

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

LUÍS FELIPE FERREIRA DE MENDONÇA

**ESTIMATIVA DAS VARIAÇÕES SAZONAIS NO FLUXO
DA GELEIRA GREY, PATAGÔNIA, POR IMAGENS SAR**

PORTO ALEGRE

2013

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

LUÍS FELIPE FERREIRA DE MENDONÇA

**ESTIMATIVA DAS VARIAÇÕES SAZONAIS NO FLUXO DA GELEIRA GREY,
PATAGÔNIA, POR IMAGENS SAR**

**Dissertação de mestrado apresentada como
requisito para obtenção do título de Mestre
em Sensoriamento Remoto pela
Universidade Federal do Rio Grande do Sul**

Orientador:

Prof. Dr. Jorge Arigony Neto

Banca examinadora:

Prof. Dr. Claudio Wilson Mendes Junior

Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

Prof. Dr. Ulisses Franz Bremer

**PORTO ALEGRE
MAIO - 2013**

“Sou herança de maragato, sou ginete dos mares do sul... meu pago é o oceano, este infinito pampa azul... eu tenho água salgada nas veias, destes mares do Rio Grande do Sul”.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, a minha família. Meus pais Mendonça e Ana, pelo eterno apoio e carinho dedicados a mim, durante todos esses anos. A minha irmã, meu cunhado e a uma pequeninha, que trago no peito, como outra irmã pelo apoio dedicado mesmo estando distantes. Vocês são à base de tudo. Agradecer a minha namorada Ariane, por tudo que representas para mim hoje: “este é apenas mais um degrau em minha vida e tu me ajudaste a construí-lo”.

Agradecer ao mestre e meu mentor, ao longo desta jornada, o meu orientador, Prof. Dr. Jorge Arigony Neto pela paciência, dedicação e acima de tudo confiança no meu trabalho, mesmo que, à distância. Obrigado pelas sugestões e comentários, tu és um exemplo profissional e pessoal, que pretendo seguir ao longo da vida.

A três pessoas em especial que contribuíram, muito tecnicamente, para que o resultado desta dissertação fosse alcançado. Virginia devo muito dessa dissertação, a ti, que me ajudou desde o começo e, sempre foi a chave, para que eu buscasse um norte na hora do “o que eu faço agora???”. Sem palavras para agradecer. Ao meu colega e amigo André Medeiros, que sempre esteve presente nas horas difíceis e, sempre pronto para ajudar, teu apoio foi fundamental, Mineiro. E, não menos importante, o grande mestre e amigo, adorador dos anos 80, Claudião, fostes o “handbook” dessa dissertação. Sempre que eu tinha alguma dúvida era pra ti caia a bucha. Valeu a Força.

Aos professores, colegas e funcionários do Programa de Pós Graduação em Sensoriamento Remoto da UFRGS, pela imensa amizade e convivência durante as aulas, e períodos livres. Aos colegas e amigos do Laboratório de Monitoramento da Criosfera (LaCrio) pela ajuda e pelos momentos de descontração.

À CAPES, pela bolsa de estudos concedida.

Aos IGNORANTES, amigos incontestáveis, eu jamais conseguiria qualquer coisa na vida sem eles, devo muito do que sou a vocês. Por cada junção, cada risada, cada momento que, com vocês, faz a vida valer a pena. Se IGNORÂNCIA é ter amigos assim, que sejamos eternamente IGNORANTES.

RESUMO

Este trabalho estima a velocidade de fluxo da geleira Grey, localizada no Campo de Gelo Patagônico Sul, nos meses de outubro de 2011 e janeiro a abril de 2012. Os valores de velocidade foram obtidos por um algoritmo, baseado no cálculo de correlação cruzada, entre pares de imagens SAR COSMO-SkyMed e, posteriormente interpolados, para a geração de uma superfície contínua, que ilustre os valores de direção e intensidade de fluxo para toda a geleira. Os resultados foram comparados com dados meteorológicos, disponibilizados pelo Serviço Meteorológico Argentino, para interpretar o padrão sazonal na velocidade de deslocamento. Os meses de Outubro e abril registraram valores médios de velocidade de fluxo de $1,2 \pm 0,6 \text{ md}^{-1}$ e $1,1 \pm 0,7 \text{ md}^{-1}$, respectivamente. Durante o período de verão, os meses de janeiro, fevereiro e março apresentaram valores de velocidade de fluxo de $1,5 \pm 0,6 \text{ md}^{-1}$; $1,3 \pm 0,7 \text{ md}^{-1}$ e $1,4 \pm 0,5 \text{ md}^{-1}$ variando, diretamente, com a temperatura média mensal. Os valores mensais de fluxo da geleira Grey apresentaram uma correlação linear de 0,96 com a temperatura do ar, medida por uma estação meteorológica automática, localizada a cerca de 80 km da geleira. Os resultados indicam que os valores mensais do fluxo da geleira Grey possuem uma relação positiva com a variação sazonal da temperatura.

Palavras-chave: Glaciologia, Patagônia, Correlação cruzada, Imagens SAR.

ABSTRACT

This study aims to estimate the flow velocities of Grey Glacier, located in Southern Patagonian Ice Field, between October 2011 and May 2012. The velocity vectors of Grey Glacier were obtained by means of an algorithm based on cross-correlation between pairs of COSMO-SkyMed images and subsequently interpolated, for generate a continuous surface that illustrates the values of intensity and direction of glacier flow. The results were compared with meteorological data, provided by the Meteorological Service of Argentina, to interpret the seasonal pattern in velocity. October-April registered values of flow velocity of $1,2 \pm 0,6 \text{ md}^{-1}$ and $1,1 \pm 0,7 \text{ md}^{-1}$; respectively. During the summer, the months of January, February and March had values of flow velocity of $1,5 \pm 0,6 \text{ md}^{-1}$; $1,3 \pm 0,7 \text{ md}^{-1}$ and $1,4 \pm 0,5 \text{ md}^{-1}$ varying directly with the monthly average temperature. The monthly values flow of Glacier Grey presented a linear correlation of 0.96 with the air temperature measured by an automatic weather station, located about 80 km from the glacier. The results indicate that the monthly values of the Grey glacier flow are positively related to seasonal variation in temperature.

Keywords: Glaciology, Patagonia, Cross-correlation, SAR images.

SUMÁRIO

<i>LISTA DE FIGURAS.....</i>	<i>8</i>
<i>LISTA DE TABELAS.....</i>	<i>10</i>
<i>CAPITULO 1 – INTRODUÇÃO.....</i>	<i>11</i>
1.1. OBJETIVOS.....	12
1.2. ÁREA DE ESTUDO.....	13
<i>CAPITULO 2 – REVISÕES BIBLIOGRÁFICAS.....</i>	<i>16</i>
2.1. DINÂMICA DAS GELEIRAS.....	16
2.1.1. FLUXO GLACIAL.....	17
2.1.2. DESLIZAMENTO BASAL.....	20
2.1.3. DEFORMAÇÃO INTERNA.....	21
2.1.4. FENDAS.....	22
2.1.5. HIDROLOGIA SUBGLACIAL.....	22
2.2. IMAGEAMENTO POR RADAR.....	23
2.2.1. IMAGENS COSMO-SKYMED.....	27
2.3. METEOROLOGIA LOCAL.....	28
<i>CAPITULO 3 – MATERIAIS E MÉTODOS.....</i>	<i>28</i>
3.1. PRÉ-PROCESSAMENTO.....	29
3.2. SELEÇÃO DAS ÁREAS ESPECIAIS DE ANÁLISE.....	30
3.3. APLICAÇÃO DA MÁSCARA NAS ÁREAS DE GELEIRA.....	32
3.4. PARÂMETROS DINÂMICOS DA GELEIRA.....	33
3.5. EXTRAÇÃO DOS VETORES DE DESLOCAMENTO.....	35
3.6. REPRESENTAÇÃO DOS DADOS GERADOS.....	38
3.7. DADOS METEOROLÓGICOS.....	41
<i>CAPITULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES.....</i>	<i>42</i>
<i>CAPITULO 5 – CONCLUSÕES.....</i>	<i>62</i>
<i>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</i>	<i>64</i>

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização dos Campos de Gelo Patagônicos Sul e Norte e da geleira Grey.....	14
Figura 2 – Zonas de acumulação e ablação da geleira subdividas em zonas superficiais de neve seca, úmida e de percolação.....	18
Figura 3 – Vista superior (a) e lateral (b) das componentes de fluxo de uma geleira de montanha, representando as componentes de deslizamento basal e deformação interna.....	20
Figura 4 – (a) Atributos da onda eletromagnética: comprimento (λ), amplitude (A) e campo elétrico vertical (E_v) e campo elétrico horizontal (E_h); (b) Polarização da onda.....	24
Figura 5 – Espectro Eletromagnético e bandas da região das micro-ondas.....	25
Figura 6 - Geometria de aquisição de dados por radares de abertura sintética (SAR).....	26
Figura 7 – Subáreas escolhidas para a calibração do modelo gerador das velocidades.....	31
Figura 8 - Aplicação da máscara sobre a imagem SAR COSMO-SkyMed.....	32
Figura 9 - Elementos do cálculo da correlação cruzada entre duas imagens. Janela com a feição de referência (P) e a sua respectiva posição na imagem de busca (P').....	33
Figura 10 – Vetores de deslocamento relativo gerados pela rotina “corelCorresp” para toda a geleira Grey.....	38
Figura 11 – Interpolação dos dados referentes ao recorte 2 de Fevereiro de 2012. (A) Vetores brutos gerados a partir da rotina “correlCorresp” pelo software MATLAB. (B) Arquivo raster resultante da interpolação dos dados vetoriais com o método de interpolação “ <i>Diffusion Interpolation With Barriers</i> ”.....	40
Figura 12 – Localização da estação meteorológica automática situada na cidade de Rio Turbio – Argentina, acerca de 80 km da geleira Grey.....	41
Figura 13 – Gráfico com os valores mensais médios de temperatura, umidade relativa do ar e precipitação acumulada medidos na estação meteorológica automática de Rio Turbio.....	42

Figura 14 – Gráfico de comparação entre os valores médios mensais de temperatura e velocidade estimados para a geleira Grey.....	43
Figura 15 - Mapa da velocidade superficial de fluxo calculado para a geleira Grey referente ao mês de Outubro de 2011.....	45
Figura 16 – Ilustração dos valores de velocidade superficial de fluxo estimados para o mês de outubro de 2011 para os 5 recortes de referência no corpo da geleira Grey.....	46
Figura 17 - Mapa da velocidade superficial de fluxo calculado para a geleira Grey referente ao mês de Janeiro de 2012.....	48
Figura 18 – Ilustração dos valores de velocidade superficial de fluxo estimados para o mês de janeiro de 2012 para os 5 recortes de referência no corpo da geleira Grey.....	49
Figura 19 - Mapa da velocidade superficial de fluxo calculado para a geleira Grey referente ao mês de Fevereiro de 2012.....	51
Figura 20 – Ilustração dos valores de velocidade superficial de fluxo estimados para o mês de fevereiro de 2012 para os 5 recortes de referência no corpo da geleira Grey.....	52
Figura 21 – Direção dos vetores de deslocamento gerados para mês de março de 2012.....	53
Figura 22 - Mapa da velocidade superficial de fluxo calculado para a geleira Grey referente ao mês de Março de 2012.....	55
Figura 23 – Ilustração dos valores de velocidade superficial de fluxo estimados para o mês de março de 2012 para os 5 recortes de referência no corpo da geleira Grey.....	56
Figura 24 - Mapa da velocidade superficial de fluxo calculado para a geleira Grey referente ao mês de abril de 2012.....	58
Figura 25 – Ilustração dos valores de velocidade superficial de fluxo estimados para o mês de abril de 2012 para os 5 recortes de referência no corpo da geleira Grey.....	59
Figura 26 – Gráfico de comparação entres valores mensais médios de velocidade de fluxo estimados para as 5 subáreas e as médias mensais de temperatura.....	61

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Variação (m a^{-1}) na posição frontal da geleira Grey (braços oriental e ocidental) no período de 1937 a 2003.....	15
Tabela 2 - Características dos métodos de aquisição de imagens SAR dos satélites COSMO-SkyMed.....	27
Tabela 3 - Características do sensor COSMO-SkyMed no modo de imageamento Stripmap HIMAGE.....	29
Tabela 4 - Relação das imagens utilizadas no presente estudo com as respectivas órbitas de aquisição.....	29
Tabela 5 - Parâmetros de comando da ferramenta “correlCorresp”.....	36
Tabela 6 - Comparação dos valores de comando utilizados neste trabalho, por Santos (2012) e os padrões do algoritmo.....	36
Tabela 7 – Média e desvio padrão dos valores de velocidade de fluxo estimados para as 5 subáreas da geleira Grey.....	60

Capítulo 1 - INTRODUÇÃO

Nas últimas duas décadas observou-se um aumento no número de estudos sobre as alterações climáticas e suas reais consequências para os habitantes do planeta Terra. Podendo-se destacar dentre elas, a rápida diminuição no volume das geleiras continentais que, desde a década de setenta, vem sofrendo registros de reduções, em seus volumes, de forma acelerada (HAEBERLI *et al.*, 1999). O que torna o monitoramento destas, uma escala global cada vez mais importante.

Mudanças na forma de uma geleira ocorrem como resposta às alterações climáticas mais expressivas, como verões longos e intensos ou, invernos muito curtos (EMBLETON & KING, 1975). As previsões futuras para temperatura média do Planeta trazem inúmeras dúvidas e perspectivas, sobre quais problemas a humanidade enfrentará. De acordo com o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC, 2007), o planeta deverá sofrer um aumento de 1,8 a 4°C nos próximos 100 anos, caso as emissões de gases estufa se mantenham nos níveis atuais. Neste contexto, as massas de gelo do planeta sofrerão alterações em sua dinâmica, ocasionando uma possível diminuição de seus volumes e influenciando no balanço energético global (IPCC, 2007). Na América do Sul, um dos problemas gerados pelo aquecimento atmosférico é a retração das geleiras continentais, que fazem parte do patrimônio cultural dos povos andinos. Em outubro de 2007, a comunidade andina realizou o *Clima Latino – Encuentro Internacional sobre el Cambio Climático en América Latina*, com intuito de discutir a necessidade de políticas públicas diante dos desafios impostos pelas alterações climáticas. Um destes desafios é construir o conhecimento sobre as dinâmicas envolvidas nos ambientes de geleiras de altitude existente nos Andes.

O monitoramento das atividades de geleiras temperadas tornou-se, cada vez mais necessário, decorrente de razões econômicas, segurança ou como indicador de efeitos do clima global. Porém, devido à dificuldade de acesso a estes corpos glaciais de altitude, e aos altos custos logísticos, apenas 1% das geleiras temperadas, existentes no mundo, foram monitoradas através de estudos *in loco*.

Neste sentido, o incremento de tecnologias de imageamento por sensores a bordo de satélites, contribui para a aquisição de dados ambientais contínuos e em diferentes escalas. O sensoriamento remoto é atualmente a principal ferramenta, no estudo de dinâmica das

geleiras. Especialmente, por esses sensores captarem dados de áreas glaciais com acesso restrito, e permitirem ainda, a reconstrução espaço temporal dos limites entre as fácies superficiais de neve e gelo.

O grande problema, encontrado na utilização de imagens adquiridas por sensores ópticos, são as regiões frequentemente cobertas por nuvens, que podem interferir ou até inutilizar as imagens obtidas. Uma boa alternativa para este problema é a utilização de sensores de radar, que possibilitam a obtenção de imagem em condições meteorológicas adversas, além de realizar estimativas de profundidade do pacote de neve, presença de água líquida e propriedades da neve (ROTT *et al.*, 1983; FOSTER *et al.* 2005).

A pequena quantidade de informações referente aos Campos de Gelo Patagônico fez com que, até o final da década de noventa, pouco se soubesse a respeito desta região. No entanto, nos últimos anos houve um crescente interesse da comunidade científica, em desenvolver estudos nesta área, ampliando, significativamente, o conhecimento sobre estas geleiras (RIVERA, 2004). Das diversas metodologias aplicadas para compreender a dinâmica de uma geleira, a análise de fluxo superficial parece ser a mais utilizada; uma vez que, a determinação deste parâmetro, pode ser feita através de dados de sensores remotos, e a identificação de feições superficiais pode ser aplicada a uma série temporal de imagens.

Dada à importância de se conhecer os mecanismos que regem a dinâmica glacial das principais geleiras temperadas do planeta, é de extrema importância, o desenvolvimento de trabalhos que completem a lacuna do conhecimento acerca destes ambientes.

1.1. OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo principal determinar as variações sazonais no fluxo de deslocamento da geleira Grey, localizada no Campo de Gelo Patagônico Sul, durante o período de outubro de 2011 e janeiro a abril de 2012, a partir do método de correlação cruzada em imagens de radar do sensor COSMO-SkyMed.

Para que o objetivo principal seja alcançado, serão desenvolvidos os seguintes objetivos específicos:

- Aplicar um algoritmo de correlação cruzada, pré-existente, para análise das imagens de radar, a fim de extrair os valores vetoriais de velocidade e direção do deslocamento superficial da geleira Grey, durante o período analisado;
- Interpretar o campo de velocidade superficial da geleira Grey a partir da rotina automática; e
- Identificar a correlação entre as variações da velocidade de fluxo e os dados meteorológicos.

1.2. ÁREA DE ESTUDO

Inicialmente, cabe descrever brevemente, a área e o objeto de estudo desta dissertação. O Campo de Gelo Patagônico é formado por duas grandes regiões: Campo de Gelo Patagônico Norte e o Campo de Gelo Patagônico Sul, com áreas estimadas em 4.200 km² e 13.000 km², respectivamente. Localiza-se no extremo sul da América do Sul, próximo a divisa territorial do Chile e Argentina, e é composto por 118 geleiras temperadas (ANIYA *et al.*, 1996; RIVERA *et al.*, 2007) constituindo-se na maior massa de gelo continental da América do Sul, excetuando-se, o continente Antártico.

Situada ao sul no lado oriental do Campo de Gelo Sul, nas coordenadas de 73° 16' O e 50° 55' S (Figura 1), encontra-se a geleira Grey, com uma área total estimada 275,6 km² e comprimento total de 29 km (RIVERA, 2004). A geleira desagua em três lobos distintos do grande lago glacial que recebe o mesmo nome da geleira, Grey, com profundidade máxima de 500 m. Situada dentro do parque nacional chileno Torres Del Paine, a geleira Grey insere-se em uma região caracterizada por um clima “de gelo por efeito da altitude”, afetada por fortes ventos, que interferem de forma negativa no povoamento desta região (METEOCHILE, 2012).

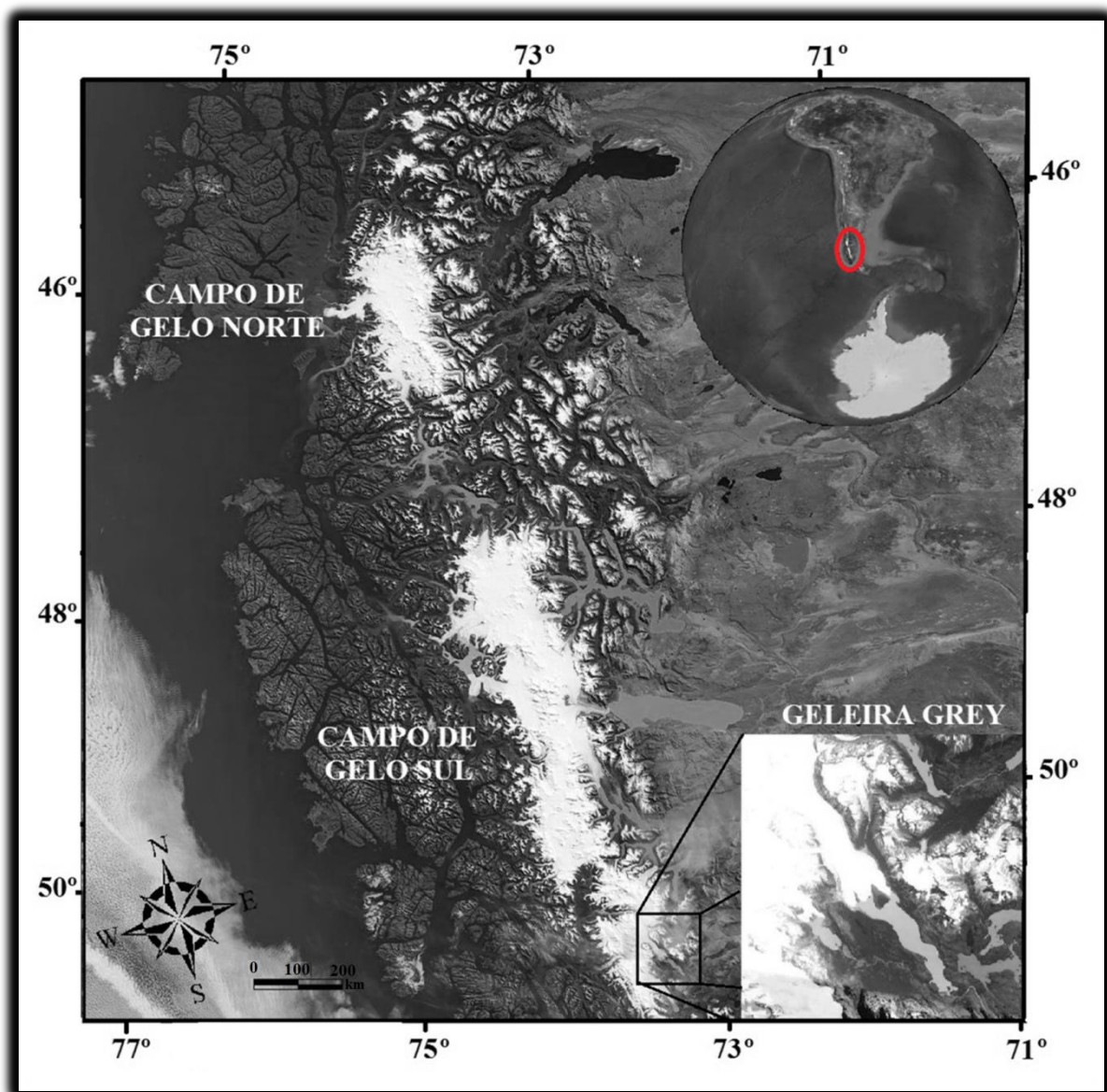


Figura 1 – Localização dos Campos de Gelo Patagônicos Sul e Norte, com destaque da geleira Grey. Fonte: Imagem adquirida pelo Medium Resolution Imaging Spectrometer do Envisat (MERIS), em 15 de março de 2007.

