imagens foram submetidas a recortes menores para permitir sua exportação.

Com a utilização do ERDAS foram criados os mosaicos das imagens. A utilização do ERDAS nesta etapa se deve ao fato de apresentar menor custo computacional para realizar o processamento. As classificações preliminares, utilizando a função padrão de mosaicagem *Overlay*, não geraram bons resultados pois os resultados obtidos nos mosaicos lineares de verão eram muito altos e o linear de

inverno muito baixo. Essa função sobrepõe as áreas em comum pela imagem mais recente. A fim minimizar as incoerências geradas por essa forma de mosaico, foram utilizadas as funções *Feather* para mosaicos lineares e *Minimum* para os mosaicos em decibéis.

A função *Feather* substitui a área sobreposta das imagens pela interpolação linear dos pixels na sobreposição, ou seja, um pixel localizado no meio da área de sobreposição é de 50% de cada um dos pixels correspondentes nas imagens sobrepostas. Um pixel de 1/10 da sobreposição de uma borda seria de 90% de uma imagem e de 10% do outro (INTERGRAPH, 2013). Na função *Minimum* o valor de cada pixel na área de sobreposição é substituído pelo menor valor de pixels correspondentes nas imagens sobrepostas (INTERGRAPH, 2013).

O formato de saída das imagens na etapa de mosaicagem foi o Imagine (img), nativo do *software* e compatível com o ArcGIS (ESRI, Inc), onde as imagens foram projetadas para o sistema de projeção azimutal equivalente de Lambert, com o elipsoide de referência WGS84, que é um sistema recomendado pelo SCAR (*Scientific Committee on Antarctic Research*) para quantificar áreas e distâncias em regiões polares (SCAR, 2012).

3.3 Classificação das zonas de geleiras

O procedimento de classificação consiste na aplicação do algoritmo de classificação da zona de neve úmida para a Península Antártica em imagens ASAR proposto por Arigony-Neto *et. al.* (2007) e descrito em detalhes por Mendes Jr. *et. al.* (2013) está representado na Figura 3-2. Neste algoritmo, estão implementadas regras de decisão propostas por Arigony-Neto (2006), que define o limiar de retroespalhamento (dB) da zona de neve úmida com base nos valores determinados por RAU *et. al.*, (2001). Além disso, também estão implementados os limiares altimétricos das zonas de geleiras nas regiões norte e sul da Península Antártica, baseado no trabalho de Arigony-Neto *et. al.* (2007). Este algoritmo possibilita a classificação das zonas de derretimento superficial. No algoritmo de classificação

também está implementado o limiar de razão de imagens de verão e inverno, determinado por Arigony-Neto *et. al.* (2007).

Os dados de entrada do algoritmo são os mosaicos lineares das imagens de novembro a março e da data de inverno utilizada como referência. A razão entre os mosaicos de verão e inverno austrais, considerando valores de retroespalhamento linear, deverá ser menor do que 0.4. A imagem sintética gerada alimenta a segunda etapa do algoritmo e cruza com as seguintes informações:

- Mosaico de verão em decibéis. A partir desse mosaico serão selecionados somente os pixels com valores iguais ou superiores a -14 decibéis (Rau *et al.* (2001).
- Limites norte e sul da Península. Sobre o último dado disponível da linha de costa do ADD - *Antarctic Digital Database*, (SCAR, 2012) o arquivo foi modificado para representar a posição da frente das plataformas de gelo à época da classificação, respeitando os anos de aquisição das imagens, de 2007 a 2009. Os limites norte e sul da península elaborados por Mendes Jr., (2011) foram sobrepostos a este arquivo e exportado para o formato *raster*.
- RAMP DEM. Desses dados foram extraídas as altimetrias referentes a cada um dos limites da península. Para a região norte da península, as áreas de neve úmida ocorrem somente abaixo de 800 metros, enquanto para na região sul a neve úmida ocorre apenas abaixo de 1200 metros de altitude.

A classificação por múltiplos critérios associa cada pixel da imagem às regras definidas pelo usuário, que neste algoritmo respeitam o valor da imagem sintética, do mosaico de verão em decibéis e da altitude relacionada com os limites norte e sul da península. Para garantir a integridade dos dados gerados pelo algoritmo de classificação optou-se por não utilizar nenhum filtro e/ou regra de pós-classificação, apenas os dados obtidos por meio da implementação do algoritmo.

O fluxograma da Figura 3-2 representa a cadeia de processamento utilizada na classificação das zonas de derretimento superficial a partir das imagens ASAR. O resultado da intersecção dessas informações origina a imagem classificada das zonas

de derretimento superficial. Para que os resultados obtidos não superestimem as zonas de derretimento superficial, como etapa final, foram sobrepostos os dados de rocha exposta do ADD (SCAR, 2012).

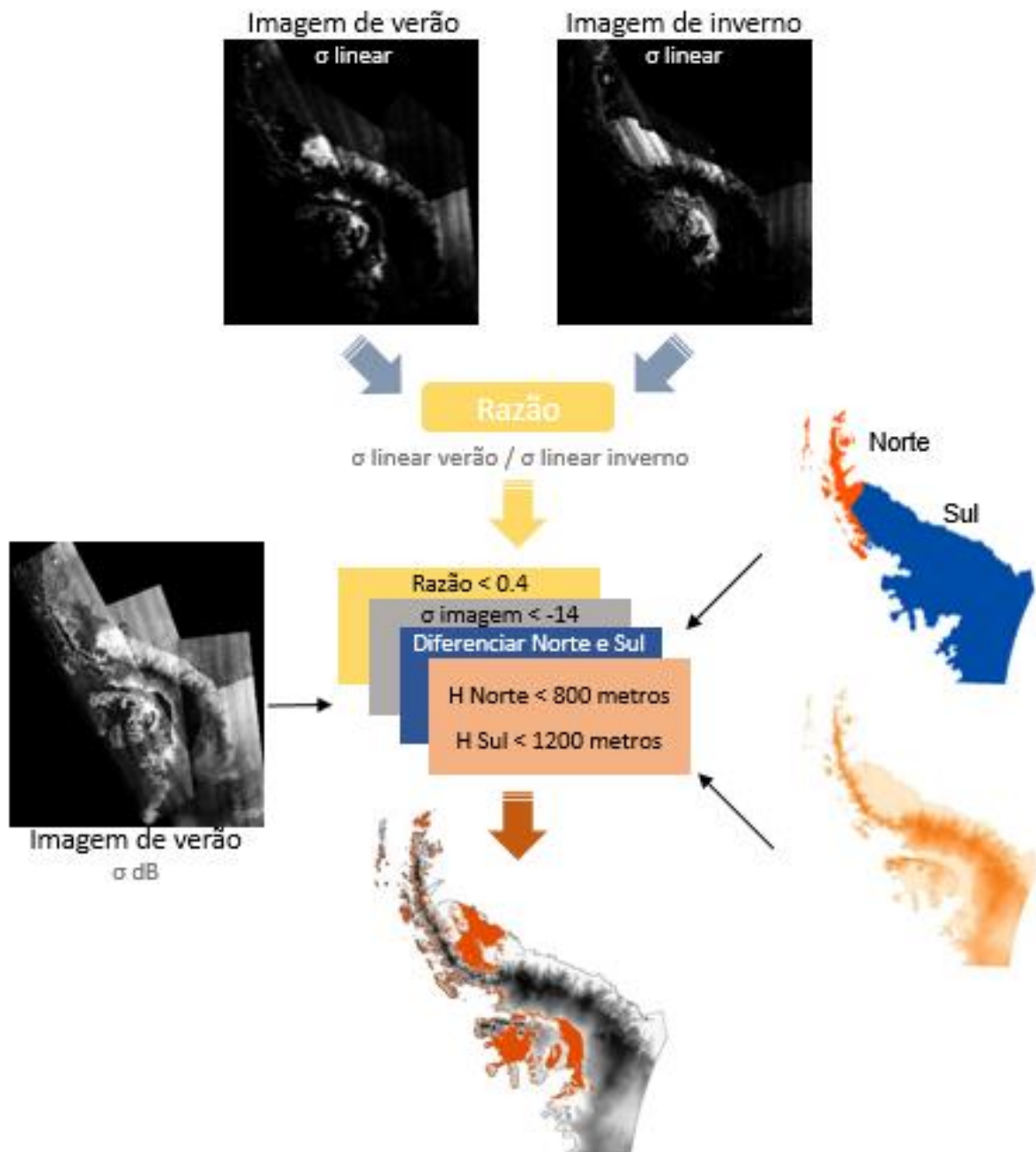


Figura 3-2 – Fluxograma com a cadeia de processamento utilizada na classificação das zonas de derretimento e suas respectivas regras de decisão; razão entre imagens lineares de verão e inverno; imagens em decibéis, *raster* com os limites norte e sul da península e altimetria do modelo digital de elevação.

3.4 Dados das estações meteorológicas

Os dados de temperatura do ar superficial obtidas a 2 metros de altura⁹ da Península Antártica foram obtidos no sítio do *British Antarctic Survey* (BAS), em <http://www.antarctica.ac.uk/met/gjma/>. As estações meteorológicas foram selecionadas em função da melhor cobertura temporal de dados, que estão compreendidos entre novembro de 2007 e março de 2009, totalizando 7 estações de pesquisa situadas na Península Antártica e concentradas principalmente na região Norte (Figura 3-3). De acordo com o BAS (2013), os dados divulgados em seu banco de dados passam por uma análise crítica a fim de averiguar a qualidade das informações disponibilizadas por esta agência.

Tabela 3-1 – Estações meteorológicas do BAS, com as respectivas informações de identificação, nome, país a qual pertence, dados de latitude, longitude e altimetria.

IDENTIFICAÇÃO DA ESTAÇÃO	NOME DA ESTAÇÃO	PAÍS	LAT	LONG	ALTITUDE (metros)
89050	Bellingshausen	Rússia	62.2 S	58.9 W	16
88963	Esperanza	Argentina	63.4 S	57 W	13
89063	Faraday/Vernadsky	Ucrânia	65.4 S	64.4 W	11
89055	Marambio	Argentina	64.2 S	56.7 W	198
89059	O'Higgins	Chile	63.3 S	57.9 W	10
89062	Rothera	Reino Unido	67.5 S	68.1 W	32
89066	San Martin	Argentina	68.1 S	67.1 W	4

Das 7 estações selecionadas, a Bellingshausen está localizada na Ilha Rei George e pertence à Rússia. Na península Trinity estão localizadas as estações Bernardo O'Higgins, pertencente ao Chile, e a estação Marambio, pertencente à Argentina. Também na península Trinity está localizada a estação Esperanza, situada na Baía Hope e gerenciada pela Argentina. Situada na porção central da Península Antártica está a estação Faraday/Vernadsky, da Ucrânia, situada na Ilha Galindez. A estação Rothera, do Reino Unido, está localizada na Ilha Adelaide e juntamente com

⁹ A Organização Meteorológica Mundial (OMM) estabelece a norma de instalação dos instrumentos meteorológicos a uma altura entre 1,25 a 2,00 metros acima do terreno.

a estação San Martin, também da Argentina e situada na Ilha Barry, são as estações com dados de temperatura superficial média mensal situadas mais ao Sul da Península Antártica. A localização das estações pode ser conferida na Figura 3-3.

