



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/06.08.15.12-TDI

## **ESTUDO DE SISTEMAS MULTIMODAIS DE ONDAS OCEÂNICAS UTILIZANDO POLARIMETRIA SAR**

Gustavo Prouvot Ortiz

Dissertação de Mestrado do  
Curso de Pós-Graduação em  
Sensoriamento Remoto, orientada  
pelo Dr. João Antonio Lorenzzetti,  
aprovada em 15 de junho de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3R95H5L>>

INPE  
São José dos Campos  
2018

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE  
Gabinete do Diretor (GBDIR)  
Serviço de Informação e Documentação (SESID)  
CEP 12.227-010  
São José dos Campos - SP - Brasil  
Tel.:(012) 3208-6923/7348  
E-mail: pubtc@inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO  
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos  
Climáticos (CGCPT)

**Membros:**

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas  
(CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia  
Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra  
(CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação  
(SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Murilo Luiz Silva Gino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/06.08.15.12-TDI

## **ESTUDO DE SISTEMAS MULTIMODAIS DE ONDAS OCEÂNICAS UTILIZANDO POLARIMETRIA SAR**

Gustavo Prouvot Ortiz

Dissertação de Mestrado do  
Curso de Pós-Graduação em  
Sensoriamento Remoto, orientada  
pelo Dr. João Antonio Lorenzzetti,  
aprovada em 15 de junho de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3R95H5L>>

INPE  
São José dos Campos  
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Ortiz, Gustavo Prouvot.

Or7e      Estudo de sistemas multimodais de ondas oceânicas utilizando polarimetria SAR / Gustavo Prouvot Ortiz. – São José dos Campos : INPE, 2018.

xxviii + 69 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/06.08.15.12-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.

Orientador : Dr. João Antonio Lorenzetti.

1. PolSAR. 2. Ondas oceânicas. 3. Sistemas multimodais.  
I.Título.

CDU 528.8.044.2:551.466

---



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Gustavo Prouro Ortiz**

Título: "ESTUDO DE SISTEMAS MULTIMODAIS DE ONDAS OCEÂNICAS UTILIZANDO POLARIMETRIA SAR"

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de **Mestre** em **Sensoriamento Remoto**

Dr. Milton Kampel



---

Presidente / INPE / SJCampos - SP

Participação por Video - Conferência

Aprovado  Reprovado

Dr. João Antonio Lorenzetti



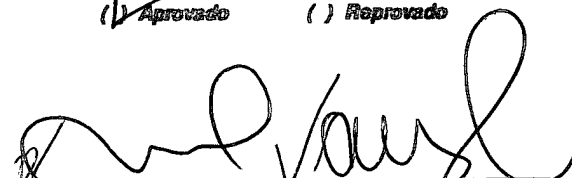
---

Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Participação por Video - Conferência

Aprovado  Reprovado

Dr. Nelson Violante de Carvalho



---

Convidado(a) / UFRJ / Rio de Janeiro - RJ

Participação por Video - Conferência

Aprovado  Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 15 de junho de 2018



*“The finely-detailed imagery of the ocean’s surface from a synthetic aperture radar (SAR) is assuredly the most complex and least understood data set that is provided by a remote sensing instrument”.*

Benjamin Holt (Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology)





À minha filha Marina.



## AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador João Lorenzetti, que inicialmente propôs o grande desafio de pesquisar polarimetria SAR no oceano e, ao longo de nosso frutífero relacionamento, sempre me estimulou e deu grande liberdade para buscar os caminhos de nossa pesquisa. Esteve sempre disponível e supermotivado para discussões técnicas e filosóficas sobre o tema.

Ao Milton Kampel, que me acompanhou desde meu início no INPE e me apresentou ao fascinante mundo da Oceanografia por Satélite. Sua grande experiência com certeza contribuiu para forjar o profissional que sou hoje.

À empresa canadense *MDA*, que gentilmente forneceu a imagem SAR polarimétrica obtida pelo satélite Radarsat-2 utilizada neste estudo.

Ao Valdir Innocentini, Rosio Camayo e Jonas Takeo, que mostraram-se acessíveis e interessados nesta pesquisa, colaborando substancialmente com idéias e através do fornecimento dos resultados do modelo Wave Watch III para a área de estudo.

À Marinha do Brasil, que através de seu Centro de Hidrografia mantém o programa PNBOIA e forneceu os dados utilizados neste estudo.

A todos os docentes e pesquisadores do INPE, que fazem desta uma instituição de excelência em nosso carente país e formam profissionais com qualidade para mudar nossa realidade.

Ao grande time DSA/CPTEC, com quem passei bons anos de minha vida e devo grande parte do aprendizado que tive nesta longa passagem pelo INPE.

Aos colegas da Pós-Graduação e do MOceanS, com quem pude conviver e trocar excelentes experiências ao longo dos últimos anos. Valeu, galera!

À minha família, por ser fonte de inspiração para todos meus sonhos e por dar imprescindível suporte quando necessário.

Ao CNPq pelo suporte oferecido através da Bolsa de Mestrado.

## RESUMO

O estudo do comportamento das ondas oceânicas é de fundamental importância às aplicações em engenharia e monitoramento ambiental. Desde o início da operação dos primeiros sensores SAR orbitais, foram desenvolvidos algoritmos específicos para a estimativa do espectro de ondas superficiais observadas no oceano. O avanço teórico e tecnológico permitiu o desenvolvimento de algoritmos cada vez mais complexos e utilizando polarimetria SAR (PoISAR) para a estimativa das ondas, que elimina a necessidade de modelos numéricos como inicialização. Entretanto, até o momento, os métodos de estudo de ondas oceânicas com imagens SAR não eram capazes de individualizar os parâmetros descritivos das ondas num sistema multimodal, ou seja, onde há diferentes sistemas de ondas atuando simultaneamente na mesma área. Este estudo apresenta, então, uma nova metodologia capaz de estimar o comprimento de onda ( $\lambda$ ), altura significativa ( $H_s$ ) e direção de propagação ( $\Phi$ ) de cada sistema de onda observado em imagem polarimétrica obtida pelo satélite Radarsat-2. A metodologia proposta possui um algoritmo PoISAR como base, cuja capacidade de extrair informações de sistemas multimodais foi agora desenvolvida através de uma nova abordagem de processamento multiescala e aplicação da teoria de *MSS* (*mean square slope*), historicamente utilizada em sensores ópticos e radar altimétrico. Para a imagem analisada no presente trabalho, foram identificados quatro sistemas de ondas presentes na Plataforma Continental Sudeste do Brasil: (#1)  $\lambda = 55$  m,  $H_s = 1,15$  m e  $\Phi = 266^\circ$ ; (#2)  $\lambda = 111$  m,  $H_s = 2,86$  m e  $\Phi = 254^\circ$ ; (#3)  $\lambda = 255-285$  m,  $H_s = 1,96$  m e  $\Phi = 149^\circ$ ; (#4)  $\lambda = 321-359$  m,  $H_s = 2,51$  m e  $\Phi = 120^\circ$ . Além da extração dos parâmetros descritivos individuais de cada sistema, foi possível classificá-los como *windsea* (sistemas #1 e #2) ou *swell* (sistemas #3 e #4). Os resultados foram comparados a dados de boia meteo-oceanográfica, que separou os dois principais sistemas de ondas registrados: (A)  $\lambda = 100$  m,  $H_s = 2,4$  m e  $\Phi = 193^\circ$ ; (B)  $\lambda = 271$  m,  $H_s = 1,9$  m e  $\Phi = 153^\circ$ . Observou-se que os sistemas #3 e B apresentam praticamente os mesmos parâmetros descritivos, embora estimados por métodos completamente distintos. Já os sistemas #2 e A apresentaram similaridade, porém as diferenças observadas foram atribuídas à variabilidade no vento local ao longo da distância de 100 km entre a boia e a área de imageamento SAR. A metodologia proposta é inovadora por ser capaz de estudar sistemas multimodais de ondas. Após ser validada e refinada com mais imagens e boias corretamente posicionadas, pode tornar-se operacional para utilização em SAR polarimétrico de banda-C.

Palavras-chave: PoISAR. Ondas Oceânicas. Sistemas Multimodais



# ON THE STUDY OF MULTIMODAL OCEAN WAVE SYSTEMS USING POLARIMETRY SAR

## ABSTRACT

The assessment of ocean waves is fundamental to engineering and environmental monitoring activities. Since the first SAR orbital sensors, specific algorithms were developed to estimate the surface ocean wave spectra. The technologic advance allowed the development of algorithms even more complex that resulted on the use of PolSAR to study the once waves, which eliminates the need of wave models as first guess. Nevertheless, until now, the methods to assess ocean waves using SAR imagery were not capable to individualize the waves within a multimodal system. This study presents, then, a new methodology to estimate the wavelength ( $\lambda$ ), significant wave height ( $H_s$ ) and propagation direction ( $\Phi$ ) of each individual wave system observed on a PolSAR imagery obtained by Radarsat-2. The proposed methodology is based on a PolSAR algorithm which was now enhanced by a multiscale processing approach and the application of the MSS (mean square slope) theory, traditionally used with data from optical sensors and altimetry radar. Four different wave system were detected by the proposed methodology on the analyzed image over the Brazilian Southeastern Continental Margin: (#1)  $\lambda = 55$  m,  $H_s = 1.15$  m e  $\Phi = 266^\circ$ ; (#2)  $\lambda = 111$  m,  $H_s = 2.86$  m e  $\Phi = 254^\circ$ ; (#3)  $\lambda = 255$ - $285$  m,  $H_s = 1.96$  m e  $\Phi = 149^\circ$ ; (#4)  $\lambda = 321$ - $359$  m,  $H_s = 2.51$  m e  $\Phi = 120^\circ$ . Besides the extraction of individual descriptive parameters for each wave system, the methodology allowed its classification as windsea (systems #1 and #2) or swell (systems #3 and #4). The results were compared to data from a metocean buoy, whose wave directional sensor processing scheme individualized the two principal wave systems registered: (A)  $\lambda = 100$  m,  $H_s = 2.4$  m e  $\Phi = 193^\circ$ ; (B)  $\lambda = 271$  m,  $H_s = 1.9$  m e  $\Phi = 153^\circ$ . One may observe that wave systems #3 and B have practically the same descriptive parameters, although being estimated by completely different methods. The systems #2 and A, however, showed similarity but the differences observed may be related to local wind variability along the distance of 100 km between buoy position and the SAR image acquisition area. The proposed methodology is innovative because it is capable to assess multimodal wave systems. After being tested and validated with more images and well collocated buoys, it may become operational for monitoring purposes using C-band PolSAR imagery.

Keywords: PolSAR. Ocean Waves. Multimodal Systems





## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1: Espectro de energia para cada classe de onda superficial oceânica, em função de sua frequência e período.....	8
Figura 2.2: Fotografias do brilho do Sol obtidas em estudo pioneiro. A imagem à esquerda foi obtida em um ambiente com vento fraco (1,8 m/s) e apresenta brilho bem concentrado no centro. Já a imagem à direita foi obtida com vento local moderado (8,6 m/s) e apresenta maior distribuição espacial do brilho solar. As setas indicam a direção de incidência do vento. As grades circulares indicam os setores de distribuição dos valores de inclinação de ondas, já parametrizados.....	13
Figura 2.3: Perfil de MSS medido em função do número de onda (k), com o eixo horizontal em escala logarítmica. A linha mais grossa representa um espectro de ondas com $H_s=2,1$ m e a linha fina $H_s=0,8$ m. É importante observar que este perfil foi elaborado com limite máximo de $k=3$ , para eliminar a influência dos maiores comprimentos de onda, ou seja, ondas mais curtas.....	17
Figura 2.4: As ondas de radar, propagando-se em direção ao alvo, são compostas por campos magnético (H) e elétrico (E) perpendiculares.....	19
Figura 2.5: Vetor do campo elétrico (E ) decomposto em componentes vertical e horizontal.....	20
Figura 2.6: Comportamento de um campo elétrico (E ) representado por componentes vertical e horizontal com defasagem de $\pi/4$ , em três instantes diferentes $t=1, 2$ e $3$ , indicando que há, nesse caso, rotação periódica do campo ao longo do eixo de propagação do sinal.....	21
Figura 2.7: Elipse de Polarização indicando os parâmetros geométricos de elipicidade $\epsilon$ e de inclinação $\tau$ , também chamado de ângulo de orientação.....	22
Figura 2.8: Esquema ilustrando a relação entre o campo elétrico transmitido pelo sensor, incidente no alvo, retroespalhado pelo alvo e recebido pelo sensor.....	24
Figura 3.1: A imagem PolSAR utilizada neste estudo foi obtida sobre o talude continental ao largo da cidade de Cabo Frio. A sub-cena destacada ilustra o recorte (imagette) de 512 x 512 pixels utilizado efetivamente no processamento. Nota-se a	

presença de sinal regular relativo a ondas oceânicas superficiais. A estrela vermelha representa a posição da boia meteo-oceanográfica Cabo Frio-2, operada pela Marinha do Brasil.....	29
Figura 3.2: Detalhes da imagem PolSAR (sigma-0 VV), onde destaca-se a frente atmosférica de sistemas convectivos cruzando toda a cena. É evidente também o sinal de ondas oceânicas superficiais na direção SW-NW. A sub-cena delimitada em azul, com 512 x 512 pixels, e fora da zona de maior turbulência atmosférica, foi selecionada para a aplicação da metodologia deste estudo. ....	30
Figura 3.3: Carta sinótica de superfície representando o cenário observado no dia 12/08/2016 às 18:00 GMT; cerca de 3 horas antes da aquisição da imagem PolSAR. A área de estudo estava num corredor entre um centro de baixa-pressão e de alta-pressão, no momento após a passagem de um sistema frontal. Esta configuração sinótica indica a presença de ventos de S, SW ou W no local. ....	31
Figura 4.1: Espectro direcional total do espectro de inclinação da superfície do mar, gerado pela metodologia desenvolvida por He et al. (2006), com a orientação já corrigida para o Norte geográfico. As escalas radiais em cinza indicam $\lambda = 50$ m, 100 m, 200 m, 300 m, 400 m e 500 m. A metodologia identificou o pico de energia em $\lambda_d = 359$ m e $\Phi_d = 120^\circ$ (ou $300^\circ$ ). Entretanto é evidente o sinal de outro sistema de onda swell bem próximo ao pico de energia, além de outro sistema menos energético com $\lambda$ em torno de 100 m na direção SW-NE. ....	44
Figura 4.2: Variação do valor de $\lambda_d$ em função do aumento do tamanho do kernel de média móvel. A cada rodada de execução do algoritmo modificado um novo sistema dominante de onda foi detectado, com seu respectivo valor de $\lambda_d$ . O tamanho do kernel variou de 3x3 a 127x127 pixels. Estão destacados em linhas vermelhas os quatro patamares onde houve relativa estabilização dos valores de $\lambda_d$ , mesmo com o aumento do kernel. ....	48
Figura 4.3: Variação do RMS da inclinação na direção em azimute ( $S_{az}$ ) e na direção em range ( $S_r$ ) em função do tamanho do kernel. Nota-se o abrupto crescimento dos valores na faixa das menores tamanhos de kernel até estabilizar-se num patamar na faixa com maior tamanho de kernel. É importante notar que 95% do valor máximo foi observado já no kernel de 17x17. Ou seja, na faixa de 19x19 a 127x127 somente houve acréscimo de 5% ao valor máximo de RMS. ....	50

Figura 4.4: Espectros direcionais da inclinação da superfície gerados pela metodologia proposta de abordagem multiescala, com variação do tamanho da janela do kernel de média móvel. A) o espectro gerado com kernel de 7x7 pixels identificou o sistema #1 como dominante, com  $\lambda=55$  m e  $\Phi=266^\circ$ ; B) o espectro gerado com kernel de 21x21 pixels identificou o sistema #2 como dominante, com  $\lambda=111$  m e  $\Phi=254^\circ$ ; C) o espectro gerado com kernel de 52x52 pixels identificou o sistema #3 como dominante, com  $\lambda=285$  m e  $\Phi=149^\circ$ ; D) o espectro gerado com kernel de 79x79 pixels identificou o sistema #4 como dominante, com  $\lambda=359$  m e  $\Phi=120^\circ$ . A orientação já é corrigida para o Norte geográfico, porém há ambiguidade direcional de  $180^\circ$  inerente ao método..... 53

Figura 4.5: Variação do MSS direcional em azimute (MSS az) em range (MSS r) e total (MSS total), que é a soma dos dois, em função do  $\lambda_d$  de cada rodada de execução do algoritmo modificado. Nota-se que há o acúmulo de valores sobre os  $\lambda_d$  referentes aos sistemas de ondas identificados anteriormente, sendo mais evidente sobre o sistema de 111 m, onde há literalmente um “empilhamento” de MSS. É interessante observar que este sistema de 111 m delimita um ponto de mudança no padrão de crescimento da curva de MSS, passando a comportar-se como um patamar no setor com valores mais altos de  $\lambda_d$ . Notam-se que os valores de MSS r são significativamente maiores que os de MSS az, indicando que a inclinação média dos sistemas de ondas em range é maior que em azimute. .... 58



## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1: Características de aquisição da imagem PolSAR utilizada no estudo .....	28
Tabela 4.1: Parâmetros descritivos do sistema de onda dominante identificado pelo método original de He et al. (2006) em comparação ao registrado pelo ondógrafo da boia meteo-oceanográfica Cabo Frio-2 e pela previsão do modelo numérico WW3. Nota-se que Hs foi superestimado pelo método PolSAR e que o sistema identificado como dominante não é condizente ao computado pelo sistema da boia nem ao previsto pelo modelo.....	45
Tabela 4.2: Detalhe das faixas de $\lambda d$ e de tamanho do kernel referentes aos quatro patamares identificados.....	49
Tabela 4.3: Resultado final da metodologia proposta, com os parâmetros descritivos dos quatro sistemas de ondas identificados. Os sistemas #1 e #2, destacados em laranja, foram classificados como windsea. Já os sistemas #3 e #4 foram classificados como swell. Somente foi aplicada a correção do MSS aos sistemas swell, pela subtração do MSS do sistema #2 de seus próprios MSS acumulados. Esta correção elimina o efeito do windsea para corrigir o Hs do swell. Optou-se por designar o $\lambda$ dos sistemas #3 e #4 como uma faixa de valores para aglutinar os valores relativamente próximos. Após as correções, o sistema #2 apresentou o maior Hs. A ambiguidade inicial na direção de propagação foi resolvida através da comparação aos dados da boia meteo-oceanográfica.....	61
Tabela 4.4: Sistemas de ondas individuais registrados no ondógrafo da boia meteo-oceanográfica Cabo Frio-2. O sistema A possui características similares ao sistema #2, identificado pela metodologia proposta. As diferenças observadas entre os dois sistemas, principalmente de $61^\circ$ na direção de propagação, podem ser atribuídas à alta variabilidade do vento local no instante e à distância de 100 km entre a posição da boia e a imagem SAR utilizada. Já o sistema B possui parâmetros descritivos praticamente idênticos ao sistema #3 identificado pela metodologia proposta.....	61



