

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

Jean Marcel de Almeida Espinoza

**MODELAGEM DO RETROESPALHAMENTO SAR PARA ANÁLISE  
DO PACOTE DE NEVE SUPERFICIAL DA GELEIRA UNION,  
MONTANHAS *ELLSWORTH* – ANTÁRTICA.**

Tese de doutorado

Porto Alegre  
2015

Jean Marcel de Almeida Espinoza

**MODELAGEM DO RETROESPALHAMENTO SAR PARA ANÁLISE  
DO PACOTE DE NEVE SUPERFICIAL DA GELEIRA UNION,  
MONTANHAS ELLSWORTH – ANTÁRTICA.**

Tese de doutorado apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Sensoriamento Remoto pelo Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (PPGSR-UFRGS).

ORIENTADOR:

Prof. Dr. Jorge Arigony–Neto

COMISSÃO ORINETADORA:

Profa. Dra. Silvia Beatris Alves Rolim  
Prof. Dr. Cláudio Wilson Mendes Júnior  
Dr. Vagner da Silva Duarte

Porto Alegre  
2015

### CIP - Catalogação na Publicação

de Almeida Espinoza, Jean Marcel  
MODELAGEM DO RETROESPALHAMENTO SAR PARA ANÁLISE  
DO PACOTE DE NEVE SUPERFICIAL DA GELEIRA UNION,  
MONTANHAS ELLSWORTH - ANTÁRTICA. / Jean Marcel de  
Almeida Espinoza. -- 2015.  
167 f.

Orientador: Dr. Jorge Arigony Neto.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio  
Grande do Sul, Centro Estadual de Pesquisas em  
Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Programa de Pós-  
Graduação em Sensoriamento Remoto, Porto Alegre, BR-  
RS, 2015.

1. Retroespalhamento SAR. 2. Estratigrafia da  
Neve. 3. Geleira Union. 4. Modelagem via MEF. I.  
Arigony Neto, Dr. Jorge, orient. II. Título.

*“O correr da vida embrulha tudo,  
a vida é assim: esquenta e esfria,  
aperta e daí afrouxa, sossega depois desorienta,  
o que ela quer da gente é coragem.”  
(Guimarães Rosa)*

*“Uma parte de mim é todo mundo, outra parte é  
ninguém: fundo sem fundo. Uma parte de mim é  
multidão: outra parte estranheza e solidão.”  
(Ferreira Gullar)*

## AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Roseli e Wanderley, e a minha irmã, Tatiana, pelo apoio e pelo incentivo durante toda a minha trajetória acadêmica.

Ao Prof. Dr. Jorge Arigony Neto, meu orientador, que me oportunizou a execução desse trabalho e aproximação com a glaciologia, até então um objetivo distante.

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e ao Programa de Pós Graduação em Sensoriamento Remoto (PPGSR), pela oportunidade de realização da minha qualificação profissional. Agradeço, aos professores, funcionários e estagiários do Centro Estadual de Pesquisa em Sensoriamento Remoto e Meteorologia (CEPSRM) e do PPGSR pelo conhecimento adquirido e pela atenção dada às solicitações, às matrículas e aos demais processos do curso.

Ao LACRIO – Laboratório de Monitoramento da Criosfera da FURG pela estrutura e ambiente produtivo. Agradeço aos colegas lacrianos Cleidir, Chris, Joyce, Aline, Vagner, Rafael, Ceará e a todos os demais que me esqueci de referenciar por toda a parceria, amizade e apoio ao longo do desenvolvimento deste trabalho. Em especial aos colegas Cleidir e Chris pela ajuda, revisão e apoio na construção da Tese.

Ao CEQUA (Centro de Estudios del Cuaternario) e ao INACH (Instituto Antártico Chileno) - Chile - pelo apoio a expedição de campo e treinamento junto a geleira realizado em 2014. Em especial agradeço ao Inti, Eneco, Eñaut e ao Ricardo pelos ensinamentos e a amizade.

Ao IFRS – *Campus* Rio Grande, em especial aos meus colegas da Área de Física e do curso Técnico de Geoprocessamento, por compreenderem minha dupla jornada e me apoiarem nas tarefas institucionais e nos encargos didáticos, além da ajuda em várias etapas de desenvolvimento do trabalho.

Aos amigos, que por acaso são colegas de trabalho no IFRS, Tiago, Jefferson, Miguel, Deivid, Maurício, Seu João e Daniel. Agradeço por toda ajuda e pela amizade ao longo do desenvolvimento e revisão dessa Tese, com as contribuições e discussões. Sem essa energia positiva Eu não teria concluído o trabalho e suas correções. Meu muito obrigado.

Agradeço aos membros da comissão Orientadora, Profa. Dra. Silvia Beatris Alves Rolim, Prof. Dr. Cláudio Wilson Mendes Júnior e Dr. Vagner da Silva Duarte pelas contribuições no momento da qualificação e ao longo do desenvolvimento da Tese. Em especial agradeço ao Vagner pelas conversas e aconselhamentos.

A todos os que foram lembrados e principalmente àqueles que não foram citados, meu muito obrigado.

## RESUMO

O propósito geral desta tese foi modelar a dinâmica do retroespalhamento SAR-X ao longo de um pacote superficial de neve seca através do uso de uma ferramenta computacional de modelagem de micro-ondas (RF Module®, *PDETOOL*®, MATLAB®), baseado na física da interação entre o feixe de micro-ondas e este pacote de neve, e executar a aplicação de métodos estatísticos para geração de relações entre variáveis estratigráficas desse pacote de neve e o respectivo retroespalhamento SAR-X observado. Para tanto, o presente trabalho buscou avançar na organização de um modelo analítico para o processo de interação entre um feixe de micro-ondas na banda X e o pacote de neve superficial, aplicando ferramentas computacionais para a resolução dos equacionamentos que compõem esse problema. Como área de estudo, delimitou-se a porção ocidental antártica, especificamente junto à área da geleira Union. O modelo de retroespalhamento utilizado pautou-se na consideração do Modelo de Transferência Radiativa (*MTR*), adotando como variáveis principais a profundidade da neve acumulada, a rugosidade da superfície (interface ar-neve e neve-gelo), o tamanho dos cristais de neve (tamanho dos grãos), o perfil de densidade da neve acumulada e as características das camadas de neve que formam o pacote de neve superficial (espessura, forma da interface entre camadas, variação dielétrica entre camadas, dentre outros). Posteriormente, através da modelagem estatística, foram obtidos dados estratigráficos indiretos (número médio de camadas de neve, densidade média do pacote de neve superficial e tamanho médio dos grãos de neve), permitindo a inferência de variáveis da estratigrafia local a partir de dados de retroespalhamento SAR *COSMO-SkyMed*, banda X. Por fim, a comparação entre os valores modelados e aqueles observados em campo para a estratigrafia e para o retroespalhamento permitiram estimativas do desempenho da modelagem proposta. Para fins de validação desta modelagem, foram considerados dados comuns de entrada, constituídos de dados estratigráficos e de temperatura da neve em um perfil de 2 m de profundidade e dados SAR-X *COSMO-SkyMed* (modo de aquisição *Stripmap/Himage* com resolução espacial de 3x3 m) na banda X coletados na região da geleira Union no verão antártico de 2011–2012. Como resultados, foram obtidas equações analíticas para estimativa do tamanho médio dos grãos de neve, número médio de camadas espalhadoras e densidade média do pacote de neve superficial a partir de dados de retroespalhamento SAR- banda X, com consistência estatística mínima estimada de 86% ( $R^2 \geq 86\%$ ). Já o modelo de retroespalhamento utilizado, tendo seus resultados comparados aos dados de retroespalhamento *in situ* *COSMO-SkyMed* exibiram estimativas com  $R^2$  da ordem de 90% ou maior, o que é considerado estatisticamente adequado. Este trabalho traz como contribuição a implementação computacional via ferramenta de modelagem de um modelo de retroespalhamento SAR-X, voltado para massas de neve seca, e propõe a obtenção de dados estratigráficos a partir de dados de retroespalhamento SAR-X com o uso de equações determinadas por regressão estatística. Isto permitiu a espacialização de variáveis estratigráficas em zonas de neve seca a partir de dados SAR obtidos ao longo da banda X. Cabe ressaltar o fato de que devido ao limitado número de amostras de campo (7 amostras), a consistência estatística e a confiabilidade dos resultados deve ser tomada com ressalva, quando considerada a análise glaciológica da variação nos parâmetros do pacote de neve, cabendo melhores testes e análises em sua aplicação.

Palavras-chave: Retroespalhamento SAR, Pacote de Neve Superficial, *COSMO-SkyMed*, Geleira Union.

## ABSTRACT

The present thesis proposes an analytical model for interaction between a beam of microwaves in the X band and surface snowpack. To this end, statistical analysis were performed with SAR-X backscattering data and reference data from snowpits, focusing on the interaction between the microwave beam and the snowpack in dry snow areas. The model was proposed for Union Glacier, located in the West Antarctic Ice Sheet. The backscattering model used was based under the assumption of the Radiative Transfer Model (RTM), considering as main variables the depth of accumulated snow, the surface roughness (air-snow and snow-ice interface), the size of snow crystals (grain size), the density profile of the accumulated snow and snow characteristics of the layers forming the surface snowpack (thickness, shape of the interface between layers variation between dielectric layers, among others). After that, statistical modelling of backscatter was performed to estimate stratigraphic parameters of the snowpack using SAR backscatter data from COSMO-SkyMed satellite. To validate the proposed model, the same input data were considered for all performed experiments. These data were made up of snow stratigraphic data in 2 m depth glaciological profiles (snowpits) and COSMO-SkyMed X-band SAR data (Stripmap/Himage with 3x3 m spatial resolution) acquired at Union Glacier during summer 2011-2012. The results showed average density of the snow pack surface from SAR-X backscatter data with  $R^2 \geq 86\%$ . The main contribution of this work is the resulting model for SAR-X backscattering for dry snow masses, which was proved to be statistically consistent with the ground truth data. Even with limited reference data, this result indicates the soundness of the proposed approach, allowing the estimation of spatial variations in stratigraphic parameters of the snowpack in dry snow areas from X-band SAR data. However, snowpack parameters estimated by the method should be used carefully, as the input data used for model development may underestimate all possible variations found at the snow surface of Union Glacier.

*Keywords: SAR Backscatter, Surface Snowpack, COSMO–SkyMed, Union Glacier.*

## SUMÁRIO

EPÍGRAFE.....	IV
AGRADECIMENTOS.....	V
RESUMO.....	VI
ABSTRACT.....	VII
LISTA DE FIGURAS.....	IX
LISTA DE TABELAS.....	XI
LISTA DE SIGLAS.....	XII
LISTA DE SÍMBOLOS.....	XIII
LISTA DE ANEXOS.....	XVII
<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>18</b>
1.1 Contexto do trabalho.....	18
1.2 Hipótese.....	23
1.3 Objetivos.....	24
1.3.1 Objetivo geral.....	24
1.3.2 Objetivos específicos.....	24
<b>2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....</b>	<b>25</b>
2.1 O Sensoriamento remoto por radar.....	25
2.1.1 Particularidades dos dados SAR.....	28
2.1.2 A constelação COSMO–SkyMed.....	30
2.2 A neve.....	33
2.2.1 O metamorfismo da neve – Transformação da neve em gelo.....	34
2.2.2 O sensoriamento remoto radar voltado ao estudo das massas de neve.....	39
2.3 O retroespalhamento SAR e a neve.....	41
2.3.1 A caracterização do processo de interação entre as micro-ondas e o pacote de neve.....	43
2.3.2 A modelagem do retroespalhamento SAR para um pacote de neve.....	46
2.3.3 Diferentes abordagens para a modelagem do retroespalhamento SAR da neve.....	54
2.4 Modelagem numérica do retroespalhamento SAR para um pacote de neve.....	70
2.5 Reversão estatística de modelos de retroespalhamento.....	73
<b>3. MATERIAL E MÉTODOS.....</b>	<b>75</b>
3.1 Materiais utilizados.....	75
3.1.1 Imagens SAR COSMO–SkyMed – Banda X.....	75
3.1.2 Trincheiras de neve: Dados de estratigrafia do pacote de neve obtidos em campo.....	77
3.1.3 Softwares NEST 4C®, QGIS® e MATLAB®.....	79
3.2 Métodos.....	79
3.2.1 Pré-processamento dos dados SAR–X.....	80
3.2.2 Modelagem física do retroespalhamento para dados SAR–X(VV).....	86
3.2.3 Modelagem estatística para determinação de relações empíricas entre as variáveis estratigráficas e os valores de retroespalhamento observados.....	102
3.2.4 Avaliação estatística do modelo de retroespalhamento.....	104
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</b>	<b>105</b>
4.1 Modelagem do retroespalhamento SAR com uso do método dos elementos finitos (MEF).....	105
4.1.1 Comportamento do retroespalhamento SAR em função dos parâmetros estratigráficos do pacote superficial de neve.....	108
4.2 Modelagem estatística das variáveis estratigráficas.....	112
4.3 Análise do desempenho do modelo de retroespalhamento SAR proposto e da reversão do modelo implementada.....	124
4.3.1 Análise das correlações entre o retroespalhamento SAR modelado e o observado em dados COSMO–SkyMed.....	125
4.3.2 Análise das correlações entre os parâmetros estratigráficos modelados e aqueles observados em campo.....	129
<b>5. CONCLUSÃO E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....</b>	<b>132</b>
<b>6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>134</b>



## LISTA DE FIGURAS

Figura 01: Área de Estudo. Região da geleira Union. ....	19
Figura 02: Representação da geometria de aquisição de um sistema SAR. ....	27
Figura 03: Satélite COSMO–SkyMed. ....	31
Figura 04: Sequência de estados presentes ao longo do processo de metamorfismo da neve (transformação da neve em gelo). ....	36
Figura 5: Relação entre a quantidade de ar presente no pacote de neve e sua densidade..	37
Figura 6: Gráfico para representação da relação entre a densidade e a constante dielétrica para neve seca. ....	38
Figura 7: Esquema das diferentes camadas de neve e gelo que compõe a proposta de modelagem do retroespalhamento SAR construída por Rees (2006). ....	42
Figura 8: Esquemática do processo de retroespalhamento ao longo do pacote de neve. ....	45
Figura 9: Representação do comprimento de onda. ....	48
Figura 10: representação do período de uma onda. ....	49
Figura 11: representação conceitual do processo de reversão de um modelo de retroespalhamento. ....	74
Figura 12: Exemplo de imagem COSMO–SkyMed utilizada em sua forma bruta (Imagem CSKS2–Stripmap–Himage de 21/12/2012 – área de interesse próxima ao centro da imagem). ....	76
Figura 13: Exemplo de trincheira de neve. ....	78
Figura 14: Fluxograma metodológico – passos gerais de implementação seguidos no desenvolvimento dessa tese. ....	80
Figura 15: Passos de Pré–processamento: (A) Imagem COSMO–SkyMed de 21/12/2011, <i>level_0</i> (sem processamento), (B) Imagem calibrada, (C) Imagem calibrada e revertida horizontalmente, (D) Imagem calibrada, revertida horizontalmente e com a aplicação da filtragem do <i>speckle</i> e (E) Imagem calibrada, com a filtragem do <i>speckle</i> e ortorretificada. ....	81
Figura 16: Representação do processo de ortorretificação de dados SAR–X. ....	86
Figura 17: Representação dos processos de retroespalhamento em um pacote de neve. ....	87
Figura 18: Passos metodológicos da Modelagem Física – Implementação do modelo de retroespalhamento SAR–X via MEF com uso da ferramenta computacional PDETOOL® do software MATLAB®. ....	88
Figura 19: Tela inicial da ferramenta computacional PDETOOL®. ....	100
Figura 20: Exibição do acesso ao módulo destinado a simulação de micro–ondas junto a ferramenta PDETOOL®. ....	101
Figura 21: Fluxograma metodológico para modelagem estatística. ....	103
Figura 22: Passos de implementação do MEF via PDETOOL®. ....	106
Figura 23: captura de tela da ferramenta PDETOOL exibindo a geometria gerada para a simulação (grãos de neve com 0,5 mm de diâmetro cobrindo um volume de 3 x 3 x 2,5 m e envoltos por ar seco). ....	107

Figura 24: Representação da geração da malha de simulação utilizada na implementação do MEF via <i>PDETOOL</i> ®. ....	108
Figura 25: Representação da penetração do feixe SAR ao longo do pacote de neve. ....	110
Figura 26: relação entre a penetração e o retroespalhamento pictórico <i>SAR-X</i> e o limiar de penetração – valor máximo de penetração <i>SAR-X</i> estimado para o pacote de neve superficial. ....	111
Figura 27: Relação entre a densidade média do pacote de neve e o retroespalhamento <i>SAR-X</i> correspondente. ....	113
Figura 28: Imagem–densidade obtida a partir da aplicação da equação 49 sobre a imagem <i>SAR-X</i> COSMO–SkyMed originalmente representada em valores de retroespalhamento (i.e., valores pictóricos em decibéis). ....	115
Figura 29: Relação entre o raio dos grãos de neve e o efeito de retroespalhamento <i>SAR-X</i> correspondente. ....	117
Figura 30: Comportamento estimado para a relação entre o retroespalhamento <i>SAR-X</i> em função do raio e do volume dos grãos de neve. ....	118
Figura 31: Imagem representando o tamanho médio do raio dos grãos de neve obtida através da aplicação da equação 52 sobre uma imagem <i>SAR-X</i> . ....	120
Figura 32: relação entre o número de camadas espalhadoras do pacote de neve superficial e o valor de retroespalhamento correspondente. ....	122
Figura 33: Imagem representando o número médio de camadas espalhadoras que compõe o pacote de neve, obtida através da aplicação da equação 53 sobre uma imagem <i>SAR-X</i> . ....	123
Figura 34: representação da análise estatística do desempenho dos modelos desenvolvidos com o uso de imagens <i>SAR-X</i> de duas datas “a” e “b” sequentes. ....	125
Figura 35: Comparação entre os valores de retroespalhamento <i>SAR-X</i> de campo ( <i>trincheira de neve</i> ) e aqueles modelados. ....	126
Figura 36: Comparação estatística entre imagens valores de retroespalhamento modelados para imagens sequentes, seguindo a metodologia resumida pela Figura 35. ....	127
Figura 37: Imagem–erro obtida pela diferença percentual entre o dado COSMO–SkyMed e o dado simulado de retroespalhamento <i>SAR-X</i> . ....	128
Figura 38: Comparação estatística entre os dados <i>in situ</i> e modelados para o raio médio dos grãos de neve. ....	130
Figura 39: Comparação estatística entre os dados <i>in situ</i> e modelados para a densidade média do pacote de neve. ....	130

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Características básicas das imagens <i>COSMO–SkyMed</i> . .....	32
Tabela 2: Comparação entre os distintos tipos de sensoriamento remoto voltado as massas de neve.....	40
Tabela 3: Comparação entre os principais modelos empíricos para o retroespalhamento <i>SAR</i> .....	58
Tabela 4: Coeficientes do modelo de retroespalhamento <i>SAR</i> proposto por Siqueira <i>et al.</i> , 1995. ....	60
Tabela 5: Comparação entre os modelos físicos para o retroespalhamento <i>SAR</i> .....	64
Tabela 6: coeficientes de regressão para o modelo de Retroespalhamento <i>SAR–X</i> de adaptado de Jinyang <i>et al.</i> (2010).....	69
Tabela 7: Imagens <i>COSMO–SkyMed</i> utilizadas neste trabalho. ....	76
Tabela 8: representação do desempenho dos filtros de <i>Lee</i> e mediana sobre as cenas <i>COSMO–SkyMed</i> de interesse. ....	84
Tabela 9: Valores das constantes – condições de contorno – da equação 49. ....	114
Tabela 10: Coeficientes de determinação estatística $R^2$ obtidos através da comparação entre dados <i>in situ</i> ( <i>COSMO–SkyMed SAR–X</i> ) e os dados simulados.....	129

## LISTA DE SIGLAS

ALMAZ – Almaz radar satellite  
ASTER – Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer  
ALOS – Advanced Land Observing Satellite  
ALOS–PALSAR – Advanced Land Observing Satellite  
ARCGIS – ESRI Geographic Information System  
ASI – Italian Space Agency  
CD – Contadores digitais  
COSMO–SKYMED – COSMO–SkyMed Satellite  
CSKS2 – COSMO–SkyMed Satellite 2  
EDO – Equações Diferenciais Ordinárias  
ENVI – ENvironment for Visualizing Images  
ENVISAT – Environmental Satellite  
ERS – European remote sensing satellite  
ESA – European Space Agency  
GDEM – Global Digital Elevation *Model*  
HH – Polarização Horizontal–Horizontal  
HV – Polarização Horizontal–Vertical  
JERS – Japanese Earth Resource Satellite  
MATLAB – MATrix LABoratory  
MMQ – Método dos Mínimos Quadrados  
MSS – LANDSAT – MultiSpectral Scanner (MSS) – LANDSAT  
MAPSAR – Multi–Application Purpose SAR  
MTR – Modelo de Transferência Radiativa  
NASA – *National Aeronautics and Space Administration*  
NEST 4C – Next ESA SAR Toolbox, versão 4C  
Pixel – Picture Element  
RADAR – Radio Detection And Ranging  
REM – Radiação Eletromagnética  
SAR – Radar de Abertura Sintética  
SAR–X – Radar de Abertura Sintética operante na banda X  
SIR – Shuttle Imaging Radar  
SLAR – Radar de Visada Lateral de Abertura Real  
SR – Sensoriamento Remoto  
STC – Sensitivity Time Control  
TEF – Teoria da oscilação Eletrônica Forte  
Voxel – Volumetric Pixel ou Volumetric Picture Element  
VV – Polarização Vertical–Vertical

## LISTA DE SÍMBOLOS

- $a_1$ : coeficiente empírico de extinção;
- $Att(k)$ : reduções de intensidade do feixe radiante de micro-ondas em sua propagação a partir da superfície ao longo de um caminho de ida e volta pela camada de neve;
- $Att_{down}$ : perda de intensidade do feixe quando esse propaga-se das camadas de neve em direção as superfície;
- $Att_{up}$ : perda de intensidade do feixe quando esse propaga-se da superfície em direção as camadas de neve;
- $b$ : diâmetro médio das partículas espalhadoras que compõe o volume de espalhamento;
- $B$ : vetor indução magnética;
- $C$ : coeficiente empírico de retroespalhamento;
- $CD_{i,j}$ : valor de intensidade do pixel em contadores digitais, referente a um pixel na posição  $(i, j)$ ;
- $cm$ : centímetro;
- $Cv_{pp}$  e  $Cvs_{pp}$ : fatores de correção para o modelo de Jinyang *et al.*(2010);
- $D$ : espessura da camada de neve;
- $D$ : constante do modelo ( $D=1$  para polarização  $HH$  ou  $VV$  e  $D=0$  para polarização  $HV$ );
- $d$ : diâmetro médio das partículas de espalhamento;
- $E$ : vetor campo elétrico;
- $f$ : frequência;
- $\mathcal{G}_{espalhado}$ : vetor de *Stokes* representando o espalhamento ocorrido em um meio,
- $\mathcal{G}_{incidente}$ : vetor de *Stokes* representativo do feixe incidente;
- $h$ : profundidade do perfil de neve;
- $i, j$ : polarizações  $V$  ou  $H$ ;
- $I$ : forma matricial do Vetor de Stokes
- $\kappa$ : constante de calibração absoluta do sensor (*i.e.*, presente na documentação da imagem/sensor);
- $k$ : nº da camada de neve considerada;
- $k_0$ : número de onda da radiação incidente sobre a superfície de neve;
- $k_1$ : número de onda da radiação incidente sobre a interface neve/gelo neve/solo;

- $k_e$ : coeficiente de extinção;
- km: quilômetro;
- $k_s$ : é o coeficiente de dispersão de todas as camadas de neve do volume;
- $m$ : Índice de refração do meio;
- $M$ : matriz *Mueller*;
- mm: milímetro;
- $m_v$ : possível conteúdo líquido interno ao pacote de neve (neve seca:  $m_v=0$ );
- $N = n^\circ$  de partículas por centímetro cúbico;
- $n$ : Índice de refração médio das partículas;
- $N$ :  $n^\circ$  de partículas por centímetro cúbico;
- $N_c$ : Número estimado de camadas espalhadoras;
- $N_{m\acute{a}x}$ : Número máximo de camadas estimado ao longo da área imageada;
- $N_p$ : número de pixels dentro da área de interesse (*i.e.*, um conjunto de pixels correspondentes ao alvo);
- $P$ : matriz de fase do meio;
- $r$ : raio médio dos espalhadores (*i.e.*, grão de neve);
- $r_{m\acute{a}x}$ : Raio máximo esperado para os grãos de neve ao longo da área imageada;
- $R_p$ : refletividade efetiva;
- $T(k-1)k$ : matriz representando a transmissão de Fresnell;
- $t$ : instante de tempo;
- $T$ : transmissividade na interface ar–neve;
- $\Gamma_0$ : reflectividade para o ângulo de orientação nadir
- $T$ : período
- $T_{pp}$ : coeficiente de transmissão de *Fresnell* para uma dada polarização;
- $t_{retorno}$ : tempo de retorno;
- $V$ : coeficiente empírico do obtido em consideração ao volume espalhador.
- $V$ : volume médio da partícula espalhadora
- $z$ : posição instantânea ao longo do eixo  $z$ ;
- $k_s$ : coeficiente de dispersão de todas as camadas de neve do volume;
- $\mu$ : ângulo de propagação;
- $\tau$ : espessura óptica;
- $\omega$ : frequência angular;

- $\alpha_0$ : amplitude inicial;
- $\alpha$ : amplitude instantânea;
- $\epsilon_{\text{neve}}$ : permissividade dielétrica da neve seca;
- $\kappa_s$ : coeficiente de dispersão de todas as camadas de neve do volume;
- $\lambda$ : comprimento de onda radar incidente;
- $\mu_{\{z\}}$ : média dos valores de retroespalhamento de toda a imagem ou de uma região específica;
- $\theta$ : ângulo médio de reflexão;
- $\theta_i$ : ângulo de incidência local;
- $\theta_{\text{ref}}$ : ângulo de referência para o feixe;
- $\rho_{\text{máx.}}$ : densidade máxima adotada para a neve local ( $570 \text{ kg.m}^{-3}$ );
- $\rho_{\text{mín.}}$ : densidade mínima adotada para a neve local ( $350 \text{ kg.m}^{-3}$ );
- $\rho_s$ : densidade da neve em  $\text{g/cm}^3$ ;
- $\sigma_{\text{máx.}}$ : retroespalhamento máximo estimado;
- $\sigma_\lambda$ : coeficiente de espalhamento volumétrico em função do comprimento de onda ( $\lambda$ );
- $\nabla$ : operador nabla;
- $\kappa_0 = \frac{2\pi f}{c}$  : número de onda;
- **R** : distância emisso-receptor;
- $\sigma_{\text{max}}^0$  : máximo retroespalhamento de referência local para o alvo;
- **e** : n° de Euler ( $\cong 2,7182818284590452353602874713527$ );
- **c** : velocidade da luz;
- **v** : velocidade;
- $\sigma_{\text{neve-ar}}^0$  : retroespalhamento produzido ao longo da superfície neve-ar;
- $\mu_0$  : permeabilidade magnética do vácuo;
- $\sigma_{\text{Linear}}^0$  : coeficiente de retroespalhamento do feixe de micro-ondas;
- $\sqrt{\text{var}(z)}$  : desvio padrão dos valores de retroespalhamento de toda a imagem ou de uma região específica;
- $\sigma_{\text{Vol.pacote_neve}}^0$  : retroespalhamento produzido ao longo do volume de neve do pacote superficial;

- $\sigma_{Subsuperficial}^0$  : retroespalhamento produzido na interface neve;
- $\sigma_{pp}^+$  : retroespalhamento total dado em uma certa polarização;
- $\sigma_{Neve}^0$  : retroespalhamento total obtido para uma unidade pictórica.



## LISTA DE ANEXOS

Anexo 1:	Procedimentos adotados durante a execução das trincheiras de neve.....	143
Anexo 2:	Perfis construídos a partir das trincheiras de neve realizadas.....	154
Anexo 3:	Imagens <i>COSMO–SkyMed</i> processadas ao longo da tese.....	161
Anexo 4:	Rotinas de modelagem <i>SAR–X</i> desenvolvidas em linguagem MATLAB®.....	163

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1 Contexto do trabalho

A Antártica compreende uma região onde ocorreram, nas últimas décadas, algumas das mudanças ambientais mais significativas sobre os sistemas glaciais (VAUGHAN *et al.*, 2003; TURNER *et al.*, 2005; SHEPHERD *et al.*, 2012; MAYEWSKI *et al.*, 2013; HOSKING, *et al.*, 2013; ABRAM *et al.*, 2013; RIVERA *et al.*, 2014; LI *et al.*, 2014). No entanto, devido à incoerência temporal e espacial entre os dados desta região, muitas questões que envolvem a dinâmica das variações ocorridas sobre esses sistemas estão em aberto. Prever com precisão a contribuição das geleiras Antárticas à elevação do nível médio do mar, bem como outras conexões desse sistema com o clima global e os oceanos, tem se mostrado uma tarefa complexa.

A região Antártica tem apresentado uma condição de déficit no seu balanço de massa onde, a porção oeste tem apresentado acumulação ao passo que a leste tem ocorrido perdas de massa (SASGEN *et al.*, 2013; RIVERA *et al.*, 2014; HARIG & SIMONS, 2015). Entender o porquê destas diferenças, bem como o porquê da porção oeste antártica apresentar valores de balanço de massa negativo assume um papel fundamental no entendimento da dinâmica do clima antártico e mundial como um todo.

Embora o tempo de resposta das mudanças observadas nos sistemas glaciais seja de diferentes escalas, o componente climático é muitas vezes considerado como um dos principais contribuintes destas mudanças (KING & HARANGOZO, 1998; SKVARCA *et al.*, 1999; SKVARCA & DE ANGELIS, 2003; VAUGHAN *et al.*, 2003). Alguns dos indicadores das mudanças climáticas sobre as geleiras estão relacionados à tendência de aquecimento estatisticamente indicada, a qual é composta por um diferente conjunto de dados (e.g., dados de balanço de massa, desprendimentos de plataformas de gelo, variação da frente de geleiras, dados de aumento da velocidade de fluxos de geleiras, entre outros), medidos tanto localmente quanto por dados de sensoriamento remoto.

Como exemplo, Abram *et al.* (2013) expõem uma elevação da temperatura média do ar para o oeste antártico da ordem de 1,6°C, apontando uma rápida

tendência de aquecimento durante as duas últimas décadas. Estes dados corroboram com o trabalho de Turner *et al.* (2005) que expôs uma taxa de aquecimento da região Antártica na estação Faraday/Vernadsky nos últimos 50 anos, de 0,56°C por década ao longo do ano e 1,09°C por década durante o inverno.

Estudos como o de Shepherd *et al.* (2012) exibem valores expressivos de balanço de massa negativo para a porção oeste da Antártica quando comparada a outras porções do mesmo continente, como o leste por exemplo. Estes dados se relacionam com as mudanças no padrão de temperatura observados ao longo das últimas três décadas, e registrados como um aumento na temperatura média local entorno de 1°C.

Os dados de variação da temperatura média do ar antártico indicam uma maior susceptibilidade para as massas de gelo ocidentais frente aquelas orientais. Um exemplo de zona susceptível compreende a localização da geleira Union (Fig. 01), determinada como área de estudo desse trabalho. A geleira Union esta situada na porção ocidental Antártica, onde forma a drenagem do manto de gelo diretamente para a enseada *Constellation*, na plataforma de gelo *Ronné*. Por ser uma área sensível às mudanças do clima, a localidade é tida como um indicador de mudanças substanciais que estejam em processo de aceleração sobre o clima e a criosfera como um todo.

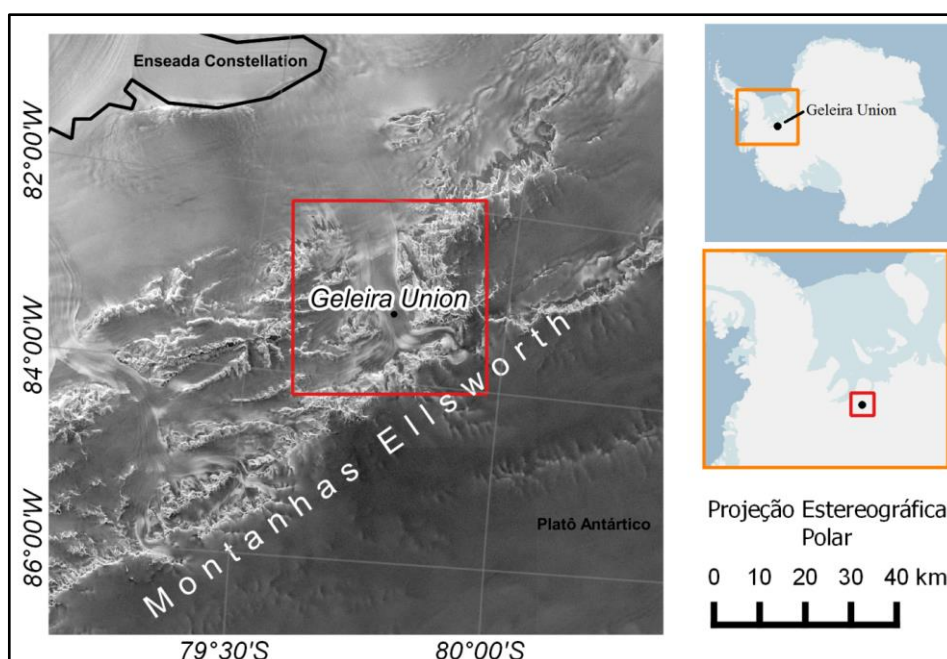


Figura 01: Área de Estudo. Região da geleira Union.  
Fonte: Adaptado de Arigony–Neto (2014).

A região da geleira Union (Fig. 01) é caracterizada por manter ao longo do ano temperaturas geralmente abaixo de 0°C. Esta condição garante a estabilidade dos pacotes de neve local, proporcionando a estes a condição de não apresentarem derretimento sazonal e/ou a formação de pacotes de neve úmida. A partir do exposto, analisar a geleira Union como uma área de teste e de treinamento para a aplicação de modelos de interação de dados SAR na banda X com a cobertura de neve superficial e posterior calibração dos parâmetros do pacote de neve estimados pelos modelos, é de grande importância para o entendimento da dinâmica ambiental.

Estudos da dinâmica do pacote de neve, envolvendo dados de radar na banda X (*i.e.*, SAR – X), tem sido de grande importância para o entendimento dos processos de transição da dinâmica ambiental na geleira Union. Levando em conta que esta faixa do espectro eletromagnético tem seu emprego limitado a zonas de neve seca, a presença de água no estado líquido ao longo do pacote de neve inviabiliza o uso de dados SAR–X, bloqueando a propagação do feixe SAR–X. Dessa forma, a compreensão do comportamento do pacote de neve superficial pode trazer informações para o entendimento da dinâmica local, sinalizando metodologias a serem empregadas em outras regiões, bem como apontar indicadores de mudanças ambientais que estejam ocorrendo em maior escala.

O sensoriamento remoto na faixa espectral do radar é indicado para estudar a estrutura, forma e composição das massas de gelo, subsidiando a análise das bacias de drenagem, permitindo observar sua estrutura interna e sua dinâmica. Estudos de King (2009), Gudmundsson & Jenkins (2009), Mendes Júnior (2011) e Costi (2011) apontam que o sensoriamento remoto com emprego de dados de RADAR (*RA*dio *DE*tecting *AN*d *R*anging) se mostra a alternativa mais indicada para o estudo das massas de neve e gelo ao longo da antártica, considerando as condições atmosféricas locais e o potencial de determinação de características internas destas coberturas. Por conter distintos padrões de reflexões nos perfis estratigráficos, cada composição do pacote de neve traz uma assinatura SAR própria. Esta assinatura pode ser usada para identificar limites estratigráficos e as características da cobertura das distintas massas imageadas.

As variações da estratigrafia da neve e do gelo podem ser determinadas através do uso de dados SAR, os quais são de grande valia para o estudo do pacote de neve superficial. A interação do feixe de micro-ondas SAR é dependente de condições físicas (*i.e.*, estado físico, granulometria, rugosidade, entre outros) e físico-químicas (*i.e.*, disposição química molecular, constante dielétrica, entre outros). A partir desse conjunto de variáveis podem-se extrair informações do pacote de neve superficial a partir da análise dos dados de retroespalhamento SAR.

O coeficiente de retroespalhamento SAR-X mostra forte correlação com vários parâmetros físicos da camada de neve (ULABY *et al.*, 1986; FUNG, 1994; KOSKINEN *et al.*, 1999). Estes parâmetros são:

- Teor volumétrico de água líquida,
- Profundidade da neve acumulada<sup>1</sup>,
- Rugosidade da superfície (interface ar-neve e neve-gelo),
- Tamanho dos cristais de neve (tamanho dos grãos) e forma dos cristais de neve;
- Perfil de densidade da neve acumulada,
- Camadas (espessura, forma da interface entre camadas, variação dielétrica entre camadas, entre outros.).

Devido ao grande número de fatores envolvidos na dinâmica do retroespalhamento de um feixe de radar em uma massa de neve ou gelo, os modelos de interação SAR-X vs. neve (ou SAR-X vs. gelo) são estruturados de forma complexa. Segundo Shi & Dozier (2000), progressos substanciais na modelagem do retroespalhamento SAR-X em massas de neve e gelo foram feitos empregando a física da dispersão, buscando representar os equacionamentos físicos que descrevem a interação entre o feixe SAR e o alvo de interesse (e.g, gelo

---

<sup>1</sup> O comprimento de onda banda X tem menor penetração ao longo do pacote de neve do que aqueles com comprimento maior, como as bandas C, L e P. Além disso, a banda X está sujeita a interferência de nuvens densas (e.g., cumulus nimbus). Se houver água líquida no pacote de neve, a radiação de *micro-ondas* na faixa X será completamente absorvida e, então, não haverá mais informações sobre as camadas seguintes mais profundas. Ao longo da área da geleira Union não há presença de neve úmida (temperaturas médias locais das camadas de neve da ordem de -20°C), o que permitiu o desenvolvimento do trabalho.

ou neve). Rott *et al.* (2008) destacam que o desenvolvimento de modelos para o retroespalhamento *SAR-X*, e a aplicação do problema inverso permite o uso de dados para o entendimento de variáveis ligadas a estrutura e a dinâmica de massas de neve e gelo (e.g., acumulação da neve, equivalente de água teor de água líquida, entre outros).

O uso de dados *SAR* como forma de obtenção indireta de informação sobre o pacote de neve superficial (e.g., nº de camadas de neve, densidade média do pacote de neve superficial e tamanho médio dos grãos de neve) permite uma análise sistemática dos dados, determinando a ocorrência de eventos de deposição e derretimento, bem como a inferência da massa de água a ser produzida em um eventual processo de derretimento. Isso é possível se considerarmos os diferentes padrões de retroespalhamento *SAR-X* em função das características de granulometria, distribuição de camadas e densidade da neve superficial (*i.e.*, o que altera o teor de ar presente ao longo da camada de neve, alterando a constante dielétrica do pacote e, por conseguinte, seu retroespalhamento). Dessa forma, o emprego dos dados *SAR* permite uma análise temporal e espacial de forma a contribuir para uma determinação acurada do balanço de massa e suas implicações.

Um estudo utilizando dados de imagens *LANDSAT MSS* foi realizado por Frolich *et al.* (1987), e esta diretamente relacionado ao emprego de dados ópticos para determinação de medições de velocidade, taxa de deformação e avaliação da espessura do gelo, em conjunto com um modelo digital de elevação. Os resultados obtidos por Frolich *et al.* (1987) permitiram uma interpretação preliminar do regime de fluxo da corrente de gelo *Rutford*, bem como observar um aumento da área transversal da corrente de gelo *Rutford* na ordem de 500 m.

Em outro estudo, Gudmundsson (2006) demonstrou a presença de variações quinzenais para as velocidades de fluxo da corrente de gelo *Rutford*, as quais podem estar associadas a alterações no regime termodinâmico local, alterando a estratigrafia das porções de neve e gelo imageadas. Em complementação aos estudos de Frolich *et al.* (1987) e Gudmundsson (2006), Arigony–Neto (2007), Arigony–Neto (2009) e Mendes Júnior (2013) demonstram o uso de dados *SAR* para o monitoramento de coberturas de neve na Antártica, detectando variáveis da cobertura de neve (e.g., derretimento e zonas de ablação).

A determinação de informações acerca da cobertura de neve superficial constitui um dado fundamental na determinação dos processos termodinâmicos locais, permitindo inferir condições de equilíbrio, bem como determinar as taxas de derretimento e/ou deposição de neve ao longo de uma área analisada. Determinar com precisão a extensão e volume da cobertura de neve superficial e sua densidade permite inferir a massa de água a ser formada com o derretimento deste pacote, sendo uma informação relevante para modelos hidrológicos que busquem determinar com precisão a real contribuição da Antártica a elevação do nível do mar, por exemplo.

Considerando as dimensões Antárticas, equivalente a aproximadamente 50 vezes a área territorial do Rio Grande do Sul, e as condições climáticas locais, a coleta de dados de campo constitui uma tarefa onerosa e altamente complexa. Desta forma, obter dados acerca do pacote de neve superficial que permitam consistência na determinação da distribuição espacial das taxas de derretimento e deposição de neve é algo limitado e por vezes restrito a pontos determinados onde às expedições de campo permitem o acesso de pesquisadores, acarretando incerteza às estimativas em áreas de acesso mais restrito como a porção ocidental do manto de gelo Antártico em comparação a península Antártica.

## **1.2 Hipótese**

Com base nos objetivos propostos foram formuladas duas hipóteses básicas para o desenvolvimento dessa tese: a primeira hipótese questiona a possibilidade de organizar a partir da literatura um modelo de base física para descrever a interação entre o pacote de neve superficial (neve seca) e um feixe de micro-ondas na banda X com polarização VV, a partir de dados estratigráficos do pacote de neve, que se adapte com consistência estatística a dados *COSMO-SkyMed*; e a segunda hipótese questiona a possibilidade da solução sobre a forma do problema inverso pautado na modelagem estatística por regressão não-linear entre dados de retroespalhamento *SAR-X (COSMO-SkyMed)* e dados estratigráficos de campo (obtidos via trincheiras de neve), estimando as variáveis estratigráficas a partir do comportamento de interação entre as micro-ondas e o pacote de neve superficial.

As metodologias aqui desenvolvidas caminham ao encontro dessa problemática, construindo bases para responder estas questões iniciais.

## 1.3 Objetivos

### 1.3.1 Objetivo geral

O objetivo geral desta tese situou-se na organização e implementação da modelagem do retroespalhamento  $SAR-X$  voltado a imagens *COSMO-SkyMed* e sua posterior reversão parametrizada via métodos estatísticos para obtenção de variáveis estratigráficas via dados  $SAR-X$ .

### 1.3.2 Objetivos específicos

- Implementar alguns dos principais modelos de retroespalhamento  $SAR$  na banda  $X$  propostos na literatura para o pacote de neve superficial da geleira Union;
- Analisar a correlação entre os parâmetros estratigráficos do pacote de neve (*i.e.*, densidade, dimensão dos grãos, rugosidade superficial, entre outros) e dados  $SAR$  de retroespalhamento;
- Analisar as relações entre os diferentes retroespalhamentos e as respectivas características estratigráficas da cobertura de neve superficial com base em dados *in situ* (*i.e.*, comparação entre dados estratigráficos obtidos por *trincheiras de neve* e dados estratigráficos modelados a partir de dados  $SAR-X$ );
- Estimar os parâmetros estratigráficos do pacote de neve a partir de dados de retroespalhamento  $SAR-X$  através da modelagem por regressão estatística.



## 2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 O Sensoriamento remoto por radar

O Sensoriamento Remoto (SR) por radar apresenta-se como uma forma de sensoriamento remoto ativo, onde o sensor produz a radiação captada em um processo de emissão ao alvo de interesse e retorno ao sensor. Neste processo, o feixe radiante sofre alterações em suas características físicas em função das propriedades do alvo, o que permite inferir informações sobre o alvo a partir do feixe de retorno coletado pelo sensor (JENSEN, 2009). Sendo uma forma de SR ativo, o SR por radar é indiferente a condições ambientais de iluminação do alvo.

Os sensores radar (*RADio Detection And Ranging*) operam através da emissão de pulsos de radiação eletromagnética (*i.e.*, ondas de rádio de alta frequência) e a captação da reflexão destes pulsos (JENSEN, 2009). Para um breve histórico do desenvolvimento dos sistemas radar, pode-se consultar alguns trabalhos como Ulaby *et al.* (1981), Ulaby *et al.*, (1986), Ulaby & Elachi (1990), Centeno (2004), Jensen (2009), Moreira (2011), entre outros. Em um breve histórico do SR radar orbital, temos em 1978 o lançamento pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) de um sistema orbital radar com a finalidade principal de obter a altimetria oceânica, conhecido como *SEASAT*, sendo seguido pelo programa *SIR* (*Shuttle Imaging Radar*) com os sistemas radar orbitais *SIR-A* (1981), *SIR-B* (1984) e *SIR-C* (1994), desenvolvidos pela mesma agência. Em paralelo, outros sistemas orbitais foram desenvolvidos como o *Almaz-1* (1981), *Almaz-2* (1991), *ERS-1* (1991), *JERS-1* (1992), *ERS-2* (1995), *Radarsat-1* (1995), *Envisat* (2002), *Alos-PALSAR* (2006), *TerraSAR-X* e *TanDEM-X* (2007), *COSMO-SkyMed* (2007 e 2010), *Radarsat-2* (2007), *Sentinel-1A* (2013), *MAPSAR* (*i.e.*, primeiro sistema radar orbital brasileiro, previsto para 2016).

Os distintos sistemas de sensoriamento remoto orbital por radar permitem uma cobertura sistemática da superfície terrestre, bem como a obtenção de dados físicos de interesse como caracterizações de desflorestamentos, monitoramento de condições meteorológicas (*i.e.*, movimentação e conteúdo de nuvens) e estudos de áreas com condições atmosféricas adversas como as da Amazônia e da Antártica, tendo em vista que sistemas radar não sofrem influências de nebulosidades

atmosféricas. Estes dados constituem uma fonte de informação largamente empregada para o monitoramento da cobertura de neve, permitindo a obtenção de dados sub-superfície (*i.e.*, em profundidades dependentes da faixa de micro-ondas operada), bem como o monitoramento de áreas de gelo e de derretimento (ULABY *et al.*, 1986).

Os sistemas radar são classificados em sistemas radar imageadores e não-imageadores, sendo esses últimos geralmente voltados à determinação de velocidade e deslocamento de um alvo (JENSEN, 2009; MOREIRA, 2011). Os sistemas imageadores se subdividem em Radar de Visada Lateral de Abertura Real (*SLAR*, na sigla em inglês) e Radar de Visada Lateral de Abertura Sintética (*SAR*, na sigla em inglês) (JENSEN, 2009).

Os sistemas *SLAR* operam com uma antena de emissão/recepção apontada lateralmente aos alvos em um feixe extenso, onde a cobertura do terreno para produção da imagem (*i.e.*, captação de cada *pixel*) se dá geralmente pela movimentação da plataforma. Os sistemas *SLAR* possuem sua resolução espacial dependente do comprimento de onda de operação do sistema (*i.e.*, diretamente proporcional às dimensões da antena) e da distância entre o *SLAR* e o alvo imageado, o que limita a resolução espacial operacional. Desta forma, para obter-se uma melhor resolução espacial destes sistemas, tem-se como alternativas a redução da distância entre o sistema *SLAR* e o alvo e/ou o aumento das dimensões da antena imageadora (MOREIRA, 2011; JENSEN, 2014).

Uma alternativa às limitações dos sistemas *SLAR* foi desenvolvida a partir da década de 1950, no que conhecemos como sistemas *SAR* (JENSEN, 2014). Em sistemas *SAR*, há a movimentação controlada da antena com a coleta acumulada de sinais de retorno do alvo (*i.e.*, retroespalhamento) durante o período em que a mesma se desloca sobre uma unidade de imageamento (*i.e.*, durante a construção de um *pixel* de uma imagem *SAR*). Isso faz com que um sistema *SAR* produza os mesmos efeitos de imageamento produzidos por uma antena *SLAR* de dimensões muito maiores, ou seja, um sistema *SAR* com uma antena de pequenas dimensões sintetiza uma antena *SLAR* de grandes dimensões (JENSEN, 2014; MOREIRA, 2011). Em um sistema *SAR*, a resolução espacial será independente da distância entre alvo e o sistema *SAR* (MOREIRA, 2011), da mesma forma que a sua

geometria de aquisição será dividida (Fig. 02), segundo Richards & Jia (2006) e Moreira (2011) em:

- a. Altura  $H$ : Representa a distância vertical (sob um ângulo normal) entre a plataforma e um ponto do alvo imageado;
- b. Azimute: Representa a direção sobre o terreno paralela ao movimento da plataforma;
- c. Distância inclinada: Representa a distância entre o sensor e o alvo ao longo da direção de *range* (distância entre o sensor e a linha distante de coleta, conhecida como alcance distante – *far range*);
- d. Distância no terreno: Representa a distância inclinada projetada sobre o terreno imageado, sendo dependente do ângulo de imageamento;
- e. Alcance próximo: Região imageada mais próxima do ponto de nadir do sensor;
- f. Alcance distante: Região imageada mais distante do ponto de nadir;
- g. Largura da faixa: representa a largura imageada, medida de forma perpendicular a distância de deslocamento da plataforma;
- h. Ângulo de incidência ( $\theta_i$ ): representa o ângulo formado entre a vertical local e o a direção de coleta do sensor. É fundamental para fins de calibração.

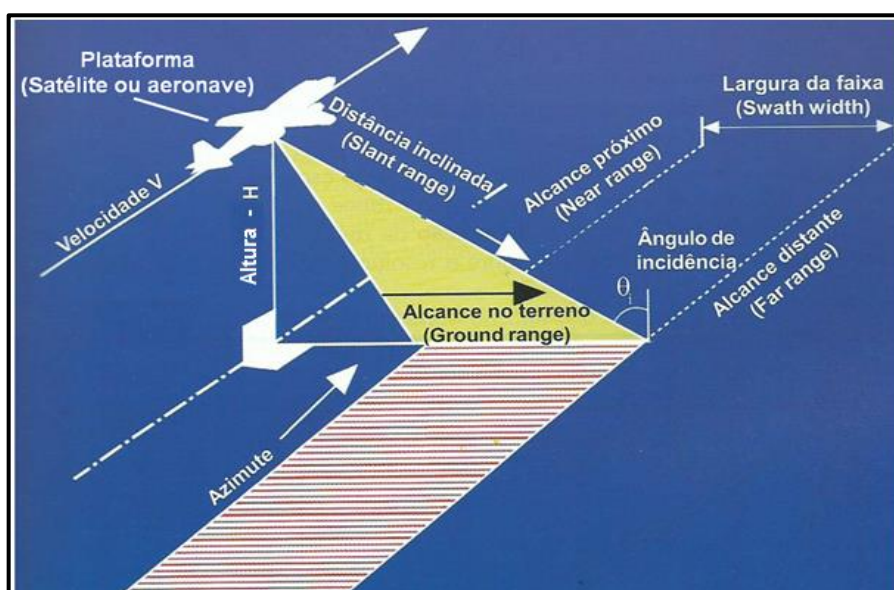


Figura 02: Representação da geometria de aquisição de um sistema SAR.  
Fonte: Adaptada de Moreira (2011).

Em um sistema SAR, a geometria do imageamento sobreposta ao deslocamento e as características do sensor, determinarão o tipo de imagem gerada. Devido a suas características ótimas no que se refere à resolução espacial e capacidade de produção de distintas formas de coleta de dados, tem-se a hegemonia dos sistemas SAR no que tange sistemas de imageamento por radar (RICHARDS & JIA, 2006).