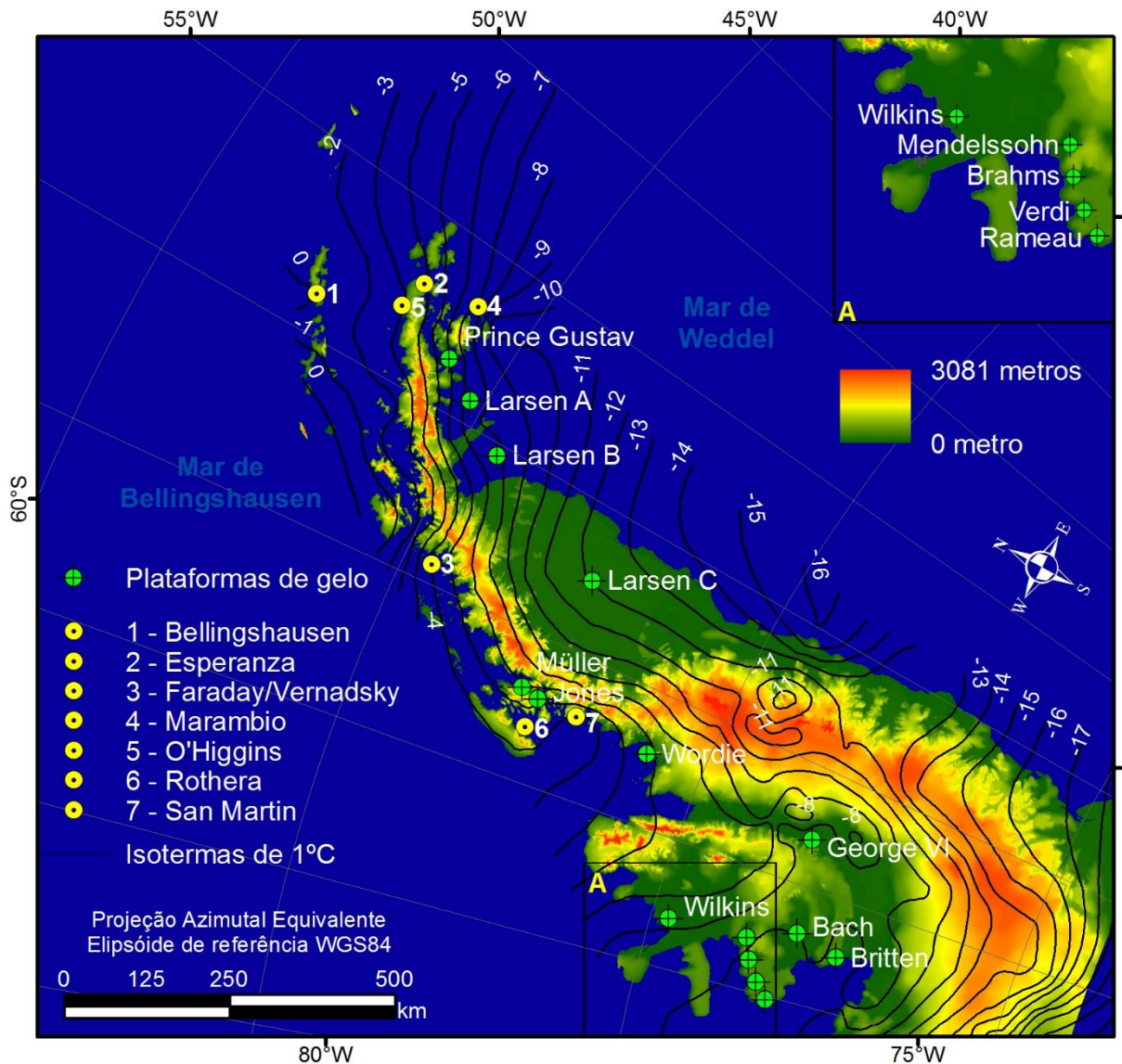


Figura 3-3 – Mapa com a localização de todas as estações meteorológicas consideradas neste estudo e das principais plataformas de gelo. Os nomes das estações meteorológicas da plataforma de gelo Wilkins do retângulo A estão descritos no canto superior direito desta figura.

Os dados de temperatura média mensal de cada uma das estações meteorológicas, nos meses analisados neste estudo (novembro a março), foram compilados na Tabela 3-2.

Na primeira série temporal, compreendida entre novembro de 2007 e março de 2008, é importante ressaltar que houve ocorrência de *La Niña* de intensidade forte, segundo informações do CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – (2014). De acordo com Oliveira (2001) esse fenômeno é caracterizado, de forma geral, pelo resfriamento das águas superficiais do oceano Pacífico e possui magnitude suficiente para alterar os padrões climáticos globais.

De acordo com Setzer & Romão (2008) em estudo dirigido na Península Antártica, fenômenos oceanográficos de grande escala e variações naturais na circulação atmosférica afetam a climatologia nas altas latitudes, ocasionando variações anuais e multi-decadais de vários graus, o que não ocorre de maneira tão intensa nas latitudes tropicais e equatoriais. No hemisfério sul, as maiores tendências significativas de aumento na temperatura do ar superficial foram observadas sobre a Antártica, com destaque no aquecimento registrado na Península Antártica (KING, 1994; VAUGHN, MARSHALL, CONNOLLEY, KING, & MULVANEY, 2001; IPCC, *International Panel to Climate Change*, 2001; TURNER, et al., 2005).

É possível observar na Tabela 3-2 que em todas as estações meteorológicas, comparadas com os dados da série posterior (de novembro de 2008 a março de 2009), todas as temperaturas apresentaram leve queda, como consequência do fenômeno *La Niña*.

Além das informações fornecidas pelas estações, historicamente a região leste da Península Antártica, onde está localizado o Mar de Weddel, apresenta climatologia mais fria devido a drenagem constante do ar frio do interior continental (BOIASKI, 2007). A estação Marambio, localizada na região leste, é a única de todas as estações que apresenta temperaturas acima de 0°C somente nos meses de dezembro de 2008 e janeiro de 2009 e nos outros meses apresenta temperaturas expressivamente mais baixas do que nas outras estações.

A série que compreende os meses de novembro de 2008 a março de 2009 não sofreu efeito nem de *El Niño* e nem de *La Niña*.

Tabela 3-2 – Compilação dos dados de temperatura média mensal para as Estações Meteorológicas escolhidas em graus Celsius.



4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados desta dissertação consistem na estimativa de derretimento superficial de neve da Península Antártica por meio da classificação de imagens ASAR WS dos períodos de 2007/2008 e 2008/2009, bem como na análise da variação espaço-temporal dessas áreas de derretimento e sua relação com dados meteorológicos locais. Primeiramente serão apresentados os dados das estações meteorológicas, a localização, quantificação e análise das áreas de derretimento superficial classificadas a partir das imagens ASAR.

4.1 Análise das séries temporais

Para a análise dos dados classificados na série de 2007/2008 e 2008/2009, foram calculadas as áreas da Península Antártica considerando todas as ilhas e também a área continental, descartando a área das ilhas do entorno da península. Essa medida foi tomada visando reduzir a maximização e/ou redução das áreas classificadas provenientes da cobertura das imagens, pois nem todos os mosaicos gerados cobriram totalmente as ilhas que pertencem à região da Península.

Os resultados encontrados estão compilados na Tabela 4-1. Para a análise, comparação e discussões que seguem, foram considerados apenas as informações referentes a área continental. Apesar das diferenças percentuais menores do que 2% elas representam em área uma grande extensão. A Figura 3-3 indica a localização das principais plataformas de gelo.

Tabela 4-1 – Informações das imagens classificadas como zona de derretimento superficial em km² para as séries de 2007/2008 e 2008/2009 e suas respectivas porcentagens considerados ilhas (área total) e apenas a porção continental (área continental).

MOSAICOS	AREA TOTAL (km ²)	% AREA TOTAL	AREA CONTINENTAL (km ²)	% AREA CONTINENTAL
Novembro 2007	1715,87	0,30	1672,69	0,31
Dezembro 2007	124207,88	22,02	122756,97	22,52
Janeiro 2008 - A	264869,64	46,95	263825,09	48,40
Janeiro 2008 - B	231872,12	41,10	230935,38	42,37
Janeiro 2008 - C	258053,15	45,74	256639,94	47,09
Fevereiro 2008 - A	269131,76	47,70	267749,15	49,12
Fevereiro 2008 - B	187386,83	33,21	186712,95	34,26
Fevereiro 2008 - C	172077,68	30,50	171160,03	31,40
Março 2008	117701,35	20,86	116714,29	21,41
Novembro 2008 - A	11546,76	2,05	11239,58	2,06
Novembro 2008 - B	60298,53	10,69	59548,78	10,93
Dezembro 2008 - A	27023,25	4,79	26722,09	4,90
Dezembro 2008 - B	106076,05	18,80	105029,73	19,27
Janeiro 2009 - A	299499,29	53,09	297685,27	54,62
Janeiro 2009 - B	305100,56	54,08	303378,44	55,66
Fevereiro 2009 - A	2027,25	0,36	1929,47	0,35
Fevereiro 2009 - B	97114,82	17,21	96507,85	17,71
Março 2009	77190,77	13,68	76428,33	14,02

4.2 Série 2007/2008

A Figura 4-1 representa a classificação para os meses de novembro e dezembro de 2007 e janeiro e fevereiro de 2008. A Figura 4-2 apresenta a sequência dos dados de classificação para fevereiro e março de 2008, completando a série de 2007/2008.

Observa-se inicialmente que dos 545.056,57 km² que compreendem a área de estudo continental, no mês de novembro apenas 0,31% da área apresenta algum derretimento. No mês seguinte, dezembro, a área classificada como zona superficial de derretimento aumenta significativamente para 22,52%, representando uma área de aproximadamente 122.756,22 km².

Esse aumento súbito na área de derretimento é devido a maior incidência solar na região antártica como consequência do solstício de verão no hemisfério sul, causando aumento na temperatura atmosférica. Os dados das estações meteorológicas que em novembro de 2007 apresentam todas as temperaturas abaixo dos 0°C, no mês de dezembro apresentam temperaturas positivas as estações Bellingshausen, Esperanza e San Martin. As primeiras áreas afetadas pelo derretimento nesse mês são as plataformas de gelo Larsen C e Wilkins, na costa leste e oeste respectivamente.

Tão logo inicia-se o mês de janeiro, observou-se que as áreas de derretimento superficial aumentaram consideravelmente, atingindo a marca de 49,12% da área de estudo em fevereiro de 2008. Os dados de temperatura das estações meteorológicas mostraram que apenas a estação Marambio (única localizada na porção leste da Península Antártica) apresentou temperatura negativa, enquanto as demais estações tiveram temperaturas médias positivas.

As áreas mais afetadas foram as plataformas de gelo Larsen C, Wilkins e George VI. De acordo com Scambos *et al.* (2000) a retração de geleiras e a fragmentação das plataformas de gelo Prince Gustav e Larsen A e Larsen B no lado leste, assim como as plataformas George VI e Wilkins no lado oeste, estão provavelmente associadas a junção de fatores como a elevação da temperatura atmosférica, diminuição da extensão e da espessura do gelo marinho e o aumento do período de derretimento (dias por ano), registrado a partir do final da década de 1970.