No ano de 2004, estudos de Rivera & Casassa, resultaram um modelo digital de elevação (MDE) por interpolação de curvas de nível, digitalizadas a partir de uma base cartográfica, disponibilizada pelo Instituto Geográfico Militar Chileno. Com intuito de calcular os valores de comprimento, área total, área de gelo, orientação e posições frontais máximas e mínimas da geleira Grey. Encontraram-se valores aproximados de 275 km² para área total com elevações máximas e mínimas de 2.344 m e 100 m, respectivamente, conforme descrito na Tabela 1.

Tabela 1 – Variação (m a^{-1}) na posição frontal da geleira Grey (braços oriental e ocidental) no período de 1937 a 2003. Fonte: RIVERA & CASASSA, (2004).

Período	Braço oriental da língua de gelo	Braço ocidental da língua de gelo
1937-1945	-14	-12
1945-1975	-31	-3
1975-1986	-23	-16
1986-1995	-50	-56
1995-1997	-768	-125
1997-2000	-60	-75
2000-2003	Estável	-67
Total	-946	-354

Prosseguindo, aborda-se a dinâmica das geleiras em geral, descrevendo processos desde o fluxo glacial até a hidrologia subglacial, descrevendo-se o deslizamento basal, fendas e deformação.

Capítulo 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. DINÂMICA DAS GELEIRAS

Por geleira, entende-se uma massa de neve e gelo, que se move continuamente, por fluência (*i.e.*, deformação interna) ou por deslizamento basal, do ponto mais alto para o mais baixo (SIMÕES, 2004). Essas massas de gelo não são homogêneas, podendo ser divididas em zonas ou fácies, de acordo com as suas características superficiais e internas (PATERSON, 1994). São formadas por sucessivas camadas de neve compactada e recristalizada, de vários períodos, em regiões onde a acumulação de neve é superior à ablação.

A transformação da neve em gelo começa a partir da precipitação e acúmulo da neve, que ao ser compactado promove a expulsão das bolhas de ar e o aumento das ligações entre os cristais de gelo (BENNETT & GLASSER, 1996), formando as estruturas policristalinas. Este estágio, classificado como *firn*, é mantido até que, seja transformado em gelo. Conforme Paterson (1994), à uma densidade de aproximadamente 830 kgm^{-3} a neve se transforma em gelo, e o tempo necessário, para que esta transformação ocorra, varia diretamente com a temperatura ambiente.

O surgimento do fluxo de escoamento, ocorre a partir de uma variação longitudinal na velocidade da geleira, que sob influência da gravidade, gera os fluxos de extensão e compressão (HAMBREY, 1994). A diferença entre esses fluxos gera uma tensão normal, positiva ou negativa, causada pelo desequilíbrio entre a acumulação e a ablação. A velocidade na superfície da geleira é maior, que nas porções laterais e basais, devido à fricção com as paredes rochosas do vale e o substrato. Grandes mantos de gelo continentais, como o manto de gelo Antártico, por exemplo, tendem a apresentar canais internos com fluxo diferenciado, (*ice streams*) que se move mais rapidamente que o gelo adjacente (BENTLEY, 1987).

2.1.1. FLUXO GLACIAL

O fluxo de uma geleira é regido por mecanismos de viscosidade plástica, determinados pela temperatura do gelo e, pelos processos de compressão e estiramento interno, gerados pela massa de gelo, sujeita à ação da força gravitacional, ao longo do substrato rochoso.

A geleira sofre deformações internas causadas pela resposta dos cristais à gravidade (BENNETT & GLASSER, 1996). O gelo glacial, policristalino, possui um fluxo particular, não seguindo o comportamento de materiais Newtonianos (*i.e.*, aqueles que possuem uma única viscosidade a uma determinada temperatura, independente da força de cisalhamento), nem de materiais idealmente plásticos (HAMBREY, 1994). A massa de gelo se expande, basicamente, pela acumulação constante de gelo e neve, movendo-se em direção descendente, num certo número de direções, a partir de uma área central de altura elevada, podendo ou não, estar restrita a um canal ou vale.

A ablação ocorre, intensamente, na porção terminal da geleira, onde a temperatura do ar é mais elevada, diminuindo à medida que aumentamos a altitude. A acumulação pode ser uniforme sobre a superfície de uma geleira, mas tende a aumentar com a elevação. A geleira é dividida em duas zonas distintas: zona de acumulação, onde a acumulação excede ablação; e a zona de ablação, onde a perda por processos de ablação excede a acumulação. A Figura 2 exibe as zonas superficiais de uma geleira dentro das áreas de acumulação e ablação. Estas zonas são divididas em zona de neve seca, zona de percolação e zona de neve úmida.

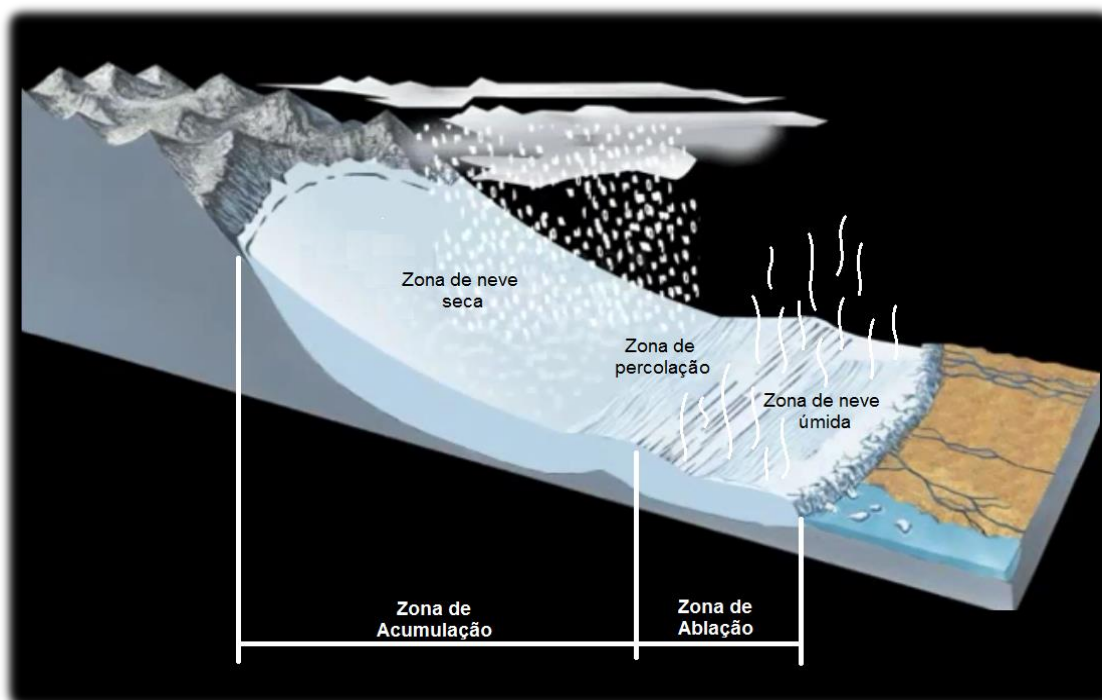


Figura 2 – Zonas de acumulação e ablação da geleira subdivididas em zonas superficiais de neve seca, úmida e de percolação.

A velocidade superficial de uma geleira provém do movimento decorrente do deslizamento basal, deformação interna do gelo e do substrato somada à espessura da camada de gelo, gradiente topográfico e o regime térmico ambiente. Grande parte das geleiras, de montanha, está sujeita a alterações sazonais de velocidade, principalmente, as geleiras de base úmida, (RAYMOND, 1987) que durante os períodos mais quentes recebem um aumento hídrico em sua base, intensificando o deslocamento.

A força gravitacional age sobre a massa de gelo e cria uma tensão de cisalhamento, que irá relacionar o peso da geleira, com a inclinação do terreno, como mostra a equação 1 descrita por Bennett & Glasser (1996):

$$\tau = \rho \cdot g \cdot h \cdot \text{sen}\alpha \quad (1)$$

A tensão de cisalhamento (τ) é o produto da densidade do gelo (ρ), gravidade (g), espessura da massa de gelo (h) e a declividade do terreno (α).

O deslocamento da massa de gelo é descrito pela Lei de Glen, onde o fluxo (ϵ) resulta da interação entre a tensão de cisalhamento (τ) e as constantes (A) e (n) (HAMBREY, 1994; PATERSON, 1994; BENNETT & GLASSER, 1996; HAMBREY & ALEAN, 2004, VELHO, 2009), como mostra a equação 2.

$$\epsilon = A.\tau^n \tag{2}$$

Paterson (1994) diz, que a constante (n), obtida em estudos de laboratório, mostrou em diferentes experimentos, resultados que variam de 1,5 a 4,2, sendo 3 (*i.e.*, a média dos experimentos) o valor utilizado para estudos glaciológicos. O valor de (n) para o gelo policristalino dá a particularidade no fluxo deste material (HAMBREY, 1994). A variável (A) depende da temperatura, do tamanho, da orientação dos cristais, das impurezas existentes e outros possíveis fatores como, por exemplo, a pressão, a densidade, e a quantidade de água (HAMBREY, 1994; PATERSON, 1994), variando de acordo com a geleira estudada (VELHO, 2009).

A tensão de cisalhamento, descrita é gerada pela ação da gravidade sobre a massa de gelo, em decorrência da declividade no terreno; pois em uma superfície totalmente plana, não há tensão e, conseqüentemente, não existirá fluxo (VELHO, 2009). As menores velocidades estão próximas à base da geleira, e as paredes do vale, onde o atrito age contra fluxo, fazendo com que, exista uma maior deformação. O aumento da velocidade ocorre em direção à linha central (Figura 3a) e para cima, onde a quantidade de deformação tende a ser menor.

Salienta-se que as geleiras também podem se deslocar por deslizamento basal (Figura 3b), onde a base da geleira é lubrificada pela água de degelo, permitindo que a geleira possa deslizar sobre o terreno. O deslizamento basal ocorre, somente em geleiras cuja interface gelo-rocha atinge o ponto de fusão, ou a partir do derretimento por pressão, onde a fusão é induzida pela pressão, atrito ou calor geotérmico (SCHOOFF, 2010).

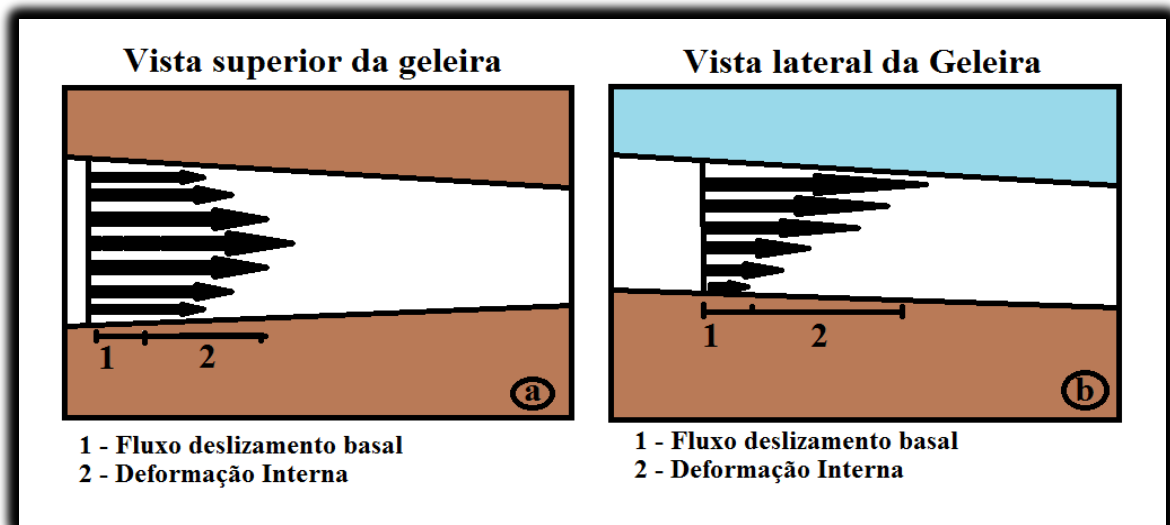


Figura 3 – Vista superior (a) e lateral (b) das componentes de fluxo de uma geleira de montanha, representando as componentes de (1) Deslizamento basal e (2) Deformação interna. Fonte: Adaptado de Hambrey (1994).

2.1.2. DELIZAMENTO BASAL

O deslizamento basal e a deformação interna, somados a gravidade, são responsáveis pela movimentação da geleira (RAFFERTY, 2011). Apesar de todas as geleiras, quentes ou frias, serem afetadas pela deformação interna, nem todas possui deslizamento basal (HAMBREY, 1994). Os mecanismos que regem o deslizamento basal estão longe de serem completamente conhecidos, entretanto, três processos existentes na base das geleiras já foram descritos por Hambrey (1994), são eles: intensificação do deslizamento basal, pressão de fusão e recongelamento e deslizamento sobre lâmina d'água.

A intensificação do deslizamento basal ocorre a partir do encontro da geleira com um determinado obstáculo; ao encontra-lo, a pressão deve aumentar na direção contrária a do fluxo, causando o aumento na deformação do gelo, nesta região, e fazendo com que, o fluxo do gelo seja maior ao redor do obstáculo (BENNETT & GLASSER, 1996). As variações na pressão de fusão e recongelamento ocorrem quando a geleira desliza por uma superfície com acentuada rugosidade, provocando o derretimento da porção à montante e o recongelamento da face à jusante (BENN & EVANS, 1998). A resistência gerada pelos obstáculos rochosos, na sua base, causa o aumento na pressão interna com uma conseqüente diminuição no ponto

de fusão. Com o aumento da lubrificação na base, a geleira fluirá mais rápido, levando parte do gelo derretido na direção do fluxo (HAMBREY, 1994; PATERSON, 1994; BENNETT & GLASSER, 1996; BENN & EVANS, 1998, VELHO, 2009). Essa água, ao chegar ao lado de menor pressão, congelará novamente, pois com o alívio de pressão, haverá um consequente aumento no ponto de fusão (PATERSON, 1994; BENNETT & GLASSER, 1996; BENN & EVANS, 1998, VELHO, 2009). O processo de deslizamento sobre a lâmina d'água será objeto de estudo no subcapítulo 2.1.5 de hidrologia subglacial.

2.1.3. DEFORMAÇÃO INTERNA

A deformação interna, descrita na literatura por “*creep*”, é o movimento, que resulta da deformação do cristal de gelo e o movimento entre os cristais de gelo individuais (BENN & EVANS, 1998). Esta deformação interna é resultado da alteração física na estrutura dos cristais de gelo, que fluem uns sobre os outros, como no deslizamento de um baralho de cartas. A diferença entre os fluxos de extensão ou de compressão é dada pela tensão normal, que é afetada pelo desequilíbrio entre a acumulação e a ablação. A montante de grandes declividades, a massa de gelo aliada a gravidade fará com que, haja um estiramento no gelo, caracterizando o fluxo de extensão (PATERSON, 1994). A jusante, com a diminuição da declividade, caracteriza-se pela desaceleração do fluxo e, consequente compressão, caracterizando o fluxo compressivo.

As diversas regiões de uma geleira respondem a estas tensões e deformações internas de diferentes formas. A porção superior das geleiras tende a ser bastante frágil e instável formando fraturas e grandes fendas, enquanto que, a porção inferior se deforma a partir do fluxo interno. Estes processos ocorrem tanto em geleiras polares, quanto em geleiras temperadas (SCHULSON & DUVAL, 2009).

2.1.4. FENDAS

As fendas são fraturas no gelo, causadas por tensões internas nos primeiros 40 a 60 m de profundidade, onde o gelo tem comportamento elástico (HAMBREY, 1994; PATERSON, 1994). O posicionamento das fendas está diretamente associado ao tipo de fluxo que a geleira exerce, onde a aceleração e a desaceleração do fluxo mostrará a intensidade no rompimento do gelo, com sentido e direção da componente de maior módulo. Estas feições, após serem geradas no corpo da geleira tendem a seguir, naturalmente, o fluxo de deslocamento da geleira; sendo utilizadas como traçadores do deslocamento da massa de gelo, seja, para análise visual ou por métodos de correlação cruzada, em imagens adquiridas por sensores remotos.

2.1.5. HIDROLOGIA SUBGLACIAL

O armazenamento de água basal tem um efeito intenso sobre a dinâmica das geleiras, formações das camadas de gelo e no entendimento de como os sistemas de drenagem subglacial funcionam (FOWLER, 2003). A geleira possui em sua estrutura lâminas d'água, lagos e canais por onde água no estado líquido pode estar armazenada. Para que a lâmina d'água se forme na base da geleira e intensifique o deslizamento, a água líquida deve ser formada na própria base ou atravessar a massa de gelo até chegar à base (BENN & EVANS, 1998). No entender de Paterson (1994), grande parte de água líquida proveniente da superfície da geleira chega à base, tanto de geleiras quentes, como de geleiras frias. A água favorece tanto a erosão glacial, quanto o transporte de sedimentos e deposição. Assim, caracteriza-se como agente direto ou associado ao gelo (BENN & EVANS, 1998), contribuindo, desta forma, para a diminuição da rugosidade da superfície basal, resultando aumento da velocidade de deslizamento (PATERSON, 1994).

2.2. IMAGEAMENTO POR RADAR

Pondera-se, agora, sobre o sistema de imageamento por radar, utilizado para estudar a Geleira Grey. O sistema de RADAR (*Radio Detection and Range*) constitui-se um sensor de imageamento remoto, que utiliza a transmissão de micro-ondas, para a detecção da quantidade de energia retroespalhada por um alvo (JENSEN, 2009). Por possuírem fonte própria de energia, estes sensores são conhecidos como sistemas ativos de obtenção de imagens: compostos por um transmissor, um receptor, um modulador, um processador e uma antena.

O princípio de formação de uma imagem de radar difere de uma imagem óptica, devido, à diferença no sistema de aquisição dos dados e, no tipo de informação coletada. Sensores ativos, como os sistemas de radar, formam suas imagens a partir da emissão de um sinal, que é refletido pelo alvo, na superfície da Terra, e lido pela antena do sensor. Para que se possa interpretar uma imagem de radar, inicialmente, devem-se compreender as suas características, tais como, ângulo de incidência, comprimento de onda, polarização, etc.; além de identificar como a energia liberada, pelo sistema, interage com a superfície do planeta, e como esta interação é representada sob a forma de uma imagem.

Segundo Paradella *et al.* (2005), os radares imageadores polarizados, linearmente, são os mais comuns (e.g., ERS-1, JERS-1, RADARSAT-1, ERS-2), operando com micro-ondas polarizadas horizontal (H) ou verticalmente (V), e registrando a amplitude do sinal recebido conforme a Figura 4. Consequentemente, o sinal detectado pode ter quatro diferentes modos: HH (transmite H, recebe H), VV (transmite V, recebe V), HV (transmite H, recebe V) e VH (transmite V, recebe H).

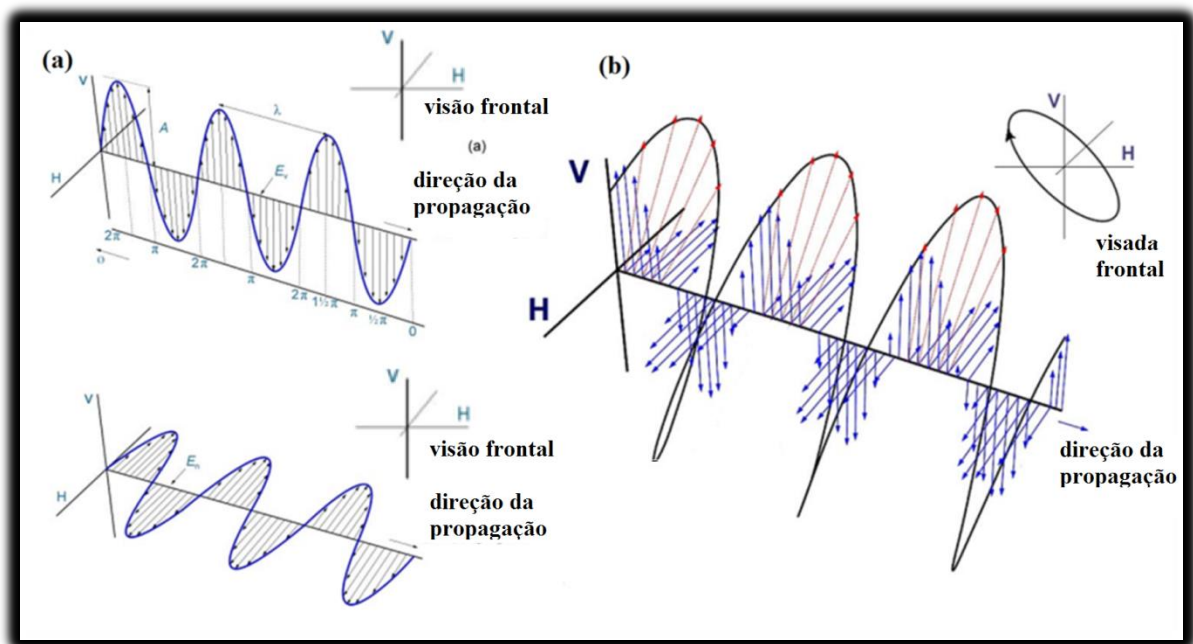


Figura 4 – (a) Atributos da onda eletromagnética: comprimento (λ), amplitude (A) e campo elétrico vertical (E_v) e campo elétrico horizontal (E_h); (b) Polarização da onda: para uma diferença de fase dos dois componentes polarizados de $1/4\pi$ resulta em uma onda com uma polarização elíptica. Fonte: VAN DER SANDEM (1997).