### **2.1.1 Particularidades dos dados SAR**

Um sistema SAR traz algumas particularidades de fundamental entendimento para o uso e interpretação de sinais oriundos desses sistemas. Como todo sistema sensor, um sistema SAR opera coletando um fluxo de energia radiante (no caso, um fluxo de ondas de rádio de alta frequência, coerente e em fase) e as influências determinísticas e não-determinísticas ocorridas sobre este fluxo radiante produzirão uma série de distorções sobre o sinal SAR final (RICHARDS & JIA, 2006; MOREIRA, 2011; JENSEN, 2014).

A qualidade de um sinal SAR é degradada por características oriundas do sensor, como características de emissão, temperatura de operação, construção, eletrônica, amplificação de sinal empregada (*i.e.*, fator *magnetron* utilizado), entre outros. Em um sistema SAR padrão, as duas principais degradações presentes no sinal são o ruído *speckle* (*i.e.*, ruído *não-determinístico*, multiplicativo, causado por interferência na coleta do sinal causada por espalhadores próximos) e o efeito do padrão da antena (ruído determinístico próprio da antena).

#### **2.1.1.1 Ruído *speckle***

O *speckle* é um ruído com característica multiplicativa e de intensidade proporcional à intensidade do sinal recebido. O resultado visual notado pela presença deste ruído caracteriza-se como uma textura granulosa, popularmente conhecida como *sal-e-pimenta* (*salt-&-pepper*) (GONZALLES & WOODS, 2009). Este efeito presente nas imagens dificulta sua interpretação visual ao reduzir a separabilidade entre os distintos alvos de uma cena. Esse tipo de ruído é característico de sistemas imageadores coerentes, ou seja, que operem com

sistemas de emissão e captação de ondas polarizadas e em fase, como o sistema SAR e os sistemas de *ultra-sonografia*, por exemplo.

Este efeito de ruído *speckle* surge pelo fato de que uma unidade de imageamento (*i.e.*, um pixel) é composta por inúmeros espalhadores distintos, o que torna o sinal coletado a partir de unidade imageada dado por uma sobreposição coerente de um grande número de pulsos de onda próprios. Como a sobreposição se dá por sinais coerentes, gera-se um efeito físico conhecido como interferência coerente, o que leva ao aparecimento de pontos de aumento de intensidade (interferência construtiva) e pontos de redução de intensidade (interferência destrutiva). Portanto, estes efeitos distribuídos produzem zonas de maior e menor intensidade do que o esperado, em uma distribuição aleatória.

Para fins práticos, visando à diminuição dos efeitos de *speckle* sobre as imagens SAR, os dados costumam passar por um processo de filtragem. Esta filtragem pode ocorrer no domínio espacial, através da aplicação do processo de convolução por janelas de filtragem, bem como no domínio de frequências através da transformação da imagem para o domínio de frequências (*i.e.*, *Transformada de Fourier*). A filtragem dos efeitos de *speckle* constitui um dos passos de pré-processamento de dados SAR.

#### **2.1.1.2 Efeito do padrão da antena**

O padrão da antena caracteriza-se como a distorção presente no sinal dado pelas variações de brilho presentes na direção de *range* em uma imagem SAR (ULABY *et al.*, 1986; MOREIRA, 2011). Estas distorções são causadas pelas flutuações de potência do sistema SAR que estão relacionadas à geometria de imageamento em visada lateral, o que leva a uma redução de potência proporcional ao inverso do cubo da distância "*R*" entre a antena e um dado ponto coletado, visto que o sinal SAR espalhado em retorno ao sensor desloca-se em todas as direções, preenchendo um espaço de espalhamento em três dimensões (ULABY *et al.*, 1986; MOREIRA, 2011).

Segundo Centeno (2004), o Efeito de Padrão da Antena é corrigido pelo sistema SAR no momento da aquisição, haja visto que com o conhecimento do tempo de viagem do pulso ( $t_{total}$ ), pode-se estimar o tempo de retorno do sinal

( $t_{retorno}$ ), dado pela equação 01, e, por consequência, determinar a distância entre o sensor radar e um dado ponto da imagem ( $R$ ), expresso pela equação 02:

$$t_{retorno} = \frac{t_{total}}{2} \quad (01)$$

$$R = c \cdot t_{retorno} \quad (02)$$

Onde,

- $c$  = vel. das ondas eletromagnéticas ( $|c| \cong 3 \times 10^8 \text{m/s}$ ).

Segundo Centeno (2004) e Moreira (2011), o conjunto de correção do Efeito de Padrão da Antena presente em um sistema SAR é conhecido como *STC*. Por conta de imprecisões na operação do *STC* e fontes de erro externas, tais como: alterações no funcionamento da eletrônica do sensor; variações de ganho do sensor durante sua operação; e, condições orbitais a que está submetido. A partir desses efeitos de ruído, tem-se a manutenção de um ruído inerente do sensor SAR, conhecido como *Efeito de Padrão da Antena*.

Outros efeitos importantes a serem considerados na interpretação de dados originados em um imageamento SAR orbital são os efeitos de distorção geométrica. Estes efeitos surgem por variações na orientação do terreno em relação a visada do sensor e mudanças de órbita que este pode sofrer dividindo-se em efeitos de alongamento de feições (*i.e.*, alongamento de rampa), encurtamento de feições (*i.e.*, encurtamento de rampa), inversão de alvos em relação ao terreno (*i.e.*, *layover*) e efeitos de sombreamento (quando um alvo encobre o feixe SAR para outros alvos). A atenção a estes distintos efeitos particulares de distorção devem ser considerados para aplicação de dados SAR, sendo necessário o devido cuidado ao relacionarmos dados ópticos com dados SAR-X de uma mesma área.

### **2.1.2 A constelação COSMO-SkyMed**

Os satélites *COSMO-SkyMed* (Fig. 03) são formados por um sensor ativo de micro-ondas operando sob o modo de abertura sintética (*SAR*), o que permite a geração de imagens em alta resolução, operando na banda X (*i.e.*, comprimento de

onda médio da ordem de 3 cm). Este sensor opera a partir de uma plataforma orbital de mesmo nome, com uma órbita *heliossíncrona* de aproximadamente 620 quilômetros de altura sobre a superfície da Terra (TELESPAZIO, 2014).

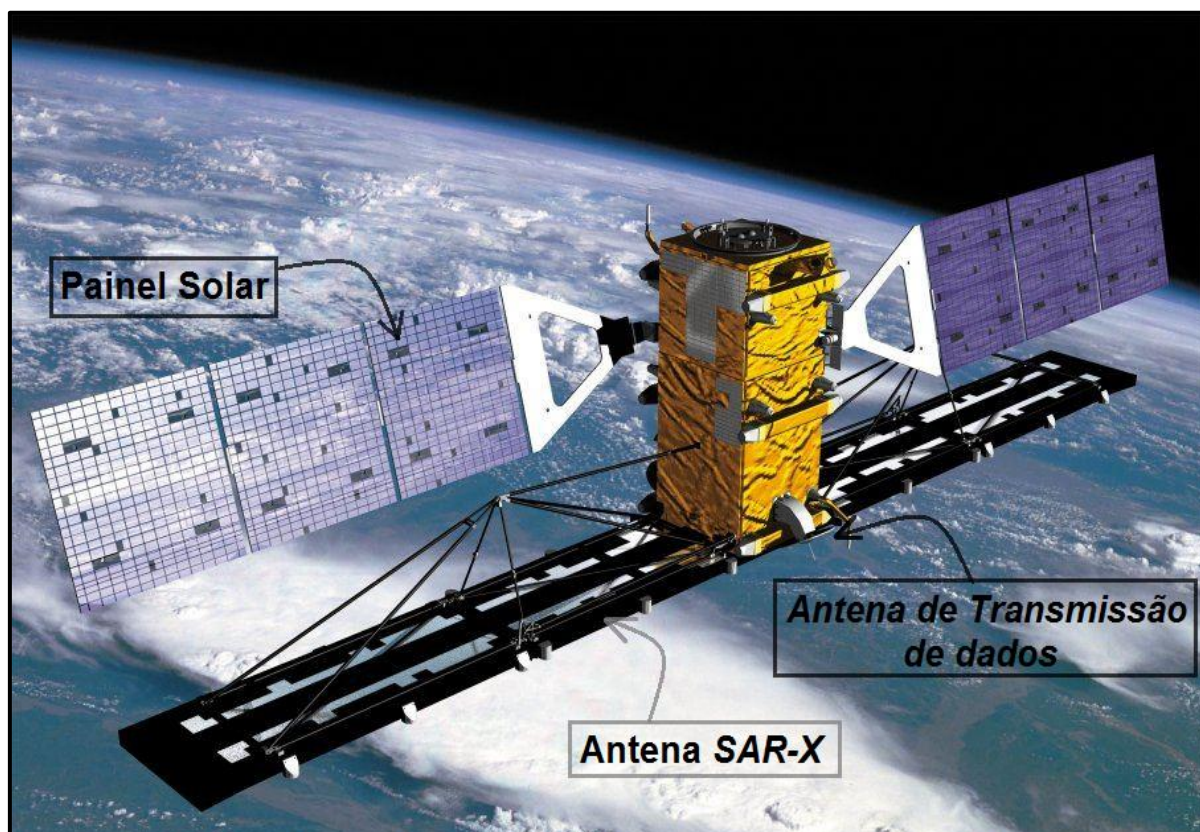


Figura 03: Satélite *COSMO-SkyMed*.  
Fonte: Adaptada de TELESPAZIO (2014).

Os satélites da constelação *COSMO-SkyMed* possuem a capacidade de modificar a sua orientação de acordo com as necessidades do usuário em terra, a fim de adquirir imagens a esquerda da faixa terrestre do satélite, sendo que a aquisição padrão se dá a direita. A faixa coberta por cada imageamento pode abranger algo entorno de 600 km, variando em função da forma de imageamento adotado e da geometria do terreno. Algumas características das imagens *COSMO-SkyMed* podem ser observadas junto à Tabela 1.

Tabela 1: Características básicas das imagens *COSMO–SkyMed*.

	Tipo de imageamento				
	<i>Spotlight</i>	<i>Stripmap</i>		<i>ScanSAR</i>	
Polarização	Única	Única	Dupla	Única	Dupla
Área Coberta [km x km]	10x10	40x40	30x30	100x100	200x200
Resolução Espacial [m]	1	3	15	30	100
Polarizações disponíveis	<i>HH, VV, HV e VH</i>				

Fonte: Adaptado de TELESPIAZIO (2014).

O sensor *SAR–X COSMO–SkyMed* constitui-se de um sensor orbital *SAR–X* (*i.e.*, radar de abertura sintética) mantido pela Agência Espacial Italiana (TELESPIAZIO). O projeto *COSMO–SkyMed*, o qual os sensores de mesmo nome fazem parte é mantido em um total de quatro plataformas orbitais idênticas, operando de forma complementar no que conhecemos como sistema *COSMO–SkyMed*. O sistema *COSMO–SkyMed* opera sensores *SAR–X* com resoluções compatíveis com monitoramento e prevenção de eventos extremos, gestão de riscos ambientais, estratégia e defesa, segurança nacional, fins científicos e comerciais (TELESPIAZIO, 2014).

Algumas características básicas do sistema *COSMO–SkyMed* são:

- Constelação de 4 satélites *SAR–X*;
- Aquisição direta;
- Curto tempo de revisita;
- Resposta rápida permitida pela constelação e ajustes de órbita;
- Altíssima resolução espacial (*i.e.*, até 1 metro);
- Alta precisão geométrica e acurado sistema de geo-localização;
- Cobertura global dia e noite sob qualquer condição climática;
- Capacidade de interferometria e polarimetria.

Os dados *COSMO–SkyMed* permitem o monitoramento das coberturas de neve superficial e da dinâmica glacial, através do uso de dados na banda *SAR–X*. Estudos voltados à análise das camadas de neve superficial e da dinâmica de alta



frequência temporal podem valer-se de dados *COSMO–SkyMed* devido sua faixa espectral, resolução espacial e polarizações disponíveis.

## 2.2 A neve

A neve constitui uma forma especial de apresentação natural da água, formada em condições especiais de pressão, temperatura e umidade relativa locais (ULABY *et al.*, 1981; SHI & DOZIER, 2000; NAGLER & ROOT, 2000; KOSKINEN, 2010; PHAN *et al.*, 2012). A neve é uma forma de precipitação, embora seja tratada de forma diferenciada na hidrologia por conta da defasagem entre a precipitação e o escoamento superficial, já que a escala de tempo deste escoamento depende de diversos fatores (*i.e.*, declividade da superfície, rugosidade da superfície, natureza da superfície, temperatura, cobertura, ventos, entre outros).

A neve está envolvida em diversos processos ambientais, como o aporte de água a rios sazonais, deposição de massa em geleiras, reflexão de radiação solar (*i.e.*, contribuição ao albedo terrestre), entre outros. Por conta das relações da neve com a dinâmica climática e ambiental, é de vital importância conhecer sua distribuição espacial, estratigrafia e dinâmica a fim de melhor compreender sua contribuição a estes distintos fenômenos (KOSKINEN, 2010).

No que tange ao interesse hidrológico sobre o monitoramento da neve, a maior relevância se situa no entorno das latitudes mais elevadas e em áreas montanhosas onde um acúmulo sazonal de uma camada de neve é seguido por um período de degelo, o que altera os volumes de neve dessas áreas. Em consequência, esse processo faz surgir um aporte de água líquida sobre o sistema hidrológico local (KOSKINEN, 2010).

Durante o período de acumulação, normalmente, há pouca ou nenhuma neve derretida. Essa é armazenada temporariamente em uma camada de neve até que a estação de derretimento se inicie, recomeçando o ciclo: neve–deposição–aquecimento–derretimento–resfriamento–neve–deposição, e assim sucessivamente.

O interesse predominante nos estudos envolvendo a neve centra-se na determinação da quantidade de água que está armazenada em uma bacia sob a forma de neve (*qual é quantidade de massa de água sob a forma de neve depositada?*). Um segundo foco está na distribuição espacial das camadas neve, o

seu estado e a presença de água no estado líquido ao longo do pacote de neve, por exemplo. Em geral, todos estes indicadores de neve são difíceis de mensurar e são também susceptíveis a variações espaciais consideráveis, especialmente em terrenos montanhosos ou sujeito a fortes ventos, o caso da Antártica, que podem transportar e compactar grandes quantidades de neve.

O sensoriamento remoto oferece uma reconhecida ferramenta para a obtenção de dados sobre neve e a hidrologia de um sistema, permitindo estimar parâmetros importantes como o *Índice de Runoff*<sup>2</sup> e o valor de *água-equivalente*<sup>3</sup>. Dados sobre a neve têm sido historicamente obtidos através de trabalhos de campo, os quais são extremamente dispendiosos e de alto custo (ULABY *et al.*, 1981; NAGLER & ROTT, 2000; KOSKINEN, 2010).

A alternativa a estas iniciativas tem sido a obtenção de dados através de técnicas de sensoriamento remoto. O uso do *SR* da neve tem reduzido a necessidade de trabalhos de campo, mas não supera o problema das medições pontuais da neve e limita-se apenas a obtenção de informações principalmente sobre a superfície do pacote de neve. Esta limitação tem tido sua fronteira estendida com o avanço da tecnologia e da ciência do *SR*, levando o limite destes estudos da neve à sub-superfície, permitindo estimativas sobre a composição e o comportamento da neve.

Sob a óptica do *SR*, a determinação de profundidade e parâmetros físicos da neve é uma tarefa bastante complexa (*i.e.*, tamanho médios dos grãos, densidade, entre outros). A alternativa a isto surge através de medidas indiretas de *SR* na faixa de micro-ondas obtidas através de sistemas radar.

### **2.2.1 O metamorfismo da neve – Transformação da neve em gelo**

A neve constitui uma forma específica de apresentação da água junto à superfície terrestre determinada por condições específicas de pressão, temperatura e energia interna ao longo de sua formação. A neve é, em geral, uma mistura de cristais de gelo geometricamente organizados (*i.e.*, não amorfos), água líquida, e ar

---

<sup>2</sup> Índice de descrição da contribuição hidrológica de uma bacia, contendo indicadores de escoamentos superficiais e subsuperficiais.

<sup>3</sup> Representa a massa de água líquida representada por um certo volume de neve ao derreter

(REES, 2006). A neve é depositada na superfície da Terra como um resultado da precipitação atmosférica, deposição mecânica ou transporte eólico, sendo este um dos principais processos determinantes da dinâmica da neve na região de interesse.

A precipitação de neve em uma geleira é o primeiro passo na formação do gelo nesse sistema, sendo este processo dado em escalas de tempo distintas em função das condições de precipitação, pressão e temperatura locais. A transformação da neve precipitada em gelo na composição das geleiras é denominado metamorfismo da neve (CUFFEY & PATERSON, 2010), sendo um processo mais acelerado para geleiras de zonas temperadas (e.g., Patagônia e Alpes) do que em regiões polares (e.g., Antártica e Groenlândia).

O mecanismo de determinação da velocidade de ocorrência do metamorfismo da neve é uma função direta da presença do processo de fusão e esforço mecânico presentes sobre o pacote de neve. Assim, o metamorfismo apresenta características diferentes em diferentes áreas devido às particularidades climáticas e topográficas locais.

O processo de transformação da neve em gelo ocorre com o derretimento e compactação dos grãos de neve transformando-os em um estado intermediário entre neve e gelo denominado *firn*. Em sequência, o *firn* mantém-se no processo de metamorfismo, intensificado pela temperatura e compactação, proporcionando a formação de gelo à medida que o ar presente entre as camadas de cristais de gelo que formam a neve acaba sendo expulso.

Outras formas de apresentação do metamorfismo da neve, ocorre para massas de neve seca, onde a sublimação da neve produz fluxos de vapor d'água que ao perpassarem a massa de neve transferem energia térmica, o que acaba por produzir as condições de derretimento superficial dos grãos e o recongelamento destes. Estas formas de metamorfismo podem ocorrer em condições de equitemperatura, com todo o pacote de neve a uma mesma temperatura, ou com condições de gradiente de temperatura, onde existe uma variação de temperatura ao longo do pacote de neve (CUFFEY & PATERSON, 2010).

Para condições de equitemperatura, considera-se o efeito direto da pressão do vapor atuando em todo o pacote de neve. Este processo é determinado pelo fato de a pressão de vapor ser maior sobre superfícies convexas do que côncavas, o que resulta em grãos de neve arredondados e conectados. Já para condições de

gradiente de temperatura, a pressão do vapor é maior em locais mais quentes do pacote de neve. Esta pressão leva a formação de cristais de neve com facetas salientes e ocorre em situações com temperatura baixa. Os passos desta transformação estão representados pela Figura 04.

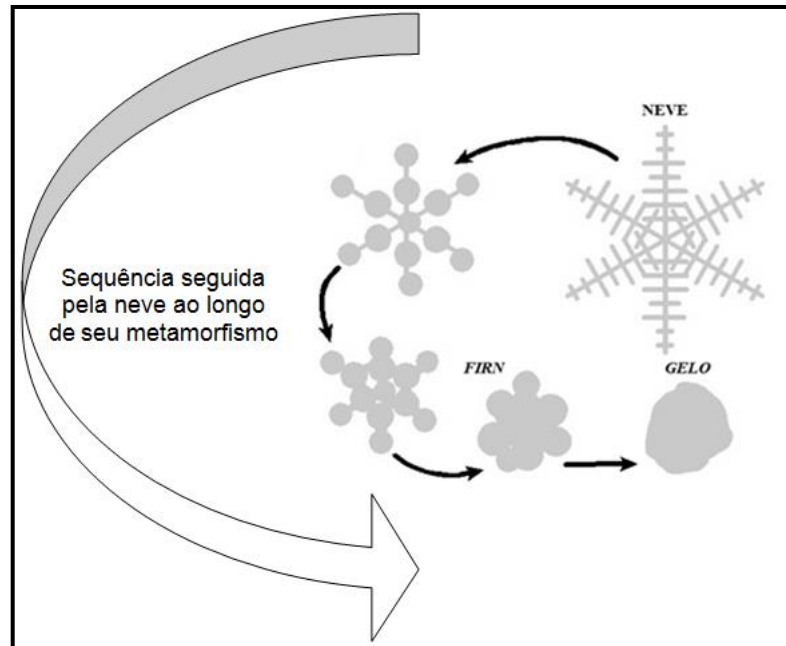


Figura 04: Sequência de estados presentes ao longo do processo de metamorfismo da neve (transformação da neve em gelo).  
Fonte: Adaptada de Rees (2006).

Este metamorfismo é de vital importância para a modelagem do retroespalhamento na faixa de micro-ondas já que ao longo do processo de transformação da neve em gelo ocorre a compactação da neve alterando a quantidade de ar presente em uma certa camada de neve e, assim, sua massa específica (Fig. 05). Com a alteração da proporção neve-ar ao longo de um pacote de neve, ocorre a alteração de suas propriedades dielétricas, acarretando em uma alteração em seu comportamento de espalhamento de um feixe de micro-ondas, por exemplo (ULABY *et al*, 1986; REES, 2006)

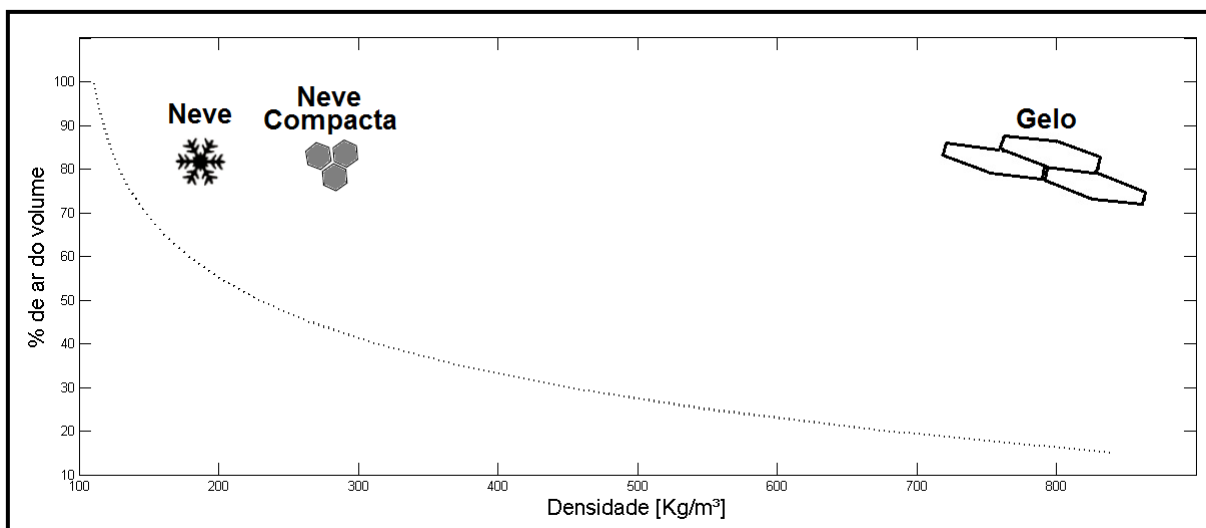


Figura 05: Relação entre a quantidade de ar presente no pacote de neve e sua densidade.  
 Fonte: Adaptada de Rees (2006).

No caso do fenômeno mais simples a se considerar, a reflexão da radiação a partir de uma superfície de neve planar, teremos a parcela refletida como uma função do ângulo no qual a radiação incide sobre a superfície e as propriedades dielétricas do pacote de neve (*i.e.*, representados por sua constante dielétrica). Neste caso, quanto maior for a diferença entre a constante dielétrica de um dado pacote de neve em comparação ao meio que o rodeia (*e.g.*, ar, que com bom grau de aproximação pode ser considerado com comportamento idêntico ao vácuo com propriedades dielétricas constantes), maior será a parcela refletida (REES, 2006).

A representação matemática da constante dielétrica de um meio é dada por uma equação complexa, com uma parcela real e uma parcela imaginária (ULABY *et al.*, 1986; RESS, 2006). A parcela real da equação de descrição da constante dielétrica de um pacote de neve seca é aproximadamente constante em toda a região de micro-ondas (REES, 2006), sendo dependente da densidade deste pacote de neve.

As alterações das propriedades de interação de um feixe de micro-ondas com um pacote de neve seca em função de sua densidade podem ser atribuídas à alteração no volume de ar presente neste pacote de neve, o que faz com que se alterem as propriedades de absorção e reflexão deste feixe de micro-ondas pelo pacote de neve. Desta forma, podemos simbolizar a dependência entre a densidade e a constante dielétrica como uma relação exponencial dada pela Figura 06.

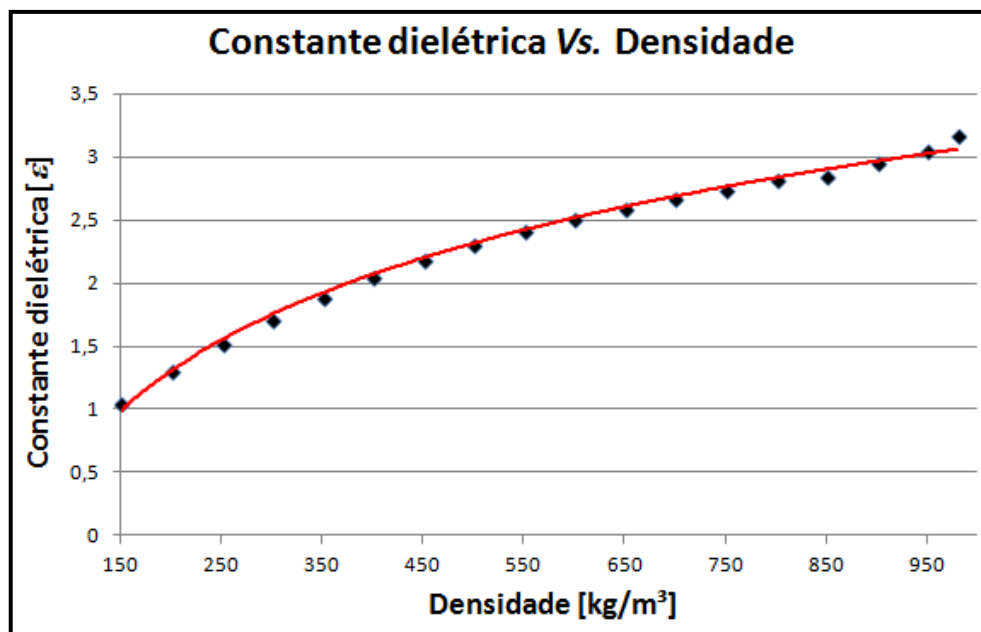


Figura 06: Gráfico para representação da relação entre a densidade e a constante dielétrica para neve seca.

Fonte: Adaptada de Rees (2006).

Ao coletarmos um feixe de micro-ondas proveniente de um pacote de neve, com um sensor SAR, por exemplo, teremos diferentes retornos ao longo de uma área imageada em função da distribuição espacial de densidades deste pacote. Estas diferenças são produzidas em virtude das diferenças de constante dielétrica, geradas a partir de variações no volume de ar presente no pacote de neve (REES, 2006).

A parcela imaginária da constante dielétrica está relacionada ao grau de absorção do feixe de micro-ondas, sendo muito pequena para a neve seca para comprimentos longos de micro-ondas, aumentando proporcionalmente em função do encurtamento do comprimento de onda associado (*i.e.*, para banda X, com  $\lambda$  da ordem do centímetro há uma absorção maior do que para a banda C, com  $\lambda$  da ordem do metro). Devido aos baixos valores do coeficiente de absorção apresentados, a propagação da radiação de micro-ondas através da neve seca é geralmente dominada pelo processo de espalhamento, sendo cada um dos grãos de neve considerado um espalhador de radiação.

A alteração da massa específica de um certo pacote de neve ao longo do processo de metamorfismo da neve em gelo faz com que tenhamos a alteração das

propriedades dielétricas deste pacote de neve (REES, 2006). Desta forma, analisar os valores de retroespalhamento *SAR* a partir de uma zona com presença de distintas coberturas de neve, gelo e *firn* conterà valores distintos de medição, dados em função das variações de densidade e, conseqüentemente, variações de constante dielétrica deste alvo.

### **2.2.2 O sensoriamento remoto radar voltado ao estudo das massas de neve**

O sensoriamento remoto constitui uma importante ferramenta para estudos da cobertura de neve e sua dinâmica, estando consolidado como uma das principais técnicas de estudo para este campo da ciência. Trabalhos como o de Ulaby *et al.* (1981), Rott (1984), Hallikainen *et al.* (1986), Hallikainen *et al.* (1987), Hallikainen & Jolma (1992), Denoth (1989), Solberg & Andersen (1994), Koskinen *et al.* (1999), Simões & Bremer (1995), Solberg *et al.* (1997) Shi & Dozier (2000), Nagler & Root (2000), Koskinen (2010), Arigony–Neto *et al.*, (2006), Longepe *et al.* (2009), Arigony–Neto *et al.*, (2009), Mendes Júnior *et al.* (2009), Jinyang *et al.* (2010), Phan *et al.* (2012), Thakur (2013) e Uribe *et al.*, (2014), demonstram a consolidação e a evolução no usos de dados provenientes de sensores remotos radar para o estudos das massas de neve.

O sensoriamento remoto exibe um papel fundamental na recuperação de informações sobre a cobertura de neve em nível espacializado e em escala temporal. Sensores remotos operantes nas faixas espectrais do visível e do infravermelho são utilizados principalmente para detectar presença, extensão e forma da cobertura de neve estando limitados a operar sob condições de céu claro e sem a cobertura de nuvens, incomuns em altas latitudes.

Já sensores remotos operantes na faixa de micro-ondas (*i.e.*, radares passivos ou ativos) possuem um extenso histórico de utilização no monitoramento da cobertura de neve. Estes sensores permitem obter informações sobre a extensão e forma da cobertura de neve, além de inferirem dados como espessura e presença de água líquida, informações de grande relevância para glaciologia.

Iniciativas como *ERS-1/2*, *ENVISAT-ASAR*, *TerraSAR-X* e *COSMO-SkyMed* demonstraram a capacidade do uso de dados *SAR-X* no monitoramento da neve (ROTT, 1984; KOSKINEN *et al.*, 1999; NAGLER & ROTT, 2000; KOSKINEN, 2010;

ARIGONY–NETO *et al.*, 2007; ARIGONY–NETO *et al.*, 2009; JINYANG *et al.*, 2010; PHAN *et al.*, 2012; ROSA *et al.*, 2013). Como aplicações demonstradas recentemente, podemos citar a capacidade de diferenciação entre camadas de neve seca e neve úmida em escala *sub-pixel* para dados de radar passivo obtidos por Mendes Júnior (2012) e o desenvolvimento de modelagens para o comportamento do feixe de micro-ondas proveniente de sensores remotos SAR–X em interação com camadas de neve superficial, propostos por Jinyang *et al.* (2010) e Phan *et al.* (2012). Estes trabalhos expõem a aplicabilidade de dados SAR–X como forma de monitoramento de massas de neve, permitindo a obtenção de informações complementares a sensores operantes no intervalo óptico do espectro eletromagnético (Tab. 2).

Tabela 2: Comparação entre os distintos tipos de sensoriamento remoto voltado as massas de neve.

Propriedade	Óptico / Infravermelho prox.	Infravermelho	Micro–ondas
<b>Extensão da cobertura de neve</b>	✓ Reconhecido	✓ Reconhecido	✓ Reconhecido
<b>Profundidade de neve</b>	( ) Possível (para a neve rasa e seca apenas)	? de difícil aplicação	( ) Possível (para a neve rasa e seca apenas)
<b>Teor de água de neve</b>	( ) Possível (para a neve rasa e seca apenas)	? de difícil aplicação	( ) Possível (para a neve rasa)
<b>Albedo</b>	✓ (Permite a aplicação)	✗ Não se aplica	✗ Não se aplica
<b>A quantidade de água no estado líquido equivalente ao volume de neve presente</b>	? de difícil aplicação	? de difícil aplicação	✓ Reconhecido
<b>Temperatura</b>	✗ Não se aplica	✓ Reconhecido	? de difícil aplicação
<b>Operante em quaisquer condições climáticas</b>	✗ Não se aplica	✗ Não se aplica	✓ Reconhecido
<b>Resolução espacial</b>	Unidade métrica	Centenas de metros	Unidade métrica

Fonte: Adaptado de Koskinen *et al.* (2010).

O uso de dados SAR–X para o monitoramento de massas de neve aponta-se como o meio mais viável, considerando as limitações e a operacionalidade deste e de outros métodos (KOSKINEN, 2010). Desta forma, o uso extenso de dados SAR–



X no estudo de massas de neve e gelo está consolidado constituindo uma das principais formas de monitoramento destes ambientes.

### **2.3 O retroespalhamento SAR e a neve**

Uma das principais vantagens do uso de dados SAR para o monitoramento glaciológico é a sua capacidade de penetrar na neve e no gelo obtendo informações sobre a estrutura interna do alvo em questão (REES, 2006). Como por exemplo, profundidades de penetração de até dezenas de metros são relatadas a partir de condições de neve seca sobre a Groenlândia (RIGNOT *et al.*, 2001).

Em seu trabalho, Rees (2006) descreve como dados SAR podem ser utilizados para monitorar os impactos das mudanças climáticas em geleiras. Em sua abordagem o autor utiliza as diferentes propriedades de dispersão dos feixes de micro-ondas a partir das camadas de neve como indicador das alterações físicas ocorridas no alvo, o que pode ser relacionado com indicadores de mudanças no clima (*e.g.*, alterações na temperatura do ar).

Uma forma de construir o relacionamento entre as diferentes propriedades de dispersão SAR e as distintas características do pacote de neve baseia-se em modelar o retroespalhamento deste alvo, entendendo quais fatores contribuem para as medidas de retroespalhamento (ULABY *et al.*, 1986; REES, 2006). Na Figura 7 é exibido o esquema das diferentes camadas de neve e gelo que compõem a proposta de modelagem do retroespalhamento SAR construída por Rees (2006) para a geleira *Kongsvegen* em *Svalbard*.

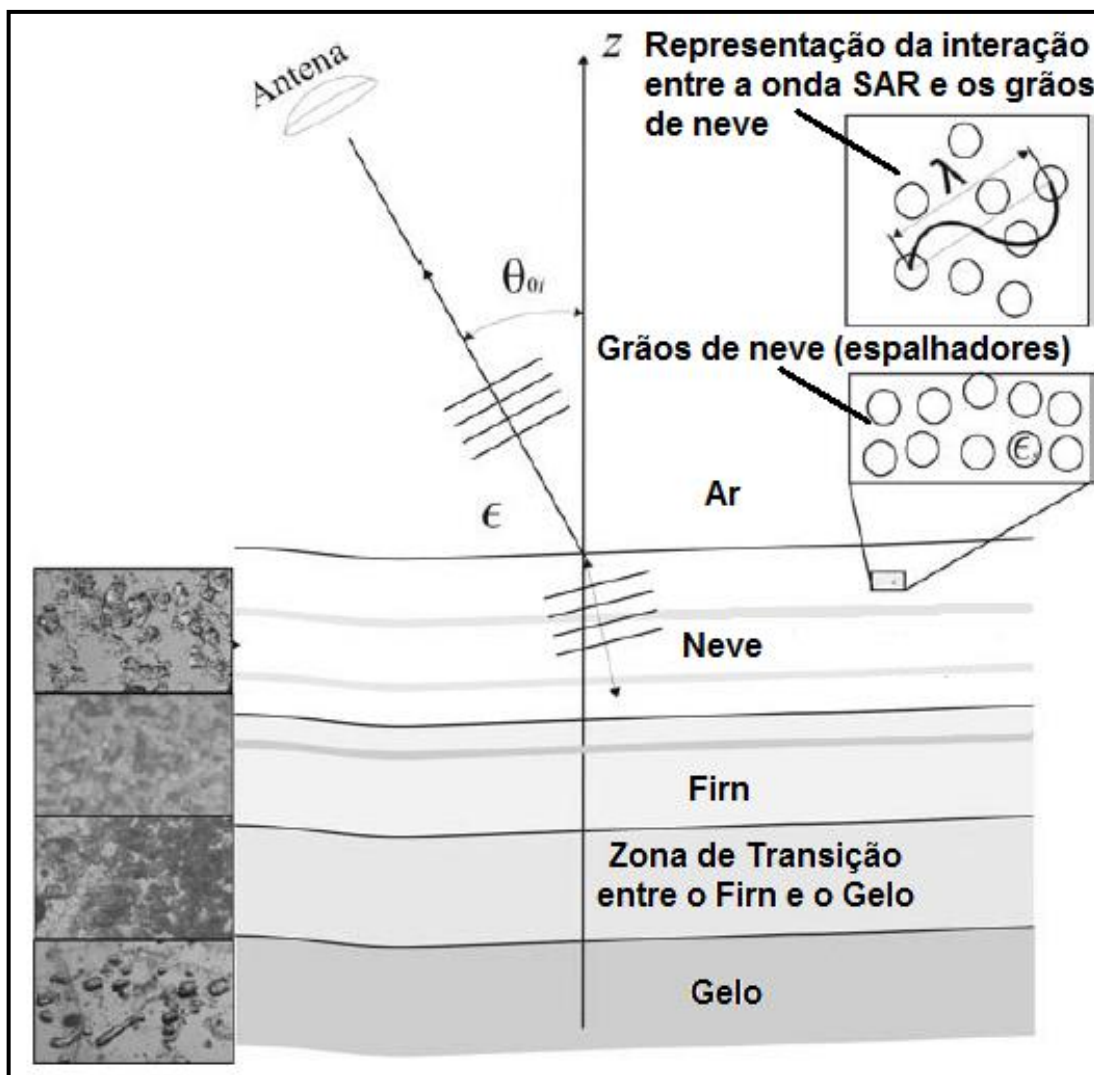


Figura 07: Esquema das diferentes camadas de neve e gelo que compõe a proposta de modelagem do retroespalhamento SAR construída por Rees (2006).  
 Fonte: Adaptado de Rees (2006).

A intensidade captada pelo sensor SAR é o resultado do espalhamento do feixe de micro-ondas pelos grãos de neve e bolhas de ar presentes na neve, caracterizando o que é denominado como espalhamento volumétrico. Além desse efeito, a intensidade SAR coletada pelo sensor será composta pelo espalhamento e reflexões ocorridas devido a transição dielétrica (refração) sofrida pelo feixe SAR ao passar do ar para a neve, denominada de espalhamento superficial, e pela transição deste feixe entre a neve e a camada de gelo quente, compondo a parcela de espalhamento subsuperficial (ULABY *et al.*, 1986; TSANG *et al.*, 2001; REES, 2006).

Em suas propostas, Ulaby *et al.* (1986), Ulaby & Elachi (1990), Wen *et al.* (1990), Tsang *et al.* (2001), Rees (2006) e Tsang *et al.* (2007) assumem as

contribuições ao retroespalhamento SAR relativas a cada uma das parcelas consideradas como sendo dependes da frequência, da polarização, do ângulo de incidência feixe do radar e das propriedades físicas do alvo (e.g., densidade da neve, nº de camadas de neve, temperatura e raio médio dos grãos de neve). A superfície de transição entre os meios (e.g., interface neve–ar e interface neve–gelo) é descrita por seu contraste dielétrico e rugosidade, geralmente parametrizada por sua variação média quadrática de altura.

O conhecimento do comportamento do retroespalhamento SAR para um pacote de neve permite a inferência de características estratigráficas de interesse, como a distribuição de granulometria e/ou densidade em uma certa área, bem como a inferência de eventos de precipitação de neve, por exemplo (REES, 2006). A modelagem do retroespalhamento SAR para um pacote de neve parte da premissa do comportamento do feixe radiante SAR frente a transições dielétricas e de geometria que surgirão durante a penetração do feixe ao longo do pacote de neve.

Para tanto, o entendimento do comportamento do retroespalhamento SAR para um dado pacote de neve baseia-se no processo de espalhamento do feixe SAR, representado ou pelo modelo de transferência radiativa – *MTR* (ULABY *et al.*, 1986; ULABY & ELACHI, 1990; TSANG *et al.*, 2001; REES, 2006; TSANG *et al.*, 2007) ou por modelos empíricos desenvolvidos a partir de observações sistemáticas. Em ambas as abordagens, a caracterização do processo de interação entre o feixe de micro-ondas e a neve representa o ponto de partida.

### **2.3.1 A caracterização do processo de interação entre as micro-ondas e o pacote de neve**

A caracterização do pacote de neve superficial com a estimativa das propriedades dessa camada de neve, como sua distribuição de densidade e a distribuição espacial do tamanho dos grãos de neve proporciona uma importante contribuição para o seu monitoramento, permitindo a previsão da contribuição hidrológica quando esta derreter, além de formar um indicativo de variações climáticas locais, por exemplo. A obtenção dessas características do pacote de neve pode ser determinada através da interpretação de um sinal de micro-ondas retroespalhado em direção a um sensor.

Nesse sentido, considerando a capacidade de penetração das micro-ondas de um feixe de *SAR-X*, o que permite recuperar informações sobre a constituição interna do pacote de neve (*i.e.*, considerando a massa de neve em questão constitui um pacote de neve seca), o uso de dados *SAR* no monitoramento de pacotes de neve superficial acabou se consolidando como uma técnica base. Durante a década de 2000, a disponibilidade de dados *SAR-X* ao longo das bandas *L* e *C* de distintos sensores orbitais (*i.e.*, *ERS*, *ALOS*, *ENVISAT*, entre outros) impulsionou o desenvolvimento de estudos sobre a caracterização das propriedades do pacote de neve superficial a partir de dados *SAR-X* nestas faixas espectrais (SHI & DOLZER, 2000; LONGEPE *et al.*, 2009).

A determinação das características de um pacote de neve superficial a partir de dados *SAR* é dada pela interpretação do retroespalhamento *SAR* proveniente deste pacote de neve. O coeficiente de retroespalhamento *SAR-X* de uma massa de neve é dado por um conjunto complexo de interações entre a neve e o feixe de micro-ondas. Em geral, a composição do coeficiente de retroespalhamento pode ser resumida em três processos principais (ULABY *et al.* 1986, FUNG *et al.*, 1992):

- O retroespalhamento a partir da interface de neve ao ar;
- O retroespalhamento ocorrido ao longo do volume do pacote de neve; e,
- O retroespalhamento ocasionado na interface final entre o pacote de neve e o solo subjacente (ou ao longo de um perfil limiar de atenuação<sup>4</sup>).

Além destes processos, o retroespalhamento total do pacote de neve é afetado por outros efeitos de dispersão, atenuação e reflexão. Estes efeitos secundários são regidos por alterações no conteúdo do pacote de neve e de sua rugosidade superficial, que por possuírem grande variabilidade espacial são difíceis de modelar (ULABY *et al.*, 1986; JINYANG *et al.*, 2010; PHAN *et al.*, 2012).

A Figura 08 representa esquematicamente os três processos básicos propostos por Ulaby *et al.* (1986), Fung (1992), Fung *et al.* (1994) e Phan *et al.*

---

<sup>4</sup> Um perfil limiar de atenuação caracteriza a extensão de um pacote de neve necessária para atenuar completamente um feixe de *micro-ondas*, ou seja, a profundidade na qual a atenuação sobre a intensidade do feixe de *micro-ondas* faz o mesmo tender a zero.

(2012). A quantificação destes processos constitui, portanto, a base de um modelo padrão de retroespalhamento para um pacote de neve.

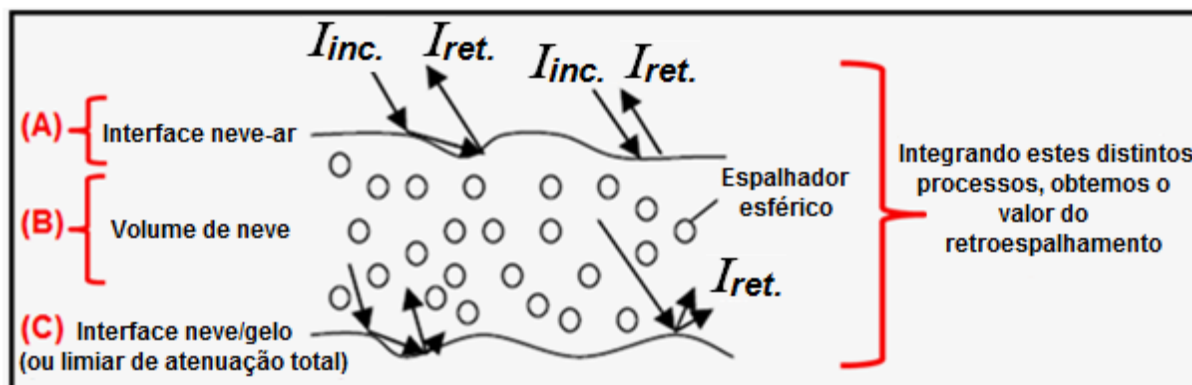


Figura 08: Esquemática do processo de retroespalhamento ao longo do pacote de neve. Fonte: Adaptada de Phan *et al.* (2012).

O coeficiente de retroespalhamento  $SAR-X$  observado é afetado por vários parâmetros físicos da camada de neve devendo considerar outros fatores relacionados de forma direta ou indireta ao processo (ULABY *et al.*, 1986; FUNG *et al.*, 1992; FUNG, 1994; PULLIAINEN *et al.*, 1996; KOSKINEN *et al.*, 2010). Estes parâmetros são:

- Teor volumétrico de água líquida;
- Profundidade da neve acumulada;
- Rugosidade da superfície (interfaces ar–neve e neve–gelo);
- Tamanho dos cristais de neve (tamanho dos grãos) e forma dos cristais de neve;
- Perfil de densidade da neve acumulada; e,
- Camadas (espessura, forma da interface entre camadas, variação dielétrica entre camadas, entre outros).

Os distintos níveis de correlação entre cada um desses fatores para uma faixa radar específica para um tipo de neve (e.g., neve seca, neve úmida, neve permeada por pedaços de gelo, entre outros) é de fundamental relevância no desenvolvimento de uma modelagem teórica do retroespalhamento da cobertura de neve (ULABY *et al.*, 1986; PULLAINEN *et al.*, 1994, NAGLER & ROOT, 2000; KOSKINEN *et al.*,

2010; JINYANG *et al.*, 2010). Modelagens do coeficiente de retroespalhamento SAR-X na faixa de micro-ondas de altas frequências (e.g., banda X) foram aplicados por Fung (1994); Koskinen *et al.* (1999), Pullainen (1994), Nagler & Root (2000), Koskinen (2010), Longepe *et al.* (2009).

Estes autores consideram os efeitos de propagação e espalhamento em uma cobertura de neve estimando o retroespalhamento para certa área do pacote de neve. Estes modelos simulam a perda de energia e a propagação através de meios distintos (*i.e.*, com distintas propriedades dielétricas), resolvendo-se a equação diferencial que expressa o Modelo de Transferência Radiativa – MTR (ULABY, 1981; FUNG, 1994).

De modo a introduzir efeitos de sobreposição de ondas coerentes no MTR, Fung (1994), Fung & Chen (2004) Jyniang *et al.* (2010), Phan *et al.* (2012) e Wang *et al.* (2014) aplicaram a Teoria de Oscilação Eletrônica proposta pela Ulaby *et al.* (1986) para calcular a permissividade dielétrica efetiva ( $\epsilon_{ef}$ ) de cada camada de neve considerando um dado volume de neve composto por espalhadores esféricos homogêneos. Essa aproximação de homogeneidade do pacote de neve simplifica a solução numérica da equação diferencial do MTR, já que desta maneira os termos *não-coerentes* expressos por termos imaginários podem ser desconsiderados no caso de um sistema SAR-X (*i.e.*, operando com ondas coerentes).

Considerando um pacote de neve como composto por sucessivas camadas com características físicas e dielétricas distintas tem-se um modelo padrão para o retroespalhamento SAR-X ocorrido neste pacote como resultado da integração dos distintos processos ocorridos em cada camada (ULABY *et al.*, 1986). Os processos físicos de interação da radiação eletromagnética na faixa de micro-ondas caracterizam-se como efeitos de reflexão e refração na interface *neve-ar* (Fig. 08A), efeitos de atenuação e refração ocorridos ao longo do volume do pacote de neve (Fig. 08B) e efeitos de reflexão de fundo e/ou atenuação total do sinal SAR-X ocorrido no limiar de atenuação total (Fig. 08C).

### **2.3.2 A modelagem do retroespalhamento SAR para um pacote de neve**

A modelagem do retroespalhamento SAR para um pacote de neve pode ser estabelecida a partir de um modelo físico, baseado no MTR – modelo de

transferência radiativa, ou em um modelo empírico, baseado em observações sistemáticas do retroespalhamento *SAR* para este alvo (ULABY *et al.*, 1986; REES, 2006).

A constituição do *MTR* se dá a partir dos conceitos de descrição para uma onda eletromagnética, os quais são representados pela equação 03 (LORRAIN & CORSON, 1990):

$$\psi_{E,B} = a.E(t) + b.B(t) \quad (03)$$

Onde,

- $\psi_{E,B}$  : onda eletromagnética;
- $E(t)$  e  $B(t)$ : vetores instantâneos campo elétrico e campo magnético;
- $a$ ,  $b$ : coeficientes de proporcionalidade instantâneos de cada um dos campos (elétrico e magnético) que compõe a onda eletromagnética descrita.

Uma onda eletromagnética (*e.g.*, micro-ondas) se caracteriza como uma forma de propagação de energia ao longo do espaço através de um fenômeno ondulatório senoidal atuante sobre um campo eletromagnético (LORRAIN & CORSON, 1990). Seguindo a teoria eletromagnética ondulatória proposta por *Maxwell* (LORRAIN & CORSON, 1990), para um certo momento inicial com posição de observação inicial  $z_0 = 0$ , uma certa quantidade de energia (*i.e.*, escalar) se propagando com uma velocidade  $v$  pode ser definida pela equação 04:

$$\alpha = \alpha_0 \cdot \cos(\omega \cdot t) \quad (04)$$

Onde,

- $\alpha$ : amplitude instantânea;
- $\alpha_0$ : amplitude inicial;
- $\omega$ : frequência angular;
- $t$ : instante de tempo.

Para qualquer outra posição de observação inicial qualquer  $z \neq 0$  obtemos uma representação generalista, dada por (Eq. 05):

$$\alpha = \alpha_0 \cdot \cos \left[ \omega \left( t - \frac{z}{v} \right) \right] \quad (05)$$

Onde,

- $\alpha$ : amplitude instantânea;
- $\alpha_0$ : amplitude inicial;
- $\omega$ : frequência angular;
- $t$ : instante de tempo;
- $z$ : posição instantânea ao longo do eixo  $z$ ;

Segundo Lorrain & Corson (1990), esta equação geral descreve uma onda plana viajando ao longo do eixo  $z$ , desde que a quantidade  $\alpha$  seja independente de  $x$  e  $y$ , que no caso de uma onda eletromagnética, são as direções vibracionais observadas para o campo elétrico  $\mathbf{E}$ , e magnético  $\mathbf{B}$ . Esta equação descreve uma onda não atenuada, com amplitude inicial  $\alpha_0$  constante. A frequência desta onda  $f$  é dada como  $\omega/2\pi$  e o período observado  $T$  é  $f^{-1}$  (Fig. 09 e Fig. 10).

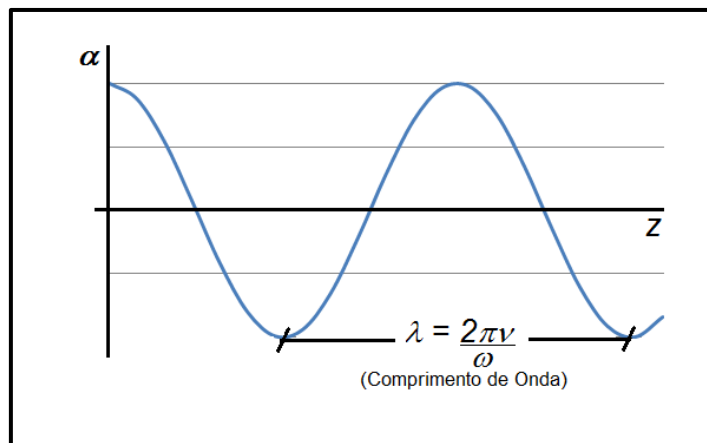


Figura 09: Representação do comprimento de onda.  
Fonte: Adaptada de Lorrain & Corson (1990).