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
ERS	<i>European Remote Sensing satellite</i>
FFT	<i>Fast Fourier Transform</i> – Transformada rápida de Fourier
GFS	<i>Global Forecast System</i>
GMT	<i>Greenwich Meridian Time</i>
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
MDA	<i>MacDonald, Dettwiler and Associates</i>
MPI	<i>Max Planck Institut</i>
MSS	<i>Mean Square Slope</i> – inclinação média quadrática
MTF	<i>Modulation Transfer Function</i> - Função de Transferência de Modulação
NW	Noroeste
PDF	<i>Probability Density Function</i> – função de densidade de probabilidade
PNBOIA	Programa Nacional de Boias
PolSAR	Polarimetria SAR
RMS	<i>Root Mean Square</i> – raiz da média quadrática
RSTB	<i>RADARSAT-2 SAR Toolbox</i>
SAR	<i>Synthetic Aperture Radar</i> - Radar de Abertura Sintética
SE	Sudeste
SLC	<i>Single Look Complex</i>
SNAP	<i>Sentinel Application Platform</i>
WMO	<i>World Meteorological Organization</i>
WW3	<i>Wave Watch 3</i>





## LISTA DE SÍMBOLOS

$a$	amplitude de onda
$a_H$	amplitude de onda eletromagnética na componente horizontal
$a_V$	amplitude de onda eletromagnética na componente vertical
$\alpha$	direção azimutal da onda
$\beta$	constante de fase do radar
$c$	velocidade de fase de onda
$C$	Matriz de covariância polarimétrica
$c_g$	velocidade de grupo de onda
$\delta$	diferença de fase entre $E_H$ e $E_V$
$d$	profundidade local do oceano
$\xi$	elevação do nível do mar
$\varepsilon$	elipsidade da Elipse de polarização de onda eletromagnética
$E$	campo elétrico
$E^r$	campo elétrico retroespalhado
$E^i$	campo elétrico incidente
$E_o$	amplitude do sinal de radar
$E_H$	campo elétrico decomposto na componente horizontal

$E_V$	campo elétrico decomposto na componente vertical
$f$	frequência
$g$	aceleração da gravidade
GHz	Gigahertz
$H$	campo magnético
$H_{\frac{1}{3}}$	altura significativa de onda
$H_s$	altura significativa de onda
$k$	número de onda
$k_1$	limite inferior do número de onda
$k_2$	limite superior do número de onda
$k$	vetor de número de onda
$k_l$	vetor de alvo lexicográfico
$k_p$	vetor de alvo da base de Pauli
km	quilômetros
$\lambda$	comprimento de onda
m	metros
m/s	velocidade (metros / segundo)
$\phi$	ângulo de incidência do radar
$\varphi$	ângulo de orientação polarimétrica
$\Phi$	direção azimutal da onda
$\Re$	parte real de número complexo

$R$	distância radar↔alvo
rad	radianos
$\sigma$	sigma-0 ( <i>normalized radar cross-section</i> )
s	segundos
$S$	Matriz de Espalhamento polarimétrico
$S_{az}$	inclinação superficial na direção em azimute
$S_{pq}$	espalhamento polarimétrico o sinal retroespalhado na polarização linear $p$ e incidente na polarização linear $q$
$S_r$	inclinação superficial na direção em range
$S_{rms}$	inclinação média total da superfície
$S(k)$	espectro de altura de onda
$\tau$	ângulo de orientação polarimétrica
$t$	tempo
$T$	Matriz de Covariância polarimétrica
T	período de onda
$U_{10}$	magnitude do vento a 10 metros de altura
$U_{12,5}$	magnitude do vento a 12,5 metros de altura
$\omega$	frequência angular



## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Objetivo Geral.....	5
1.1.1 Objetivos Específicos.....	5
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	7
2.1 Ondas Oceânicas.....	7
2.1.1 Sistemas Multimodais.....	12
2.2 Média Quadrática da Inclinação das Ondas ( <i>MSS</i> ).....	12
2.3 Polarimetria SAR.....	18
3 MATERIAL E MÉTODOS.....	27
3.1 Características da Imagem e Área de Estudo.....	27
3.2 Pré-Processamento da imagem.....	32
3.3 Algoritmo PolSAR Original.....	33
3.4 Processamento Multiescala.....	37
3.5 Aplicação da Teoria de <i>MSS</i> .....	38
3.6 Base de Dados para Comparação.....	40
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	43
4.1 Algoritmo Original PolSAR (Sistema Dominante).....	43
4.2 Processamento Multiescala (Identificação de Sistemas de Ondas).....	47
4.3 Utilização do <i>MSS</i> (Correção de $H_s$ ).....	54
5 CONCLUSÃO.....	63
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	65



## 1 INTRODUÇÃO

Os sistemas SAR (*Synthetic Aperture Radar*) são radares imageadores que operam na faixa espectral de micro-ondas, medindo o sinal que retorna ao sensor após interagir com alvos na superfície. A utilização do SAR em estudos oceanográficos iniciou-se na década de 1970 com o uso de sensores aerotransportados (BROWN et al., 1976) e despertou grande interesse pois os sinais detectados eram oriundos da variação da rugosidade da superfície do mar, gerando imagens de feições com características não representadas por outros tipos de sensores, que operam em diferentes faixas espectrais. Posteriormente, o lançamento de um SAR a bordo do satélite SEASAT, em 1978, revelou um grande número de feições meteo-oceanográficas extensivamente observadas pelo sensor (FU; HOLT, 1982), incluindo bordas de correntes, vórtices, frentes oceânicas, assinaturas de vento, ondas internas e ondas superficiais. O sucesso do SEASAT motivou o desenvolvimento de mais sistemas SAR orbitais nas décadas seguintes, operando nas bandas L (1,257 GHz), C (5,405 GHz) e X (9,65 GHz).

Desde o pioneiro SEASAT foram elaborados modelos com o intuito de extrair informações quantitativas sobre as características das ondas oceânicas presentes nas imagens SAR (GONZALEZ et al., 1979; BEAL, 1980), dada sua grande importância em aplicações de engenharia e operações marítimas. No entanto, os métodos pioneiros de estimativa dos parâmetros de onda através de imagens SAR, sumarizados por Hasselmann et al. (1985), apresentavam limitações inerentes à complexidade do processo de imageamento. A

dificuldade fundamental é que nem toda informação espectral das ondas é mapeada na imagem SAR. A perda de informação mais séria é gerada pela distorção não-linear chamada de agrupamento de velocidade (*velocity bunching*), que resulta na eliminação de ondas curtas do espectro na direção azimutal (*azimuthal cutoff*). Os efeitos não-lineares também podem produzir deslocamento do pico espectral e outras distorções espectrais (ALPERS; BRÜNING, 1986).

Visando minimizar estas limitações iniciais, Hasselman e Hasselman (1991) desenvolveram um método não-linear utilizando uma MTF (função de transferência de modulação) hidrodinâmica, que simula qual seria o espectro de uma imagem SAR para um determinado espectro de ondas. Por fim, é usada a técnica de inversão para estimar um espectro de ondas ótimo a partir de uma imagem SAR observada em conjunto com um espectro de ondas de entrada, gerado a partir do modelo de ondas WAM de terceira geração. Posteriormente, Hasselman et al. (1996) desenvolveram uma função de custo (*cost function*) que ajusta o espectro de onda em cada iteração do processo de inversão, sendo esse o método mais utilizado atualmente. Entretanto, ele ainda depende de inicialização com dados de modelo numérico de ondas e de uma MTF parametrizada, o que gera simplificações, tendências e erros nos resultados (SCHULER et al., 2004).

Posteriormente, Mastenbroek e de Valk (2000) desenvolveram uma nova metodologia para os satélites ERS-1 e ERS-2 (banda-C), que operaram nos períodos 1991-2000 e 2005-2011, respectivamente. Estes dois satélites



possuíam, além de um SAR, um escaterômetro para estimar o campo de ventos na superfície do mar. Combinando, então, o espectro da imagem SAR com dados de escaterômetro, o algoritmo proposto foi capaz de eliminar a dependência de informação a priori oriunda de modelos numéricos. Entretanto, as missões orbitais seguintes aos satélites ERS não possuíam o conjunto SAR+escaterômetro, o que inviabilizou a utilização de tal algoritmo mais recentemente. Em águas brasileiras, o estudo de Violante-Carvalho et. al (2005) validou o uso de imagens do ERS para estimativa do espectro de ondas utilizando o algoritmo Max-Planck-Institut (MPI).

O estudo da polarimetria em SAR (KOSTINSKI; BOERNER, 1986), chamada PolSAR, é capaz de discriminar mecanismos de espalhamento nos alvos, através da variação do sinal retornado em diferentes polarizações. Utilizando a PolSAR, Schuler et. al (2004) apresentaram uma metodologia inovadora capaz de estimar: (i) as inclinações da superfície do oceano, associadas à passagem de ondas, e (ii) o espectro direcional de ondas, sem a necessidade de nenhuma informação *a priori* de modelo numérico ou MTF parametrizada. Para isso, foram aplicadas ao oceano as técnicas desenvolvidas por Schuler et al. (1996) e Pottier (1998), citado por SCHULER et al. (2004), originalmente desenvolvidas para medidas topográficas no continente.

Entretanto, Lee et al. (2003) já haviam indicado que as técnicas de medida topográficas só eram válidas com a utilização de SAR de baixa frequência (bandas P ou L), mesmo para as aplicações oceânicas. Desta forma, He et al. (2006) desenvolveram um método PolSAR complementar, aplicável a SAR de

banda-C. Este novo método foi validado posteriormente com imagens PolSAR do Radarsat-2, em banda-C, por Zhang et al. (2010). Nesta validação, foram utilizadas imagens onde havia predominantemente somente um sistema de onda e sem influência direta do vento local. Neste caso, os próprios autores indicaram que pesquisas adicionais seriam necessárias para determinar se o algoritmo seria capaz de mensurar um espectro de ondas gerado pelo vento local ou um sistema de ondas multimodal, ou seja, sistema em que ondas com diferentes características estão presentes.

Visando avançar no estudo de sistemas de ondas multimodais, este documento traz o conhecimento sobre a estatística da média quadrática da inclinação das ondas (*MSS – mean square slope*), desenvolvido em pesquisas utilizando sensores ópticos ou de radar altímetro, à luz da metodologia PolSAR. Os estudos pioneiros de Cox e Munk (1956) descreveram uma relação linear do *MSS* com o vento local incidente, utilizando o registro fotográfico do brilho do Sol (Sun glitter) na superfície do oceano. Posteriormente, Wu (1990), em ensaios de laboratório com sensor *laser*, encontrou uma relação exponencial entre a magnitude do vento e o *MSS*. Já os efeitos do *MSS* no retroespalhamento do radar em diferentes frequências foram estudados por Liu et al. (2000). O trabalho de Vandermark et al. (2004) utilizou sensor óptico à laser e radar, ambos em visada nadir, para avaliar como o retroespalhamento é afetado pela interação de ondas curtas sobre ondas mais longas na superfície do oceano. Porém, ao melhor de nosso conhecimento, nunca foi publicado um estudo sobre a estatística do *MSS* de ondas oceânicas em imagens SAR; muito menos para estudar sistemas multimodais.

## **1.1 Objetivo Geral**

Neste contexto, o presente estudo tem por objetivo principal discriminar os parâmetros descritivos (comprimento de onda dominante, direção de propagação, e altura significativa de onda) de sistemas multimodais de ondas oceânicas observados em imagens SAR por meio do aprimoramento do algoritmo desenvolvido por He et al. (2006).

### **1.1.1 Objetivos Específicos**

- Aplicar e testar metodologia desenvolvida por He et al. (2006) em imagem SAR polarimétrica com a presença de sistema de onda multimodal.
- Avaliar os resultados e identificar possíveis limitações encontradas na metodologia original para a discriminação dos parâmetros individuais em um sistema multimodal de ondas.
- Desenvolver método capaz de identificar os diferentes sistemas de ondas atuantes na imagem SAR e discriminar corretamente os seus respectivos parâmetros descritivos.



## 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

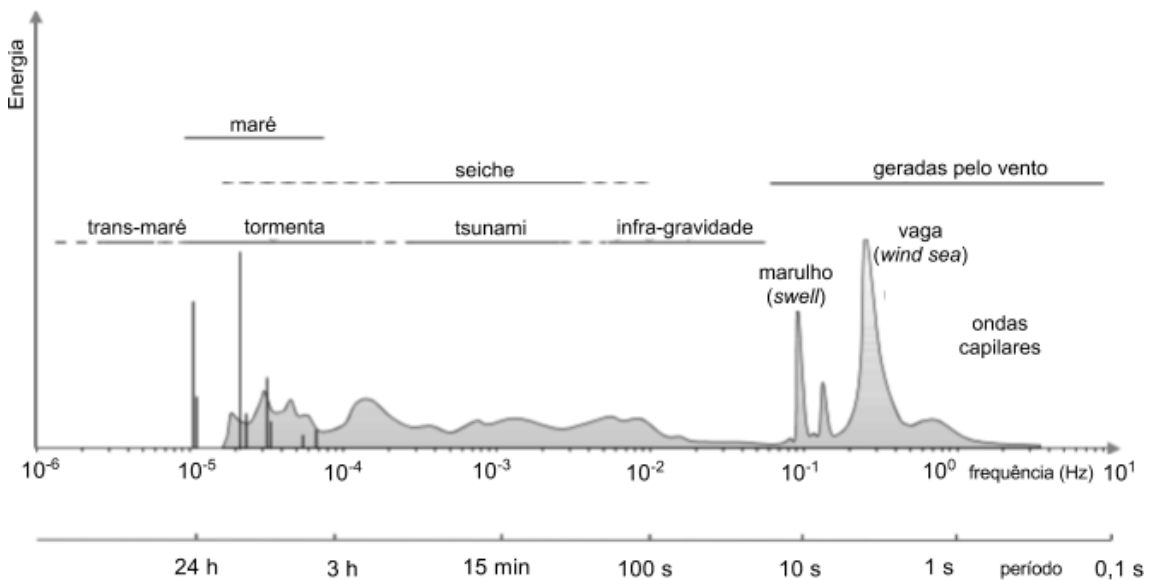
Este Capítulo trata das bases teóricas que dão suporte à metodologia aplicada e à discussão dos resultados. São apresentados os conceitos matemáticos fundamentais de ondas oceânicas, o desenvolvimento histórico da teoria de MSS aplicada a ondas oceânicas e os fundamentos de polarimetria SAR.

### 2.1 Ondas Oceânicas

As ondas, segundo Holthuijsen (2007), são perturbações no estado de equilíbrio de um corpo ou material, que propagam-se através deste corpo a distâncias e períodos maiores que o comprimento ou período característicos do distúrbio. O trabalho de Munk (1950), visando as aplicações práticas de engenharia, classificou convenientemente os diferentes tipos de ondas oceânicas superficiais em função de sua frequência ( $f$ ) em Hertz e período de ocorrência ( $T$ ), que é o intervalo de tempo entre a passagem de sucessivas cristas por um ponto fixo. O período de uma onda oceânica superficial pode variar desde frações de segundos até dias, dependendo de sua natureza. As ondas superficiais de gravidade ou gravidade/capilar geradas pelo vento possuem período máximo na ordem de dezenas de segundos (Figura 2.1). Dentro desta categoria, distinguem-se as ondas capilares, cuja força restauradora é a tensão superficial da água, dos marulhos (*swell*) e das vagas (*windsea*), cuja força restauradora é a gravidade. A maior parte do espectro de energia está contida nas ondas do tipo *windsea*, que são geradas pela ação

local do vento, e nos *swells*, que foram geradas pela ação de ventos em uma região oceânica distante.

Figura 2.1: Espectro de energia para cada classe de onda superficial oceânica, em função de sua frequência e período.



Fonte: adaptado de Holthuijsen (2007).

As equações básicas que descrevem o comportamento de ondas na superfície do oceano provêm da teoria linear de ondas, inicialmente desenvolvida por Airy (1845). Assumindo-se que as ondas propagam-se de forma harmônica, as modulações na elevação do nível do mar ( $\xi$ ) geradas pela ação de ondas podem ser estimadas por:

$$\xi(x, t) = a \cdot \text{sen}(kx - \omega t) \quad (2.1)$$

com  $\omega = 2\pi f = \frac{2\pi}{T}$ , e  $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ ;

onde  $a$  é a amplitude da onda em metros,  $f$  a frequência de onda em Hertz,  $\omega$  é a frequência angular em radianos por segundo,  $k$  o número de onda em

radianos/metro e  $\lambda$  o comprimento de onda em metros (distância entre duas cristas em um momento fixo).

A frequência angular das ondas oceânicas de superfície relaciona-se com o número de onda através da importante relação de dispersão:

$$\omega^2 = gk \tanh(kd) \quad (2.2)$$

onde  $g$  é a aceleração da gravidade, em  $\text{m.s}^{-2}$  e  $d$  a profundidade local do oceano em metros..

Existem aproximações da relação de dispersão, como indica Stewart (2009), que são úteis para solução de casos práticos:

Relação de dispersão em águas profundas ( $d > \lambda/4$ ),  $\tanh(kd) \approx 1$ , e

$$\omega^2 = gk \quad (2.3)$$

Relação de dispersão em águas rasas ( $d < \lambda/11$ ),  $\tanh(kd) \approx kd$ , e:

$$\omega^2 = gk^2d \quad (2.4)$$

A velocidade de fase ( $c$ ) é a velocidade de propagação de uma determinada fase da onda, ou seja, a velocidade de propagação, p.ex. de uma crista ou cavado da onda na direção de propagação perpendicular à crista. Sua definição é:

$$c \equiv \frac{\omega \text{ (rad s}^{-1}\text{)}}{k \text{ (rad m}^{-1}\text{)}} \text{ [ms}^{-1}\text{]} \quad (2.5)$$

As aproximações para águas profundas e rasas da relação de dispersão simplificam a equação da velocidade de fase:

Velocidade de fase em águas profundas:

$$c = \sqrt{\frac{g}{k}} = \frac{g}{\omega} \quad (2.6)$$

Velocidade de fase em águas rasas:

$$c = \sqrt{gd} \quad (2.7)$$

Observa-se, então, que em águas profundas as ondas são dispersivas, i.e. a velocidade de fase depende da frequência de onda ou de seu comprimento de onda. Desta forma, a Equação 2.6 indica que ondas de menor frequência (e maior comprimento) propagam-se em velocidades de fase maiores que das ondas de maior frequência (mais curtas). Já em águas rasas (Equação 2.7), observa-se que a velocidade de fase depende apenas da profundidade local; à medida que as ondas se propagam para regiões mais rasas suas velocidades de fase diminuem. Uma vez que a frequência (ou período) da onda não varia, isto implica também que o comprimento das ondas se reduz ao se aproximarem da costa.