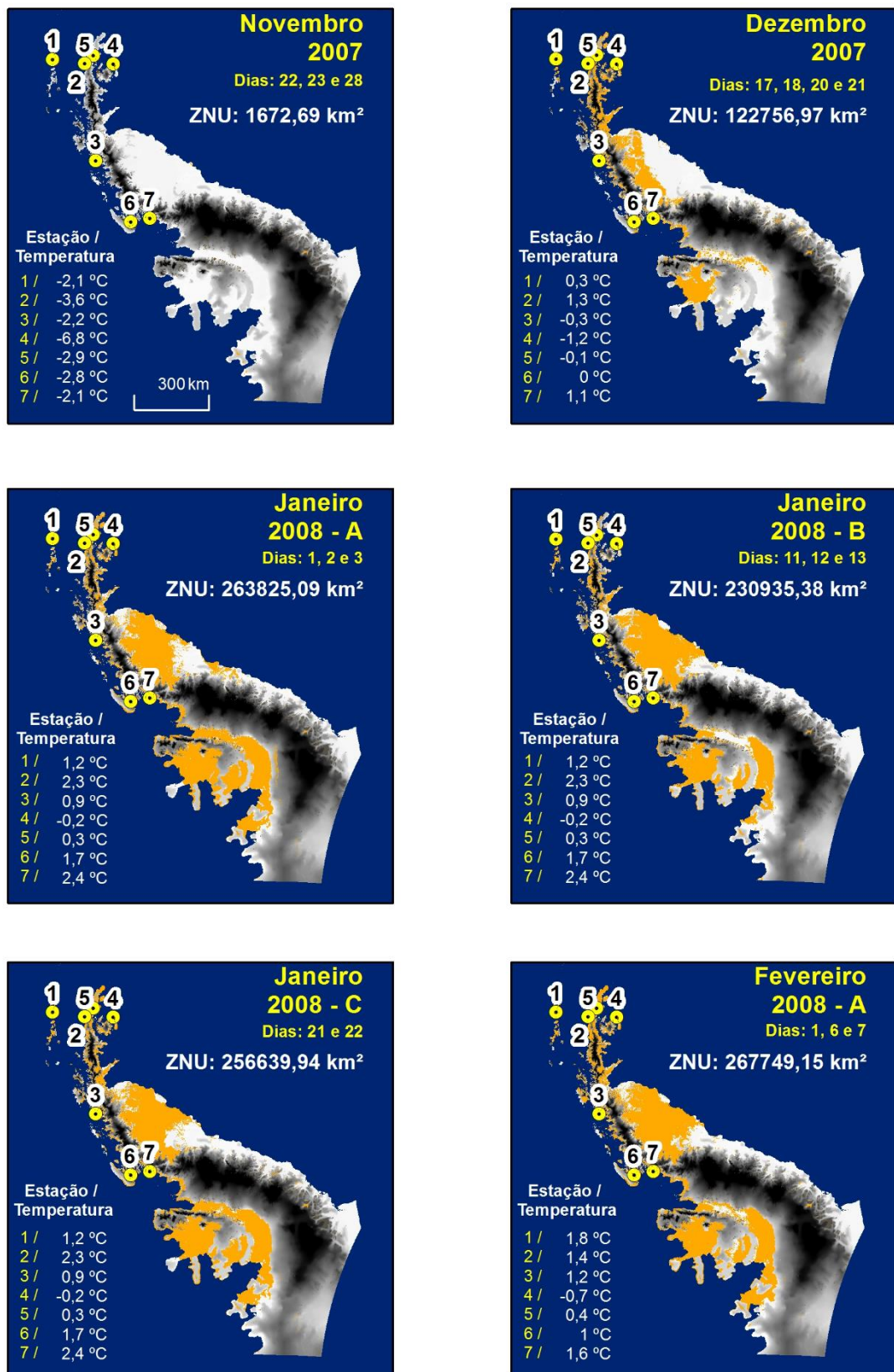


Figura 4-1 – Mapas das imagens classificadas para os meses de Novembro e Dezembro de 2007, Janeiro e Fevereiro de 2008 com as respectivas informações acerca dos dados meteorológicos (média mensal) de cada estação e a estimativa da Zona de neve úmida (derretimento superficial) em km².

A plataforma de gelo George VI apresenta uma dinâmica mais suscetível as mudanças de temperatura diárias, evidenciado pela sequência Janeiro 2008-A, Janeiro 2008-B, Janeiro 2008-C e Fevereiro 2008-A (Figura 4-1), onde é possível observar que em um intervalo curto de dias ocorre aumento e diminuição da área de derretimento. Em contrapartida, na plataforma Larsen C é possível observar uma dinâmica semelhante porém inversa de derretimento-congelamento na mesma sequência de mapas. Enquanto na primeira ocorre diminuição das zonas de derretimento (Janeiro 2008-B e Fevereiro 2008-A), na Larsen C ocorre aumento e posterior diminuição em Janeiro 2008-A e Janeiro 2008-C.

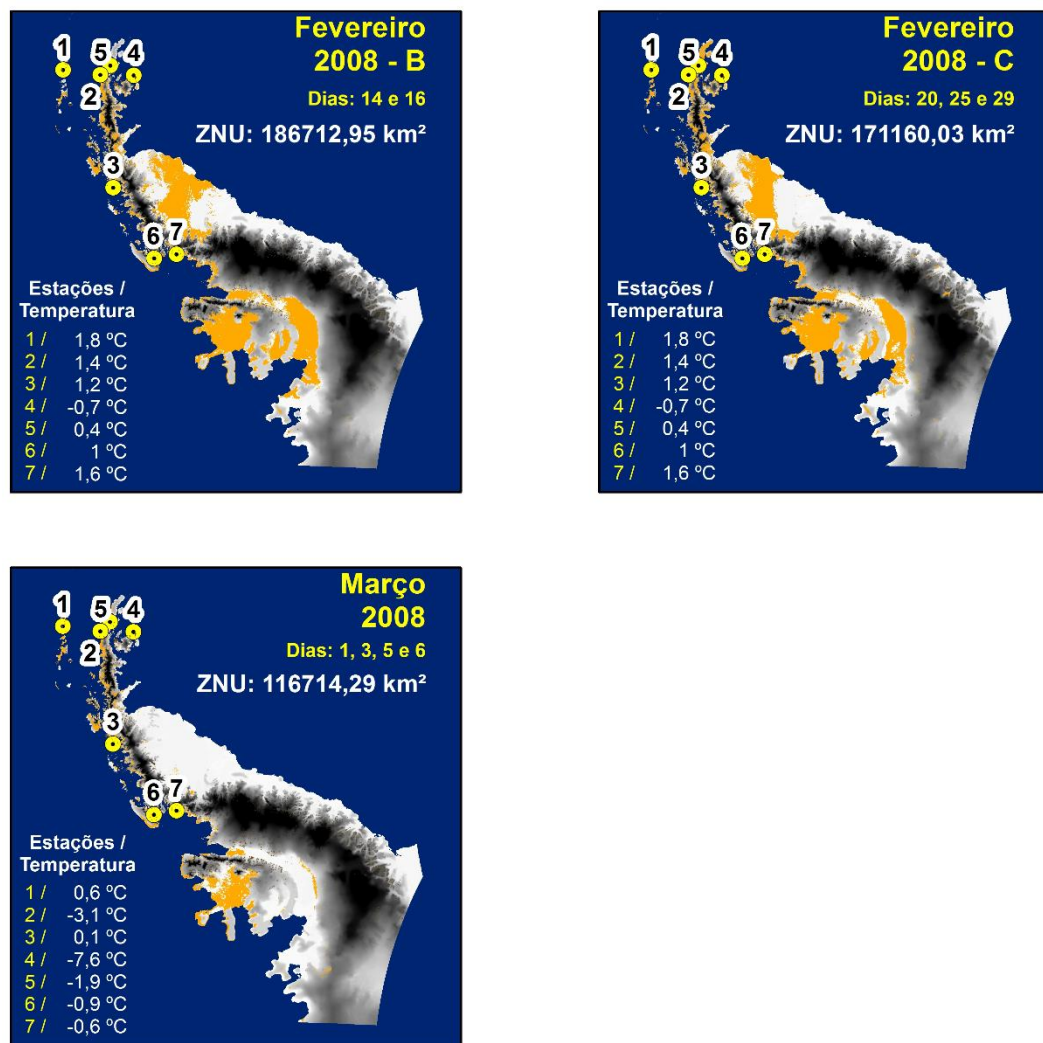


Figura 4-2 – Mapas das imagens classificadas para os meses de Fevereiro e Março de 2008 com as respectivas informações acerca dos dados meteorológicos (média mensal) de cada estação e a estimativa da Zona de neve úmida (derretimento superficial) em km².

A plataforma Wilkins é classificada como zona de derretimento superficial a partir de dezembro de 2007 e mantém a estabilidade da área nessa condição até março de 2008 (Figura 4-2). Grandes extensões da plataforma de gelo Wilkins desintegraram a partir de fevereiro de 2008 e continuaram a sofrer este processo até mesmo no inverno do mesmo ano, como uma resposta à tendência de rápido aquecimento na PA nas últimas décadas (BRAUN, HUMBERT, & MOLL, 2009; HUMBERT, et al., 2010).

A plataforma de gelo Wilkins é a maior plataforma atualmente em processo de desintegração no lado oeste da Península Antártica. Braun *et al.* (2009), notaram que as primeiras fraturas nesta plataforma aconteceram em 1991, mas somente em 1998 foi relatado um significativo evento de desintegração (SCAMBOS, HULBE, FAHNESTOCK, & BOHLANDERT, 2000), porém o gelo liberado nesse evento permaneceu até o inverno do mesmo ano. Esse evento de 1998 foi semelhante ao evento que ocorreu no verão de 2007/2008 nessa plataforma quando ocorreu intenso derretimento no verão e apenas em julho de 2008 ocorreu o evento que culminou com a desintegração de parte significativa desta plataforma (COOK & VAUGHAN, 2010), conforme Figura 4-3.

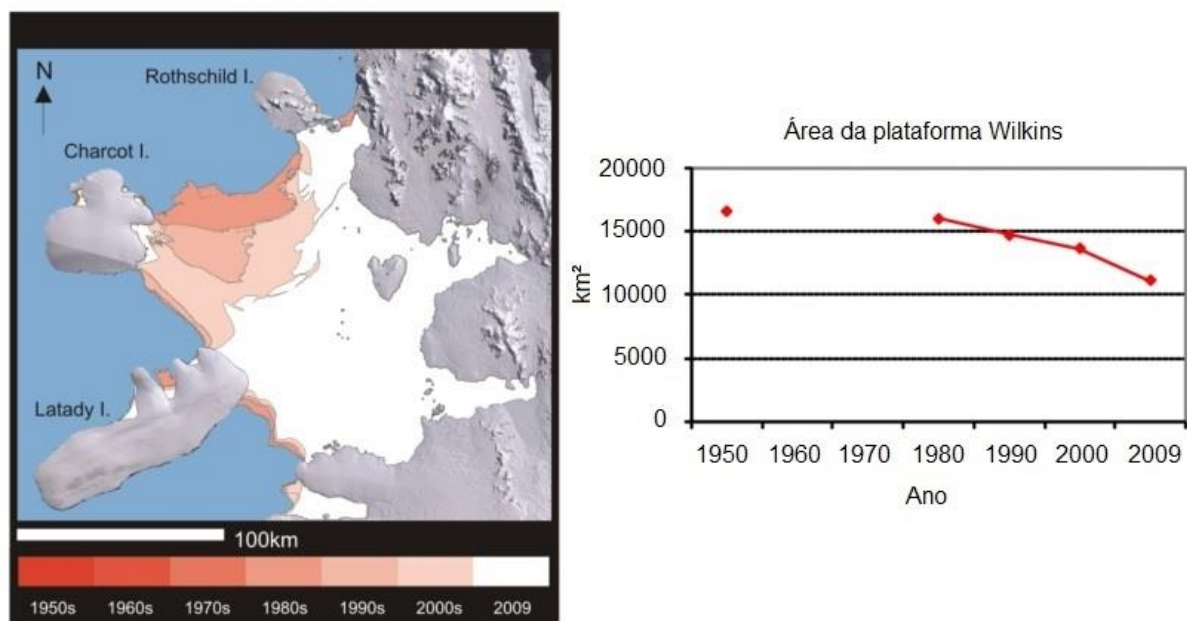


Figura 4-3 – Mapa com a sequência da mudança da linha de costa a partir da década de 50 na Plataforma de Gelo Wilkins e informações acerca da diminuição da área no mesmo período (Fonte: Cook & Vaughan, 2010).