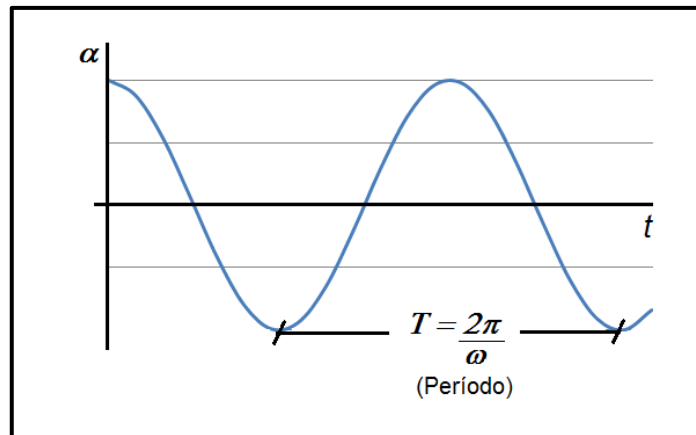


Figura 10: Representação do período de uma onda.  
 Fonte: Adaptada de Lorrain & Corson (1990).

Segundo Lorrain & Corson (1990), em uma notação fasorial<sup>5</sup> uma onda senoidal, como uma onda eletromagnética, que viaje na direção positiva do sistema de coordenadas ( $Z \geq 0$ ) pode ser descrita em função do tempo ( $t$ ) e do comprimento de onda ( $\lambda_{bar}$ ) através de (Eq. 06):

$$\alpha = \alpha_0 \cdot e^{[\omega \cdot t + (\frac{z}{\lambda_{bar}})]} \quad (06)$$

Calculando a derivada–segunda de  $\alpha$  (Eq. 06) com respeito a  $t$  e  $z$  resulta–se, segundo o demonstrado por Lorrain & Corson (1990), na equação de uma onda plana (Eq. 07):

$$\nabla^2 \cdot \alpha = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \alpha}{\partial t^2} \quad (07)$$

Com estas considerações, a propagação de uma onda eletromagnética em um meio será dependente das características eletromagnéticas deste meio. Assim, sua propagação será limitada pelas características dielétricas do meio (LORRAIN & CORSON, 1990) e cada um dos campos instantâneos que a compõe pode ser escrito a partir da forma diferencial das equações de *Maxwell*, resultando nas equações. 08 e 09:

---

<sup>5</sup> Um fasor constitui uma forma vetorial móvel; Em resumo, uma notação fasorial considera uma grandeza vetorial descrita como um vetor de módulo constante, girante em um sistema de coordenadas com velocidade angular determinada. Fasores são uma forma simplificada de representação de vetores dinâmicos, comumente adotados em física.

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \mu_0 \varepsilon_0 \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} \quad (08)$$

$$\nabla^2 \mathbf{B} = \mu_0 \varepsilon_0 \frac{\partial^2 \mathbf{B}}{\partial t^2} \quad (09)$$

Segundo o que propõe Lorrain & Corson (1990), os campos elétrico e magnético são complementares e simétricos em qualquer onda eletromagnética. Para um feixe de micro-ondas SAR-X em um dado momento qualquer, por exemplo, esses podem ser descritos por sua intensidade média total. Assim, podemos descrever a onda eletromagnética em módulo como dada apenas por um dos componentes de onda, sendo escrita como (Eq. 10):

$$0 - \nabla^2 \mathbf{E} = -\frac{\partial}{\partial t} \left( \mu_0 \varepsilon_0 \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \right) \quad (10)$$

Esta equação descreve a forma geral de uma onda eletromagnética para um momento de pico para o campo elétrico, o que permite suprimir a componente magnética e estimar o fluxo energético desta onda ao longo do espaço apenas através das características dielétricas do meio (*i.e.*, permissividade dielétrica –  $\varepsilon$ ). Esta simplificação se torna possível devido à natureza complementar dos campos elétricos e magnéticos em uma onda eletromagnética.

O fluxo energético de uma onda eletromagnética é conhecido como *Vetor de Poynting* (LORRAIN & CORSON, 1990), em homenagem ao físico inglês *John Henry Poynting* responsável por demonstrar a natureza vetorial da propagação energética da radiação eletromagnética. O cálculo do *Vetor de Poynting* fornece o fluxo energético radiante proveniente de uma onda eletromagnética e é dado para condições de espaço livre a partir da equação 11 (LORRAIN & CORSON, 1990):

$$\nabla \cdot (\mathbf{E} \times \mathbf{B}) = \{[-\mathbf{E} \cdot (\nabla \times \mathbf{B})] + [\mathbf{B} \cdot (\nabla \times \mathbf{E})]\} \quad (11)$$

O que, aplicando as equações de Maxwell para  $\nabla \times \mathbf{B}$  e  $\nabla \times \mathbf{E}$ , escreve-se sob a forma da equação 12 (LORRAIN & CORSON, 1990):

$$\nabla \cdot (\mathbf{E} \times \mathbf{B}) = \left\{ \left[ -\mathbf{E} \cdot \left( \epsilon_0 \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \right) \right] + \left[ \mathbf{B} \cdot \left( \mu_0 \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \right) \right] \right\} \therefore \nabla \cdot (\mathbf{E} \times \mathbf{B}) = \left\{ -\frac{\partial}{\partial t} \left[ \frac{1}{2} \epsilon_0 E^2 + \frac{1}{2} \mu_0 B^2 \right] \right\} \quad (12)$$

O que integrado para um volume de dispersão preenchido pela propagação da frente de onda em certo intervalo de tempo “ $t$ ”, compondo uma superfície “ $S$ ”, indicará o *Vetor de Poynting* ( $S$ ) para o espaço livre (Eq. 13):

$$\mathbf{S} = \int_S (\mathbf{E} \times \mathbf{B}) \cdot d\mathbf{a} = -\frac{\partial}{\partial t} \int_t \left[ \frac{1}{2} \epsilon_0 E^2 + \frac{1}{2} \mu_0 B^2 \right] dt \quad (13)$$

Esta notação geral para o fluxo energético de uma onda eletromagnética denota o carácter vetorial do campo elétrico e do campo magnético, sendo comum descrever estas equações sob a forma matricial, muito útil para representação de vetores. A solução do equacionamento geral para uma onda eletromagnética SAR em interação com um pacote de neve não é encontrada analiticamente em virtude das características dielétricas complexas da neve e da geometria complexa de um pacote de neve (ULABY *et al.*, 1981; ULABY *et al.*, 1986; KOSKINEN, 2010; JINYANG *et al.*, 2010; PHAN *et al.*, 2012).

A solução de primeira ordem para o equacionamento de uma onda eletromagnética consiste no que se estabelece como *MTR*. O *MTR* busca descrever os mecanismos de interação do feixe radiante com o alvo, construindo uma solução para os processos de espalhamento de interesse.

Sendo assim, o *MTR* baseia-se em uma abordagem estocástica construído sobre as probabilidades e o somatório das contribuições de intensidade radiante, o que implica na consideração de que as contribuições dos diferentes espalhamentos envolvidos no processo se sobrepõem e variam no tempo, embora mantenham um valor médio de contribuição para o retroespalhamento observado (ULABY *et al.*, 1986; REES, 2006). A equação geral para o *MTR* pode ser formulada segundo Rees (2006) pela equação 14:

$$\cos \theta \frac{\partial I(z; \theta, \phi)}{\partial z} = -\kappa_e I(z; \theta, \phi) + \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \sin \theta' P_{\underline{\underline{P}}}(z; \theta, \phi; \theta', \phi') I(z; \theta', \phi') d\theta' d\phi \quad (14)$$

A equação 14 representa a mudança na intensidade em uma dada direção de interesse descrita por coordenadas polares ( $\theta$ ,  $\phi$ ) com distância vertical ( $z$ ). Segundo Rees (2006) e Ulaby *et. al.* (1986), esta equação representa a perda da intensidade do campo incidente (primeiro termo à direita) descrita em função do coeficiente de extinção  $-\kappa_e$ , e um ganho de intensidade devido à energia dispersa nesta direção de interesse (segundo termo à direita). Neste caso, a extinção é a soma das perdas de intensidade devido à dispersão e a absorção do feixe radiante. As representações integrais representam as somas das contribuições em todos os sentidos dispersos, sobre a direção de interesse.

$\mathbf{P}$  é uma matriz de fase com dimensão  $4 \times 4$  (quatro linhas e quatro colunas) e descrever a probabilidade de que a intensidade incidente na direção ( $\theta'$ ,  $\phi'$ ) seja espalhada na direção ( $\theta$ ,  $\phi$ ). Esta é dependente da extinção e do espalhamento ocorrido ao longo das seções transversais de propagação do feixe radiante (ULABY *et. al.*, 1986; REES, 2006). Nesta equação,  $\underline{I}$  indica a forma matricial do Vetor de Stokes<sup>6</sup> modificado para a representação de um feixe SAR, produzindo uma descrição do feixe radiante. Segundo essa notação,  $\underline{I}$  pode ser descrito pela equação 15 (ULABY *et. al.*, 1986; REES, 2006):

$$\underline{I} = [I_V \quad I_H \quad U \quad V] \quad (15)$$

Onde  $I_V$  e  $I_H$  são as intensidades das polarizações vertical e horizontal, e  $U$  e  $V$  são o grau de polarizações lineares e circulares, respectivamente.

Assim, a modelagem do retroespalhamento SAR-X seguindo uma base física parte da premissa básica do MTR com considerações dos efeitos de *espalhamento* e de atenuação (ULABY *et. al.*, 1986; REES, 2006). Além disso, o MTR possui uma solução diferenciada para cada conjunto de alvos, polarização e faixa específica de frequência (ULABY *et al.*, 1986; JINYANG *et al.*, 2010; PHAN *et al.*, 2012).

Desta forma, para a construção de um modelo de retroespalhamento para uma dada faixa do espectro eletromagnético em interação com uma massa de neve, o MTR será descrito a partir da equação geral para o retroespalhamento SAR originada do MTR (ULABY *et al.*, 1986; REES, 2006; ROOT *et al.*, 2008 – Eq. 16).

---

<sup>6</sup> Mais detalhes sobre o vetor de Stokes e sua aplicação na solução do MTR para micro-ondas estão disponíveis em Ulaby *et al.* (1986).

De uma forma geral, pode-se escrever o retroespalhamento SAR de um pacote de neve medido por um sensor SAR orbital dado por uma soma dos espalhamentos ocorridos na interface entre a neve e o ar, ao longo do pacote de neve e na fronteira entre esse pacote de neve e o gelo localizado abaixo desse pacote de neve, por exemplo. Esta representação é dada pela equação 16:

$$\sigma_{neve}^0 = \sigma_{neve\_ar}^0 + \sigma_{volumétrico}^0 + \sigma_{Subsuperficial}^0 \quad (16)$$

Onde,

- $\sigma_{Neve}^0$ : retroespalhamento total obtido para uma unidade pictórica;
- $\sigma_{neve\_ar}^0$ : retroespalhamento produzido ao longo da superfície neve-ar;
- $\sigma_{Vol.pacote\_neve}^0$ : retroespalhamento produzido ao longo do volume de neve do pacote superficial;
- $\sigma_{Subsuperficial}^0$ : retroespalhamento produzido na interface neve-gelo e/ou atenuação total (i.e.,  $\sigma_{0\_interface\_final} \rightarrow 0$ ).

A solução desta equação não é obtida analiticamente, uma vez que cada um dos termos tem uma forma complexa definida pelos distintos processos de espalhamento que o compõem (ULABY *et al.*, 1986; REES, 2006; ROOT *et al.*, 2008). Assim, a solução dos equacionamentos que descrevem cada um destes termos em um modelo de retroespalhamento é resolvida através de métodos numéricos (ULABY *et al.*, 1981; ULABY *et al.*, 1986; JINYANG *et al.*, 2010).

A solução desse equacionamento e a construção de um modelo de retroespalhamento adequado permite extrair informações sobre a forma de interação do feixe radiante de micro-ondas e as massas de neve, proporcionando um melhor entendimento da distribuição espacial das suas propriedades, bem como caracterizar as distintas interações entre a neve e o feixe de micro-ondas.

### 2.3.3 Diferentes abordagens para a modelagem do retroespalhamento SAR da neve

O sensoriamento Remoto com o uso de dados SAR-X para o monitoramento da cobertura de neve e gelo das regiões polares está consolidado como uma das principais técnicas empregadas no campo da glaciologia (NAGLER & ROOT, 2008; ROOT *et al.*, 2008; YURCHAK, 2009). Neste contexto, a modelagem do retroespalhamento de dados SAR-X se mostra fundamental para a extração de informações sobre o comportamento da Radiação Eletromagnética (REM) na faixa de micro-ondas ao longo do pacote de neve e da cobertura de gelo permitindo uma divisão de componentes como granulometria da neve, densidade, espessura, entre outros (JINYANG *et al.*, 2010).

Geralmente, se divide as abordagens empregadas para a construção dos modelos de retroespalhamento SAR-X em duas categorias: modelos físicos e modelos empíricos (SIQUEIRA *et al.*, 1995). Um modelo de retroespalhamento é categorizado como modelo físico quando seu equacionamento básico parte dos modelos físicos de espalhamento (*i.e.*, espalhamento *Mie*, espalhamento *Rayleigh*, etc.) e como modelo empírico quando seu equacionamento é obtido pela análise empírica de um conjunto de dados SAR-X específico.

Em linhas gerais, a maioria dos modelos de descrição do retroespalhamento SAR-X traz a característica de serem matematicamente complexos, fato este que dificulta a sua compreensão e o seu uso (SIQUEIRA *et al.*, 1995; ROTT *et al.*, 2008). Esta complexidade, por vezes, se faz necessária para descrever adequadamente os processos de interação das REMs com o alvo, mas esta complexidade leva ao uso restrito destes modelos para descrição da interação da REM com o alvo.

O retroespalhamento de um feixe SAR-X em uma massa de neve ou gelo está relacionado a três fatores (SHI & DOZIER, 2000):

- 1º) Os parâmetros dos sensores, os quais incluem a frequência, polarização e geometria da incidência;
- 2º) os parâmetros do pacote de neve ou gelo, incluindo densidade neve, tamanho das partículas e variação de tamanho, o conteúdo de água líquida livre, características da distribuição espacial das partículas, viscosidade e a estratificação; e,

3º) os parâmetros de sub-superfície, que incluem as características dielétricas do material, rugosidade na interface neve-solo e neve-gelo.

Além destes três fatores gerais determinantes, o coeficiente de retroespalhamento  $SAR-X$  observado é afetado por vários parâmetros físicos da camada de neve (ULABY *et al.*, 1986; FUNG *et al.*, 1992; FUNG, 1994; PULLIAINEN *et al.*, 1994; KOSKINEN *et al.*, 2010). Estes parâmetros são:

- Teor volumétrico de água líquida;
- Profundidade da neve acumulada;
- Rugosidade da superfície (interface ar-neve e neve-gelo);
- Tamanho dos cristais de neve (tamanho dos grãos) e forma do cristal de neve;
- Perfil de densidade da neve acumulada;
- Camadas (espessura, forma da interface entre camadas, variação dielétrica entre camadas, etc.).

Como forma de quantificar o retroespalhamento na faixa de micro-ondas segundo uma abordagem física construiu-se um modelo padrão de transferência radiativa (*MTR*). O *MTR* tem sido aplicado para modelagem do retroespalhamento de sinais de micro-ondas sobre a cobertura de neve ou gelo, exibindo resultados promissores para o entendimento dos processos de espalhamento do sinal  $SAR-X$  nestes alvos (TSANG, 1985; CHUAH *et al.*, 1996; TSANG *et al.*, 2001; TSANG *et al.*, 2007; LONGEPE *et al.*, 2009; JINYANG *et al.*, 2010; PHAN *et al.*, 2012).

Logo, o *MTR* leva em conta as interações entre ondas coerentes em função da distribuição e da posição das partículas alvo que interagem com esta onda, mostrando-se adequado para modelagem envolvendo a neve (TSANG & KONG, 1985; DING & TSANG, 1988; DING *et al.*, 1994 ; ZURK *et al.* 1994; LONGEPE *et al.*, 2009; JINYANG *et al.*, 2010; PHAN *et al.*, 2012). Métodos complementares para refinamento do entendimento e descrição dos processos de retroespalhamento tal como técnicas numéricas baseadas na matriz de duplicação (TJUATJA *et al.*, 1993; FUNG *et al.* 1992; FUNG, 1994; JINYANG *et al.*, 2010) são utilizados para descrever

os efeitos espalhamento múltiplo, trazendo um maior nível de detalhe aos modelos de retroespalhamento.

Além dessas abordagens para modelagem dos processos de retroespalhamento e interação das micro-ondas com a neve e o gelo, um avanço recente constituiu-se da agregação dos métodos de integração do retroespalhamento ocorrido ao longo do volume espalhador proposto por Chen *et al.* (2003), Jinyang *et al.* (2010) e Phan *et al.* (2012), tendo apresentado resultados consistentes para superfícies com rugosidade diferenciada e de grandes dimensões. Estes avanços de desenvolvimento teórico apontam para perspectivas promissoras no desenvolvimento e uso de modelos de interação SAR-X-neve e SAR-X-gelo como forma de melhor entender e interpretar dados radar destes alvos.

Em grande parte dos modelos vigentes atualmente, a dispersão do sinal radar em uma massa de neve ou gelo é prevista como ocorrida por espalhadores esféricos homogêneos dispostos em uma única camada também homogênea (JINYANG *et al.*, 2010; PHAN *et al.*, 2012). No entanto, a neve ou gelo natural tem distribuição complexa, com cristais irregulares e estratificação distinta (COLBECK, 1986; ROTT *et al.*, 2008; JINYANG *et al.*, 2010, PHAN *et al.*, 2012). Relativamente, poucas iniciativas foram feitas no sentido de considerar o papel desempenhado pela forma dos cristais de neve/gelo, sua disposição e distribuição para construção dos modelos de retroespalhamento de sinais SAR-X.

O entendimento dos processos de interação do sinal radar com a neve e o gelo é fundamental para um uso mais extenso das informações coletadas por sensoriamento remoto com uso de micro-ondas, em especial para as bandas X e Ku, com alta correlação com a estratigrafia do pacote de neve. Neste sentido, os impactos da estratificação da neve em modelagens do retroespalhamento observado para dados de micro-ondas ativos é também uma questão a ser respondida.

Um dos esforços no sentido de preencher esta lacuna na modelagem do retroespalhamento de sinais SAR em neve e gelo foi feito por Jinyang *et al.* (2010), trazendo uma descrição mais abrangente da neve natural. Os autores desenvolveram um modelo de retroespalhamento múltiplo para camadas de neve seca com base nos avanços teóricos na modelagem construindo novas informações sobre os efeitos do espalhamento múltiplo, sobre as partículas de neve (grãos) e sobre a forma de estratificação da neve.



Contribuições recentes de Storvold *et al.* (2006), Yurchak (2009), Jinyang *et al.* (2010), Phan *et al.* (2012) e Thakur (2013) mostram uma abordagem mais abrangente dos processos de interação das *REMs* na faixa de micro-ondas com as massas de neve e gelo, apontando novos caminhos para a modelagem do retroespalhamento na faixa de micro-ondas para estes alvos. Essas e outras propostas de modelagem do retroespalhamento da neve e gelo a partir de dados radar têm caminhado em direção a considerar a contribuição do volume de neve e gelo e suas peculiaridades de conteúdo e forma.

#### **2.3.3.1.1 Modelos empíricos**

A modelagem empírica constitui uma das abordagens para determinação de um modelo de retroespalhamento *SAR-X* a partir de um conjunto específico de dados *SAR-X* e dados auxiliares de campo (*i.e.*, dados estratigráficos do pacote de neve superficial). Nesta linha, Ulaby *et al.* (1986), Siqueira *et al.* (1995), Arslan (2000), Xiong *et al.* (2012) e Thakur (2013) apresentam alguns modelos empíricos para modelagem do retroespalhamento *SAR-X*. Em linhas gerais, os autores consideram certo conjunto de dados *SAR-X*, construindo a partir destes dados um modelo que descreva os mesmos adequadamente. Por serem estes modelos fundamentados na observação/leitura de dados experimentais, tais modelos são designados empíricos (Tab. 3).

Tabela 3: Comparação entre as variáveis necessárias e resultados produzidos pelos principais modelos empíricos para o retroespalhamento SAR

Modelo/autor	Variáveis consideradas (entrada do modelo)	Saídas do modelo
Ulaby <i>et al.</i> (1986)	Ângulo de incidência do feixe SAR, densidade da neve, raio médio das partículas, espessura, conteúdo de água líquida no pacote de neve (%)	Retroespalhamento em função das camadas, retroespalhamento em função do raio das partículas e o retroespalhamento em função da profundidade
Siqueira <i>et al.</i> (1995)	Polarização, densidade, da neve, conteúdo líquido de água na neve (%), declividade da superfície, constante de polarização "D"	Retroespalhamento em função da profundidade observada
Arslan <i>et al.</i> (2000)	Espessura e profundidade da camada de neve, raio das partículas, ângulo de incidência do feixe SAR, coeficiente de extinção	Retroespalhamento em função do raio da partícula, Retroespalhamento em função do volume espalhador
Xiong <i>et al.</i> (2012)	Dimensões, tamanho do grão, volume, profundidade e incidência	Retroespalhamento em função do tamanho do grão, retroespalhamento em função do volume.
Thakur (2013)	Ângulo de incidência do feixe SAR, densidade da neve, raio médio das partículas, espessura, conteúdo de água líquida no pacote de neve (%)	Retroespalhamento em função do raio da partícula, retroespalhamento em função do volume espalhador

Fonte: Ulaby *et al.* (1986), Siqueira *et al.* (1995), Arslan *et al.* (2005), Xiong *et al.* (2012) e Thakur (2013).

O desenvolvimento de um modelo empírico para o retroespalhamento SAR-X como os apresentados na Tabela 3, se dá através da análise de dados de retroespalhamento e o cruzamento destes dados com observações de campo (ULABY *et al.*, 1981). Cada um dos modelos empíricos discutidos segue um conjunto de especificações próprias de seu desenvolvimento, descritas em sequência segundo seus autores, relacionadas com as especificidades das observações e dos dados utilizados em seu desenvolvimento.

#### 2.3.3.1.1.1 Ulaby *et al.* (1986)

O modelo descrito por Ulaby *et al.* (1986) para a obtenção do retroespalhamento SAR-X apresenta uma abordagem semi-empírica baseada na matriz de Mueller (*i.e.*, vetor do estado de polarização da REM ou o operador de espalhamento de Stokes) para estimar o retroespalhamento de micro-ondas. Partindo desta consideração e de dados SAR-X Ulaby *et al.* propuseram a seguinte equação para o cálculo do retroespalhamento na banda X em superfícies de neve

(Eq. 17):

$$\sigma_0 = a \cdot m^b \cdot (\cos(\theta))^c \cdot [1 - \exp(-2d \cdot (r) \cdot (ks)^e)] \quad (17)$$

Onde:

- m: variação vertical média quadrática da superfície;
- $\theta$ : ângulo médio de reflexão;
- r: raio médio dos espalhadores (*i.e.*, grão de neve);
- ks: é o coeficiente de dispersão de todas as camadas de neve do volume;
- constantes “a”, “b”, “c”, “d” e “e”: fatores empíricos de ajuste do modelo.

Este modelo prioriza a simplicidade de processos e determina generalizações na interação radiação–matéria, considerando–a constante para um dado tipo de alvo. Por exemplo, com esta aproximação, o modelo considera todo o volume espalhador sendo homogêneo, com a densidade e as características granulométricas de entrada atribuídas em seus valores médios.

### 2.3.3.1.1.2 Siqueira *et al.* (1995)

O Modelo proposto por Siqueira *et al.* (1995) considera o comportamento do retroespalhamento SAR em função da profundidade do pacote de neve como um comportamento de redução exponencial do sinal retroespalhado para uma dada polarização, ou seja, quanto mais profunda for à camada analisada, menos representativo é o sinal retroespalhado pelo volume desta camada. Desta forma, o sinal de um pixel constituinte de uma imagem SAR trará mais informação referente ao volume superficial deste pixel em detrimento das informações do volume de camadas mais inferiores da área deste pixel. Estas considerações foram compiladas na forma de um modelo empírico do retroespalhamento, dado pela equação 18.

$$\sigma_{ij}^0 = A [1 - \exp(-Bhp_s \sec \theta')] e^{-cm^x} \cos \theta + \frac{D\Gamma_0 \exp(-\tan^2 \theta/2m^2)}{2m^2 \cos^4 \theta}, \quad m^2/m^2 \quad (18)$$

Onde:

- i, j: polarizações V ou H;

- h: é a profundidade da neve (10 cm),
- $\rho_s$  é densidade da neve em  $\text{g/cm}^3$ ;
- $m_v$ : possível conteúdo líquido interno ao pacote de neve (neve seca:  $m_v=0$ );
- m: declividade média quadrática da superfície;
- D: constante do modelo (D=1 para polarização *HH* ou *VV* e D=0 para polarização *HV*);
- $\Gamma_0$ : reflectividade para o ângulo de orientação nadir, dada por  $\Gamma_0 = \left| \frac{\sqrt{\varepsilon}-1}{\sqrt{\varepsilon}+1} \right|^2$
- $\varepsilon$ : permissividade dielétrica da neve ( $\varepsilon = 1, -1,832s + 0,03.mv$ );
- $\theta$ : ângulo médio de reflexão;
- $\theta'$ : ângulo médio de reflexão.

Os coeficientes *A*, *B*, *C* e *x* foram empiricamente determinados como funções do diâmetro médio dos cristais de neve e estão presentes em sequência (Tab. 04).

Tabela 4: Coeficientes do modelo de retroespalhamento SAR proposto por Siqueira *et al.*, 1995.

Frequência (banda)						
35 GHz				94 GHz		
Polarização =>	vv	hh	hv	vv	hh	hv
$A_0$	1.7	1.87	1	1.5	1.7	0.85
$A_1$	1.33	1.33	0.51	–	–	–
$B_0$	0.67	0.67	0.67	0.214	0.214	0.126
$B_1$	0.18	0.18	0.065	–	–	–
<i>C</i>	1.6	1.6	2.2	0.75	0.75	0.7
<i>x</i>	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6	0.8
<i>y</i>	1.5	1.5	1.5	–	–	–
<i>z</i>	2.5	2.5	2.5	–	–	–

Fonte: Adaptado de Siqueira *et al.* (1995).

Para fins de modelagem, os seguintes intervalos foram considerados:

- $10^\circ \leq \theta \leq 60^\circ$
- $m_v = 0$ ;
- $0,2 \leq \rho_s \leq 0,5 \text{ g/m}^3$ ;
- $0,5 \leq d \leq 5 \text{ mm}$ ;
- $0,1 \leq m \leq 0,8$ ;
- $0,1 \leq h \leq 100 \text{ cm}$ .

Precisamente, o sinal SAR constituinte do retroespalhamento de um pixel deve ser considerado um *voxel* (*Volumetric Pixel* ou *Volumetric Picture Element* – indicando um pixel 3D). Esta consideração deve ser adotada por conta do sinal SAR ser retroespalhado não superficialmente pelo pixel, mas volumetricamente ao penetrar no material compondo a área do pixel ao longo das camadas de penetração do sinal. O presente modelo considera uma penetração total limitada a 100 cm.

#### 2.3.3.1.1.3 Arslan *et al.* (2000)

Como proposta de modelo para o retroespalhamento SAR-X em neve e gelo, o autor propõe uma solução empírica baseada em dados de radar SAR, adquiridos sobre zonas cobertas por neve na Finlândia, com suporte de dados de campo. Em seu modelo Arslan *et al.* (1999; 2000) propõe representar o retroespalhamento dado em um volume homogêneo e em parcelas *não-coerentes* (evitando interferência entre as parcelas retroespalhadas), expresso pela equação 19.

$$\sigma_v^0 = \frac{C}{-2.a_1} \cdot [1 - e^{-2.b.v}] \quad (19)$$

Onde,

- C: coeficiente empírico de retroespalhamento;
- $a_1$ : coeficiente empírico de extinção;
- b: diâmetro médio das partículas espalhadoras que compõe o volume de espalhamento.
- v: coeficiente empírico do modelo obtido em consideração ao volume espalhador.

Para as simulações a partir desse modelo foram considerados valores médios obtidos a partir dos dados de campo (*i.e.*, dados de estratigrafia da neve, obtidos em trincheiras de neve). De posse destes dados, o modelo foi implementado dentro de intervalos semelhantes aos demais, considerando profundidades, topografia e área semelhantes a fim de facilitar as comparações.

#### 2.3.3.1.1.4 Xiong *et al.* (2012)

O autor propõe a estimativa do retroespalhamento através do cálculo da dispersão aleatória média ocorrida na série de estruturas 3D de certo perfil de neve. O modelo proposto permite a aplicação de dados de entrada do pacote de neve para estimativa do valor do retroespalhamento SAR-X supostamente medido (equação 20):

$$\sigma_0 = \frac{\sigma_{m\acute{a}x} \cdot [(4 \cdot \pi^2 \cdot N \cdot V^2) \cdot (n^2 - m^2)]}{[(\lambda^4) \cdot ((n^2 + m^2)^2)]} \quad (20)$$

Onde:

- $\sigma_{m\acute{a}x}$ : retroespalhamento máximo estimado;
- N: nº de partículas por centímetro cúbico;
- V: volume médio da partícula espalhadora ( $V = \frac{4}{3} \pi r^3$ );
- r: raio médio da partícula espalhadora (*i.e.*, grão);
- n: Índice de refração médio das partículas;
- m: Índice de refração do meio;
- $\lambda$ : comprimento de onda radar incidente.

No presente modelo, o maior fator de relação com o retroespalhamento mostra-se o tamanho do grão, o que está em conformidade com o esperado pela física do espalhamento onde o fenômeno de difração/dispersão é diretamente dependente do tamanho do espalhador. Esta consideração faz com que o modelo, embora simples, tenha resultados altamente correlacionados com o conteúdo do pacote de neve.

#### 2.3.3.1.1.5 Thakur (2013)

Este estudo utilizou diferentes considerações para estimar os cálculos de coeficientes de retroespalhamento do volume de neve. Como os grãos de neve são muito menores do que o comprimento de onda incidente da faixa de micro-ondas, o espalhamento do pacote de neve pode ser gerado como um espalhamento de um volume único. Este volume espalhador tem características médias que formam um

bloco de neve equivalente ao proposto por Shi & Dozier (2000) e, portanto, o retroespalhamento total pode ser escrito segundo a equação 21:

$$\sigma_{pp}^t(\mathbf{k}_0, \theta_i) = T_{pp}^2(\theta_i) \sigma_{pp}^g(\mathbf{k}_1, \theta_r) \quad (21)$$

Onde:

- $\sigma_{pp}^t$ : retroespalhamento total dado em uma certa polarização;
- $k_0$ : número de onda da radiação incidente sobre a superfície de neve;
- $k_1$ ; número de onda da radiação incidente sobre a interface neve/gelo neve/solo;
- $\theta_i, \theta_r$ : ângulo de incidência na interface *neve-ar* e ângulo de refração médio do volume espalhador;
- $T_{pp}$ : coeficiente de transmissão de *Fresnell* para uma dada polarização.

Dadas estas considerações, Thakur (2013) assumiu o pacote neve como sendo formado por uma só camada de densidade equivalente, em vez do bloco de neve de *multi-camadas*, de distintas densidades. Esta consideração simplifica a aplicação do modelo, embora gere limitações para a extração *a posteriori* de dados estratigráficos pela reversão do mesmo, haja vista que estes fatores são considerados constantes para todo o pacote de neve.

### 2.3.3.1.2 Modelos físicos

Os modelos físicos para o retroespalhamento *SAR-X* partem da premissa das interações físicas da *REM* com a massa espalhadora (*i.e.*, neve e/ou gelo, no caso). Esta abordagem não parte de um conjunto específico de dados *SAR-X*, mas sim de considerações sobre o tipo de processo físico envolvido no espalhamento e seu equacionamento físico para construção do modelo de retroespalhamento.

Sob esta óptica, Baghdadi *et al.* (2000), Nagler & Rott (2000), Albert *et al.* (2005), Jinyang *et al.* (2010) e Phan *et al.* (2012) construíram modelos físicos para o retroespalhamento *SAR-X*. Estes autores consideram os processos físicos de espalhamento que feixes de micro-ondas *SAR-X* estão submetidos (*i.e.*, *espalhamento Mie*, *espalhamento Rayleigh*, *espalhamento não-seletivo*, etc.). Com esta consideração, constituem-se modelos fundamentados na interação física do

feixe de *REM SAR-X* com o alvo, denominando estes modelos como modelos físicos do retroespalhamento (Tab. 5).

Tabela 5: Comparação entre os modelos físicos para o retroespalhamento SAR

Modelo/autor	Variáveis consideradas (entrada do modelo)	Saídas do modelo
Phan <i>et al.</i> (2012)	Tipo de grão de neve, densidade da neve, conteúdo líquido de água, ângulo de incidência do feixe SAR, temperatura da neve	Retroespalhamento em função do raio da partícula, retroespalhamento em função do conteúdo de água líquida (se houver) retroespalhamento em função da profundidade do pacote de neve
Nagler & Rott (2000)	Densidade da neve, raio médio das partículas, profundidade da camada	Retroespalhamento em função do SWE, retroespalhamento em função do raio das partículas e o Retroespalhamento em função da profundidade das camadas
Baghdadi <i>et al.</i> (2000)	Densidade da neve, diâmetro médio das partículas, ângulo de incidência do feixe SAR, profundidade da camada	Retroespalhamento em função do diâmetro das partículas, retroespalhamento em função da espessura das camadas
Jinyang <i>et al.</i> (2010)	Densidade da neve acima da camada considerada, densidade da neve abaixo da camada considerada, profundidade da camada superior, profundidade da camada inferior, raio médio das partículas da camada inferior	Retroespalhamento em função da profundidade da camada de neve analisada, retroespalhamento em função do raio da partícula
Albert <i>et al.</i> (2005)	Densidade da neve, camada, ângulo de incidência, raio das partículas, permissividade dielétrica	Retroespalhamento em função do ângulo de incidência, retroespalhamento em função da profundidade da camada e Retroespalhamento em função do raio das partículas

Fonte: Phan *et al.* (2012), Nagler & Rott (2000), Baghdadi *et al.* (2000), Jinyang *et al.* (2010) e Albert *et al.* (2005).

O conjunto de modelos de retroespalhamento *SAR-X* expostos baseiam-se nos conceitos do *MTR* proposto por Ulaby *et al.* (1981). No desenvolvimento destes modelos, os autores consideram os efeitos de *espalhamento Mie* e *espalhamento Rayleigh*, modelos de atenuação e premissas específicas sobre os dados *SAR-X* analisados. Os equacionamentos obtidos por cada iniciativa discutida se diferencia pela forma de solução dos equacionamentos iniciais (*i.e.*, equações diferenciais ordinárias do *MTR*), obtido pelo cruzamento de dados de campo com métodos numéricos para solução de equações diferenciais ordinárias. Cada um dos referidos modelos será discutido em sequência.

#### 2.3.3.1.2.1 Phan *et al.* (2012)

O Modelo proposto pelos autores considera como primeira premissa ser o pacote de neve composto por camadas de neve coerentes (com comportamento espalhador semelhante em relação ao feixe SAR) e independentes. O primeiro passo da aplicação deste modelo consiste em estimar a permissividade elétrica de cada camada de neve.



Em tal modelo, as perdas de intensidade devem ser computadas sequencialmente, considerando-se as interações entre o feixe de micro-ondas e o volume espalhador composto por todo o pacote de neve. Ao somar a contribuição de cada camada para o retroespalhamento (*i.e.*, integração), o modelo estima o valor do retroespalhamento para o volume do pacote de neve como um todo ( $\sigma_{vol}^0$ ). Esta consideração é representada matematicamente segundo a equação 22:

$$\sigma_{vol}^0 = 4\pi \cos\theta_0 \sum_{k=1}^n Att_{up}(k-1) T_{(k-1)k} \frac{1 - e^{-\frac{2k_e^k d^k}{\cos\theta_k}}}{2k_e^k} \dots \dots P^k(\theta_k) T_{k(k-1)} Att_{down}(k-1) \quad (22)$$

Onde,

- $\theta$ : ângulo de incidência;
- $k$ : nº da camada de neve considerada;
- $k_e$ : coeficiente de extinção;
- $T_{(k-1)k}$ : matriz representando a transmissão de Fresnell;
- $P^k = \frac{3k_s}{8\pi} I_4$ : matriz de fase onde  $I$  é uma matriz identidade com dimensões  $4 \times 4$ ;
- $Att_{up}$ : representa a perda de intensidade do feixe quando esse propaga-se da superfície em direção as camadas de neve;
- $Att_{down}$ : representa a perda de intensidade do feixe quando esse propaga-se das camadas de neve em direção as superfície.

O processo de interação da radiação de micro-ondas com a neve que compõe o volume espalhador composto por múltiplas camadas de neve divide-se em quatro processos bem distintos, a saber: transmissão entre duas camadas; absorção pelas partículas de neve; espalhamento superficial e ao final do pacote de neve; e, recombinações coerentes entre feixes internamente espalhados. Este conjunto de processos complexos é sintetizado pela matriz de fase do meio  $P$  e pelo coeficiente de transmissão de Fresnell ( $T$ ), presentes na equação 22.

### 2.3.3.1.2.2 Baghdadi et al. (2000)

Tendo por base imagens SAR obtidas pelo satélite/sensor RADARSAT, de origem canadense, os autores estruturaram um modelo de retroespalhamento para dados SAR baseado no MTR. Este modelo foi testado como auxílio ao monitoramento de áreas de neve. O presente modelo (Eq. 23) foi utilizado como suporte a algoritmos voltados a diferenciação de zonas com neve úmida e neve seca obtendo resultados consistentes. Este modelo é compilado pela equação 23:

$$\sigma_{vv}^0 = 10^{-2.35} (\cos^3 \theta_i / \sin^3 \theta_r) 10^{0.046 \epsilon_r \tan \theta_r} (\kappa_s \sin \theta_r)^{1.1} \lambda^{0.7} \quad (23)$$

Onde:

- $\theta_i, \theta_r$  = ângulo de incidência local e ângulo médio de reflexão;
- $\epsilon$  = permissividade dielétrica da neve;
- $\kappa_s$  = é o coeficiente de dispersão de todas as camadas de neve do volume;
- $\lambda$  = comprimento de onda radar incidente.

Essa abordagem considera um pacote de neve superficial de interação com a radiação SAR de espessura constante e igual a 1 m e grãos de neve de tamanho único, homogêneo e igual a 2,5 mm. Na implementação aqui exposta, estes valores foram limitados aos intervalos presentes nas trincheiras de neve, buscando aproximar o modelo às condições da área de estudo.

### 2.3.3.1.2.3 Nagler & Root (2000)

Para estimar o retroespalhamento total do pacote de neve, considera-se neste modelo um retroespalhamento representado como uma soma coerente de vários componentes, correspondendo cada um a uma interface rugosa particular ou camada de espalhamento do volume. Para tanto, assume-se as condições:

- Espalhamento simples;
- Transmissão coerente descrito pelos coeficientes de transmissão de energia *Fresnel*;

- Um único tamanho de partícula de grãos de neve, atuando como dispersores independentes;
- A interação entre o limite inferior e o volume da camada de neve é desprezada;
- O pacote de neve superficial é composto por uma camada de neve homogênea.

A estimativa do retroespalhamento  $SAR-X$  em todo o volume de neve “ $\sigma_{vol}^0$ ” pode ser escrito como (Eq. 24):

$$\sigma_{vol}^0(\theta_i) = \frac{K_s}{2k} \cos\theta_i T_{as}^2 (1 - e^{-2k_e d_s / \cos\theta_r}) P(\cos\theta_r, -\cos\theta_r, \pi) \quad (24)$$

Onde:

- $K_s$ : é o coeficiente de dispersão de todas as camadas de neve do volume;
- $\theta_i, \theta_r$ : ângulo de incidência e ângulo de reflexão;
- $T$ : coeficiente de transmissão *de Fresnell*;
- $P$ : é a matriz de fase do meio;
- $d$ : diâmetro médio das partículas de espalhamento.

Os demais fatores estão descritos junto ao trabalho de Fung (1994). Nota-se que o presente modelo simplifica a consideração das distintas camadas do pacote de neve superficial, mas considera as interações físicas no processo de retroespalhamento.

#### 2.3.3.1.2.4 Jinyang *et al.* (2010)

Jinyang *et al.* (2010) propõe a modelagem teórica do retroespalhamento  $SAR$  da neve como base da compreensão das interações entre o feixe de micro-ondas e o pacote de neve (*i.e.*, volume de espalhamento). Este modelo considerada a complexidade do pacote de neve natural, já que o modelo constrói uma abordagem *multi-camada*, baseado em recentes avanços teóricos na modelagem da neve. Nesse modelo:

- O volume de neve é dividido em múltiplas camadas ao longo do seu perfil vertical e as interações entre as camadas com diferentes propriedades dielétricas são calculados;
- Os cristais de gelo são modelados como elipsóides para descrever a irregularidade de forma (outros modelos geralmente os consideram esferóides).

A forma analítica da solução de primeira ordem da equação de transferência radiativa é usada como a base do modelo, que também é uma função da espessura óptica e da neve. O modelo desenvolvido traz suas parametrizações constituídas por três partes aqui expressas pela equação 25–A, 25–B e 25–C.

Estas representam o componente de retroespalhamento produzido na interface *neve–ar* (A), o componente de retroespalhamento formado pela interação entre a radiação de micro–ondas e o volume (B) e a parcela do retroespalhamento composta pela interação entre a radiação de micro–ondas e a interface *neve–gelo* ou *neve–solo* (C). Estas três componentes são exibidas pela equação 25 em seus componentes “A”, “B” e “C”:

$$\begin{aligned}
 & A \left\{ \begin{aligned}
 & \sigma_{v\_pp} = C_v \cdot 0.75 \cdot T_{pp}^2 \cdot \omega \cdot \mu \cdot \left[ 1 - \exp\left(-\frac{2\tau}{\mu}\right) \right] \\
 & C_{v\_pp} = m_1 + \left( 1.0 - \exp\left(-\frac{\tau}{\mu}\right) \right) \cdot m_2 \cdot \omega \\
 & \log(\sigma_{v\_pq}) = m_3(r\tau) \cdot \exp(\log(\sigma_{v\_pp})/m_4(r\tau)) + m_5(r\tau)
 \end{aligned} \right. \quad (25) \\
 & B \left\{ \begin{aligned}
 & \sigma_{vs\_hh} = C_{vs\_hh} \cdot T_{pp}^2 \cdot \omega \cdot (1.0 - \exp\left(-\frac{\tau}{\mu}\right)) \cdot \exp\left(-\frac{\tau}{\mu}\right) \cdot R_h \\
 & C_{vs\_hh} = n_1 \cdot \exp^2\left(-\frac{\tau}{\mu}\right) + n_2 \cdot \exp\left(-\frac{\tau}{\mu}\right) + n_3 \cdot R_h + n_4 \cdot R_h^2 + n_5 \\
 & \log(\sigma_{vs\_vv}) = n_6 \cdot \log(\sigma_{vs\_hh}) + n_7 \cdot \log\left(\frac{R_v}{R_h}\right) + n_8 \\
 & \log(\sigma_{vs\_vh}) = n_9 \cdot \log(\sigma_{vs\_hh}) + n_{10} \cdot \log\left(\frac{R_v}{R_h}\right) + n_{11} \\
 & R_p = R_{p-co} \cdot \exp(-(2 \cdot ks \cdot \mu)^2) + \int R_{p\_inco} d\Omega
 \end{aligned} \right. \quad (25) \\
 & C \left\{ \begin{aligned}
 & \sigma_{s\_pq} = T_{pp}^2 \cdot \exp\left(-\frac{2\tau}{\mu}\right) \cdot \sigma_{g\_pq}
 \end{aligned} \right. \quad (25)
 \end{aligned}$$

Onde,

- $C_{v\_pp}$  e  $C_{vs\_pp}$  são os fatores de correção;
- $\omega$  é o albedo;
- $\tau$  é a espessura óptica;

- $T$  é a transmissividade na interface ar–neve;
- $\mu$  é o ângulo de propagação;
- $R_p$  é a refletividade efetiva;
- Os índices subscritos  $p$  e  $q$  denotam diferentes polarizações;
- $m$ ,  $n$  são coeficientes de regressão/ajuste obtidos a partir dos dados da Tabela 6.

Tabela 6: coeficientes de regressão para o modelo de Retroespalhamento SAR–X adaptado de Jinyang *et al.* (2010).

	Limites de modelagem		Incremento de modelagem
	Valor inicial	Limite Superior	
<i>Fração do volume da neve</i>	0,1	0,4	0,05
<i>Profundidade da neve</i>	0,1 m	2,1 m	0,2 m
<i>Raio da partícula de gelo</i>	0,4 mm	3,2 mm	0,2 mm
<i>Rugosidade superficial</i>	0,5 cm	3,0 cm	0,5 cm
<i>Correlação de comprimento</i>	5,0 cm	25 cm	5 cm
<i>Volume da umidade do solo</i>	0,05	0,40	0,05

Fonte: Adaptado de Jinyang *et al.* (2010).

O presente modelo considera a presença de espalhamentos múltiplos e os efeitos de sinais de espalhamento do volume como um todo. Além disso, os autores consideraram nas equações a forma elíptica para os espalhadores, o que aproxima com maior precisão o modelo da realidade, haja vista a não homogeneidade absoluta das partículas da neve.

#### 2.3.3.1.2.5 Albert *et al.* (2005)

Esse modelo foi desenvolvido tendo como base a teoria da transferência radiativa com a incorporação da consideração da matriz da fase dos dispersores. A equação integral do modelo (Eq. 26) considera um conjunto espalhador–superfície de efeito múltiplo de espalhamento para as interfaces ar–neve e neve–gelo. A equação 26 constitui o apanhado proposto por este modelo:

$$\cos\theta \frac{d\bar{I}}{dz} = -\bar{K}_e \bar{I} + \int \bar{P} \bar{I} d\Omega \quad (26)$$

Onde  $I$ ,  $\kappa_e$  e  $P$  são o *vetor de Stokes*, matriz de extinção e matriz de fase e do meio, respectivamente. As soluções são agrupadas em três grandes termos de dispersão, que são a superfície de dispersão ar–neve, de dispersão de superfície base–neve e o volume de espalhamento.

## 2.4 Modelagem numérica do retroespalhamento SAR para um pacote de neve

A modelagem numérica do retroespalhamento SAR para um alvo de interesse (e.g., pacote de neve seca) baseia-se na solução dos equacionamentos de descrição da onda eletromagnética na faixa de micro-ondas em interação com o alvo, descrevendo assim o processo de espalhamento que direciona a onda incidente para a coleta junto ao sensor (ULABY *et al.*, 1986; ROOT *et al.*, 2008). A solução deste equacionamento é algo consolidado na literatura, tendo aplicações nos campos de engenharia e projeto de antenas de radar, projeto de fornos de micro-ondas e simulação sintética de alvos e sensores, por exemplo (MASON, 1982; JIN, 2002; OLIVEIRA, 2013).

Para a construção computacional da modelagem utilizam-se modelos numéricos voltados para a solução de equações diferenciais que descrevem o fenômeno de propagação das ondas eletromagnéticas de interesse (MASON, 1982; ULABY *et al.*, 1986; OLIVEIRA, 2013). As bases para esta modelagem firmam-se em ferramentas numéricas presentes em softwares livres e em pacotes computacionais específicos, constituindo aplicativos de simulação via Método dos Elementos Finitos (MEF) ou através do Método das Diferenças Finitas, por exemplo. Nesse âmbito, podemos citar os softwares ANSYS\_Multiphysics® e o COMSOL Multiphysics® com suas ferramentas de modelagem de micro-ondas denominadas *RF-Module*® (OLIVEIRA, 2013) e a ferramenta do software MATLAB® para solução de equações diferenciais e simulação via MEF *PDETOOL*® (OLIVEIRA, 2013; SIRCILLI *et al.*, 2015) .

Dentre os métodos comumente utilizados, tem-se como método de larga aplicação comercial o método dos elementos finitos. Historicamente o Método dos Elementos Finitos tem sido empregado na análise de fenômenos eletromagnéticos (VOLAKIS *et al.*, 1998; JIN, 2002; OLIVEIRA, 2013; SIRCILLI *et al.*, 2015). Seu

emprego se justifica devido a possibilidade do uso de malhas não-estruturadas, o que permite a geração de modelos complexos contendo materiais distintos e geometrias próprias. Além disso, o método permite operacionalizar simulações em faixas de frequências de micro-ondas com distintas polarizações, por exemplo (JIN, 2002; OLIVEIRA, 2013; SIRCILLI *et al.*, 2015).

Em resumo, o MEF pode ser definido como uma aproximação discreta (*i.e.*, número finito de incógnitas) para um problema contínuo (*i.e.*, número infinito de incógnitas). Nesse tipo de método, a região do espaço que delimita o problema considerado (*i.e.*, domínio do problema) é dividida em um número finito de elementos geométricos (*i.e.*, triângulos). Cada um dos elementos geométricos representa parte do campo contínuo, no qual as variáveis da Equação Diferencial Parcial (EDP) são definidas. Dessa forma, a solução é feita em cada um dos elementos, sendo então integrada por uma aproximação polinomial local controlada por uma pequena quantidade de coeficientes (PINA, 2010; JIN, 2002; OLIVEIRA, 2013; SIRCILLI *et al.*, 2015).

A conexão desses elementos através dos valores desses coeficientes em posições nodais compartilhadas resulta em um conjunto de equações algébricas que pode ser resolvida numericamente por meio de métodos de otimização e de algoritmos matriciais. Todos os problemas de análise de elementos finitos envolvem uma sequência de passos para sua solução que podem ser resumidos nos seguintes três passos (PINA, 2010; VOLAKIS *et al.*, 1998; OLIVEIRA, 2013; SIRCILLI *et al.*, 2015):

- Pré-processamento;
- Análise;
- Pós-processamento.

Na etapa de pré-processamento são construídas as descrições de geometria do objeto (modelo geométrico), a geração da malha (subdivisão do domínio em elementos finitos) e imposição das propriedades físicas dos materiais que constituem o objeto e a imposição das condições de contorno pertinentes ao fenômeno em análise (PINA, 2010; OLIVEIRA, 2013; SIRCILLI *et al.*, 2015). A etapa seguinte é o processamento, onde o software de MEF irá encarregar-se da

montagem do sistema de equações de descrição do fenômeno de interesse, utilizando os dados do pré-processamento e a sua resolução (PINA, 2010; OLIVEIRA, 2013; SIRCILLI *et al.*, 2015). E como etapa final de aplicação do MEF tem-se o pós-processamento, onde ocorre a exibição dos resultados da modelagem por parte do software de MEF permitindo a exploração dos resultados do MEF, tais como o traçado de linhas de campo ou equipotenciais, cálculo de cargas mecânicas, entre outros.