A velocidade de grupo ( $c_g$ ) é a velocidade na qual um grupo de ondas propaga-se pelo oceano relacionando-se à propagação efetiva de energia propagação das ondas. Sua definição é:

$$c_g \equiv \frac{\partial \omega}{\partial k} \quad (2.8)$$

Utilizando as aproximações da relação de dispersão (Equações 2.3 e 2.4), a velocidade de grupo pode ser simplificada para:

Velocidade de grupo em águas profundas:

$$c_g = \frac{g}{2\omega} = \frac{c}{2} \quad (2.9)$$

Velocidade de grupo em águas rasas:

$$c_g = \sqrt{gd} = c \quad (2.10)$$

A altura significativa de onda ( $H_s$  ou  $H_{\frac{1}{3}}$ ) representa a média da altura (2 x amplitude) do  $\frac{1}{3}$  maior de ondas. Ou seja, caso sejam medidas 120 cristas de ondas, calcula-se a média das 40 maiores alturas. Outra abordagem utiliza a estatística para estimar  $H_s$  em função da variação da elevação do mar (HOFFMAN; KARST, 1975):

$$H_s = 4\langle \xi^2 \rangle^{1/2} \quad (2.11)$$

onde  $\langle \xi^2 \rangle^{1/2}$  representa o desvio-padrão da variação da elevação do mar.

### **2.1.1 Sistemas Multimodais**

Os sistemas multimodais de ondas ocorrem quando há grupos de ondas com distintas características descritivas atuando em uma região. Ondas com diferentes períodos, altura ou direção de propagação podem interagir para trocar energia entre si, alterando suas características, ou até gerando novos sistemas de ondas secundários (DALRYMPLE, 1975; SHARMA; DEAN, 1981; ZANG; CHEN, 1999).

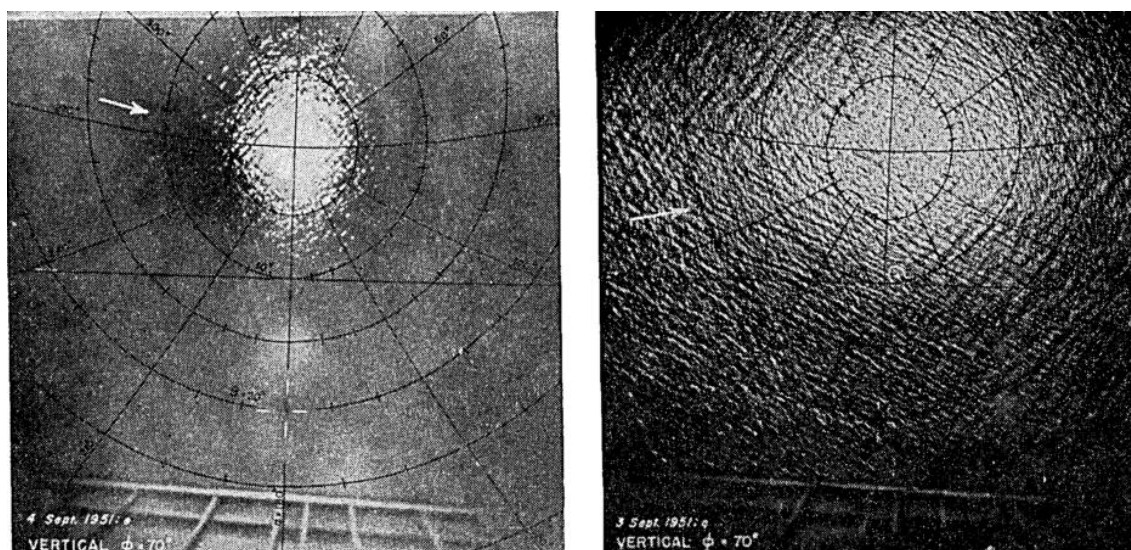
A observação e previsão dos sistemas multimodais e a modelagem de suas interações são de grande relevância para aplicações em engenharia. Recentes avanços de pesquisa nessa área buscam aprimorar a modelagem de sistemas de segunda ordem gerados pela interação de ondas “Bi-Bi” (bicromáticas e bidirecionais) e sua influência na hidrodinâmica costeira, eg. (SOUZA e SILVA et al., 2017).

### **2.2 Média Quadrática da Inclinação das Ondas (*MSS*)**

O estudo pioneiro de Cox e Munk (1956) teve como objetivo realizar medidas quantitativas relativas à rugosidade da superfície do mar, com o intuito de relacionar a inclinação média das ondas a diferentes magnitudes de vento local. Para isso os pesquisadores fotografaram o brilho do Sol na superfície do mar com câmeras em aeronaves e parametrizaram a estatística descritiva da intensidade e forma do brilho solar para relacioná-la com a estatística de distribuição de inclinação de ondas. As medidas de vento foram obtidas simultaneamente em embarcações no mesmo local das fotografias.

De forma geral, quanto mais lisa a superfície fotografada, mais concentrado estava o brilho e menor era a magnitude do vento. Então ventos mais intensos espalhavam mais o brilho, que podia alonga-se na direção de incidência (Figura 2.2).

Figura 2.2: Fotografias do brilho do Sol obtidas em estudo pioneiro. A imagem à esquerda foi obtida em um ambiente com vento fraco (1,8 m/s) e apresenta brilho bem concentrado no centro. Já a imagem à direita foi obtida com vento local moderado (8,6 m/s) e apresenta maior distribuição espacial do brilho solar. As setas indicam a direção de incidência do vento. As grades circulares indicam os setores de distribuição dos valores de inclinação de ondas, já parametrizados.



Fonte: Cox e Munk (1954).

O estudo verificou que a função densidade de probabilidade (*pdf*) dos valores de inclinação de onda aproximava-se de uma distribuição Gram-Charlier, cuja estatística descritiva foi associada aos valores medidos de intensidade do vento. De forma geral, a média da distribuição era praticamente igual a zero e sua variância estava relacionada à intensidade do vento local. Cox e Munk

(1956) adotaram o procedimento de considerar o valor da média quadrática da inclinação das ondas ( $MSS$  – de *mean square slope*) como equivalente à variância de sua *pdf*, visto que a média simples é praticamente nula.

Algo também muito interessante deste estudo pioneiro foi o experimento realizado com o derrame de óleo na superfície do oceano, pois este tem o efeito de atenuar a amplitude das ondas mais curtas (COX; MUNK ,1956). Como resultado, verificaram que os valores de  $MSS$  eram reduzidos em até 9 vezes pela adição de óleo, o que os fez concluir que as ondas mais curtas contribuem mais para aumentar os valores de  $MSS$ , ou seja, têm maior inclinação.

Por fim, Cox e Munk (1956) propuseram uma relação linear entre o  $MSS$  total medido e a magnitude do vento local, relação essa diferente para os dois casos:

- superfície limpa:

$$MSS_{total} = 0,003 + 5,12 \times 10^{-3} U_{12,5} \pm 0,004 \quad (2.12)$$

- superfície com óleo:

$$MSS_{total} = 0,008 + 1,56 \times 10^{-3} U_{12,5} \pm 0,004 \quad (2.13)$$

onde  $U_{12,5}$  é a magnitude do vento local, medido a 12,5 metros de altura da superfície.

Então, para um vento local com magnitude de 7 m/s, o *MSS* esperado de uma superfície limpa seria de  $0,039 \pm 0,004$  e o *MSS* de uma superfície com óleo seria  $0,019 \pm 0,004$ .

Posteriormente, a pesquisa desenvolvida por Wu (1990) realizou experimentos de laboratório para refinar a relação entre o *MSS* de ondas superficiais e o vento local. Wu (1990) obteve resultados relevantes para sustentar uma longa discussão teórica sobre a composição espectral das ondas contribuintes ao cálculo do valor de *MSS*. Chegou à conclusão que a relação entre *MSS* e magnitude do vento não é linear, mas sim exponencial, e separou-a em regime de vento mais fracos ( $< 7$  m/s), onde há maior influência de ondas de gravidade, e regime de ventos mais fortes ( $\geq 7$  m/s), onde há maior influência de ondas capilares. A formulação a seguir ainda é base para muitos algoritmos utilizados em radares altímetros orbitais ou sensores laser aerotransportados:

- ventos fracos:

$$MSS_{total} = (0,90 + 1,20 \ln U_{10}) \times 10^{-2} \quad (2.14)$$

- ventos fortes:

$$MSS_{total} = (-8,40 + 6,00 \ln U_{10}) \times 10^{-2} \quad (2.15)$$

onde  $U_{10}$  é a magnitude do vento local a 10 metros de altura da superfície.

Pela formulação de Wu (1990), então, para um vento local com magnitude de 6 m/s, o *MSS* esperado seria de 0,0305 e o *MSS* esperado para um vento local com magnitude de 8 m/s seria de 0,0407.

O trabalho de Liu et al. (2000) apresentou grande contribuição ao estudo do *MSS*. Partindo de uma das conclusões de Valenzuela (1978), de que “somente as ondas oceânicas com comprimento de onda significativamente maior que o comprimento de onda do radar irão contribuir efetivamente para o cálculo do *MSS*”, foi estudada a influência do *MSS* no retroespalhamento para diferentes frequências de radar. O particionamento do *MSS* é baseado em sua formulação omnidirecional em função da integração do espectro de inclinações (*slope spectrum*):

$$MSS = \int_{k_1}^{k_2} |\mathbf{k}^2| S(\mathbf{k}) d\mathbf{k} \quad (2.16)$$

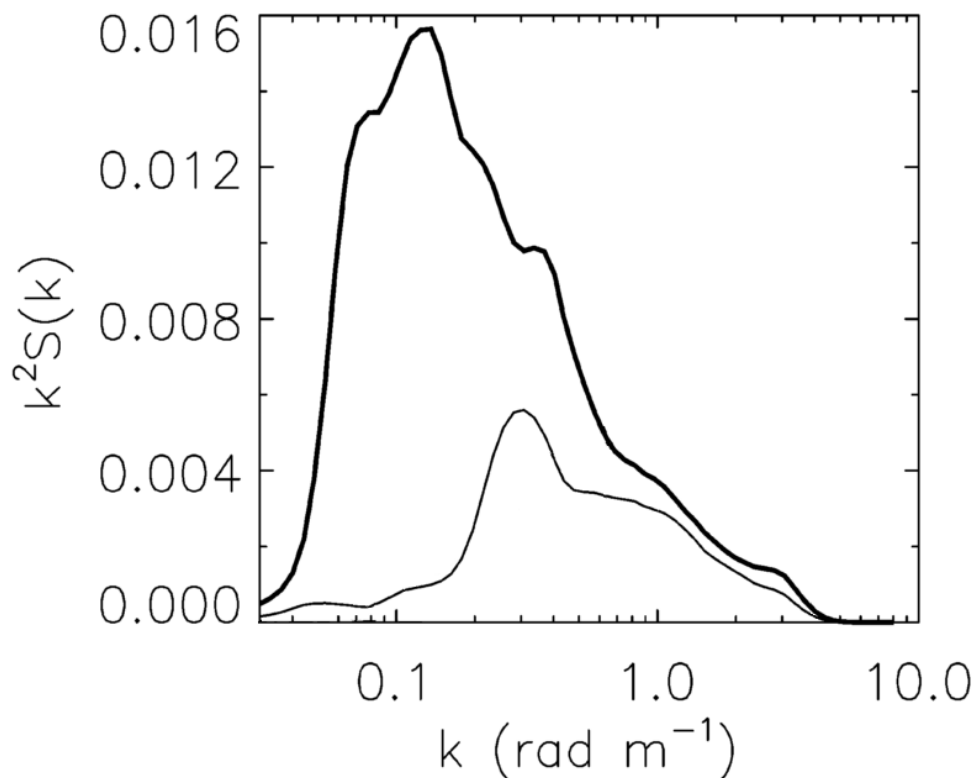
onde  $\mathbf{k}$  é o vetor de número de onda ( $k \cos(\alpha) \mathbf{i} + k \sin(\alpha) \mathbf{j}$ ), com  $\alpha$  sendo a direção azimutal, e  $S(\mathbf{k})$  é o espectro de altura de onda.

Por fim, o estudo de Vandermak et al. (2004) expandiu substancialmente essa discussão, realizando experimentos com sensor *laser* e radar altímetro simultaneamente. Foi possível, neste estudo, verificar a influência de ondas curtas em ondas mais longas na estimativa do *MSS*. A Figura 2.3 ilustra os *MSS* obtidos para diferentes valores de  $k$ , em ambientes com distintos  $H_S$ . Nota-se a presença de picos com maiores valores de *MSS*, que, segundo os autores, indicam o  $k$  de pico para sistema gerado pelo vento local. Desenvolveram, então, a seguinte formulação para o *MSS* total:

$$MSS_{total} = MSS_{ondas\_curtas} + MSS_{ondas\_longas} \quad (2.17)$$

O MSS de ondas curtas e ondas longas são estimados pela solução da Equação 2.16 com os respectivos valores de  $k_1$  e  $k_2$  limítrofes, para definir os setores específicos do espectro de ondas. Vandermak et al. (2004) indicam que os limites de  $k$  também podem ser definidos pelas características dos sensores utilizados na observação das ondas.

Figura 2.3: Perfil de MSS medido em função do número de onda ( $k$ ), com o eixo horizontal em escala logarítmica. A linha mais grossa representa um espectro de ondas com  $H_s=2,1$  m e a linha fina  $H_s=0,8$  m. É importante observar que este perfil foi elaborado com limite máximo de  $k \sim 3$ , para eliminar a influência dos maiores números de onda, ou seja, ondas mais curtas.



Fonte: Adaptado de Vandermak et al. (2004).

### 2.3 Polarimetria SAR

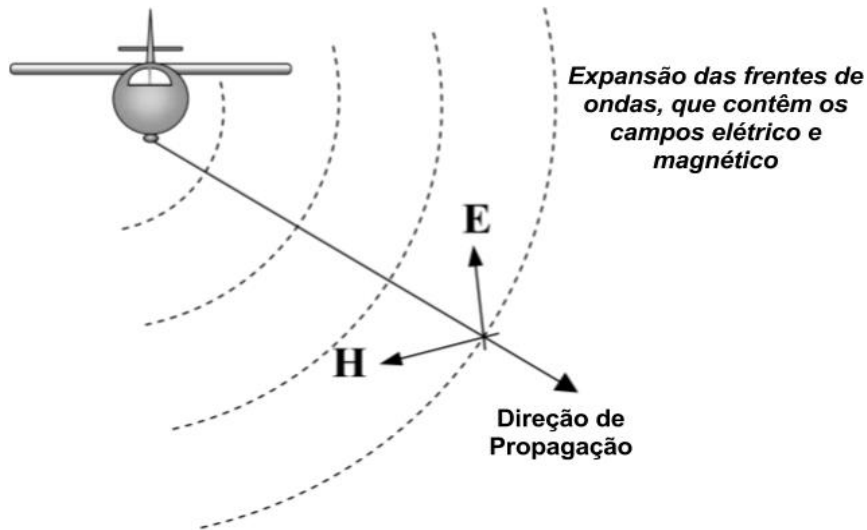
O SAR é um tipo de sensor que emite e recebe pulsos eletromagnéticos na faixa de micro-ondas. O feixe de radar que se propaga em direção à superfície é composto por um campo magnético ( $H$ ) e campo elétrico ( $E$ ), que são perpendiculares entre si (Figura 2.4). A natureza da radiação eletromagnética faz com que o sinal de radar propague como uma onda no espaço e, como há uma relação constante entre os campos elétrico ( $H$ ) e magnético ( $E$ ), o sinal ondulatório propagado pode ser descrito apenas pela caracterização do campo elétrico ( $E$ ), conforme:

$$E(R, t) = E_o \cos(\omega t - \beta R + \phi) \equiv E_o e^{j(\omega t - \beta R + \phi)} \quad (2.18)$$

onde  $R$  é a distância radar↔alvo na direção de propagação,  $t$  o tempo,  $E_o$  amplitude do sinal,  $\omega$  a frequência angular,  $\beta$  a constante de fase (número de onda),  $\phi$  o ângulo de fase da onda e  $j = \sqrt{-1}$ .



Figura 2.4: As ondas de radar, propagando em direção ao alvo, são compostas por campos magnético (H) e elétrico (E) perpendiculares entre si e em relação à direção de propagação



Fonte: Adaptado de Richards (2009)

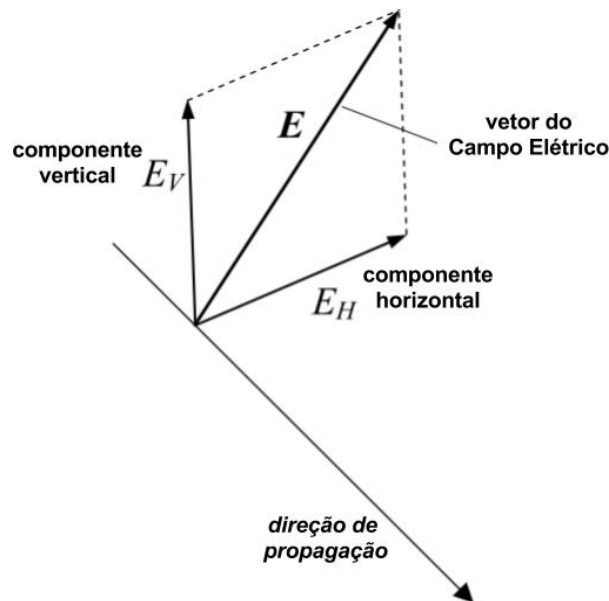
Um pulso de radar, representado pelo campo elétrico ( $E$ ), pode ser decomposto em componentes horizontal ( $E_H$ ) e vertical ( $E_V$ ) que descrevem seu comportamento no espaço e tempo (Figura 2.5). De forma geral, as componentes são descritas como:

$$E_H = a_H \cos(\omega t - \beta R) \quad (2.19)$$

$$E_V = a_V \cos(\omega t - \beta R + \delta) \quad (2.20)$$

onde  $a_H$  e  $a_V$  são as amplitudes de cada componente e  $\delta$  a diferença de fase entre elas.