4.3 Série 2008/2009

Na Figura 4-5 são apresentados os resultados das imagens classificadas para o período que vai de novembro de 2008 a janeiro de 2009. A Figura 4-6 acrescenta as informações das imagens classificadas de fevereiro e março de 2009.

Por meio dos resultados obtidos com a classificação da zona de derretimento superficial na série de 2008/2009 observa-se que durante esse período ocorreu a expansão gradativa da zona de neve úmida, passando dos 11239,58 km² em novembro e atingindo a maior área no auge do verão (Janeiro 2009-B) chegando a 303378, 44 km², o que corresponde a 55,66% da área total estudada.

A plataforma Wilkins é a primeira a responder significativamente com derretimento no início da série, assim como a região costeira da porção mais ao norte da Península Antártica. A plataforma Larsen C, assim como a George VI é afetada pelo início do derretimento no final de dezembro, quando apenas as estações meteorológicas Faraday/Vernadsky e Rothera indicam temperaturas ainda abaixo dos 0°C. Em Janeiro 2009-A a plataforma Larsen C é quase totalmente afetada pelo derretimento, mas na sequência seguinte (Janeiro 2009-B) inicia o processo de recongelamento. De forma oposta, no lado oeste da Península a maior extensão de zona de derretimento superficial ocorre em Janeiro 2009-B na George VI.

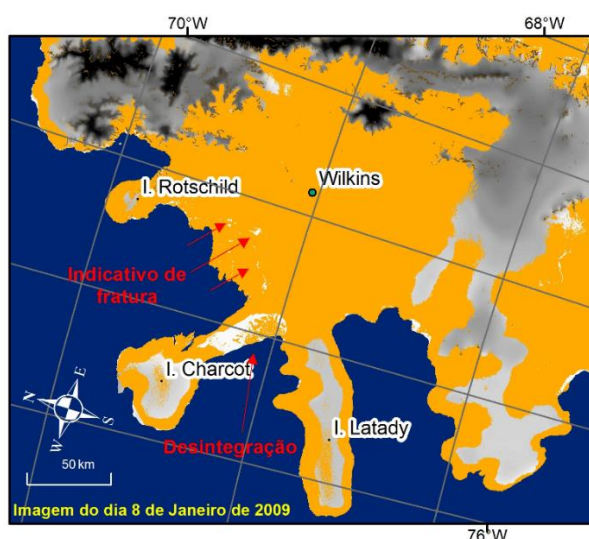


Figura 4-4 – Mapa da plataforma de gelo Wilkins e a respectiva classificação em Janeiro de 2009.

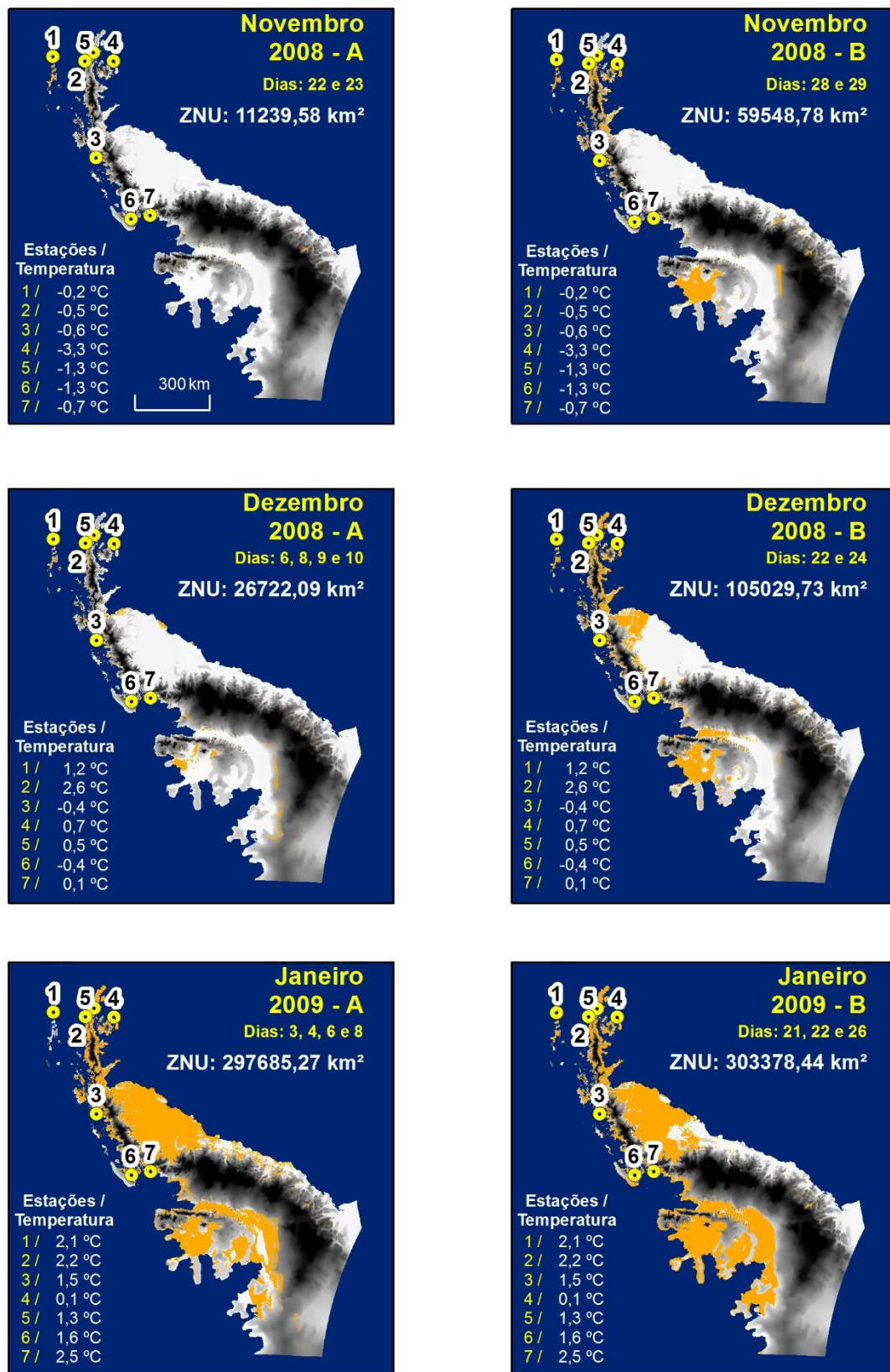


Figura 4-5 – Mapas das imagens classificadas para os meses de Novembro e Dezembro de 2008 e Janeiro de 2009 com as respectivas informações acerca dos dados meteorológicos (média mensal) de cada estação e a estimativa da Zona de neve úmida (derretimento superficial) em km².

No início de fevereiro é possível notar uma intensa redução nas áreas de derretimento (Figura 4-6). Pode-se inferir, que esse evento repentino deve estar diretamente ligado a uma súbita queda de temperatura nos primeiros dias do mês de fevereiro de 2009. Humbert *et al.* (2010) descreveram a quebra da ponte de gelo que ligava a atual península de gelo Wilkins à ilha Charcot, entre os dias 4 e 7 de maio de 2009, com uma perda de aproximadamente 790 km² de gelo.

Nas duas imagens seguintes (Fevereiro 2009-B e Março 2009) o ciclo retoma seu fluxo normal com a gradual diminuição das áreas de derretimento superficial.

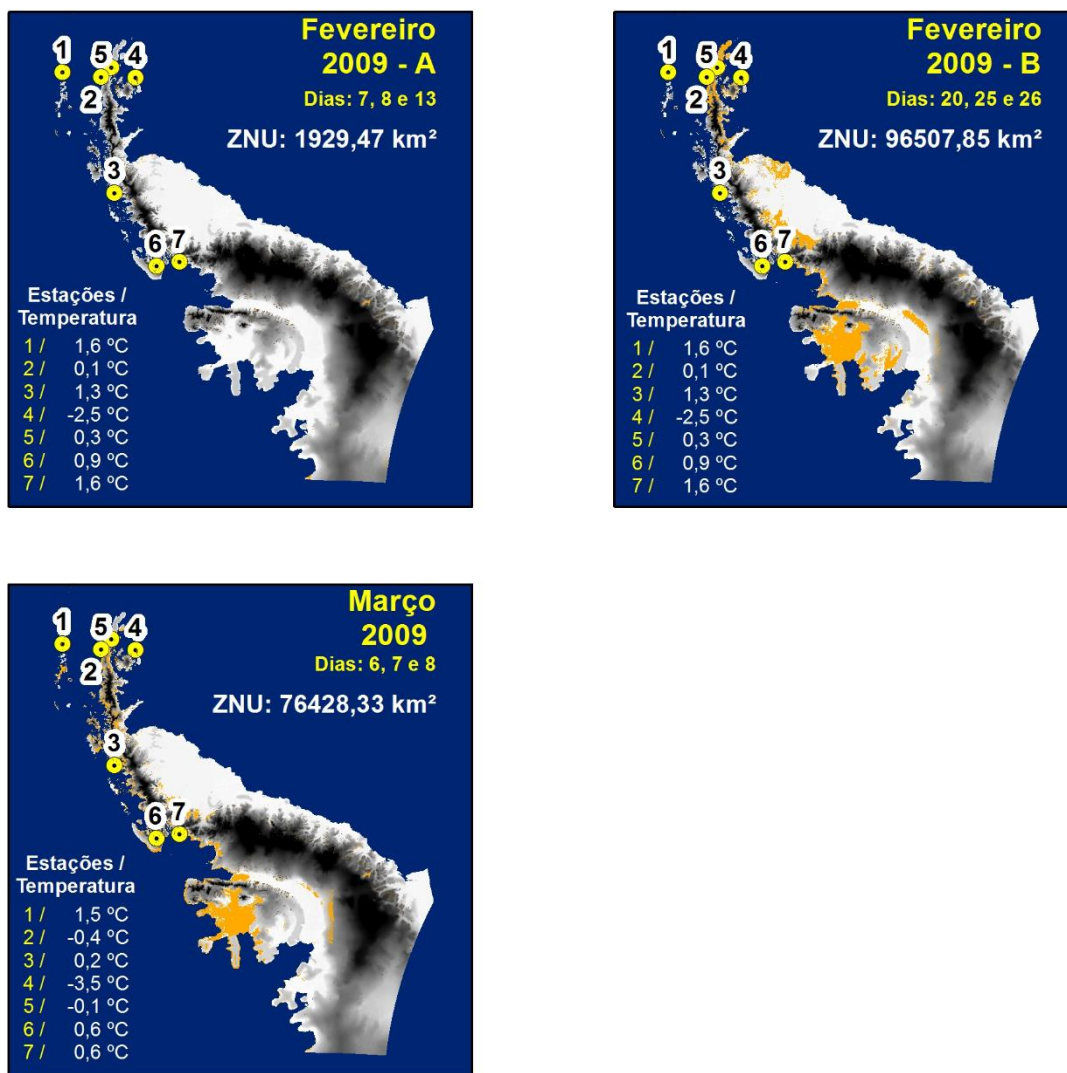


Figura 4-6 – Mapas das imagens classificadas para os meses de Fevereiro e Março de 2009 com as respectivas informações acerca dos dados meteorológicos (média mensal) de cada estação e a estimativa da Zona de neve úmida (derretimento superficial) em km².