O MEF está baseado na aproximação de *Ritz-Galerkin*, que consiste em buscar uma aproximação para a solução do problema em um espaço de funções (*i.e.*, espaço real com domínio -  $\Omega$ ) que tenha dimensão finita (PINA, 2010; VOLAKIS *et al.*, 1998; JIN, 2002; OLIVEIRA, 2013). Desta forma, uma vez definido o espaço de dimensão finita  $V^h$ , que usaremos para aproximar a solução  $u$ , vamos buscar a aproximação  $u^h \in V^h$  de  $u$ , satisfazendo a seguinte relação (Eq. 27):

$$\int_{\Omega} \nabla u^h \cdot \nabla v \, dx = \int_{\Omega} f v \, dx \quad \forall v \in V^h. \quad (27)$$

Como o espaço  $V^h$  tem dimensão finita, este espaço pode ser gerado por uma base  $\{\phi_i\}_i^{N^h}$ . Assim podemos representar a solução aproximada  $U^h$  da seguinte forma (Eq. 28):

$$u^h(x) = \sum_{i=1}^{N^h} \alpha_i \phi_i(x) \quad (28)$$

Fazendo esta substituição na formulação acima, e considerando o fato de que qualquer função em  $V^h$  pode ser escrita como uma combinação linear das funções-base  $\phi_i$  obtém-se a equação 29 (VOLAKIS *et al.*, 1998; PINA, 2010; JIN, 2002; OLIVEIRA, 2013):

$$\int_{\Omega} \nabla \left( \sum_{i=1}^{N^h} \alpha_i \phi_i(x) \right) \cdot \nabla \phi_j \, dx = \int_{\Omega} f \phi_j \, dx \quad \forall j \in \{1, \dots, N_h\} \quad (29)$$

Ou ainda, sob a forma discreta (Eq. 30):



$$\sum_{i=1}^{N_h} \alpha_i \int_{\Omega} \nabla \phi_i \cdot \nabla \phi_j dx = \int_{\Omega} f \phi_j dx \quad \forall j \in \{1, \dots, N_h\} \quad (30)$$

Definindo a matriz de rigidez  $A = (a_{ij})$  e aplicando esta consideração obtém-se (Eq. 31):

$$a_{ij} = \int_{\Omega} \nabla \phi_i \cdot \nabla \phi_j dx \quad (31)$$

O que permite escrever os vetores  $\alpha = (\alpha_1; \alpha_2; \dots; \alpha_{N_h})^t$  e  $b = (b_i)$  sob a forma integral (Eq. 32):

$$b_i = \int_{\Omega} f \phi_i dx. \quad (32)$$

A matriz de rigidez  $A$  é simétrica-positiva e, assim, o método numérico iterativo do tipo gradiente conjugado pode ser usado para resolver o sistema linear de forma eficiente (VOLAKIS *et al.*, 1998; JIN, 2002; PINA, 2010; OLIVEIRA, 2013). A aplicação deste método sob o sistema formado pelo conjunto de equacionamentos do *MTR* voltado ao fluxo *SAR-X* produziu o conjunto de equações  $n.f(x)$  que resolve os valores de retroespalhamento para o conjunto de dados de entrada.

Para a descrição do fenômeno de espalhamento de ondas eletromagnéticas na faixa de micro-ondas por alvos homogêneos (condição adotada para o pacote de neve modelado) são utilizadas as formulações do MEF baseadas nos campos elétricos, total e espalhado. Essas formulações são aplicadas ao estudo de espalhamento em problemas de geometria simples, como alvos esféricos e homogêneos (OLIVEIRA, 2013; SIRCILLI *et al.*, 2015).

## 2.5 Reversão por regressão estatística de modelos de retroespalhamento

A geração de um modelo do retroespalhamento de dados *SAR-X* de coberturas de neve (ou massas gelo) segue a sequência conceitual dada pela Figura 11-A. Com a constituição deste modelo torna-se possível a aplicação de um modelo inverso (Fig. 11-B), permitindo extrair informações físicas de dados *SAR-X*:

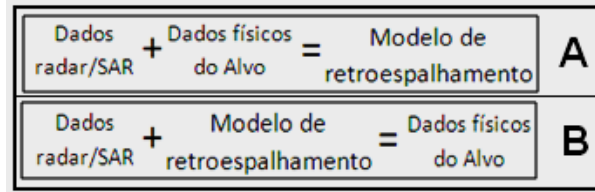


Figura 11: representação conceitual do processo de reversão de um modelo de retroespalhamento.

Fonte: O autor.

Adotando esse conceito é possível obter dados físicos da estratigrafia de um pacote de neve a partir de dados de retroespalhamento  $SAR-X$  desde que exista correlação (mesmo não-linear) entre a variável estratigráfica de interesse e o valor de retroespalhamento  $SAR-X$  medido. Isto pode ser realizado devido ao fato de o fluxo radiante sofrer alterações ao interagir com o pacote de neve. Estas alterações se relacionam diretamente, de forma linear e não-linear, com as características físico-químicas do pacote de neve (ULABY *et al.*, 1986). Isso permite, ao medirmos as alterações ocorridas sobre o fluxo radiante de um feixe de micro-ondas, inferir as características físicas do pacote de neve de interesse.

Considerando o que descreve a literatura (ULABY *et al.*, 1986; REES, 2006; PHAN *et al.*, 2012) estabelece-se a existência de relações não-lineares, com características exponenciais, entre as variáveis estratigráficas de interesse (*i.e.*, densidade média do pacote de ne, número médio de camadas de neve e diâmetro médio dos grãos de neve) e o retroespalhamento  $SAR-X$ . Com isso, com a coleta simultânea de dados da estratigrafia da neve e de dados  $SAR-X$  de um dado local, pode-se estabelecer relações não-lineares com características exponenciais, descritas por funções com a forma: " $y = a \cdot e^{b \cdot x} + c$ " (SPIEGEL *et al.*, 2012).

A regressão estatística não-linear é uma técnica de modelagem de dados observacionais seguindo combinações não lineares entre as variáveis que se relacionam ao problema de interesse (SPIEGEL *et al.*, .2012). Para se estabelecer a construção do modelo não-linear de interesse utilizam-se métodos estatísticos de regressão baseados no Método dos Mínimos Quadrados (MMQ), por exemplo. A ideia geral de um modelo de regressão estatística é estabelecer um equacionamento de relação entre variáveis de interesse, permitindo a inferência de uma variável a partir de outra, por exemplo. (SPIEGEL *et al.*, 2012).

### 3. MATERIAL E MÉTODOS

Nesse item, serão discutidos os métodos e os materiais necessários empregados durante o desenvolvimento dessa tese. Em síntese, foram empregados dados de sensoriamento remoto orbital na faixa radar – banda X e dados obtidos *in situ* por meio de trincheiras de neve (*i.e.*, *snowpits*), além de bases cartográficas locais apropriadas com arquivos digitais em formato *raster* e *vetorial* para fins de localização e representação dos dados e resultados. Foi realizada a implementação da modelagem dos coeficientes de retroespalhamento do SAR–X, cruzando estes dados com informações da estratigrafia do pacote de neve superficial local, permitindo a estimativa das características do pacote de neve superficial da geleira Union.

#### 3.1 Materiais utilizados

Para o desenvolvimento deste trabalho foram utilizadas imagens do satélite/sensor COSMO–SkyMed, dados de altimetria do terreno sob a forma de um modelo digital de elevação obtido pelo sensor ASTER (ASTER GDEM), dados estratigráficos de campo e os softwares MATLAB®, NEST 4C® e ARCGIS\_10®. O detalhamento de cada um destes itens será discutido em sequência.

##### 3.1.1 Imagens SAR COSMO–SkyMed – Banda X

Foram empregados dados SAR provenientes da série de satélites COSMO–SkyMed, aqui denominados como *dados–imagem COSMO–SkyMed (CSKS2)*. Esta série de satélites foi desenvolvida pelo Ministério Italiano de Pesquisa e da Defesa e é mantido pela *Agência Espacial Italiana (Italian Space Agency – ASI)*, destinado tanto para fins militares quanto civis. Atualmente o sistema opera com 4 satélites equipados com sensores SAR. As cenas SAR–X CSKS2 utilizadas são de polarização VV, modo de aquisição *Stripmap/HIMAGE*, com pixel local de 3x3m de resolução espacial. A Figura 12 mostra um exemplo de cena utilizada, exibida antes dos passos de pré–processamento.

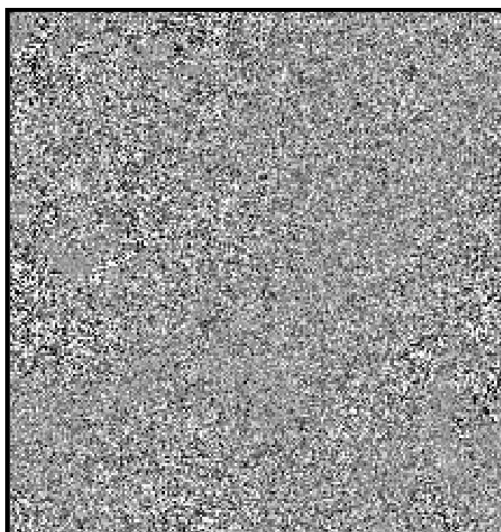


Figura 12: Exemplo de imagem *COSMO–SkyMed* utilizada em sua forma bruta (Imagem *CSKS2–Stripmap–Himage* de 21/12/2012 – área de interesse próxima ao centro da imagem).

Fonte: O autor.

O conjunto de cinco imagens *COSMO–SkyMed* utilizadas neste trabalho compreendem o verão antártico 2011–2012, mesmo período de aquisição de dados de campo. As imagens utilizadas neste trabalho estão descritas na Tabela 7. As imagens obtidas estão em contadores digitais (*CD*) e em forma não-ortoretificadas ou georreferenciadas, correções estas que serão consideradas na etapa de pré-processamento.

Tabela 7: Imagens *COSMO–SkyMed* utilizadas neste trabalho.

Sensor/Satélite	Modo de Aquisição	Resolução Espacial	Órbita	Data de Aquisição
CSKS2	Stripmap/HIMAGE	3 x 3 m	Descendente / 21378	21/12/2011
CSKS2	Stripmap/HIMAGE	3 x 3 m	Descendente / 21378	22/12/2011
CSKS2	Stripmap/HIMAGE	3 x 3 m	Descendente / 21378	02/01/2012
CSKS2	Stripmap/HIMAGE	3 x 3 m	Descendente / 21378	13/01/2012
CSKS2	Stripmap/HIMAGE	3 x 3 m	Descendente / 21378	14/01/2012

Fonte: O autor.

Este conjunto de imagens foi obtido junto a ASI por meio da submissão do projeto *GlacioCOSMO* (LACRIO, 2014). Estas imagens, quando adquiridas, estão em nível bruto de processamento (*i.e.*, *Level\_0*), trazendo valores representados em contadores digitais, sem calibração e sem correção geométrica ou topográfica. Para seu emprego neste trabalho, as mesmas foram pré-processadas conforme o que será descrito no passo metodológico 3.2.1.

### **3.1.2 Trincheiras de neve: Dados de estratigrafia do pacote de neve obtidos em campo**

Para fins de obtenção de dados estratigráficos de campo, contendo dados de descrição sobre as características da cobertura de neve analisada, se fez necessário proceder a uma série de escavações controladas em campo, conhecidas como trincheiras de neve (ou *snowpits*). Cada uma das trincheiras de neve foi realizada seguindo uma série de procedimentos padrão, presentes junto ao *Snow Pit Protocol & Guide to Snow Grain Types*, documento orientador produzido e distribuído pela Universidade do Colorado/USA. A série de procedimentos seguida em campo está detalhada no Anexo 01. Um exemplo de trincheira de neve exibe-se junto a Figura 13 - A.

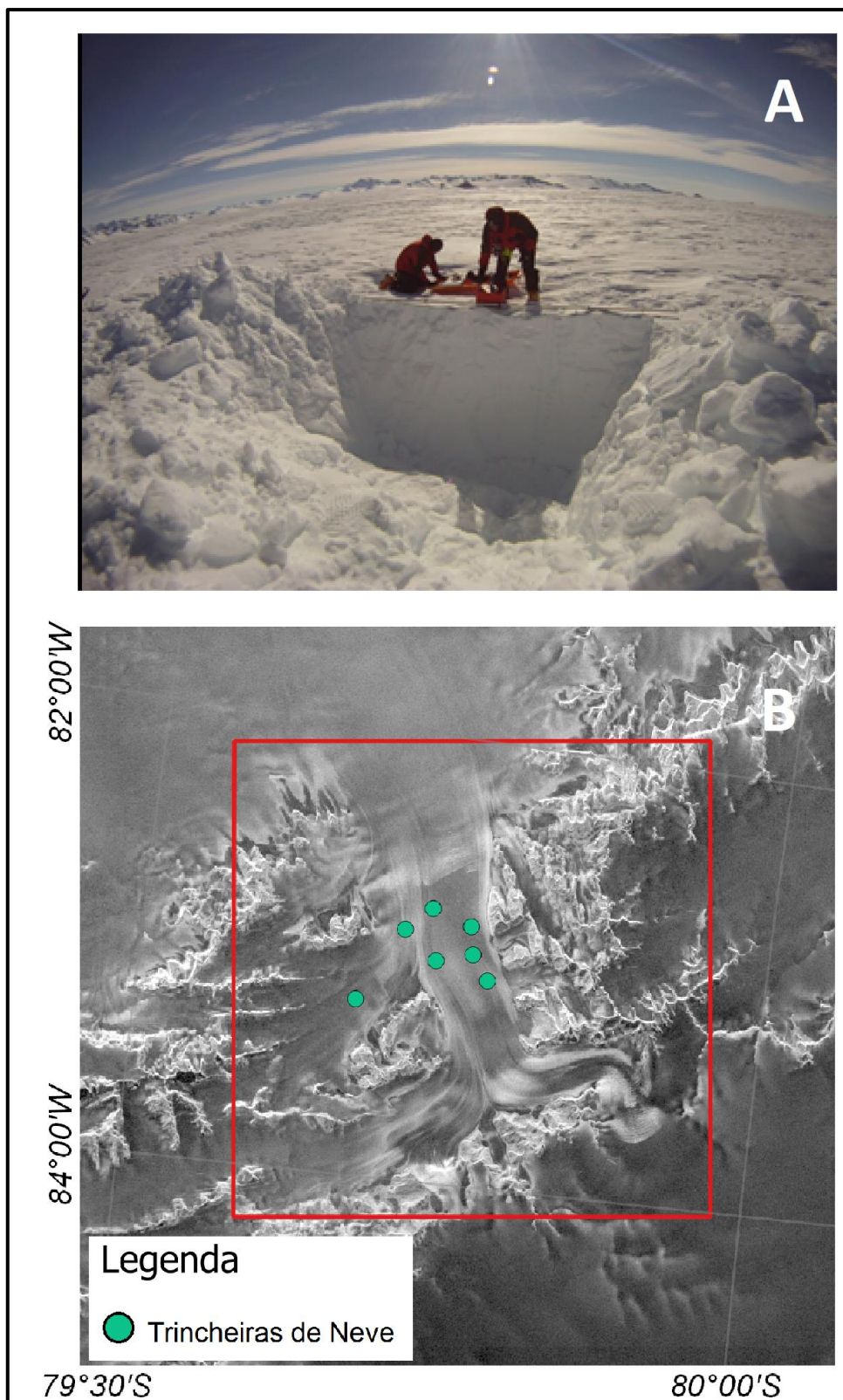


Figura 13: (A) Exemplo de trincheira de neve; (B) Localização das trincheiras de neve (representada em projeção estereográfica polar).  
Fonte: Adaptado de LACRIO (2014).

Cada trincheira de neve foi escavada em um perfil de 200 cm, utilizando ferramentas manuais de escavação e monitorando suas variáveis estratigráficas a cada 10 cm. Cada uma das medidas monitoradas (*i.e.*, tamanho dos grãos, densidade, umidade, temperatura, forma, camada, entre outras) seguiu o padrão do protocolo internacional para trincheiras de neve. As trincheiras de neve foram escavadas em localizações previamente escolhidas por representarem distintos padrões de retroespalhamento SAR-X, observados via composição polarimétrica SAR-X. As trincheiras de neve estão representadas pela Figura 13-B.

Os dados coletados junto as trincheiras de neve produziram perfis de descrição da estratigrafia e dados auxiliares, representados junto ao Anexo 02. Para fins de modelagem, os dados de cada trincheira de neve foram espacializados, seguindo suas coordenadas geográficas de campo, bem como integrados a fim de se obter o valor médio para cada variável ao longo da área escavada.

### **3.1.3 Softwares *NEST 4C*®, *QGIS*® e *MATLAB*®**

Para o desenvolvimento desta tese foram empregados os softwares *NEST 4C*® com a finalidade de pré-processar os dados SAR-X, o software *MATLAB*® com fins de produzir as saídas gráficas, implementar a modelagem do retroespalhamento SAR-X via MEF com uso da ferramenta *PDETOOL*® e produzir a modelagem estatística empregada nesta tese. Além destes dois softwares, foi utilizado o software *QuantumGis* (*QGIS*®) para produção das saídas cartográficas e do mapa de localização utilizado neste trabalho. O uso destes softwares está descrito junto aos passos metodológicos que os envolvem.

## **3.2 Métodos**

Como passos metodológicos adotados no desenvolvimento desta tese foram seguidos os passos gerais presentes no fluxograma metodológico (Fig. 14). Esta implementação dividiu-se em dois blocos principais: (A) Modelagem Física e (B) Modelagem Estatística.

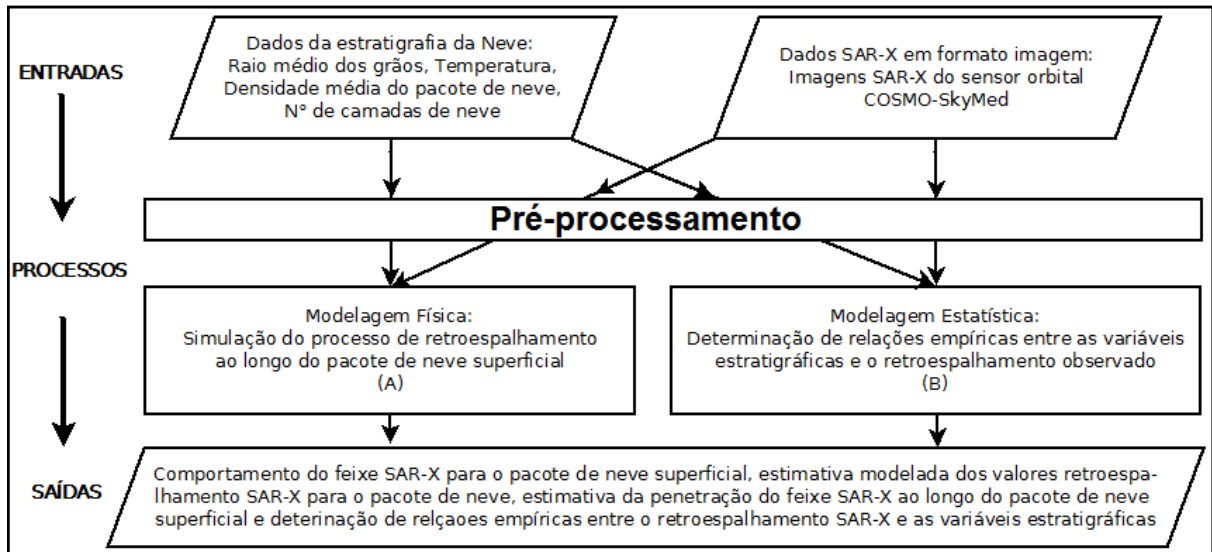


Figura 14: Fluxograma metodológico – passos gerais de implementação seguidos no desenvolvimento desta tese.

Fonte: O autor.

Cada um destes blocos de implementação metodológica voltou-se a produzir representações do comportamento do feixe SAR-X ao longo do pacote de neve superficial e determinar relações matemáticas para obtenção de estimativas de variáveis da estratigrafia do pacote de neve a partir de valores de retroespalhamento SAR-X. Cada um desses blocos metodológicos está discutido em sequência.

### 3.2.1 Pré-processamento dos dados SAR-X

O pré-processamento empregado consistiu em aplicar um conjunto de ajustes prévios à representação dos dados orbitais do sensor COSMO-SkyMed utilizado neste trabalho, permitindo inferir medidas físicas a partir do mesmo. Os procedimentos de pré-processamento empregados foram:

- 1 – Correção radiométrica (*i.e.*, calibração);
- 2 – Filtragem do ruído *speckle*; e,
- 3 – Ortorretificação.



Os passos de pré-processamento foram executados através do software gratuito *NEST 4C*, distribuído pela *ESA*. Esses passos podem ser sintetizados na imagem-exemplo presente na Figura 15.

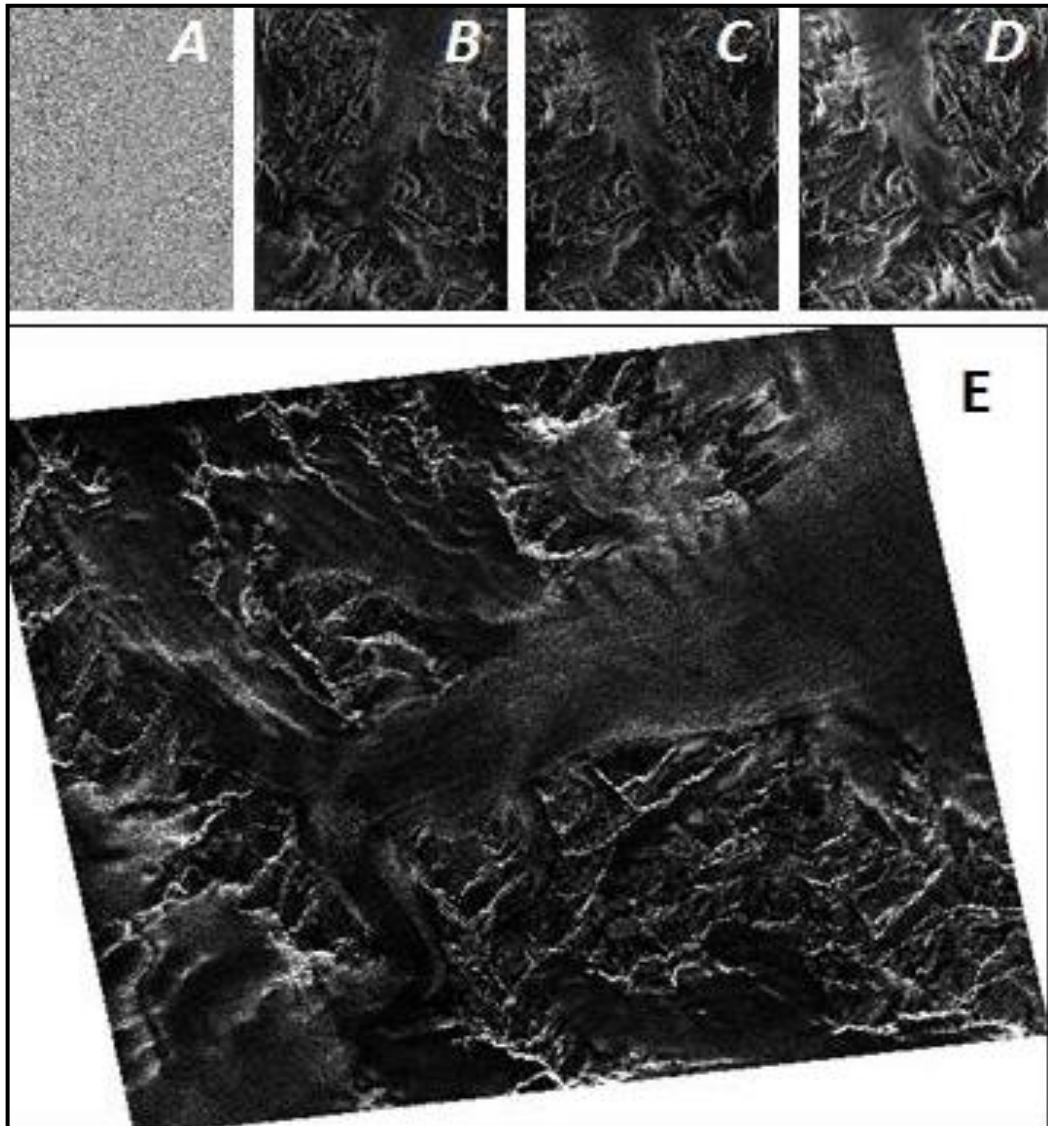


Figura 15: Passos de Pré-processamento: (A) Imagem *COSMO-SkyMed* de 21/12/2011, *level\_0* (sem processamento), (B) Imagem calibrada, (C) Imagem calibrada e revertida horizontalmente, (D) Imagem calibrada, revertida horizontalmente e com a aplicação da filtragem do *speckle* e (E) Imagem calibrada, com a filtragem do *speckle* e ortorretificada.

Fonte: O autor.

O pré-processamento dos dados *COSMO-SkyMed SAR-X* permite a comparação entre dados obtidos em datas e condições distintas, bem como sua utilização junto aos modelos de retroespalhamento. A fim de otimizar o pré-processamento dos dados foi construído um arquivo de execução em lote (*i.e.*,

modelo de execução gráfica), permitindo pré-processar um conjunto de imagens de forma automática, seguindo os passos presentes no modelo.

### 3.2.1.1 Correção radiométrica

A correção radiométrica de dados SAR consiste na transformação dos valores pictóricos da imagem SAR de contadores digitais (CD) para valores de retroespalhamento, geralmente representados em uma escala logarítmica (i.e. escala decibel). Para a calibração radiométrica foi utilizado o software NEST 4C, empregando o algoritmo de calibração desenvolvido por Laur *et al.* (2004) – equação 33:

$$\sigma_{linear}^0 = \left( \frac{1}{N} \cdot \sum_{i,j=1}^{i,j=N} CD_{i,j}^2 \right) \cdot \frac{1}{K} \cdot \frac{\text{sen } \alpha}{\text{sen } \alpha_{referência}} \quad (33)$$

Onde,

- $\sigma_{linear}^0$ : coeficiente de retroespalhamento do feixe de micro-ondas;
- N: número de pixels dentro da área de interesse (i.e., um conjunto de pixels correspondentes ao alvo);
- i e j: alcance e azimute locais dos pixels par o alvo contendo N pixels;
- $CD_{i,j}$ : representa o valor de intensidade do pixel em contadores digitais, referente a um pixel na posição (i, j);
- k: constante de calibração absoluta do sensor (i.e., presente na documentação da imagem/sensor);
- $\alpha$ : ângulo médio de incidência para o alvo; e,
- $\alpha_{ref}$ : ângulo de referência para o feixe incidente Considerado como 23°, adotando-se o terreno como sendo plano – Laur *et al.*, 2004).

Com o emprego desta equação sobre os valores dos contadores digitais de uma imagem SAR-X, aplica-se a transformação dos valores de cada unidade pictórica da cena para uma escala de retroespalhamento. Estes valores de retroespalhamento podem ser descritos em uma escala logarítmica, inferindo valores em decibel para cada unidade da imagem.

### 3.2.1.2 Filtragem do *speckle*

Para fins de utilização de dados SAR-X, deve-se empregar técnicas de filtragem visando mitigar os efeitos de degradação visual produzidos pelo ruído *speckle*, introduzido na seção 2.1.1.1. Contudo, o processo de filtragem acaba por provocar perdas de informação, o que expõe a necessidade de definição de uma relação custo-benefício efetiva durante o processo de filtragem dos dados SAR-X buscando uma redução do *speckle* com a preservação máxima da informação original.

No caso de áreas homogêneas como porções de geleiras, um filtro de *speckle* apropriado deve preservar as bordas entre as diferentes áreas (*i.e.*, fronteira entre neve-rocha e frentes geleira) (ARIGONY-NETO, 2006). Um filtro para a supressão do *speckle*, segundo Dong *et al.* (2001), deve considerar a manutenção da média da intensidade recebida, a redução da variância e a preservação das bordas e da textura.

Os filtros mais comumente empregados sobre imagens SAR-X são os filtros *Frost*, *Kuan*, *Lee* e o *filtro de Mediana* (RICHARDS & JIA, 2006; VELHO *et al.*, 2011; JENSEN, 2014). Estes filtros têm a função de suavizar as áreas homogêneas, preservando sua média, além de manter as transições em áreas de altas frequências como as bordas, preservando a variabilidade destas áreas (FUNG *et al.*, 1992; FUNG, 1994; SHI & DOZIER, 2000; JENSEN, 2014).

Como forma de avaliar o desempenho da filtragem do *speckle*, foram selecionadas áreas de teste ao longo da imagem caracterizando alvos homogêneos (*i.e.*, amostras puras). Para cada uma destas amostras de teste foi estimada a variância, sendo o desempenho de cada filtro determinado pela avaliação da variância interna de cada classe. Portanto, um filtro de *speckle* deve:

- a. Preservar a média de uma classe;
- b. Reduzir o desvio padrão interno de uma classe;
- c. Preservar as bordas dos objetos contidos na imagem;
- d. Preservar a informação textural característica de cada classe.

Assim, segundo Jensen (2014), um filtro de *speckle* se mostra eficiente quando reduz a variância interna de uma classe, preservando as fronteiras espaciais

dos alvos (*i.e.*, bordas). Como forma de determinar a eficiência de um filtro de *speckle* aplicado sobre uma cena SAR- $X$ , utiliza-se a razão entre o desvio padrão e média de amostras puras, conhecido como coeficiente de variação ou *índice de speckle* –  $\sigma_v$  (LEE *et al.*, 1994; DONG *et al.*, 2001; JENSEN, 2014), dado pela equação 34:

$$\sigma_v = \frac{\sqrt{\text{var}(z)}}{\mu[z]} \quad (34)$$

Onde,

–  $\sqrt{\text{var}(z)}$ : desvio padrão dos valores de retroespalhamento de toda a imagem ou de uma região específica

–  $\mu[z]$ : média dos valores de retroespalhamento de toda a imagem ou de uma região específica.

Quanto menor o valor determinado para *índice de speckle*, melhor é o desempenho do filtro empregado. No presente trabalho, como forma de redução do *speckle* presente nas cenas COSMO–SkyMed utilizadas, foi empregada a filtragem do *speckle* através de duas técnicas: filtro de Mediana, sugerida para dados de baixa resolução espacial por Arigony–Neto (2006) e a Filtragem com o uso do filtro adaptativo de Lee, indicada por Velho *et al.* (2011). Cada um dos filtros foi empregado através de janelas de convolução com resoluções de 3x3, 5x5 e 7x7 pixels.

Como resultados foram obtidos valores de variância e índices de *speckle* menores para o filtro de mediana com uma janela de convolução de 5x5 pixels, sendo este o filtro adotado para o pré–processamento de todas as cenas COSMO–SkyMed utilizadas neste trabalho. Os resultados do experimento realizado para escolha dos filtros são apresentados na Tabela 8.

Tabela 8: representação do desempenho dos filtros de Lee e mediana sobre as cenas COSMO–SkyMed de interesse.

Parâmetro estatístico de avaliação	Mediana 3x3	Mediana 5x5	Mediana 7x7	Lee 3x3	Lee 5x5	Lee 7x7
Índice de <i>Speckle</i> médio das classes (módulo)	0,287	0,108	0,391	0,436	0,749	0,379

Fonte: O autor.

Notadamente, esperava-se um melhor desempenho para o filtro de *Lee* para cenas *COSMO-SkyMed* de alta resolução espacial como as abordadas aqui (VELHO *et al.*, 2011). O resultado encontrado justifica-se por conta das particularidades da região e das cenas adotadas, sendo sempre necessária uma análise do desempenho dos filtros no momento do emprego dos mesmos, para suavização do *speckle*.

### 3.2.1.3 Correção geométrica

A correção geométrica das cenas *SAR* visa à representação espacial dos dados *SAR-X* em um sistema de coordenadas geográficas-padrão (*NEST User's Guide*, 2014). Os valores de retroespalhamento *SAR-X* observados em uma cena são relacionados diretamente a forma e orientação do terreno imageado, o que permite obter uma imagem *SAR-X* simulada a partir da geometria do terreno (*NEST User's Guide*, 2014).

Por conta das dificuldades em selecionar pontos de controle entre uma cena previamente registrada e uma cena *SAR-X*, emprega-se um algoritmo de correlação cruzada que, baseado na relação linear existente entre duas imagens (*i.e.*, uma imagem referência, previamente registrada e uma imagem a ser *co-registrada*), considerará dois pontos homólogos obtidos em cada uma das cenas como coincidentes quando o índice de correlação entre cada um destes pontos for máximo (*i.e.*, igual a 1). Esta ferramenta de referenciamento espacial para dados *SAR* está disponível em *softwares proprietários* (*e.g.*, *ERDAS IMAGE®* e *ENVI®*) e *softwares livres* (*e.g.*, *NEST 4C*, *PoISAR*). No presente trabalho utilizou-se o *software NEST 4C* para acessar esta ferramenta de referenciamento espacial.

Assim, o algoritmo de correlação cruzada percorre a cena de referência e a cena a ser *co-registrada* buscando regiões de máxima correlação. Ao selecionar áreas homólogas com correlação máxima são computados pontos de controle que serão posteriormente utilizados no *co-registro* da imagem, obtendo-se um conjunto pré-determinado de pontos de controle de forma automática. Este processo está simbolizado pela Figura 16.

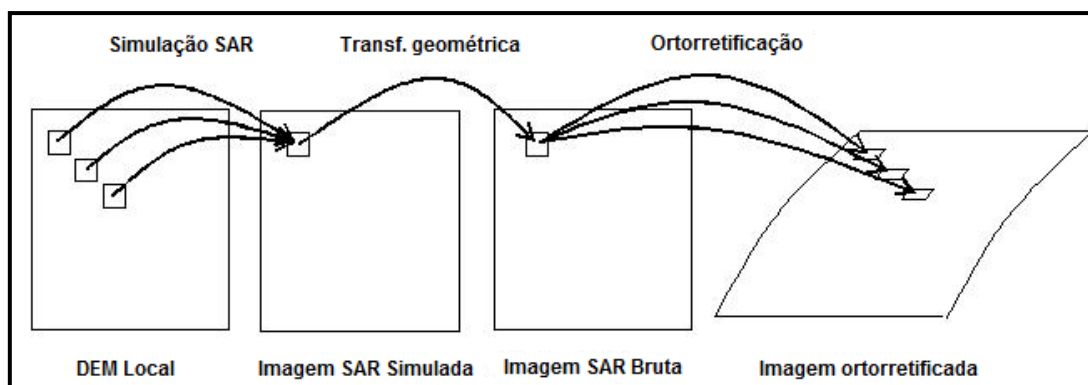


Figura 16: Representação do processo de ortorretificação de dados SAR-X.  
 Fonte: Adaptado de *NEST User's Guide* (2014).

A correção geométrica de dados SAR-X foi realizada junto ao software *NEST 4C* que aplica os seguintes passos de processamento sobre as imagens:

- a. Geração de uma imagem SAR-X simulada a partir do modelo digital de elevação local (*i.e.*, *ASTER GDEM*);
- b. Seleção de 200 pontos de controle entre a cena SAR-X e a imagem de referência (*i.e.*, imagem simulada);
- c. Transformação geométrica da imagem SAR-X, ajustando-a a um sistema de coordenadas previamente estabelecido (projeção cartográfica *UTM* – *datum* de referência *WGS84* – Zona 17S) com aplicação do interpolador por convolução cúbica.

Com esse processo, cada cena SAR-X utilizada foi representada em um sistema de coordenadas geográficas padrão, permitindo correlacioná-las espacialmente (*i.e.*, *UTM-WGS84-17S*). O processo constituiu a última etapa de pré-processamento imposta a dados SAR-X.

### 3.2.2 Modelagem física do retroespalhamento para dados SAR-X(VV)

A modelagem do retroespalhamento SAR para um pacote de neve seca proposta nessa tese foi construída com base nos equacionamentos propostos por Ulaby *et al.* (1986), Fung *et al.* (1992), Fung (1994) e Rees (2006), devidamente adaptados e simplificados para o problema de interesse: Um pacote de neve seca

com dimensões de 2x2x3 m, (correspondendo as dimensões da unidade pictórica do sensor SAR-X COSMO-SkyMed), composto por grãos de neve com dimensões iguais e de forma esférica e com constante dielétrica idêntica para todos os grãos de neve.

Como premissa inicial, considerou-se o retroespalhamento SAR obtido para uma unidade pictórica como sendo dado pela soma dos distintos processos de espalhamento do feixe de micro-ondas que ocorrem ao longo do alvo de interesse. Esses processos de espalhamento do feixe de micro-ondas foram determinados segundo o proposto por Rees (2006), discutido no item “2.3.2 – A modelagem do retroespalhamento” dessa tese: Espalhamento de superfície junto à interface neve-ar, espalhamento volumétrico ocorrido ao longo do pacote de neve e o espalhamento de fundo, ocorrido junto à interface gelo-neve (caso o pacote de neve seja raso e não ocorra a atenuação total do feixe ao longo do perfil de neve) (Fig. 17).

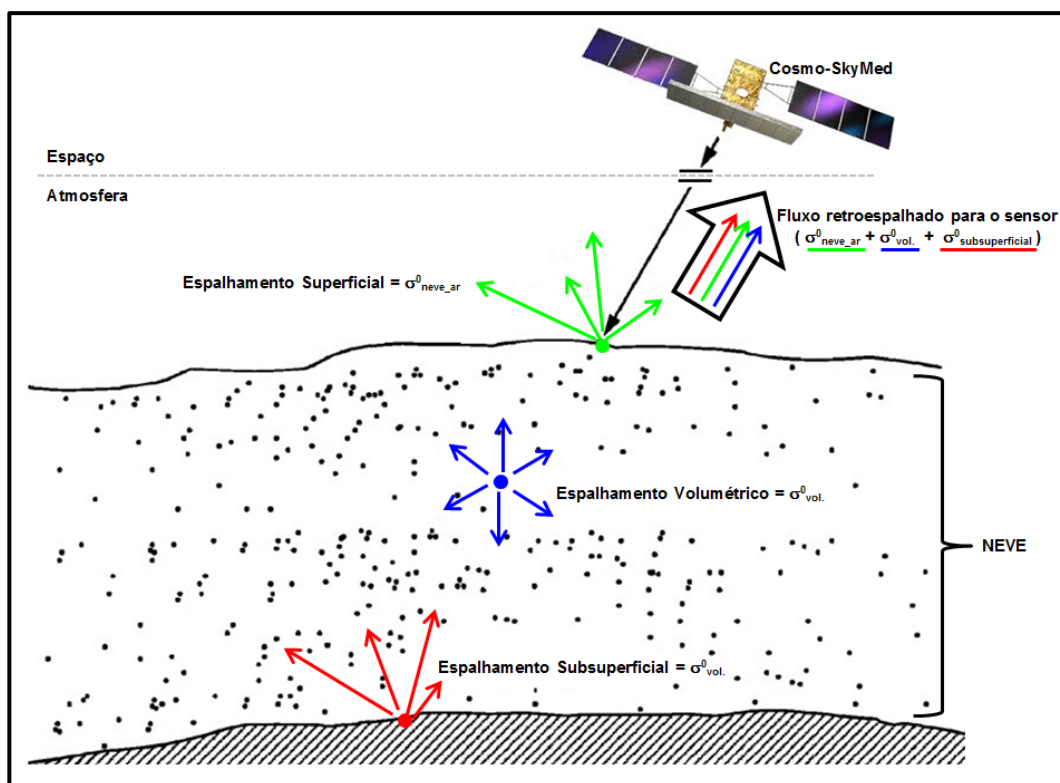


Figura 17: Representação dos processos de retroespalhamento em um pacote de neve.  
Fonte: O autor.

Com estas considerações, o retroespalhamento de uma massa de neve, para uma dada unidade imageada no terreno, é representado pela Figura 17. Matematicamente, este conjunto de processos é descrito pela equação 16, pág.50.

A implementação do modelo de retroespalhamento SAR-X proposta neste trabalho baseou-se na solução do modelo de retroespalhamento SAR-X para um pacote de neve seca com dimensões de 3x3x2,5 m, representando um pixel de uma cena SAR-X COSMO-SkyMed. Esta solução foi implementada via MEF, com os passos desse desenvolvimento representados pela Figura 18.

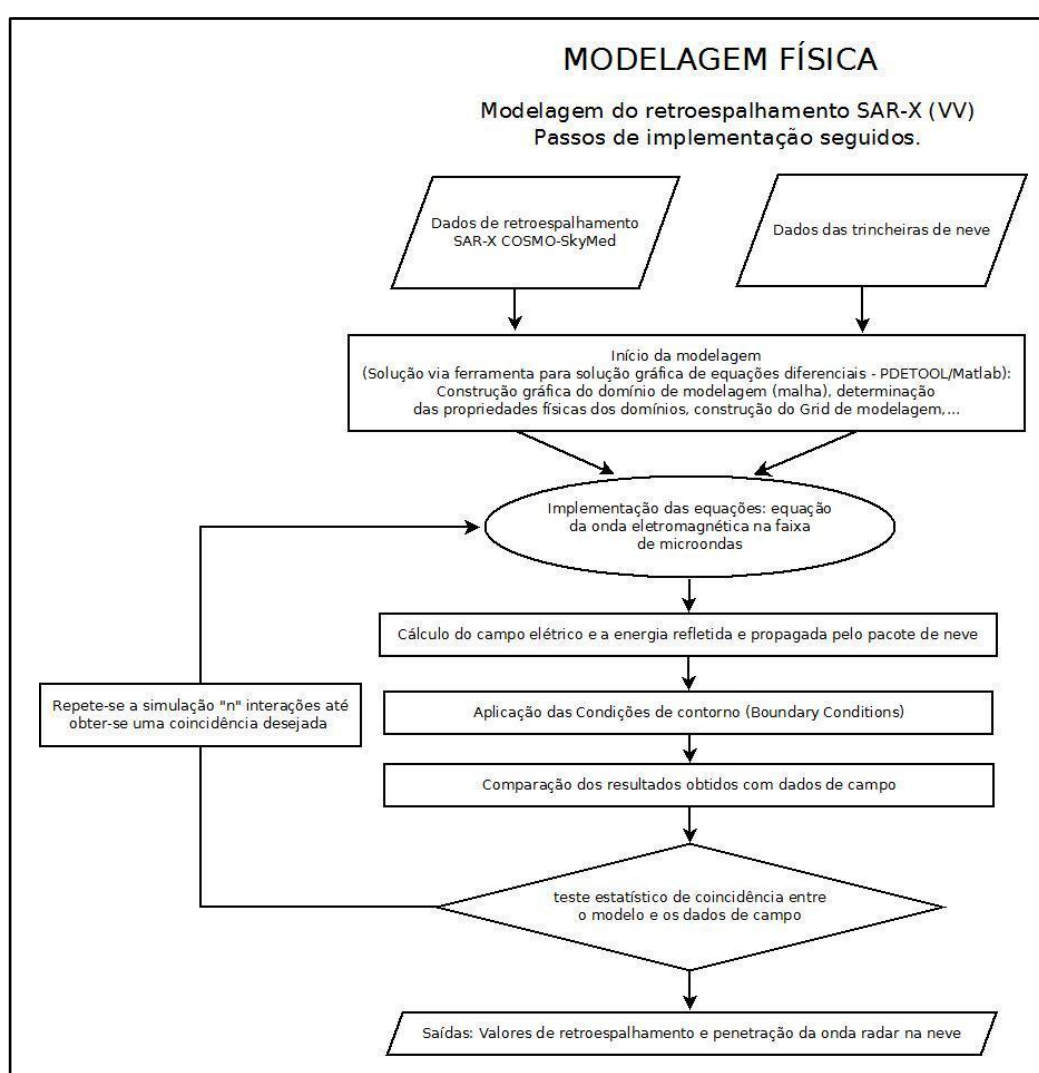


Figura 18: Passos metodológicos da Modelagem Física – Implementação do modelo de retroespalhamento SAR-X via MEF com uso da ferramenta computacional PDETOOL® do software MATLAB®.

Fonte: O autor



A implementação da modelagem do modelo de retroespalhamento SAR-X organizado para um alvo definido como um pacote de neve seca, com grãos de neve homogêneos, a partir da simplificação do modelo de retroespalhamento SAR-X proposto por Mason (1982), Ulaby *et al.* (1986) e Phan *et al.* (2012) foram realizados com uso do MEF. A implementação dessa modelagem foi realizada com uso da ferramenta *PDETOOL*® do software *MATLAB*®, seguindo o proposto por Sadiku (2009). Para tanto, quatro considerações iniciais foram adotadas:

- O feixe de micro-ondas proveniente do sensor SAR é coerente e coletado em fase;
- Os grãos de neve são considerados como espalhadores esféricos homogêneos (*i.e.*, em um dado volume de neve, todos os grãos são considerados com um tamanho médio típico e comportam-se como espalhadores esféricos);
- As características dielétricas de uma camada de neve são constantes;
- Para a região de interesse, o pacote de neve não possui presença de água líquida ou gelo (*i.e.*, pacote de neve composto por neve seca e homogênea).

A implementação da modelagem do retroespalhamento a partir dos passos descritos pelo Fluxograma de Modelagem Física (Fig. 18), seguiu os seguintes pontos principais: (1) Organização do modelo de retroespalhamento SAR-X a partir do que propõe a literatura e (2) Solução do modelo de retroespalhamento SAR-X via MEF com uso da ferramenta *PDETOOL*® do software *MATLAB*® segundo o que propõe Sadiku (2009). Estes passos de implementação estão discutidos em sequência.

### **3.2.2.1 Organização do Modelo de retroespalhamento SAR-X para o pacote superficial de neve voltado a dados COSMO-SkyMed-X Stripmap (HIMAGE)**

A modelagem do retroespalhamento SAR-X proposto nesta tese para dados COSMO-SkyMed foi obtido a partir do modelo de retroespalhamento SAR proposto por Ulaby *et al.* (1986), Fung & Chen (2004) e Phan *et al.* (2012). Esse modelo foi

devidamente simplificado e adaptado para a polarização vertical–vertical e a frequência correspondente à banda X, a fim de corresponder às características dos dados SAR–X do sensor COSMO–SkyMed.

Este modelo considera a interação física do feixe SAR com a neve superficial, seguindo as condições discutidas na metodologia (*i.e.*, coerência e fase do feixe SAR, espalhamento esférico para os grãos de neve, as características dielétricas da neve localmente uniformes e sem a presença de gelo ou água líquida permeando a neve).

Estas condicionantes iniciais adotadas são razoáveis, considerando que os feixes SAR são coerentes/polarizados (coletados em fase). Segundo Ulaby *et al.* (1986), Hallikainen *et al.* (1986), Fung *et al.* (1992), Fung (1994), Nagler & Root (2000), Jinyang *et al.* (2010), Tharkur *et al.* (2013), entre outros, podemos considerar os grãos de neve como espalhadores esféricos, sem prejuízo sobre a modelagem do retroespalhamento havendo ressalvas apenas sobre a determinação dos processos de interação do feixe de micro–ondas com a parcela interna dos grãos de neve

Desta forma, buscando uma simplificação do modelo, para uma melhor manipulação matemática e entendimento físico, foi adotado o conjunto de condições especiais supracitadas. Estas não acarretaram nenhum prejuízo para os resultados e análises, pois blocos de neve de uma mesma camada ao longo da área pictórica analisada (*i.e.*, 3x3 m), apresentam características horizontais uniformes na grande maioria dos casos.

A solução deste modelo para o alvo de interesse foi obtida a partir do MEF (item 2.4) buscando descrever os mecanismos de interação do feixe radiante com o alvo, construindo uma solução numérica própria para os processos de espalhamento de interesse. A modelagem proposta como descrição do MTR para um feixe SAR em interação com um pacote de neve superficial considerou os seguintes mecanismos: Espalhamento/reflexão ao longo da interface ar–neve, Espalhamento/reflexão ao longo do volume de neve superficial e os Processos de espalhamento/reflexão ocorridos na interface neve–gelo, apontados pela literatura como sendo os mais relevantes (ULABY *et al.*, 1986; PHAN *et al.*, 2012).

Esse conjunto de três processos de espalhamento resume de forma satisfatória a modelagem do retroespalhamento de um feixe SAR–X, constituindo mais de 95% do retroespalhamento coletado por um sensor SAR–X para esse tipo

de alvo (ULABY *et al.*, 1986; ROOT, 2001; KOSKINEN, 2010; JINYANG *et al.*, 2010; PHAN *et al.*, 2012). Outros processos, como aqueles ocorridos ao longo dos primeiros centímetros da camada de gelo (abaixo da neve) podem ser desconsiderados para fins de modelagem por possuírem pequena contribuição para o trabalho (ROOT, 2001; JINYANG *et al.*, 2010; PHAN *et al.*, 2012).

Como já discutido no item 2.3, cada um dos processos de interação do feixe radiante com a massa de neve ocorre através de efeitos de absorção/atenuação do feixe radiante em cada elemento que compõe o pacote de neve. A integração destes processos ocorridos para cada elemento do pacote de neve de interesse determina o valor do retroespalhamento estimado para este volume de neve.

Como forma de equacionar e resolver este processo de interação entre a radiação de micro-ondas e a neve, adotou-se a representação matricial para a equação descritora do *MTR* a partir da notação do *vetor de Stokes*, representando a polarização de uma onda eletromagnética, segundo o que propõe Ulaby *et al.*, (1986) e Phan *et al.* (2012) sendo expressa por (Eq. 35):

$$g = \begin{bmatrix} \langle |E_h|^2 \rangle + \langle |E_v|^2 \rangle \\ \langle |E_h|^2 \rangle - \langle |E_v|^2 \rangle \\ 2\Re \langle E_h E_v^* \rangle \\ -2\Im \langle E_h E_v^* \rangle \end{bmatrix} \quad (35)$$

Neste equacionamento,  $E_h$  e  $E_v$  representam os componentes horizontal e vertical do vetor campo elétrico. Maiores detalhes sobre os termos e a aplicação do equacionamento podem ser encontrados Ulaby *et al.*, (1986) e Phan *et al.* (2012). Segundo Ulaby *et al.*, (1986) e Phan *et al.* (2012), em condições específicas de interação entre o feixe radiante e o alvo, como em um sistema *SAR*, o vetor de *Stokes* que representa o espalhamento ocorrido em um meio,  $g_{\text{espalhado}}$ , relaciona-se com o vetor de *Stokes* representativo do feixe incidente ( $g_{\text{incidente}}$ ) através de uma matriz *Mueller* ( $M$ ), de maneira que “ $g_{\text{espalhado}} = Mg_{\text{incidente}}$ ”, sendo escrito matricialmente por (Eq. 36):

$$M = \begin{bmatrix} \sigma_{vv}^0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{hh}^0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \Re(\sigma_{vvhh}^0) & \Im(\sigma_{vvhh}^0) \\ 0 & 0 & -\Im(\sigma_{vvhh}^0) & \Re(\sigma_{vvhh}^0) \end{bmatrix} \quad (36)$$

Para a representação do *MTR* de um feixe de micro-ondas proveniente de um sensor *SAR-X* com polarização vertical-vertical (*VV*), caso esse das imagens *COSMO-SkyMed*, foco deste trabalho, apenas o primeiro termo da matriz de *Mueller* é não-nulo. Assim, o equacionamento proposto por Ulaby *et al.*, (1986) e Phan *et al.* (2012) como forma de representação do retroespalhamento ocorrido no processo de interação entre um feixe de micro-ondas e uma massa de neve, a partir da notação de matrizes de *Mueller*, pode ser simplificado sendo descrito para uma dada polarização pela equação 37:

$$M_{\text{pacote de neve}} = M_{\text{neve-ar}} + M_{\text{vol.}} + M_{\text{neve-gelo}} \quad (37)$$

Onde cada um dos termos indica uma matriz de *Mueller* específica para cada subprocesso particular de interação do feixe radiante junto à interface *neve-ar*, ao longo do volume do pacote de neve e junto à interface *neve-gelo*, respectivamente. A solução de cada um dos termos específicos se dá a partir da solução individual de cada uma das Matrizes de *Mueller* específicas, segundo o discutido por Phan *et al.*, (2012).

A solução da equação que representa a sobreposição de cada um destes termos (descritos em sua forma integral, propostas segundo Phan *et al.*, 2012) foi operacionalizada através do MEF, a partir da ferramenta *PDETOOL*® do software *MATLAB*®, adotando-se uma geometria própria e estabelecendo-se as condições de contorno desejadas (*e.g.*, rugosidade média “*h*” e campo elétrico incidente). A aplicação do MEF com o uso do modelo de retroespalhamento aqui organizado sobre a geometria e as condições de contorno de interesse compôs a proposta de modelagem para o retroespalhamento *SAR-X* de um pacote de neve superficial desenvolvida nessa tese.