A faixa espectral das micro-ondas estende-se ao longo dos comprimentos de onda, de 1 mm à 1 m, e corresponde ao intervalo de frequência entre 300 MHz e 300 GHz. Esses comprimentos de onda estão, portanto, entre a radiação na frequência do infravermelho e das ondas de rádio (Figura 5). A nomeação e a divisão das faixas de frequência de radar, em bandas individuais arbitrárias, em um código de letras, foram introduzidas durante a Segunda Guerra Mundial, por razões de segurança militar. Esta nomenclatura é mantida até os dias de hoje, por convenção (ULABY *et al*, 1981; HENDERSON & LEWIS, 1998; KLAUSING & HOLPP, 2000; RAU, 2004).

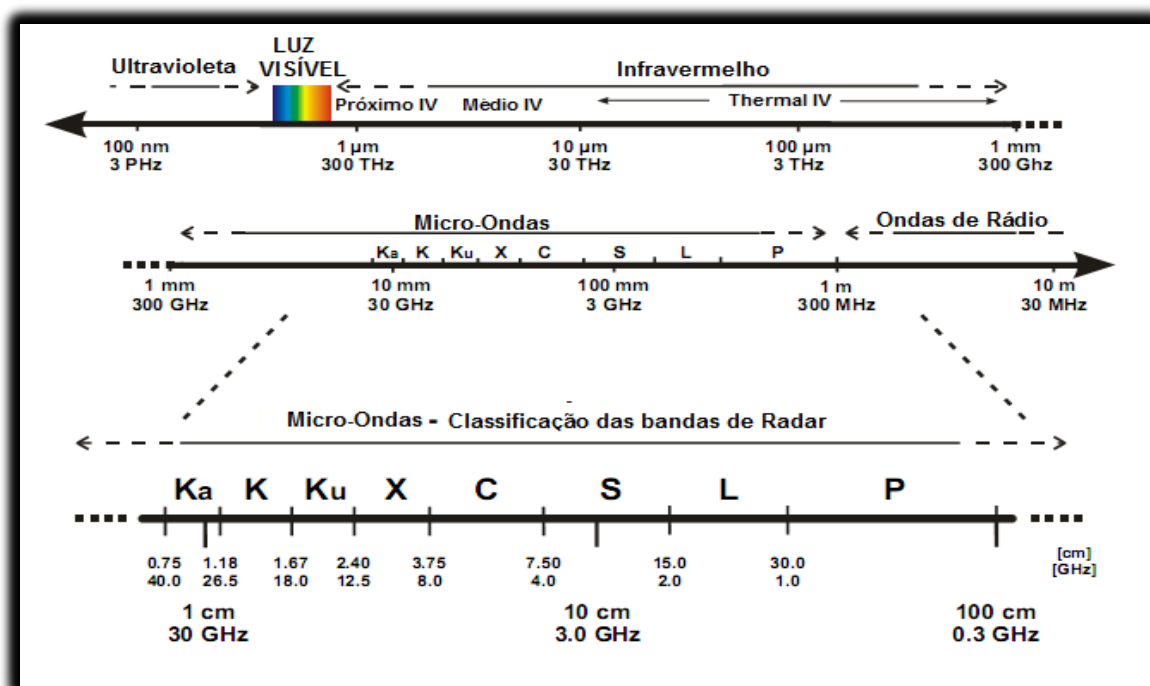


Figura 5 – Espectro Eletromagnético e bandas da região das micro-ondas. Fonte: (RAU, 2004).

Sensores que operam na faixa das micro-ondas possuem a grande vantagem de poderem adquirir seus dados, independentemente, das condições de iluminação solar, e serem pouco influenciados pelas condições atmosféricas, uma vez que, a transmitância atmosférica é praticamente inalterada, para a faixa de micro-ondas. Além disso, para estudos glacio lógicos, as imagens SAR são valiosas ferramentas de análise; pois a aquisição de imagens, a partir de sensores remotos, nos comprimentos de onda do visível e infravermelho, é constantemente, dificultada pela cobertura de nuvens (HIRANO *et al.*, 2003; JAÑA, 2006). Desta forma, a utilização de imagens de radar, surge como a grande ferramenta, para a obtenção de dados em quaisquer condições atmosféricas.

Desenvolvidos em 1951, (ULABY *et al.*, 1981) os radares de abertura sintética, usualmente, chamados de SAR (sigla para *Synthetic Aperture Radar*), consistem em um sensor imageador, que simula, eletronicamente, uma antena maior, a partir de uma pequena antena, com várias aberturas para obtenção de imagens, com resolução espacial constante, na direção do azimute (JENSEN, 2009). Como a resolução é, aproximadamente, a razão entre o comprimento de onda e à distância percorrida pelo sinal SAR, e, o objeto está no campo de visada (S), quanto mais aumentarmos sinteticamente S, maior será a resolução.

A imagem SAR possui uma geometria diferente daquela produzida pelos sistemas convencionais, como câmeras e sistemas multiespectrais. Ela exige que durante a obtenção

dos dados, sejam consideradas as características específicas da geometria de imageamento (HENDERSON & LEWIS, 1998; LILLESAND *et al.*, 2004). O sistema de aquisição, com visada lateral, provoca uma alteração nas dimensões dos alvos, pois, o que será analisado na imagem, (alcance inclinado ou *slant-range*) não será idêntico ao encontrado na superfície (alcance no terreno ou *ground-range*). O diagrama de irradiação da antena do radar é disposto obliquamente, em relação ao eixo, definido pelo vetor velocidade da plataforma, na qual está instalada a antena. A Figura 6 mostra a geometria de iluminação típica do sistema SAR ao longo da sua trajetória de voo. O eixo radial é relativo à direção de propagação da onda eletromagnética, e o eixo azimutal é relativo à direção de voo do sensor.

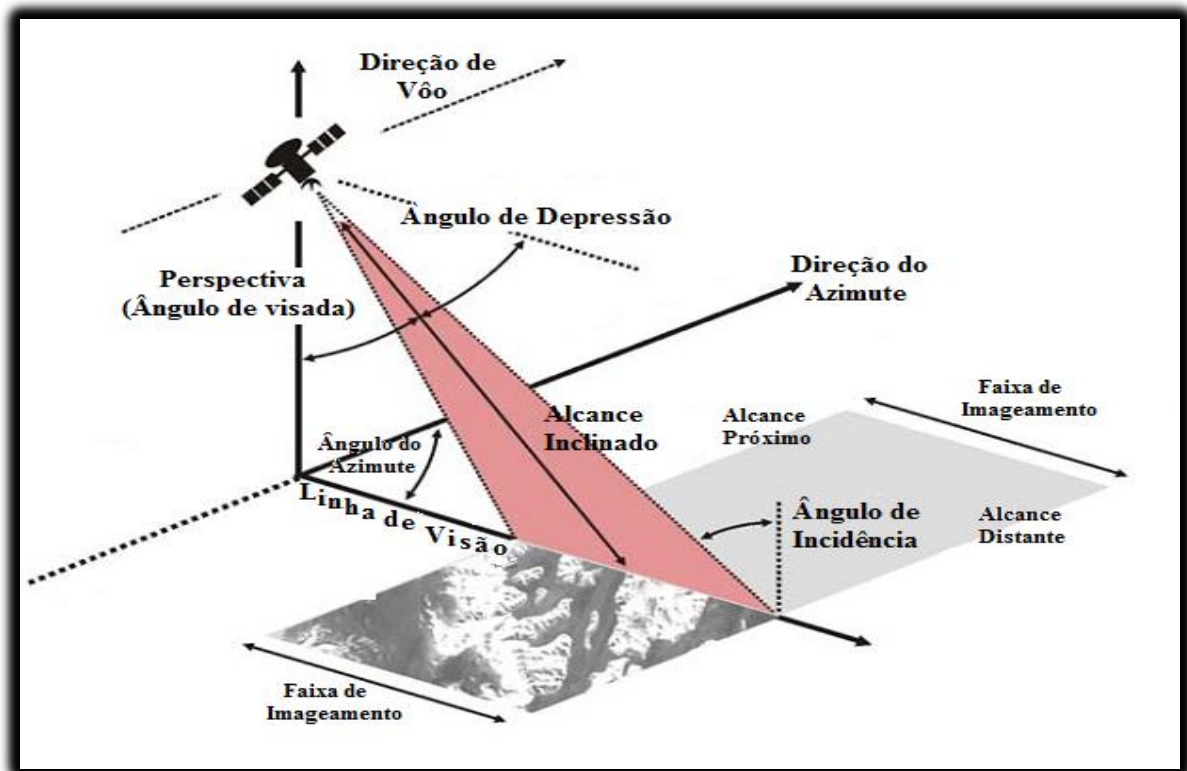


Figura 6 - Geometria de aquisição de dados por radares de abertura sintética (SAR). Fonte: Adaptado de RAU (2004).

O comprimento da antena e o número de aberturas são determinantes para a resolução espacial do sensor no sentido do azimute (LILLESAND *et al.*, 2004). A resolução em Azimute é determinada pela largura do feixe da antena SAR. Esta largura do feixe de micro-ondas é diretamente proporcional ao comprimento de onda e, inversamente proporcional ao comprimento da antena, ou seja, a melhor resolução espacial na direção do alcance (range) é obtida diminuindo o comprimento de onda, e com o aumento no comprimento da antena, que é simulado pelo SAR.

Por serem formadas pela radiação emitida pelo próprio sensor, as imagens SAR podem ser utilizadas em análises multitemporais, sem restrição de datas, com mesma incidência de radiação para comparação de formas (VELHO, 2009). Porém, devido ao relevo e a visada lateral, as imagens SAR apresentam efeitos como *layover* (sobreposição das feições), *foreshortening* (encurtamento de rampa) e sombras de radar (áreas do terreno não iluminadas pelo sensor).

2.2.1. IMAGENS COSMO-SKYMED

O projeto COSMO-SkyMed consiste em uma constelação de 4 satélites de baixa órbita, (*i.e.*, 619 km) para uso civil e militar. Foi financiado pela Agência Espacial Italiana (ASI), pelo Ministério da Defesa, Ministério da Educação, Universidades e Centros de Investigação Científica do Brasil, Itália, Alemanha e Chile. O primeiro satélite da constelação foi lançado em 07 de junho de 2007, o segundo em 08 de dezembro de 2007, o terceiro em 24 de outubro de 2008 e o último, em 06 de novembro de 2010. Cada satélite COSMO-SkyMed é equipado por um radar de abertura sintética operante na banda X (9.6 GHz), em 3 modos de operação, que dão suporte a diversos níveis de resolução espacial (ASI, 2007). Os métodos de aquisição de imagem pelos satélites COSMO-SkyMed dividem-se em 5 tipos, que podem ser observados, em suas principais características, na Tabela 1. As imagens foram obtidas a partir do projeto “*COSMO-SkyMed data in support of climate sensitivity studies of selected glaciers in Antarctica, South America, the Arctic and Northern Europe - GlacioCOSMO*” aprovado através do Anúncio de Oportunidade (AO) da ASI.

Tabela 2: Características dos métodos de aquisição de imagens SAR dos satélites COSMO-SkyMed. Fonte: COSMO-SkyMed SAR Products Handbook (2007).

Método de aquisição	Spotlight	Stripmap Himage	Stripmap Ping Pong	ScanSar Região Ampla	ScanSar Região Enorme
Largura imageada	10km	40km	30km	100km	200km
Tamanho do produto	17MB	20+30MB	4+7MB	8+15MB	4+7MB
Resolução espacial	1m	3 a 15m	15m	30m	100 m
Resolução no terreno	≤1,0	≤5,0	≤20,0	≤30,0	≤100,0
Resolução do azimute	≤1,0	≤5,0	≤20,0	≤30,0	≤100,0
Número de visadas	≥10	≥10	≥10	≥10	≥10
Precisão geométrica	≤50	≤60	≤100	≤150	≤300

2.3. METEOROLOGIA LOCAL

Os Campos de Gelo Patagônicos são fortemente influenciados por padrões de circulação atmosférica de média latitude e frentes vindas da Antártica (RASMUSSEN, 2007). Ventos predominantes do oceano Pacífico, combinados com o terreno íngreme andino geram uma elevada precipitação na frente ocidental do Campo de Gelo Patagônico (RIVERA & CASASSA, 2004). Assim, o balanço de massa no oeste é dominado pela acumulação de neve no inverno, enquanto o lado leste sofre significativa ablação no verão austral. Tanto a porção ocidental, quanto a oriental, possui significativa variabilidade interanual de acumulação e ablação (RIVERA *et al.*, 2007). Segundo Aniya (2007), a maior parte das geleiras do Campo de Gelo Patagônico Sul tem recuado rapidamente, com altas taxas de perda de massa durante as últimas décadas. A cordilheira dos Andes compõe um relevo bastante recortado dentro dos territórios chileno e argentino, isto faz com que surjam os chamados climas transandinos continentais muito influenciados por esta cadeia de montanhas.

Capítulo 3 – MATERIAIS E MÉTODOS

Prosseguindo, aborda-se a metodologia empregada na dissertação. Descrevem-se os principais aspectos desenvolvidos no processamento das imagens, extração dos parâmetros dinâmicos da geleira e, elaboração das figuras, que ilustram as velocidades de fluxo da geleira Grey.

Para tanto, foram utilizadas imagens Stripmap HIMAGE, devido a sua alta resolução espacial (<5m) e, uma área imageada capaz de cobrir toda a geleira Grey. As imagens foram adquiridas com nível de processamento “*LEVEL 1B*”, e uma projeção de alcance do terreno (ground-range). Na Tabela 3 podem ser observadas as principais características das imagens SAR Stripmap – HIMAGE, em seus cinco níveis de processamento.

Tabela 3: Características do sensor COSMO-SkyMed no modo de imageamento Stripmap HIMAGE. Fonte: COSMO-SkyMed SAR Products Handbook (2007).

Nível de Processamento da imagem	LEV 0	LEV 1A	LEV 1B	LEV1C/1D
Área imageada (km ²)	~40km x ~40km			
Ângulo de incidência (Graus)	~20° / ~60°			
Tamanho do produto (Megabytes)	800/1250	1150/1800	390/590	≤1118
Polarização	Selecionável entre HH ou HV ou VH ou VV			
Número equivalente de visadas	NA	1	~3	~3
Resolução do Terreno (m)	NA	≤3	≤5	≤5
Resolução do azimute	NA	≤3	≤5	≤5
Acurácia da geolocalização	NA	X	≤25	≤25 ≤15

As imagens, referentes aos meses de outubro e novembro de 2011, janeiro, fevereiro, março, abril e maio de 2012, são em número de sete e encontram-se explanadas, na tabela 4. O momento analisado, compreendeu todo o período de ablação, com duração de 6 meses.

Tabela 4: Relação das imagens utilizadas no presente estudo, com as respectivas órbitas de aquisição.

Tipo de imagem	Data de aquisição	Órbita de aquisição
Stripmap - HIMAGE	04 de Outubro - 2011	4930
Stripmap - HIMAGE	03 de Novembro - 2011	23845
Stripmap - HIMAGE	02 de Janeiro - 2012	6263
Stripmap - HIMAGE	02 de Fevereiro - 2012	6722
Stripmap - HIMAGE	02 de Março - 2012	18142
Stripmap - HIMAGE	01 de Abril - 2012	7596
Stripmap - HIMAGE	01 de Maio - 2012	19031

3.1. PRÉ-PROCESSAMENTO

As imagens COSMO-SkyMed utilizadas, neste trabalho, foram processadas através do software *Next ESA SAR Toolbox* (NEST), disponibilizado, gratuitamente, pela *European Space Agency* (ESA). Este software compreende um conjunto de ferramentas desenvolvidas para a visualização, processamento e análise de dados SAR de diversos sensores.

As imagens adquiridas apresentam efeito de espelhamento horizontal, removido a partir da ferramenta *flip* do *software* NEST. O *flip* consiste em uma operação, que combina a rotação por ângulos múltiplos de 90°, com o cálculo de matriz transposta. Um *flip* horizontal é uma rotação de 90° no sentido anti-horário (ou 270° no sentido horário) da versão transposta da imagem. Posteriormente, realizou-se o registro de todas as imagens a partir de uma origem comum, por meio do método de correção automática de imagens. O correção é realizado com objetivo de correlacionar pontos de controle na primeira imagem com as demais. Este trabalho efetivou-se com a banda de intensidade das imagens, através da ferramenta “*Automatic Corregistration*”, que utilizou os valores padrões do software, para definir o número de pontos de controle, em 200 pontos, janela de busca de 64 pixels, fator de interpolação linha/coluna igual a 2, e limite de erro máximo, de um pixel igual a 0,5 pixel.

As imagens foram transformadas, radio metricamente, de 16 para 8 bits, a fim de alterar os valores de intensidade para 256 níveis de cinza. Tal procedimento reduz o tempo de análise dos pixels pelo software de correlação, e maximiza a identificação dos pixels deslocados. Por compreenderem cenas maiores que a área da geleira Grey, as imagens foram reduzidas a uma dimensão de 7.000 pixels de largura por 10.000 pixels de comprimento; de forma, a preencher uma cena, apenas com a área alvo deste estudo, e reduzir o tempo de processamento pelo algoritmo de correlação cruzada.

3.2. SELEÇÃO DAS SUBÁREAS DE ANÁLISE

A utilização de subáreas (*i.e.*, cenas menores na área da geleira) para extração das velocidades de fluxo foi desenvolvida com intuito de calibrar o algoritmo de correlação cruzada, e aperfeiçoar a extração dos vetores de deslocamento. Foram definidas cinco subáreas ao longo da superfície da geleira Grey (Figura 7), escolhidas próximo ao centro da geleira, região de maior velocidade, nas porções superior, média e inferior para as três ramificações da língua da geleira. Cada subárea possui a dimensão de 400 por 400 pixels.

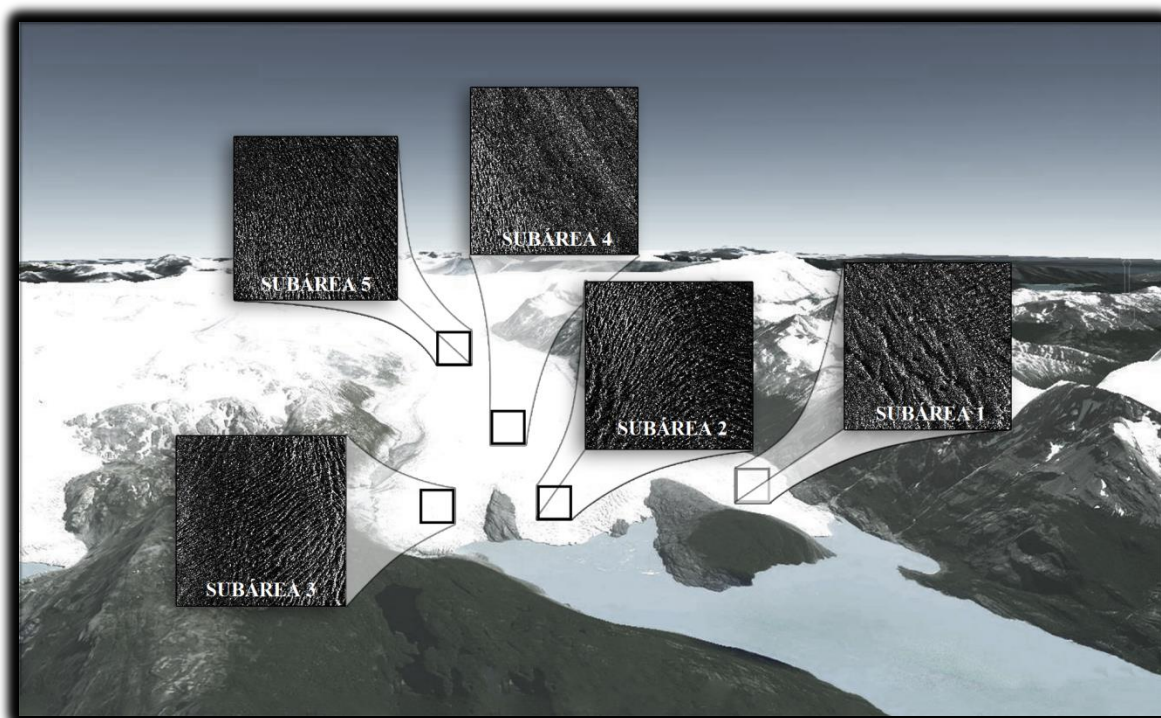


Figura 7 – Subáreas escolhidas para a calibração do modelo gerador das velocidades de fluxo. A subárea 5 compreende a porção superior da geleira, a subárea 4 a porção intermediária e as subáreas 3, 2 e 1 formam as ramificações da porção inferior. Figura gerada sobre uma imagem base do software Google Earth.

3.3. APLICAÇÃO DA MÁSCARA NAS ÁREAS DA GELEIRA

A máscara consiste em um arquivo vetorial digitalizado, manualmente, sobre a área da geleira, com desígnio de eliminar as feições que não pertencem à geleira Grey. Desenvolvida dentro do software ENVI 4.8, a máscara suprime as regiões, que não participarão do cálculo de velocidade, conforme ilustração na Figura 8. Esta operação serve de base para que, posteriormente, a geração dos vetores reduza o número de pixels analisados pelo software MATLAB, reduzindo o tempo de processamento.