4.4 Discussões

O aquecimento da atmosfera é considerado o grande responsável pela retração das plataformas de gelo na Península Antártica (COOK & VAUGHAN, 2010). A superfície da Península Antártica, especialmente, apresentou nos últimos 100 anos uma tendência de aquecimento muitas vezes superior ao aquecimento global e aos registros de temperatura do ar de estações meteorológicas da região antártica nesse mesmo período (MORRIS & VAUGHAN, 2003). Outro fator responsável pelas mudanças na Península são os oceanos, que através das trocas de energia e consequente redução na espessura das plataformas de gelo (SHEPHERD A. , WINGHAM, PAYNE, & SKVARCA, 2003), também contribuem para os eventos que têm afetado a Península Antártica.

De acordo com Mendes-Jr (2011) a tendência de aquecimento provocará uma progressão meridional da fragmentação e desintegração das plataformas do gelo nas costas leste e oeste dessa península. Os estudos de Morris e Vaughan (2003) constataram que a isoterma de -9°C da temperatura média anual representa o limite mais real para a ocorrência de plataformas de gelo na Península (Figura 3-3), atualizando o limite de -5°C proposto por Reynolds (1981).

Para subsidiar o entendimento da intensidade e persistência dos eventos de derretimento superficial são apresentadas 3 figuras (Figura 4-7, Figura 4-8 e Figura 4-9) elaboradas a partir da frequência da ocorrência do valor correspondente à zona de neve úmida a cada célula dos mosaicos classificados. Nas figuras é notável que o derretimento está relacionado com a baixa altitude e alta intensidade da radiação solar em baixas latitudes da Península (MENDES JR., 2011).

A análise e comparação das figuras suporta a tese de Mendes Jr (2011) que em seu trabalho concluiu que o derretimento superficial de geleiras, associado com condições meteorológicas relativamente quentes de escala sinóptica, é maior em áreas extensas, com elevações relativamente baixas e uniformes na Península Antártica, principalmente nas plataformas de gelo, progredindo sazonalmente segundo a elevação da superfície e distância da costa.

As figuras Figura 4-7, Figura 4-8 e Figura 4-9 suportam os resultados obtidos nos itens 4.2 e 4.3 deste capítulo.

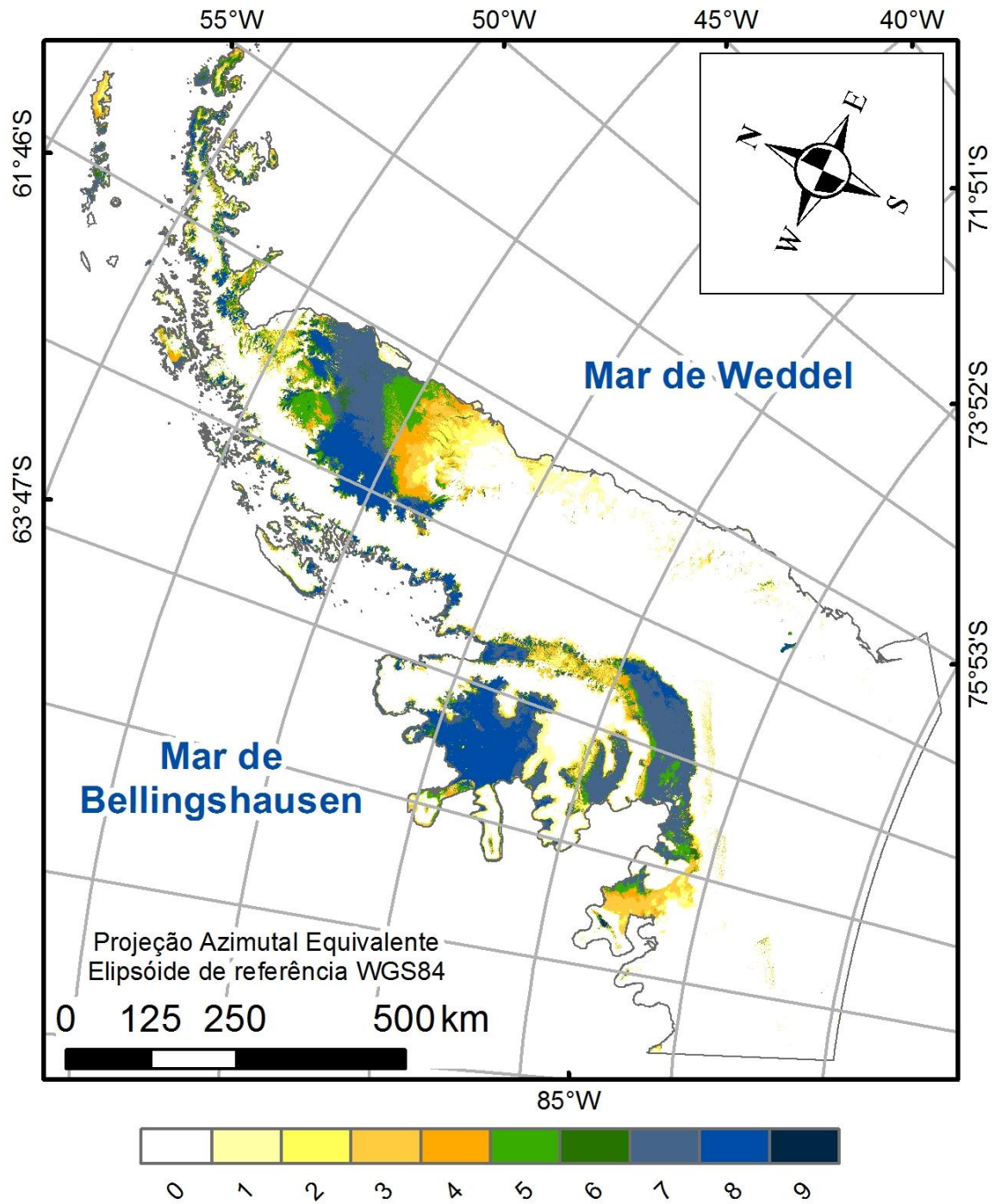


Figura 4-7 – Mapa da análise de frequência de derretimento superficial para a série 2007/2008 composto por 9 mosaicos.

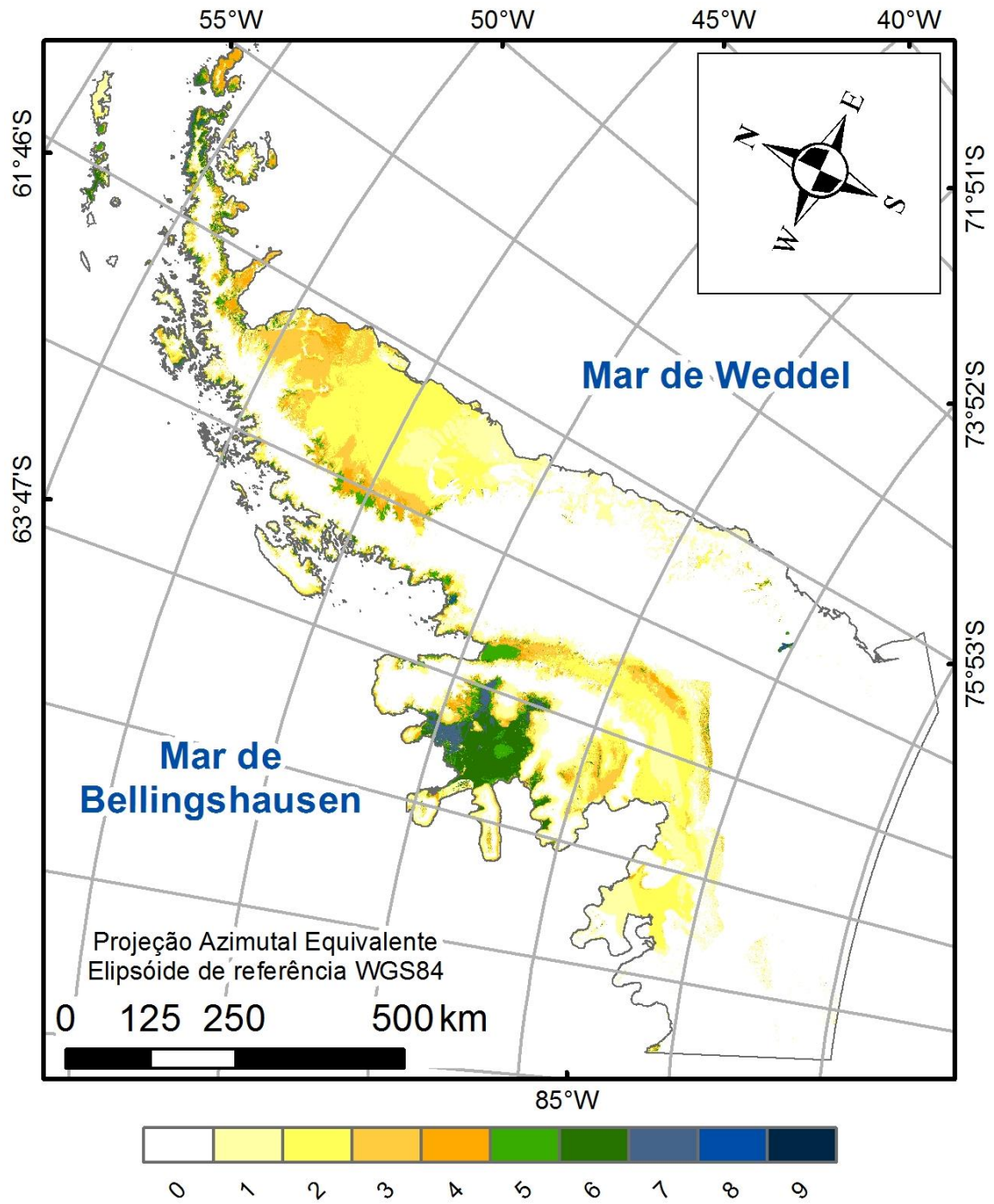


Figura 4-8 – Mapa da análise de frequência de derretimento superficial para a série 2008/2009 composto por 9 mosaicos.