### 3.2.2.1.1 Retroespalhamento SAR ocorrido na interface neve–ar

O retroespalhamento ocorrido através da interação entre o feixe de micro–ondas e a interface neve–ar pode ser representado pela matriz de *Mueller*  $M_{neve-ar}$  (Phan *et al.*, 2012). Essa matriz representa a resposta polarimétrica de segunda ordem para o retroespalhamento produzido pela interface *ar–neve* (MASON, 1982; ULABY *et al.*, 1986; PHAN *et al.*, 2012).

Segundo Phan *et al.* (2012), os elementos da equação proposta para este termo do modelo são calculados a partir dos parâmetros de rugosidade da superfície, sua função de correlação  $w(x)$ , o ângulo de incidência  $\theta_0$ , a frequência emitida  $f$ , aplicados a partir do MEF e comparados com dados de campo.

Para a interação entre o feixe de micro–ondas e a interface *neve–ar*, obteve–se (Eq. 38), a partir da simplificação da equação proposta por Phan *et al.* (2012) e Ulaby *et al.* (1986), simplificando–se os termos referentes a polarização horizontal, já que o foco de interesse centrou–se na polarização vertical–vertical:

$$\sigma_{vv}^0_{Neve-Ar} = \frac{k_0^2}{4\pi} \exp(-2k_0^2 \sigma_{max}^2 \cos^2 \theta_0) \sum_{n=1}^{\infty} |I_{vv}^n|^2 \frac{W^n(2k_0 \sin \theta_0, 0)}{n!} \quad (38)$$

Onde,

- $k_0 = \frac{2\pi f}{c}$  : indica o número de onda;
- $\sigma_{max}^0$  : indica o máximo retroespalhamento de referência local para o alvo;
- $\theta_0$ : indica o ângulo de incidência local
- N: n° de camadas de neve que compõe o pacote de neve superficial.

O conceito de reflexão de *Fresnel* para ondas eletromagnéticas permite utilizar a notação vetorial de *Mueller*, construindo matrizes de polarização e interação de feixes ortogonalmente independentes. Isso simplifica a solução para uma matriz diagonal se considerando um feixe de única polarização, como o caso deste trabalho. A equação 38 expressa a equação utilizada junto à modelagem para a solução via MEF pautada nas características dos dados *COSMO–SkyMed* para uma das parcelas que compõe o retroespalhamento medido pelo sensor *SAR–X*,

precisando ser integrada a outros processos na determinação do retroespalhamento geral medido.

### **3.2.2.1.2 Retroespalhamento SAR ocorrido ao longo do volume do pacote de neve**

Segundo o que descreve Ulaby *et al.* (1986) e Phan *et al.* (2012), o retroespalhamento ocorrido ao longo do volume de uma camada de neve possui bases no espalhamento *Rayleigh* e pode ser descrito pela matriz de *Mueller*,  $M_{vol}$ . De acordo com os autores, essa matriz é deduzida a partir da descrição física das perdas de intensidade do feixe radiante durante a propagação através de uma camada de neve (ULABY *et al.*, 1986; PHAN *et al.*, 2012). Estas perdas podem ser classificadas em: (1) Perdas com a transmissão do feixe entre duas camadas de absorção, por interação entre o feixe e as partículas de neve (*i.e.*, espalhamento pelos grãos de neve); (2) Perdas por sobreposição coerente entre o feixe principal; e, (3) Perdas por feixes secundários espalhados.

A amplitude de cada um desses mecanismos depende em grande parte das propriedades dielétricas e geométricas da camada de neve (ULABY *et al.*, 1986; REES, 2006; PHAN *et al.*, 2012). Assim, a permissividade dielétrica de cada camada de neve, responsável por caracterizar as propriedades dielétricas de propagação/atenuação do feixe de micro-ondas, deve ser analisada considerando:

A) camada de neve seca: A neve seca é considerada como um meio denso e heterogêneo formado por diversas camadas ao longo de uma área. Estas camadas possuem entre si variações de propriedades físicas como tamanho dos grãos, densidade e espessura, por exemplo (KOSKINEN, 2010; FUNG & CHEN, 2004; PHAN *et al.*, 2013).

Desta forma, uma camada de neve que na grande maioria das vezes possui características homogêneas no que tange a umidade e a presença de gelo, acaba possuindo uma característica dielétrica em média constante, o que simplifica sua modelagem (ULABY *et al.*, 1986; FUNG & CHEN, 2004). A Teoria da oscilação Eletrônica Forte (*TEF*) demonstrada por Stogryn (1984), parte da permissividade dielétrica efetiva para modelar a permissividade da camada de

neve como um todo, considerando os efeitos de dispersão entre partículas para radiações eletromagnéticas de altas frequências (a exemplo da radiação de micro-ondas, banda – X).

A expressão a ser empregada para uma camada de neve em interação com um feixe de micro-ondas na banda X foi proposta por Hallikainen *et al.* (1986) e adotada neste trabalho (Eq. 39):

$$\epsilon_{eff} = \epsilon_g + j \cdot \frac{4}{3} \delta\epsilon_g \cdot k_0^3 \cdot \sqrt{\epsilon_g} \cdot L^3 \quad (39)$$

Onde  $\epsilon_g$  e  $\delta\epsilon_g$  representam a permissividade quasi-estática e a sua variação,  $k_0$  o número de onda e  $L$  o comprimento médio de interação entre a radiação de micro-ondas e os espalhadores (*i.e.*, Grãos), o que se demonstra proporcional ao tamanho médio dos grãos de neve e da densidade da camada de neve.

B) A transmissão entre camadas: A camada de neve é composta de camadas com diferentes propriedades físicas. Portanto, o modelo deve levar em conta a perda de energia devido à transmissão do feixe entre duas camadas de neve (ULABY *et al.*, 1986). Considerando a interface entre duas camadas de neve como sendo lisa (*i.e.*, rugosidade menor do que um oitavo do comprimento de onda da radiação eletromagnética em interação), torna-se possível empregar a *Transmissão de Fresnel* (ULABY *et al.*, 1986). Esta é expressa através da matriz (ULABY *et al.*, 1986. – Eq. 40):

$$T_{k(k-1)} = \frac{\epsilon_{k-1}}{\epsilon_k} \begin{vmatrix} |t_{k(k-1)}^{vv}|^2 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & g_{k(k-1)} & -h_{k(k-1)} \\ 0 & 0 & h_{k(k-1)} & g_{k(k-1)} \end{vmatrix} \quad (40)$$

C) A atenuação ao longo do volume: No caminho de propagação do feixe radiante ocorre um grande conjunto de interações entre as micro-ondas e os grãos de neve ao longo do caminho de propagação (ULABY, 1986; FUNG, 1994;

FUNG & CHEN, 2004). Cada interação será influenciada pelo tamanho e forma das partículas espalhadoras, os grãos.

Nessa tese, os grãos de uma camada de neve foram considerados como esferas homogêneas, a exemplo do que consideraram (KOSKINEN *et al.*, 2010), ROTT & FLORIC (2001) e LONGEPE (2009). Devido à simetria esférica da forma das partículas, a extinção de ondas através da cobertura de neve é independente da polarização e, portanto, pode ser representado por um coeficiente escalar. Desta forma, segundo Fung & Chen (2004), a extinção é composta por uma sobreposição de efeitos de absorção e de espalhamento (Eq. 41):

$$k_e = k_a + k_s \quad (41)$$

O que também pode ser calculado através da permissividade efetiva expresso pela equação 42:

$$k_e = 2k_0 \text{Im} \left| \sqrt{\epsilon_{eff}} \right| \quad (42)$$

A matriz de atenuação representa a perda gradual de intensidade sofrida pelo feixe de micro-ondas enquanto penetra através de uma camada de neve (ULABY *et al.*, 1986; FUNG, 1994; FUNG & CHEN, 2004). No caso específico da modelagem proposta, foi utilizado o modelo de retroespalhamento a partir do que propõe Ulaby *et al.* (1986), Fung (1994), Fung & Chen (2004) e PHAN *et al.* (2012) para um feixe de micro-ondas, banda X, de polarização vertical-vertical considera a perda de energia por absorção e por atenuação ao longo da propagação do feixe de micro-ondas (*i.e.*, *espalhamento Rayleigh*). Segundo os autores, esses efeitos de redução da energia radiante são descritos pelo coeficiente de extinção e pela espessura “*d*” da camada de neve.

No modelo aqui implementado, a camada de neve foi considerada homogênea, com grãos de tamanho homogêneo e esféricos e sem presença de água líquida. Essa consideração reduziu a solução padrão para um único termo, simplificando o equacionamento proposto por Fung (1994), Fung & Chen (2004) e PHAN *et al.* (2012). Desta forma, a determinação da parcela do retroespalhamento SAR-X ocorrido ao longo do volume de neve foi computado via MEF adotando a aplicação das premissas da equação 43, resultado da



simplificação do equacionamento obtido via *MTR* por Fung (1994), Fung & Chen (2004) e Phan *et al.* (2012):

$$Att(k) = \prod_{i=1}^k T_{(i-1)i} \exp\left(-\frac{k_e^i d^i}{\cos\theta_i}\right) \quad (43)$$

O termo  $Att(k)$  representa as reduções de intensidade do feixe radiante de micro-ondas em sua propagação a partir da superfície ao longo de um caminho de ida e volta pela camada de neve de espessura “ $d$ ”, onde “ $d = k/2$ ”. O fator exponencial, que leva em conta a perda gradual de energia ao longo da camada de neve, é deduzido a partir da equação básica de transferência radiativa adotada no *MTR*, segundo o que propõe Fung (1994), Fung & Chen (2004) e Phan *et al.* (2012), resultando na forma diferencial expressa pela equação 44:

$$dI = Ik_e dr \quad (44)$$

Onde,  $r = d/\cos\theta$ .

Se considerarmos um pacote de neve superficial, composto de “ $n$ ” camadas distintas, a contribuição total do volume do pacote de neve ao retroespalhamento medido por um sensor de micro-ondas será dado pela matriz de *Mueller*  $M_{vol}$ , de acordo com os efeitos (A), (B) e (C) descritos anteriormente. Essa matriz assume uma solução obtida pela simplificação do modelo geral proposto por Ulaby *et al.* (1986), Fung (1994), Fung & Chen (2004) e Phan *et al.* (2012), o que expressa parte do modelo de retroespalhamento adotado na modelagem desenvolvida nesse trabalho (Eq. 45):

$$\mathbf{M}_{vol} = 4\pi \cos\theta_0 \sum_{k=1}^n \mathbf{Att}(k-1) \mathbf{T}_{(k-1)k} \cdot \frac{1 - \exp\left(-\frac{2k_e^k d^k}{\cos\theta_k}\right)}{2k_e^k} \mathbf{P}^k \mathbf{T}_{k(k-1)} \mathbf{Att}(k-1) \quad (45)$$

Nesta solução,  $\mathbf{P}^k$  indica a matriz de fase sob a hipótese de partículas esféricas. No caso de retroespalhamento, com o pressuposto de partículas esféricas, a matriz de fase pode ser simplificada para (Eq. 46):

$$\mathbf{P}^k = \frac{3k_s}{8\pi} \mathbf{I}_4, \quad (46)$$

Onde o termo  $\mathbf{I}_4$  simboliza a matriz identidade com dimensões  $4 \times 4$  (ULABY *et al.*, 1986; FUNG, 1994; FUNG & CHEN, 2004; PHAN *et al.*, 2012). Este termo  $\mathbf{M}_{vol}$  determina um dos componentes do retroespalhamento total estimado para um sensor orbital de micro-ondas SAR-X – banda X, segundo os preceitos apresentados por Ulaby *et al.* (1986), Fung (1994), Fung & Chen (2004), e Phan *et al.* (2012).

### 3.2.2.1.3 Retroespalhamento SAR ocorrido na interface gelo–neve

O retroespalhamento da interface subsuperficial pode ser representado como a matriz de *Mueller*  $\mathbf{M}_g$  (ULABY *et al.*, 1986). Nessa tese, foi adotado o modelo proposto por Fung & Chen (2004) e Phan *et al.* (2012), baseado no princípio de reflexão de *Fresnell*, para superfícies com características dielétricas aleatórias. Partindo do equacionamento proposto por Fung & Chen (2004) e Phan *et al.* (2012), foi realizada a simplificação do equacionamento que descreve a parcela de retroespalhamento subsuperficial, adotando como premissas o fato do mesmo ocorrer em um pacote de neve seca e para um feixe radiante de micro-ondas, banda X, com polarização vertical–vertical (VV),

Assim, o equacionamento para determinação da parcela de retroespalhamento ocorrido na interface gelo–neve partiu das considerações de Fung (1994), Fung & Chen (2004) e Phan *et al.* (2012), focado no alvo de interesse desse trabalho. Isso permitiu suprimir os termos relacionados a presença de água líquida e/ou a polarização horizontal, resultando em uma simplificação do equacionamento geral proposto por Fung (1994), Fung & Chen (2004) e Phan *et al.* (2012). A solução apresentada representa a matriz de *Mueller* para a interação subsuperficial do feixe de micro-ondas é dada pela equação 47, fruto dessa simplificação:

$$\mathbf{M}_g = \cos \theta_0 \mathbf{Att}^2(n) \frac{\mathbf{R}(\theta_n)}{\cos \theta_n} \quad (47)$$

Nesta equação, o termo  $Att(n)$  indica a perda de intensidade subsuperficial ocorrida abaixo de “n” camadas do pacote de neve subsuperficial. Em pacotes de neve espessos (*i.e.*, profundidades maiores do que 1,5 m), a parcela  $M_g$  tenderá a zero, expondo o fato de o feixe radiante atenuar-se totalmente ao longo do volume sem encontrar uma barreira subsuperficial de reflexão. Assim, não haverá um alvo de fundo (*i.e.*, abaixo da camada de neve), causando uma interação de reflexão com o feixe radiante de micro-ondas, o que simplifica o processo de interação.

### **3.2.2.2 Solução do modelo via método dos elementos finitos com uso da ferramenta PDETOOL® do software MATLAB®**

A modelagem do retroespalhamento SAR-X para um pacote de neve seca proposta neste trabalho baseou-se na solução do modelo de retroespalhamento apresentado, obtido a partir do equacionamento geral para o retroespalhamento SAR para massas de neve, proposto por Fung (1994), Fung & Chen (2004) e Phan *et al.* (2012), simplificado para o alvo de interesse (*i.e.*, pacote de neve seca, com grãos de neve homogêneos e propriedades dielétricas homogêneas em uma dada camada de neve). Esse equacionamento serviu de base para a modelagem proposta, desenvolvida via MEF (embasado no item 2.4) a partir da ferramenta PDETOOL® do software MATLAB®.

A escolha do MEF se deu pelo reconhecimento de sua aplicação como ferramenta destinada a modelagem do espalhamento de feixes de radar (MASON, 1982; OLIVEIRA, 2013; SIRCILLI *et al.*, 2015), bem como pela facilidade de aplicação do método, proporcionada pela disponibilidade da pré-implementação do mesmo através da ferramenta PDETOOL® do software MATLAB® com uso do módulo interno destinado a simulação de micro-ondas (RF Module®), empregado também em softwares comerciais de MEF como o ANSYS® e o COMSOL®.

Nesse módulo interno da ferramenta PDETOOL® já estão integralizados os equacionamentos referentes a onda eletromagnética na faixa de micro-ondas, cabendo ao usuário definir a geometria e as condições de contorno de seu problema

de interesse. A ferramenta *PDETOOL*® apresenta uma janela básica onde as principais caracterizações de implementação do modelo podem ser feitas (Fig. 19).

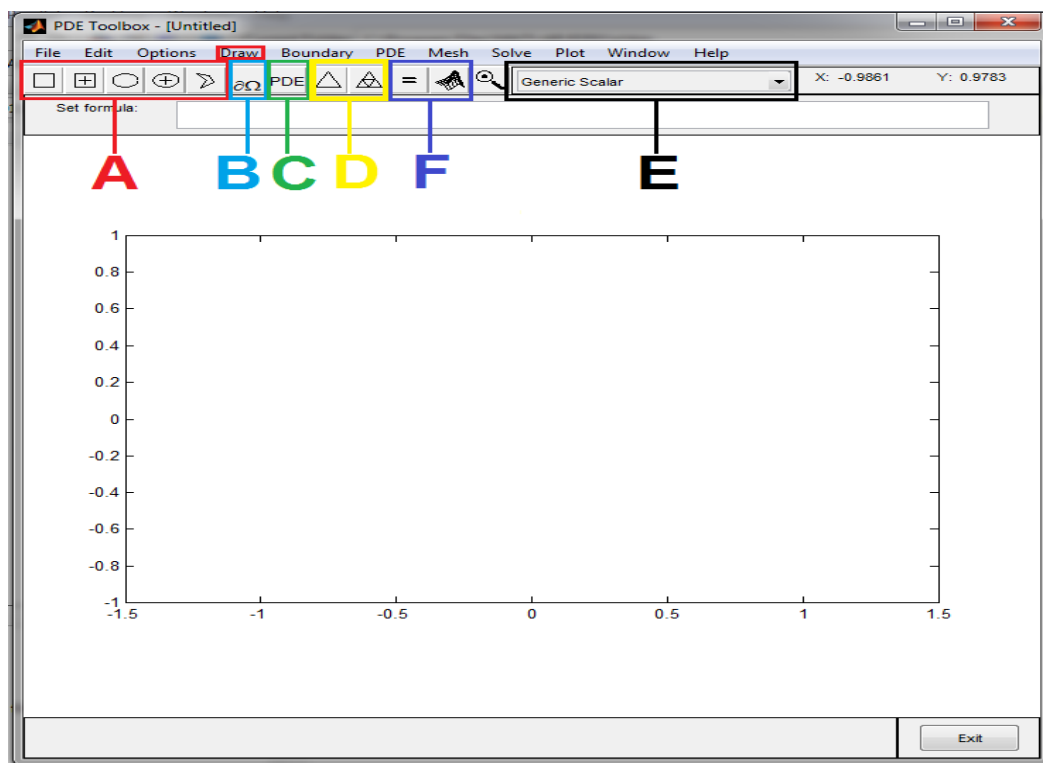


Figura 19: Tela inicial da ferramenta computacional *PDETOOL*®.  
Fonte: Adaptado de MATLAB (2015).

Junto a Figura 19 estão assinalados os principais botões de comando para implementação de uma modelagem MEF via *PDETOOL*® (marcações designadas por A, B, C, D, E e F). Esses botões correspondem à:

- “**A**”: Definição da geometria do problema, o que também pode ser importada a partir de um arquivo vetorial externo (CAD, por exemplo);
- “**B**”: Determinação das condições de contorno (e.g., constante dielétrica, campo elétrico incidente, frequência da onda incidente, entre outras)
- “**C**”: Definição ou escolha do fenômeno físico a ser modelado ou equacionamento a ser resolvido;
- “**D**”: Geração da malha de simulação, compreendendo a subdivisão do domínio de interesse (contínuo) em subdomínios de simulação (discretos). Nesse passo são geradas malhas triangulares recobrendo o espaço de simulação. Cada um

desses triângulos compreende um elemento finito para a simulação nessa ferramenta;

– “E”: Seleção de PDEs previamente estabelecidos junto a ferramenta de simulação;

– “F”: inicializa a solução via MEF e exibe os resultados (tabulares e gráficos).

No caso deste trabalho, foi utilizado o equacionamento para micro-ondas presente no módulo interno da ferramenta de simulação destinado a simulação de micro-ondas (aplicação *Electromagnetic Waves – RF Module*®). Esse módulo utiliza como base o equacionamento para uma onda eletromagnética na faixa das micro-ondas proposto por Ulaby *et al.* (1986), o que corresponde a fundamentação adotada nesta tese. Seu acesso está representado pela Figura 20.

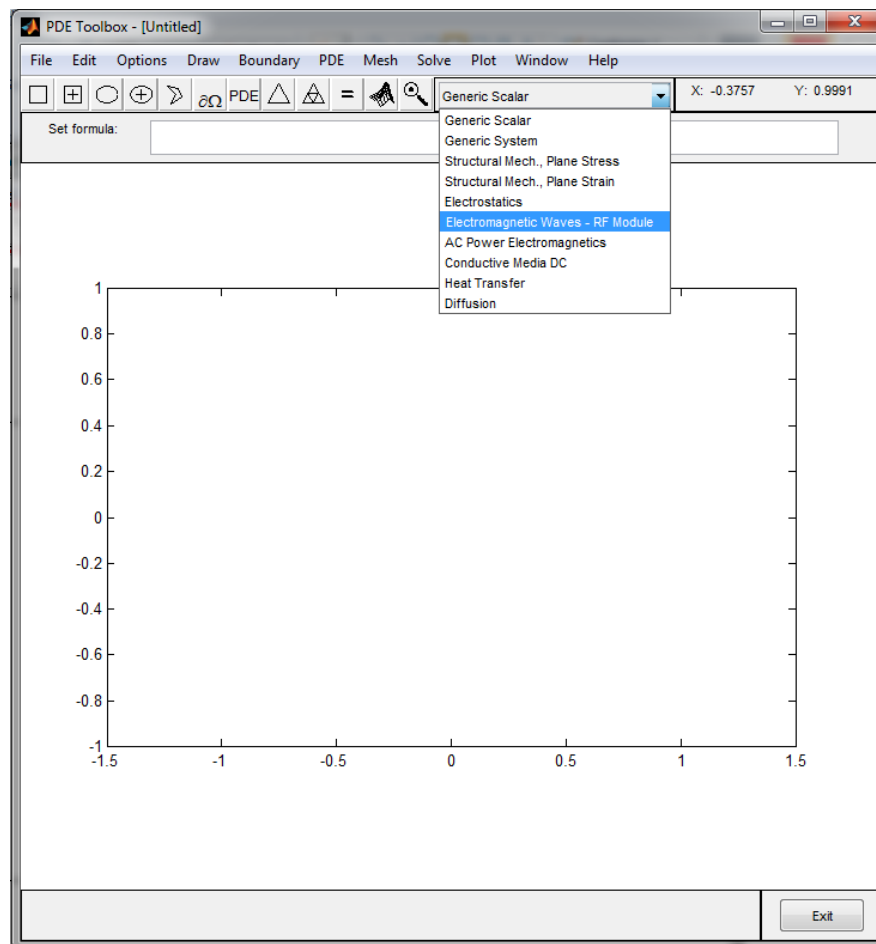


Figura 20: Exibição do acesso ao módulo destinado a simulação de micro-ondas junto a ferramenta *PDE TOOL*®.

Fonte: Adaptado de MATLAB (2015).

Os passos de implementação da modelagem via MEF com uso da ferramenta *PDETOOL*® limitou-se a determinação da geometria, geração da malha, escolha dos parâmetros de orientação do feixe *SAR*, determinação da frequência do feixe (e.g., 10 GHz para a banda X) e estabelecimento das condições de contorno (constante dielétrica e rugosidade média da superfície, por exemplo).

Com o emprego dessas ferramentas, foi realizada a implementação computacional do modelo de retroespalhamento descrito junto a metodologia dessa tese, gerando como resultados simulações do processo de espalhamento do feixe de micro-ondas, banda X, ao longo do pacote de neve superficial de interesse.

### **3.2.3 Modelagem estatística para determinação de relações empíricas entre as variáveis estratigráficas e os valores de retroespalhamento observados**

A modelagem estatística para a determinação de equações para a estimativa de dados da estratigrafia do pacote de neve superficial a partir de dados de retroespalhamento *SAR-X* obtidos pelo sensor *COSMO-SkyMed* baseou-se na regressão estatística não-linear, relacionando as variáveis estratigráficas de interesse (e.g., densidade média do pacote de neve, tamanho médio dos grãos de neve e n° médio de camadas de neve) e os dados de retroespalhamento (obtidos pelo sensor *COSMO-SkyMed*) através de funções exponenciais.

A escolha da regressão não-linear baseada em funções exponenciais fundamentou-se no comportamento esperado para o retroespalhamento *SAR* em função das variáveis estratigráficas de interesse documentadas na literatura (REES, 2006 e JINYANG *et al.*, 2010, por exemplo). A etapa de modelagem estatística destinada a determinação das equações de estimativa das variáveis estratigráficas a partir de valores de retroespalhamento *SAR-X* baseou-se na regressão não-linear com uso de ferramentas estatísticas baseadas no Método dos Mínimos Quadrados (MMQ), presente no software *MATLAB*®, seguindo os passos presentes no fluxograma metodológico representado pela Figura 21.

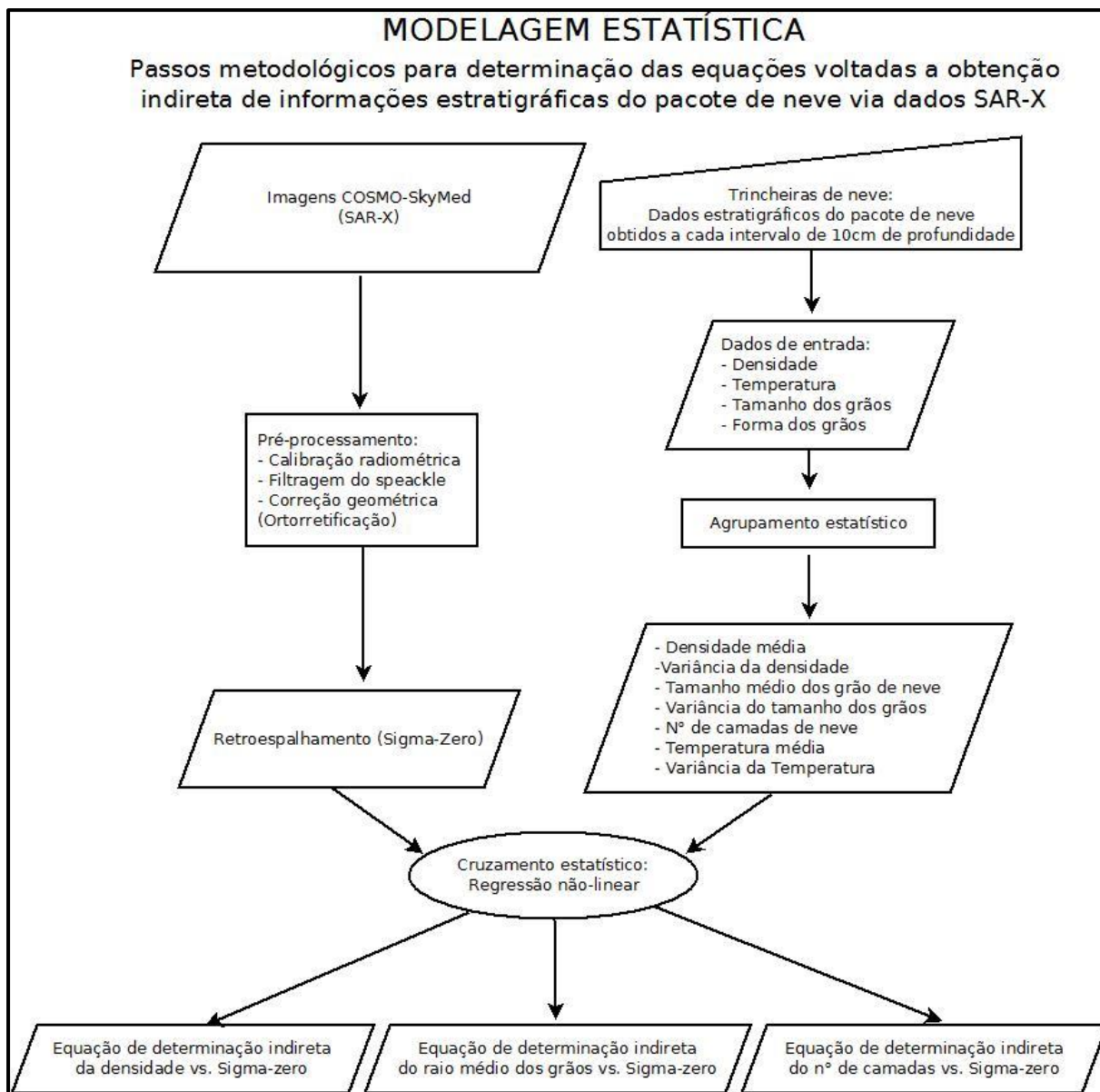


Figura 21: Fluxograma metodológico para modelagem estatística.  
Fonte: O autor.

O emprego desse passo metodológico permitiu estabelecer relações matemáticas entre os dados estratigráficos do pacote de neve, obtidos via trincheiras de neve e os valores de retroespalhamento *SAR-X* medidos via sensor *COSMO-SkyMed* para o mesmo local.

A intenção dessa metodologia foi à construção de equacionamentos que permitissem gerar estimativas das variáveis estratigráficas de interesse, tendo como premissa a existência de relação entre as variáveis analisadas e o valor de retroespalhamento *SAR-X* correspondente (existência de relação entre  $\sigma_0$  e a

densidade média do pacote de neve, existência de relação entre  $\sigma_0$  e o número médio de camadas do pacote de neve e a existência de relação entre  $\sigma_0$  e o raio médio dos grãos de neve). Dessa forma, estabeleceu-se relações não-lineares entre as variáveis de interesse e os valores de retroespalhamento SAR-X observados, construindo equacionamentos que relacionam as variáveis estratigráficas de interesse com os valores de retroespalhamento medidos pelo sensor *COSMO-SkyMed*.

### **3.2.4 Avaliação estatística do modelo de retroespalhamento**

A avaliação estatística do modelo de retroespalhamento proposto e sua respectiva reversão para obtenção de dados estratigráficos se deu através de duas metodologias: comparação entre os dados modelados e a verdade de campo e comparação entre os dados modelados para duas imagens sequentes (onde se considera uma variação pouco relevante das condições físicas do alvo). Ambas as metodologias de análise do desempenho dos modelos propostos basearam-se na teoria da regressão estatística, que permite que se estabeleçam os níveis de relação entre um conjunto de variáveis, relações às quais se associam os modelos de regressão (SPIEGEL *et al.*, 2012).

Dessa forma, a aplicação da análise estatística por regressão linear permitiu inferir o quanto o modelo proposto era capaz de representar o conjunto de dados de interesse, dado pelo coeficiente de determinação estatística –  $R^2$ . Em outras palavras, o modelo linear de regressão permite comparar dois ou mais conjuntos de dados, demonstrando como estes se relacionam. Uma vez estabelecida essa relação pelo modelo de regressão, torna-se possível determinar o desempenho do modelo proposto através da avaliação do índice  $R^2$ , indicando o quanto o modelo proposto é capaz de explicar as observações (SPIEGEL *et al.*, 2012).



## 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Aqui estão apresentados e discutidos os resultados obtidos para as etapas metodológicas propostas no Capítulo 3, que se referem à aplicação das modelagens SAR desenvolvidas, bem como a reversão do retroespalhamento SAR-X via modelagem estatística e a avaliação estatística dos resultados. Esses resultados constituem a implementação da modelagem do retroespalhamento, a modelagem estatística deste modelo de retroespalhamento em função do comportamento parametrizado em função das variáveis adotadas (*i.e.*, densidade, tamanho dos grãos de neve e n° médio de camadas de neve envolvidas no espalhamento SAR) e a avaliação do desempenho estatístico dos modelos gerados. A reversão do modelo de retroespalhamento, construído para extração indireta de informações acerca da estratigrafia do pacote de neve superficial local, constitui uma das contribuições da tese.

### 4.1 Modelagem do retroespalhamento SAR com uso do método dos elementos finitos (MEF)

A apresentação da modelagem do retroespalhamento SAR proposta nessa tese discutiu os aspectos de desenvolvimento das ferramentas computacionais de modelagem com os resultados obtidos nas diferentes etapas metodológicas propostas para isso no Capítulo 3, item 3.2.2 – *Modelagem Física do retroespalhamento para dados SAR*. Esses resultados englobam a modelagem do retroespalhamento SAR-X seguindo os equacionamentos adaptados da literatura segundo o descrito no item 3.2.2.1 (Organização do Modelo de retroespalhamento SAR para o pacote superficial de neve voltado a dados COSMO-SkyMed-X Stripmap HIMAGE).

A modelagem proposta foi implementada via método dos elementos finitos, voltada à determinação do retroespalhamento SAR-X para dados COSMO-SkyMed, em função das variáveis adotadas (*i.e.*, densidade, tamanho dos grãos de neve e número médio de camadas de neve envolvidas no espalhamento SAR-X). Para tanto, foi utilizada a ferramenta computacional para modelagem via método dos

elementos finitos proposta por Sadiku (2009) e presente junto ao software MATLAB® denominada *PDETOOL*® com seu aplicativo RF Module®.

Segundo a literatura, mesmo no caso de camadas de neve seca, a profundidade máxima de penetração de um feixe *SAR-X* não se estende além de 1m (REES, 2006; CUFFAY & PATERSON, 2010; PHAN *et al.*, 2012). Dessa forma, no momento de construção da geometria a ser utilizada como ponto base de implementação do MEF, adotou-se dimensões horizontais de 3x3 m e uma profundidade de simulação de 2,5 m, o que garantiu a descrição do feixe *SAR-X*, já que para este perfil de profundidade espera-se uma atenuação total do feixe *SAR-X* antes de se atingir o limite vertical.

A implementação do MEF com uso da ferramenta de simulação computacional *PDETOOL*® do software MATLAB® seguiu os passos metodológicos descritos junto ao fluxograma de Modelagem Física (Fig. 18) (SADIKU, 2009). Simplificadamente, a implementação do MEF seguiu o conjunto de três etapas descritos pela Figura 22.

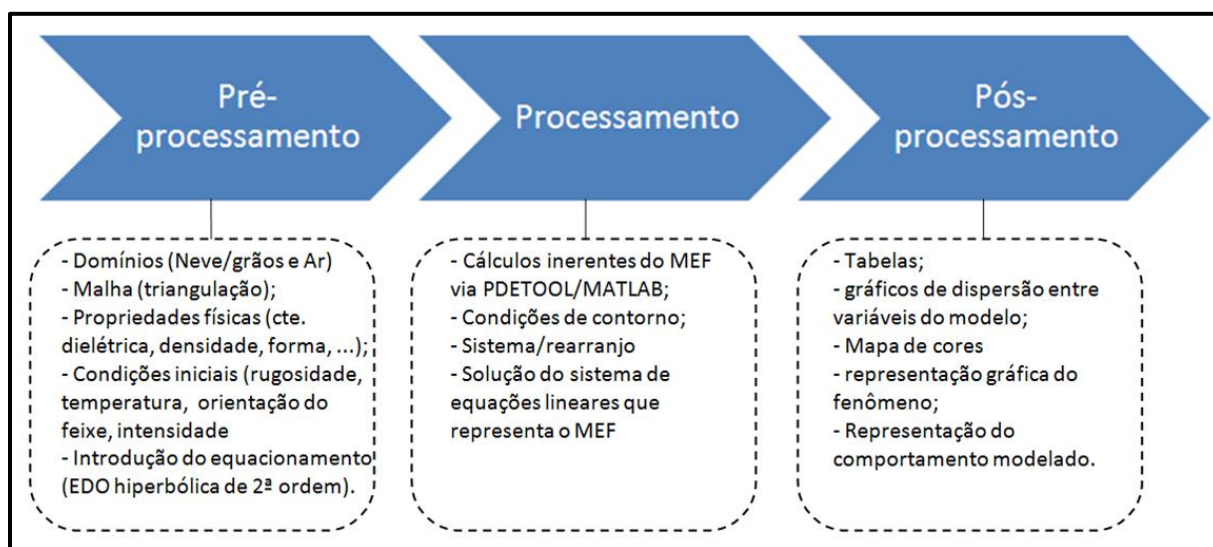


Figura 22: Passos de implementação do MEF via *PDETOOL*®.  
Fonte: o autor.

Como domínio para implementação do modelo de retroespalhamento *SAR-X* via MEF foi definido um meio de dimensões 3x3 m horizontais com 2,5 m de profundidade, formado por grãos de neve homogêneos e esféricos, todos com dimensões idênticas a 0,5 mm de diâmetro, o que corresponde ao tamanho médio dos grãos de neve local (obtido via trincheiras de neve) e constante dielétrica dada

pela equação 39. Para o entorno dos grãos de neve foi adotada a presença de ar seco. A Figura 23 exibe a tela da ferramenta *PDETOOL*® com a geometria do problema alimentada.

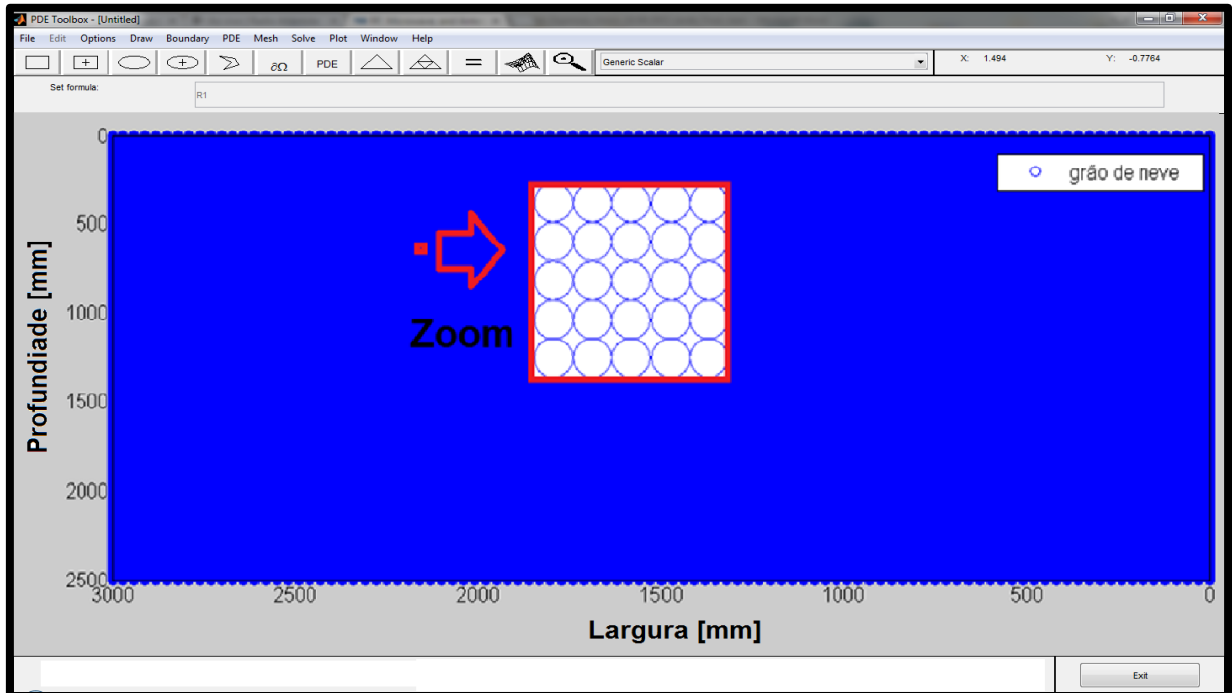


Figura 23: Captura de tela da ferramenta *PDETOOL*® exibindo a geometria gerada para a simulação (grãos de neve com 0,5 mm de diâmetro cobrindo um volume de 3x3x2,5 m e envoltos por ar seco).

Fonte: O autor.

A partir dessa geometria, foi estabelecida uma malha com elementos triangulares (Fig. 24) como base para a simulação do retroespalhamento *SAR-X* a partir do modelo apresentado. Cada um dos elementos dessa geometria é composto por espalhadores esféricos e homogêneos (*i.e.*, grãos de neve considerados como esferas com raio de 0,5 mm), simplificando a solução e a análise das equações.

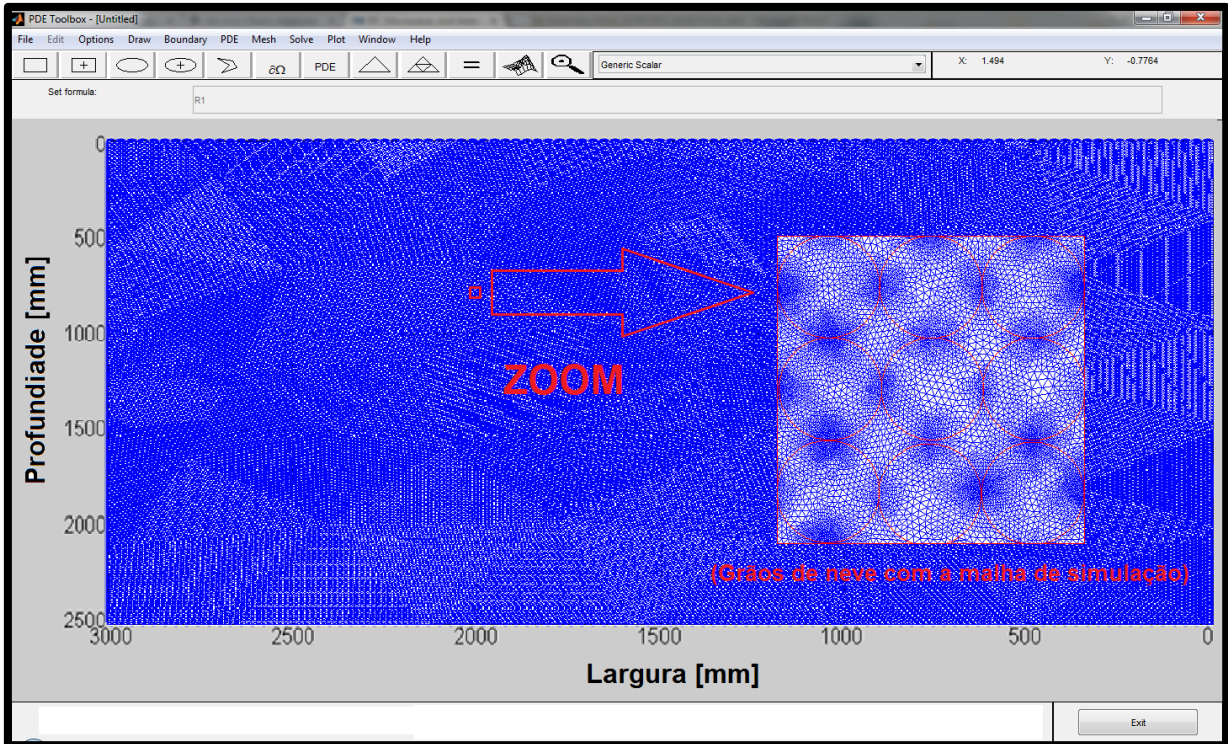


Figura 24: Representação da geração da malha de simulação utilizada na implementação do MEF via *PDETOOL*®.  
Fonte: O autor.

#### 4.1.1 Comportamento do retroespalhamento SAR em função dos parâmetros estratigráficos do pacote superficial de neve

A forma como uma massa de neve seca interage com um feixe de micro-ondas na banda X está intimamente relacionada aos parâmetros estratigráficos da neve, como o tamanho médio dos grãos da neve, a densidade média do pacote de neve superficial, a temperatura média, além da permissividade dielétrica da neve ao longo das camadas do pacote de neve (REES, 2006). Esta permissividade dielétrica pode ser considerada constante no caso de um pacote homogêneo de neve seca, já que o principal fator de variação dielétrico é o teor de umidade da neve (HALLIKAINEN *et al.*, 1986).

Outro fator de dependência do retroespalhamento medido por um sensor SAR-X é o ângulo de incidência do feixe de micro-ondas. O aumento do ângulo de incidência, em linhas gerais, acaba por acarretar uma diminuição do retroespalhamento absoluto (ULABY *et al.*, 1986).

Desde meados da década de 1980, esforços têm sido feitos no sentido de construir modelos de interação entre o feixe de micro-ondas e as massas de neve, devido ao reconhecido uso do imageamento por micro-ondas no estudo da neve. Com base na modelagem proposta e na literatura, algumas considerações sobre o retroespalhamento do pacote de neve seca ao longo da banda X puderam ser feitas:

- A diferença entre o retroespalhamento da neve seca e a neve úmida em função da variação do ângulo de incidência é relevante, principalmente quando a camada de neve superficial é pouco espessa (ULABY *et al.*, 1986, GUNERIUSSEN *et al.*, 1996);
- O coeficiente de retroespalhamento da neve úmida não depende do equivalente-água desta neve, mas é altamente dependente da umidade da camada de neve e da rugosidade desta cobertura. Isto ocorre porque a maior contribuição ao retroespalhamento é gerada pela interface ar-neve, havendo pouca penetração no volume (ULABY *et al.*, 1986, FUNG *et al.*, 1992; FUNG, 1994; SHI & DOZIER 2000);
- O aumento da densidade média do pacote de neve superficial, relacionado a redução do tamanho dos grãos, faz com que tenhamos uma variação do coeficiente de retroespalhamento  $SAR-X$  em direção a valores positivos, com uma redução do módulo do retroespalhamento;
- No caso da neve seca, os fatores de maior importância na determinação do retroespalhamento  $SAR-X$  banda X são a densidade média do pacote de neve superficial, o tamanho médio dos grãos de neve do pacote de neve espalhador e a espessura média das camadas de neve (*i.e.*, importante pelo fato de que na interface entre duas camadas há uma potencialização dos processos de refração e espalhamento).

Como forma de modelar a penetração de um feixe de micro-ondas proveniente de um sensor  $SAR-X$ , realizou-se a integração dos percentuais de espalhamento do sinal  $SAR$  via interface da ferramenta *PDETOOL*®. Com isso, considerou-se o limiar de penetração como a profundidade à qual se somou 95% da contribuição do sinal de retroespalhamento medido, conceito de limite de penetração proposto por Ulaby *et al.* (1986).

Para ilustrar esse resultado, a ferramenta de simulação produziu uma imagem de espalhamento, representada em escala percentual pela Figura 25.

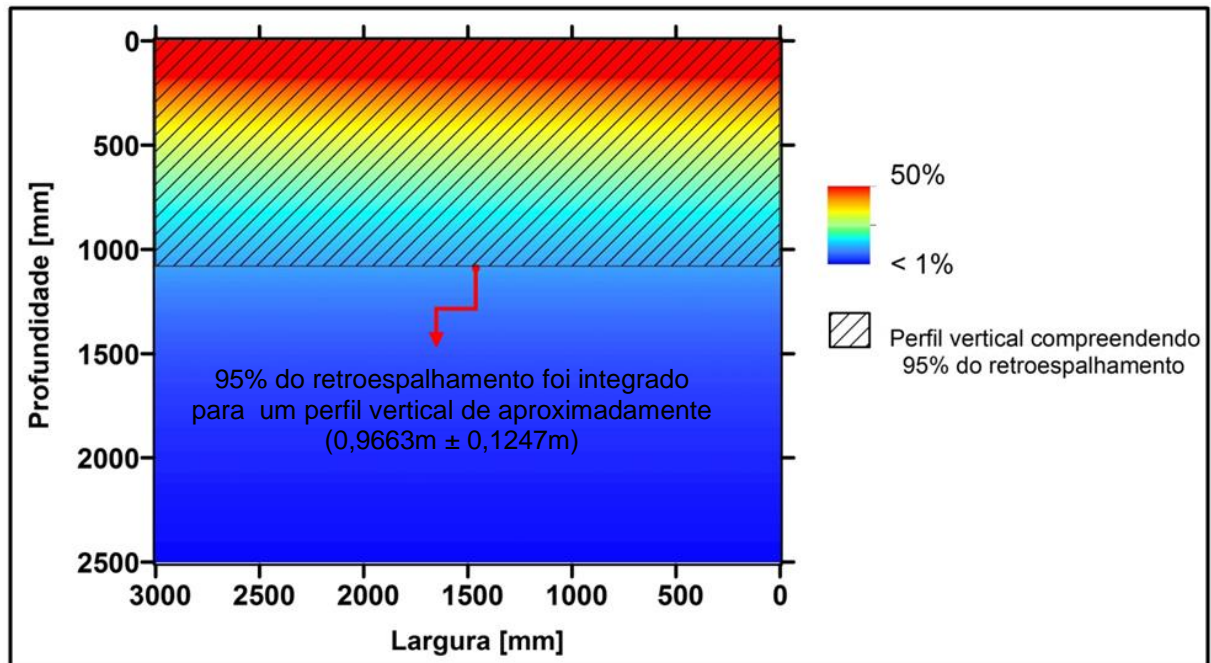


Figura 25: Representação da penetração do feixe SAR ao longo do pacote de neve.  
Fonte: O autor.

No caso de um pacote de neve superficial formado exclusivamente por neve seca haverá boa penetração do feixe de micro-ondas ao longo da banda X, sendo relevante considerar o espalhamento volumétrico do feixe de micro-ondas ocorrido internamente ao pacote de neve. No caso específico da banda X, a modelagem desenvolvida neste trabalho estimou uma penetração média de  $0,97 \text{ m} \pm 0,13 \text{ m}$  (com limiar máximo de penetração 1, 1 m), representado pela Figura 26:

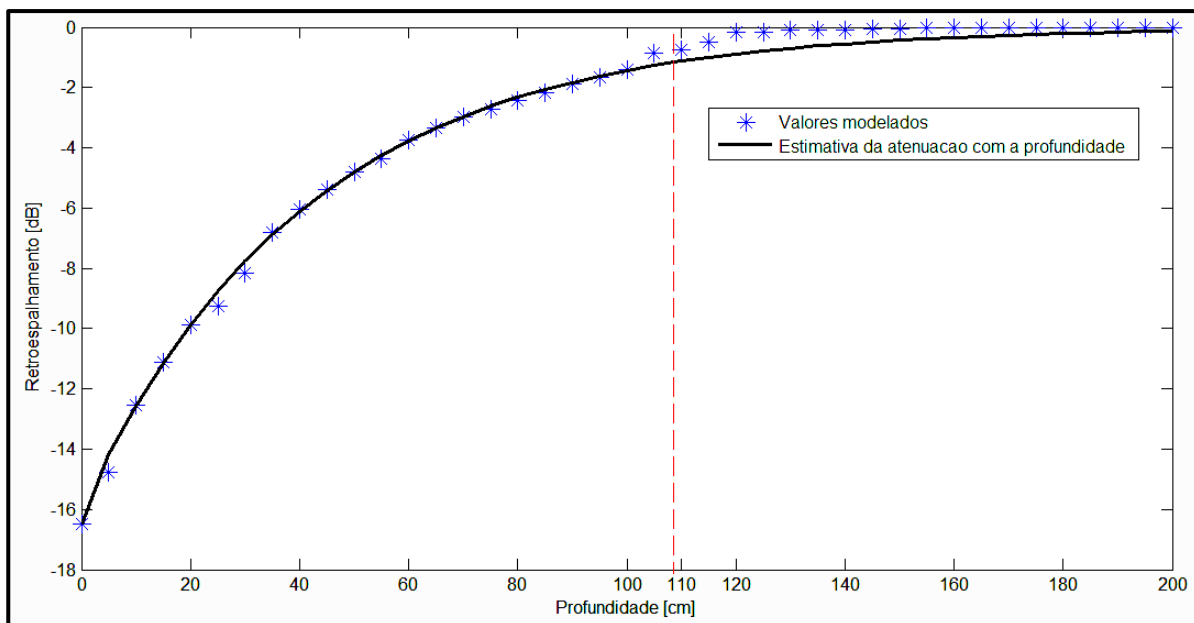


Figura 26: Relação entre a penetração e o retroespalhamento pictórico SAR-X e o limiar de penetração – valor máximo de penetração SAR-X estimado para o pacote de neve superficial.

Fonte: O autor.

Para a área de estudo ao longo da geleira Union, por conta das condicionantes climáticas locais, características de altas latitudes (*i.e.*, área de estudo no entorno da latitude 79S) não há presença de neve úmida, pois a temperatura máxima anual local não excede o ponto de fusão da neve (*i.e.*, temperatura máxima local sempre menor do 0°C). Isto faz com que todo o pacote de neve superficial ao longo da área de estudo possa ser considerado como formado por neve seca, onde há penetração das micro-ondas ao longo da banda X oscila entre 0,97 m  $\pm$  0,13 m. Este fato faz com que fatores como a densidade, o tamanho médio dos grãos de neve e a espessura média das camadas de neve se somem aos efeitos de retroespalhamento superficial, dominados neste caso pela rugosidade da superfície do pacote de neve.