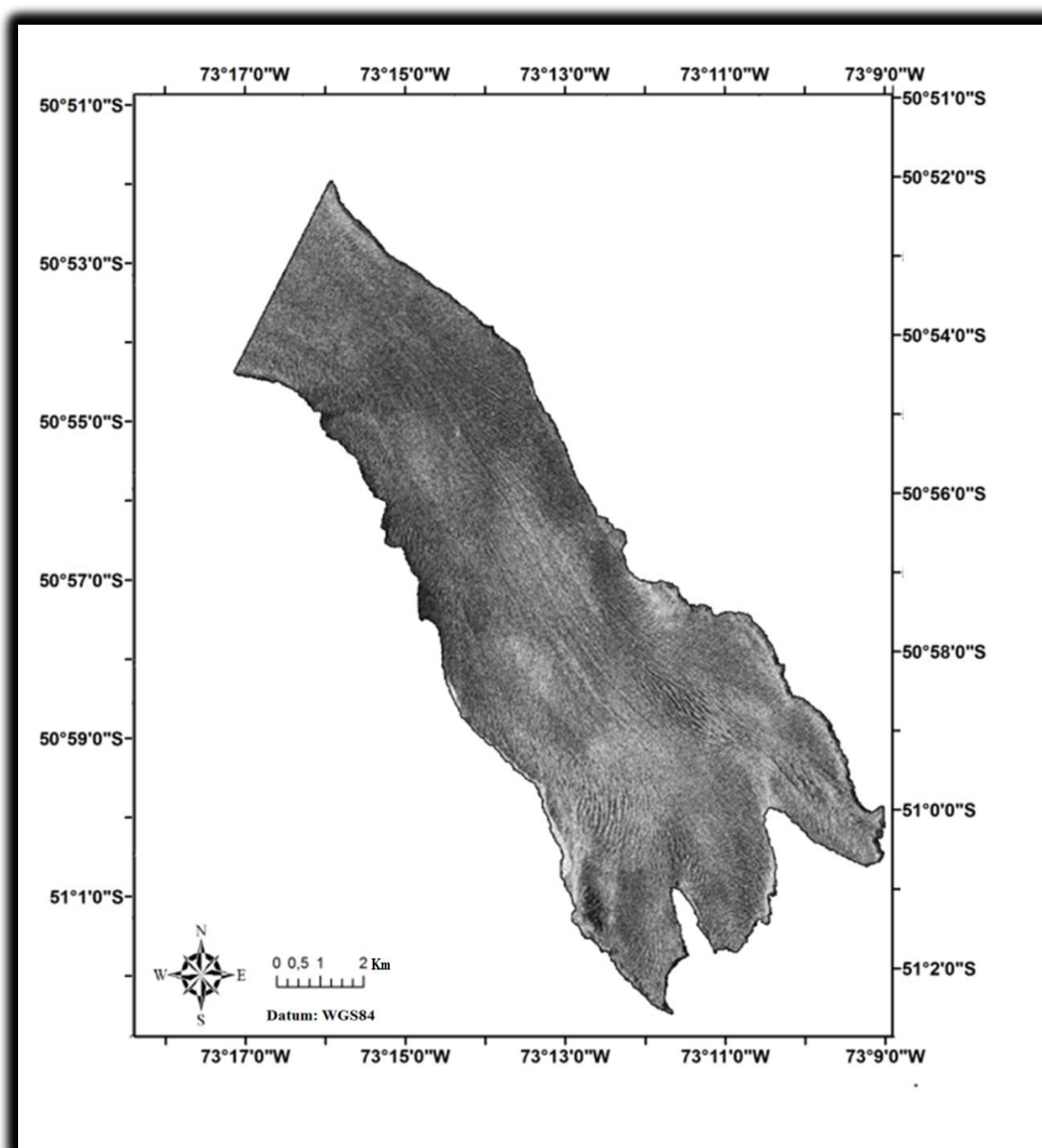


Figura 8: Imagem gerada após a aplicação da máscara sobre a imagem SAR COSMO-SkyMed.

3.4. PARAMETROS DINÂMICOS DA GELEIRA

O algoritmo do cálculo de correlação cruzada é responsável, pela geração dos vetores de deslocamento, adequados para obtenção dos campos de velocidades, da geleira Grey, de maneira automática, a partir de uma série temporal de imagens. A extração dos vetores de deslocamento, pelo método de correlação cruzada de imagens, é realizada através do rastreamento de feições semelhantes, em duas imagens corregistradas, obtidas em datas distintas. O princípio do rastreamento de feições superficiais homólogas em pares de imagens subsequentes é, aparentemente, simples. Uma feição, inicialmente, identificada em uma janela de referência, poderá ser identificada na janela de busca, apresentando um deslocamento relativo à posição inicial, conforme a figura 9.

Para eficácia do método, as imagens são registradas em um sistema de coordenadas, onde no eixo x estão às colunas, e no eixo y, as linhas da primeira imagem trabalhada. O software realiza o rastreamento das feições, em destaque na cena, para que estas possam ser utilizadas como traçadores. Através do cálculo de picos, de máxima correlação cruzada entre o par de imagens, são gerados vetores, que representam o deslocamento relativo de uma feição, identificada na primeira imagem e sua nova posição na segunda imagem (VELHO, 2009).

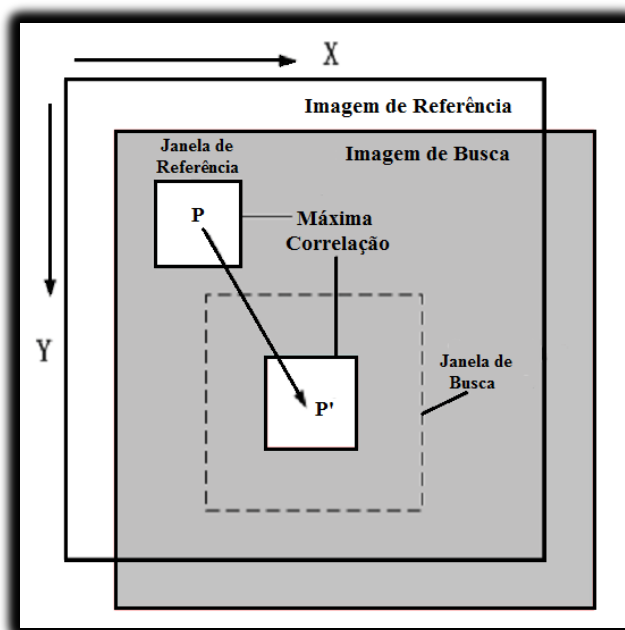


Figura 9 - Elementos do cálculo da correlação cruzada entre duas imagens. Janela de referência com a feição (P) e a sua respectiva posição na janela de busca (P').

O método baseia-se na relação linear existente entre duas imagens, e na premissa de que, as mudanças na velocidade superficial da geleira seguem a mesma relação. A velocidade horizontal da geleira é obtida, multiplicando-se o deslocamento dos pixels controlados pelo tamanho do pixel (*i.e.*, resolução da imagem), e dividindo-se pelo tempo de separação entre as imagens (AHN & HOWAT, 2010). Huang *et al.* (2009) afirmam que uma janela com velocidade anormal, diferente das velocidades do entorno, e são considerados ruídos podendo ser desconsideradas.

À medida que a janela de referência se desloca pixel a pixel, dentro da janela de busca, o coeficiente de correlação entre a janela de referência e o subconjunto de sobreposição da janela de busca é calculado. Então, um mapa de intensidade de correlação é produzido, com informações referentes à posição central das janelas de referência (AHN & HOWAT, 2010). O coeficiente de correlação (ρ) é descrito pela Formula 3, como:

$$\rho = \sigma_{RB} / (\sigma_R \times \sigma_B) \quad (3)$$

Onde:

$$\sigma_R = [\sum \sum (g_R(i,j) - g_R')]^{1/2}$$

$$\sigma_B = [\sum \sum (g_B(i,j) - g_B')]^{1/2}$$

$$\sigma_{RB} = [\sum \sum ((g_R(i,j) - g_R') \times (g_B(i,j) - g_B'))] / nm-1$$

(R) e (B) indicam as janelas de referência e de busca, [g (i, j)] é o valor de pixel na posição (i, j) da imagem, (GR) e (GB) são a média de valores das janelas de referência e busca e os tamanhos da janela de referência (n) e (m). O coeficiente de correlação máximo entre janelas terá o valor 1, quando o valor do pixel na imagem de referência for igual ao valor do pixel na imagem de busca (SCAMBOS *et al.*, 1992). A medida gerada, a partir da distância entre as posições ocupadas pela feição rastreada, considerando o período entre os dois registros, resulta na estimativa da velocidade de fluxo desta. No caso das geleiras, em geral, as feições superficiais, como as fendas, acompanham o fluxo, e servem como principais marcadores da dinâmica deste ambiente.

3.5. EXTRAÇÃO DOS VETORES DE DESLOCAMENTO

A obtenção dos vetores de velocidade superficial em imagens multitemporais é baseada na bem sucedida técnica de identificação do deslocamento de feições por correlação cruzada. Inicialmente aplicada por Scambos *et al.* (1992), a técnica de extração de vetores por correlação cruzada em pares de imagens tem estimado velocidades superficiais em geleiras de todo o planeta. Aplicada tanto a dados ópticos (SCAMBOS *et al.*, 1992, SKVARCA *et al.*, 2003; BERTIER *et al.*, 2005; STEARNS & HAMILTON, 2005; WANGENSTEEN, *et al.*, 2006; BARBOSA, 2012), quanto a dados de radar (FLORICIOIU *et al.*, 2009; GILES *et al.*, 2009; HUANG & ZHEN, 2009; VELHO, 2009; CIAPPA *et al.*, 2010; EINEDER *et al.*, 2011; SANTOS, 2012).

Neste trabalho utilizou-se um algoritmo desenvolvido dentro do ambiente MATLAB 2010, que proporciona uma maior liberdade de alteração nos parâmetros que controlam o algoritmo de correlação das imagens. O MATLAB consiste em um software de processamento numérico da empresa Mathworks, que oferece ferramentas de visualização, processamento e análise das imagens (SANTOS, 2012). A função matemática que executa de forma autônoma os comandos de extração dos vetores é denominada “correlCorresp” e foi desenvolvida por David Young (2010). A utilização desta função para a extração de dados de velocidade superficial foi aplicada com sucesso por Santos (2012), em imagens TerraSAR-X, para as geleiras de maré do nordeste da Península Antártica. O trabalho desenvolvido por esta pesquisadora foi fundamental para a calibração e aprimoramento do algoritmo.

A importação do algoritmo “correlCorresp” para o ambiente do MATLAB não garante a execução direta da técnica sobre o par de imagens. Foi necessário uma pré-programação e calibração dos parâmetros internos, descritos posteriormente. Inicialmente, as imagens analisadas foram carregadas no formato geotiff e a leitura foi feita por meio de três matrizes: uma de latitude, outra de longitude e uma com os valores de intensidade do pixel.

Tecnicamente, o rastreamento de feições a partir de uma imagem com alta resolução radiométrica é inviabilizado, pois o software irá reconhecer poucos padrões similares entre o par de imagens. Eis a importância de, no pré-processamento, transformar as imagens do formato 16 para 8 bits. Esta operação reduz os valores radiométricos e facilita a busca por feições com tonalidades similares. Por questões de processamento interno do MATLAB os

dados foram transformados para o formato "double", que transforma os valores de intensidade de 0 a 255 para uma escala de 0 (pixel mais escuro) a 1 (pixel mais claro).

Para que a ferramenta "correlCorresp" opere de forma automatizada em séries temporais de imagens, é necessária a calibração dos parâmetros internos que irão reger a precisão da mesma, descritos na Tabela 5.

Tabela 5 – Parâmetros de comando da ferramenta "correlCorresp" utilizados.

Comando	Parâmetro definido
featurePatchSize	Tamanho da janela de referência
relThresh	Parâmetro de exatidão da correlação
SearchPatchSize	Área a ser analisada nas imagens 1 e 2
searchBox	Tamanho da janela móvel
convTol	Tolerância para a máscara de aproximação
doCheck	Verificação da correspondência inversa
matchTol	Tolerância para verificação inversa
printProgress	Controle do processamento de dados

Os valores de cada parâmetro foram inicialmente comparados com os padrões do algoritmo e com os valores aplicados por Santos (2012), posteriormente ajustados até que obtivéssemos vetores com velocidades próximas ao ideal.

Tabela 6 – Comparação dos valores de comando utilizados neste trabalho, por Santos (2012) e os padrões do algoritmo.

Parâmetro de comando	Valores utilizados no trabalho	Valores utilizados por Santos (2012)	Valores padrões do algoritmo
featurePatchSize	3	5	5
relThresh	0,61	0,5	0.05
searchPatchSize	81	91	41
searchBox	[-100 100 -0 100]	[-100 100 -100 100]	[-100 100 -100 100]
convTol	0,6	0,7	0.1
doCheck	1	1	1
matchTol	2	2	2
printProgress	1000	1000	100
setFeatures	auto	auto	auto
advanceFeatures	0	0	0
image1	[2501x2501 double]	[2501x2501 double]	[2501x2501 double]
image2	[2501x2501 double]	[2501x2501 double]	[2501x2501 double]

O comando “featurePatchSize” define o tamanho em pixel das janelas de referência. Neste estudo, foi adotado como valor mais próximo ao ideal uma área de 5 x 5 pixels. O tamanho da janela de busca foi obtido a partir da manipulação do parâmetro “SearchPatchSize” que determinou a área analisada na imagem 1, que é correlacionada com a imagem 2. Este tamanho das janelas implica na precisão do deslocamento medido, e foi estipulado em 85 x 85 pixels. O comando “relThresh” consiste no parâmetro de exatidão da correlação entre as imagens e é calculado a partir da variância local dos parâmetros em relação à máxima variância local. O algoritmo possui um módulo, chamado “doCheck”, que realiza uma conferência inversa das correspondências a partir da posição final em relação a inicial. A confirmação de um deslocamento no sentido inverso é requisito opcional para registrar o vetor no arquivo de saída, porém com este procedimento adicional é eliminado um bom número de vetores espúrios.

A comparação entre as imagens foi realizada a partir do comando “searchBox”, que regula uma janela móvel nos limites definidos por Xmin-Xmax e Ymin-Ymax, tecnicamente estipulado em 100 x 100 pixels. Os trabalhos realizados com correlação cruzada de imagens são baseados na hipótese de que as velocidades da geleira mudam gradualmente em larga escala. Sendo assim, não é razoável que uma janela individual tenha uma velocidade muito elevada ou muito reduzida comparada as áreas adjacentes a janela. Janelas com velocidades anormais que diferem marcadamente do entorno, são considerados ruídos ou erros na extração dos vetores (HUANG, 2009).

Após a determinação dos parâmetros que melhor se aplicam aos pares de imagens analisadas, estes são descritos na linha do comando e o algoritmo inicia identificando as feições na primeira imagem. Estas feições são determinadas a partir de pontos máximos de variância local, calculados para a janela de referência. A resposta do algoritmo é basicamente uma matriz, chamada “cc.corresps”, que representa as coordenadas (x_1, y_1) dos pixels analisados na posição inicial da imagem 1 e as coordenadas (x_2, y_2) dos mesmos pixels na posição final da imagem 2. A subtração dos valores de x_2 por x_1 geraram um vetor de deslocamento U, e a subtração dos valores de y_2 por y_1 originaram o vetor de deslocamento V. A resultante dos vetores U e V indica o intensidade do deslocamento e sua direção é calculada a partir do arco tangente formado pelos vetores U e V, dada em graus. A Figura 10 mostra os vetores gerados pelo software indicando o deslocamento relativo entre as imagens.

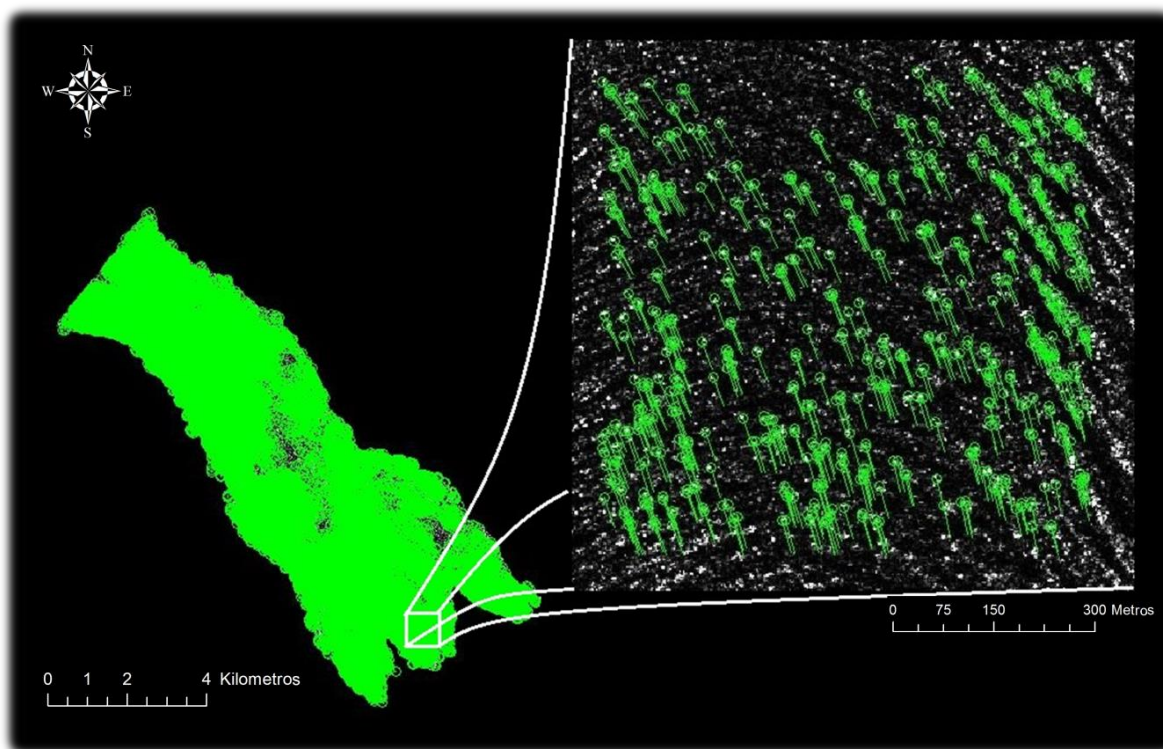


Figura 10 – Vetores de deslocamento relativo gerados pela rotina “corelCorresp” para toda a geleira Grey.

3.6. REPRESENTAÇÃO DOS DADOS GERADOS

Conforme observado na figura 10, os resultados gerados pelo software não são ilustrativos e não apresentam valores de intensidade de deslocamento. Assim, para uma melhor representação e análise dos resultados, os dados foram exportados na forma de tabelas para o software ArcGIS, com as coordenadas (x, y) inicial e final, intensidade e direção dos vetores de deslocamento. No ArcGIS, foi realizada a filtragem dos valores de velocidade superiores a dois desvios padrão acrescidos da média, sendo estes eliminados.

O software ArcGIS possui 5 ferramentas de interpolação de dados testadas neste estudo, denominadas de *Global Polynomial Interpolation*, *Diffusion Interpolation With Barriers*, *IDW*, *Kernel Interpolation*, *Local Polynomial Interpolation* (ESRI, 2010). Os melhores resultados foram obtidos com o interpolador de difusão com barreiras de nome “*Diffusion Interpolation With Barriers*”. Este interpolador foi capaz de representar espacialmente os valores do fluxo de deslocamento e a sua respectiva direção.

O interpolador por difusão refere-se à solução fundamental da equação do calor, que descreve como o calor ou partículas difundem-se ao longo do tempo em um meio homogêneo. As previsões feitas com esse método descrevem o fluxo suavemente em torno de barreiras. Na ausência de barreiras, as previsões feitas pela interpolação de difusão são aproximadamente as mesmas feitas pela interpolação Kernel, com um kernel gaussiano. Esta ferramenta de interpolação por difusão produz previsões sobre grades automaticamente selecionadas, enquanto todos os outros modelos de análise geoestatística utilizam triângulos com tamanhos variáveis (ESRI, 2012).

Esse tratamento gerou uma superfície que representa bem a variação das velocidades desenvolvidas nas distintas zonas da geleira. A Figura 11 mostra o resultado desta interpolação de dados, juntamente com a tabela de valores de velocidade de deslocamento em metros por dia para a subárea 2 (Figura 7), no período entre 02 de fevereiro e 02 de março de 2012. A representação da velocidade de fluxo da geleira Grey com um arquivo raster foi definida por expor de forma objetiva a variável analisada, tendo em vista que o enorme número de vetores gerados tornaria a representação deles sobre uma base cartográfica, uma imagem bastante poluída com muitas informações sobrepostas.