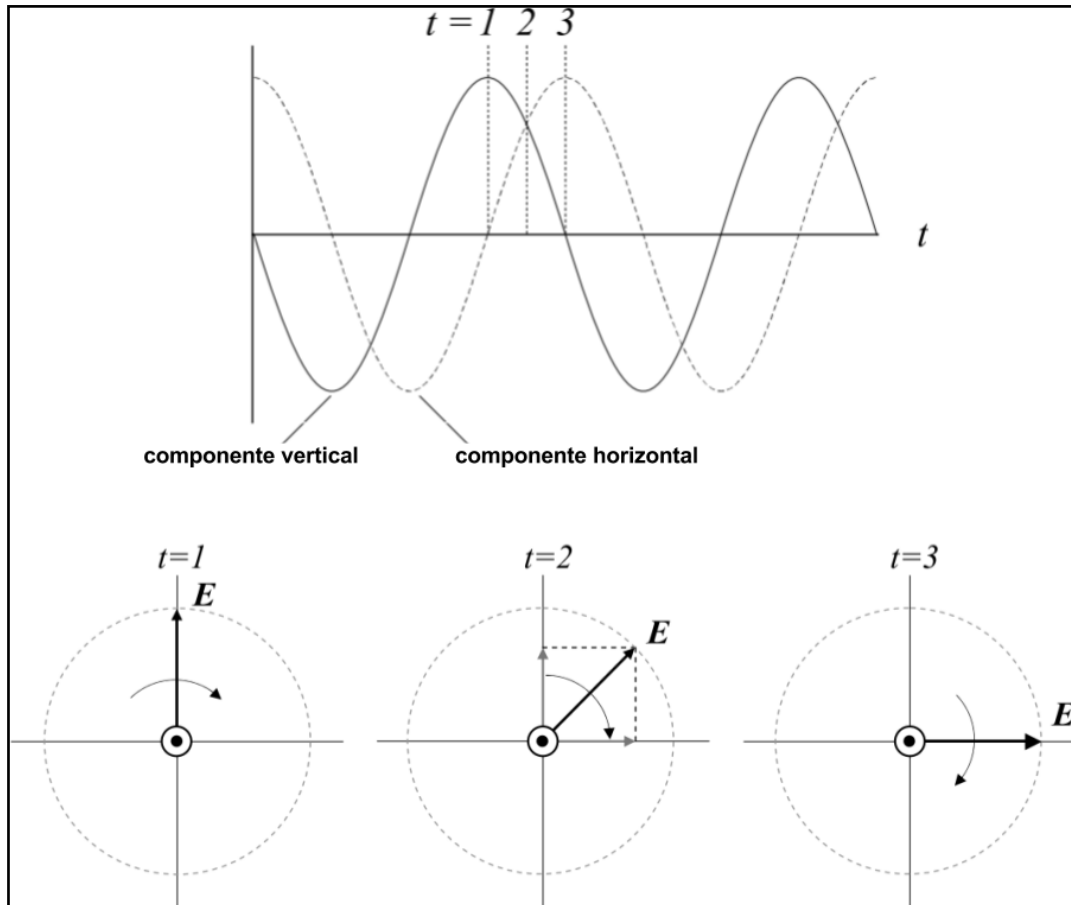
Figura 2.5: Vetor do campo elétrico ( $E$ ) decomposto em componentes vertical e horizontal



Fonte: Adaptado de Richards (2009)

Para ilustrar o comportamento das componentes relacionado à sua diferença de fase, a Figura 2.6 representa um campo elétrico ( $E$ ) onde a componente vertical está avançada em relação à horizontal em  $45^\circ$ , ou seja, a diferença de fase é positiva ( $+\pi/4$ ). Neste caso, nota-se que no instante  $t = 1$  enquanto a fase da componente vertical é  $+\pi/4$ , a da horizontal é zero. Já no instante  $t = 3$ , a fase da componente vertical é zero e a da horizontal é  $+\pi/4$ . Esta relação entre as componentes descreve um campo elétrico ( $E$ ) que é rotacionado periodicamente ao longo do eixo de propagação do sinal, no sentido horário para o observador caso o sinal esteja saindo do papel. Observa-se que, se as amplitudes das componentes forem idênticas, a rotação do campo elétrico desenhará um círculo perfeito.

Figura 2.6: Comportamento de um campo elétrico ( $E$ ) representado por componentes vertical e horizontal com defasagem de  $\pi/4$ , em três instantes diferentes  $t=1, 2$  e  $3$ , indicando que há, nesse caso, rotação periódica do campo ao longo do eixo de propagação do sinal.



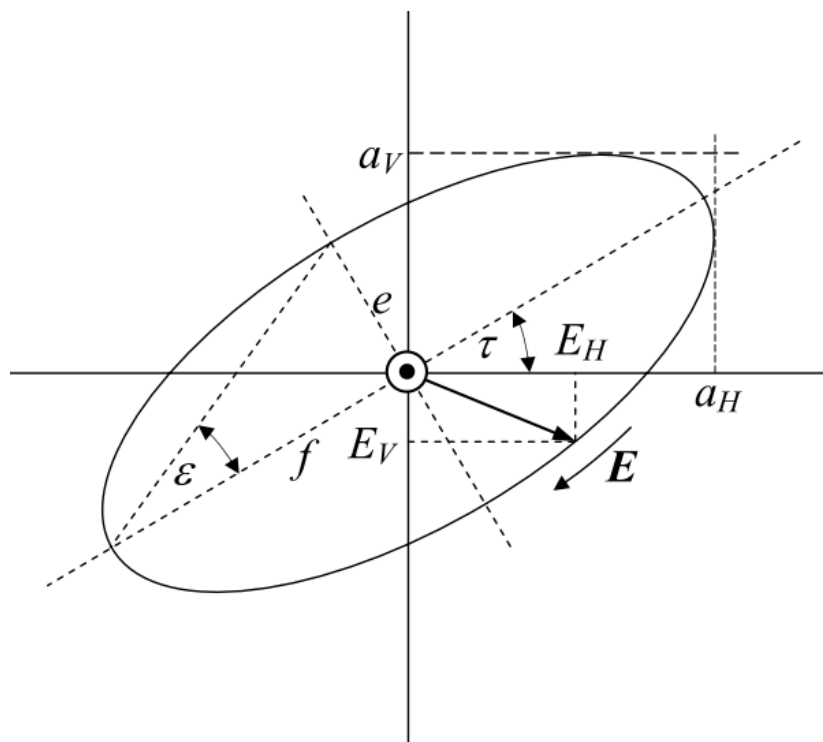
Fonte: Adaptado de Richards (2009)

De forma mais generalizada, o círculo ilustrado na Figura 2.6 na verdade é descrito por uma elipse, chamada de elipse de polarização. Esta forma mais geral de representação do campo elétrico polarizado poder ser utilizada para componentes com distintas amplitudes ( $a_H$  e  $a_V$ ) e qualquer ângulo de diferença de fase ( $\delta$ ), de acordo com a equação:

$$\left(\frac{E_V}{a_V}\right)^2 + \left(\frac{E_H}{a_H}\right)^2 - 2\frac{E_V E_H}{a_V a_H} \cos \delta = 0 \quad (2.21)$$

A elipse de polarização (Figura 05) apresenta também os parâmetros geométricos de elipsidade  $\varepsilon$  e inclinação  $\tau$  do eixo principal da elipse em relação ao eixo horizontal, também chamado de ângulo de orientação. Nota-se, então, que no caso de  $\varepsilon = 0$ , o campo elétrico irá oscilar apenas linearmente, sendo no eixo vertical quando  $\tau = \pm 90^\circ$  ou no horizontal quando  $\tau = 0^\circ$  ou  $180^\circ$ . Este é o caso dos atuais sensores SAR orbitais, que trabalham com polarização linear vertical e horizontal.

Figura 2.7: Elipse de Polarização indicando os parâmetros geométricos de elipsidade  $\varepsilon$  e de inclinação  $\tau$ , também chamado de ângulo de orientação.



Fonte: Richards (2009)

Segundo López-Martínez e Pottier (2015), a polarimetria SAR é a ciência de adquirir, processar e analisar o estado de polarização de uma onda eletromagnética em aplicações de radar. A polarização da onda é um

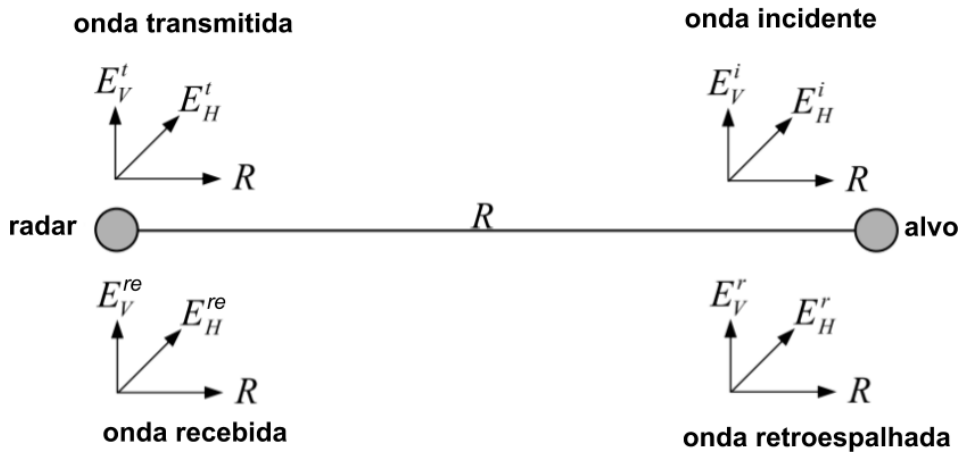
parâmetro importante para o sensoriamento remoto por radar, pois as propriedades de espalhamento de materiais na superfície da Terra podem ser diferentes para distintas polarizações incidentes. As propriedades físico-químicas do alvo podem alterar as características do sinal incidente, gerando um campo elétrico que retorna ao sensor distinto do original emitido (Figura 2.8). A polarimetria de imagens SAR (PolSAR) baseia-se na Matriz de Espalhamento ( $S$ ) (SINCLAIR, 1950, KOSTINSKI; BOERNER, 1986), que representa a relação matemática complexa entre os campos elétricos incidente e retroespalhado, modificado pela interação com o alvo, segundo a equação matricial:

$$\begin{bmatrix} E^r_H \\ E^r_V \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} S_{HH} & S_{HV} \\ S_{VH} & S_{VV} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E^i_H \\ E^i_V \end{bmatrix} \quad (2.22)$$

$$\text{ou } \mathbf{E}^r = \mathbf{S}\mathbf{E}^i$$

onde  $\mathbf{E}^r$  é o campo elétrico retroespalhado,  $\mathbf{E}^i$  o campo elétrico incidente no alvo e  $S_{pq}$  o termo complexo de espalhamento para o sinal retroespalhado na polarização linear  $p$  e incidente na polarização linear  $q$ .

Figura 2.8: Esquema ilustrando a relação entre o campo elétrico transmitido pelo sensor, incidente no alvo, retroespalhado pelo alvo e recebido pelo sensor.



Fonte: Adaptado de Richards (2009)

Segundo Richards (2009), os elementos da matriz  $S$  contêm toda a informação polarimétrica do alvo. Cada elemento da matriz de espalhamento é um número complexo (com amplitude e ângulo de fase) dependente da frequência de operação do radar e do ângulo de incidência do sinal. Neste contexto, técnicas de decomposição polarimétrica (CLOUDE; POTTIER, 1996) foram desenvolvidas partindo da matriz  $S$  com o objetivo de descrever os mecanismos dominantes de espalhamento presentes em cada alvo. Grande parte das decomposições PolSAR utilizam os elementos das Matrizes de Covariância ( $C$ ) e de Coerência ( $T$ ), derivadas a partir de  $S$ .

Os elementos da Matriz de Espalhamento ( $S$ ) podem ser rearranjados na forma de vetores descritivos das características de espalhamento do alvo. Um possível arranjo é chamado de vetor de alvo lexicográfico ( $k_l$ ), pois representa os quatro elementos de  $S$  rearranjados como se lê abaixo:

$$k_l = [S_{HH} \ S_{HV} \ S_{VH} \ S_{VV}]^T \quad (2.23)$$

onde  $T$  indica a transposição da matriz.

Já o vetor de alvo na base de Pauli ( $\mathbf{k}_p$ ) (CLOUDE; POTTIER, 1996), apresenta elementos que representam de forma distinta a complexa interação entre os diversos espalhadores dentro de uma célula de resolução. O vetor alvo na formulação de Pauli possui a seguinte forma:

$$\mathbf{k}_p = \frac{1}{\sqrt{2}} [S_{HH} + S_{VV} \quad S_{HH} - S_{VV} \quad S_{HV} + S_{VH} \quad j(S_{HV} - S_{VH})]^T \quad (2.24)$$

Nos casos onde se assume a simetria entre os espalhamentos HV e VH, quando os dados estão bem calibrados e não há relevante interferência da ionosfera, o vetor alvo na base de Pauli pode ser simplificado para:

$$\mathbf{k}_p = \frac{1}{\sqrt{2}} [S_{HH} + S_{VV} \quad S_{HH} - S_{VV} \quad 2S_{HV}]^T \quad (2.25)$$

O comportamento espacial médio dos alvos pode ser descrito pela Matriz de Covariância ( $C$ ), gerada pelo produto  $\mathbf{k}_l \times \mathbf{k}_l^{*T}$  ou pela Matriz de Coerência ( $T$ ), gerada pelo produto  $\mathbf{k}_p \times \mathbf{k}_p^{*T}$ , com  $*T$  indicando o complexo conjugado transposto do vetor.





### **3 MATERIAL E MÉTODOS**

Neste Capítulo são apresentadas as características da imagem SAR utilizada no estudo, das condições ambientais no momento da aquisição e como essa imagem polarimétrica foi tratada. Posteriormente, serão apresentados a base do algoritmo PolSAR utilizado como ponto de partida do desenvolvimento da nova metodologia e os detalhes do desenvolvimento, que incluem processamento multiescala e sinergia com a teoria de *MSS* para ondas oceânicas. Por fim, são apresentadas as fontes de dados de comparação utilizadas.

#### **3.1 Características da Imagem e Área de Estudo**

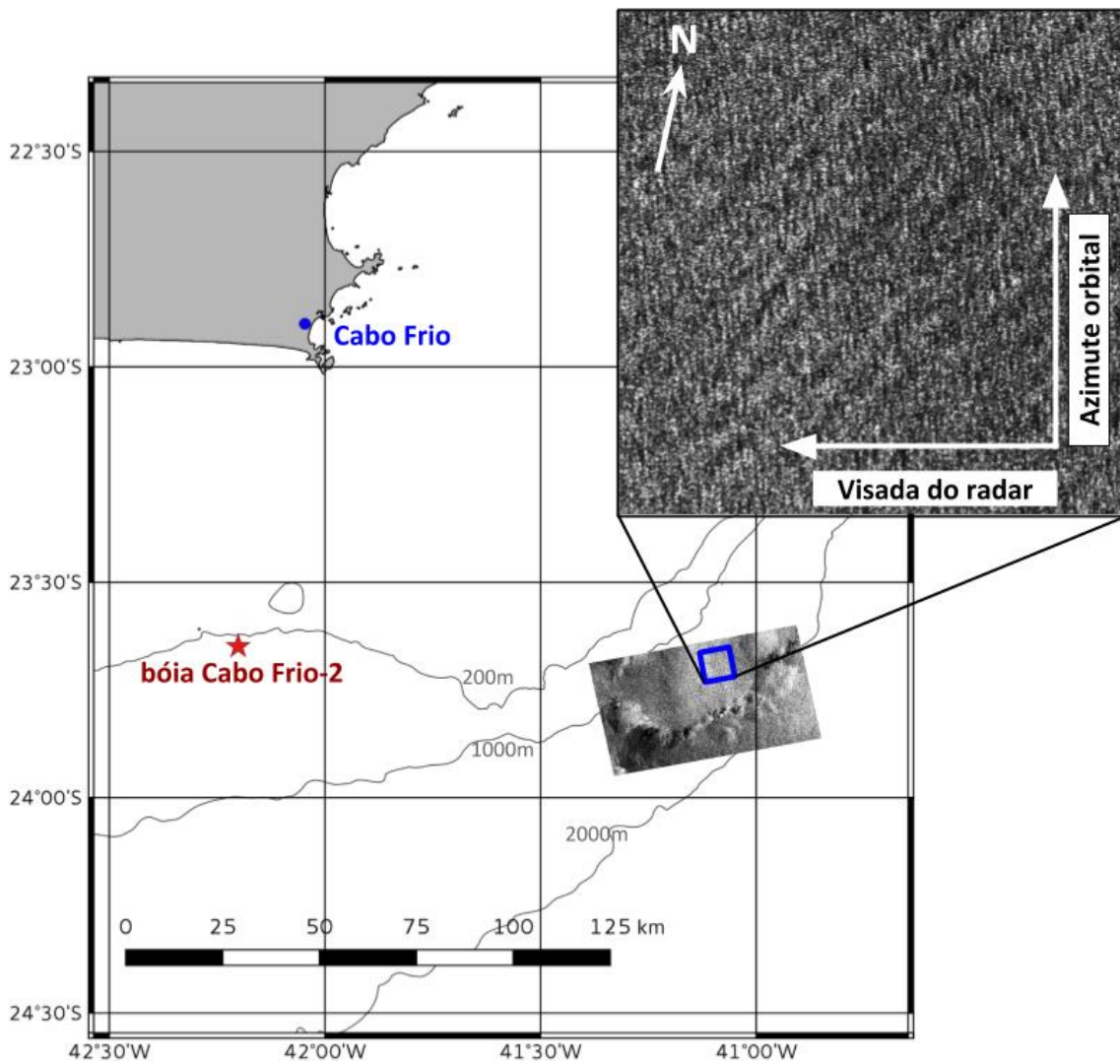
A imagem SAR utilizada neste estudo foi obtida pelo satélite Radarsat-2 sobre a região *offshore* ao largo da cidade de Cabo Frio-RJ, no dia 12 de agosto de 2016. A Tabela 3.1 apresenta as características específicas de aquisição da imagem. A Figura 3.1 apresenta a localização da imagem SAR, representada pelo campo de  $\sigma^0$  VV.