A Figura 26 traz um importante aspecto a ser levado em consideração na interpretação dos resultados. A análise do comportamento do retroespalhamento SAR em função da profundidade demonstra um comportamento de redução exponencial do sinal retroespalhado em função da profundidade, ou seja, quanto mais profunda for a camada analisada, menos representativo é o sinal retroespalhado pelo volume desta camada. Desta forma, o sinal de um pixel

constituente de uma imagem SAR trará mais informação referente ao volume superficial deste pixel em detrimento a informações do volume de camadas mais inferiores da área deste pixel.

## 4.2 Modelagem estatística das variáveis estratigráficas

### 4.2.1.1 Retroespalhamento SAR vs. Densidade

A densidade de um pacote de neve depende do volume e da massa de neve que o constitui (ULABY *et al.* 1986; HALLIKAINEN *et al.*, 1986). A densidade observada para um pacote de neve superficial está intimamente ligada ao tamanho dos grãos de neve e aos espaços vazios que constituem o pacote de neve (ULABY *et al.*, 1986).

Este parâmetro constitui um dos fatores que determinam o padrão de interação entre a neve a radiação de micro-ondas, em virtude da relação entre a efetividade no desvio do feixe de micro-ondas ser dependente do tamanho dos grãos de neve e ao fato de que em uma neve mais densa, o tamanho médio dos grãos serem menor, bem como haver um menor número de passos de refração ao longo do caminho do feixe de micro-ondas. Em um pacote de neve superficial, a densidade observada apresenta-se de forma inversamente proporcional ao tamanho dos grãos de neve que constituem este pacote de neve.

Assim, em um pacote de neve composto por grãos de menor tamanho, haverá um menor número de espaços vazios internos o que acarretará em uma maior compactação e densidade deste pacote de neve. Por consequência, o comportamento observado para a relação entre o retroespalhamento e a densidade de um dado pacote de neve relaciona-se de forma inversamente proporcional com a densidade, sendo esta relação descrita por uma equação diferencial que relaciona o retroespalhamento volumétrico gerado pelo pacote de neve frente a um feixe de micro-ondas – banda X e sua densidade média (Eq. 48 – REES, 2006):

$$\frac{\partial \rho}{\partial xy} + \frac{\rho}{\kappa} = \frac{E}{\varepsilon_{neve}} \quad (48)$$



Segundo os autor (REES, 2006), a solução da equação 48 converge para uma forma não-linear com forma exponencial com formato “ $y = a.e^{b.x} + c$ ”, adotada aqui como forma da regressão não-linear empregada aqui. Com esta premissa, utilizou-se os valores de densidade média do pacote de neve e os valores de retroespalhamento coletados para os locais das trincheiras de neve como dados para estabelecer a regressão não-linear como forma de correlacionar os dados de densidade e de retroespalhamento observados (Fig. 27).

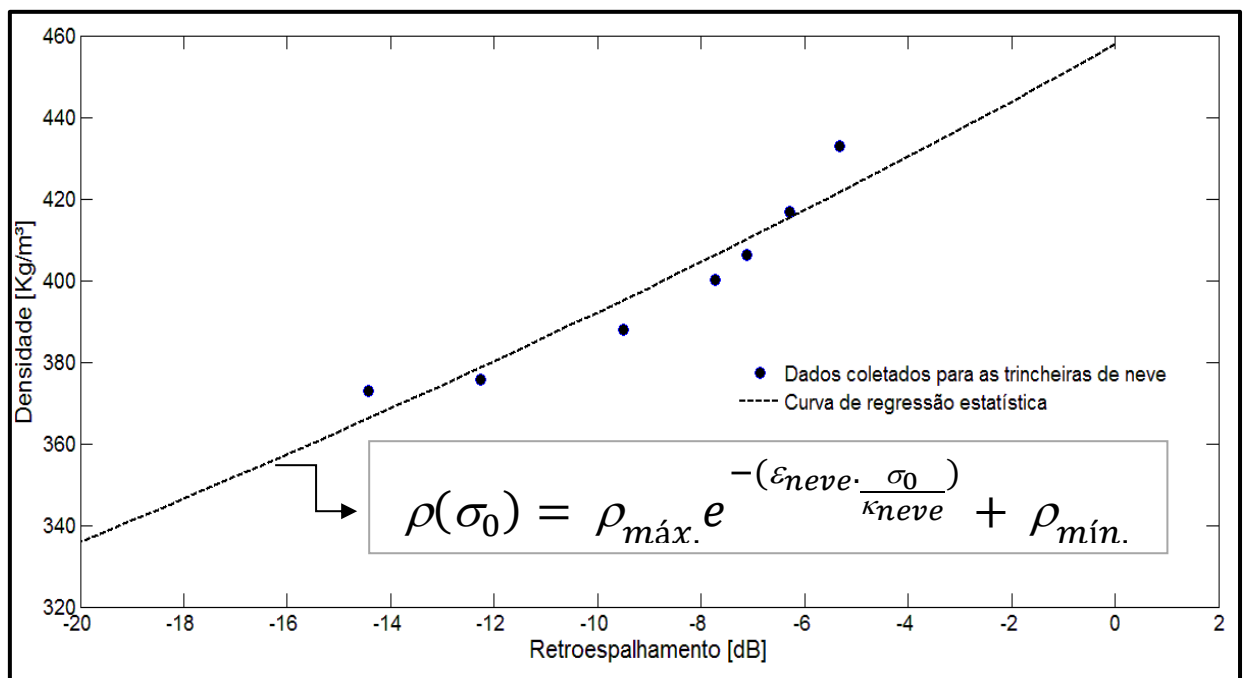


Figura 27: Relação entre a densidade média do pacote de neve e o retroespalhamento SAR-X correspondente.

Fonte: O autor

Dessa forma, o passo metodológico de modelagem estatística (item 3.2.3), empregado entre os dados de densidade média do pacote de neve para as trincheiras de neve e os correspondentes valores de retroespalhamento SAR-X obtidos pelo sensor COSMO-SkyMed convergiu para a solução dada pela equação 49. Esta equação estabelece o relacionamento entre os valores de retroespalhamento e densidade média, medidos para um dado pixel COSMO-SkyMed (Eq. 49):

$$\rho(\sigma_0) = \rho_{m\acute{a}x.} e^{-\left(\frac{\varepsilon_{neve} \cdot \sigma_0}{\kappa_{neve}}\right)} + \rho_{m\acute{i}n.} \quad (49)$$

Onde,

- $\rho_{m\acute{a}x.}$ : densidade máxima observada para a neve local (570 kg.m<sup>-3</sup>);
- $\rho_{m\acute{i}n.}$ : densidade mínima observada para a neve local (350 kg.m<sup>-3</sup>);
- $\kappa_{neve}$ : Constante de ajuste da equação (–4,99 db<sup>-1</sup>).

Para o presente trabalho, obteve–se o valor da constante de ajuste da equação a partir do método de regressão estatística não–linear com uso dos dados de duas imagens subsequentes e dos dados de *trincheira de neve*, determinando assim o melhor valor para a constante. O valor obtido através da regressão estatística exibiu um coeficiente de determinação estatística (*i.e.*, R<sup>2</sup>) de aproximadamente 71,22 %. Este valor expô a capacidade do modelo explicar em média 71,22 % dos valores de densidade observados. Os valores utilizados para as constantes da equação estão presentes junto à Tabela 9.

Tabela 9: Valores das constantes – condioes de contorno – da equação 49.

$\rho_{max.}[kg/m^3]$	$\rho_{min.} [kg/m^3]$	$\kappa_{neve} [dB^{-1}]$
570	350	–4,99

Fonte: O autor.

A aplicação da equação 49 sobre imagens *COSMO–SkyMed* – banda X devidamente calibradas (*i.e.*, expressas em decibéis – dB) construiu imagens de densidade, onde o valor do pixel expressa a densidade estimada para a neve local. A Figura 28, obtida a partir da imagem *COSMO–SkyMed* de 21 de dezembro de 2012 constitui um exemplo de imagem–densidade obtida pela aplicação da equação proposta. As demais imagens processadas, discriminadas junto ao item materiais e métodos – imagens *COSMO–SkyMed*, estão presentes junto ao Anexo 2.

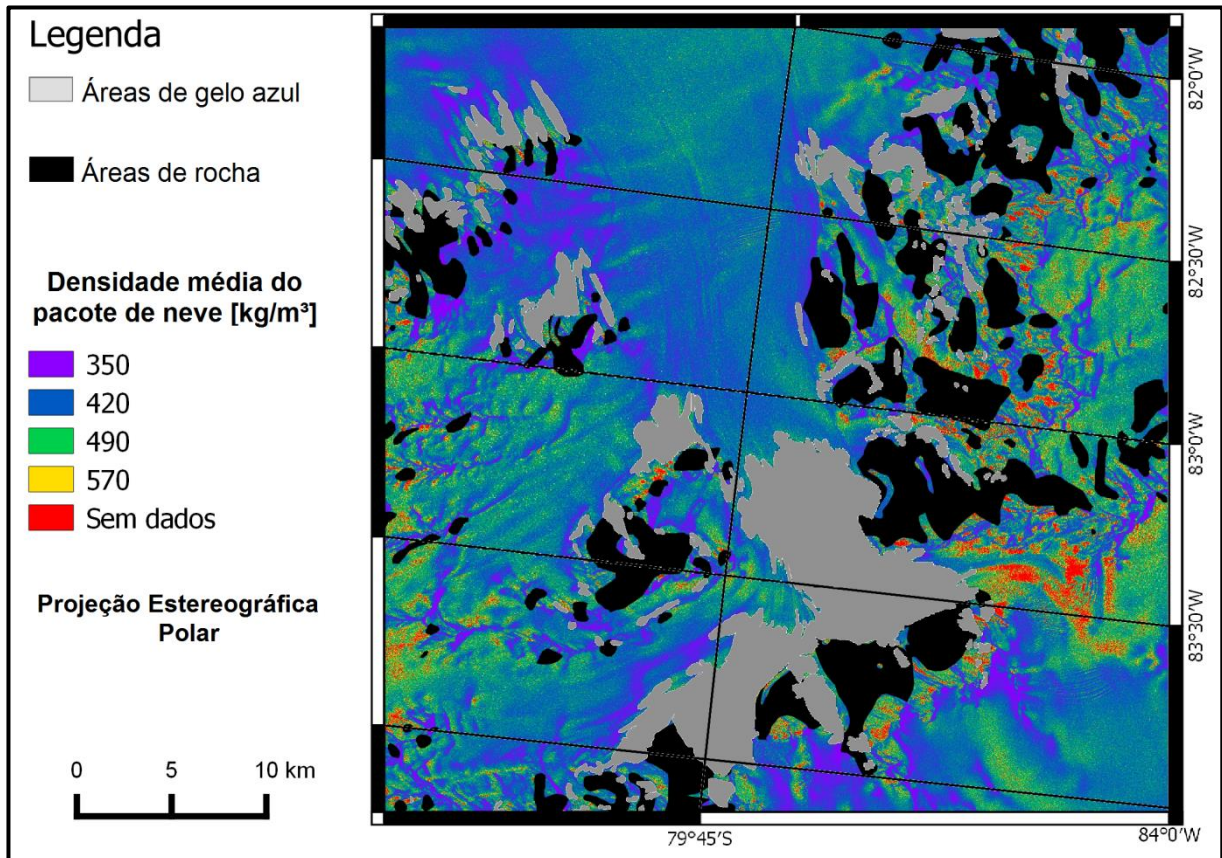


Figura 28: Imagem–densidade obtida a partir da aplicação da equação 49 sobre a imagem SAR–X COSMO–SkyMed originalmente representada em valores de retroespalhamento (i.e., valores pictóricos em decibéis).

Fonte: O autor.

Estas imagens constituíram estimativas da distribuição da densidade média do pacote de neve ao longo da geleira Union a partir de valores de retroespalhamento SAR–X contidos nas imagens. O coeficiente de determinação estatística  $R^2$  obtido para o modelo da densidade a partir de dados de retroespalhamento apresentou um o menor desempenho entre as variáveis extraídas pela reversão do modelo de retroespalhamento aqui proposto, com  $R^2$  de 71,22 %.

Parte do motivo dessa menor exatidão na modelagem da densidade do pacote de neve superficial a partir de dados de retroespalhamento se dá por conta da alta variabilidade da densidade da neve, compactada pelo vento e outros processos e por conta dos efeitos de degradação do sinal SAR causado pelo ruído *speckle*. Mesmo assim, sabendo–se da limitação de exatidão do modelo proposto para esta variável, tem–se neste modelo uma alternativa para determinação indireta

da densidade do pacote de neve superficial em zonas de neve seca a partir de dados de micro-ondas na banda X. Com isto, torna-se possível estimar a densidade da cobertura de neve em áreas extensas – primordial para a determinação do volume de água liberado em caso de derretimento, o que constitui uma tarefa dispendiosa de se realizar com trabalhos de campo.

#### **4.2.1.2 Retroespalhamento SAR vs. Tamanho médio dos grãos da neve**

Através da modelagem implementada, evidencia-se uma dependência entre o retroespalhamento do feixe de micro-ondas na banda X e as dimensões do espalhador (Fig. 29), relacionadas ao fenômeno de espalhamento, já exibido por Rees (2006), Jinyang *et al.* (2010) e Phan *et al.* (2012), por exemplo. Para tal, o espalhamento é limitado pelas dimensões do espalhador de tal forma que espalhadores de dimensões próximas ao comprimento de onda espalhado espalham mais efetivamente a radiação incidente.

Desta forma, grãos maiores, com dimensões mais próximas às aquelas encontradas para o comprimento das micro-ondas indicam valores maiores de espalhamento, devido à intensificação do processo de difração. Quando o tamanho do grão tende ao tamanho do comprimento de onda incidente, o efeito de difração tende a seu máximo, havendo uma estabilização de seus valores.

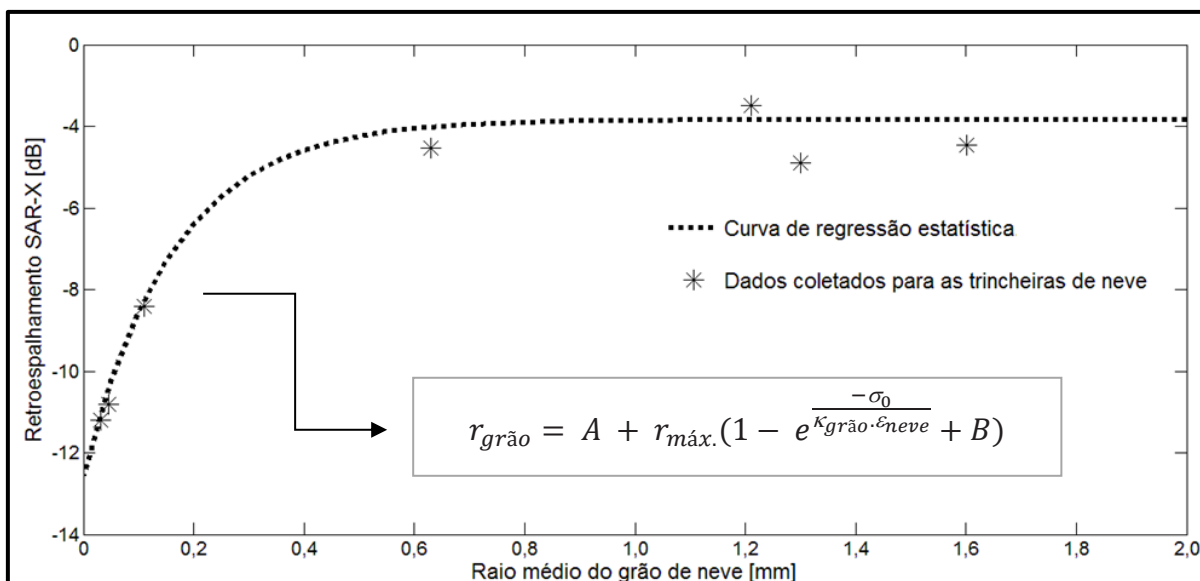


Figura 29: Relação entre o raio dos grãos de neve e o efeito de retroespalhamento SAR-X correspondente.  
Fonte: O autor.

Este fenômeno de espalhamento caracteriza-se como um *espalhamento Rayleigh*, devido à relação entre o tamanho do comprimento de onda da radiação de micro-ondas de interesse e o tamanho médio dos espalhadores (ULABY *et al.*, 1986). O *espalhamento Rayleigh* ocorre quando as partículas espalhadoras, aqui consideradas como sendo os grãos de neve, são muito pequenas em comparação ao comprimento de onda da radiação incidente (*i.e.*, com diferenças além de uma ordem de grandeza).

Formalmente, segundo Ulaby *et al.* (1986), o raio do alvo espalhador pode ser descrito a partir do *espalhamento Rayleigh* (Eq. 50):

$$\sigma_{\lambda} = \frac{4\pi^2 N V^2 (n^2 - m^2)^2}{\lambda^4 (n^2 + m^2)^2} \quad (50)$$

Onde,

- N = n° de partículas por centímetro cúbico;
- V = volume médio das partículas;
- n = Índice de refração médio das partículas (n = 1,32);
- m = Índice de refração do meio entre as partículas (ar, com m = 1,0029);

- $\sigma_\lambda$  = coeficiente de espalhamento volumétrico em função do comprimento de onda ( $\lambda$ ).

O que, ao reverter-se analiticamente a equação, resultou em (eq. 51):

$$r_{raleigh} = \sqrt[3]{\frac{3\lambda^2(n^2+m^2)}{8\pi^2(n^2-m^2)}} \sqrt{\frac{\sigma_0}{N}} \quad (51)$$

Aplicando a equação 51 para o intervalo de  $-10$  dB à  $2$  dB (*i.e.*, intervalo típico de retroespalhamentos encontrados para o pacote de neve seca para a banda X) determinou-se o comportamento típico para o retroespalhamento SAR-X em função do raio médio dos grãos de neve, o que permitiu determinar uma função para o raio médio dos grãos de neve do pacote de neve superficial, obtido a partir dos valores de retroespalhamento SAR-X na banda X com uso de dados COSMO-SkyMed (Fig. 30).

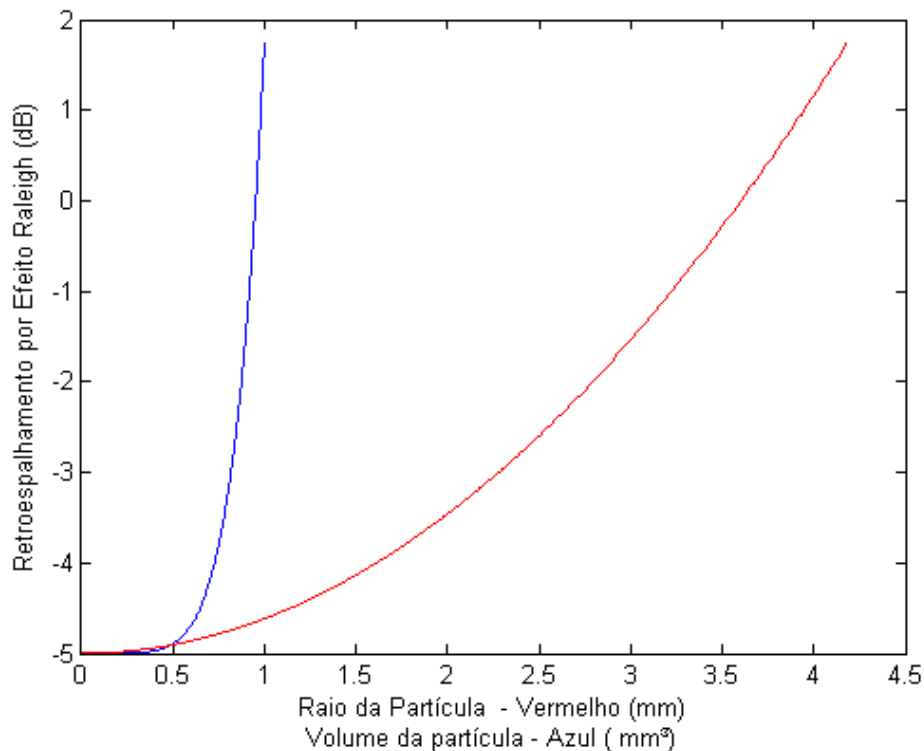


Figura 30: Comportamento estimado para a relação entre o retroespalhamento SAR-X em função do raio e do volume dos grãos de neve.

Fonte: O autor.

A modelagem implementada e os dados descritos por Jinyang *et al.* (2010) demonstram uma dependência entre o retroespalhamento e as dimensões do espalhador, relacionadas pelo fenômeno de difração. Para tal, o espalhamento está relacionado às dimensões do espalhador de tal forma que espalhadores de dimensões próximas ao comprimento de onda espalhado espalham mais efetivamente a radiação incidente.

Com a aplicação da regressão não-linear proposta pelo item 3.2.3 da metodologia e descrita pela Figura 21, estabeleceu-se um equacionamento não-linear determinando uma relação entre o valor do retroespalhamento *SAR-X* obtido pelo sensor *COSMO-SkyMed* e os valores de dimensão do raio dos grãos de neve obtidos via trincheiras de neve (Eq. 52). A equação 52 definida aqui determina a estimativa do raio médio dos grãos de neve espalhadores a partir do valor de retroespalhamento *SAR-X*:

$$r_{gr\tilde{a}o} = A + r_{m\tilde{a}x} \cdot (1 - e^{\frac{-\sigma_0}{\kappa_{gr\tilde{a}o} \cdot \epsilon_{neve}}} + B) \quad (52)$$

Onde,

- A e B: Constantes obtidas a partir dos dados de campo (condições de contorno: [A]  $\cong$  1,5 mm e [B]  $\cong$  0,4 mm);
- $r_{m\tilde{a}x}$ : Raio máximo esperado para os grãos de neve ao longo da área imageada;
- $\kappa_{gr\tilde{a}o}$ : Constante de proporcionalidade obtida a partir da regressão via dados de campo (valor obtido foi  $\cong$  20 dB);
- $\epsilon_{neve}$ : Permissividade dielétrica da neve seca.

Desta forma, grãos maiores, com dimensões mais próximas àquelas encontradas para o comprimento das micro-ondas indicam valores maiores de espalhamento, devido à intensificação do processo de difração. Quando o tamanho do grão tende ao tamanho do comprimento de onda incidente, o efeito de difração tende a seu máximo, havendo uma estabilização dos valores.

A aplicação da equação 50 resulta na transformação dos valores pictóricos originalmente expressando a grandeza retroespalhamento (*i.e.*, medido em decibéis) para valores de tamanho médio do raio do grão de neve da área/volume pictórico.

Isto possibilitou obter imagens contendo a estimativa do tamanho médio dos grãos de neve que compõe o volume espalhador pictórico para imagens SAR-X COSMO-SkyMed (Fig. 31).

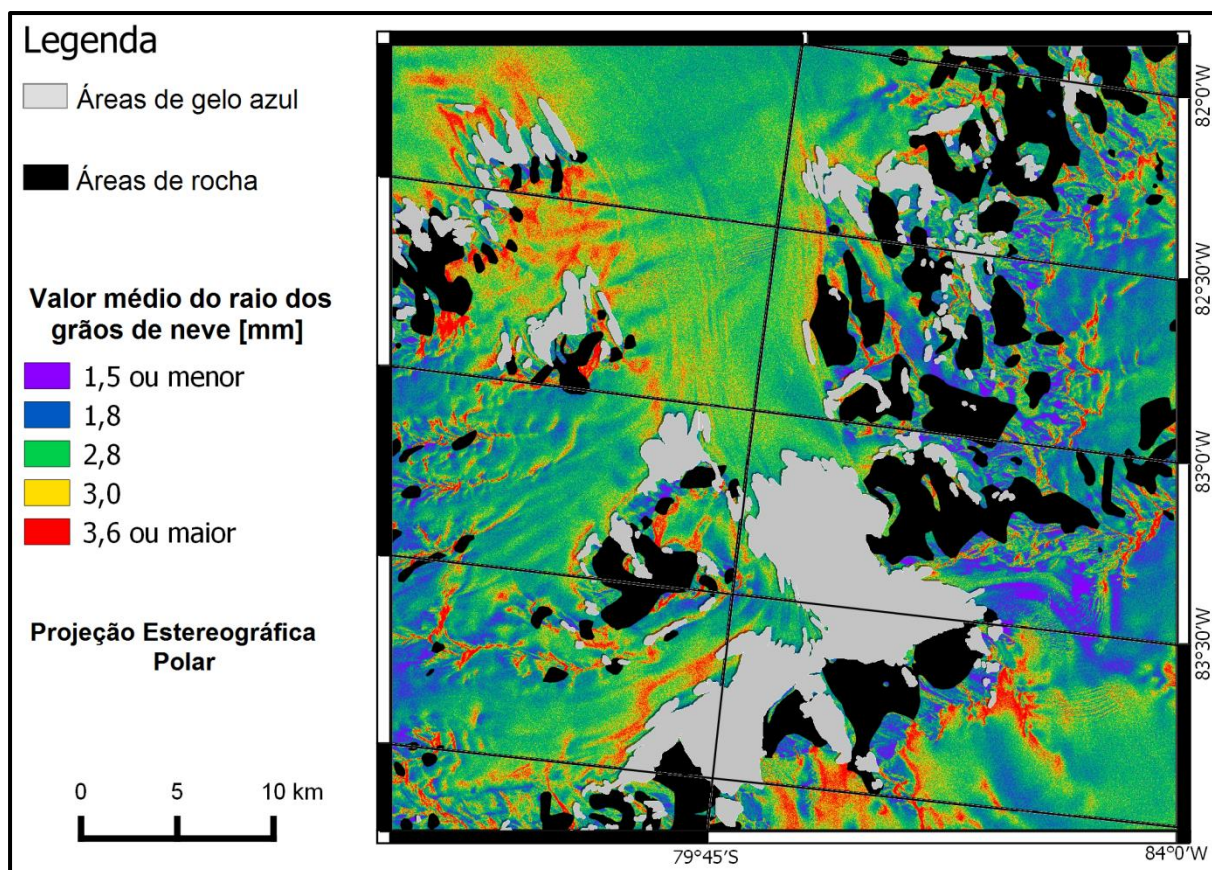


Figura 31: Imagem representando o tamanho médio do raio dos grãos de neve obtida através da aplicação da equação 52 sobre uma imagem SAR-X. Fonte: O autor.

A partir das soluções encontradas, determinou-se que a densidade da neve e o tamanho médio de seus grãos são dependentes, sendo ambos inversamente proporcionais por uma relação *não-linear*, o que está de acordo com outras relações para estes fatores expressas pela literatura (ULABY *et al.*, 1986; KOSKINEN, 2010; JINYANG *et al.*, 2010). A distribuição do tamanho estimado dos grãos de neve se relaciona em parte com a distribuição espacial estimada para a densidade do pacote de neve superficial. Esta consideração se explica pelo fato de que a densidade depende diretamente do tamanho dos grãos de neve, pois quanto maior o tamanho dos grãos de neve, maior é o espaço vazio entre os grãos de neve e conseqüentemente, menor a massa por volume (*i.e.*, menor a densidade).



#### 4.2.1.3 Retroespalhamento SAR vs. N° médio de camadas

A radiação de micro-ondas na banda X tem uma capacidade de penetração limitada, mesmo se tratando de uma região de neve seca (ULABY *et al.*, 1986; JINYANG *et al.*, 2010). Para a área de estudo, a modelagem implementada determinou uma penetração média limitada em aproximadamente  $0,97 \text{ m} \pm 0,13 \text{ m}$ . A penetrabilidade do feixe de micro-ondas está, entre outros fatores, relacionada ao número de camadas de neve presentes no pacote de neve superficial espalhador do feixe (JYNIANG *et al.*, 2010).

Quanto maior for o número de camadas de neve em um dado caminho óptico de espalhamento, maior será o número de eventos de refração e, por conseguinte, maior será o saldo retroespalhado. Em outras palavras, existe uma dependência direta entre o número de camadas do pacote de neve superficial que espalha o feixe de micro-ondas e o valor total de retroespalhamento medido para este pacote de neve espalhador.

A relação estimada através da regressão não-linear proposta pelo item 3.2.3 da metodologia (Fig. 21), relacionando os valores de retroespalhamento COSMO-SkyMed e os valores do número médio de camadas de neve (obtidos via trincheiras de neve), permite realizar a estimativa do número de camadas espalhadoras ao longo de um pacote de neve superficial. A representação gráfica da obtenção da equação está expressa pela Figura 32.

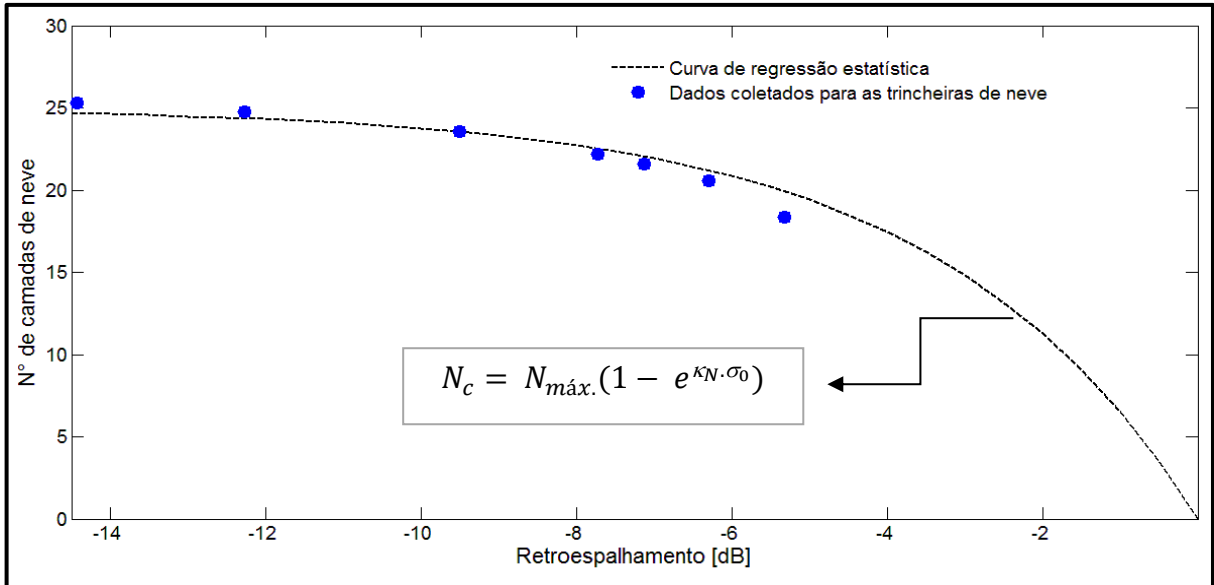


Figura 32: Relação entre o número de camadas espalhadoras do pacote de neve superficial e o valor de retroespalhamento correspondente.

Fonte: O autor.

Esta relação segue o proposto por Rees (2006) e Cuffey & Paterson (2010) que estabelecem um aumento do retroespalhamento com o aumento do número de camadas espalhadoras, sendo ambos diretamente proporcionais, mas não de forma linear. Assim, ao aumentarmos o número de camadas espalhadoras, produzimos um incremento no retroespalhamento medido em uma escala inferior.

Desta forma, foi possível determinar a relação matemática entre o retroespalhamento medido para uma dada área e o respectivo número de camadas espalhadoras esperadas (*i.e.*,  $N_c$ ) para o pacote de neve local, resultando na equação 53:

$$N_c = N_{máx} \cdot (1 - e^{\kappa_N \cdot \sigma_0}) \quad (53)$$

Onde,

- $N_c$ : Número estimado de camadas espalhadoras;
- $N_{máx}$ : Número máximo de camadas estimado ao longo da área imageada;
- $\kappa_N$ : Constante de relação entre o retroespalhamento medido e o número de camadas espalhadoras (estimado em  $\cong 0,25 \text{ dB}^{-1}$ ).

A espessura das camadas de neve constitui um fator de determinação indireta do número de registros de acumulação, bem como a intensidade de cada um destes

eventos de precipitação de neve e/ou evidências de transporte eólico das camadas superficiais da neve. Para pacotes de neve constituídos por um pequeno número de camadas haverá um número menor de variações de densidade e, conseqüentemente, um n° menor de variações na constante dielétrica do pacote de neve, ocasionando um menor efeito de refração entre camadas e reflexão volumétrica.

A aplicação da equação 53 sobre os valores pictóricos de retroespalhamento SAR-X permitiu estimar o número de camadas espalhadoras que compõe o pacote de neve superficial presentes na área imageada representados pela Figura 33.

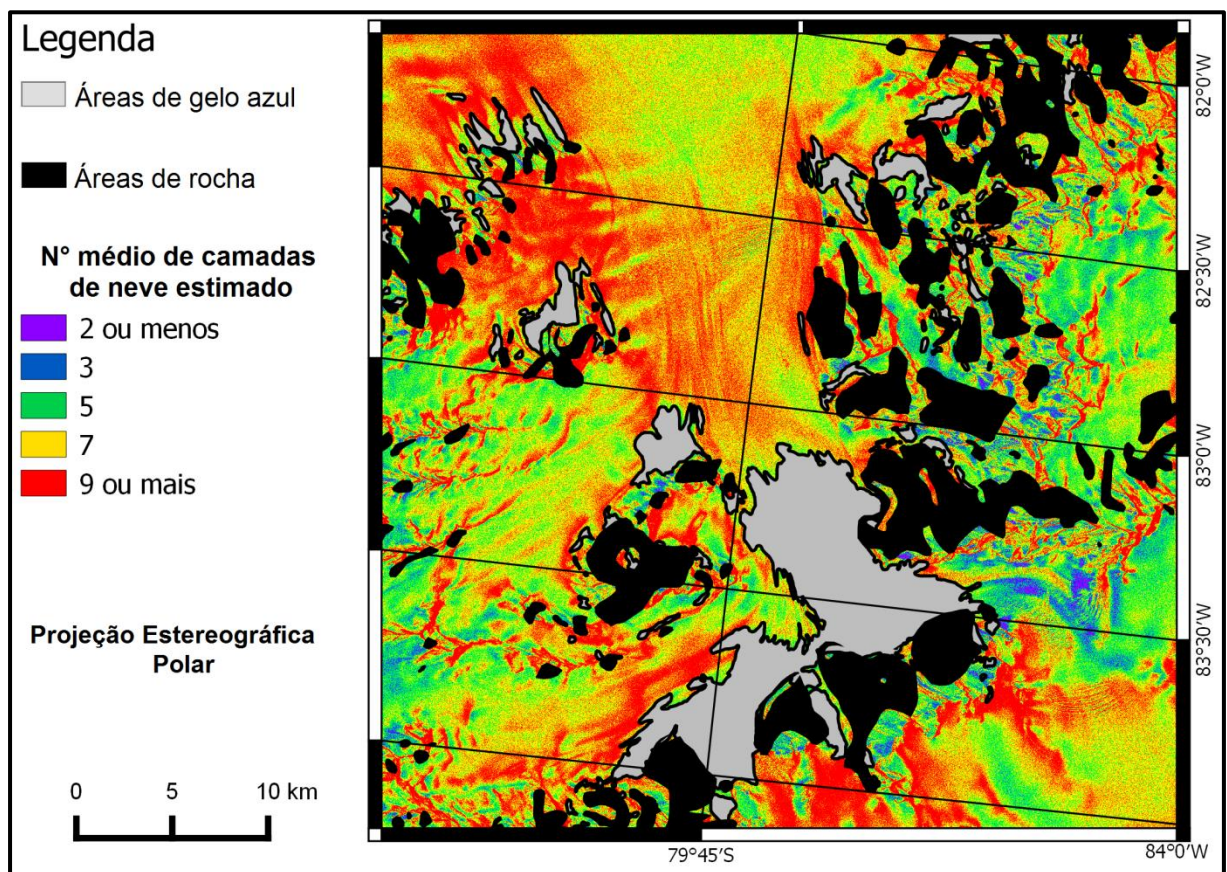


Figura 33: Imagem representando o número médio de camadas espalhadoras que compõe o pacote de neve, obtida através da aplicação da equação 53 sobre uma imagem SAR-X.  
Fonte: O autor.

Um menor número de camadas pode suscitar a presença de camadas de maior espessura. Isto leva a um pacote de neve superficial mais homogêneo e, por conseqüência, com um menor número de eventos de refração (ULABY *et al.*, 1986).

A espacialização do número de camadas espalhadoras que compõe o pacote de neve superficial ao longo de um elemento de uma imagem *SAR-X* se relaciona com o número de eventos de acumulação de neve, dominado localmente pelo transporte eólico da neve e eventualmente por precipitação de neve. A variabilidade e a distribuição espacial das camadas de neve ao longo de um pacote superficial podem ser afetadas por eventos posteriores a precipitação, como a movimentação eólica da neve, e também relacionar-se em parte com a distribuição espacial estimada para o tamanho médio dos grãos de neve e a densidade do pacote de neve superficial (NAGLER & ROOT, 2000).

#### **4.3 Análise do desempenho do modelo de retroespalhamento SAR proposto e da reversão do modelo implementada**

Com o objetivo de analisar o desempenho do modelo de retroespalhamento *SAR-X* para o pacote de neve superficial e dos modelos reversos para extração de variáveis de descrição do pacote de neve superficial (*i.e.*, densidade, tamanho médio dos grãos de neve e número médio de camadas espalhadoras do pacote de neve superficial) desenvolvidos, foram realizadas análises estatísticas baseadas na comparação entre os valores modelados e os valores correspondentes obtidos em campo (*i.e.*, obtidos via trincheiras de neve). Dado o número limitado de amostras de campo (*i.e.*, apenas 7 *trincheiras de neve*), como forma de complementar a análise estatística dos modelos, foi realizada a comparação estatística das saídas obtidas com a aplicação dos modelos para duas imagens de datas sequentes, válido considerando a pequena variabilidade do pacote de neve entre o período compreendido por duas imagens – um período médio de 2 dias.

Desta Forma, foram obtidos valores de correlação entre cada uma das variáveis estratigráficas modeladas a partir de dados de retroespalhamento *SAR-X* para avaliação do desempenho do modelo de retroespalhamento aqui desenvolvido. Em síntese, a comparação estatística utilizando sequências de imagens seguiu o modelo expresso pela Figura 34.

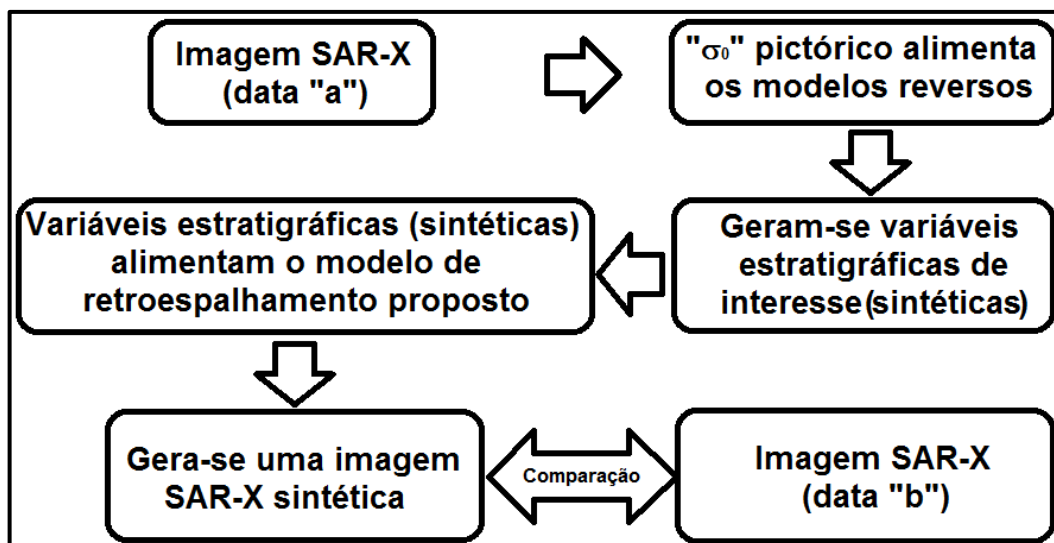


Figura 34: Representação da análise estatística do desempenho dos modelos desenvolvidos com o uso de imagens SAR-X de duas datas "a" e "b" sequentes.

Fonte: O autor.

O modelo de retroespalhamento SAR-X desenvolvido neste trabalho para determinação do retroespalhamento SAR a partir de valores de variáveis estratigráficas de campo apresentou um desempenho representado por um coeficiente de determinação  $R^2$  de aproximadamente 86% para a comparação estatística representada pela Figura 34, e um índice de  $R^2$  de aproximadamente 92% para a comparação estatística entre os valores modelados e aqueles obtidos para os locais do entorno dos locais de campo (retroespalhamento mediano de uma janela de 5x5 pixels no entorno das trincheiras de neve) mostrando uma capacidade do modelo de representar em média 86% dos valores de retroespalhamento modelados. O detalhamento da análise estatística do desempenho dos modelos propostos será discutido em sequência.

#### 4.3.1 Análise das correlações entre o retroespalhamento SAR modelado e o observado em dados COSMO-SkyMed

Seguindo a comparação estatística entre os valores modelados e os valores de retroespalhamento SAR-X de controle obtidos em campo através das trincheiras de neve, foi obtido um coeficiente de determinação  $R^2$  de aproximadamente 95% (Fig. 35), evidenciando a capacidade do modelo em representar aproximadamente

95% dos valores observados (*i.e.*, aproximadamente 19 em cada 20 valores observados são explicados pelo modelo proposto). Já a comparação estatística entre os valores de retroespalhamento seguindo a metodologia proposta junto a Figura 34 resultou em um coeficiente de determinação  $R^2$  médio para todas as cenas de aproximadamente 92%, tendo por base sessenta pontos de controle distribuídos aleatoriamente ao longo das cenas (Fig. 36).

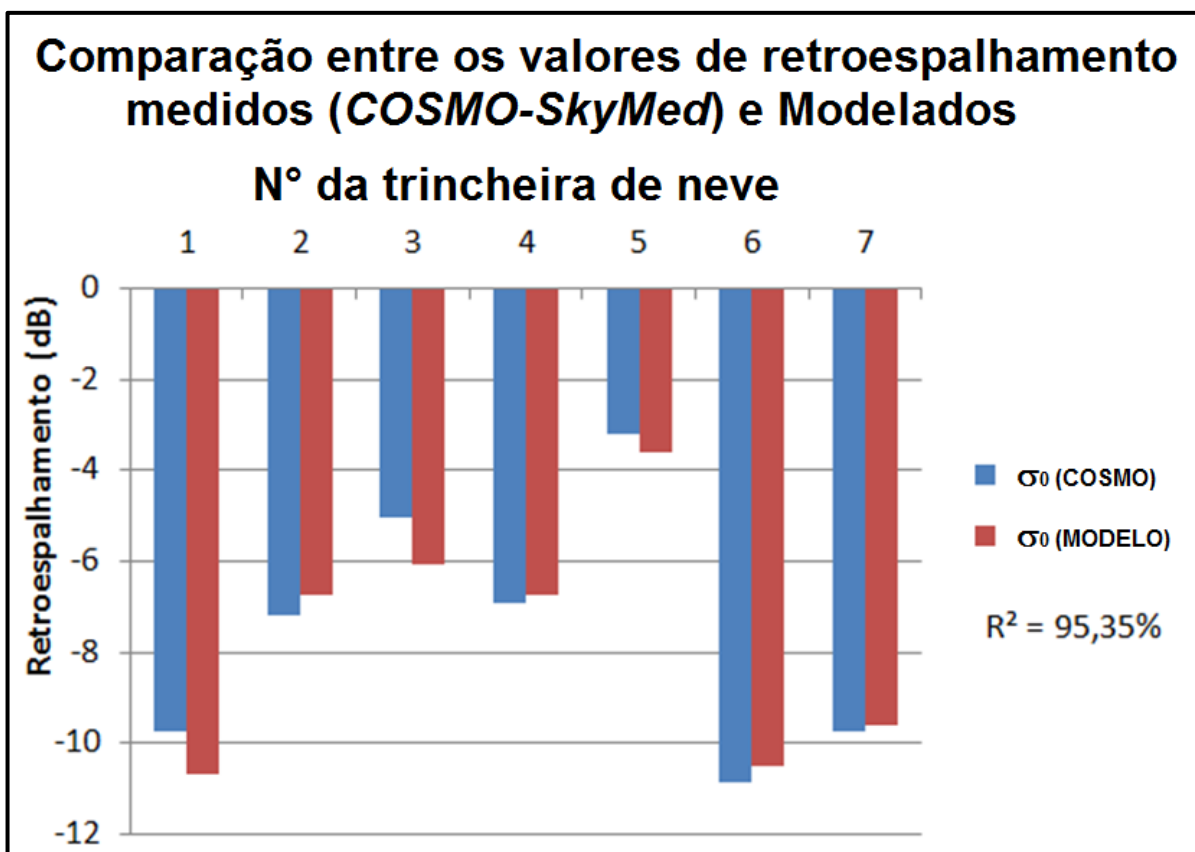


Figura 35: Comparação entre os valores de retroespalhamento SAR-X de campo (*trincheira de neve*) e aqueles modelados.  
Fonte: O autor.

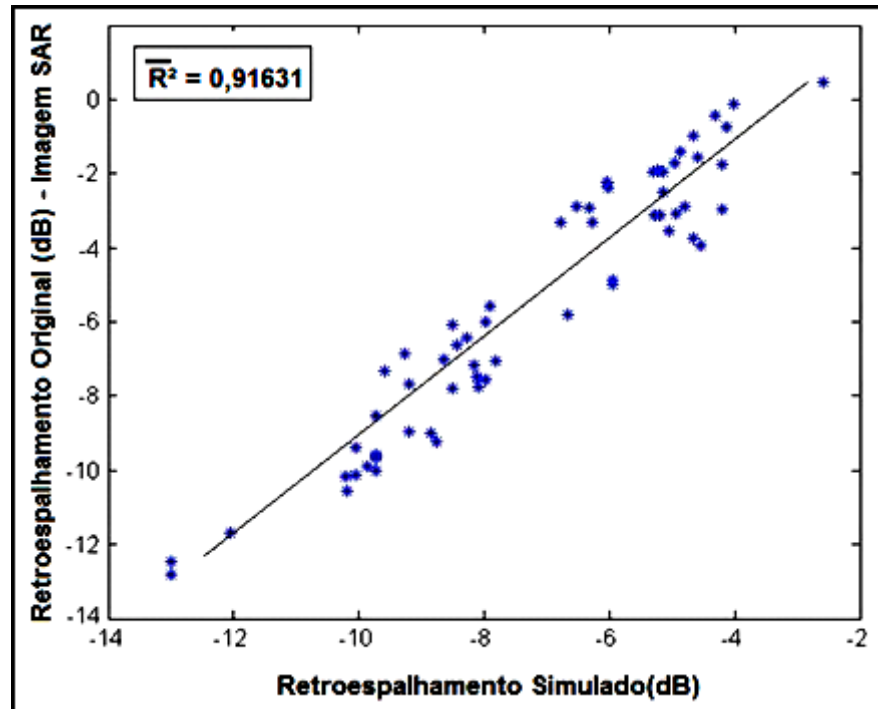


Figura 36: Comparação estatística entre imagens valores de retroespalhamento modelados para imagens sequentes, seguindo a metodologia resumida pela Figura 35.  
 Fonte: O autor.

Comparando os valores de retroespalhamento *SAR-X* simulados e aqueles observados para as cenas originais *COSMO-SkyMed* através da metodologia proposta junto a Figura 34, obtiveram-se um conjunto de *imagens-erro*, representando a diferença percentual entre os valores dos pixels originais e aqueles simulados. Um exemplo de *imagem-erro* pode ser acompanhado pela Figura 36.

Estas *imagens-erro* servem como forma de espacializar conjuntamente o desempenho dos modelos de retroespalhamento *SAR-X* e de obtenção de variáveis estratigráficas do pacote de neve superficial a partir de dados de retroespalhamento, evidenciando as áreas de maior ou menor certeza das estimativas. Um exemplo de *imagem-erro* está representado pela Figura 37, onde a escala de cores simboliza a diferença percentual entre os valores simulados e os valores presentes no dado *SAR-X* coletado pelo sensor orbital *COSMO-SkyMed*.

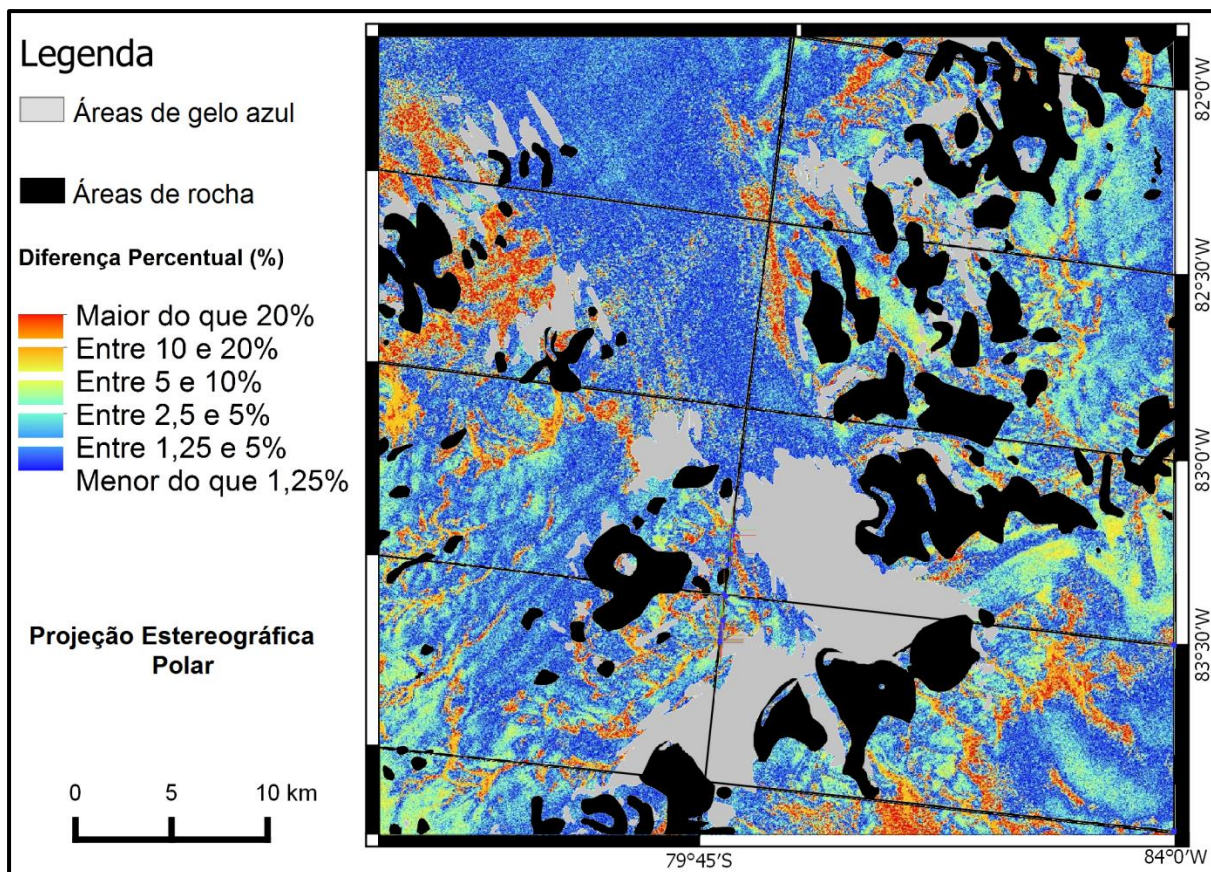


Figura 37: Imagem–erro obtida pela diferença percentual entre o dado *COSMO–SkyMed* e o dado simulado de retroespalhamento *SAR–X*.  
 Fonte: O autor.

Analisando o conjunto de *imagens–erro* obtido, evidenciou–se um maior acerto do modelo para as áreas compostas pelos vales de deposição e o corpo da geleira Union, por serem estas áreas com presença pronunciada de neve, enquanto as áreas mais acidentadas (*i.e.*, maior variação topográfica local) e/ou ricas em gelo e rocha apresentaram as maiores taxas de erro (indicadas por cores quentes). Esta observação se explica pelo fato de o modelo de retroespalhamento aqui proposto ser destinado à modelagem dos valores de retroespalhamento *SAR–X* provenientes de um pacote de neve superficial. Assim, as zonas não recobertas por neve terão uma *taxa de erro* ampliada.