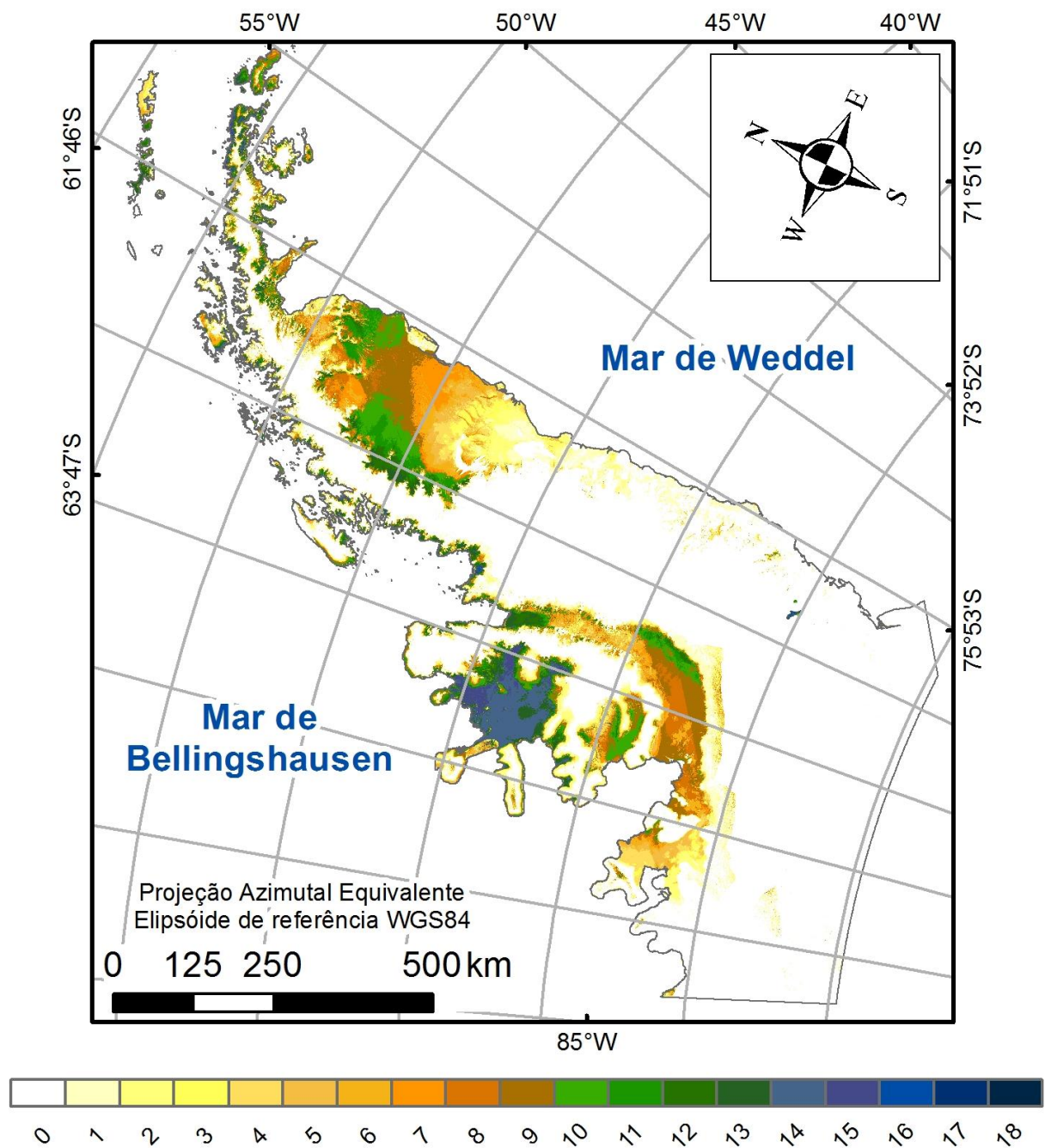


Figura 4-9 – Mapa síntese da análise de frequência de derretimento superficial para as séries de 2007/2008 e 2008/2009 composto por 18 mosaicos.

5 CONCLUSÕES

A contestação sobre as mudanças climáticas globais e a causa-consequência sobre a Península Antártica e o continente Antártico alimenta incansáveis debates e instiga a comunidade científica a dedicar-se ao estudo do impacto das mudanças climáticas. Com o intuito de contribuir, neste estudo foram detectadas as zonas de derretimento superficial das geleiras da Península Antártica durante os verões de 2007/2008 e 2008/2009 por meio da classificação de imagens de RADAR.

O método proposto, desde o pré-processamento das imagens, se mostrou eficaz para o estudo. As rotinas de processamento em lote, o algoritmo contendo as informações de limiares altimétricos, retroespalhamento e imagens sintéticas, ajustados com a nova proposta de uso das funções *Feather* e *Minimum* na etapa de mosaicagem, foram considerados eficientes e geraram bons resultados na classificação das imagens.

A ocorrência de derretimento superficial foi extensamente registrada na classificação e apresentou resultados significantes, ultrapassando, em área, mais de 50% da extensão total estudada nos dois mosaicos classificados do mês de janeiro de 2009. Foi possível constatar a relação do aumento da temperatura com o maior derretimento das geleiras, evidenciado principalmente nos meses de janeiro e fevereiro de 2008, que culminou com a desintegração de uma porção da plataforma Wilkins (LUCCHITA & ROSANOVA, 1998; BRAUN, HUMBERT, & MOLL, 2009; SCAMBOS, HULBE, FAHNESTOCK, & BOHLANDERT, 2000; COOK & VAUGHAN, 2010) durante o período analisado.

Na análise das séries em separado também ficou evidenciado que eventos climáticos, independentemente de sua natureza, afetam o comportamento do pacote de neve e consequentemente influenciam a dinâmica que existe entre a Criosfera, atmosfera e os oceanos. Apesar da relação da temperatura superficial do ar na Península Antártica ser o principal fator influente no derretimento das massas de neve e gelo, o período com os registros de maior intensidade de derretimento foi o mesmo que apresentou também alguns registros com a menor temperatura (2007/2008). Da mesma forma, o evento que desintegrou a ponte de gelo entre a Ilha Charcot e a

plataforma de gelo Wilkins só ocorreu no inverno, quando as temperaturas são ainda mais baixas.

A primeira série (2007/2008), sob efeito intenso de *La Niña* apresentou maior persistência de dias em que ocorreram derretimentos, concentrados principalmente na plataforma de gelo Wilkins e em porções das plataformas Larsen C e George VI. As plataformas Mendelsshon, Brahms, Verdi e Rameau também foram atingidas por intensos derretimentos, apesar de nenhum estudo afirmar qualquer tipo de fragmentação ou desintegração.

Durante o período da série 2 (2008/2009) os eventos de derretimento superficial registrados foram mais amenos do que os registros da série anterior. A plataforma Wilkins sofreu com a maior persistência de dias em que derretimentos ocorreram, e a despeito deste fato, nenhuma ocorrência de desintegração foi registrada. Em contrapartida, a maior extensão de zona superficial de derretimento foi contabilizada nesse período, em janeiro, com 303.378,44 km².

Em suma, a classificação por múltiplos critérios das zonas de derretimento superficial de geleiras da Península Antártica por imagens do sensor ASAR mostrou-se uma excelente ferramenta para detectar e contudo monitorar a magnitude e a localização dessas áreas, contribuindo com dados e informações relevantes para os debates sobre as mudanças climáticas globais. Os resultados deste estudo complementam informações existentes do comportamento da Península Antártica e preenche uma lacuna de análise espaço-temporal desta área, subsidiando estudos futuros para um diagnóstico mais completo considerando um período mais longo de dados disponíveis.

6 REFERÊNCIAS

- AHLERT, S. (2005). Variações morfológicas do campo de gelo da ilha Brabant, Antártica. 102 p. Dissertação de Mestrado - Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- AHLMANN, H. (1935). Contribution to the physics of glaciers. *Geographical Journal*, vol. 86, nº 2, 97-113.
- ANDRADE, A., ARIGONY-NETO, J., MENDES JR., C., & SCHAEFER, C. (2013). Uso de dados do COSMO-SkyMed para o estudo das variações na área das zonas superficiais da península Potter (Antártica Marinha_ nos verões austrais 2011 e 2012. *Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 8629-8636.
- AQUINO, F. (2012). Conexões climáticas entre o Modo Anular do Hemisfério Sul com a Península Antártica e o Sul do Brasil. 121 p. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- ARIGONY-NETO, J. (2006). Monitoring glacier parameters on the Antarctic Peninsula - a centerline approach combining satellite and GIS data. 136 p. Tese de Doutorado - Faculdade de Ciências Ambientais e Florestais, Universidade de Freiburg.
- ARIGONY-NETO, J. (2009). An automatic algorithm for monitoring the melting zone of the Antarctic Peninsula using ASAR WS data. In: _____. *MOCA-09: Our warming planet. Anais... Montreal: IAMAS-IAPSO_IACS Joint Assembly*, vol. 1, J16.3-J16.3.
- ARIGONY-NETO, J., RAU, F., SAURER, H., JANA, R., SIMÕES, J., & VOGT, S. (2007). A time series of SAR data for monitoring changes in boundaries of glacier zones on Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology, Cambridge*, vol. 1, nº 46, 55-60.
- ARIGONY-NETO, J., SAURER, H., JAÑA, R., RAU, F., SIMÕES, J., & GOßMANN, H. (2006). Monitoring snow parameters on the Antarctic Peninsula using satellite data: a new methodological approach. *EARSeL eProceedings*, vol. 1, nº 5, 100-110.
- ARIGONY-NETO, J., VOGT, S., & SIMÕES, J. (2007). Snowmelt dynamics of the Antarctic Peninsula as detected by SAR imagery during the austral summer 2006/2007. In: _____. *Simpósio Brasileiro sobre Pesquisa Antártica. Anais... São Paulo, SP*, vol. 1, nº 15, p. 62.
- BAS. British Antarctic Survey. (2013). Acesso em 28 de 04 de 2014, disponível em <http://www.antarctica.ac.uk/met/gjma/>

- BENSON, C. (1961). Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet. Tese de Doutorado - Instituto de Tecnologia da Califórnia, Pasadena. Acesso em 4 de março de 2013, disponível em <http://thesis.library.caltech.edu/1068/>
- BOIASKI, N. (2007). Extremos intra-sazonais de temperatura na Península Antártica e mecanismos atmosféricos associados. 119 p. Dissertação de mestrado - Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.
- BRAUN, M., & GOßMANN, H. (2002). Glacial changes in the areas of Admiralty Bay and Potter Cove, King George Island, Maritime Antarctica. In: _____. *Geocology of Antarctic Ice-Free Coastal Landscapes. Springer Verlag*, 75-89.
- BRAUN, M., & HUMBERT, A. (2009). Recent Retreat of Wilkins Ice Shelf Reveals New. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 6, pp. 263-267.
- BRAUN, M., HUMBERT, A., & MOLL, A. (2009). Changes of Wilkins Ice Shelf over the past 15 years and inferences on its stability. *The Cryosphere, Göttingen*, nº 3, 41-56.
- BRAUN, M., RAU, F., SAURER, H., & GOßMANN, H. (2000). Development of RADAR glacier zones on the King George Island ice cap, Antarctic, during the austral summer 1996/97 as observed in ERS-2 SAR data. *Annals of Glaciology, Cambridge*, nº 31, 357-363.
- BREMER, U., ARIGONY-NETO, J., & SIMÕES, J. (2004). Teledetecção de mudanças nas bacias de drenagem do gelo da ilha Rei George, Shetlands do Sul, Antártica, entre 1956 e 2000. *Pesquisa Antártica Brasileira, Rio de Janeiro*, nº 4, 37-48.
- CAVALCANTI, I., & AMBRIZZI, T. (2009). Teleconexões e suas influências no Brasil. In: _____. *Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos*, 317-335.
- COOK, A., & VAUGHAN, D. G. (2010). Overview of areal changes of the ice shelves on the Antarctic Peninsula over the past 50 years. *The Cryosphere*, 4, pp. 77-98. Fonte: <http://www.the-cryosphere.net/4/77/2010/>
- COOK, A., FOX, A., VAUGHAN, D., & FERRIGNO, J. (2005). Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century. *Science*(308), 541-544.
- CPTEC. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos. (2014). Últimas ocorrências de La Niña. Acesso em 11 de 06 de 2014, disponível em http://enos.cptec.inpe.br/tab_lanina.shtml
- DATT, P. (2011). Percolation Zone. In: _____. *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Dordrecht, The Netherlands: Springer*, 827 p. (Encyclopedia of Earth Sciences Series).