Tabela 3.1: Características de aquisição da imagem SAR utilizada no estudo

<b>Satélite:</b>	Radarsat-2
<b>Frequência:</b>	5.405 GHz (banda-C)
<b>Modo de Aquisição:</b>	Wide Fine Quad-Pol SLC
<b>Data:</b>	12/ago/16
<b>Hora:</b>	20:42 GMT
<b>Resolução em Range:</b>	4,73 m
<b>Resolução em Azimute:</b>	4,75 m
<b>Órbita:</b>	Ascendente
<b>Inclinação da Órbita:</b>	98,6°
<b>Visada:</b>	Esquerda
<b>Feixe de Operação:</b>	Q13
<b>Ângulo de Incidência:</b>	31,67° a 34,68°
<b>Altura x Largura:</b>	25 km x 50 km

Fonte: Produção do autor

Figura 3.1: A imagem SAR utilizada neste estudo foi obtida sobre o talude continental ao largo da cidade de Cabo Frio. A sub-cena destacada ilustra o recorte (*imagette*) de 512 x 512 pixels utilizado efetivamente no processamento. Nota-se a presença de sinal regular relativo a ondas oceânicas superficiais. A estrela vermelha representa a posição da boia meteo-oceanográfica Cabo Frio-2, operada pela Marinha do Brasil, localizada na latitude  $-23.63^\circ$  e longitude:  $-42.20^\circ$ .

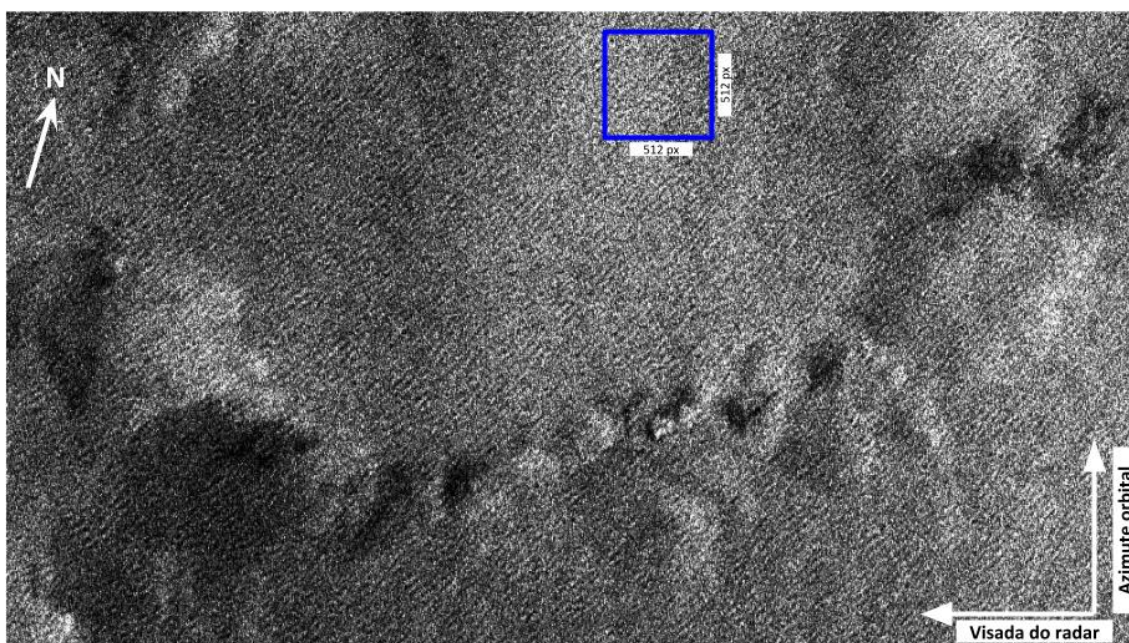


Fonte: Produção do autor

Destaca-se na imagem SAR o sinal de processos atmosféricos associados a sistemas convectivos em uma linha de frente meteorológica (Figura 3.2). A carta sinótica gerada às 18:00 GMT no dia da aquisição indica que a área de

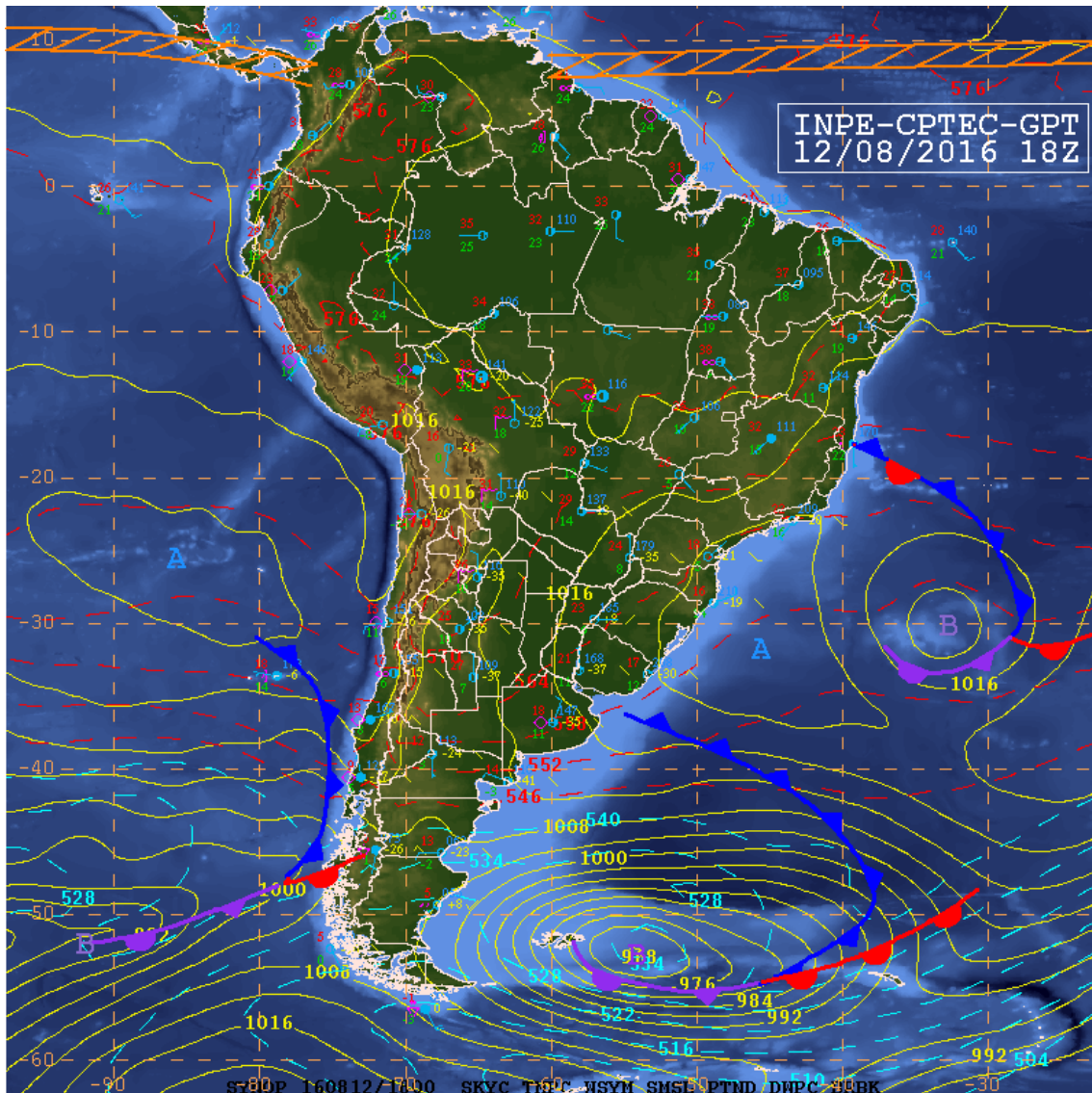
estudo estava num corredor entre um centro de baixa-pressão e de alta-pressão (Figura 3.3), sendo este cenário o gerador de tais processos atmosféricos observados na imagem SAR. Esta configuração sinóptica indica a presença de ventos de S, SW ou W na área de estudo.

Figura 3.2: Detalhes da imagem SAR (sigma-0 VV), onde destaca-se a frente atmosférica de sistemas convectivos cruzando toda a cena. É evidente também o sinal de ondas oceânicas superficiais na direção SE-NW. A sub-cena delimitada em azul, com 512 x 512 pixels, e fora da zona de maior turbulência atmosférica, foi selecionada para a aplicação da metodologia deste estudo.



Fonte: Produção do autor

Figura 3.3: Carta sinótica de superfície representando o cenário observado no dia 12/08/2016 às 18:00 GMT; cerca de 3 horas antes da aquisição da imagem SAR. A área de estudo estava num corredor entre um centro de baixa-pressão e de alta-pressão, no momento após a passagem de um sistema frontal. Esta configuração sinótica indica a presença de ventos de S, SW ou W no local.



Fonte: CPTEC/INPE (2016)

### 3.2 Pré-Processamento da imagem

Inicialmente, a imagem SAR foi pré-processada utilizando os algoritmos do *RADARSAT-2 SAR Toolbox* (RSTB), desenvolvido pela MDA para o software *Sentinel Application Platform* (SNAP). Foram executadas duas diferentes linhas de processamento: (i) calibração absoluta e (ii) calibração polarimétrica:

Calibração absoluta:

- Calibração absoluta da imagem SLC para sigma-0 (VV, VH, HV e HH).
- Multilook 2x2.
- Slant Range para Ground Range.
- Reamostragem de pixels para 9 m x 9 m.
- Recorte da imagette de 512 pixels x 512 pixels.
- Resultado: imagette com sigma-0 em VV, VH, HV e HH.

Calibração polarimétrica:

- Calibração polarimétrica da imagem SLC (correção pela matriz de distorção e simetrização *cross-pol*).
- Geração da Matriz de Covariância (C3).
- Multilook 2x2.
- Guardar apenas a parte real do elemento  $C_{13}$  da Matriz de Covariância:  $\Re\{S_{HH} S_{VV}^*\}$ , com  $S_{VV}^*$  indicando o complexo conjugado de  $S_{VV}$ .

- Reamostragem de pixels para 9 m x 9 m.
- Recorte da imagette de 512 pixels x 512 pixels.
- Resultado: imagette com a parte real do elemento  $C_{13}$ .

É importante observar que nenhum filtro de ruído speckle foi aplicado.

### 3.3 Algoritmo PolSAR Original

Este estudo baseia-se no algoritmo originalmente desenvolvido por He et al. (2006) e validado por Zhang et al. (2010). Utiliza-se como base a teoria de modulação linear de ondas proposta por He et al. (2004), onde foi parametrizada a resposta do sinal de SAR à variação da elevação da superfície do mar ( $\xi$ ). O método é capaz de estimar as inclinações da superfície nas direções azimutal  $\left(\frac{\partial \xi}{\partial y}\right)$  e range  $\left(\frac{\partial \xi}{\partial x}\right)$  associadas à ação de ondas longas.

A teoria de modulação linear de ondas parte da relação entre o sigma-0 em uma determinada polarização ( $\sigma_{pp}$ ) e  $\xi$ , regida pelas funções de modulação por inclinação ( $T_{ppk}^t$ ), modulação hidrodinâmica ( $T_{k}^h$ ), modulação do ângulo de orientação da polarização ( $T_{ppk}^P$ ), modulação direcional em azimute ( $T_y^s$ ), modulação de deslocamento em range ( $T_x^s$ ) e modulação do agrupamento de velocidade ( $T_{k}^v$ ), onde o índice  $k$  é o número de onda,  $x$  representa o vetor direcional em range,  $y$  o vetor direcional em azimute e o índice  $p$  indica a polarização (H, V ou linear com ângulo de orientação  $\varphi$ ). A

equação da modulação linear de ondas, para todas as polarizações, é dada por:

$$\frac{\Delta\sigma_{pp}(\mathbf{r},t)}{\sigma_{pp}} = \sum_k (T^t_{ppk} + T^P_{ppk}) \xi_k \exp[i(\mathbf{k} \cdot \mathbf{r} - \omega t)] + c_1$$

$$+ \sum_k \left( T^h_k + ik_x T^s_x + ik_y T^s_y + T^v_k \right) \xi_k \exp[i(\mathbf{k} \cdot \mathbf{r} - \omega t)] + c_2 \quad (3.1)$$

com  $c_1$  e  $c_2$  sendo os conjugados complexos das séries,  $\omega$  a frequência de onda e  $\mathbf{r} = (x, y)$ .

Expandindo algebricamente a equação 3.1 com as funções de modulação desenvolvidas por He et al. (2004), He et al (2006) definiram duas novas equações capazes de relacionar  $\left(\frac{\partial\xi}{\partial y}\right)$  e  $\left(\frac{\partial\xi}{\partial x}\right)$  com  $\sigma_{pp}$ , utilizando apenas o ângulo de incidência do radar  $\phi$  e o ângulo de orientação  $\varphi$ . São elas:

$$\frac{\Delta\sigma_{HH}}{\bar{\sigma}_{HH}} - \frac{\Delta\sigma_{VV}}{\bar{\sigma}_{VV}} = \frac{-8 \tan \phi}{1 + \sin^2 \phi} \frac{\partial\xi}{\partial x} \quad (3.2)$$

$$\frac{\Delta\sigma_{PP}}{\bar{\sigma}_{PP}} - \frac{\Delta\sigma_{VV}}{\bar{\sigma}_{VV}} = A \frac{\partial\xi}{\partial x} + B \frac{\partial\xi}{\partial y} \quad (3.3)$$

onde  $\sigma_{VV}$  e  $\sigma_{HH}$  são o sigma-0 nas polarizações VV e HH,  $\sigma_{PP}$  é o sigma-0 com polarização linear de orientação  $45^\circ$  (vide equação 3.10),  $\bar{\sigma}$  representa o sigma-0 médio,  $\Delta\sigma$  representa a anomalia de sigma-0 ( $\sigma - \bar{\sigma}$ ),  $A$  e  $B$  são funções de  $\phi$  e  $\varphi$ . No algoritmo original,  $\bar{\sigma}$  é calculado como um valor fixo para toda a *image*.



As equações para  $A$  e  $B$  são dadas por:

$$A = \frac{a_2}{a_0} - a_3 \quad (3.4)$$

$$B = \frac{a_1}{a_0} \quad (3.5)$$

onde:

$$a_0 =$$

$$\frac{1}{4} \left\{ 1 + \left[ \frac{1 + \sin^2 \phi}{1 - \sin^2 \phi} \right]^2 \right\} [1 + \cos^2(2\varphi)] - \frac{2 \sin^2 \phi}{1 - 8 \sin^2 \phi + 8 \sin^4 \phi} \cos(2\varphi) + \frac{1 + 2 \tan^2 \phi}{2} \sin^2(2\varphi) \quad (3.6)$$

$$a_1 =$$

$$- \left[ \left\{ 1 + \left[ \frac{1 + \sin^2 \phi}{1 - \sin^2 \phi} \right]^2 \right\} \cos(2\varphi) + \left\{ 1 - \left[ \frac{1 + \sin^2 \phi}{1 - \sin^2 \phi} \right]^2 \right\} - 2 \left[ \frac{1 + \sin^2 \phi}{1 - \sin^2 \phi} \right] \cos(2\varphi) \right] \frac{\sin(2\varphi)}{\sin \phi} \quad (3.7)$$

$$a_2 = 2 \frac{\tan \phi}{\sin^2 \phi \cos^2 \phi} [1 + \cos^2(2\varphi)] - 4 \frac{\tan^3 \phi}{\sin^2 \phi} \cos(2\varphi) + 2 \frac{\tan^3 \phi}{\sin^2 \phi} \sin^2(2\varphi) \quad (3.8)$$

$$a_3 = \frac{4 - 0,5(1 - \sin^2 \phi)}{\tan \phi (1 - \sin^2 \phi)} \quad (3.9)$$

O  $\sigma_{PP}$  (Eq. 3.3) é estimado pela formulação de Schuler e Lee (1995), considerando elipcidade *zero* e ângulo de orientação  $\varphi = 45^\circ$ :

$$\begin{aligned} \sigma_{PP} = & \frac{1}{4} (\sigma_{HH} + \sigma_{VV}) [1 + \cos^2(2\varphi)] + \frac{1}{2} (\sigma_{HH} - \sigma_{VV}) \cos(2\varphi) + \sigma_{HV} \\ & + \frac{1}{2} \Re \langle S_{HH} S_{VV}^* \rangle \cos^2(2\varphi) \end{aligned} \quad (3.10)$$

onde  $\Re \langle S_{HH} S_{VV}^* \rangle$  é a parte real do elemento  $C_{13}$  da Matriz de Covariância.

As etapas de processamento efetivamente executadas, seguindo He et al. (2006) e Zhang et al. (2010), estão organizadas na lista a seguir:

- Geração dos campos de inclinação da superfície na direção azimutal  $\left(\frac{\partial \xi}{\partial y}\right)$  e zonal  $\left(\frac{\partial \xi}{\partial x}\right)$  pela solução das Equações 3.2 e 3.3; ambos os campos gerados possuem dimensão de 512 x 512 pixels;
- Aplicação de filtro Gaussiano com janela móvel de 3 x 3 para redução de ruídos de alta-frequência;
- Aplicação de método de transformada rápida de Fourier (*FFT*) em cada um dos campos para geração dos espectros direcionais da inclinação superficial em azimute e range;
- O espectro direcional total da inclinação da superfície é calculado pela simples soma dos espectros direcionais em azimute e range;
- A análise do espectro direcional total permite extrair a direção  $\Phi_d$  e o comprimento  $\lambda_d$  do pico dominante de onda
- Cálculo da raiz média quadrática (*RMS – root mean square*) dos campos de inclinação superficial na direção em azimute ( $S_{az}$ ) e em range ( $S_r$ ).  
A inclinação média total da superfície ( $S_{rms}$ ) é, então, estimada por:

$$S_{rms} = \sqrt{(S_r \cos \Phi_d)^2 + (S_{az} \sin \Phi_d)^2} \quad (3.11)$$

- Por fim, a altura significativa do pico dominante ( $H_d$ ), para uma dada direção do espectro de inclinação, é estimada pela relação:

$$H_d = S_{rms} \frac{\lambda_d}{2} \quad (3.12)$$

Vê-se, assim, que esse procedimento gera apenas um valor de  $H_d$  característico da *image* estudada. A pergunta a ser feita nesse ponto é: e qual seria o resultado desse procedimento para o caso, bastante frequente,

onde em vez de somente um, teríamos mais de um sistema de ondas atuando na mesma região? O processamento multiescala, mostrado a seguir, tem por objetivo preencher essa lacuna do método tradicional, podendo ser utilizado para a análise de sistemas multimodais.