### 4.3.2 Análise das correlações entre os parâmetros estratigráficos modelados e aqueles observados em campo

Para fins de comparação estatística e avaliação do desempenho dos modelos aqui desenvolvidos (*i.e.*, modelo de retroespalhamento SAR-X para o pacote de neve superficial e reversão deste modelo) foi considerado um conjunto de dados de campo coletados no verão 2011–2012 (*i.e.*, compreendido entre os meses de dezembro e março para o hemisfério *Sul*). Estes dados são formados por dados estratigráficos do pacote de neve superficial (*i.e.*, número médio das camadas espalhadoras, tamanho médio dos grãos de neve e densidade média da neve) obtidos através da escavação de 7 *trincheiras de neve* e dados orbitais SAR-X COSMO–Skymed correspondentes ao período das escavações da trincheira *de neve*.

A avaliação do modelo foi realizada por meio do cálculo do índice de determinação  $R^2$  (Figuras 38 e 39), comparando os dados *in situ* (orbitais ou de escavação) com os dados obtidos pelo modelo para uma mesma área. A Tabela 10 resume os resultados estatísticos obtidos para os modelos obtidos para determinação das variáveis estratigráficas aqui modeladas a partir de dados de retroespalhamento SAR-X

Tabela 10: Coeficientes de determinação estatística  $R^2$  obtidos através da comparação entre dados *in situ* (COSMO–SkyMed SAR-X) e os dados simulados.

	Tamanho médio do grão de neve espalhador	Nº médio de camadas de neve espalhadoras	Densidade média do pacote de neve
$R^2$			
Regressão estatística via retroespalhamento	93,52%	92,23%	71,223%
Intervalo de confiança ( $\alpha = 0,05$ , $p = 95\%$ , $N=7$ )	$\pm 0,34$ mm	$\pm 2$ camadas	$\pm 43,24$ kg.m <sup>-3</sup>

Fonte: O autor.

Os coeficientes de determinação estatística  $R^2$  obtidos para as mesmas variáveis estratigráficas modeladas (*i.e.*, tamanho médio dos grãos de neve, número de camadas espalhadoras e densidade média do pacote de neve superficial), através da comparação entre os valores modelados de retroespalhamento e os

valores de retroespalhamento para as áreas do entorno da trincheira de neve tem um valor médio de 85%.

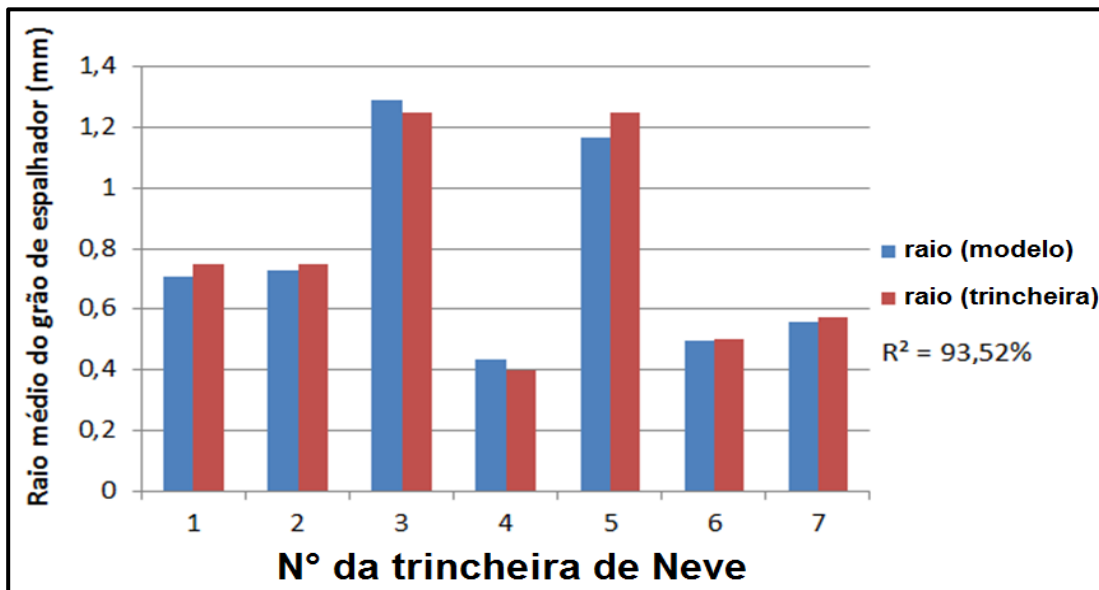


Figura 38: Comparação estatística entre os dados *in situ* e modelados para o raio médio dos grãos de neve.  
Fonte: O autor.

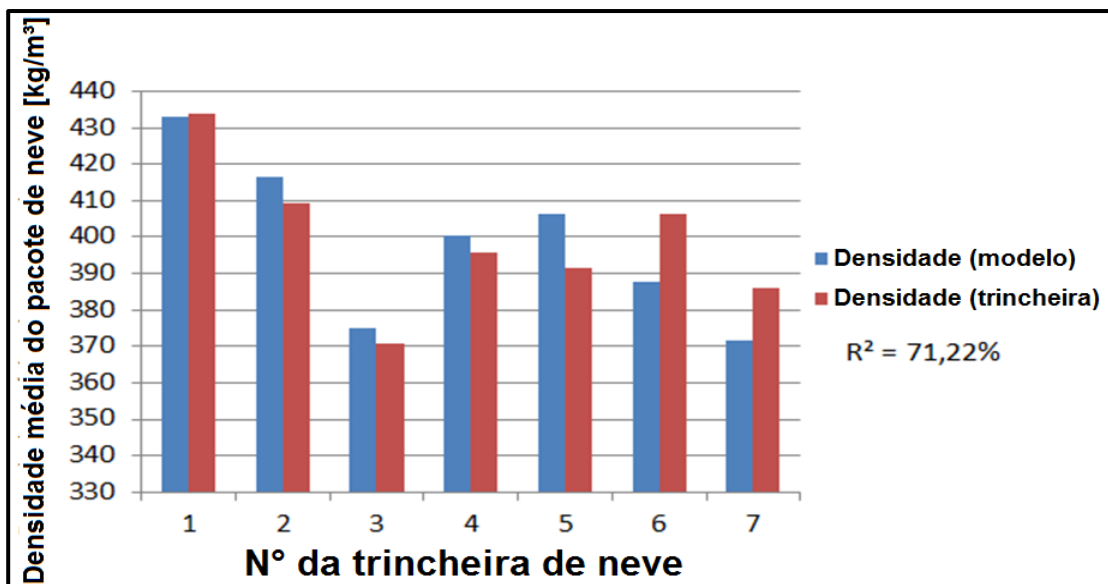


Figura 39: Comparação estatística entre os dados *in situ* e modelados para a densidade média do pacote de neve.  
Fonte: O autor.

Os modelos de regressão estatística não-linear que foram desenvolvidos nesse trabalho apresentaram um melhor resultado para as seguintes variáveis estratigráficas do pacote de neve superficial:

(1) número médio de camadas espalhadoras; e,

(2) tamanho médio dos grãos de neve, com coeficientes de determinação  $R^2$  de 92 % e 94 % (Fig. 38), respectivamente. Já as estimativas obtidas para a densidade média do pacote de neve superficial apresentou os piores resultados ( $R^2$  de aproximadamente 71 % – Fig. 39).

Este baixo desempenho para as estimativas de densidade se explicam pelo fato de a variável densidade possuir grande variabilidade espacial, tornando difícil modelar sua distribuição espacial e sua correlação com os valores de retroespalhamento medidos. Além disto, a densidade do pacote de neve superficial pode sofrer variações abruptas em um perfil vertical, o que pode alterar o comportamento do retroespalhamento significativamente, algo desconsiderado pelo modelo ao adotar um único valor de densidade (*i.e.*, densidade média) para todo o pacote de neve.

## 5. CONCLUSÃO E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Esse trabalho propôs a implementação de um modelo físico para o retroespalhamento  $SAR-X$  com a utilização do MEF e da ferramenta de simulação computacional *PDETOOL*® do MATLAB®, ajustado as especificidades dos dados *COSMO-SkyMed*. O modelo implementado relaciona características estratigráficas da neve (*i.e.*, tamanho médio dos grãos de neve, densidade média do pacote de neve superficial, número de camadas de neve que compõe o pacote de neve superficial, propriedades dielétricas da neve, entre outras) com os valores de retroespalhamento. Este processo permitiu a obtenção de uma estimativa do valor de retroespalhamento com base nos parâmetros estratigráficos do pacote de neve superficial.

Em uma segunda etapa, foi desenvolvida a regressão estatística dos valores de retroespalhamento  $SAR-X$  vs. as variáveis estratigráficas do pacote de neve, permitindo obter equações para estimativas de variáveis estratigráficas do pacote de neve superficial a partir de dados de retroespalhamento  $SAR-X$  coletados através de sensores orbitais com uso da regressão estatística não-linear. Assim, os dois principais objetivos deste trabalho foram alcançados: a implementação computacional de um modelo computacional/matemático para o retroespalhamento  $SAR-X$  da neve, baseando-se em seus parâmetros físicos e usando conjuntos de dados  $SAR-X$  do sensor *COSMO-SkyMed*, e a regressão estatística, permitindo a estimativa das variáveis estratigráficas do pacote de neve superficial a partir de dados  $SAR-X$ , obtidos por esse sensor orbital. As principais contribuições deste trabalho podem ser resumidas em:

- Implementação computacional de um modelo de retroespalhamento  $SAR-X$  voltado ao pacote de neve superficial em zonas de neve seca, com consistência estatística mínima estimada de 86%;

- Modelagem estatística para a regressão entre os valores de retroespalhamento  $SAR-X$  e dados da estratigrafia da neve, obtendo um conjunto de três equações para estimativa de variáveis estratigráficas a partir de valores de retroespalhamento  $SAR-X$  obtidos por sensor orbital;

– Organização de um modelo de retroespalhamento  $SAR-X$ , polarização  $VV$ , voltado ao pacote de neve superficial em zonas de neve seca (descrito junto ao item 4.1);

– Obtenção das equações 49, 51, 52 e 53 para determinação de variáveis estratigráficas a partir de dados de retroespalhamento  $SAR-X$  obtidos por sensor orbital;

Estes resultados suscitam como questionamentos a trabalhos futuros:

– Desenvolvimento da modelagem do retroespalhamento  $SAR-X$  para a polarização  $HH$ ;

– Aprimoramento da modelagem de retroespalhamento aqui proposta, agregando-lhe mais variáveis estratigráficas, como o volume médio de ar presente ao longo do pacote de neve a divisão desse pacote de neve em sub-pacotes espalhadores (abordagem multi-espalhamento), entre outros aprimoramentos;

– Reversão do modelo de retroespalhamento através de outros métodos estatísticos e com a obtenção de um maior nº de pontos de controle a fim de compará-los com o método dos mínimos quadrados aqui utilizado;

– Obtenção de novos dados de campo provenientes de *trincheira de neve* e dados orbitais  $SAR-X$  congruentes para outras datas e condições climáticas a fim de propiciar análises estatísticas mais abrangentes.

A utilização dessa abordagem estatística do modelo de retroespalhamento  $SAR-X$  permitiu estimar parâmetros estratigráficos para áreas extensas através de sensores  $SAR$ .

Considerando as dificuldades e os custos de aquisição de dados de campo sobre a estratigrafia da neve, a metodologia proposta é uma ferramenta valiosa. Assim, o uso das equações propostas para determinação de variáveis da estratigrafia da neve a partir de valores de retroespalhamento obtidos por sensores orbitais prova-se útil na estimativa da estratigrafia do pacote de neve de grandes áreas. Essas estimativas contribuem para avaliar o balanço de massa e equilíbrio termodinâmico de áreas de neve e gelo, por exemplo.

Porém, devido ao limitado número de amostras de campo, a consistência estatística e a confiabilidade dos resultados deve ser tomada com ressalva, quando considerada a análise glaciológica da variação nos parâmetros do pacote de neve, cabendo melhores testes e análises para sua aplicação.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABRAM, N. J.; MULVANEY, R.; WOLFF, E.; TRIEST, KIPFSTUHL, S.; LUKE D.; VIMEUX, F.; FLEET, L.; ARROWSMITH, C. Acceleration of snow melt in an Antarctic Peninsula ice core during the twentieth century. **Nature Geoscience**, v.6, pg. 404 – 411. 2013.

ALBERT, M.D.; EWE, H.T.; CHUAH, H.T. Model Development and Analysis of Radar Backscatter in Ross Island, Antarctica. **Geoscience and Remote Sensing Letters**, v.2, pg. 1361 – 1364, 2005.

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

ARIGONY-NETO, J.; SAURER, H.; JAÑA, R.; RAU, F.; SIMÕES, J. C.; GOßMANN, H. Monitoring snow parameters on the Antarctic Peninsula using satellite data: A new methodological approach. **European Association of Remote Sensing Laboratories, EARSeL eProceedings**. v.5, n.1, pg. 100–110, 2006.

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

ARSLAN, A. N.; KOSKINEN, J.; PULLIAINEN, J.; HALLIKAINEN, M. A Semi empirical backscattering model snow using SAR data. **Geoscience and Remote Sensing Review**, v.6, pg. 1904–1906, 2000.

ARSLAN, A.N.; PRAKS, J.; KOSKINEN, J.; HALLIKAINEN, M. An empirical model for retrieving water equivalent of dry snow from C-band SAR data. **Geoscience and Remote Sensing Symposium**. v.3, n.1, pg. 1789 –1791, 1999.

BAGHDADI, N.; GAUTHIER, Y.; BERNIER, M.; FORTIN, J.P. Potential and limitations of RADARSAT SAR data for wet snow monitoring. **IEEE T. Geoscience and Remote Sensing Review**, v.38, n.1, pg. 316–320, 2000.

CENTENO, J.A.S. Sensoriamento Remoto e Processamento de Imagens Digitais. Curitiba: Editora UFPR, 209 p., 2004.

CHUAH, H. T.; TJUATJA, S.; FUNG A. K; BREDOW, J. W. A phase matrix for a dense discrete random medium – Evaluation of volume scattering coefficient. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.34, n.5, pg. 1137–1143, 1996.

COLBECK, S.C. Classification of seasonal snow cover crystals. **Water Resources Research**, v.22, pg. 59–70, 1986.

COSTI, J. Estimativa do derretimento e descarga de água na porção norte da Península Antártica. Porto Alegre, RS: **Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS**, 91 f., 2011.

CUFFEY, KURT M. & PATERSON, W. S. B. Physics of Glaciers. Burlington, EUA: Editora Elsevier, 4<sup>a</sup> ed., 480 p., 2010.

DE ANGELIS H & SKVARCA P. Glacier Surge After Ice Shelf Collapse. **Science**, v.299, pg. 1560–1562, 2003.

DENOTH, A.. Snow dielectric measurements. **Advances in Space Research**, v.9, n.1, pg. 233–241, 1989

DING, K. H. & TSANG, L.. Effective propagation constants of dense nontenuous media with multi-species of particles. **Journal of Electromagnetic Waves and Applications**, v.2, pg. 757–777, 1988.

DING, K. H.; ZURK, L. M.; TSANG, L. Pair distribution functions and attenuation rates for sticky particles in dense media. **Journal of Electromagnetic Waves and Applications**, v.8, pg. 1585–1604, 1994.

DONG, X.; MACE, G. G.; MINNIS, P.; YOUNG, D. F. Arctic stratus cloud properties and their effect on the surface radiation budget: Selected cases from FIRE ACE. **Journal of Geophysical Research**, v.6, pg. 297–312, 2001.

FROLICH, R.M.; MANTRIPP, D.R.; VAUGHAN, D.G; DOAKE, C.S.M. Force balance of Rutford Ice Stream, Antarctica: The Physical Basis of Ice Sheet Modelling. **Proceedings of the Vancouver Symposium**, n.170, 1987.

FUNG, A. & CHEN, K. An update on the iem surface backscattering model. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, v.1, n.2, pg. 75 – 77, 2004.

FUNG, A. K.: Microwave Scattering and Emission Models and Their Applications. Norwood, MA: Editora Artech House, 430p., 1994.

FUNG, K. A.; TJUATJA, S.; BREDOW, J.W. A scattering model for snow-covered sea ice. **IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing**, v.30, n.4, pg. 804 – 810, 1992.

GONZALEZ, R.C & WOODS, R. E. Processamento de imagens digitais. São Paulo: Editora Edgard Blucher, 3<sup>a</sup> ed. 780p., 2009.

GUDMUNDSSON, G.H & JENKIN,S, A. Ice-flow velocities on Rutford Ice Stream, West Antarctica, are stable over decadal timescales. **Journal of Glaciology**, v.55, n.190, pg.339 – 344, 2009.

GUDMUNDSSON, G.H. Fortnightly variations in the flow velocity of Rutford Ice Stream, West Antarctica. **Nature**, v.444, pg. 1063–1064, 2006.

GUNERIUSSEN, T.; JOHNSEN, H.; SAND, K. DEM corrected ERS–1 SAR data for snow monitoring. **International Journal of Remote Sensing**, v.17, pg. 181–195, 1996.

HALLIKAINEN, M. & JOLMA, P. Comparison of Algorithms for Retrieval of Snow Water Equivalent from Nimbus-7 SSMR Data in Finland. **IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing**, v. 30, n.1, pg. 124–131, 1992.

HALLIKAINEN, M.; ULABY, F.; ABDELRAZIK, M. Dielectric Properties of Snow in the 3– 37 GHz Range. **IEEE Transaction Antennas and Propagation**, v.34, n.11, pg. 1329–1340, 1986.

HALLIKAINEN, M.; ULABY, F.; DEVENTER, T. Extinction behavior of dry snow in the 18– to 90–GHz range. **IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing**, v. 25, n.6, 737–745, 1987.

HARIG, C. & SIMONS, F. J. Accelerated West Antarctic ice mass loss continues to outpace East Antarctic gains. **Earth and Planetary Science Letters** , v.415, pg. 134–141, 2015.

HOSKING, J. S.; ANDREW, O. M.; TURNER, G. J.; PHILLIPS, J. T. The influence of the Amundsen–Bellingshausen Seas low on the climate of West Antarctica and its representation in coupled climate model simulations. **Journal of Climate**, v.26., pg. 6633–6648, 2013.

HUINING, W.; PULLIAINEN, J.; HALLIKAINEN, M. Effective permittivity of dry snow in the 18 to 90 GHz range. **Progress In Electromagnetics Research**, v.24, pg. 119–138, 1999.

JENKINS, A. & HOLLAND, D. Melting of floating ice and sea level rise. **Journal of Geophys Research**, v.34, pg. 1-5, 2007.

JENSEN, J. R. Sensoriamento Remoto do Ambiente: Uma Perspectiva em Recursos terrestres. São José dos Campos, SP: Editora Parêntese, 1<sup>o</sup> ed., 760p., 2009.

JENSEN, J. R. Introductory Digital Image Processing. New Jersey: Editora Prentice–Hall, 3<sup>a</sup>ed., 479 pg., 2014.

JIN, J. The Finite Element Method in Electromagnetics. Hoboken, New Jersey, EUA: Editora IEEE Press., 780p., 2002.

JINYANG, D.; SHI, J.; ROTT, H. Comparison BETWEEN a multi–scattering and multi–layer snow scattering model and its parameterized snow backscattering model. **Remote Sensing of Environment**, v.114, n.5, pg. 1089 –1098, 2010.

KING, E.C. & WOODWARD, J. Radar surveys of the Rutford Ice Stream onset zone, West Antarctica: indications of flow (in)stability?. **Annals of Glaciology**, v.1, pg. 50–51, 2009.

KING, E.C. Flow dynamics of the Rutford Ice Stream ice–drainage basin, West Antarctica, from radar stratigraphy. **Annals of Glaciology**, v.1, pg 50–51, 2009.



KING, J. C. & S. A. HARANGOZO. Climate change in the western Antarctic Peninsula since 1945: observations and possible causes. **Annals of Glaciology**, v.27, pg. 571–575, 1998.

KOSKINEN, J.; METSMKI, S.; GRANDELL, J.; JNNE, S.; MATIKAINEN, L.; HALLIKAINEN, M. Snow monitoring using radar and optical satellite data. **Remote Sensing of Environment**, v.69, pg. 16–29, 1999.

KOSKINEN, J.; PULLIAINEN, J.; LUOJUS, K.; TAKALA, M. Monitoring of snow-cover properties during the spring melting period in forested areas. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.48, n.1, pg. 50–58, 2010.

LACRIO – Laboratório de Monitoramento da Criosfera/FURG – GLACIOCOSMO: Projeto de acesso e uso de dados *COSMO–SkyMed*. *COSMO–SkyMed* data in support of climate sensitivity studies of selected glaciers in Antarctica, South America, the Arctic and Northern Europe – (*COSMO–SkyMed* AO proposal No. 2294). 2011.

LAUR, H.; BALLY, P.; MEDOWNS, P.; SANCHEZ, J.; SCHÄTTLER, B.; LOPINTO, E.; ESTEBAN, D.. Derivation of the backscatter coefficient  $\sigma_0$  in ESA ERS SAR. **ESA PRI products**. 5<sup>a</sup> ed., v.2, 53p., 2004.

LEE, J. S.; JURKEVICH, I; DEWAELE, P; WAMBACQ, P.; OOSTERLINK, A. Speckle filtering of synthetic aperture radar images: a review. **Remote Sensing Reviews**, v. 8, pg. 313–340, 1994.

LI, X; HOLLAND, D.M.; GERBER, E.P.; YOO, C. Impacts of the north and tropical Atlantic Ocean on the Antarctic Peninsula and sea ice. **Nature**, v.505, pg. 538–542, 2014.

LONGEPE, N.; ALLAIN, S.; FERRO-FAMIL, L.; POTTIER, E.; DURAND, Y. Snowpack characterization in mountainous regions using C-Band SAR data and a meteorological model. **IEEE Transactions Geoscience and Remote Sensing**, v.47, pg. 406–418. 2009

LORRAIN, P. & CORSON, D. Electromagnetism: Principles and Applications New York: Editora W.H.Freeman and Company, 2<sup>a</sup> ed., 472p., 1990.

MATLAB. MATLAB R2015a - Teoria e Programação - Guia Prático. Natick, Massachusetts, EUA. Site eletrônico: <<http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/43276-matlab-r2015a-teoria-e-programacao-guia-pratico>>. Acesso em: 07/06/2015.

MASON, J. L. finit element solution for electromagnetic scattering for two dimensional solutions 1982. tese de doutorado, Universidade de Michigan, EUA, Engenharia Elétrica, 169p. 1982.

MAYEWSKI P. A.; MAASCH K. A.; DIXON, D; SNEED, S. B.; OGLESBY, R.; KOROTKIKH, E.; POTOCKI, M.; GRIGHOLM, B.; KREUTZ, K.; KURBATOV, A. V.; SPAULDING, N.; STAGER, J. C.; TAYLOR, K. C.; STEIG, E. J.; WHITE, J.,

BERTLER, N. A. N.; GOODWIN, I., SIMÕES, J. C.; JAÑA, R.; KRAUS, S. e FASTOOK, J. West Antarctica's Sensitivity to Natural and Human-forced Climate Change Over the Holocene. **Journal of Quaternary Science**, v.28(1), pg. 40–48, 2013.

MENDES JÚNIOR, C. W.; ARIGONY-NETO, J.; RIBEIRO, R. R.; SIMÕES, J. C. Uso de imagens ERS SAR no monitoramento de zonas superficiais de neve e gelo da região nordeste da península Antártica. **Pesquisas em Geociências** (UFRGS), v.36, pg. 203–222, 2009.

MENDES JÚNIOR, C. W.; ARIGONY-NETO, J.; SIMÕES, J. C.; COSTI, J. ; LEMOS, A. G. Classificação das zonas superficiais de neve seca e úmida da Península Antártica por limiares altimétricos, de retroespalhamento e de razão de imagens SAR. Foz do Iguaçu: **XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto – SBSR (INPE)**, v.1, pg. 8366–8376, 2013.

MENDES JÚNIOR, C. W.; COSTI, J.; ARIGONY-NETO, J.; SIMÕES, J. C. Variação espaço-temporal das áreas de derretimento de neve superficial da Península Antártica, derivadas de imagens dos sensores SMMR e SSM/I. São Paulo: **XVIII Simpósio Brasileiro sobre Pesquisa Antártica (USP)**, v.1, pg. 134–135. 2011.

MOREIRA, M. A. Fundamentos do sensoriamento remoto. Viçosa: **Editora da UFV**, 2ª ed., 422 p., 2011.

NAGLER, T. & ROTT, H. Retrieval of wet snow by means of multitemporal SAR data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.38, n.2, pg. 754–765, 2000.

NEST: NEST 4C ESA (Next ESA SAR Toolbox) user manual. Version 4C. Berlin, Alemanha. Site eletrônico: <[http://nest.s3.amazonaws.com/docs/nest\\_user\\_manual-4C.pdf](http://nest.s3.amazonaws.com/docs/nest_user_manual-4C.pdf)>. Acesso em: 06/09/2014.

OLIVEIRA, L. P. Efeito dos Modos Espúrios na Análise Modal e em Esquemas de Propagação de Feixes na Modelagem de Guias de Onda por Elementos Finitos. Campinas: tese (Doutorado em Engenharia Elétrica) – **Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP)**, 139 f., 2013

PHAN, X.; FERRO-FAMIL, L.; GAY, M.; DURAND, Y.; DUMONT, M.; ALLAIN, S.; D'URSO, G. Analysis of snowpack properties and structure from TerraSAR-X data, based on multilayer backscattering and snow evolution modeling approaches. **In review for International JSTARS**, v.1, pg. 1189–1211, 2012.

PINA, H. Métodos Numéricos. Rio de Janeiro: Editora Mc– Graw–Hill, 888p., 2010.

PULLIAINEN, J.; HEISKA, K.; HYYPPÄ J.; HALLIKAINEN, M. Backscattering Properties of Boreal Forests at C– and X–Band. **IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing**, v.32, n.5, pg. 1041–1050, 1994.

REES, W.G. Remote sensing of snow and ice. Boca Ratón, Flórida, EUA: Editora CRC Press, 1ª ed., 285p., 2006.

RICHARDS, J. A. & JIA, X. Remote sensing digital image analysis: an introduction. New York, EUA: Editora Springer Verlag, 4<sup>a</sup> ed., 431p., 2006.

RIGNOT, E.; ECHELMAYER K.; KRABILL, W. Penetration depth of interferometric synthetic aperture radar signals in snow and ice. **Geophysical Research Letters**, v.28(18), pg. 3501–3504, 2001.

RIVERA, A.; ZAMORA, R.; RADA, C.; WALTON, J.; PROCTOR, S. Glaciological investigations on Union Glacier, Ellsworth Mountains, West Antarctica, **Annals of Glaciology**, v.51, pg. 91–96, 2010.

RIVERA, A.; ZAMORA, R.; URIBE, J. A.; JAÑA, R.; OBERREUTER, J. Recent ice dynamic and surface mass balance of Union Glacier in the West Antarctic Ice Sheet. **The Cryosphere**, v.8, pg. 1445–1456, 2014.

ROOT, H. The Analysis of Backscattering Properties from SAR Data of Mountain Regions. **IEEE Journal of Oceanic Engineer**, v.59, n.5, pg. 347–355, 1984.

ROSA, K. K.; MENDES JUNIOR, C. W.; VIEIRA, R.; ARIGONY–NETO, J.; SIMÕES, J. C. Use of *COSMO–SkyMed* imagery for recognition of geomorphological features in the Martel Inlet ice-free areas, King George Island, Antarctica. **International Journal of Remote Sensing**, v.34, pg. 8936–8951, 2013.

ROTT, H.; NAGLER, T.; HEIDINGER, M.; MÜLLER, F.; MACELLONI, G. CoReH2O: Development of Snow Retrieval Algorithms for CoReH2O. **Final Report. ESA ESTEC**, 228 p., 2008.

ROTT, H.; NAGLER, T.; VOGLMEIER, K.; KERN, M.; MACELLONI, G.; GAI, M.; CORTESI, U.; SCHEIBER, R.; HAJNSEK, I.; PULLIAINEN, J.; FLACH, D. Algorithm for retrieval of snow mass from KU and X band radar backscatter measurements. Munchen, Germany. **Geoscience and Remote Sensing Symposium IEEE (IGARSS)**, v.1, pg. 135–138, 2012.

SADIKU, M. N. O. Numerical Techniques in Electromagnetics with MATLAB. Boca Ratón, Flórida, EUA: **Editora CRC Press**, 3<sup>a</sup> ed., 648p., 2009.

SASGEN, I.; KONRAD, H.; IVINS, E. R.; VAN DEN BROEKE, M. R.; BAMBER, J. L.; MARTINEC, Z.; KLEMMANN, V. Antarctic ice–mass balance 2003 to 2012: regional reanalysis of GRACE satellite gravimetry measurements with improved estimate of glacial–isostatic adjustment based on GPS uplift rates. **The Cryosphere**, v.7, pg. 1499–1512, 2013.

SASGEN, I.; MARTINEC, Z.; BAMBER, J. L. Combined GRACE and InSAR estimate of West Antarctic ice mass loss. **Journal of Geophysics Research**. V.115, pg. 1–9, 2010.

SHEPHERD, A.; IVINS, E. R. A. G.; BARLETTA, V. R.; BENTLEY, M. J.; BETTADPUR, S.; BRIGGS, K. H.; BROMWICH, D. H.; FORSBERG, R.; GALIN, N.; HORWATH, M.; JACOBS, S.; JOUGHIN, I.; KING, M. A.; LENAERTS, J. T. M.; LI, J.; LIGTENBERG, S. R. M.; LUCKMAN, A.; LUTHCKE, S. B.; MCMILLAN, M.; MEISTER, R.; MILNE, G.;

MOUGINOT, J.; MUIR, A.; NICOLAS, J.P.; PADEN, J.; PAYNE, A.J.; PRITCHARD, H.; RIGNOT, E.; ROTT, H.; SØRENSEN, L.S.; SCAMBOS, A.; SCHEUCHL, B.; SCHRAMA, E.J.O.; SMITH, B.; SUNDAL, A.V.; VAN ANGELEN, J.H.; VAN DE BERG, W.J.; VAN DEN BROEKE, M.R.; VAUGHAN, D.G.; VELICOGNA, I.; WAHR, J.; WHITEHOUSE, P.L.; WINGHAM, D.J.; YI, D.; YOUNG, D.; ZWALLY, H.J. A reconciled estimate of ice–sheet mass balance. **Science**, v.338, pg. 1183–1189, 2012.

SHI, J., & DOZIER, J. Estimation of snow water equivalence using SIR–C/X–SAR, part II: Inferring snow depth and particle size. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.38, n.6, pg. 2475–2488, 2000.

SIMÕES, J. C. & BREMER, U. F. Investigations of King George Island ice cap using ERS–1 SAR and SPOT imagery. **Revista SELPER**, v.11, n.1, pg. 56–60, 1995.

SIQUEIRA, P. R.; SARABANDI, K.; ULABY, F. T. Semi–empirical model for radar backscatter from snow at 35 and 94 GHz. **Geoscience and Remote Sensing Symposium IEEE (IGARSS)**, pg. 1498–1501, 1995.

SIRCILLI, F., SERRÃO, V.A., FRANCO, M.A.R. & LACAVALA, J.C.S. – Análise numérica bidimensional de seção reta Radar pelo método dos elementos finitos. Simpósio Brasileiro de Microondas e Optoeletrônica, 11º SBMO, **Congresso Brasileiro de Eletromagnetismo**, 6º CBMAG, MOMAG - São Paulo. pg. 129-135 2004.

SKAVARCA, P.; RACK, W.; POTT, H.; IBARZABAL DONANGELO, T. Climatic trend and the retreat and disintegration of ice shelves on the Antarctic Peninsula. **Overview. Polar Rec.** v.18, pg. 151–157, 1999.

SOLBERG, R. & ANDERSEN, T. An automatic system for operational snow–cover monitoring in the Norwegian mountain regions. Pasadena, California, USA: **Proceedings on IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'94)**, v.1, pg. 2084–2086, 1994.

SOLBERG, R.; HILTBRUNNER, D.; KOSKINEN, J.; GUNNERIUSSEN, T.; RAUTIAINEN, K.; HALLIKAINEN, M. Snow algorithms and products, Report from SNOWTOOLS WP410. Noruega: Norwegian Computing Center, Report 924, 1ª ed., 112p., 1997.

SPIEGEL, M.R. Estatística e Probabilidade. Rio de Janeiro: Editora McGraw–Hill do Brasil, 780p., 2012.

STOGRYN, A. The bilocal approximation for the effective dielectric constant of an isotropic random medium. **IEEE Trans. On Antennas and Propagation**, v.32, n.5, pg. 517–520, 1984.

STORVOLD, R.; MALNES, E.; LAUKNE, S, I. Using ENVISAT ASAR widesswath data to retrieve snow covered area in mountainous regions. **EARSel eProceedings**, v.4(2), pg. 150–156, 2006.

TELESPAZIO. Roma, Itália. Disponível em: <<http://www.telespazio.com>>. Acesso em: 17/09/2014.

THAKUR, P. K. Interactive comment on by Snow density retrieval using SAR data: algorithm validation and applications in part of North Western Himalaya. **The Cryosphere Discuss**, v.7, pg. 1420–1422, 2013.

TJUATJA, S.; FUNG, A. K.; DAWSON, M. S. An analysis of scattering and emission from sea ice. **Remote Sensing Reviews**, v.7, pg. 83–106, 1993.

TSANG, L.; KONG, J.A.; DING, K.H.; AO, C.O. Scattering of Electromagnetic Waves; Numerical Simulations. **Wiley Series in Remote Sensing**, New York, 736 p.

TSANG, L.; PAN, J.; LIANG, D.; LI, Z.; CLINE, D.; TAN, Y. Modeling active microwave remote sensing of snow using dense media radiative transfer (dmrt) theory with multiple-scattering effects. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.45, n.4, pg. 990 –1004, 2007.

TSANG, L.; KONG, J.; SHIN, R. Theory of Microwave Remote Sensing, New York, USA. Editora John Wiley & Sons Inc., 723 pg., 1985.

TURNER, J.; COLWELL, S. R.; MARSHALL, G. J.; LACHLAN-COPE, T. A.; CARLETON, A. M.; JONES, P. D.; LAGUN, V.; REID, P. A.; IAGOVKINA, E. S. Antarctic climate change during the last 50 years. **International Journal of Climatology**, v.25, pg. 279–294, 2005.

ULABY, F.; MOORE, R.; FUNG, A. Microwave remote sensing, active and passive, Norwood, MA: Editora Artech House, v.3, 685 p., 1986.

ULABY, F.T. & ELACHI C. Radar Polarimetry for Geoscience Applications. Norwood, MA: Editora Artech House, 376 p., 1990.

ULABY, F.T.; MOORE, R.K.; FUNG, A.K. Microwave Remote Sensing: Active and Passive, Volume Scattering and Emission Theory, Advanced Systems and Applications. Norwood, MA: Editora Artech House, 1100 p., 1986.

ULABY, F.T.; MOORE, R.K.; FUNG, A.K., Microwave remote sensing: Active and Passive: Radar remote sensing and surface scattering and emission theory, Reading. Norwood, MA: **Addison Wesley Publishing Co.**, v.2, pg. 457–1064, 1981.

URIBE, J. A.; ZAMORA, R.; GACITÚA, G.; RIVERA, A.; ULLOA, D. A low power consumption radar system for measuring ice thickness and snow/firn accumulation in Antarctica. **Annals of Glaciology**, v.55, n.67, pg. 39–48, 2014.

VAUGHAN, D. G.; MARSHALL, G. J.; CONNOLLEY, W. M.; PARKINSON, C.; MULVANEY, R.; HODGSON, D. A.; KING, J. C.; PUDSEY, C. J.; TURNER, J. Recent Rapid Regional climate warming on the Antarctic Peninsula. **Climatic Change**, v.60, pg. 243–374, 2003.

VAUGHAN, D.G. Recent Trends in Melting Conditions on the Antarctic Peninsula and Their Implications for Ice-sheet Mass Balance and Sea Level. **Environment Journal**, v.38(1), pg. 147–152, 2006.

VELHO, L.F.; ARIGONY-NETO, J.; SIMÕES, J.C. Utilização do Filtro de Lee na redução do speckle em imagens SAR usadas na determinação da velocidade de geleiras. **Revista Brasileira de Cartografia – RBC**, v.63, pg. 254–265, 2011.

VOLAKIS, J. L.; CHATTERJEE, A.; KEMPEL, L. C. Finite Element Method for Electromagnetics. Hoboken, New Jersey, EUA: **Editora IEEE Press.**, 368p., 1998.

WANG, P.; SIMON A., R.; MING. J. Radiative transfer equation for media with spatially varying refractive index. **Phys. Rev. American Physical Society**, v.90, n.2, pg. 238–243, 2014.

WEN, B.; TSANG, L.; WINEBRENNER D.P.; ISHIMURA, A. Dense medium radiative transfer theory: Comparison with experiment and application to microwave remote sensing and polarimetry. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.28, pg. 46–59, 1990.

XIONG, C.; SHI, J.; BROGIONI, M; TSANG, L. Microwave snow backscattering modeling based on two-dimensional snow section image and equivalent grain size. Munchem, Germany: **International Symposium on Geoscience and Remote Sensing (IGARSS 2012)**, v.1, pg. 151–153, 2012.

YURCHAK, B.S. Some features of the volume component of radar backscatter from thick and dry snow cover. **Advances in Geoscience and Remote Sensing**, v.1, pg. 93–140, 2009.

ZURK, L.; DING, K.; TSANG, L.; WINEBRENNER, D. Monte Carlo Simulations of the Extinction Rate of Densely Packed Spheres with Clustered and Nonclustered geometries. Pasadena, USA: **Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'94)**, pg. 535–537, 1994.

## ANEXO 1

### Procedimentos adotados durante a execução das trincheiras de neve

#### Snow Pit Protocol & Guide to Snow Grain Types

Winter Ecology – CU Mountain Research Station

- On flat terrain dig snow pit so south wall of pit is undisturbed
- On steep terrain dig snow pit so uphill wall is undisturbed
- Use the provided Snow Cover Profile Form.
- Record date, time, observer, shaded air temperature, cloudiness, precipitation, wind, and surface hardness
  
- Measure Density
  1. Work from snow surface to ground
  2. Tare the density scoop
  3. Make first density measurement so that the next density measurement starts at an even 10cm (ex. snow depth = 43 cm mark first density measurement from 43 to 30 cm, snow depth = 47 cm mark first density measurement from 47 to 40 cm)
  4. Each density measurement then is every ten cm on the tens (e.g., 40 to 30 cm).
  5. Stagger the density measurements laterally
  6. Near the ground there may be rocks or bushes that interfere with the density scoop, so move laterally if necessary
  7. If there is a void at the snow ground interface measure density from 15-5cm or simply use the same value you got for 20-10 cm for 10-0 cm.
  
- Measure Snow Temperature
  1. Calibrate thermometers in an ice bath.
  2. As you are measuring the density, place a thermometer in the shaded top 2 cm, the middle of the density measurement height, and the middle of the next density height
  3. Allow thermometers a few minutes to equilibrate
  4. Leapfrog the thermometers through the middle of the density measurement heights with the final measurement having the thermometer at the snow/ground interface.
  5. Avoid measurements near exposed or buried bushes
  6. Here's what you are doing: density measurements every ten cm on multiples of the tens, with temp measurements every 10 cm in the middle of the density measurement. Thus, the temp measurements are multiples of 5's (e.g., 35, 25, 15, 05 cm), with a measurement at the top of the snowpit and bottom of the snowpit.
  
- Identify Stratigraphy
  1. Work from top down. Clean snow surface with shovel.
  2. Using knife or edge of card to first vertically identify layers and delineate. Then go back and sample each unique layer.
  3. Identify grain shape: Wet Snow Metamorphism – **WM**, Equitemperature – **ET**, Temperature Gradient – **TG**, Ice – **IC**, and Crust – **CR**. Estimate grain size in mm using snow crystal card and magnifying loop. *See guide to different snow grain types with metamorphism on following pages.*
  4. Estimate hardness on 1-5 scale (1 - knife, 2 - pencil, 3 - 1 finger, 4 - 4 fingers, 5 - fist)
  
- [Ignore Liquid Water (%) column]
  
- Test pack for blocking

**Metamorphism:**

From the instant snow hits the ground, it begins an endless process of metamorphism. No commonly occurring substance in nature undergoes such dramatic and rapid changes because snow exists near its 'triple point', meaning that solid, liquid and vapor phases all exist at the same time. In other words, small, subtle changes in temperature, pressure, humidity and temperature gradient can have a dramatic effect on the type of snow crystal that forms. This makes snow one of the most complex and changeable substances on Earth. Here is a condensed list of the most common types:

Type	Also called:	Looks like:	Where you find it	How it's formed
New snow	Powder, rime, graupel, etc.	No two are alike	On the snow surface	Falls from the sky
Rounded snow <b>ET</b>	Equilibrium snow Old Snow	Fine-grained, chalky	Old layers of snow	Low temperature gradient conditions (less than 1 deg C per 10 cm)
Faceted Snow <b>TG</b>	Sugar Snow Kinetic Snow Depth Hoar (when near the ground)	Sparkly, large-grained	Anywhere in the snowpack	Large temperature gradient conditions within the snowpack (more than 1 deg C per 10 cm)
Surface Hoar	Frost Feathers	Sparkly, large-grained	On the snow surface or buried by more recent layers	Winter equivalent of dew on the snow surface
Melt-Freeze Snow <b>WM</b>	Corn snow Spring snow Wet snow	Corn snow Spring snow Wet snow	Snow surface or buried by more recent layers	Repeated melting and freezing of the snowpack

From: [http://www.fsavalanche.org/Encyclopedia/metamorphism\\_snow.htm](http://www.fsavalanche.org/Encyclopedia/metamorphism_snow.htm)

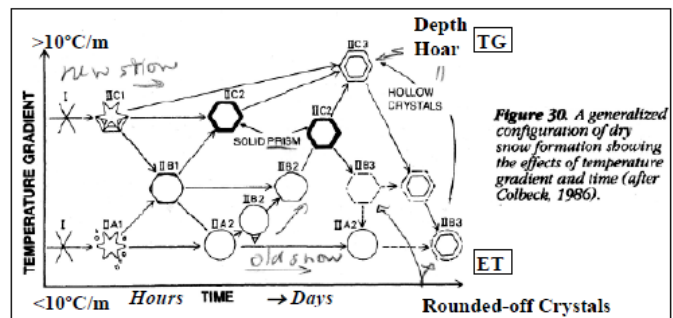


Figure 30. A generalized configuration of dry snow formation showing the effects of temperature gradient and time (after Colbeck, 1986).

Table 5. Snow classification system (Colbeck 1986).

- I. Precipitation
- II. Dry Snow
  - A. Equilibrium (rounded) form **ET**
    1. Initial rounding of precipitate **ET**
    2. Fully rounded (may be faceted at low temperatures)
  - B. Mixed rounded and faceted
    1. Intermediate growth rate
    2. Transitional as temperature gradient increases
    3. Transitional as temperature gradient decreases
  - C. Kinetic growth (faceted) form **TG**
    1. Faceted growth on precipitate
    2. Solid crystals, usually hexagonal prisms
    3. Hollow crystals called depth hoar

- III. Wet Snow
    - A. Pure grain clusters **WM**
    - B. Melt-freeze particles
    - C. Slush
- From: Halfpenny & Ozanne 1989

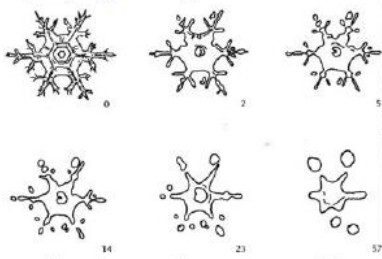
I. Unmetamorphosed (New) Snow	II. Equitemperature (Destructive) Metamorphism <b>ET</b>	III. Temperature-Gradient (Constructive) Metamorphism <b>TG</b>	IV. Firnification <b>WM</b>
(See Magono-Lee Classification for details)	II-A-1. Original crystal forms easily distinguishable	III-A-1. Angular crystals, none layered (begins in new snow)	IV-A. Melt-freeze metamorphism; grains bonded by freezing
I-A. Little or no wind, crystals largely intact			
I-B. Wind-drift, crystals fragmented	II-A-2. Original forms distinguishable with difficulty	III-A-2. Small and poorly formed layered crystals	IV-B. Pressure metamorphism; grains bonded by compression and recrystallization (freezing also possible)
	II-B-1. Original forms fragmented and no longer recognizable; fine-grained old snow	III-A-3. Mature, fine- or medium-grained depth hoar, prominent layering	(Glacier ice—noncommunicating pores)
	II-B-2. Rounded ice grains	III-B-1, III-B-2. Similar sequence to III-A, but begins in old snow and leads to coarse-grained depth hoar	

7. The classification of metamorphosed snow according to the scheme proposed by Sommerfeld and LaChapelle (1969). This scheme applies to deposited snow on the ground

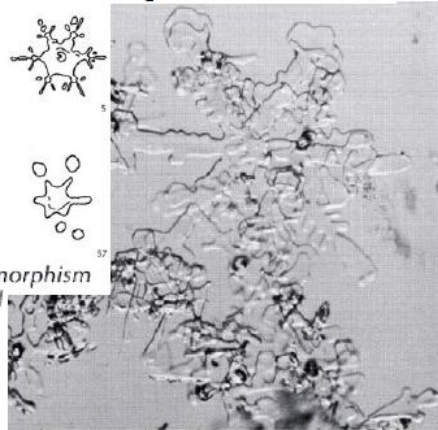
From: Halfpenny & Ozanne 1989



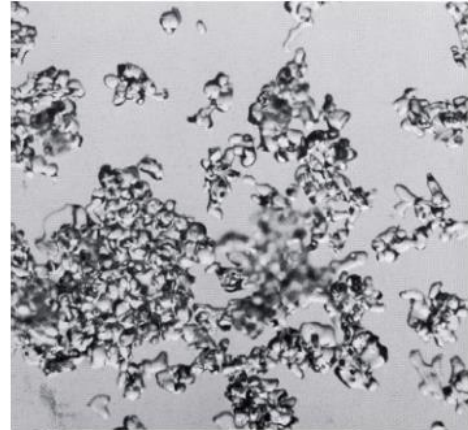
**ET** Equitemperature Metamorphism



The destructive metamorphism of a stellar snow crystal, age in days

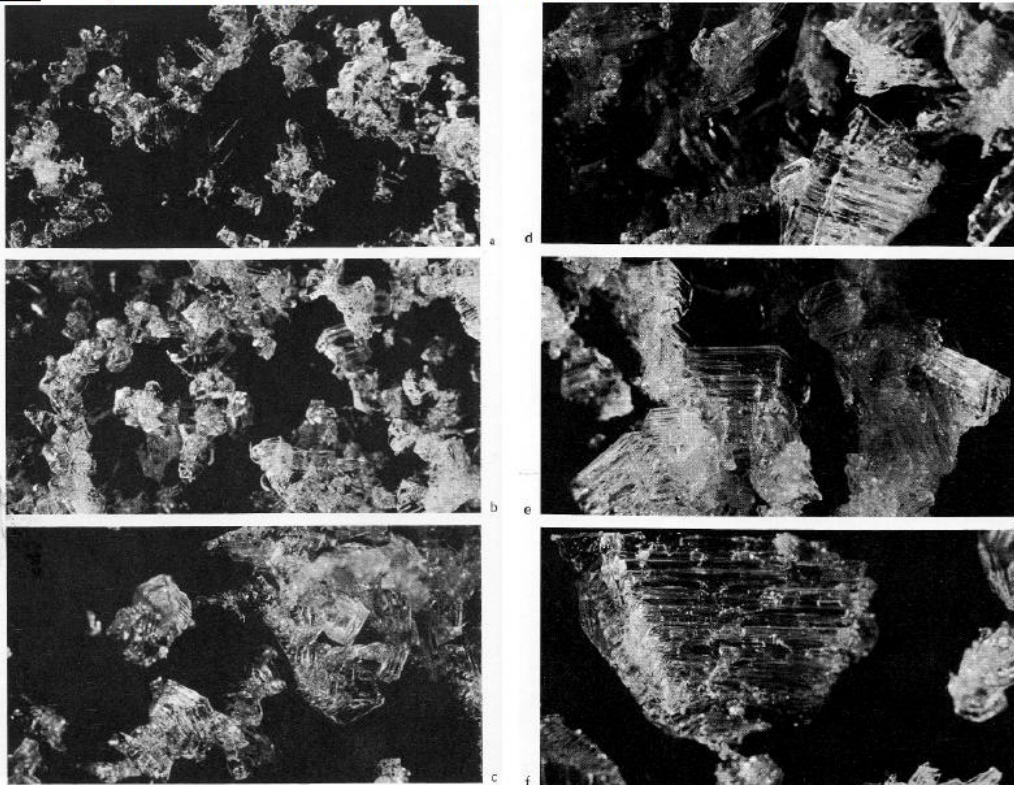


Stellar crystals in the first stages of equitemperature metamorphism. 26X



Stellar crystals which have lost almost all their identity through equitemperature metamorphism. 26X

**TG** Temperature Gradient Metamorphism



51. The stages in the formation of depth hoar beginning with the snow pictured in Figure 50. Temperature gradient is 2°C/cm. (a) 23 hours; (b) 48 hours; (c) 71 hours; (d) 95 hours; (e) 120 hours; (f) 142 hours. All 14X

From: *Field Guide to Snow Crystals* by E.R. LaChapelle

### *Snow Crystal in a Snow Pit*

If you have an established snow cover (>10 cm), dig a snow pit, so that students can compare the shape of snow crystals in layers of snow from the bottom to the top. Dig these pits at different sites and compare the number of layers in the snow and the kinds of snow crystals found in each layer.

**This activity is best done after several snow events – this maximizes the possibility of more than one hardness layer in the snow cover.**

*EQUIPMENT – 1 set of equipment for each group:*

Snowpit Field Datasheet  
Snow hardness and size and shape information sheet  
Snow grains diagrams - double sided copies (plastic sleeve – optional)

Snow shovel  
Metric ruler  
Sampling stick (popsicle sticks/craft sticks)  
“Laminated” graph paper (graph paper and clear packing tape)  
Small square of black felt or other dark material  
Hand lens/Microlite magnifier  
Sharpie & Pencil  
Clipboard

Small bag to hold all of the equipment (optional)

#### *Suggested Hand lenses/magnifiers*



Five versatile plastic hand lenses featuring 3x and 6x magnifications (\$4.95/)



Carson MicroBrite 20x-40x Zoom Pocket Microscope LED Lighted (~\$14.00 each)

*PREPARATION:*

1. Download the **1mm square graph paper** and print out as many copies as needed.
2. Cut this graph paper into small squares (5cm x 5cm or similar convenient size).
3. "Laminate" each graph square by applying packing tape to its front and back.
4. Cut the large piece of black felt into small squares (5cm x 5cm or similar convenient size).
5. Print out enough datasheets, hardness and snow grain size and appearance tables and snow metamorphism crystal examples.
6. Assemble snow kits.

*METHOD:*

1. Select a site (or several sites) to dig your snowpit.
2. Use the snow shovel to clear a vertical face in the snow, wide enough to work on.
3. Measure the height of the snow wall and record this number on the datasheet.
4. Use the hardness key to identify the number of the layers in the snow cover. Starting at the top, use your fingers to make a first assessment then move to a pencil or pen for harder layers. If the pencil cannot be pushed into the layer, you can assume that its hardness is very hard (knife).
5. Measure and graph the thickness of each layer on the data sheet. Remember to start at the top and work your way down (0 cm = top of the snow).
6. Record the hardness of each layer on the data sheet.
7. Remove a few snow grains from the top layer with the sampling stick (if you use your hands you might melt the snow). You can use a pencil for this if you do not have a sampling stick.
8. Place the grains on the "laminated" graph paper and estimate the range of grain sizes. Record these data on the data sheet.
9. Remove a few snow grains from the top layer with the sampling stick and place them on the black felt square.
10. Determine the kinds of snow grains present by using the hand lens/Microbrite magnifier and the snow crystal metamorphism sheets. Record these data on the data sheet.
11. Repeat steps 7-10 for each layer in the snow cover.