- DESNOS, Y., BUCK, C., GUIJARO, J., SUCHAIL, J., TORRES, R., & ATTEMA, E. (2000). ASAR - Envisat's Advanced Synthetic Aperture RADAR. Acesso em 28 de Fevereiro de 2014, disponível em <http://www.esa.int/esapub/bulletin/bullet102/Desnos102.pdf>
- DOAKE, C., & VAUGHAN, D. (1991). Rapid disintegration of Wordie Ice Shelf in response to atmospheric warming. *Nature*, 350, 328-330.
- DOBHALL, D. (2001). Glacier. In: _____. *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Dordrecht, The Netherlands: Springer*, 827 p. (Encyclopedia of Earth Sciences Series).
- ESA. (2007). ASAR Product Handbook 2.2. Acesso em 10 de Abril de 2013, disponível em <https://earth.esa.int/handbooks/asar>
- ESA. (2008). Wilkins ice shelf hanging by its last thread. Acesso em 17 de 2 de 2014, disponível em http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/Space_for_our_climate/Wilkins_Ice_Shelf_hanging_by_its_last_thread
- ESA. (2012). NEST user manual, version 4C. Acesso em 24 de Abril de 2013, disponível em http://nest.s3.amazonaws.com/docs/nest_user_manual-4C.pdf
- ESA. (2013). ESA Earth Observation Missions. Acesso em 20 de Janeiro de 2013, disponível em <https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions>
- FAHNESTOCK, M., ABDALATI, W., & SHUMAN, C. (2002). Long melt seasons on ice shelves of Antarctic Peninsula: an analysis using satellite-based microwave emission measurement. *Annals of Glaciology, Cambridge*, nº 34, 127-133.
- GLASSER, N., & SCAMBOS, T. (2008). A structural glaciological analysis of the. *Journal of Glaciology*, 54(184), pp. 3-16.
- HAMMES, D. (2011). Análise e interpretação ambiental da química iônica de um testemunho do manto de gelo da Antártica ocidental. 106 p. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- HENDERSON, F., & LEWIS, A. (1998). *Manual of remote sensing: principles and applications of imaging RADAR*. New York: John Wiley & Sons.
- HUMBERT, A., GROSS, D., MÜLLER, R., BRAUN, M., WAL, R., BROECKE, M., . . . BERG, W. (2010). Deformation and failure of. *Annals of Glaciology*, 51(55), pp. 49-55.
- INCT da Criosfera. (s.d.). A relevância da pesquisa sobre a Criosfera. Acesso em 13 de Fevereiro de 2014, disponível em <http://www.ufrgs.br/inctcriosfera/arquivos/Relev%C3%A2ncia%20Pesquisa%20OCriosfera.pdf>

- INTERGRAPH. (2013). ERDAS Field Guide. Acesso em 8 de 05 de 2014, disponível em http://www.hexagongeospatial.com/Libraries/Misc_Docs/ERDAS_FieldGuide_PDF_Intergraph_brand.sflb.ashx
- IPCC, International Panel to Climate Change. (2001). *IPCC - Climate Change: The Scientific Basis*. Cambridge United Kingdom and New York, NY, USA.
- JENSEN, J. (2009). Sensoriamento Remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres. São José dos Campos: Parêntese.
- KING, J. (1994). Recent climate variability in the vicinity of the Antarctic Peninsula. *International Journal of Climatology*, 14, 357-369.
- KING, J., & TURNER, J. (1997). *Antarctic Meteorology and Climatology*. Cambridge: University Press.
- LEE, J., JURKEVICH, I., DEWAELE, P., WAMBACQ, P., & OOSTERLINK, A. (1994). Speckle filtering of synthetic aperture RADAR images: a review. *Remote Sensing Reviews*, vol. 8, nº 4, 313-340.
- LILLESAND, T., KIEFER, R., & CHIPMAN, J. (2004). *Remote sensing and image interpretation*. New York: John Wiley & Sons.
- LIU, H., JEZEK, K., LI, B., & ZHAO, Z. (2001). RADARSat Antarctic Mapping Project digital elevation model version 2. National Snow and Ice Data Center. Acesso em 21 de maio de 2013, disponível em http://nsidc.org/data/docs/daac/nsidc0082_ramp_dem_v2.gd.html
- LIU, H., WANG, L., & JEZEK, K. (2006). Automated delineation of dry and melt snow zones in Antarctic using active and passive microwave observation from space. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, New York, vol. 44, nº 8, 2152-2163.
- LIU, H., WANG, L., & JEZEK, K. (2006b). Spatiotemporal variations of snowmelt in Antarctic derived from satellite scanning multichannel microwave radiometer and Special Sensor Microwave Imager data (1978-2004). *Journal of Geophysical Research*, Washington, vol. 111, Nº F01003, 1-20.
- LOPES, A., TOUZI, R., & NEZRY, E. (1990). Adaptive speckle filters and scene heterogeneity. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, New York, vol. 28, nº 6, 992-1000.
- LOUET, J. (2001). The Envisat mission and system. ESA (Boletim ESA, 106). Acesso em 15 de Abril de 2013, disponível em http://www.esa.int/esapub/bulletin/bullet106/bul106_1.pdf
- LUCCHITA, B., & ROSANOVA, C. (1998). Retreat of northern margins of George VI and Wilkins Ice Shelves, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*(27), 41-46.

- MENDES JR., C. (2011). Monitoramento da zona superficial de neve úmida da Península Antártica pelo uso de dados dos sensores SSMR e SSM/I. 148 p. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- MENDES JR., C., ARIGONY-NETO, J., SIMÕES, J., COSTI, J., & LEMOS, A. (2013). Classificação das zonas superficiais de neve seca e úmida da Península Antártica por limiares altimétricos, de retroespalhamento e de razão de imagens SAR. *Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Foz do Iguaçu*, 8366-8373.
- MENESES, P., ALMEIDA, T., ROSA, A., SANO, E., SOUZA, E., BAPTISTA, G., & BRITES, R. (2012). *Introdução ao processamento de imagens de Sensoriamento Remoto*. Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq. Acesso em 20 de março de 2014, disponível em <http://www.cnpq.br/documents/10157/56b578c4-0fd5-4b9f-b82a-e9693e4f69d8>
- MEREDITH, M., & KING, J. (2005). Rapid climate change in the ocean west of. *Geophysical Research Letters*, 32, pp. 1-5.
- MORETTIN, P., & TOLOI, C. (2006). *Análise de Séries Temporais*. São Paulo: Edgard Blücher.
- MORRIS, E., & VAUGHAN, D. (2003). Spatial and temporal variation of surface temperature on the Antarctic Peninsula and the limit of variability of ice shelves. In: _____. *Antarctic Peninsula climate variability historical and perspectives*. Washington: American Geophysical Research, 61-68.
- MÜLLER, F. (1962). Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg Island, NWT, Canada. *Journal of Glaciology, Cambridge*, vol. 33, nº 4, 302-311.
- NOVO, E., & COSTA, M. (2005). Fundamentos e aplicações de RADAR no estudo de áreas alagáveis. In: _____. *Oceanografia por Satélite. Oficina de Textos*, São Paulo, 236-258.
- OLIVEIRA, G. S. (2001). *O El Niño e Você: o fenômeno climático*. São José dos Campos: Editora Transtec.
- PARK, B., CHANG, S., YOON, H., & CHUNG, H. (1998). Recent retreat of ice cliffs, King George Island, South Shetland Islands, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, 27, 633-635.
- PATERSON, W. (1994). *The physics of glaciers*. Amsterdam: Elsevier.
- PEAKE, W., & OLIVER, T. (1971). *The response of Terrestrial Surfaces at Microwave Frequencies*. Columbus: Ohio State University - Relatório Técnico 2440-7.
- RACK, W., & ROTT, H. (2004). Pattern of retreat and disintegration of Larsen B Ice Shelf, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*(39), 505-510.

- RAU, F., MAUZ, F., DE ANGELIS, H., JAÑA, R., ARIGONY-NETO, J., SKVARCA, P., . . . GOßMANN, H. (2004). Variations of glacier frontal positions on the northern Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology, Cambridge*, nº 39, 525-530.
- RAU, F., & BRAUN, M. (2002). The regional distribution of the dry snow zone on the Antarctic Peninsula north of 70° south. *Annals of Glaciology, Cambridge*, nº 34, 95-100.
- RAU, F., BRAUN, M., FRIEDRICH, F., WEBER, F., & GOßMANN, H. (2001). RADAR glacier zones and its boundaries as indicators of glacier mass balance and climatic variability. *EARSeL e Proceedings*, vol. 1, nº 1, 317-327.
- REES, W. (2006). *Remote sensing of snow and ice*. Boca Raton: Taylor & Francis.
- REYNOLDS, J. (1981). The distribution of mean annual temperatures in Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, vol. 54, 123-153.
- RIDLEY, J. (1993). Surface melting on Antarctic Peninsula ice shelves detected by passive microwave sensors. *Geophysical Research Letters, Washington*, vol. 23, nº 20, 2639-2642.
- ROSICH, B., & MEADOWS, P. (2004). Absolute calibration of ASAR Level 1 products. *ESA/ESRIN, ENVI-CLVL-EOPG-TN-03-0010, Issue 1, Revision 5*.
- ROTT, H., SKVARCA, P., & NAGLER, T. (1996). Rapid collapse of northern Larsen ice shelf, Antarctica. *Science*(271), 788-792.
- SCAMBOS, T., BOHLANDER, J., SHUMAN, C., & SKVARCA, P. (2004). Glacier acceleration and thinner after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctic. *Geophysical Research Letters, Washington*, vol. 31. doi:10.1029/2004GL020670
- SCAMBOS, T., HULBE, C., & FAHNESTOCK, M. (2003). Climate-induced ice shelf disintegration in the Antarctic Peninsula. In: _____. Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenvironmental Perspectives. *American Geophysical Union*, 79, 77-92.
- SCAMBOS, T., HULBE, C., FAHNESTOCK, M., & BOHLANDERT, J. (2000). The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology, Cambridge*, vol. 154, nº 46, 516-530.
- SCAR. (2012). Scientific Committee on Antarctic Research. Versão 6.0. Acesso em 05 de 05 de 2014, disponível em <http://www.add.scar.org/home/add6>
- SCAR, Scientific Committee on Antarctic Research. Versão 6.0. (2012). Acesso em 05 de 05 de 2014, disponível em <http://www.add.scar.org/home/add6>

- SETZER, A., & ROMÃO, M. (2008). Atenção pesquisador: caiu a temperatura nos últimos 11 anos em Ferraz. (C. d. USP, Ed.) Acesso em 28 de 05 de 2014, disponível em http://antartica.cptec.inpe.br/~rantar/publicacoes/200809_SPA_Setzer_Romao_tempcaiu.pdf
- SHEPHERD, A., WINGHAM, D., PAYNE, T., & SKVARCA, P. (2003). Larsen Ice Shelf Has Progressively Thinned. *Science*(302), 856-859.
- SHEPHERD, A., WINGHAM, D., PAYNE, T., & SKVARCA, P. (2003). Larsen Ice Shelf Has Progressively Thinned. *Science*, 302, pp. 856-859.
- SIMÕES, J. (2004). Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. *Pesquisa Antártica Brasileira, Rio de Janeiro, nº 4*, 119-154.
- SKVARCA, P., & DE ANGELIS, H. (2003). Impact assessment of regional climatic warming on glaciers and ice shelves of the northeastern Antarctic Peninsula. In: _____. Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical. *American Geophysical Union*, 79, 69-78.
- SKVARCA, P., DE ANGELIS, H., & ERMOLIN, E. (2004). Mass balance of 'Glaciar Bahía del Diablo', Vega Island, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*(39), 209-213.
- SKVARCA, P., RACK, H., & ROTT, H. (1999). 34 year satellite time series to monitor characteristics, extent and dynamics of Larsen B Ice Shelf, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*(29), 255-260.
- SMALL, D., & SCHUBERT, A. (2008). Guide to ASAR Geocoding, RSL-ASAR-GC-AD. Acesso em 26 de março de 2014, disponível em http://www.geo.uzh.ch/microsite/rsl-documents/research/publications/other-sci-communications/2008_RSL-ASAR-GC-AD-v101-0335607552/2008_RSL-ASAR-GC-AD-v101.pdf
- TORINESI, O., FILY, M., & GENTHON, C. (2003). Interannual variability and trend of the Antarctic Ice Sheet summer melting period from 20 yrs spaceborne. *Arctic, Antarctic and Alpine Research, Boulder, vol. 1, nº 38*, 147-152.
- TURNER, J., BINDSCHADLER, R., CONVEY, P., DI PRISCO, G., FAHRBACH, E., GUTT, J., . . . SUMMERHAYES, C. (2009). Antarctic climate change and the environment. SCAR. *Scientific Committee on Antarctic Research*, p. 526.
- TURNER, J., COLWELL, S., MARSHAL, G., LACHLAN-COPE, T., CARLETON, A., JONES, P., . . . LAGOVKINA, S. (2005). Antarctic Climate Change During the Last 50 Years. *International Journal of Climatology*, 25, 279-294.
- VAN DEN BROEKE, M. (2005). Strong surface melting preceded collapse of Antarctic Peninsula ice shelf. *Geophysical Research Letters*(32). doi:10.1029/2005GL023247
- VAUGHAN, D., & DOAKE, C. (1996). Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula. *Nature*(379), 328-331.