### **3.4 Processamento Multiescala**

O presente trabalho inova ao apresentar uma nova abordagem ao algoritmo PolSAR original desenvolvido por He et al. (2006). Enquanto originalmente o  $\bar{\sigma}$  utilizado nas Equações 3.2 e 3.3 é referente a toda a *imagerie* de 512 x 512 pixels, ou seja, fixo para cada uma das polarizações, a nova abordagem proposta passa a trabalhar com um  $\bar{\sigma}$  referente a uma média local. Esta média local também é variável, pois são utilizadas diferentes tamanhos de *kernel* de janela para o cálculo da média local no entorno de cada pixel. Subjacente à essa ideia de processamento por média local está o fato de que a representação do conteúdo harmônico de um sinal, observado num intervalo de tamanho L, poder contar somente com os termos harmônicos de comprimento L e suas frações L, L/2, L/3, etc. Assim, ao começar com uma janela de pequena dimensão e ir gradativamente aumentando o tamanho da janela tem o efeito de a cada passo permitir que componentes de maior escala passem a compor o espectro observado. No caso em questão, isso equivale a ir incluindo a cada passo nova componente de comprimento de onda cada vez maior.

Objetivamente, na nova abordagem, o algoritmo PolSAR original é inteiramente processado para cada tamanho de *kernel* de média móvel, obtendo-se distintos resultados de  $\Phi_d$ ,  $\lambda_d$ ,  $S_{rms}$  e  $H_d$ .

As etapas práticas de execução da abordagem multiescala são:

- Considerar o  $\bar{\sigma}$  das Equações 3.2 e 3.3 como uma média móvel local, e não mais como uma média total fixa para toda *image*.
- A *kernel* de média móvel nesta abordagem varia de 3 x 3 a 127 x 127 pixels, sempre mantendo o aspecto simétrico e com crescimento regular.
- Para cada tamanho de *kernel*, considera-se uma nova média móvel  $\bar{\sigma}$  para cada pixel e é computado o algoritmo PolSAR de He et al. (2006) para obtenção de parâmetros descritivos parciais.
- Produto da abordagem multiescala: 63 conjuntos de valores de  $\Phi_d$ ,  $\lambda_d$  e  $S_{rms}$ , referentes aos resultados parciais de cada rodada do processamento em função do tamanho do *kernel* ([3x3, 5x5, 7x7 ...127x127]).

### 3.5 Aplicação da Teoria de MSS

A evolução do conhecimento teórico do MSS e de suas aplicações a ondas oceânicas superficiais estão detalhados na Seção 2.2 deste documento. É a primeira vez, no melhor de nosso conhecimento, que dados de SAR são

usados para estimar o  $MSS$  de ondas oceânicas visando o estudo de sistemas multimodais.

A chave para o ingresso dos resultados na discussão teórica oriunda do  $MSS$  é a simples relação:

$$S_{rms} = \sqrt{MSS} \quad (3.13)$$

O  $S_{rms}$  é um dos produtos resultantes do algoritmo de He et al. (2006) e, com a nova abordagem multiescala proposta neste documento, são gerados 63 valores parciais de  $S_{rms}$ . Aplicando a Equação 3.13 obtém-se, então, os valores parciais de  $MSS$ , para os quais é válida a Equação 2.16. É necessário, porém, definir os limites inferior e superior do espectro de ondas efetivamente registrado pelo sistema SAR.

De forma objetiva, os 63 conjuntos de dados parciais obtidos, incluindo o  $MSS$ , foram utilizados para a definição da natureza dos sistemas de ondas identificados (*windsea* ou *swell*). De forma geral, utilizou-se o padrão de contribuição individual de cada sistema de onda ao valor acumulado de  $MSS$  como indicativo de sua natureza.

Realizou-se uma adaptação do estudo Vandemark et al. (2004) para a eliminação da influência dos sistemas *windsea* nos parâmetros descritivos dos sistemas *swell*, seguindo a formulação:

$$MSS_{total} = MSS_{windsea} + MSS_{swell} \quad (3.14)$$

As etapas práticas da separação de sistemas multimodais com o  $MSS$  são:

- Conversão dos 63 resultados parciais de  $S_{rms}$  em  $MSS$ , pela Equação 3.13.
- Identificação da natureza (*windsea* ou *swell*) do sistema de onda individualizado pela análise do conjunto de dados, de acordo com o padrão de contribuição individual ao valor acumulado de  $MSS$ .
- Eliminação da influência do  $MSS$  de *windsea* no cálculo do  $MSS$  dos sistemas *swell*, pela aplicação da Equação 3.14.
- Conversão do  $MSS$  individual obtido para cada sistema de onda em  $S_{rms}$ , pela Equação 3.13, obtendo-se o  $S_{rms}$  corrigido.
- Estimativa do  $H_s$  corrigido para cada sistema de onda individual, utilizando a Equação 3.12.
- Produto final: parâmetros descritivos  $\Phi$ ,  $\lambda$ ,  $S_{rms}$  e  $H_s$  individualizados para cada sistema de onda identificado num ambiente multimodal.

### 3.6 Base de Dados para Comparação

Os resultados obtidos pelo algoritmo PolSAR original e pela metodologia proposta nesse estudo foram comparados aos dados oriundos de:

- Modelo numérico *Wave Watch 3* (WW3), versão 5.16, com 5 km de resolução de grade e inicializado por vento superficial do modelo *Global Forecast System* (GFS) com 0,25° de grade. A configuração adotada gera como resultado apenas os parâmetros descritivos gerais do sistema de pico. Os dados utilizados foram gerados para o dia

16/ago/2016 às 21:00 GMT no ponto de grade mais próximo da imagem SAR.

- Boia meteo-oceanográfica Cabo Frio-2 (WMO ID: 3101000) dotada de ondógrafo direcional Triaxys™. A boia faz parte do programa PNBOIA operado pela Marinha do Brasil e está localizada a cerca de 100 km da imagem SAR utilizada neste estudo, na latitude:  $-23.63^{\circ}$  e longitude:  $-42.20^{\circ}$  (Figura 3.1). A configuração de processamento do ondógrafo permite extrair como resultado os parâmetros descritivos gerais do sistema de pico, assim como a separação dos dois principais sistemas de onda identificados, caso sejam presentes. Os dados utilizados foram registrados em 16/ago/2016 às 21:00 GMT.





## 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Este Capítulo apresenta os resultados obtidos pela metodologia proposta e a sua discussão busca trazer ao leitor a linha de raciocínio desenvolvida pelo autor. Inicialmente é mostrada a busca pelo sistema de onda dominante, com a utilização do algoritmo PolSAR original, e como os resultados não são satisfatórios para um sistema multimodal. Então, busca-se expandir a capacidade do algoritmo com a aplicação de processamento multiescala, que consegue muito bem diferenciar os sistemas de ondas, porém não resolve o problema da superestimava de  $H_s$  para os sistemas *swell*. Por fim, a teoria desenvolvida para *MSS* é trazida aos resultados obtidos, para, enfim, eliminar a influência do *windsea* nos sistemas *swell* e corrigir seu  $H_s$ .

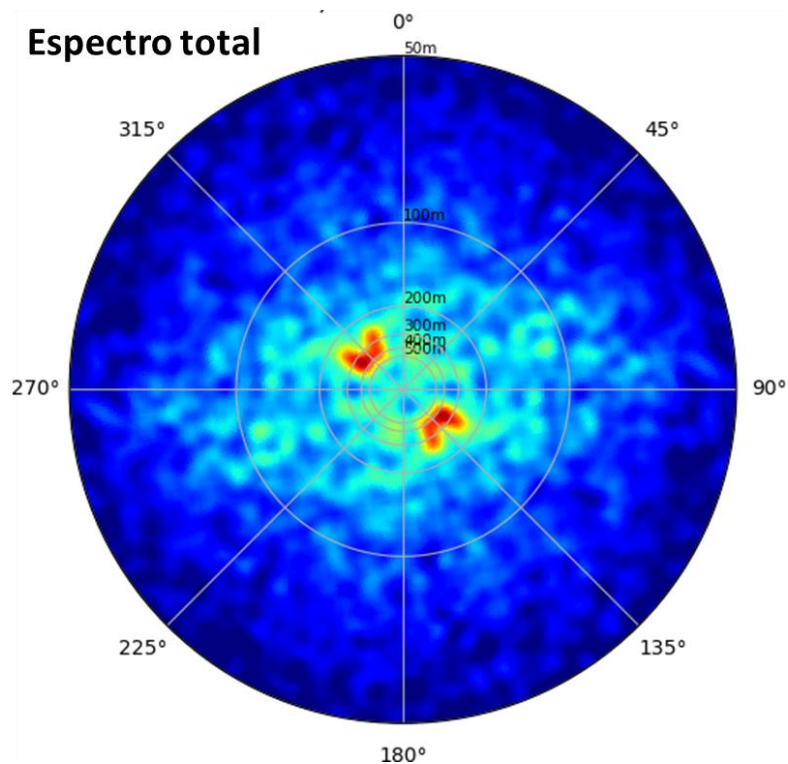
### 4.1 Algoritmo Original PolSAR (Sistema Dominante)

Inicialmente foi aplicado o algoritmo PolSAR de acordo com a metodologia desenvolvida por He et al. (2006) e validada por Zhang et al. (2010), cujos detalhes podem ser encontrados na Seção 3.3 deste documento.

O espectro direcional total da inclinação da superfície do mar (Figura 4.1) identificou o pico energético associado ao  $\lambda_d = 359$  m e na direção geográfica  $\Phi_d = 120^\circ$  (ou  $300^\circ$  pela ambiguidade direcional). Utilizando a relação de dispersão para oceano profundo (Eq. 2.3), o período desse sistema é de 15,17 s. Ou seja, é um sistema de onda longa, com característica de *swell*, propagando-se na direção SE-NW. No entanto, embora, o pico energético tenha sido computacionalmente identificado no espectro total, nota-se que há

visivelmente o sinal de outro sistema *swell* próximo ao sistema dominante, além de outro sistema menos evidente com  $\lambda$  próximo de 100 m (com período de 8 s) na direção SW-NE. A presença de três sistemas ondas distintos atuantes na mesma área indica que pode ser um sistema multimodal, cujos detalhes podem ser encontrados na Seção 2.1.1 deste documento.

Figura 4.1: Espectro direcional total de inclinação da superfície do mar, gerado pela metodologia desenvolvida por He et al. (2006), com a orientação já corrigida para o Norte geográfico. As escalas radiais em cinza indicam  $\lambda = 50$  m, 100 m, 200 m, 300 m, 400 m e 500 m. A metodologia identificou o pico de energia em  $\lambda_d = 359$  m ( $T = 15,2$  s) e  $\Phi_d = 120^\circ$  (ou  $300^\circ$ ). Entretanto é evidente o sinal de outro sistema de onda *swell* bem próximo ao pico de energia, além de outro sistema menos energético com  $\lambda$  em torno de 100 m ( $T = 8$  s) na direção SW-NE.



Fonte: Produção do autor

O  $S_{rms}$ , calculado de acordo com a Equação 3.11, apresentou o valor de  $3,962 \times 10^{-2}$ , portanto acima da faixa de valores entre  $1,536 \times 10^{-2}$  e  $3,946 \times 10^{-2}$  encontrados no estudo de validação do método feito por Zhang et al. (2010). No entanto, utilizando este valor na Equação 3.12 para o sistema dominante, obteve-se  $H_d = 7,13$  m, um resultando inicialmente muito alto. He et al. (2006) e Zhang et al. (2010) indicam que o  $H_d$  é similar ao  $H_s$  inferido por outros métodos. Comparando-o, então, aos registros da boia Cabo Frio-2 e à previsão do modelo *WW3*.

Tabela 4.1), verificou-se que, realmente, o valor de  $H_s$  foi superestimado pelo método. Além disso, o sistema de ondas identificado pelo algoritmo como dominante não é condizente ao computado pelo sistema da boia, nem ao previsto pelo modelo, que mostram uma boa concordância entre si.

Tabela 4.1: Parâmetros descritivos do sistema de onda dominante identificado pelo método original de He et al. (2006) em comparação ao registrado pelo ondógrafo da boia meteo-oceanográfica Cabo Frio-2 e pela previsão do modelo numérico *WW3*. Nota-se que  $H_s$  foi superestimado pelo método PolSAR e que o sistema identificado como dominante não é condizente ao computado pelo sistema da boia nem ao previsto pelo modelo.

	$\lambda_d$	$H_s$	$\Phi_d$
Método PolSAR orig.	359 m	7,1 m	120°
Boia Cabo Frio-2	153 m	2,9 m	170°
Modelo <i>WW3</i>	157 m	2,7 m	171°

Fonte: Produção do autor

Duas hipóteses podem ser colocadas para explicar tais discrepâncias de resultados: o valor encontrado de  $S_{rms}$  foi superestimado (influenciando a

superestimativa do  $H_d$ ), ou o método falhou na identificação do sistema dominante e, na verdade, o valor obtido de  $S_{rms}$  estaria associado a um sistema com de menor  $\lambda$ . De qualquer forma, o método original de He et al. (2006), e validado por Zhang et al. (2010), não foi capaz de descrever os parâmetros descritivos do sistema dominante na imagem SAR utilizada neste estudo.

É interessante observar que o estudo de Zhang et al. (2010) já havia apontado possíveis limitações no método, indicando a necessidade de pesquisa adicional para verificar a efetividade do método em ambiente com ação de ondas geradas pelo vento local (*windsea*), ou com a interação de múltiplos sistemas de ondas (sistemas multimodais). Já discutimos acima a presença do sinal de pelo menos três sistemas de ondas, visíveis no espectro total de inclinação (Figura 4.1), indicando que há a ação de sistema multimodal na imagem SAR. Em razão dessa observação, adotamos, então, a hipótese de que a presença de sistema multimodal e ação de *windsea* local seja a razão da não-conformidade observada na aplicação do método original.

O desenvolvimento deste estudo, a partir deste ponto, visou estender a aplicação do algoritmo de He et al. (2006) para ambientes com ação de *windsea* e sistemas multimodais, para permitir a correta identificação dos sistemas atuantes e seus respectivos parâmetros descritivos.

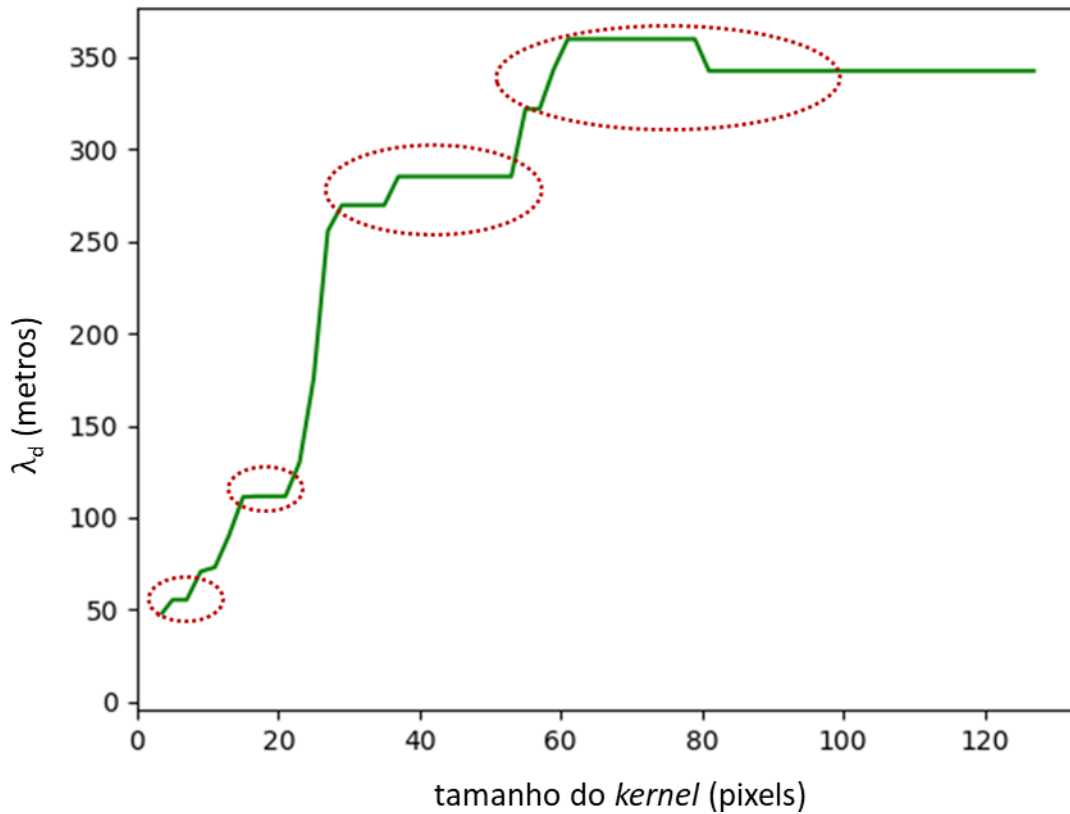
## 4.2 Processamento Multiescala (Identificação de Sistemas de Ondas)

A abordagem multiescala, desenvolvida neste estudo, tem como base a utilização de  $\bar{\sigma}$  como uma média móvel nas Equações 3.2 e 3.3, ao invés de ser uma média fixa para toda a *image* como originalmente utilizado por He et al. (2006). Mais detalhes podem ser encontrados na Seção 3.4.

Com a execução do algoritmo PoISAR modificado para distintos tamanhos de *kernel* de média móvel, foram obtidos diferentes valores parciais de sistema dominante. Ou seja, para cada tamanho de *kernel*, um sistema dominante foi identificado, juntamente a seus parâmetros descritivos  $\Phi_d$ ,  $\lambda_d$ ,  $S_{rms}$  e  $H_d$ . No total o algoritmo foi executado 63 vezes, contemplando o *kernel* variando de 3x3 pixels a 127x127 pixels.

É interessante observar o comportamento do  $\lambda_d$  parcial obtido para cada tamanho de *kernel* de média móvel. Enquanto, por um lado, nota-se que a tendência é de aumento do  $\lambda_d$  com o aumento do tamanho do *kernel*, nota-se que há relativa estabilização do valor de  $\lambda$  em alguns patamares, mesmo com a variação do tamanho do *kernel*. Foram observados quatro patamares, destacados na Figura 4.2, relativos às faixas de  $\lambda_d$  e de *kernel* indicadas na Tabela 4.2.