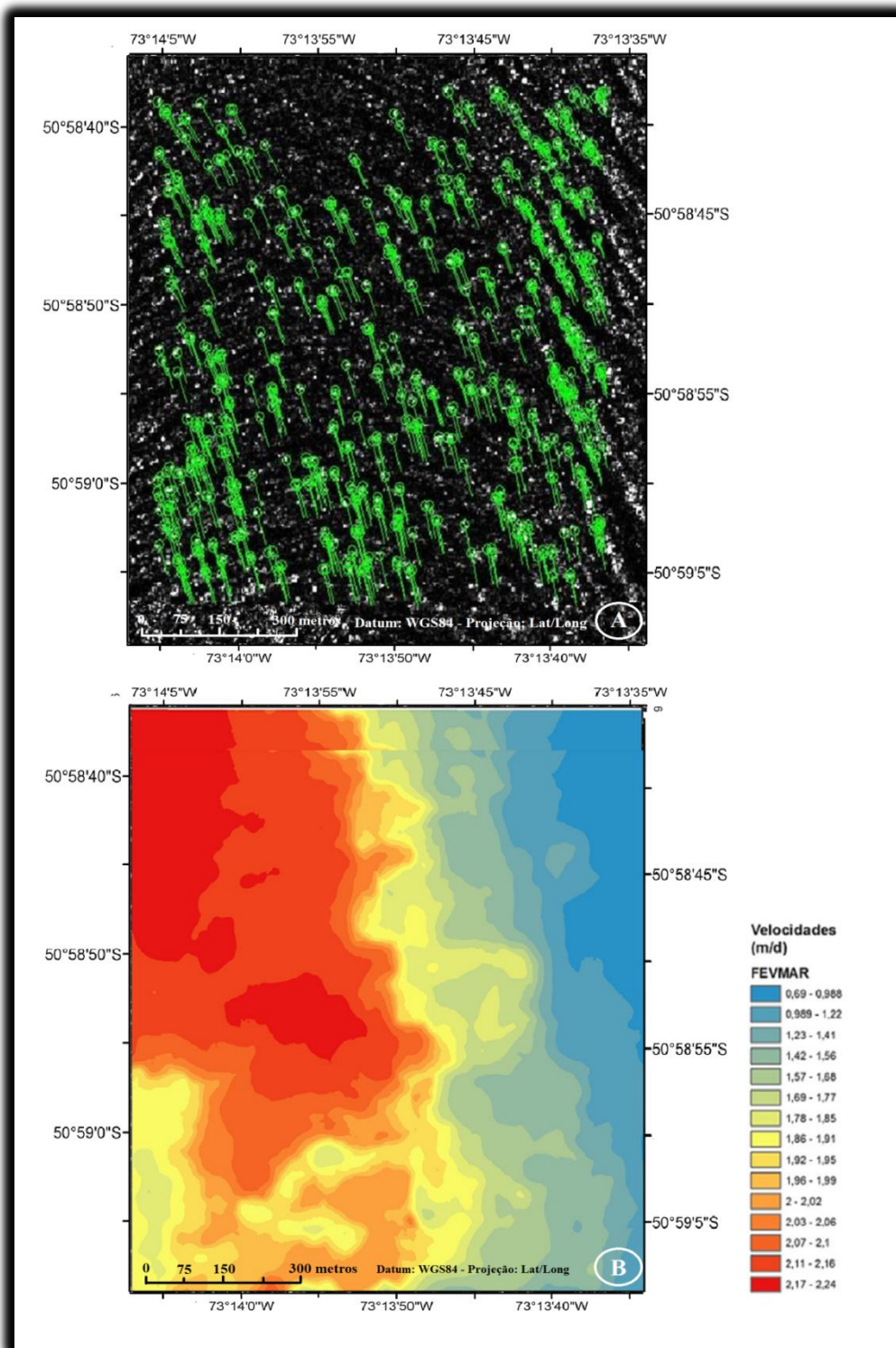


Figura 11 – Interpolação dos dados referentes à subárea 2, de Fevereiro de 2012. (A) Vetores brutos gerados a partir da rotina “correlCorresp” no software MATLAB. (B) Arquivo raster gerado pela interpolação dos dados vetoriais com o método “*Diffusion Interpolation With Barriers*”.

3.7. DADOS METEOROLOGICOS

A fim de analisar a influência da meteorologia na dinâmica de fluxo da geleira Grey, foram obtidos valores médios diários de temperatura (°C), umidade do ar (%) e precipitação (mm) para os meses de outubro de 2011, janeiro, fevereiro, março e abril de 2012. Os dados meteorológicos foram obtidos junto ao Serviço Meteorológico Nacional da Argentina por meio de uma estação *Davis Weather Monitor II*. Localizada na cidade de Rio Turbio, Argentina, à cerca de 80km da geleira Grey e a 316 metros acima do nível do mar (Figura 12). A altitude similar à base da geleira e inexistência de estações meteorológicas fixas próximas a ela, fez com que escolhêssemos a estação de Rio Turbio para a aquisição dos dados.

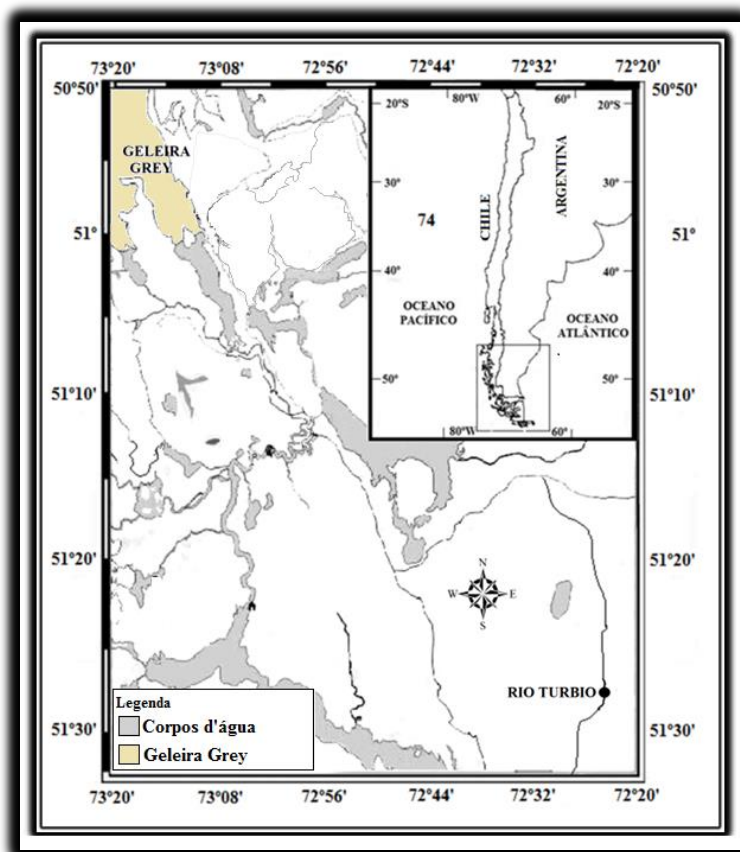


Figura 12 – Localização da estação meteorológica automática situada na cidade de Rio Turbio – Argentina, acerca de 80 km da geleira Grey.

Os dados mensais de temperatura e precipitação foram importados para o software Excel 2010, para o cálculo de média simples desses parâmetros e converte-los na forma gráfica, conforme mostra a Figura 13.

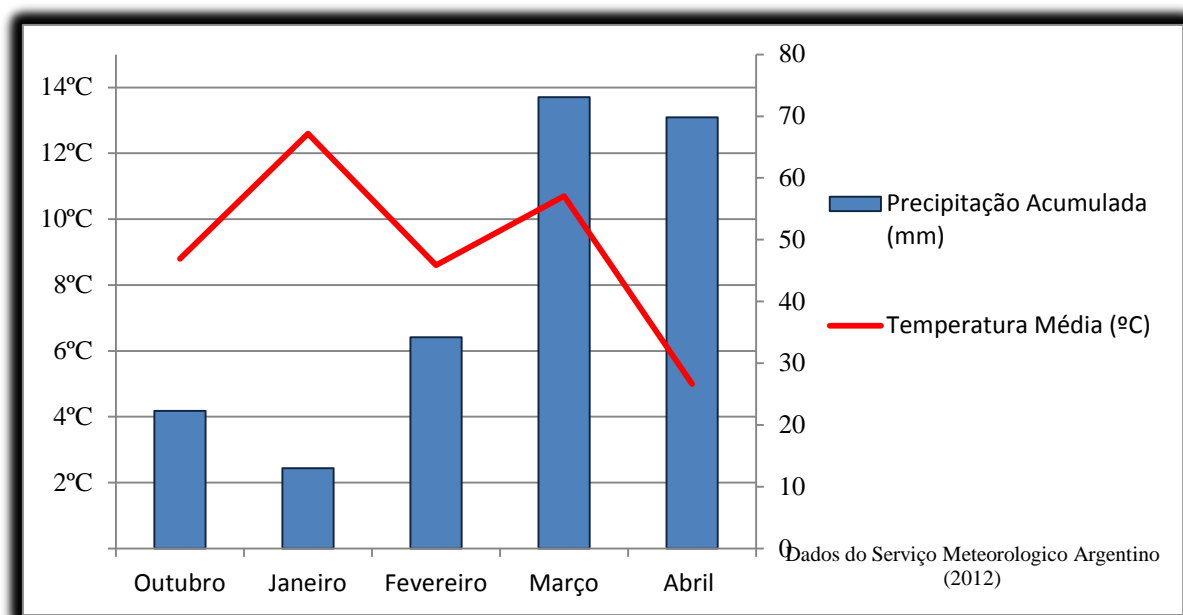


Figura 13 – Gráfico com os valores mensais médios de temperatura e precipitação acumulada medidos na estação meteorológica automática de Rio Turbio.

Capítulo 4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo, apresentam-se os resultados do cálculo de velocidade superficial para a geleira Grey. Obtidos pelo método da correlação cruzada entre os pares de imagens COSMO-SkyMed, nos períodos de 04 de outubro de 2011 e 02 de janeiro a 01 de maio de 2012. Os valores de velocidade superficial e direção do fluxo são discutidos juntamente com os dados meteorológicos, para que fosse possível avaliar a influência das variáveis climatológicas na dinâmica de fluxo da geleira Grey.

Os resultados foram ordenados em períodos mensais referentes às datas de aquisição dos pares de imagens, a fim de criar uma série temporal da dinâmica de fluxo da geleira. A utilização de subáreas de análise foi fundamental para a comparação das velocidades de fluxo entre as áreas superiores, intermediárias e inferiores da geleira.

Os valores médios mensais de velocidade de fluxo apresentaram um padrão sazonal bem definido, respondendo diretamente as variações meteorológicas, conforme a Figura 14. Outubro registrou uma velocidade média de fluxo de $1,2 \pm 0,6 \text{ md}^{-1}$, enquanto janeiro $1,5 \pm 0,7 \text{ md}^{-1}$, fevereiro $1,3 \pm 0,6 \text{ md}^{-1}$, março $1,4 \pm 0,7 \text{ md}^{-1}$ e abril $1,1 \pm 0,5 \text{ md}^{-1}$. As maiores

velocidades, registradas nos meses de verão, estão associadas ao aumento na quantidade da água de derretimento que flui através da geleira e lubrifica a sua base e intensifica o fluxo.

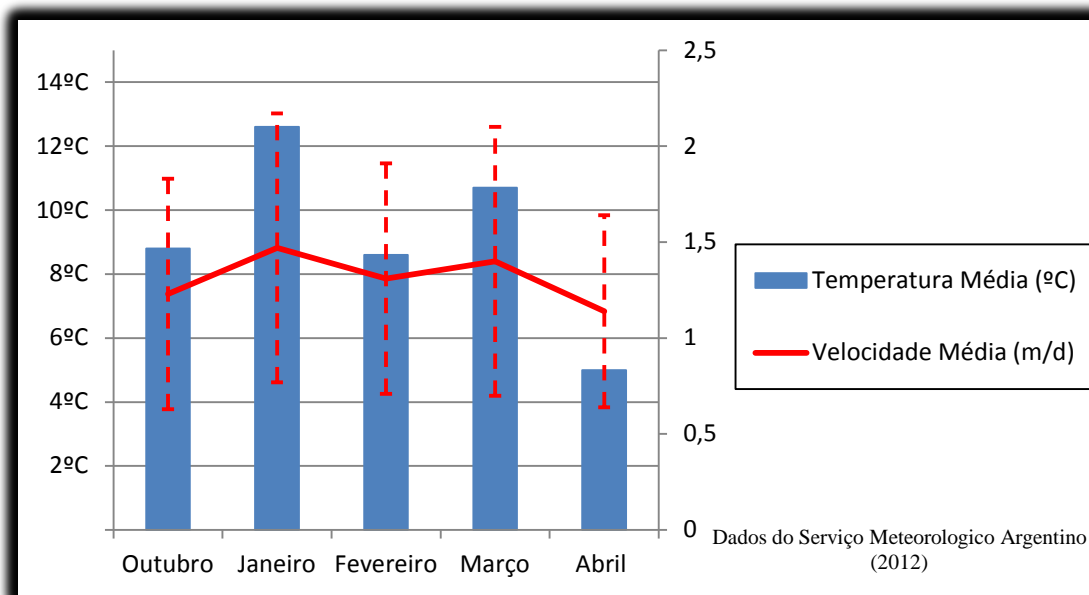


Figura 14 – Gráfico de comparação entre os valores médios mensais de temperatura e velocidade estimados para a geleira Grey. As linhas pontilhadas representam o desvio padrão das médias mensais de velocidade.

Observou-se que o mês de outubro apresentou a menor variação de velocidade entre as margens e o centro da geleira (Figura 15). Isto ocorre no início da estação de ablação, que devido à pequena taxa de derretimento reduz a lubrificação da geleira e impede com que a velocidade no centro seja maior. As velocidades de fluxo registradas ao longo de toda a porção superior mostraram-se estáveis e com pequena variação transversal, com valores de 1,1 a 1,7 md^{-1} na área central, reduzindo nas laterais para valores entre 1 metro e poucos centímetros por dia.

A Figura 15 indica que a área com maiores velocidades de fluxo no mês de outubro localiza-se abaixo da região intermediária da geleira, com valores de deslocamento de 1,1 a 3 md^{-1} . Isto ocorre devido ao fluxo de compressão que, segundo Paterson (1994), é função da desaceleração gerada pela curvatura da parede do vale, que causa uma compressão transversal compensada por uma extensão e um conseqüente aumento do fluxo. Ao aproximar-se das margens do vale existe uma tendência das fendas formarem um ângulo de 45° em decorrência da tensão de tração (CUFFEY & PATERSON, 2010), criando um fluxo compressivo em direção ao centro da geleira.

A região intermediária da geleira sofre um aumento de velocidade no sentido do fluxo, marcado por valores que vão de 1,1 a 2,7 m d^{-1} . A Figura 15 descreve um leve aumento de velocidade na porção sul da língua causado pela alta declividade nesta região, com uma ramificação do fluxo e velocidades entre 0,7 e 2 m d^{-1} . A região centro da língua recebe o aporte direto do fluxo central da geleira Grey, com valores estimados em 3 m d^{-1} e reduzindo até 0,7 m d^{-1} na proximidade com os corpos rochosos que dividem a língua da geleira. A parte norte da língua é fortemente influenciada pelo grande promontório rochoso que ancora a geleira e diminui os valores de velocidade nesta região. Os valores registrados para a área são de 0,4 m d^{-1} nas margens as máximas de 1,5 m d^{-1} na porção central.

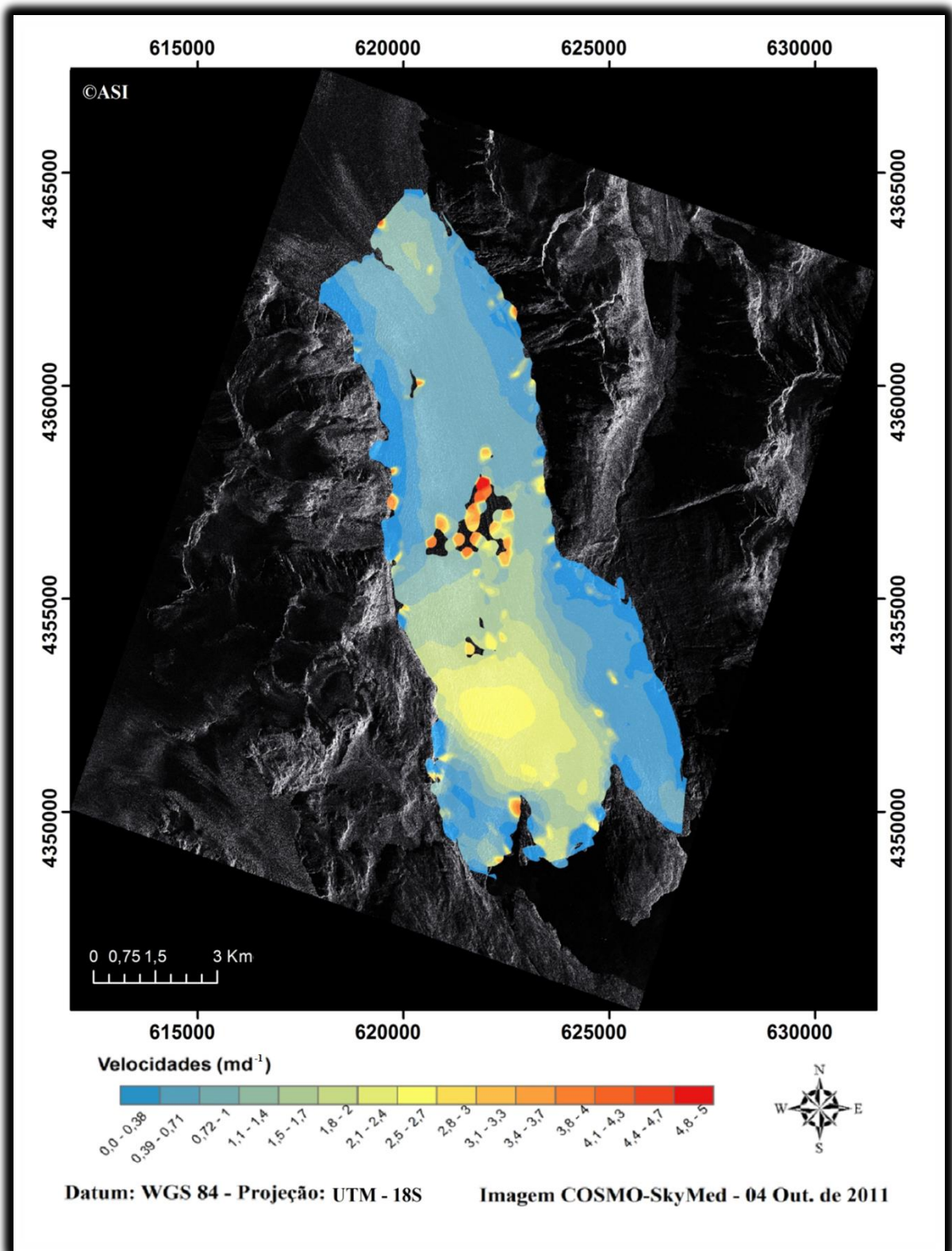


Figura 15 - Mapa da velocidade superficial de fluxo calculado para a geleira Grey referente ao mês de Outubro de 2011. As áreas de coloração azul representam as menores velocidades (0 à 1 m d^{-1}), tons verdes, amarelos e laranja representam as velocidades intermediárias ($1,1$ à 4 m d^{-1}) e as áreas de coloração vermelha descrevem as maiores velocidades obtidas ($4,1$ à 5 m d^{-1}). Os dados espúrios no centro da geleira consistem em erros durante interpolação dos dados que não puderam ser corrigidos e devem ser desconsiderados.

De acordo com a Figura 16, a região da subárea 5 registrou valores de fluxo entre 1,4 e 2,1 md^{-1} , com alguns pontos de maior ou menor velocidade esparsos na figura. A subárea 4 apresentou velocidades que vão de 1,3 até valores próximos a 3 md^{-1} . A subárea 3 compreende a porção frontal sul da geleira, com velocidades que variam de 1 à 3 md^{-1} e um fluxo bidirecional que aumenta gradativamente em direção a lateral direita da geleira (*i.e.*, esquerda da figura) e o lago Grey. A subárea 2 está localizado na porção centro-terminal da língua e apresenta um fluxo central bem definido, com velocidades que variam de 1 até 2,9 md^{-1} na região de maior intensidade. Localizado na porção norte da língua, a subárea 1 é fortemente influenciada pelo grande promontório rochoso que, divide o corpo da geleira, e auxilia na fricção do fluxo reduzindo os valores de velocidade desta área. A figura 15 demonstra claramente a redução do fluxo nesta região, devido ao estreitamento formado entre a cadeia de montanhas ao norte da geleira e o promontório rochoso central. Na Figura 16 a subárea 1 apresenta um fluxo de compressão próximo ao promontório rochoso sob influência da região central com velocidades de 0,7 à máximas de 2,2 md^{-1} .

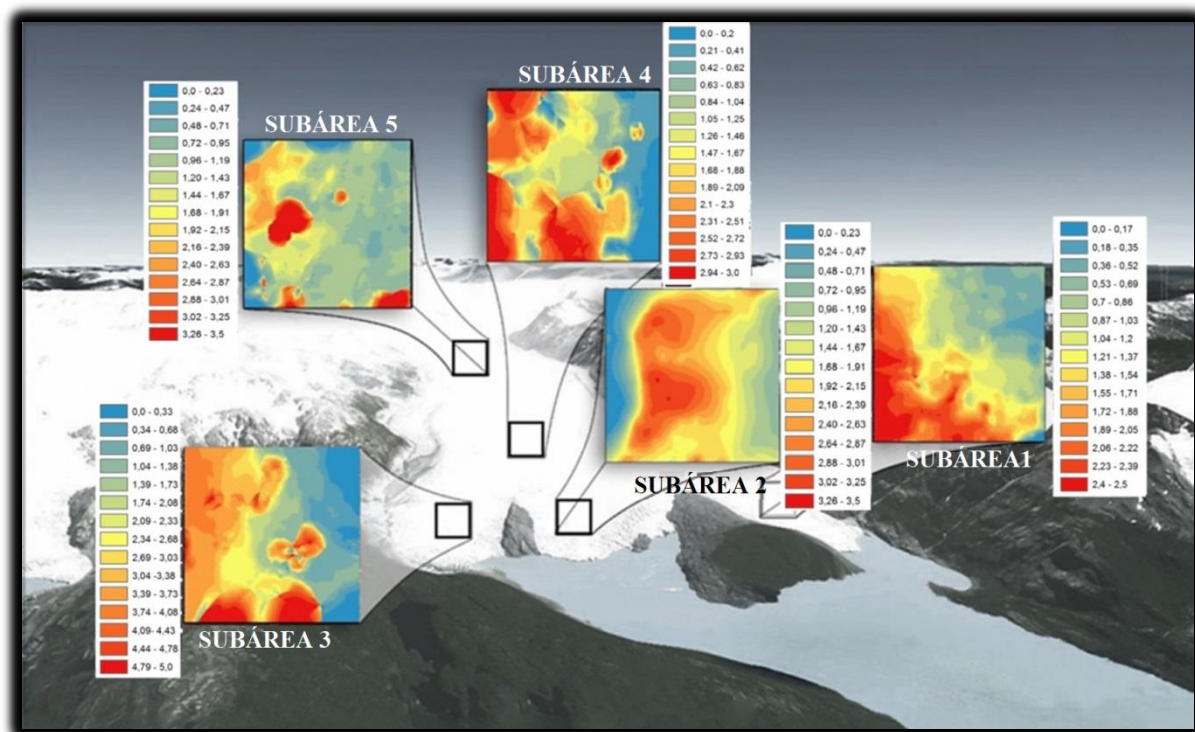


Figura 16 – Ilustração dos valores de velocidade superficial de fluxo estimados para o mês de outubro de 2011, para as 5 subáreas de referência no corpo da geleira Grey. Figura gerada sobre uma imagem base do software Google Earth.