- VAUGHAN, D., MARSHALL, G., CONNOLLEY, W., PARKINSON, C., MULVANEY, R., HODGSON, D., . . . TURNER, J. (2003). Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula. *Climatic Change*, 60, 243-274.
- VAUGHN, D. G., MARSHALL, G. J., CONNOLLEY, W. M., KING, J. C., & MULVANEY, R. (2001). Climate change: devil in the detail. *Science*, 293, 1777-1779.
- VELHO, L. (2009). Utilização do filtro Lee na redução do speckle em imagens SAR usadas na determinação da velocidade de fluxo de geleiras da Península Antártica. 86 p. Dissertação de Mestrado - Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- VOGT, S., & BRAUN, M. (2004). Influence of glaciers and snow cover on terrestrial and marine ecosystems as revealed by remotely-sensed data. *Pesquisa Antártica Brasileira, Rio de Janeiro*, nº 4, 105-118.
- ZWALLY, H., & FIEGLES, S. (1994). Extend and duration of Antarctica surface melting. *Journal of Glaciology, Cambridge*, vol. 136, nº 40, 463-476.

APÊNDICE A – IMAGENS ASAR UTILIZADAS NO ESTUDO E SEUS RESPECTIVOS MOSAICOS

NOME DO ARQUIVO	DATA	TRAJETO	ÓRBITA	HORÁRIO	MOSAICO
WSM_1PNPDE20071122_120704_000004472063_00338_29951_7910	22/11/2007	338	29951	12:07:04	Novembro 2007
WSM_1PNPDE20071123_113527_000005022063_00352_29965_9317	23/11/2007	352	29965	11:35:27	
WSM_1PNPDE20071128_104157_000003422063_00423_30036_5671	28/11/2007	423	30036	10:41:57	
WSM_1PNPDE20071217_104352_000004032064_00194_30308_9867	17/12/2007	194	30308	10:43:52	Dezembro 2007
WSM_1PNPDE20071218_114841_000005122064_00209_30323_1117	18/12/2007	209	30323	11:48:41	
WSM_1PNPDE20071220_104637_000005872064_00237_30351_4031	20/12/2007	237	30351	10:46:37	
WSM_1PNPDE20071221_115536_000003242064_00252_30366_5400	21/12/2007	252	30366	11:55:36	
WSM_1PNPDE20080101_111230_000002022064_00409_30523_9713	01/01/2008	409	30523	11:12:30	Janeiro 2008-A
WSM_1PNPDE20080102_104357_000001822064_00423_30537_1115	02/01/2008	423	30537	10:43:57	
WSM_1PNPDE20080102_122028_000002022064_00424_30538_1176	02/01/2008	424	30538	12:20:28	
WSM_1PNPDE20080103_114837_000003362064_00438_30552_2592	03/01/2008	438	30552	11:48:37	
WSM_1PNPDE20080111_105659_000003302065_00051_30666_3086	11/01/2008	51	30666	10:56:59	Janeiro 2008-B
WSM_1PNPDE20080112_102631_000004712065_00065_30680_4447	12/01/2008	65	30680	10:26:31	
WSM_1PNPDE20080112_120542_000003002065_00066_30681_4445	12/01/2008	66	30681	12:05:42	
WSM_1PNPDE20080113_113306_000004652065_00080_30695_5731	13/01/2008	80	30695	11:33:06	
WSM_1PNPDE20080121_104554_000002392065_00194_30809_6043	21/01/2008	194	30809	10:45:54	Janeiro 2008-C
WSM_1PNPDE20080121_122321_000002012065_00195_30810_6098	21/01/2008	195	30810	12:23:21	
WSM_1PNPDE20080122_115245_000002632065_00209_30824_7536	22/01/2008	209	30824	11:52:45	

NOME DO ARQUIVO	DATA	TRAJETO	ÓRBITA	HORÁRIO	MOSAICO
WSM_1PNPDE20080201_113822_000003062065_00352_30967_3203	01/02/2008	352	30967	11:38:22	Fevereiro 2008-A
WSM_1PNPDE20080206_104053_000004702065_00423_31038_1983	06/02/2008	423	31038	10:40:53	
WSM_1PNPDE20080206_122027_000002392065_00424_31039_1976	06/02/2008	424	31039	12:20:27	
WSM_1PNPDE20080207_114951_000002632065_00438_31053_3224	07/02/2008	438	31053	11:49:51	
WSM_1PNPDE20080214_112834_000003912066_00037_31153_1956	14/02/2008	37	31153	11:28:34	Fevereiro 2008-B
WSM_1PNPDE20080216_102630_000004702066_00065_31181_7116	16/02/2008	65	31181	10:26:30	
WSM_1PNPDE20080216_120706_000002452066_00066_31182_5840	16/02/2008	66	31182	12:07:06	
WSM_1PNPDE20080220_114114_000003242066_00123_31239_9601	20/02/2008	123	31239	11:41:14	Fevereiro 2008-C
WSM_1PNPDE20080225_104346_000004092066_00194_31310_5898	25/02/2008	194	31310	10:43:46	
WSM_1PNPDE20080225_122321_000002012066_00195_31311_5973	25/02/2008	195	31311	12:23:21	
WSM_1PNPDE20080229_115735_000002452066_00252_31368_1504	29/02/2008	252	31368	11:57:35	
WSM_1PNPDE20080301_112653_000003062066_00266_31382_2625	01/03/2008	266	31382	11:26:53	Março 2008
WSM_1PNPDE20080303_120100_000002692066_00295_31411_5296	03/03/2008	295	31411	12:01:00	
WSM_1PNPDE20080305_110101_000004092066_00323_31439_8116	05/03/2008	323	31439	11:01:01	
WSM_1PNPDE20080306_120956_000002072066_00338_31454_9497	06/03/2008	338	31454	12:09:56	
WSM_1PNPDE20080910_102328_000003052072_00022_34144_7589	10/09/2008	22	34144	10:23:28	Imagem Referência
WSM_1PNPDE20080910_115818_000004532072_00023_34145_7601	10/09/2008	23	34145	11:58:18	
WSM_1PNPDE20080911_113027_000002752072_00037_34159_8776	11/09/2008	37	34159	11:30:27	

NOME DO ARQUIVO	DATA	TRAJETO	ÓRBITA	HORÁRIO	MOSAICO
WSM_1PNPDE20081122_102658_000004582074_00065_35189_5865	22/11/2008	65	35189	10:26:58	Novembro 2008-A
WSM_1PNPDE20081122_120544_000003362074_00066_35190_5863	22/11/2008	66	35190	12:05:44	
WSM_1PNPDE20081123_113520_000003302074_00080_35204_7631	23/11/2008	80	35204	11:35:20	
WSM_1PNPDE20081128_104015_000002322074_00151_35275_4594	28/11/2008	151	35275	10:40:15	Novembro 2008-B
WSM_1PNPDE20081128_121719_000002812074_00152_35276_4592	28/11/2008	152	35276	12:17:19	
WSM_1PNPDE20081129_114651_000003302074_00166_35290_5954	29/11/2008	166	35290	11:46:51	
WSM_1PNPDE20081206_112644_000002082074_00266_35390_3623	06/12/2008	266	35390	11:26:44	Dezembro 2008-A
WSM_1PNPDE20081208_120311_000002682074_00295_35419_6578	08/12/2008	295	35419	12:03:11	
WSM_1PNPDE20081209_113417_000001902074_00309_35433_8010	09/12/2008	309	35433	11:34:17	
WSM_1PNPDE20081210_110252_000002992074_00323_35447_9324	10/12/2008	323	35447	11:02:52	
WSM_1PNPDE20081222_112352_000003122074_00495_35619_6582	22/12/2008	495	35619	11:23:52	Dezembro 2008-B
WSM_1PNPDE20081224_102130_000004282075_00022_35647_9227	24/12/2008	22	35647	10:21:30	
WSM_1PNPDE20081224_120002_000003362075_00023_35648_9233	24/12/2008	23	35648	12:00:02	
WSM_1PNPDE20090103_051055_000004152075_00162_35787_2014	03/01/2009	162	35787	05:10:55	Janeiro 2009-A
WSM_1PNPDE20090104_111714_000001832075_00180_35805_3268	04/01/2009	180	35805	11:17:14	
WSM_1PNPDE20090106_115140_000001532075_00209_35834_5830	06/01/2009	209	35834	11:51:40	
WSM_1PNPDE20090108_041158_000004892075_00233_35858_8500	08/01/2009	233	35858	04:11:58	
WSM_1PNPDE20090108_105222_000002372075_00237_35862_8555	08/01/2009	237	35862	10:52:22	

NOME DO ARQUIVO	DATA	TRAJETO	ÓRBITA	HORÁRIO	MOSAICO
WSM_1PNPDE20090121_121930_000002872075_00424_36049_6450	21/01/2009	424	36049	12:19:30	Janeiro 2009-B
WSM_1PNPDE20090122_101306_000002382075_00437_36062_8028	22/01/2009	437	36062	10:13:06	
WSM_1PNPDE20090122_114849_000003302075_00438_36063_8088	22/01/2009	438	36063	11:48:49	
WSM_1PNPDE20090126_112350_000002682075_00495_36120_3111	26/01/2009	495	36120	11:23:50	
WSM_1PNPDE20090207_101028_000002262076_00165_36291_8690	07/02/2009	165	36291	10:10:28	Fevereiro 2009-A
WSM_1PNPDE20090207_114651_000002932076_00166_36292_8746	07/02/2009	166	36292	11:46:51	
WSM_1PNPDE20090208_111714_000002512076_00180_36306_9264	08/02/2009	180	36306	11:17:14	
WSM_1PNPDE20090213_115634_000003732076_00252_36378_5873	13/02/2009	252	36378	11:56:34	
WSM_1PNPDE20090220_113828_000003122076_00352_36478_4840	20/02/2009	352	36478	11:38:28	Fevereiro 2009-B
WSM_1PNPDE20090225_104246_000002992076_00423_36549_0844	25/02/2009	423	36549	10:42:46	
WSM_1PNPDE20090226_114945_000002992076_00438_36564_2185	26/02/2009	438	36564	11:49:45	
WSM_1PNPDE20090306_105852_000002802077_00051_36678_2273	06/03/2009	51	36678	10:58:52	Março 2009
WSM_1PNPDE20090307_120659_000002382077_00066_36693_3756	07/03/2009	66	36693	12:06:59	
WSM_1PNPDE20090308_113522_000003302077_00080_36707_5072	08/03/2009	80	36707	11:35:22	

Todas as passagens são descendentes, com polarização HH e obtidas no modo *stripline*