Figura 4.2: Variação do valor de  $\lambda_d$  em função do aumento do tamanho do *kernel* de média móvel. A cada rodada de execução do algoritmo modificado um novo sistema dominante de onda foi detectado, com seu respectivo valor de  $\lambda_d$ . O tamanho do *kernel* variou de 3x3 a 127x127 pixels. Estão destacados em linhas vermelhas os quatro patamares onde houve relativa estabilização dos valores de  $\lambda_d$ , mesmo com o aumento do *kernel*.



Fonte: Produção do autor

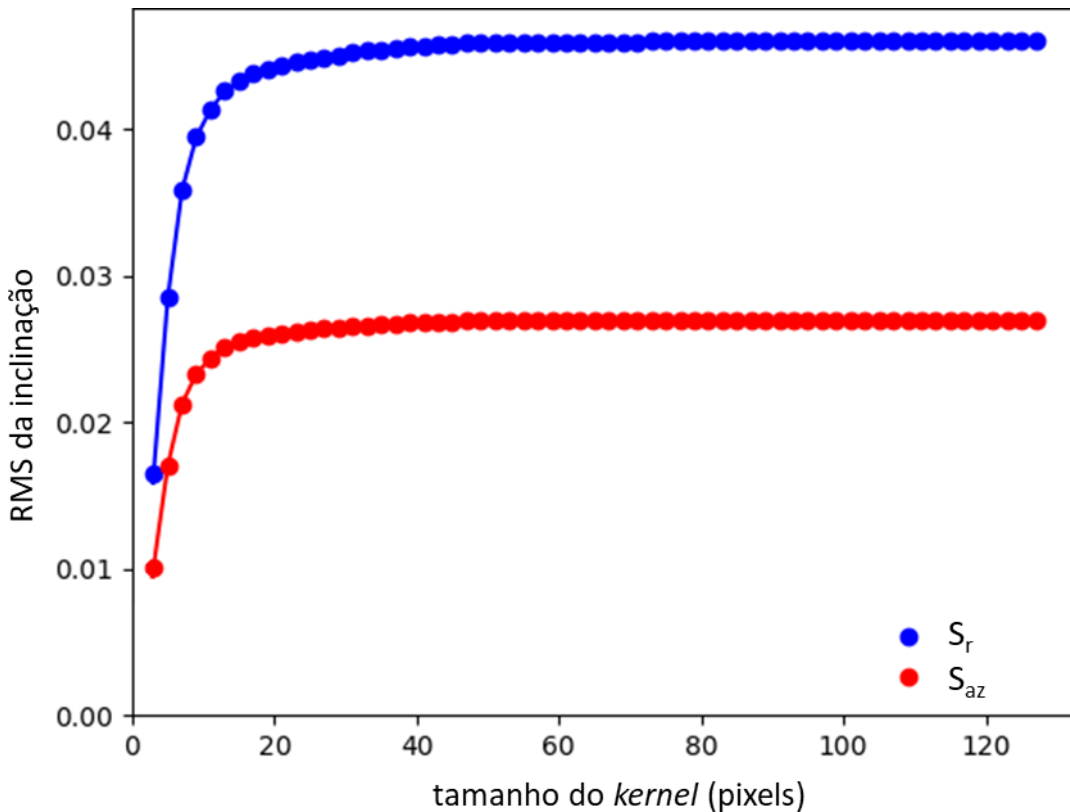
Tabela 4.2: Detalhe das faixas de  $\lambda_d$  e de tamanho do *kernel* referentes aos quatro patamares identificados.

	$\lambda_d$	tamanho do <i>kernel</i> (pixels)
#1	55 m	5x5 – 7x7
#2	111 m	15x15 – 21x21
#3	255 – 285 m	27x27 – 53x53
#4	321 – 359 m	55x55 – 79x79

Fonte: Produção do autor

Outro resultado importante é a variação do *RMS* da inclinação na direção em azimute ( $S_{az}$ ) e na direção em range ( $S_r$ ) em função do tamanho do *kernel* (Figura 4.3). Inicialmente, nos menores tamanhos de *kernel*, observa-se o abrupto crescimento dos valores de  $S_{az}$  e  $S_r$  até sua estabilização em um patamar. Os valores máximos encontrados foram de  $2,699 \times 10^{-2}$  para  $S_{az}$  e  $4,600 \times 10^{-2}$  para  $S_r$ , sendo que 95% do valor máximo, em ambas as direções, ocorreu já no *kernel* de tamanho 17x17 pixels. Ou seja, na faixa seguinte com o tamanho do *kernel* variando de 19x19 a 127x127 somente houve acréscimo de 5% ao valor de *RMS* da inclinação da superfície do mar.

Figura 4.3: Variação do *RMS* da inclinação na direção em azimute ( $S_{az}$ ) e na direção em range ( $S_r$ ) em função do tamanho do *kernel*. Nota-se o abrupto crescimento dos valores na faixa das menores tamanhos de *kernel* até estabilizar-se num patamar na faixa com maior tamanho de *kernel*. É importante notar que 95% do valor máximo foi observado já no *kernel* de 17x17. Ou seja, na faixa de 19x19 a 127x127 somente houve acréscimo de 5% ao valor máximo de *RMS*.



Fonte: Produção do autor

Os valores de *RMS* podem ser considerados como o desvio-padrão da amostra de inclinações dentro da *imagerie* estudada, visto que a média desta amostra é praticamente igual a zero (COX; MUNK, 1956). Então, é possível afirmar que o aumento da janela do *kernel* está agregando maior variabilidade estatística à amostra. Ou seja, o aumento da janela do *kernel* passa a incluir mais sistemas de ondas, com suas características específicas, na distribuição estatística da inclinação da superfície do mar.



Cruzando esse novo raciocínio aos valores apresentados na Tabela 4.2, podemos concluir que o *kernel* maior faz aumentar a variabilidade amostral dos valores de inclinação da superfície do mar e, agora, associar essa maior variabilidade à detecção de novos sistemas de ondas, representados pelos patamares observados de  $\lambda_d$ . Desta forma, os patamares poderiam representar sistemas isolados de ondas atuantes na *imagerie*.

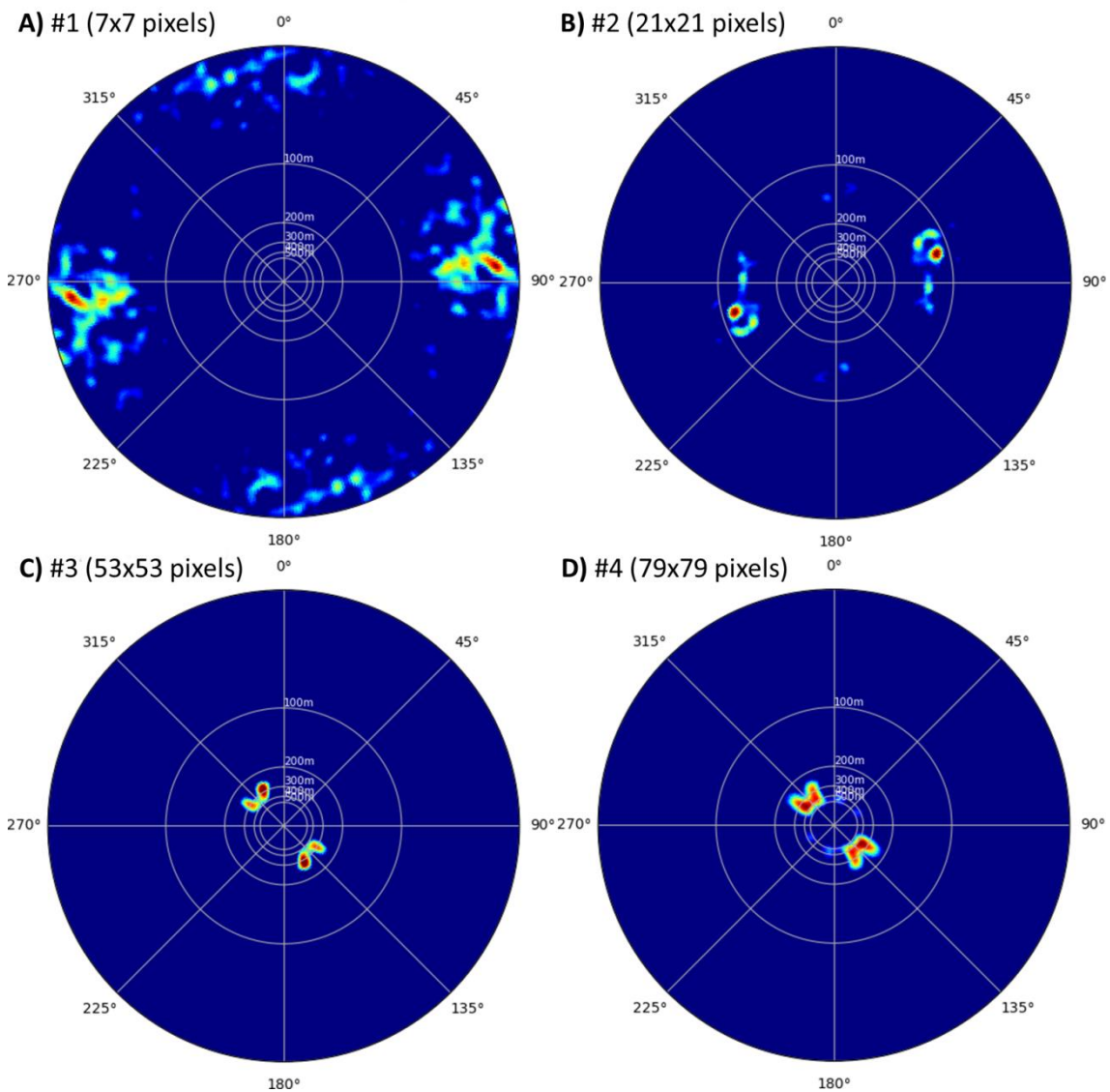
Seguindo essa ideia, então os sistemas de ondas #1 e #2, referentes aos patamares #1 e #2, seriam responsáveis por acrescentar mais ao valor acumulado de *RMS* do que os sistemas #3 e #4, referentes aos patamares #3 e #4. Os sistemas com menor  $\lambda$ , portanto, estariam contribuindo mais ao valor acumulado de *RMS* da inclinação da superfície do mar, assim como foi observado e discutido por Cox e Munk (1956), Wu (1990) e Vandermak et al. (2004). De forma geral, as ondas com menor  $\lambda$  (e maior  $k$ ) têm, em média, maior inclinação que as ondas longas.

Identificando os patamares de  $\lambda_d$  da Tabela 4.2, enfim, como sistemas de ondas distintos, podemos também encontrar a sua direção de propagação  $\Phi$  e altura significativa  $H_s$ . A Figura 4.4 apresenta os espectros direcionais de inclinação gerados pelo algoritmo modificado com os respectivos tamanhos de *kernel* associados aos quatro sistemas de ondas distintos. É interessante observar que os sistemas #1 e #2 possuem, de forma geral, a mesma faixa direcional de propagação, com  $\Phi$  igual a  $266^\circ$  e  $254^\circ$  respectivamente, cruzando os sistemas #3 e #4, que possuem  $\Phi$  igual a  $149^\circ$  e  $120^\circ$  respectivamente (com ambiguidade direcional em todos os casos).

É possível imaginar, portanto, que, dadas as significativas diferenças observadas em seus  $\lambda$  e  $\Phi$ , os sistemas #1 e #2 possuem natureza distinta dos sistemas #3 e #4. Esta distinção é reforçada pela curva do valor acumulado de *RMS* (Figura 4.3), que posiciona os sistemas #1 e #2 na região de crescimento abrupto dos valores de *RMS*, enquanto o #3 e #4 estão localizados na região do patamar, com pequena variação dos valores de *RMS*.

Até este ponto, foram identificados quatro sistemas de ondas distintos presentes na imagette e foi possível estimar seus respectivos  $\lambda$  e  $\Phi$ . É interessante notar que o sistema #4 é mesmo o sistema dominante identificado utilizando o método original de He et al. (2006). A nova abordagem multiescala proposta identificou mais três sistemas atuantes, porém não resolveu ainda o principal problema: o alto valor de  $S_{rms}$  associado às ondas longas, que superestima seu  $H_s$ . A próxima Seção do documento apresenta e discute como foi realizada a correção do  $H_s$ .

Figura 4.4: Espectros direcionais da inclinação da superfície gerados pela metodologia proposta de abordagem multiescala, com variação do tamanho da janela do *kernel* de média móvel. A) o espectro gerado com *kernel* de 7x7 pixels identificou o sistema #1 como dominante, com  $\lambda=55$  m ( $T\sim 6$  s) e  $\Phi=266^\circ$ ; B) o espectro gerado com *kernel* de 21x21 pixels identificou o sistema #2 como dominante, com  $\lambda=111$  m ( $T=8.4$  s) e  $\Phi=254^\circ$ ; C) o espectro gerado com *kernel* de 52x52 pixels identificou o sistema #3 como dominante, com  $\lambda=285$  m ( $T=13.5$  s) e  $\Phi=149^\circ$ ; D) o espectro gerado com *kernel* de 79x79 pixels identificou o sistema #4 como dominante, com  $\lambda=359$  m ( $T=15.17$ s) e  $\Phi=120^\circ$ . A orientação já é corrigida para o Norte geográfico, porém há ambiguidade direcional de  $180^\circ$  inerente ao método.



Fonte: Produção do autor

### 4.3 Utilização do *MSS* (Correção de $H_s$ )

Como foi explicado na Seção 2.2, o *MSS* de ondas superficiais oceânicas historicamente foi pesquisado para aplicações em sensores ópticos e de radar altimétrico. É a primeira vez, no melhor de nosso conhecimento, que se utiliza a teoria desenvolvida para o *MSS* em dados SAR visando o estudo de sistemas multimodais de ondas. A chave para a sinergia destas linhas de pesquisa é que o  $S_{rms}$ , gerado pelo algoritmo PolSAR de He et al. (2006), pode ser facilmente convertido para *MSS* com a aplicação da Equação 3.13. Obviamente, certas ressalvas devem ser observadas nos resultados, pois o sensor que equipa o Radarsat-2 opera em banda-C (5,405 GHz) e, seguindo Valenzuela (1978), “somente as ondas oceânicas com comprimento de onda significativamente maior que o comprimento de onda do radar irão contribuir efetivamente para o cálculo do *MSS*”. Além disso, o sistema de imageamento e processamento SAR possui características distintas de um radar altímetro. Outro ponto importante a ser considerado é que o sinal de retorno de um radar altímetro é referente a somente pequenos ângulos de incidência em torno da incidência azimutal, onde não predomina o retro-espalhamento Bragg, válido para ângulos de incidência entre, mais ou menos, 20° e 70°.

Os valores de *MSS* na direção em azimute e em *range*, obtidos pela Equação 3.13, apresentam padrão de crescimento semelhante ao observado para os valores de  $S_{az}$  e  $S_r$  (Figura 4.3). Este é o comportamento esperado, visto que se o *RMS* é o desvio-padrão de uma amostra de dados cuja média é zero, o *MSS* nada mais é do que sua variância, como muito bem indicaram Cox e

Munk (1956). Então, o aumento dos valores de *MSS* observado com o gradativo aumento do tamanho do *kernel* da média móvel é explicado como já discutido na Seção 4.2.

O valor do *MSS* total, que é a soma do *MSS* na direção em azimute e em range, apresentou valor acumulado máximo de  $2,841 \times 10^{-3}$ , sendo uma ordem de grandeza menor que os valores obtidos nos estudos clássicos de Cox e Munk (1956) e Wu (1990). No entanto, como já dito anteriormente, certas ressalvas devem observadas, pois os dados são oriundos de um sensor SAR. Recorrendo à Equação 2.16, na realidade vemos que o *MSS* é estimado com base nos limites dos número de onda ( $k_1$  e  $k_2$ ) do espectro efetivamente observado. No caso específico do Radarsat-2, o pré-processamento da imagem gerou pixels de 9 m x 9 m (vide Seção 3.2), que leva preliminarmente à conclusão que nenhum sistema de onda com  $\lambda$  menor que 18 m foi efetivamente registrado pela imagem, de acordo com a frequência de Nyquist ( $fN=1/(2\Delta x)$ ). Além disso, ao longo do processamento PolSAR baseado no algoritmo de He et al. (2006), houve processo de filtragem Gaussiana e de aplicação de equações com diversas funções de modulação embutidas, que podem simplificar muitos processos observados e degradar sua resolução espacial (vide Seção 3.3).