No ano de 2011, o mês de outubro registrou a temperatura média de 8,8° C e um acumulado de 22,3 mm em 19 dias de precipitação (SMN, 2013). Com o início do período de ablação o aumento na lubrificação da base da geleira somado aos fluxos de extensão, compressão e a gravidade iniciam o processo de formação do fluxo central ainda pouco marcado, conforme mostra a figura 15.

O mês de janeiro, diferentemente de outubro, mostrou um padrão de fluxo central marcante e bem definido, com altas velocidades na região central (Figura 17), reduzindo à medida que nos aproximamos das margens da geleira. Na porção superior, os valores de velocidade registrados vão de 2,7 m d^{-1} no centro, até 0,4 m d^{-1} nas bordas. A região intermediária da geleira mantém o padrão de fluxo da porção superior, com uma leve redução na velocidade devido ao fluxo compressão gerado pela curva que o vale impõe sobre a geleira. Esta redução na velocidade causada pela compressão na parede do vale gera um subsequente fluxo de extensão que irá aumentar a velocidade na porção centro-terminal, registrando valores de velocidade de 2,5 a 3 m d^{-1} , porém agora mais próximo às 3 ramificações da língua. A porção sul da língua manteve o padrão bifurcado, com um fluxo de extensão, gerado pela declividade, em direção à direita (*i.e.*, esquerda da figura) e outro em direção ao lago Grey, com velocidades entre 0,7 e 2 m d^{-1} . Situado entre os dois promontórios rochosos, a região central da língua tem seu fluxo intensificado e bem definido, com velocidades que chegam a 3,3 m d^{-1} , na área central do fluxo. Uma análise visual da Figura 17 mostra o perfil de deflexão, em 45°, das fendas centrais ao encontrarem os dois corpos rochosos e criarem um canal central de fluxo entre estas feições. A região norte da língua, devido a baixa declividade, apresenta valores de velocidade praticamente nulos próximo aos corpos rochosos, chegando a máximas de 1 m d^{-1} em apenas algumas áreas.

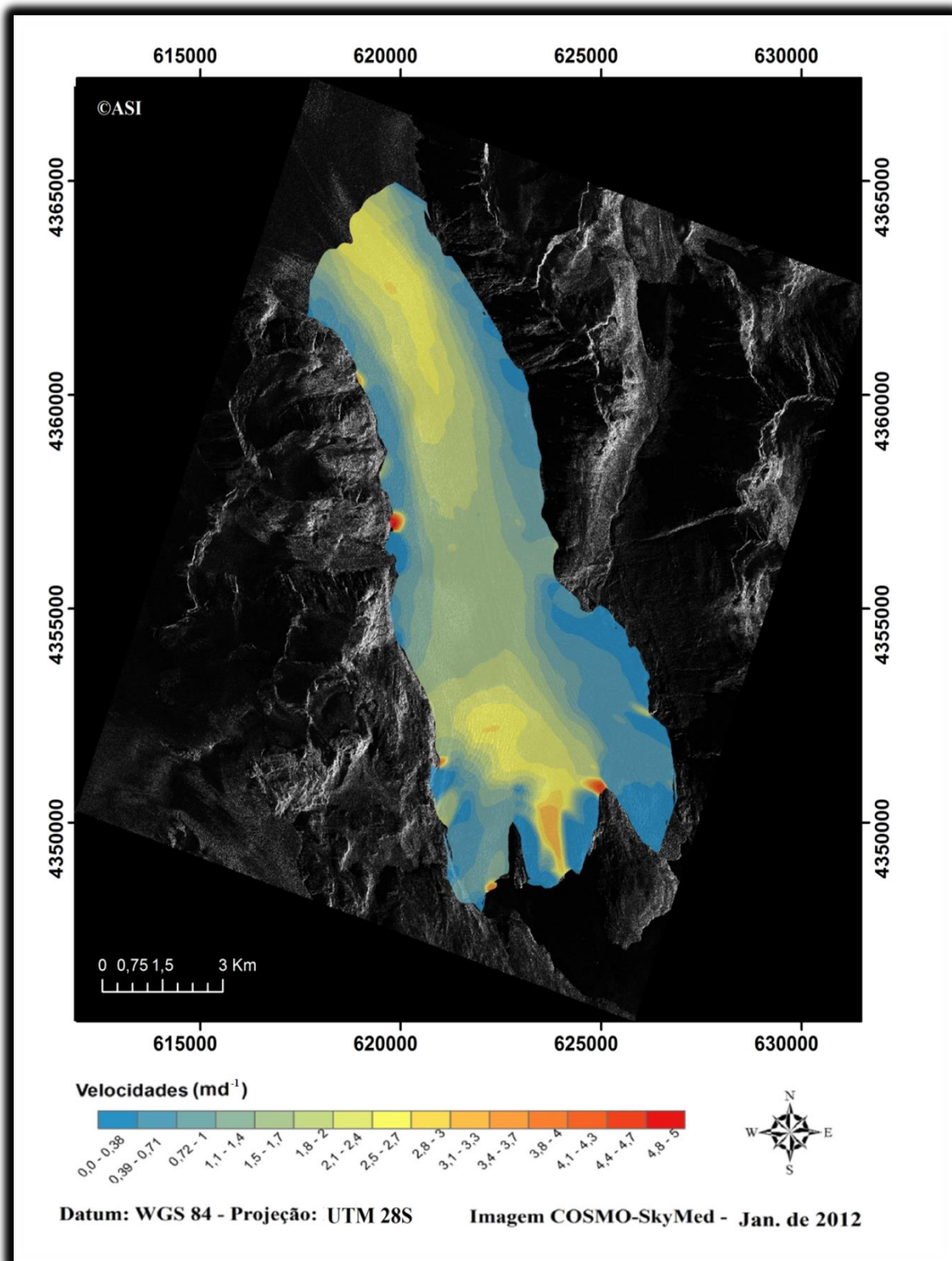


Figura 17 - Mapa da velocidade superficial de fluxo calculado para a geleira Grey referente ao mês de Janeiro de 2012. As áreas de coloração azul representam as menores velocidades (0 à 1 md^{-1}), tons verdes, amarelos e laranja representam as velocidades intermediárias ($1,1$ à 4 md^{-1}) e as áreas de coloração vermelha descrevem as maiores velocidades obtidas ($4,1$ à 5 md^{-1}). Os dois pontos marcados por altas velocidades em vermelho consistem em erros durante interpolação dos dados que não puderam ser corrigidos e são considerados ruídos.

O aumento na temperatura ambiente causa um conseqüente acréscimo de água na base da geleira, reduzindo a rugosidade da superfície basal e resultando em uma maior velocidade de deslizamento (PATERSON, 1994). Principalmente no centro da geleira onde é formado um gradiente transversal, desde a região superior até língua, com altas velocidades no dorso da geleira e reduzindo à medida que nos aproximamos das bordas. Por se tratar de um mês com altas temperaturas e altos valores de derretimento, todas as regiões, exceto a porção norte da língua, mostraram velocidades de fluxo altas. Devido a deflexão causada pelo promontório rochoso e a cadeia de montanhas, a região da subárea 1 apresentou valores de deslocamento diário baixos. Com o equilíbrio dos fluxos de extensão e compressão, as velocidades ficaram restritas a poucos centímetros por dia, mesmo em um período quente.

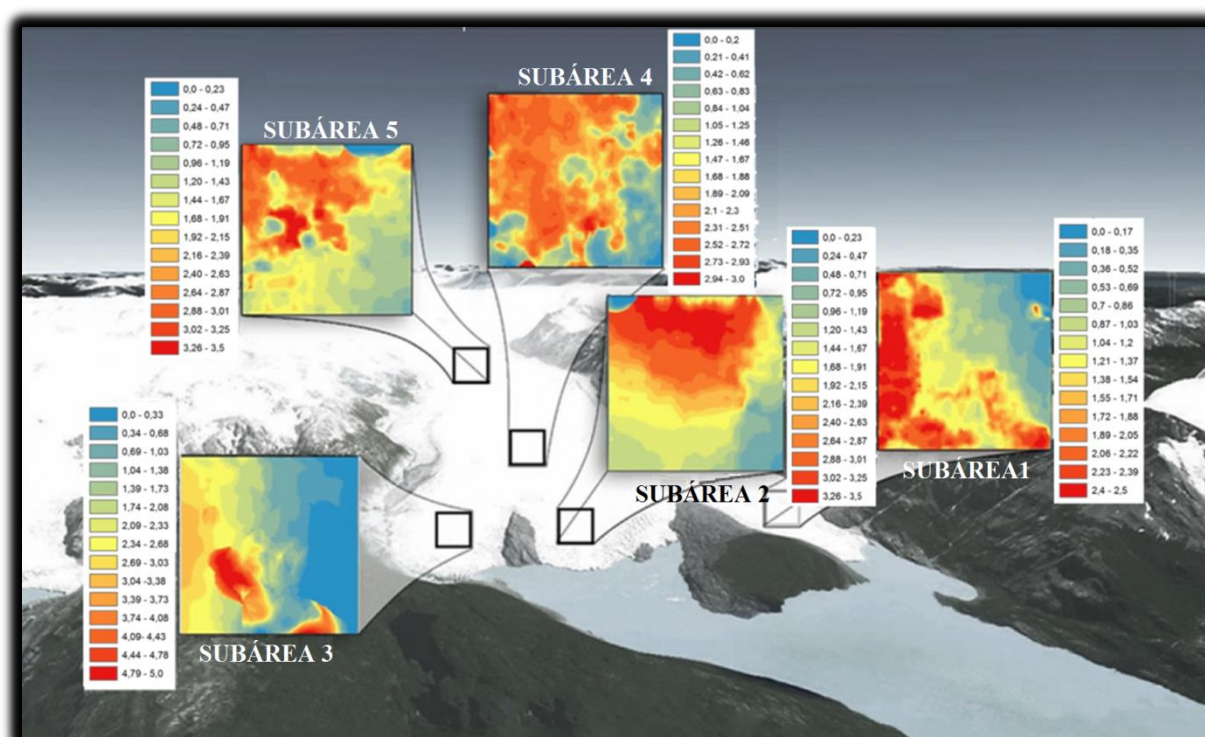


Figura 18 – Ilustração dos valores de velocidade superficial de fluxo estimados para o mês de janeiro de 2012, para as 5 subáreas de referência no corpo da geleira Grey. Figura gerada sobre uma imagem base do software Google Earth.

A figura 18, com as subáreas referentes ao mês de janeiro, segue o padrão de fluxo definido na Figura 17. Os valores para estas subáreas mantiveram-se próximos aos obtidos na análise de fluxo completa do corpo da geleira, a exceção da subárea 1 que apresentou valores anormais, podendo ser considerado um erro de processamento. As subáreas 5 e 4 mostraram padrões de fluxo e velocidades bastante similares, variando em torno de 1 à 3 md^{-1} . A subárea 3 demonstra com detalhes a deflexão do fluxo de deslocamento para a esquerda em direção ao

corpo rochoso, marcado por velocidades que vão de 1,4 à 3,4 md^{-1} . Situado entre os dois promontórios rochosos a subárea 2 tem seu fluxo central intenso e perfeitamente definido, com velocidades entre 1,7 e 3,5 md^{-1} .

Janeiro é caracterizado por uma estação de temperaturas elevadas e baixos valores de precipitação. Conforme mostra a figura 13, o ano de 2012 registrou uma temperatura média de 12,6°C e um acumulado de chuva abaixo de 13 mm (SMN, 2013). Esta elevação na temperatura do ar causa um aumento na velocidade do fluxo central das geleiras, em função do derretimento do gelo e um conseqüente acréscimo no aporte de água. Que pode percolar em fendas, *moulins* e outros canais de drenagem glacial, lubrificando assim o contato gelo-rocha (ZWALLY *et al.*, 2002). Isto explica a formação de um fluxo central bem definido durante os períodos quentes do ano.

Com uma velocidade média menor que o mês de janeiro, fevereiro manteve o padrão de fluxo com altas velocidades no dorso da geleira, reduzindo em direção as margens. Analisando visualmente a Figura 19, podemos identificar dois picos de máxima velocidade de fluxo, um deles localizado na porção superior da geleira que registrou valores de até 3,3 md^{-1} na região central. O outro pico de máxima velocidade está localizado na língua central da geleira Grey, chegando a valores entre 1,5 e 5 md^{-1} , registrados próximo às águas do lago Grey. A porção intermediária da geleira registra valores de velocidades entre 0,4 e 2 md^{-1} , marcada pela forte estratificação transversal da velocidade. A porção terminal sul mudou o perfil duplo de fluxo para um perfil simples canalizado em direção ao lago Grey com velocidades de 1,1 a 1,7 md^{-1} . O lado norte da língua continuou registrando os menores valores de velocidade, porém com um fluxo central máximo de 1,4 md^{-1} causado pela convergência da parede lateral da geleira com o promontório rochoso.

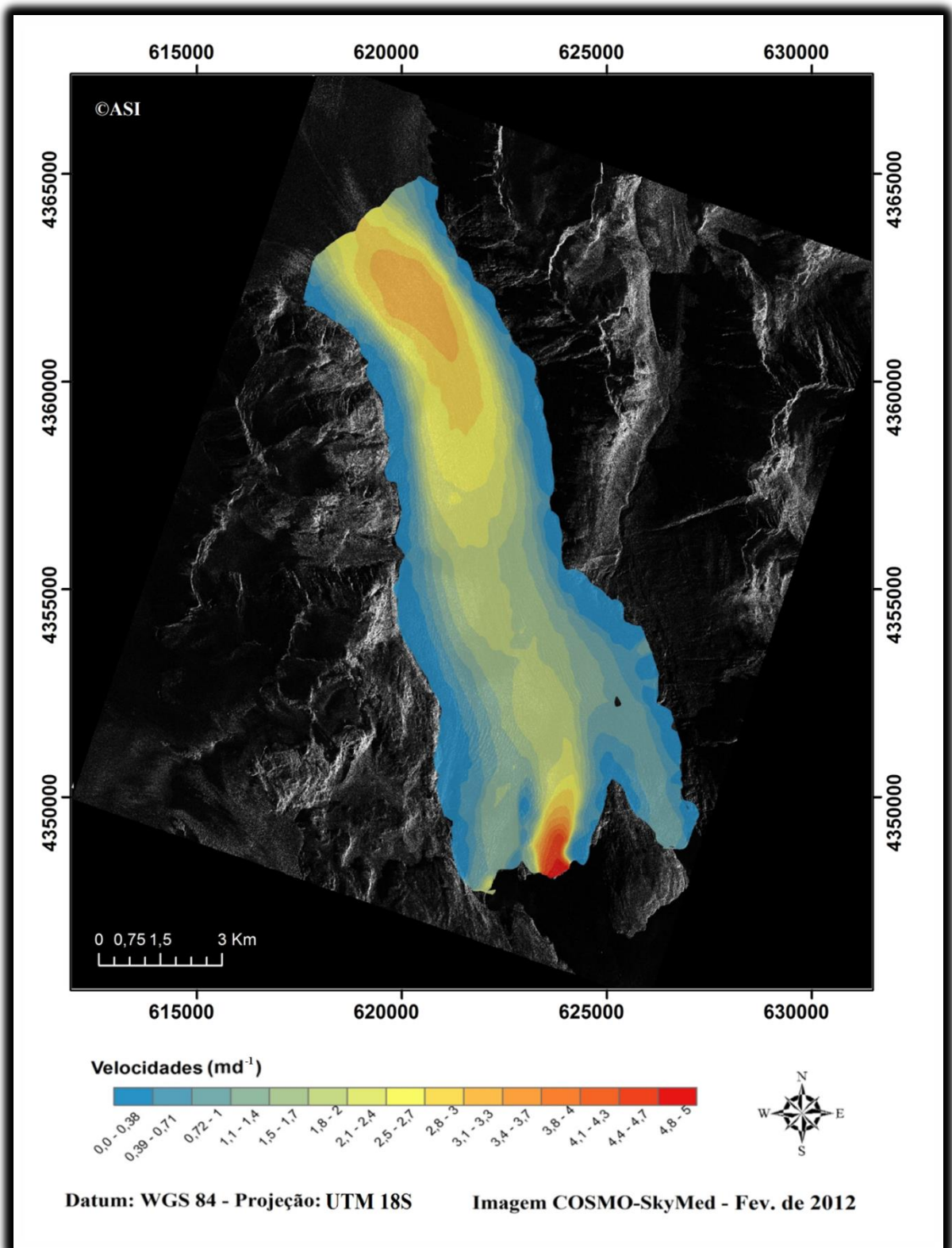


Figura 19 - Mapa da velocidade superficial de fluxo calculado para a geleira Grey referente ao mês de Fevereiro de 2012. As áreas de coloração azul representam as menores velocidades (0 à 1 md^{-1}), tons verdes, amarelos e laranja representam as velocidades intermediárias ($1,1$ à 4 md^{-1}) e as áreas de coloração vermelha descrevem as maiores velocidades obtidas ($4,1$ à 5 md^{-1}).

É possível observar a intensificação do fluxo central da geleira comparado ao mês anterior (Figuras 17 e 19). Criando inclusive canais centrais de fluxo bem definidos ao longo das três ramificações da língua.

Na figura 20, podemos observar que a subárea 5 possui valores entre 1,2 e 3,0 m d^{-1} , bastante próximos aos registrados para a mesma região na figura 19. A subárea 4 apresentou valores um pouco menores, entre 1,0 e 2,8 m d^{-1} , e um fluxo de deslocamento bem definido. Na porção terminal da língua, a subárea 3 mostrou velocidades próximas a 2,7 m d^{-1} , enquanto a subárea 2 seguiu o padrão de aumento de velocidade registrando velocidades que vão de 1,7 à 3,5 m d^{-1} . A subárea 1 apresentou valores amplos de 0,3 à 2,3 m d^{-1} , com um fluxo de compressão gerado pelo promontório rochoso, reduzindo as velocidades até 0,3 m d^{-1} próximo a margem do vale.

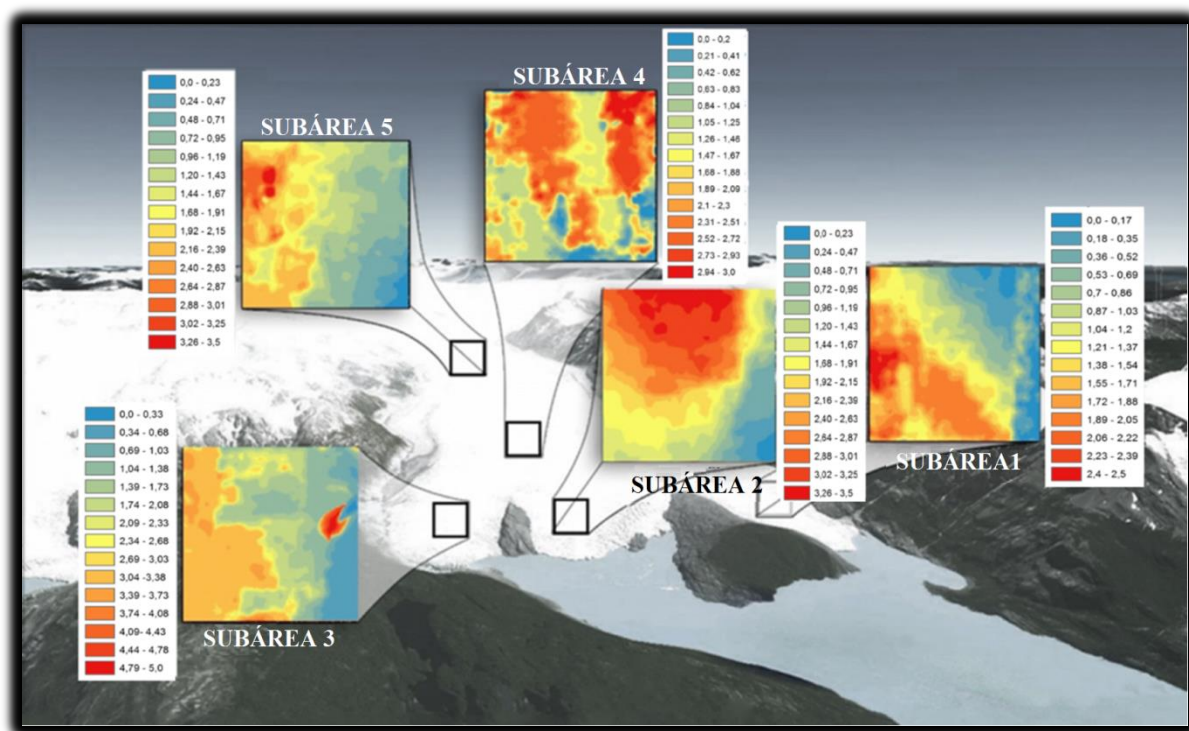


Figura 20 – Ilustração dos valores de velocidade superficial de fluxo estimados para o mês de fevereiro de 2012, para as 5 subáreas de referência no corpo da geleira Grey. Figura gerada sobre uma imagem base do software Google Earth.

Auge do verão no hemisfério sul, o mês de Fevereiro de 2012 apresentou uma média mensal abaixo dos meses de janeiro e março, com 8,6°C de temperatura média e um acumulado de 34,2 mm em 22 dias com ocorrência de precipitação (SMN, 2013). Uma análise

da figura 14 mostra que a redução na velocidade média de fluxo da geleira teve uma resposta direta na redução da temperatura média registrada para este mês.

Os dados de velocidade de fluxo para o mês de março mantiveram-se próximos aos analisados em fevereiro. Porém, neste mês a geleira Grey apresentou valores de velocidade de fluxo maiores nas porções laterais, que partem transversais das bordas da geleira convergindo para o centro à medida que se aproximam do meio da geleira, (Figura 21). Paterson (1994) mostra que parte da movimentação da geleira é determinada pela movimentação dos sedimentos subglaciais acrescidos d'água. Dado que os outros mecanismos de fluxo não explicam as velocidades observadas nas porções laterais da geleira, podemos então considerar que os valores de velocidade encontrados nas margens podem estar associados as morainas laterais da geleira.