*IN THE CLASSROOM:*

1. Discuss your findings – try to explain what you observed and measured.
2. If several snowpits were evaluated, compare the results.

SNOWPIT FIELD DATA SHEET

Name of Observers \_\_\_\_\_

Location \_\_\_\_\_ Date \_\_\_\_\_ Time \_\_\_\_\_

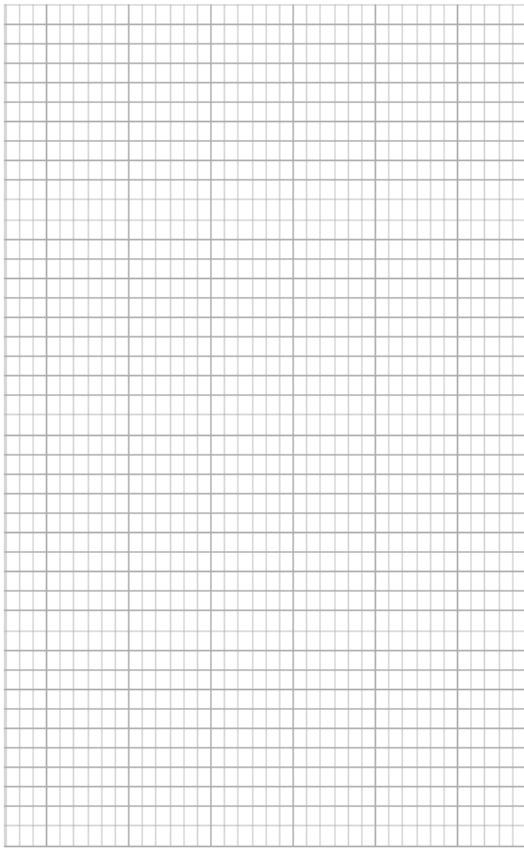
**TOTAL DEPTH:** \_\_\_\_\_ cm

**STRATIGRAPHY:** Hardness, Grain Size, Grain Appearance, Grain Name (i.e.,  
precipitation crystal, rounded crystal, faceted crystals, depth hoar, etc.)



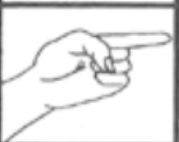
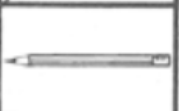
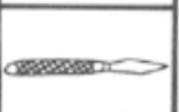
*Diagram (layers in the snow – snow depth is usually measured from the top down, top=0cm)*

*Notes  
(hardness, grain size, appearance and name)*

Depth  
0 cm



A simple method for determining the [hardness of the snow](#) using your fingers, a pen or pencil and a knife. This method can be used to identify the layers in a snow cover. The location and thickness of each of these layers can be documented in the "Diagram" column of the *Snowpit Field Data Sheet*.

HARDNESS		
Very Soft	Fist (F)	
Soft	Four fingers (4F)	
Medium	One finger (1F)	
Hard	Pencil (P)	
Very Hard	Knife (K)	

Terms that can be used to describe the [Snow Grain Size and Appearance](#). They can be used in the "Notes" column of the *Snowpit Field Data Sheet*.

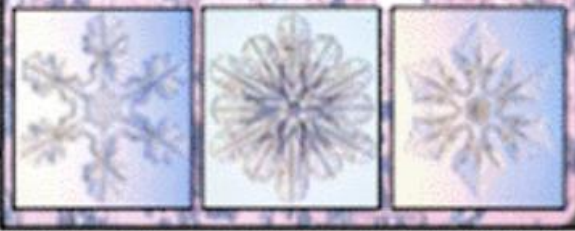
#### GRAIN SIZE

TERM	SIZE (mm)
Very Fine:	< 0.2
Fine:	0.2 – 0.5
Medium:	.5 – 1.0
Coarse:	1.0 – 2.0
Very Coarse:	2.0 – 5.0
Extreme	> 5.0:

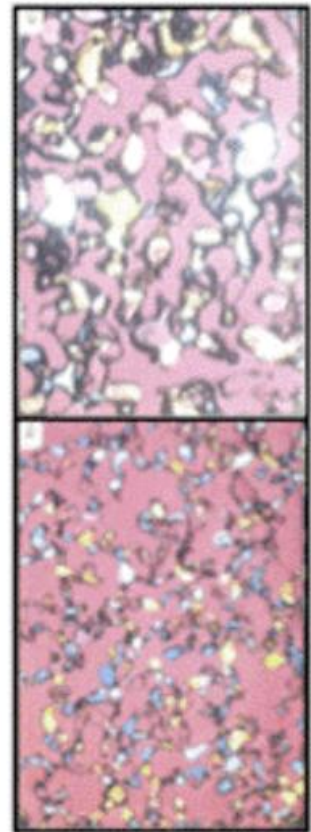
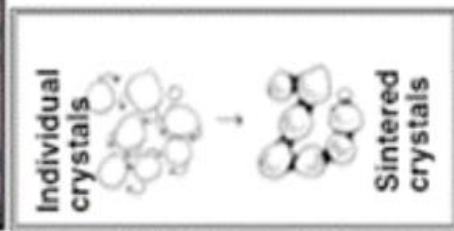
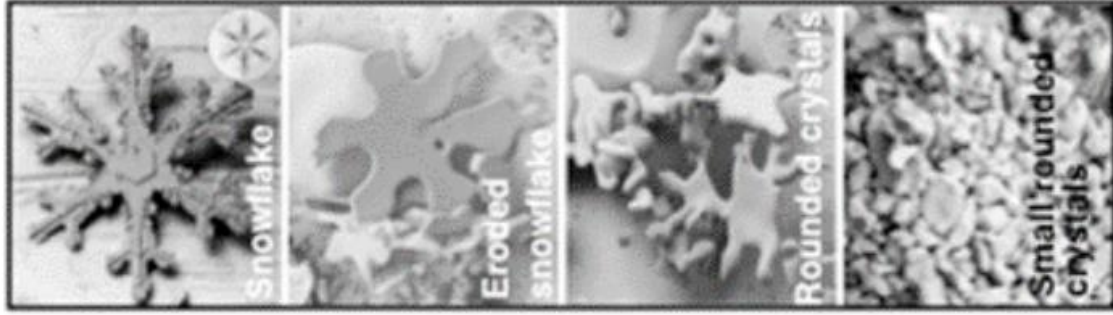
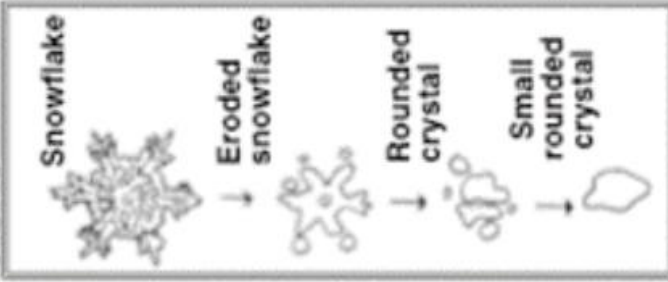
#### GRAIN APPEARANCE

ATTRIBUTE	DESCRIPTION
Appearance:	Solid, hollow, broken, abraded, partially melted, rounded, angular
Surface:	Rounded facets, stepped or striated, rimed
Connections:	Bonded/unbonded, clustered, chains of grains

# Equi-temperature Metamorphism



*Snowflakes and eroded snowflakes*

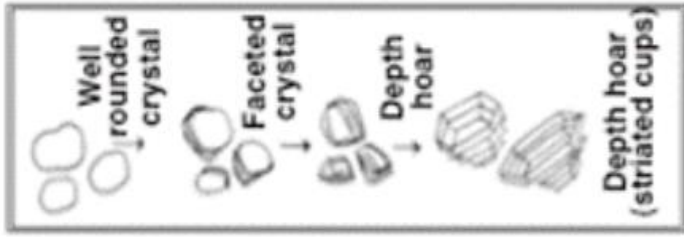
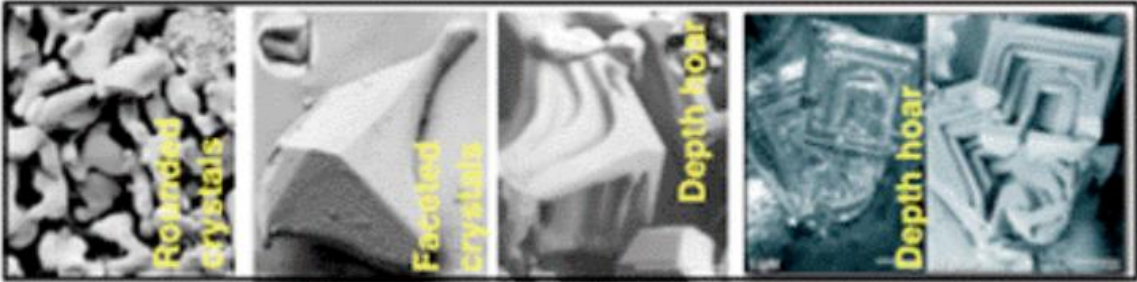


*Small rounded crystals Well-rounded crystals*

*(Destructive Metamorphism)*

# Temperature Gradient Metamorphism

(Constructive Metamorphism)



Rounded crystals with developing facets



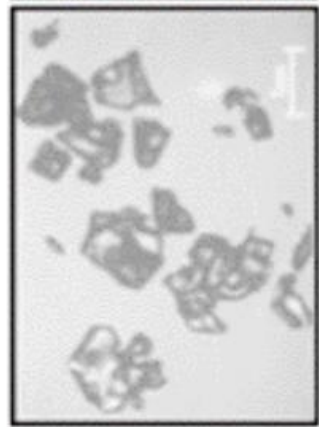
Depth hoar



Cup-shaped, striated crystals (depth hoar)



Well-rounded crystals



Solid faceted crystals



Large depth hoar

## Snow Study: Field data sheet

Team: \_\_\_\_\_  
 Location \_\_\_\_\_ Latitude \_\_\_\_\_ Longitude \_\_\_\_\_  
 Date \_\_\_\_\_ Time \_\_\_\_\_ Wind Dir \_\_\_\_\_ Wind Vel \_\_\_\_\_  
 Cloud type \_\_\_\_\_ % Cloud Cover \_\_\_\_\_ Air temp \_\_\_\_\_ °C

### METHOD

1. After preparing the snow pit, record and graph temperatures on the data sheet
2. Mark out each snow layer and draw lines across the table at each layer
3. For each layer, record the crystal size and type, hardness and weight/100 ml.

### SIZE OF CRYSTAL

Very Fine	0.1 - 0.5mm
Fine	0.5 - 1mm
Medium	1 - 2mm
Coarse	2 - 4mm
Very Coarse	4 mm or >

### CRYSTAL TYPES

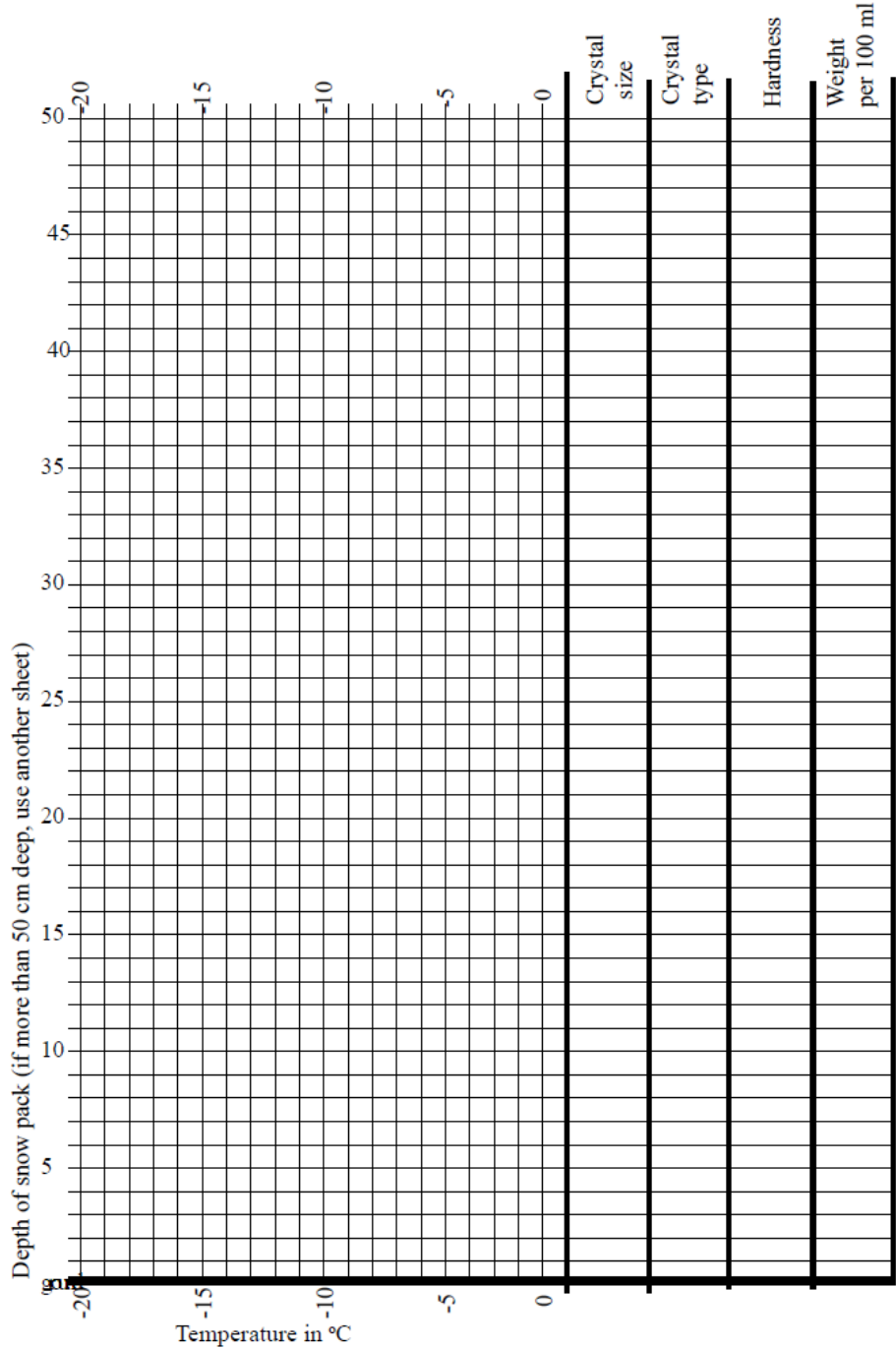
New snow	+
New snow, rimed	+r
Graupel	#
Partially settled	^
Rounded grains	●
Faceted crystals	□
Depth hoar	△
Melt-freeze particles	○
Surface hoar	▽

### HARDNESS

very soft	FIST
soft	4F
Medium	1 F
Hard	P
Very hard	K
Ice	ICE

### NET SNOW CORE

A core sample of snow taken across the entire pack will provide a measure of water equivalance for the accumulated snow. Using the pipe, collect and weigh the core sample in a plastic bag. Calculate the volume of snow sampled. The ratio of weight to volume gives the water equivalency.





## Snow Study Data Entry

### Snow Depth

Location: \_\_\_\_\_ School: \_\_\_\_\_ Date of observation: \_\_\_\_\_

snow stick                      Depth on snow stick (cm)

stick 1                              \_\_\_\_\_

stick 2                              \_\_\_\_\_

stick 3                              \_\_\_\_\_

stick 4                              \_\_\_\_\_

stick 5                              \_\_\_\_\_

average depth                      \_\_\_\_\_

### Snow water equivalent

Location: \_\_\_\_\_ School: \_\_\_\_\_ Date of observation: \_\_\_\_\_

#### snow sample pit 1

depth of snow      pipe cross section cm<sup>2</sup>      wt of empty bag      wt of bag and snow      water equivalent

\_\_\_\_\_                      \_\_\_\_\_                      \_\_\_\_\_                      \_\_\_\_\_                      \_\_\_\_\_

calculation of equivalent water depth (water equivalent/ pipe cross section cm<sup>2</sup>)      \_\_\_\_\_

#### snow sample pit 2

depth of snow      pipe cross section cm<sup>2</sup>      wt of empty bag      wt of bag and snow      water equivalent

\_\_\_\_\_                      \_\_\_\_\_                      \_\_\_\_\_                      \_\_\_\_\_                      \_\_\_\_\_

calculation of equivalent water depth (water equivalent/ pipe cross section cm<sup>2</sup>)      \_\_\_\_\_

#### snow sample pit 3

depth of snow      pipe cross section cm<sup>2</sup>      wt of empty bag      wt of bag and snow      water equivalent

\_\_\_\_\_                      \_\_\_\_\_                      \_\_\_\_\_                      \_\_\_\_\_                      \_\_\_\_\_

calculation of equivalent water depth (water equivalent/ pipe cross section cm<sup>2</sup>)      \_\_\_\_\_

### Snow pit study Draw in line at each layer depth

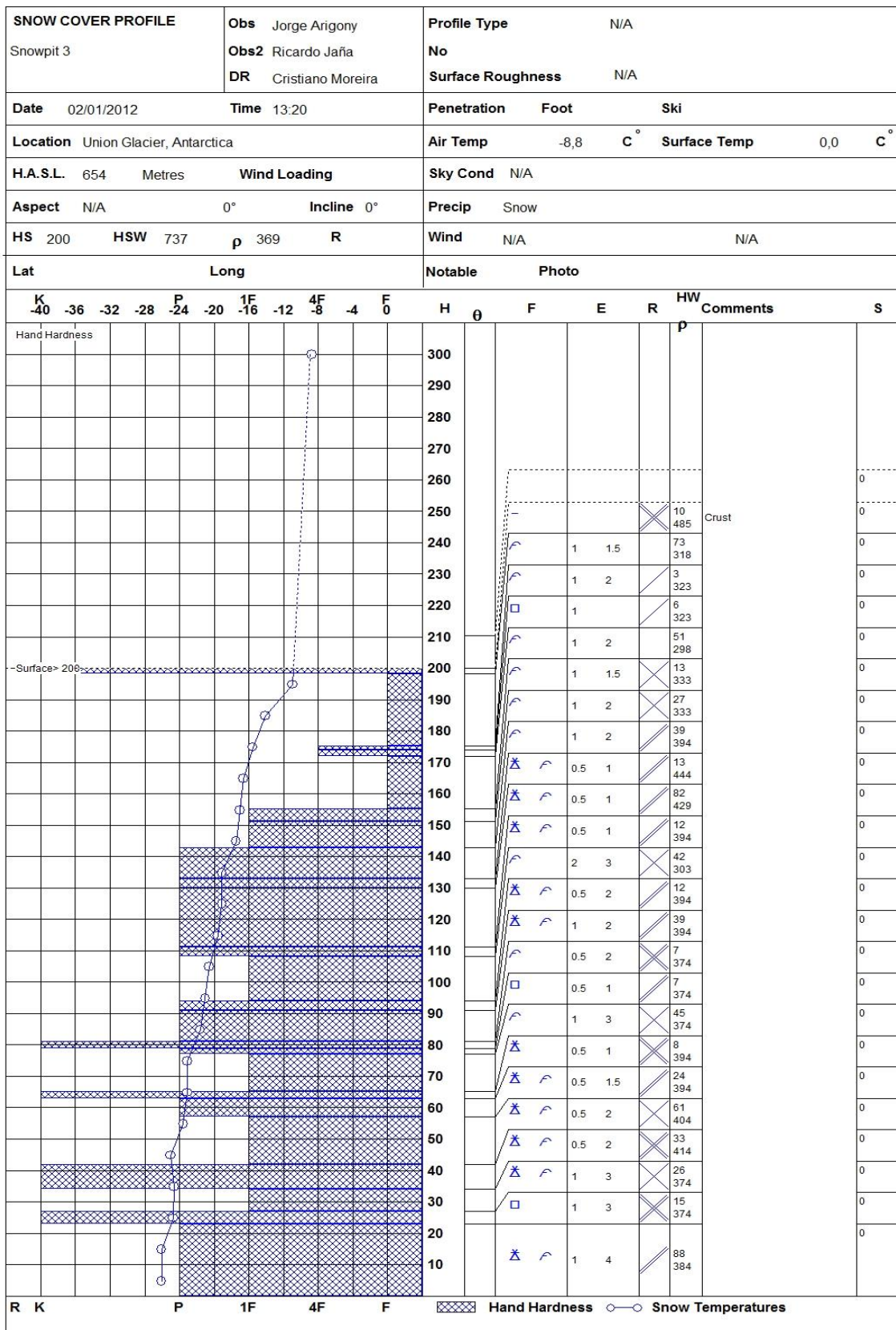
Depth	Temp at each 10 cm	Hardness	Crystal type	Crystal size	Water equivalent
100					
90					
80					
70					
60					
50					
40					
30					
20					
10					
ground level					

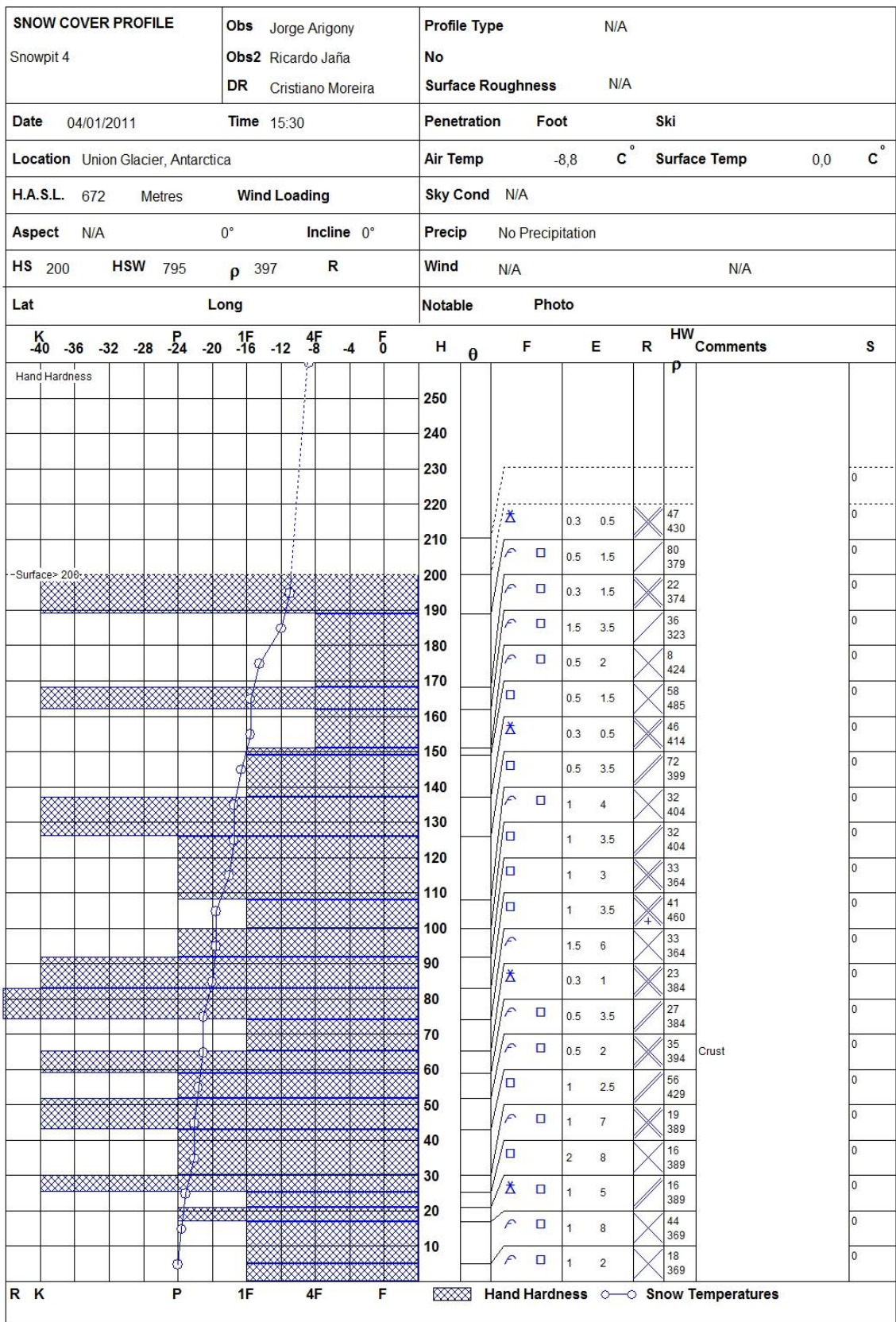
## ANEXO 2

### Perfis construídos a partir das trincheiras de neve realizadas

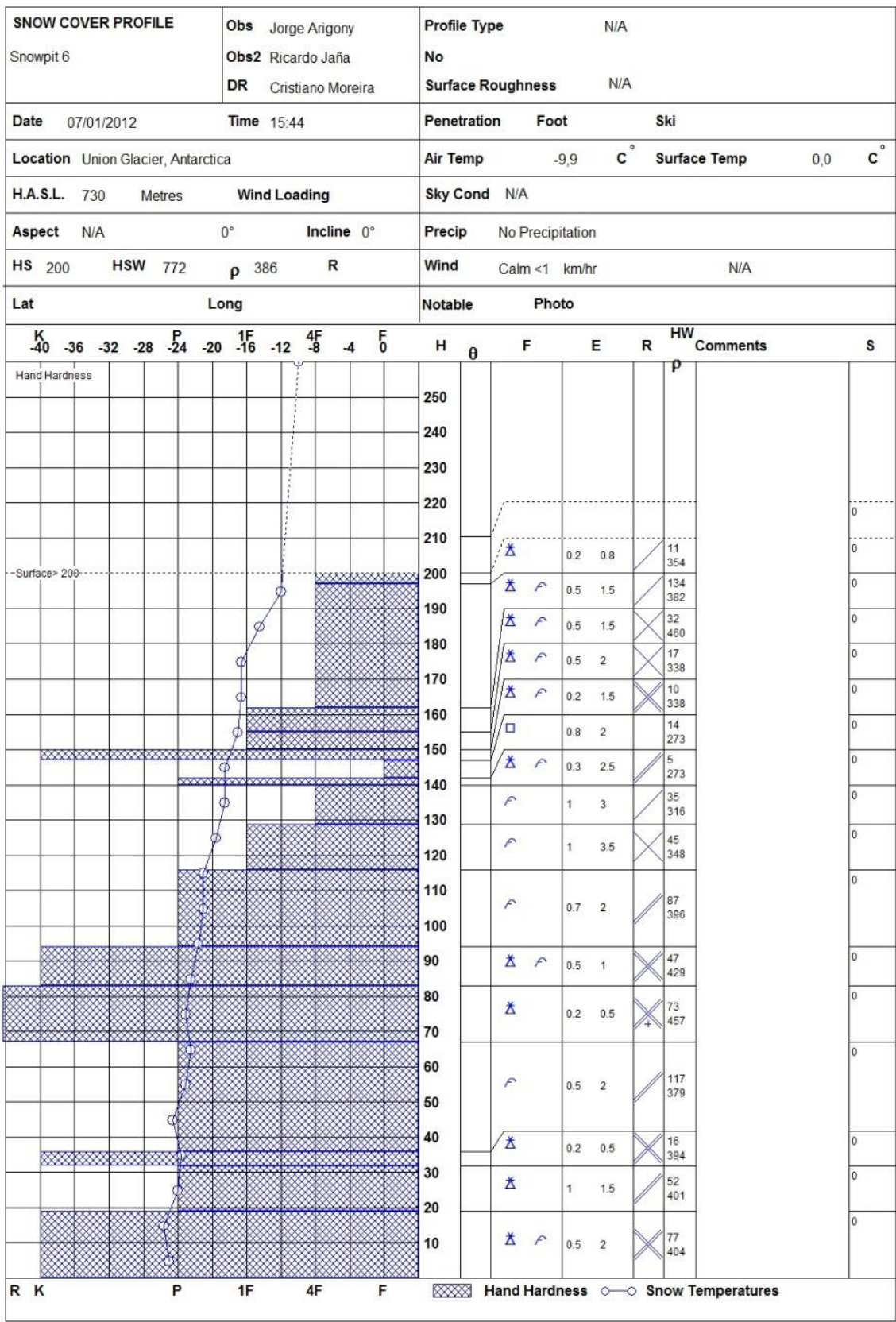
<b>SNOW COVER PROFILE</b>		<b>Obs</b> Jorge Arigony	<b>Profile Type</b> N/A									
Snowpit 1		<b>Obs2</b> Ricardo Jaña	<b>No</b>									
Enter Title 2 here		<b>DR</b> Cristiano Moreira	<b>Surface Roughness</b> N/A									
<b>Date</b> 31/12/2011	<b>Time</b> 14:25	<b>Penetration</b>	<b>Foot</b>	<b>Ski</b>								
<b>Location</b> Union Glacier, Antarctica		<b>Air Temp</b> 0,0 C°	<b>Surface Temp</b> 0,0 C°									
<b>H.A.S.L.</b> 718 Metres	<b>Wind Loading</b>		<b>Sky Cond</b> N/A									
<b>Aspect</b> N/A	0°	<b>Incline</b> 0°		<b>Precip</b> No Precipitation								
<b>HS</b> 200	<b>HSW</b> 843	<b>ρ</b> 421	<b>R</b>									
<b>Lat</b>		<b>Long</b>		<b>Wind</b> Calm <1 km/hr								
				N/A								
<b>Lat</b>		<b>Long</b>		<b>Notable</b>								
				<b>Photo</b>								
<b>K</b>	<b>P</b>	<b>1F</b>	<b>4F</b>	<b>F</b>	<b>H</b>	<b>θ</b>	<b>F</b>	<b>E</b>	<b>R</b>	<b>HW</b>	<b>Comments</b>	<b>S</b>
-40	-36	-32	-28	-24	-20	-16	-12	-8	-4	0		
Hand Hardness												
250												
240												
230												
220												
210												
200												
190												
180												
170												
160												
150												
140												
130												
120												
110												
100												
90												
80												
70												
60												
50												
40												
30												
20												
10												
<b>R</b>	<b>K</b>	<b>P</b>	<b>1F</b>	<b>4F</b>	<b>F</b>		<b>Hand Hardness</b>			<b>Snow Temperatures</b>		

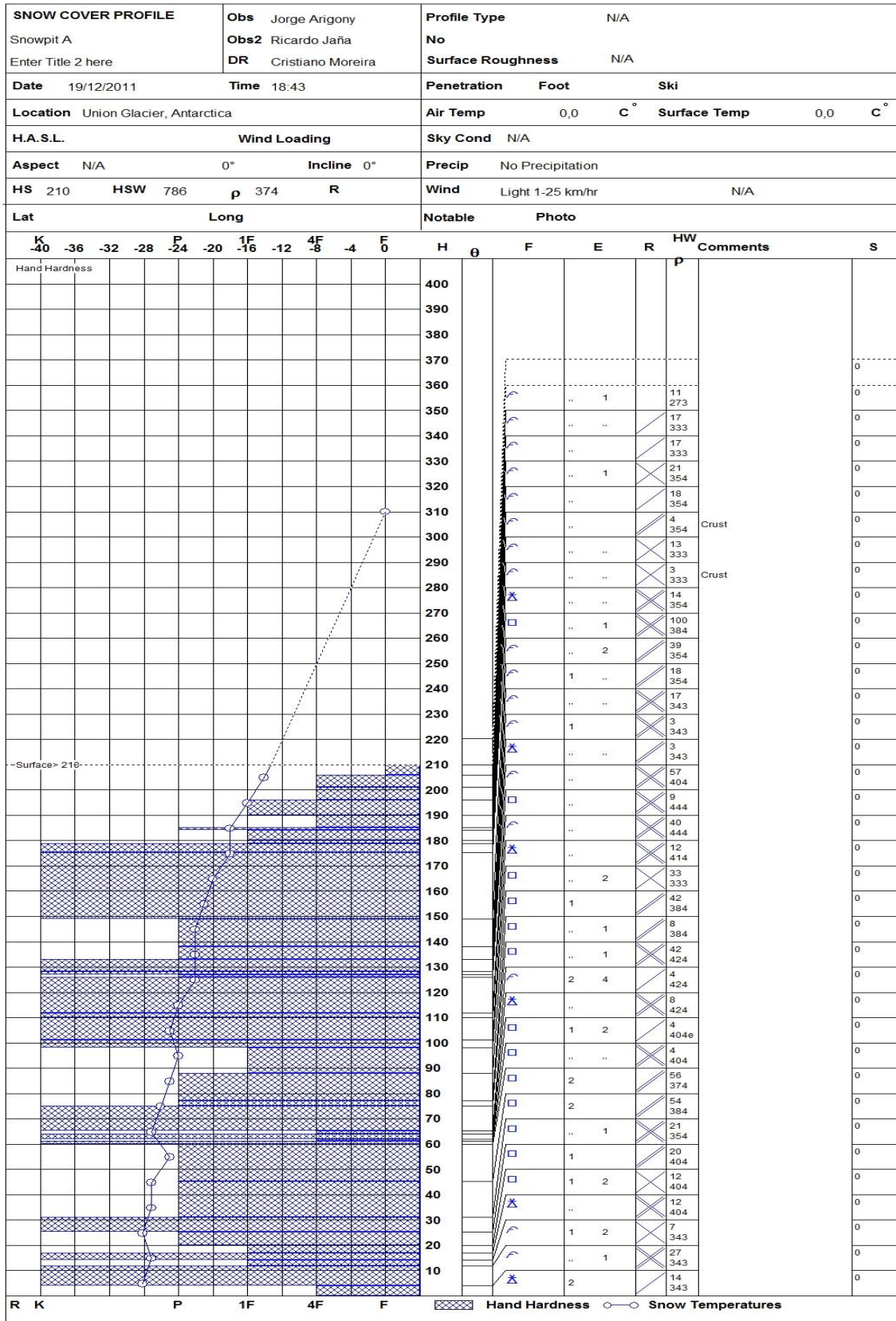
<b>SNOW COVER PROFILE</b>		<b>Obs</b> Jorge Arigony	<b>Profile Type</b> N/A		
Snowpit 2		<b>Obs2</b> Ricardo Jaña	<b>No</b>		
Enter Title 2 here		<b>DR</b> Cristiano Moreira	<b>Surface Roughness</b> N/A		
<b>Date</b> 29/12/2011	<b>Time</b> 15:00	<b>Penetration</b>	<b>Foot</b>	<b>Ski</b>	
<b>Location</b> Union Glacier, Antarctica		<b>Air Temp</b> 0,0 C°	<b>Surface Temp</b> 0,0 C°		
<b>H.A.S.L.</b> 698 Metres	<b>Wind Loading</b>		<b>Sky Cond</b> N/A		
<b>Aspect</b> N/A	0°	<b>Incline</b> 0°		<b>Precip</b> No Precipitation	
<b>HS</b> 200	<b>HSW</b> 837	<b>ρ</b> 419	<b>R</b>		
<b>Lat</b>	<b>Long</b>		<b>Notable</b>	<b>Photo</b>	
<b>K</b> -40	<b>P</b> -24	<b>1F</b> -16	<b>4F</b> -8	<b>F</b> 0	
<b>H</b>	<b>θ</b>	<b>F</b>	<b>E</b>	<b>R</b>	
<b>HW</b>	<b>Comments</b>		<b>S</b>		
Hand Hardness					
250					
240					
230					
220					
210			1	14 354	
200			1	30 424	
190			1	17 424	
180				67 444	
170			1	10 323	
160				74 308	
150			1	55 368	
140			1	35 434	
130				108 471	
120			2	77 351	
110				86 535	
100			2	37 535	
90				41 586	
80			1	183 415	
70			2	4 415	
60					
50					
40					
30					
20					
10					
R	K	P	1F	4F	F
		Hand Hardness		Snow Temperatures	





<b>SNOW COVER PROFILE</b>		<b>Obs</b> Jorge Arigony	<b>Profile Type</b> N/A	
Snowpit 5		<b>Obs2</b> Ricardo Jaña	<b>No</b>	
		<b>DR</b> Cristiano Moreira	<b>Surface Roughness</b> N/A	
<b>Date</b> 06/01/2011	<b>Time</b>		<b>Penetration</b>	<b>Foot</b>
<b>Location</b> Union Glacier, Antarctica			<b>Air Temp</b> -7,5 C°	<b>Surface Temp</b> 0,0 C°
<b>H.A.S.L.</b> 669 Metres	<b>Wind Loading</b>		<b>Sky Cond</b> N/A	
<b>Aspect</b> N/A	0°	<b>Incline</b> 0°	<b>Precip</b> No Precipitation	
<b>HS</b> 200	<b>HSW</b> 800	<b>ρ</b> 400	<b>R</b>	<b>Wind</b> Light 1-25 km/hr
<b>Lat</b>		<b>Long</b>		<b>Notable</b> <b>Photo</b>
<b>K</b>	<b>P</b>	<b>1F</b>	<b>4F</b>	<b>F</b>
-40	-32	-24	-16	-8
-36	-28	-20	-12	-4
-32	-24	-16	-8	0
<b>H</b>		<b>θ</b>		<b>F</b>
250		250		<b>E</b>
240		240		<b>R</b>
230		230		<b>HW</b>
220		220		<b>P</b>
210		210		<b>Comments</b>
200		200		<b>S</b>
190		190		
180		180		
170		170		
160		160		
150		150		
140		140		
130		130		
120		120		
110		110		
100		100		
90		90		
80		80		
70		70		
60		60		
50		50		
40		40		
30		30		
20		20		
10		10		
<b>Hand Hardness</b>		<b>Snow Temperatures</b>		
--Surface> 200				
R		K		
P		1F		
4F		F		
Hand Hardness		Snow Temperatures		

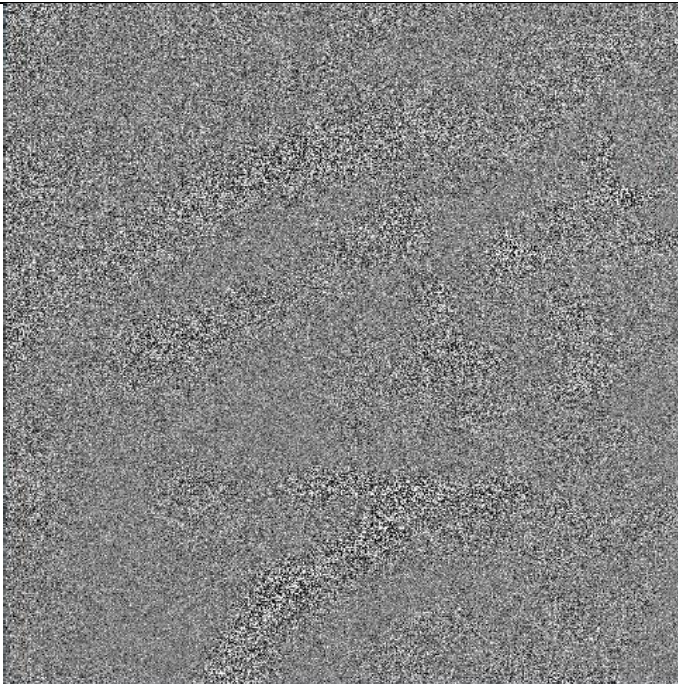
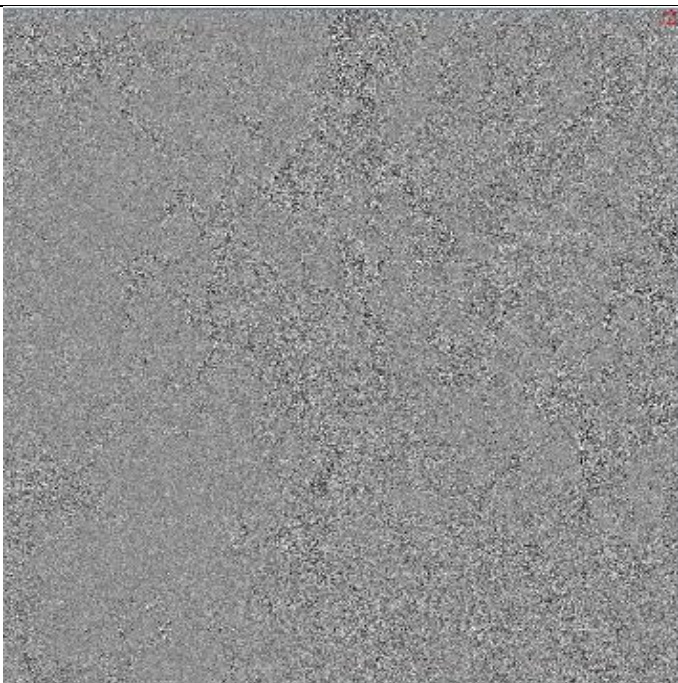




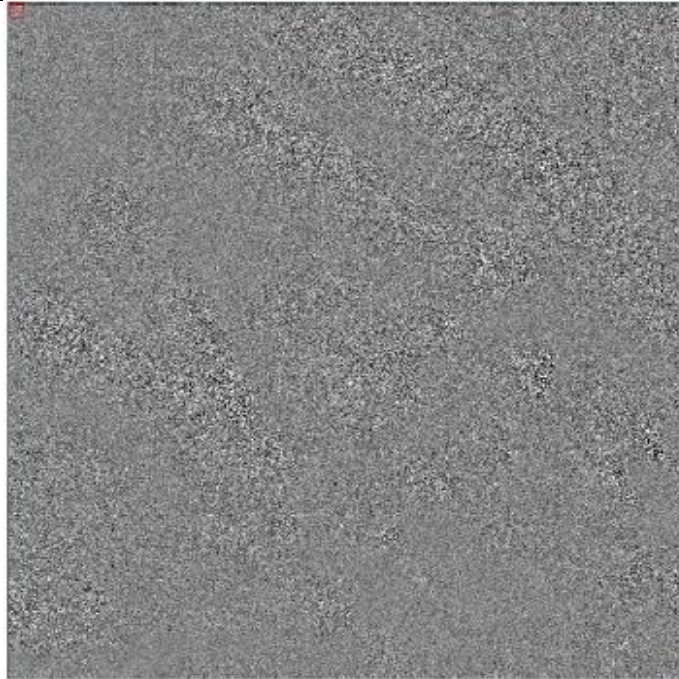


### ANEXO 3

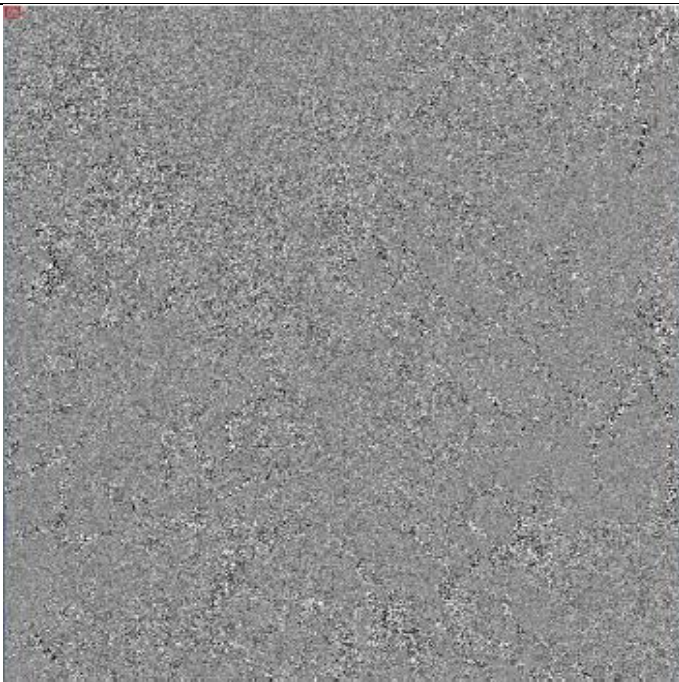
#### Imagens COSMO–SkyMed processadas ao longo da Tese

Data da imagem	Imagem bruta
22/12/2011	
02/01/2012	

13/01/2012



14/01/2012



## ANEXO 4

### Rotinas de modelagem SAR–X desenvolvidas em linguagem MATLAB®

**%RETROESPALHAMENTO SIGMA-ZERO - ROTINA DESENVOLVIDA A PARTIR DOS %CONCEITOS DE ULABY ET AL (1986), FUNG (1994) FUNG & CHEN (2004) E PHAN ET AL (2012) E DAS ROTINAS PROPOSTAS POR PHAN ET AL (2012)**

#### **%DADOS DE ENTRADA:**

**%cte\_diel: constante dielétrica do meio de dispersão (para neve = complexa)**

**%tetai: Ângulo de incidência do Feixe SAR (em graus decimais)**

**%tetas: ângulo de dispersão (em graus decimais)**

**%alfa: ângulo azimutal (em graus decimais)**

**%sp: 1 para selecionar a regressão estatística exponencial**

**%grau: grau da regressão exponencial adotada**

**%hrms: variação média quadrática de altura da superfície - rugosidade**

**(m)**

**%L: Comprimento de correlação (m)**

**%f: Frequência do feixe radiante SAR (medida em GHz)**

#### **%Saída do modelo:**

**% estimativa do coeficiente de retroespalhamento  
%(sigma\_0\_vv)medido em decibéis (dB)**

#### **%Função escrita para o cálculo:**

**function [sigma\_0\_vv sigma\_0\_hh] = Sigma\_0\_vv\_hh\_cosmo(fr, hrms, L, thi, ths, alfa, er, sp, grau)**

**hrms=0.1;**

**error = 1.0e8;**

**hrms = hrms \* 100; % transformando a escala para centímetros**

**L = L \* 100;**

**per\_r = 1; % permeabilidade relativa**

**k = 2\*pi \*fr/30; % n° de onda no espaço livre. velocidade da luz em centímetros por segundo**

**theta = thi .\*pi/180; % transformação para radianos**

**phi = 0;**

**thetas = ths \* pi/180;**

```
phis = alfa * pi/180;
```

```
ks = k * hrms; % parâmetro de rugosidade
```

```
kl = k * L;
```

```
ks2 = ks .* ks;
```

```
cs = cos(theta+ 0.01);
```

```
s = sin(theta+ 0.01);
```

```
sf = sin(phi);
```

```
cf = cos(phi);
```

```
ss = sin(thetas);
```

```
css = cos(thetas);
```

```
cfs = cos(phis);
```

```
sfs = sin(phis);
```

```
s2 = s * s;
```

```
sq = sqrt(er - s2);
```

```
kx = k .* s .* cf;
```

```
ky = k .* s .* sf;
```

```
kz = k .* cs;
```

```
ksx = k .* ss .* cfs;
```

```
ksy = k .* ss .* sfs;
```

```
ksz = k .* css;
```

### % coeficientes de reflexão

```
rt = sqrt(er - s2);
```

```
Rvi = (er .* cs - rt) ./ (er .* cs + rt);
```

```
Rhi = (cs - rt) ./ (cs + rt);
```

```
wvnb = k .* sqrt( (ss .* cfs - s .* cf).^2 + (ss .* sfs - s .* sf).^2 );
```

```
Ts = 1;
```

```
while error > 1.0e-8,
```

```
    Ts = Ts + 1;
```

```
    error = (ks2 .* (cs + css).^2 ).^Ts ./ factorial(Ts);
```

```
end
```

```

Rv0 = (sqrt(er)-1) ./ (sqrt(er)+1);
Rh0 = -Rv0;

Ft = 8 * Rv0.^2 * ss * (cs + sqrt(er - s2))./(cs .* sqrt(er - s2));
a1 = 0;
b1 = 0;
for n = 1:Ts
    a0 = (ks .* cs).^2 * n ./ factorial(n);
    a1 = a1 + a0 * wn(n);
    b1 = b1 + a0 * (abs(Ft./2 + 2.^(n+1) .* Rv0./cs .* exp(-(ks .* cs).^2)).^2 ...
        * wn(n));
end
St = 0.25 * (abs(Ft)).^2 * a1 ./ b1;

St0 = 1 ./ (abs(1 + 8 * Rv0./(cs .* Ft))).^2;

Tf = 1 - St ./ St0;

sigx = 1.1 .* sig/L;
sigy = sigx;
graux = 3 * sigx;

```

### % coeficientes de reflexão

```

Rav = Rav ./ (2 * pi * sigx * sigy);
Rah = Rah ./ (2 * pi * sigx * sigy);

```

### % Selecciona as propriedades de reflexão

```

if thi == ths && alfa == 180,
    Rvt = Rvi + (Rv0 - Rvi) .* Tf;
    Rht = Rhi + (Rh0 - Rhi) .* Tf;

else
    Rvt = Rav;
    Rht = Rah;
end

fvv = 2 .* Rvt .* (s .* ss - (1 + cs .* css) .* cfs) ./ (cs + css);
fhh = -2 .* Rht .* (s .* ss - (1 + cs .* css) .* cfs) ./ (cs + css);

```

**%Calcula os coeficientes Fppup(dn) proposto por Ulaby *et al.* (1986) e Phan *et al.* (2012)**

```

    [Fvvupi,      Fhhupi]      =      Fppupdn_is_calculations(+1,      1,
Rvi,Rhi,er,k,kz,ksz,s,cs,ss,css,cf,cfs,sfs);
    [Fvvups,      Fhhups]      =      Fppupdn_is_calculations(+1,      2,
Rvi,Rhi,er,k,kz,ksz,s,cs,ss,css,cf,cfs,sfs);
    [Fvvdni,      Fhhdni]      =      Fppupdn_is_calculations(-1,      1,
Rvi,Rhi,er,k,kz,ksz,s,cs,ss,css,cf,cfs,sfs);
    [Fvvdns,      Fhhdns]      =      Fppupdn_is_calculations(-1,      2,
Rvi,Rhi,er,k,kz,ksz,s,cs,ss,css,cf,cfs,sfs);

```

```

qi = k .* cs;
qs = k .* css;

```

**% Calcula a intensidade Ivv**

Ivv = zeros(Ts, 1); **%lhh = Ivv;% cria uma matriz de zeros para receber os valores**

**% Opera o teste de cálculo**

```

for n = 1:Ts
    Ivv(n) = (kz + ksz).^n .* fvv .* exp(-sig^2 .* kz .* ksz) + ...
    0.25*(Fvvupi .* (ksz-qi).^(n-1) .* exp(-sig^2 .* (qi.^2 - qi.*(ksz-kz)))+ ...
    Fvvdni .* (ksz+qi).^(n-1) .* exp(-sig^2 .* (qi.^2 + qi.*(ksz-kz)))+ ...
    Fvvups .* (kz+qs).^(n-1) .* exp(-sig^2 .* (qs.^2 - qs.*(ksz-kz)))+ ...
    Fvvdns .* (kz-qs).^(n-1) .* exp(-sig^2 .* (qs.^2 + qs.*(ksz-kz))));
end

```

**% Função de recobrimento / sombreamento**

```

if thi==ths && alfa==180
    ct = cot(theta);
    cts = cot(thetas);
    rslp = rss;
    ctorslp = ct / sqrt(2) ./rslp;
    ctsorslp = cts / sqrt(2) ./rslp;

```

```

shadf = 0.5 *(exp(-ctorslp.^2) ./ sqrt(pi)./ctorslp - erfc(ctorslp));
shadfs = 0.5 *(exp(-ctorslp.^2) ./ sqrt(pi)./ctorslp - erfc(ctorslp));
ShdwS = 1./(1 + shadf + shadfs);
else
ShdwS = 1;
end

```

## **% Calculando os valores de retroespalhamento SIGMA-ZERO**

```

sigmazerovv = 0;

for n = 1:Ts
    a0 = wn(n) ./factorial(n) .*sig.^(2*n);

    sigmazerovv = sigmazerovv+ abs(lvv(n)).^2 .*a0;
end

sigmazerovv = sigmazerovv * ShdwS * k^2 ./2 * exp(-sig.^2 .*(kz.^2 +ksz.^2));

ssv = 10 * log10(sigmazerovv);

sigma_0_vv = ssv;

end

```