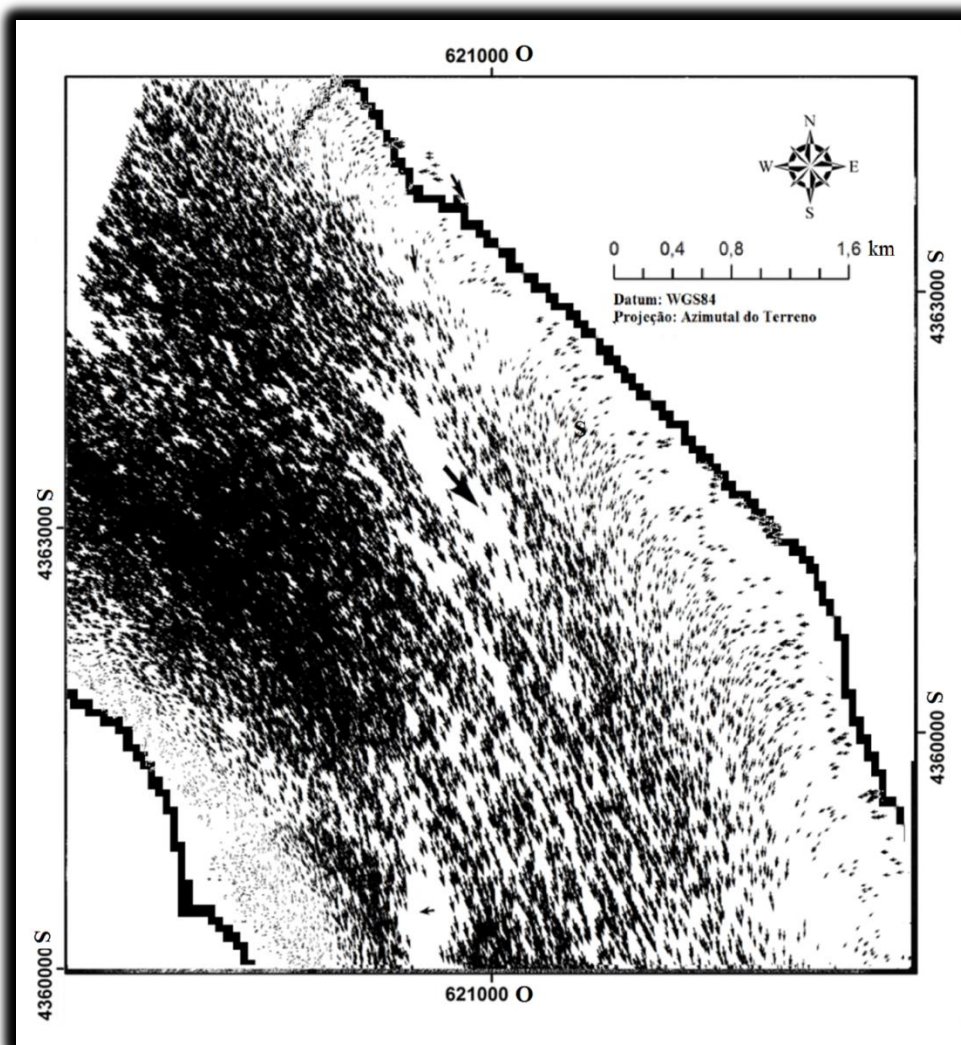


Figura 21 – Direção dos vetores de deslocamento gerados para mês de março de 2012.

A figura 22 mostra um fluxo central maior e ainda mais intenso na porção superior da geleira, com valores entre 1 e 3,3 md^{-1} , e velocidades que reduzem gradativamente em direção as áreas laterais. Intensificados pelos fluxos transversais próximos as paredes rochosas. A região intermediária da geleira apresentou valores entre 0,4 e 2,4 md^{-1} , reduzindo em direção as margens. A porção sul da língua registrou um aumento circunstancial na intensidade de fluxo em toda a sua área. Esta região estava caracterizada por menores valores de velocidade e neste mês foram registradas velocidades superiores a 3 md^{-1} , conforme a Figura 22. No mês de março, a porção central da língua ficou marcada como uma continuação do fluxo central de deslocamento da geleira, com velocidades de até 4,7 md^{-1} próximo ao lago Grey. A ramificação norte da língua manteve suas características com velocidades menores de 0,7 a 1 md^{-1} , com destaque para os fluxos laterais gerados a partir das encostas rochosas.

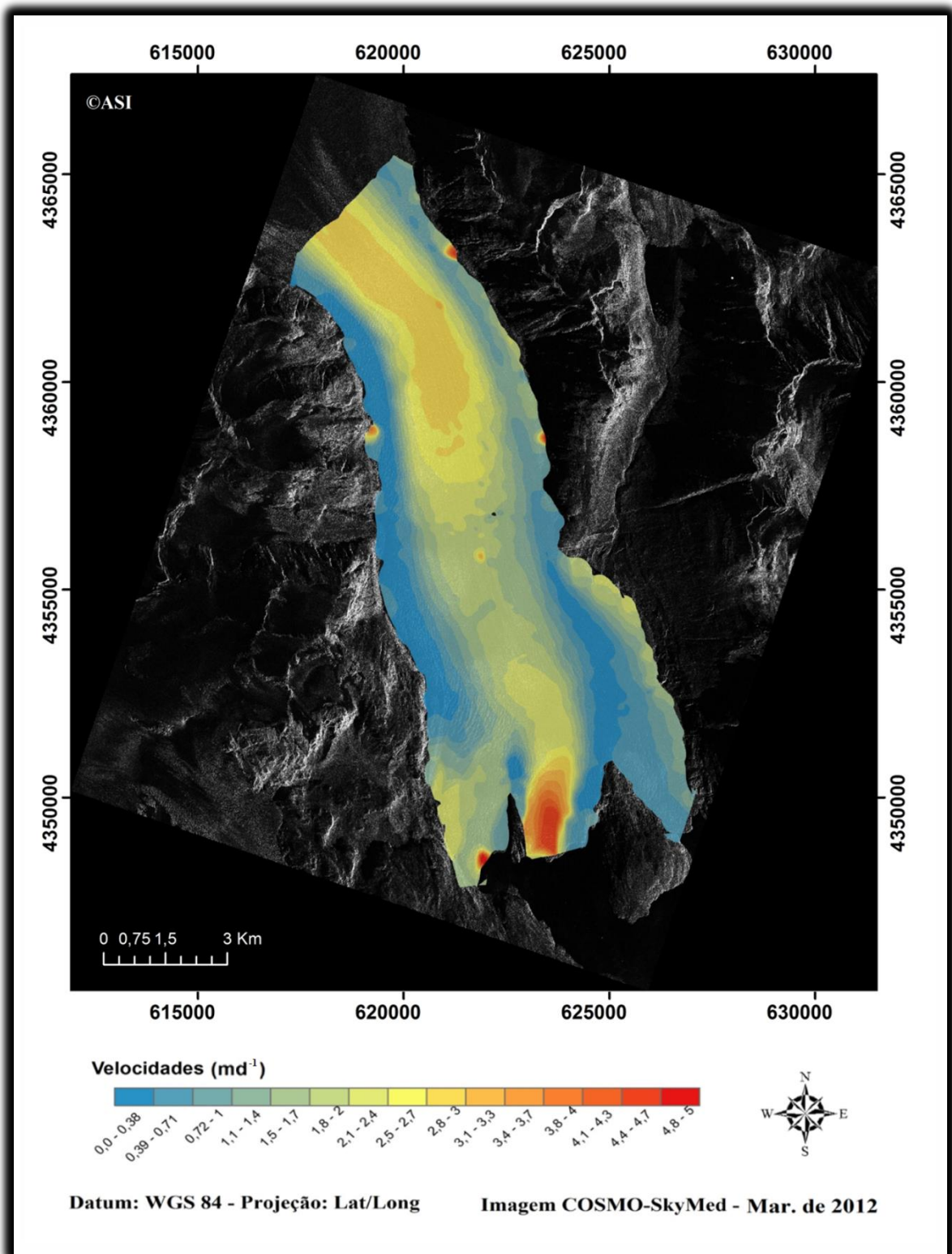


Figura 22 - Mapa da velocidade superficial de fluxo calculado para a geleira Grey referente ao mês de Março de 2012. As áreas de coloração azul representam as menores velocidades (0 à 1 md^{-1}), tons verdes, amarelos e laranja representam as velocidades intermediárias ($1,1$ à 4 md^{-1}) e as áreas de coloração vermelha descrevem as maiores velocidades obtidas ($4,1$ à 5 md^{-1}).

Visualmente, as subáreas geradas para o mês de março parecem descrever com clareza os padrões de fluxo de cada região. A subárea 5 registrou valores próximos aos visualizados na figura 22, de 1,2 à 3,2 m d^{-1} , enquanto na região central representada pela subárea 4 as velocidades variaram de 1,0 a 3 m d^{-1} . Na porção norte da língua, a subárea 1 registrou velocidades um pouco maiores que os obtidas para a mesma região na figura 22, entre 0,7 e 2,4 m d^{-1} . O aumento de velocidade marcado para toda a porção sul da língua também ocorreu na subárea 3, que mostrou velocidades de 1,0 à 3,7 m d^{-1} . A subárea 2 apresentou um fluxo bem definido com valores de velocidade que vão de 0,7 à 3,2 m d^{-1} .

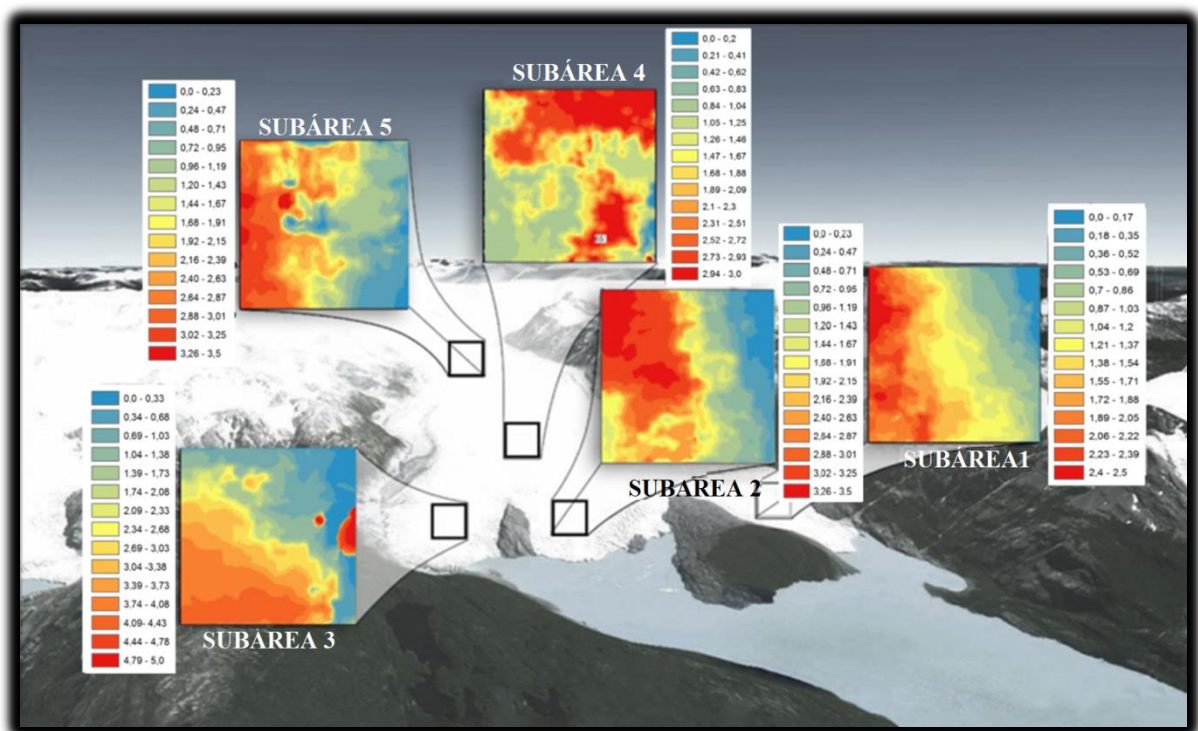


Figura 23 – Ilustração dos valores de velocidade superficial de fluxo estimados para o mês de março de 2012, para as 5 subáreas de referência no corpo da geleira Grey. Figura gerada sobre uma imagem base do software Google Earth.

Mês de transição entre as estações de verão e primavera, no ano de 2012, março registrou uma temperatura média mensal de 10,7°C, com um acumulado de precipitação de 73,1 mm em 20 dias (SMN, 2013). As geleiras de vale têm como principal componente de suas velocidades o deslizamento basal, que esta fortemente influenciada pela percolação de água da chuva e de derretimento superficial do gelo (HAMBREY, 1994). O que explica o aumento na velocidade média de fluxo da geleira Grey durante o mês de março registrado na Figura 14.

Começo da estação fria na Patagônia, o mês de abril apresentou um padrão de fluxo muito parecido ao mês de outubro, descrito pela figura 15. Com uma redução no fluxo central de velocidade, a porção superior da geleira Grey registrou valores máximos de fluxo em $1,7\text{md}^{-1}$, reduzindo gradativamente a poucos centímetros por dia nas margens. A região centro-terminal volta a apresentar os maiores índices de velocidade de toda a área da geleira, com valores que vão de $1,8$ à $3,7\text{ md}^{-1}$. Oriundos do fluxo de compressão, gerado pela curvatura na parede do vale, que é posteriormente compensado pelo fluxo de extensão e sofre um consequente aumento na velocidade. Na porção terminal, a área sul da língua apresentou valores médios entre $0,7$ e $1,4\text{ md}^{-1}$ com uma bifurcação do fluxo nas direções do lago Grey e do lado direito da geleira. A região centro da língua se mostrou ainda fortemente influenciada pelo fluxo central do corpo de gelo, com velocidades de $2,5\text{ md}^{-1}$ a $0,5\text{ md}^{-1}$ nas margens.

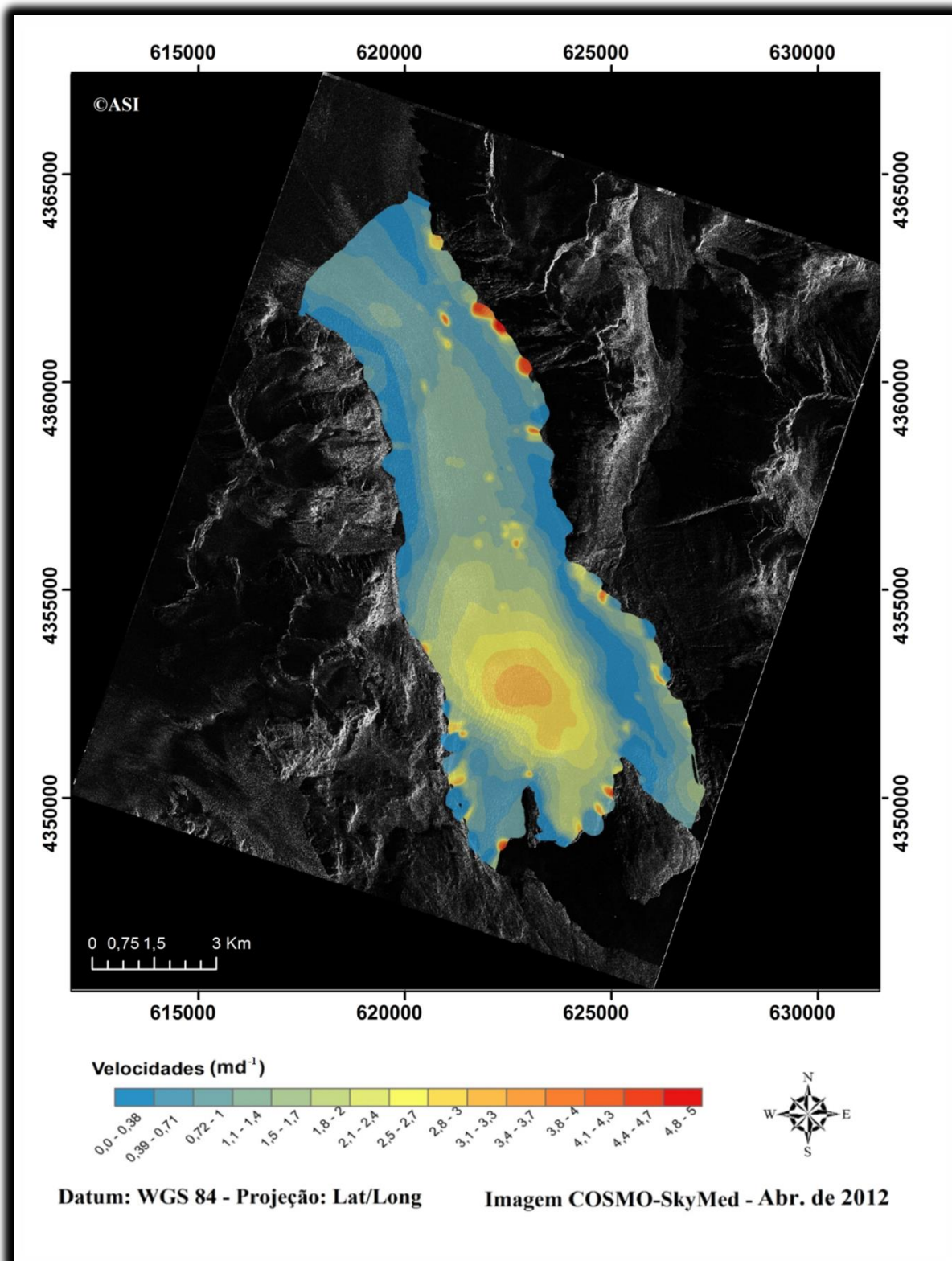


Figura 24 - Mapa da velocidade superficial de fluxo calculado para a geleira Grey referente ao mês de abril de 2012. As áreas de coloração azul representam as menores velocidades (0 à 1 md^{-1}), tons verdes, amarelos e laranja representam as velocidades intermediárias ($1,1$ à 4 md^{-1}) e as áreas de coloração vermelha descrevem as maiores velocidades obtidas ($4,1$ à 5 md^{-1}).

É possível observar que a redução na temperatura causa uma mudança marcante no padrão de fluxo da geleira, com a redução no fluxo central e um notório aumento da dinâmica na região centro terminal. Na Figura 25, a subárea 5 apresentou valores em torno de 1,4 a 2,6 md^{-1} , com um fluxo bem definido. A região da subárea 4 registrou um amplo valor de fluxo com velocidades que vão desde 0,4 até 3 md^{-1} . Na porção terminal da língua a subárea 3 apresentou valores médios entre 1,4 e 2,6 md^{-1} , com um fluxo dominante em direção a margem direita da geleira. A região central da língua, subárea 2, mostrou-se sob forte

influência do fluxo central da geleira, com velocidades de 1,5 à 3 md^{-1} , como mostra a figura 24. A última subárea, localizada na porção norte da língua, é caracterizada pelo movimento central da massa de gelo com valores entre 0,5 e 1,9 md^{-1} .

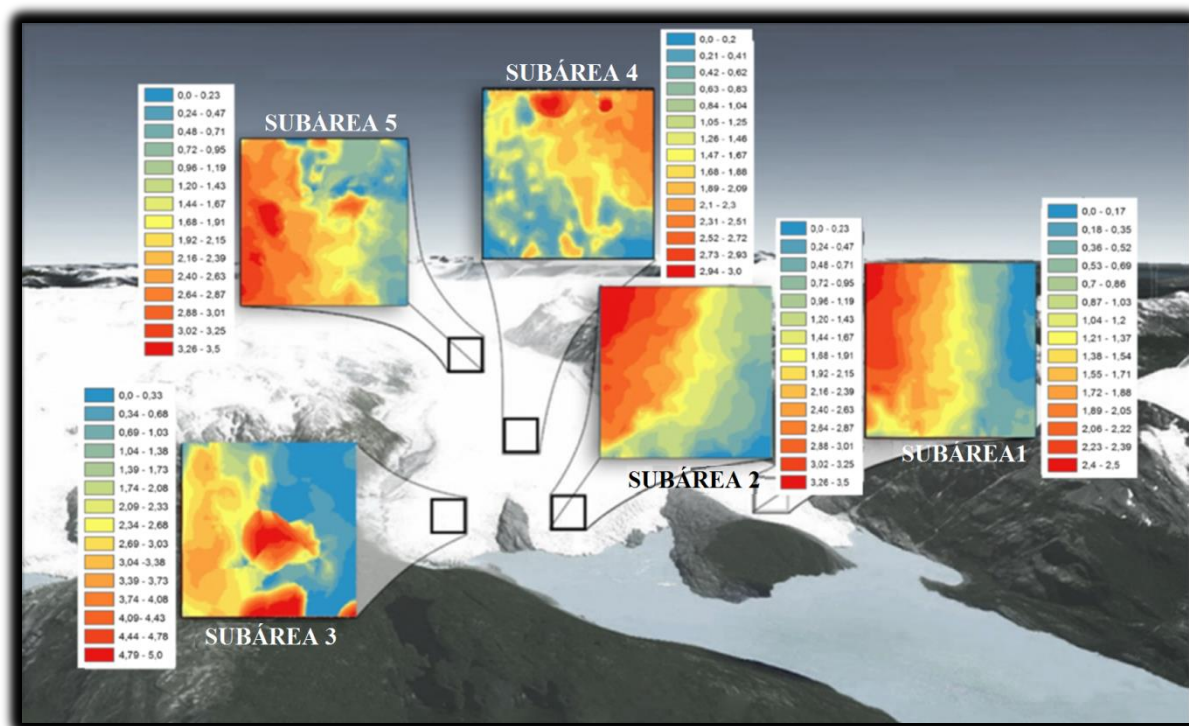


Figura 25 – Ilustração dos valores de velocidade superficial de fluxo estimados para o mês de abril de 2012, para as 5 subáreas de referência no corpo da geleira Grey. Figura gerada sobre uma imagem base do software Google Earth.

O mês de abril já apresenta características de uma estação fria, com o início de um período de recongelamento e redução na dinâmica central do fluxo da geleira. No ano de 2012, abril registrou uma temperatura média mensal de 5,2°C com umidade relativa do ar média em 71,2% e precipitação acumulada de 69,8 mm em 19 dias (SMN, 2013). A queda na temperatura e o aumento da precipitação, registrados na Figura 13, explicam a rápida

mudança no padrão geral de fluxo da geleira entre os meses de março e o abril. Caracterizando um perfil de deslocamento bastante similar ao mês de outubro, que também compreende um período de transição, porém entre as estações de inverno e verão.

Os dados de velocidade obtidos para a geleira Grey são referentes apenas às estações de primavera, verão e início do outono. Isso representa uma variação temporal curta, sem dados suficientes para que possamos compreender o ciclo anual de fluxo desta geleira. A tabela 7 descreve os valores de média e desvio padrão das velocidades de fluxo para cada uma das subáreas selecionadas na superfície da geleira Grey.

Tabela 7 – Média e desvio padrão dos valores de velocidade de fluxo estimados para as 5 subáreas da geleira Grey.

Mês Analisado	Outubro/11		Janeiro/12		Fevereiro/12		Março/12		Abril/12	
Áreas Analisadas	Média	D.P.	Média	D.P.	Média	D.P.	Média	D.P.	Média	D.P.
Subárea 5	2,88	0,47	3,42	0,21	2,09	0,17	2,14	0,21	1,83	0,48
Subárea 4	1,7	0,54	2,33	0,13	1,66	0,05	1,73	0,25	2,27	0,23
Subárea 3	2,81	0,48	1,55	0,52	1,25	0,66	2,18	0,17	1,81	0,49
Subárea 2	2,97	0,6	2,99	0,33	1,87	0,3	2,8	0,23	2,63	0,61
Subárea 1	1,88	0,43	1,44	0,15	0,72	0,14	1,12	0,21	1,97	0,42

Os valores médios de velocidade, descritos na Figura 14 variam de acordo com cada região de aquisição e estão sujeitos a diversos processos de extensão e compressão. Dependendo ainda das características físicas do gelo, declividade do terreno, espessura da massa de gelo e variáveis climatológicas. A subárea 5 apresentou médias de velocidade alta em todos os meses analisados, devido a alta declividade que faz com que haja um estiramento no gelo e o surgimento de um fluxo de extensão nesta região. A redução na velocidade média da subárea 4 com relação a subárea anterior, é causada pela, já citada, alteração de curso devido a formação do vale e a consequente desaceleração pelo fluxo de compressão com as margens. Os valores médios registrados para as 3 subáreas pertencentes a região terminal da geleira não apresentam um padrão sazonal definido, mostrando um comportamento particular com maior ou menor fluxo de escoamento de acordo com as condições meteorológicas e a movimentação da geleira.

Analisando os dados de velocidade obtidos para as distintas regiões da geleira Grey é possível observar que os dados seguem, em geral, o mesmo padrão de variação sazonal da velocidade média estimada para toda a geleira (Figura 14).

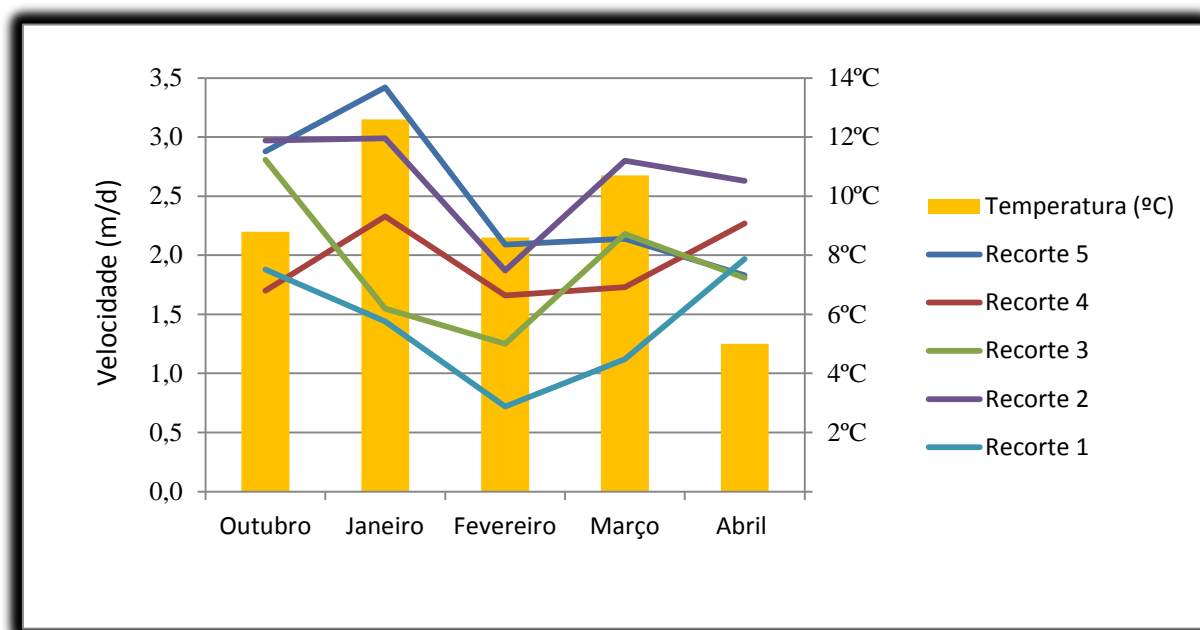


Figura 26 – Gráfico de comparação entre valores mensais médios de velocidade de fluxo estimados para as 5 subáreas e as médias mensais de temperatura.

Capítulo 5 – CONCLUSÕES

A utilização do algoritmo de correlação cruzada “*correlCorresp*”, proposto para que os objetivos do trabalho fossem alcançados, mostrou-se muito eficaz na estimativa das velocidades e direções do fluxo superficial na geleira Grey. Com a descrição de um perfil de deslocamento muito próximo ao observado em campo e valores de velocidade com erro padrão médio de 0,05 e precisão de 0,1m, os dados gerados pelo algoritmo parecem ser muito próximos aos valores reais de fluxo. A aquisição de imagens com cenas idênticas e o correto pré-processamento destas, possibilita que o correto registro ocorra de forma precisa, eliminando um processamento manual e possibilitando a aplicação de uma rotina automática, em séries temporais de imagens.

As velocidades superficiais, estimadas para as distintas regiões da geleira Grey, revelam um padrão sazonal marcante, com mudanças, principalmente, na posição central do fluxo no corpo da geleira. Os meses de outubro e abril, correspondentes a períodos de transição entre as estações, mostraram um perfil de deslocamento bastante similar, com padrões de fluxo praticamente idênticos. Outubro apresentou uma velocidade média de fluxo de $1,2 \text{ md}^{-1} \pm 0,6$, com máximas de velocidade registradas na porção centro-terminal da geleira. Janeiro registrou um valor médio de velocidade de $1,5 \text{ md}^{-1} \pm 0,7$, já com uma variação transversal na velocidade, marcada por maiores velocidades nas regiões centro-superior e centro-terminal. Os meses de fevereiro e março apresentaram padrões de fluxos bastante similares, com altas velocidades ao longo de toda a porção central da geleira. Os valores médios de velocidade de fluxo foram de $1,3 \text{ md}^{-1} \pm 0,6$ e $1,4 \text{ md}^{-1} \pm 0,7$, para fevereiro e março respectivamente. Abril registrou a menor velocidade média com $1,1 \text{ md}^{-1} \pm 0,5$, acompanhando a baixa temperatura registrada durante este mês.

Mesmo com o pequeno período amostral, os resultados apontaram que, as velocidades médias de fluxo da geleira Grey, seguiram um perfil sazonal, diretamente, relacionado às variações de temperatura, evidenciando-se, valores médios de velocidade maiores nos meses de verão e, menores nos meses de outubro e abril. Durante o período analisado, aparentemente, a temperatura do ar foi o fator ambiental com maior influência na variação da velocidade de fluxo da geleira. Para temperaturas superiores a 0°C , a probabilidade de precipitação sob a forma de neve diminui drasticamente com o aumento da umidade relativa, pois o ar transmite calor latente aos cristais de neve que transformam-se em chuva. Com

temperaturas médias de 12,6° C, 8,6° C e 10,7° C e altos valores de umidade relativa do ar os meses de janeiro, fevereiro e março apresentaram os maiores valores de velocidade superficial. O intenso deslocamento, principalmente na região central da geleira, é causado pelo aumento na drenagem glacial e a consequente lubrificação da base nesta região, somada a baixa precipitação de neve característica deste período do ano. Os valores médios mensais de temperatura dos meses de outubro e abril caracterizam os menores valores de velocidade média, assim como o diferente padrão de fluxo da geleira quando comparado aos demais meses analisados.

A técnica desenvolvida ao longo deste estudo permite uma análise aprimorada das variações na velocidade superficial das geleiras nas mais distintas escalas temporal e espacial. A nível local foi possível observar que a geleira Grey apresenta mudanças nos seu padrão geral de fluxo superficial em uma escala mensal, o que é facilmente observado quando analisamos visualmente o posicionamento das fendas ao longo das imagens. Logo, podemos concluir que a metodologia empregada mostrou-se válida e eficaz para estimativa da velocidade superficial de fluxo da geleira Grey. No entanto, a aquisição de dados de campo nos auxilia a extrair de forma ainda mais eficaz os dados adquiridos a partir das imagens de radar. Com destaque para a disponibilidade do método em ser adaptado e calibrado de acordo com as características de cada cena analisada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHN, Y. & HOWAT, I. M.. Efficient, automated glacier surface velocity measurements from repeat images using multiimage/multi-chip (MIMC) feature tracking, *IEEE T. Geoscience Remote*, revised, 2010.

ANIYA, M.; SATO, H.; NARUSE, R.; SKVARCA, P. and CASASSA, G.. The use of satellite and airborne imagery to inventory outlet glaciers of the Southern Patagonia Icefield, South America, *Photogrammetric Eng. and Remote Sensing*, 62, 1361-1369 p., 1996.

ANIYA, M.; ENOMOTO, H.; AOKI, T.; MATSUMOTO, T.; SKVARCA, P.; BARCAZA, G.; SUZUKI, R.; SAWAGAKI, T.; SATO, N.; ISENKO, E.; IWASAKI, S.; SALA, H.; FUKUDA, A.; SATOW, K. and NARUSE, R.. Glaciological and geomorphological studies at Glaciar Exploradores, Hielo Patagónico Norte, and Glaciar Perito Moreno, Hielo Patagónico Sur, South America, during 2003–2005 (GRPP03-05). *Bull. Glaciol. Res.* 24, 95–107 p., 2007.

ARIGONY-NETO, J.. Monitoring glacier parameters on the Antarctic Peninsula: a centerline approach combining satellite and GIS. Tese (Doutorado). Alemanha - Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg, 2006.

ASI - Agenzia Spaziale Italiana. COSMO-SkyMed SAR Products Handbook. ASI-CSM-ENG-RS-092-A. 103 p., 2007.

BARBOSA, A.S.. Variações na velocidade de fluxo das geleiras de maré da Península Antártica entre os períodos de 1998-91 e 2000-03. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2012.

BENNETT, M. R. & GLASSER, N. F.. *Glacial Geology: ice sheets and landforms*. Chichester: Wiley, 364 p., 1996.

BENN, D.I. & EVANS, D. J. A.. *Glaciers and glaciation*. Paris: Arnold, 734 p., 1998.

BERTHIER, E., VADON, H., BARATOUX, D., ARNAUD, Y., VINCENT, C., FEIGL, K., REMY, F.. Surface motion of mountain glaciers derived from satellite optical imagery. *Remote Sensing of Environment*, v.95(1), 14–28 p., 2005.

- CASASSA, G.. Glacier inventory in Chile: Current status and recent glacier variations. *Annals of Glaciology* 21. 317- 322 p., 1995.
- CASASSA, G.; RIVERA, A.; ANIYA M. and NARUSE, R.. Current knowledge of the Southern Patagonia Icefield. In CASASA, G.; SEPÚLVEDA, F. and SINCLAIR, R. (Eds.) *The Patagonian Ice fields. A unique natural laboratory for environmental and climate change studies*. Kluwer Academic/Plenum Publishers, 67-83 p., 2002.
- CIAPPA, A.; PIETRANERA, L. and BATTAZZA, F. Perito Moreno Glacier (Argentina) flow estimation by COSMO SkyMed sequence of high-resolution SAR-X imagery. *Remote Sensing of Environment*, v. 114 n.9, 2088–2096 p., 2010.
- CUFFEY, K.M. & PATERSON, W.S.B.. *The Physics of Glaciers*, Fourth Edition, 2010.
- EINER, M. & JABER, W. A.. Glacier flow and topography measurements with TerraSar-X and TanDEM-X. . *IEEE Geoscience and Remote Sensing Proceedings*, 3835–3838 p., 2011.
- EMBLETON, C. & KING, C. A.. *Glacial Geomorphology*. Londres, Edward Arnold, 573 p., 1975.
- ESRI. Environmental Systems Research Institute. Software ArcGIS Professional GIS for the desktop, versão 10, 2010.
- ESRI, ArcGIS Resources – Help topic “How Diffusion Interpolation With Barriers Works”. Disponível em: <<http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.1/index.html#/00310000002s000000>>. Acesso em 19 de dez. 2012.
- FLORICIOIU, D.; EINER, M.; ROTT, H.; YAGYE-MATINEZ, N. and NAGLER, T.. Surface velocity and variations of outlet glaciers of the Patagonia Icefields by means of TerraSAR-X. *IGARSS (2)*, 1028-1031 p., 2009.
- FOSTER, J. L.; SUN, C.; WALKER, J. P. ; KELLY, R.; CHANG, A.; DONG, J. and H. POWELL. Quantifying the uncertainty in passive microwave snow water equivalent observations, *Remote Sensing of Enviroment*, 94: 187-203 p., 2005.
- FOWLER, A. C.. Rheology of subglacial till. *Journal of Glaciology* 48 (163), 631-632 p., 2003.

GILES, A. B.; MASSOM, R. A. and WARNER, R. C.. A method for sub-pixel scale feature-tracking using Radarsat images applied to the Mertz Glacier Tongue, East Antarctica. *Remote Sensing of Environment*, 113(8), 1691–1699 p., 2009.

HAEBERLI, W.; FRAUENFELDER, R.; HOELZE, M. and MAISCH, M.. On rates and acceleration trends of global glacier mass changes. *Geografiska Annaler*, 81A(4), 585-591 p., 1999.

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

HAMBREY, M.; ALEAN, J. *Glaciers*. Cambridge: Cambridge University Press, 2ed. 376 p., 2004.

HENDERSON, F.M. & LEWIS, A. J.. *Principles and applications of imaging radar. Manual of remote sensing*, 3rd edition, Vol. 2. John Wiley & Sons Inc., Nova York, Chichester, Weinheim, Brisbane, Singapura, Toronto, 866 S, 1998.

HIRANO, A.; WELCH, R.; LANG, H. Mapping from ASTER stereo image data: DEM validation and accuracy assessment. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, vol. 57, 356-370 p., 2003.

HUANG, M.F.; CHAN, C.M.; KWOK, K.C.S. and HITCHCOCK, P.A.. Cross correlation of modal responses of tall buildings in wind-induced lateral-torsional motion. *Journal of Engineering Mechanics*, ASCE, 135 (8): 802-812 p., 2009.

IPCC, *Climate Change 2007: The Physical Basis*. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, 996 p., 2007.

JANÑA, R.. *Digital elevation models and delineation of Antarctic glaciers using stereo capabilities of ASTER satellite images*. Tese (Doutorado em Geografia Física) – Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg, 2006.

JENSEN, J.R. *Sensoriamento Remoto do Ambiente: Uma Perspectiva em Recursos Terrestres*; Tradução José Carlos Neves Epiphanyo(Coordenador) et al.- São José dos Campos,SP: Parêntese, 587p., 2009.

KLAUSING, H. and HOLPP, W.. Radar mit realer und synthetischer Apertur. Oldenbourg Verlag München Wien, 412 S., 2000.

LILLESAND, T. M.; KIEFER, R. W.; CHIPMAN, J. W. Remote Sensing and image interpretation. New York: John Wiley & Sons, 763 p., 2004.

METEOCHILE, Dirección Meteorológica Chilena. Atlas Climatológico Sinótico para a região sul do Chile. Homepage oficial da Dirección Meteorológica Chilena. Disponível em <http://164.77.222.61/climatologia/publicaciones/Climatologia_sinoptica_Sur.pdf>. Acesso em 07 de dezembro de 2012.

PARADELLA, W.R.; SANTOS, A.R. dos; VENEZIANI, P.; CUNHA, E.S.P.. Radares Imageadores nas Geociências: Status e Perspectivas. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 12, Goiânia, Anais., São José dos Campos: INPE, Artigos, 1847-1854 p., 2005.

PATERSON, W. S. B. The Physics of Glaciers. Oxford: Pergamon, 3ed. 480 p., 1994.

RAYMOND, C. F.. How do glaciers surge? Journal of Geophysical Research, 92: 9121-9134, 1987.

RAFFERTY, J. P.. Glaciers sea ice and ice formation. Britannica educational publishing, 164-165 p., 2011.

RASMUSSEN, L.A.; CONWAY, H. and RAYMOND, C.F.. Influence of upper air conditions on the Patagonia icefields. Global Planet. Change, 59(1-4), 203-216 p., 2007.

RAU, F., BRAUN, M., FRIEDRICH, M., WEBER, F. & GOßMANN, H.. Radar glacier zones and their boundaries as indicators of glacier mass balance and climatic variability. In Wunderle & Nagler (eds.): Proceedings of the 2nd EARSeL Workshop - Special Interest Group Land Ice and Snow, June 16-17, Dresden, CD-ROM., 2000.

RAU, F.. Schneeeigenschaften und gletscherzonen der Antarktischen halbinsel im radarbild. inaugural – Dissertação inaugural para o Doutorado, Freiburg, 2004.

RIVERA, A.; CASASSA, G.; ACUÑA C. and LANGE H.. Variaciones recientes de glaciares en Chile. Rev. Invest. Geogr., 34, 29-60 p., 2000.

RIVERA, A.. Mass balance investigation at glacier Chico, Southern Patagonia Icefield, Chile. PhD thesis, University of Bristol, 2004.

RIVERA, A. & CASASSA, G.. Ice elevation, areal and frontal changes of glaciers from Torres del Paine National Park, Southern Patagonia Icefield. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 36(4), 379-389 p., 2004.

RIVERA, A.; BENHAM, T.; CASASSA, G; BAMBER, J. & DOWDESWELL, J.. Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia Icefield, Chile. *Global and Planetary Change*, 59, 126-137 p., 2007.

ROTT, H AND KUNZI, K. F;. Remote sensing of snow cover with passive and active microwave sensors. *Hydrological Applications of Remote Sensing and Remote Data Transmission*. IAHS Publ. no. 145, 1983.

SANTOS, V.C.. Estudo da dinâmica de geleiras de maré da Península Antártica através de imagens SAR de alta Resolução. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande, 2012.

SCAMBOS, T. A.; DUTKIEWICZ M. J.; WILSON, J. C.; BINDSCHADLER, R. A. Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data. *Remote Sensing of Environment*, v.42, p. 177-186 p., 1992.

SCHOOOF, C.. Ice-sheet acceleration driven by melt supply variability. *Nature* 468 (7325): 803-806 p., 2010.

SCHULSON, E.M. & DUVAL, P.. *Creep and Fracture of Ice*, Cambridge University Press, 2009.

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

SKVARCA, P., DE ANGELIS, H., & ZAKRAJSEK, A. F. Climatic conditions, mass balance and dynamics of Larsen B ice shelf, Antarctic Peninsula, prior to collapse. *Annals of Glaciology*, 39(1), 557–562 p., 2004.

SMN, Servicio Meteorológico Nacional de Argentina. Biblioteca Nacional de Datos de Meteorología. Datos de la estación meteorológica automática de río Turbio, provincia de Santa Cruz. Disponível em: <<http://www.smn.gov.ar/>>. Acesso em 01 de mar. 2013.

STEARNS, L.A. & HAMILTON, G.S.. A new velocity map for Byrd Glacier, East Antarctica, from sequential ASTER satellite imagery. *Annals of Glaciology*, 41, 71-76 p., 2005.

ULABY, F. T.; MOORE, R.K.; FUNG, A. K.. Microwave remote sensing: active and passive. Volume I: microwave remote sensing fundamentals and radiometry. Addison-Wesley Publishing Company, Remote Sensing Series 2, 456 S, 1981.

VAN DER SANDEN, J. J.. Radar remote sensing to support tropical forest management. Wageningen, The Netherlands (Wageningen Agricultural University), Tropenbos-Guyana Series 5, doctoral thesis, 330 p., 1997.

VELHO, L.F.. Utilização do Filtro Lee na redução do speckle em imagens usadas na determinação da velocidade de fluxo de geleiras da península Antártica. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2009.

YOUNG, D.. Image Correspondence by Cross-Correlation Demonstration, 2010. Disponível em: <<http://www.mathworks.com/matlabcentral/forums/27269/3/content/html/correspDemo.html>>. Acesso em: 15 de abril de 2012.

WANGENSTEEN B.; TONSBORG, O. M.; KAAB, A.; EIKEN, T. and HAGEN, J. O.. Surface elevation change and high resolution surface velocities for advancing outlets of Jostedalbreen. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography* 88: 1, 55–74 P., 2006.

WARREN, C. & SUGDEN D.. The Patagonian icefields: a glaciological review. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 25(4), 316-331, 1993.

ZWALLY, H. J.; ABDALATI, W.; HERRING, T.; LARSON, K.; SABA, J.; STEFFEN, K.. Surface melt-induced acceleration of Greenland ice-sheet flow. *Science*. v. 297, p.218-22, 2002.