Para estimar, então, qual o menor  $\lambda$  que efetivamente foi computado na estimativa do *MSS* total, foi considerado o sistema de ondas detectado com o menor *kernel* de média móvel (3x3 pixels). Neste caso, o sistema tem  $\lambda \sim 45$  m, o que equivale a  $k = 0,1396 \text{ rad m}^{-1}$ . Assume-se, portanto, que o *MSS* total não

está sendo calculado pela integração em todo o espectro de inclinação, mas sim resultante de uma integração parcial onde as ondas com  $k$  maior que  $0,1396 \text{ rad m}^{-1}$  estão sendo desconsideradas:

$$MSS = \int_{k_1=0}^{k_2=0,1396} |k^2| S(k) dk \quad (4.1)$$

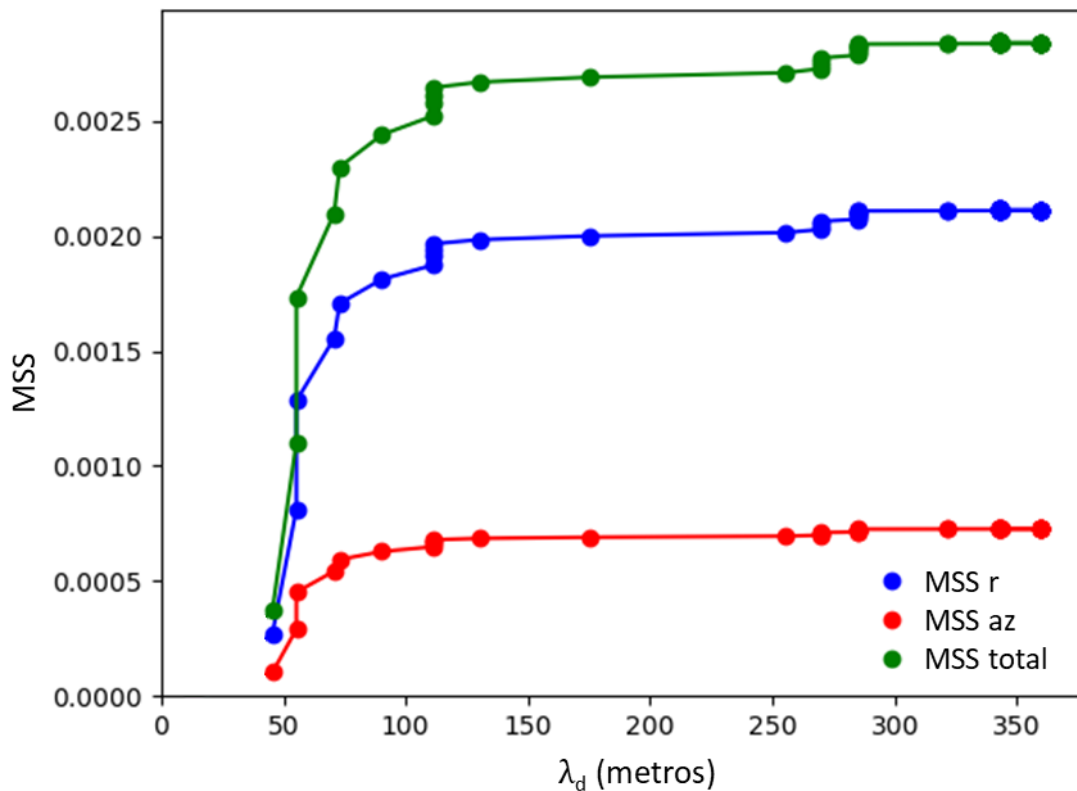
Para este setor espectral com  $k$  entre 0 e  $0,1396$ , o valor encontrado de  $2,841 \times 10^{-3}$  para o  $MSS$  total, como indicado na Fig. 2.3, está na ordem de grandeza dos resultados obtidos por Vandermark et al. (2004).

Com o objetivo de facilitar o entendimento da contribuição de cada sistema de ondas identificado ao valor acumulado de  $MSS$ , foi analisado o perfil de  $MSS$  não em função do tamanho do *kernel*, no padrão dos gráficos analisados anteriormente, mas sim em função do  $\lambda_d$  de cada rodada de execução do algoritmo modificado (Figura 4.5). Nota-se que há literalmente um empilhamento dos valores de  $MSS$  quando o valor  $\lambda_d$  é referente a um dos patamares identificados na (Figura 4.2), sendo este empilhamento bem evidente graficamente em  $\lambda_d = 111 \text{ m}$ . Pode-se imaginar, de forma geral, que este empilhamento de valores é relativo à contribuição de cada sistema ao valor acumulado de  $MSS$ .

É de grande relevância, entretanto, a significativa mudança de comportamento no crescimento do  $MSS$  total após o  $\lambda_d = 111 \text{ m}$ . Depois deste ponto, os valores de  $MSS$  praticamente estabilizam-se em patamares e somente há acréscimo aos valores com o “empilhamento” dos sistemas de ondas detectados. É possível, portanto, inferir que o sistema #2, que apresenta  $\lambda =$

111 m, possa ser a divisão entre ondas de natureza tipo *windsea* e ondas tipo *swell*. Não existe um consenso em relação ao método prático de particionamento do espectro de ondas registrado em sistemas gerados localmente (*windsea*) ou em sistemas gerados em regiões distantes (*swell*) (RAPIZO et al., 2015), sendo o método mais simples o limite genérico de  $T = 10$  s. Esta abordagem apresentada, que analisa o padrão de crescimento cumulativo do *MSS* e identifica o ponto de mudança neste padrão, é uma contribuição à difícil tarefa de classificar a natureza das ondas observadas.

Figura 4.5: Variação do  $MSS$  direcional em azimute ( $MSS_{az}$ ) em range ( $MSS_r$ ) e total ( $MSS_{total}$ ), que é a soma dos dois, em função do  $\lambda_d$  de cada rodada de execução do algoritmo modificado. Nota-se que há o acúmulo de valores sobre os  $\lambda_d$  referentes aos sistemas de ondas identificados anteriormente, sendo mais evidente sobre o sistema de 111 m, onde há literalmente um “empilhamento” de  $MSS$ . É interessante observar que este sistema de 111 m delimita um ponto de mudança no padrão de crescimento da curva de  $MSS$ , passando a comportar-se como um patamar no setor com valores mais altos de  $\lambda_d$ . Notam-se que os valores de  $MSS_r$  são significativamente maiores que os de  $MSS_{az}$ , indicando que a inclinação média dos sistemas de ondas em range é maior que em azimute.



Fonte: Produção do autor

Concluindo o raciocínio de classificação dos sistemas de ondas em função padrão de crescimento cumulativo do  $MSS$ , define-se que os sistemas #1 e #2 são de natureza *windsea* e que desta forma comportam-se como um espectro



contínuo de ondas gerado sob influência do vento local (HOLTHUIJSEN, 2007; RAPIZO et al., 2015). Já os sistemas #3 e #4 são classificados como *swell*, gerados normalmente pela ação de ventos de tempestade em região oceânica distante do local analisado. Seguindo esta linha e estabelecendo a premissa que os sistemas #3 e #4 não interagem entre si, a Equação 2.17 foi adaptada para:

$$MSS_{total} = MSS_{windsea} + MSS_{swell} \quad (4.2)$$

A Equação 4.2 deve ser aplicada na correção os valores de MSS para os sistemas #3 e #4, classificados como *swell*. Na prática, o  $H_s$  destes sistemas estava sendo superestimado, pois não estava sendo eliminado o efeito do *windsea* na estimativa da inclinação média. O MSS não precisa ser corrigido para os sistemas *windsea*, pois eles possuem espectro contínuo e energia cumulativa enquanto estão sendo gerados (HOLTHUIJSEN, 2007; RAPIZO et al., 2015).

De forma prática e para concluir a metodologia desenvolvida neste estudo, o MSS dos sistemas *swell* foi corrigido com a subtração do valor de MSS inferido para o sistema #2, classificado como um sistema de transição entre o espectro *windsea* e *swell*. Posteriormente, o MSS corrigido foi novamente convertido para  $S_{rms}$  (Equação 3.13) e foi calculado o  $H_s$  corrigido para os sistemas #3 e #4 utilizando a Equação 3.12. Os resultados finais estão apresentados na Tabela 4.3.

Para comparar os resultados e preliminarmente validar a nova metodologia desenvolvida, foram obtidos os parâmetros descritivos dos dois principais sistemas de ondas registrados pelo ondógrafo direcional da boia Cabo Frio-2 (Tabela 4.4). Nota-se que o sistema A identificado pela boia possui  $\lambda$  e  $H_s$  similares ao sistema #2 identificado pela metodologia apresentada e classificado como *windsea*. No entanto, há diferença de  $61^\circ$  na direção de propagação. É possível que essa diferença seja causada pela distância de 100 km entre a posição da boia e a imagem SAR utilizada (Figura 3.1), somada à variabilidade do vento local evidenciada pelo sinal de frente de instabilidade atmosférica na imagem (Figura 3.2) e pelas condições sinópticas do momento (Figura 3.3). Já o sistema B identificado pela boia possui praticamente os mesmos parâmetros descritivos do sistema #3 identificado pela metodologia proposta e classificado como *swell*. É possível afirmar que ambos os métodos identificaram exatamente o mesmo sistema de onda.

Tabela 4.3: Resultado final da metodologia proposta, com os parâmetros descritivos dos quatro sistemas de ondas identificados. Os sistemas #1 e #2, destacados em laranja, foram classificados como *windsea*. Já os sistemas #3 e #4 foram classificados como *swell*. Somente foi aplicada a correção do *MSS* aos sistemas *swell*, pela subtração do *MSS* do sistema #2 de seus próprios *MSS* acumulados. Esta correção elimina o efeito do *windsea* para corrigir o  $H_s$  do *swell*. Optou-se por designar o  $\lambda$  dos sistemas #3 e #4 como uma faixa de valores para aglutinar os valores relativamente próximos. Após as correções, o sistema #2 apresentou o maior  $H_s$ . A ambiguidade inicial na direção de propagação foi resolvida através da comparação aos dados da boia meteo-oceanográfica.

Sistema	$\lambda$	MSS acumulado	MSS corrigido	$H_s$ corrigido	$\Phi$
#1	55 m	$1,735 \times 10^{-3}$	-----	1,15 m	266°
#2	111 m	$2,646 \times 10^{-3}$	-----	2,86 m	254°
#3	255-285 m	$2,834 \times 10^{-3}$	$1,884 \times 10^{-4}$	1,96 m	149°
#4	321-359 m	$2,841 \times 10^{-3}$	$1,951 \times 10^{-4}$	2,51 m	120°

Fonte: Produção do autor

Tabela 4.4: Sistemas de ondas individuais registrados no ondógrafo da boia meteo-oceanográfica Cabo Fio-2. O sistema A possui características similares ao sistema #2, identificado pela metodologia proposta. As diferenças observadas entre os dois sistemas, principalmente de 61° na direção de propagação, podem ser atribuídas à alta variabilidade do vento local no instante e à distância de 100 km entre a posição da boia e a imagem SAR utilizada. Já o sistema B possui parâmetros descritivos praticamente idênticos ao sistema #3 identificado pela metodologia proposta.

	$\lambda$	$H_s$	$\Phi$
Sistema A	100 m	2.4 m	193°
Sistema B	271 m	1.9 m	153°

Fonte: Produção do autor



## 5 CONCLUSÃO

O estudo apresentou uma metodologia inédita de utilização de imagem SAR, sem necessidade de dados externos, para auxiliar no monitoramento de sistemas multimodais de ondas, com a capacidade de discriminar os parâmetros descritivos de cada sistema de onda detectado. Até o momento somente métodos utilizando ondógrafos direcionais, ou modelos numéricos de previsão de ondas, eram capazes de individualizar os diferentes sistemas de ondas atuantes em uma área.

A capacidade do algoritmo PolSAR original utilizado como base, que somente mostrou-se eficaz para analisar sistemas simples de ondas, foi expandida através de um esquema de processamento multiescala e utilização da teoria de MSS para ondas oceânicas.

Para a imagem SAR analisada, foram identificados quatro diferentes sistemas de ondas que puderam ser separados entre *windsea* e *swell*. A comparação dos resultados com os registros de boia meteo-oceanográfica foram muito satisfatórios, porém os resultados obtidos ainda não são definitivos como validação porque a boia está um pouco afastada da área imageada pelo SAR.

A metodologia proposta, após ser melhor validada e refinada, pode, entretanto, tornar-se operacional para utilização em sensores SAR polarimétricos de banda-C. As possíveis aplicações práticas são inúmeras para engenharia oceânica, engenharia costeira e sistemas integrados de monitoramento ambiental.

## Lacunas de Conhecimento e Sugestões para Trabalhos Futuros

- Necessidade de validação da metodologia apresentada com a utilização de um número maior de imagens SAR e com boias ondográficas direcionais corretamente localizadas sobre as áreas imageadas. Também seria recomendável que a validação fosse realizada em distintas condições ambientais para testar sua robustez.
- Utilizando um conjunto de imagens e dados de validação *in situ* é possível obter a relação numérica entre o vento local e o valor de *MSS* do *windsea* inferido pelo SAR, assim como Cox, Munk e Wu desenvolveram para sensores ópticos e radar altimétrico.
- Pode-se buscar refinar a análise para verificar a interação entre os sistemas *swell*. Este estudo baseou-se na premissa que somente houve influência do *windsea* nos sistemas *swell*, aumentando seu *MSS*.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AIRY, G. B. Tides and waves. In: COLERIDGE, S. T. (Eds). **Encyclopaedia metropolitana**. London: Chizine, 1845. p.241-396.

ALPERS, W. R.; BRÜNING, C. On the relative importance of motion related contributions to the SAR imaging mechanism of ocean surface waves. **IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing**, v. 24, n. 6, p. 873–885, 1986.

ASF. **Dataset © JAXA/METI ALOS PALSAR L1.1 2006-2011**. Disponível em: <https://www.asf.alaska.edu>. Acesso em: set. 2016.

BEAL, R. C. Spaceborne Imaging radar: monitoring of ocean waves. **Science**, v. 208, n. 4450, p. 1373–1375, 1980.

BROWN, W. E.; ELACHI, C.; THOMPSON, T. W. Radar imaging of ocean surface patterns. **Journal of Geophysical Research**, v. 81, n. 15, p. 2657–2667, 1976.

CLOUDE, S. R.; POTTIER, E. A review of target decomposition theorems in radar polarimetry. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 34, n. 2, p. 498–518, 1996.

COOLEY, J. W.; TUKEY, J. W. An Algorithm for the machine computation of the complex fourier series. **Mathematics of Computation**, v. 19, p.297–301, 1965.

COPERNICUS. **Copernicus: Europe's Eyes on Earth**. Disponível em: [http://www.copernicus.eu/sites/default/files/documents/Brochure/Copernicus\\_Brochure\\_EN\\_WEB.pdf](http://www.copernicus.eu/sites/default/files/documents/Brochure/Copernicus_Brochure_EN_WEB.pdf). Acesso em : 15 fev. 2017.

COX, C.; MUNK, W. Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter. **Journal of the Optical Society of America**, v. 44, n. 11, p. 838, 1954.

COX, C.; MUNK, W. Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter. **Bulletin of the Scripps Institution of Oceanography**, v. 6, n. 9, p. 401–488, 1956.

Canadian Space Agency. **The RADARSAT constellation mission**. 2017. Disponível em: <http://www.asc-csa.gc.ca/pdf/eng/publications/radarsat-constellation-eng.pdf>. Acesso em: 15 fev. 2017.

DALRYMPLE, R. A. A mechanism for rip current generation on an open coast. **Journal of Geophysical Research**, v. 80, n. 24, p. 3485–3487, 1975.

Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt. **Tandem-L Satellite Mission Proposal for Monitoring Dynamic Processes on the Earth's Surface**. Disponível em: <http://www.dlr.de/hr/en/Portaldata/32/Resources/dokumente/tdml/Tandem-L-Brochure-2016-06.pdf>. Acesso em : 15 fev. 2017.

FRIGO, M.; JOHNSON, S. G. FFTW: An adaptive software architecture for the FFT., **IEEE International Conference on Acoustics, Speech and Signal Processing**, v. 3, p.1381–1384, 1998.

FU, L.; HOLT, B. **Seasat views oceans with synthetic-aperture radar**. 1982. Disponível em: <<http://southport.jpl.nasa.gov/reports/seasat/seasat.pdf>>. Acesso em: 9 fev. 2017.

GONZALEZ, F. I.; BEAL, R. C.; BROWN, W. E.; DELEONIBUS, P. S.; SHERMAN III, J. W.; GOWER, J. F. R.; LICHY, D.; ROSS, D. B.; RUFENACH, C. L.; SHUCHMAN, R. A. Seasat synthetic aperture radar: ocean wave detection capabilities. **Science**, v. 204, n. 4400, p. 1418–1421, 1979.

GONZÁLEZ, R. C.; WOODS, R. E. **Digital image processing**. 2.ed. New Jersey: Prentice Hall, 2002. 793p.

HASSELMANN, K.; RANEY, R. K.; PLANT, W. J.; ALPERS, W.; SHUCHMAN, R. A.; LYZENGA, D. R.; RUFENACH, C. L.; TUCKER, M. J. I. Theory of synthetic aperture radar ocean imaging: a marsen view. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 90, n. C3, p. 4659–4686, 1985.

HASSELMANN, K.; HASSELMANN, S. On the nonlinear mapping of an ocean wave spectrum into a synthetic aperture radar image spectrum and its inversion. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. C6, p. 10,710-713,729, 1991.

HASSELMANN, S.; BRÜNING, C.; HASSELMANN, K.; HEIMBACH, P. An improved algorithm for the retrieval of ocean wave spectra from synthetic aperture radar image spectra. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. C7, p. 16615–16629, 1996.

HE, Y.; PERRIE, W. XIE; T. ZOU, Q. Ocean wave spectra from a linear polarimetric SAR. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 42, n. 11, p. 2623–2631, 2004.

HE, Y.; SHEN, H.; PERRIE, W. Remote sensing of ocean waves by polarimetric SAR. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 23, n. 12, p. 1768–1773, 2006.

HOFFMAN, D.; KARST, O. J. The theory of the rayleigh distribution and some of its applications. **Journal of Ship Research**, v. 19, n. 3, p. 172–191, 1975.

HOLTHUIJSEN, L. H. **Wave in oceanic and coastal waters**. The Netherlands: Delft University of Technology, 2007. 405p.

HWANG, P. A.; FOIS, F. Surface roughness and breaking wave properties retrieved from polarimetric microwave radar backscattering. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 120, n. 5, p. 3640–3657, 2015.



HWANG, P. A.; LI, X.; ZHANG, B. Retrieving hurricane wind speed from dominant wave parameters. **IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing**, p. 1–10, 2017.

KOSTINSKI, A. B.; BOERNER, W. M. On foundations of radar polarimetry. **IEEE Transactions on Antennas and Propagation**, v. 34, n. 12, p. 1395–1404, 1986.

LEE J. S.; JANSEN, R. W.; SCHULER, D. L.; AINSWORTH, T. L.; MARMORINO, G. O. CHUBB, S. R. Polarimetric analysis and modeling of multifrequency SAR signatures from Gulf Stream fronts. **IEEE Journal of Oceanic Engineering**, v. 23, n. 4, p. 322–333, 1998.

LEE, J. S.; SCHULER, D. L.; AINSWORTH, T. L. Polarimetric SAR data compensation for terrain azimuth slope variation. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 38, n. 5 I, p. 2153–2163, 2000.

LEE, J. S.; SCHULER, D.; AINSWORTH, T. **A review of polarization orientation estimation from polarimetric SAR data**. 2003. Disponível em: <[http://earth.esa.int/workshops/polinsar2003/participants/lee32/Lee\\_Orientation\\_Review\\_Paper.pdf](http://earth.esa.int/workshops/polinsar2003/participants/lee32/Lee_Orientation_Review_Paper.pdf)>. Acesso em: 9 fev. 2017.

LIU, Y.; SU, M. Y.; YAN, X. H.; LIU, W. T. The mean-square slope of ocean surface waves and its effects on radar backscatter. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 17, n. 8, p. 1092–1105, 2000.

LÓPEZ-MARTÍNEZ, C.; POTTIER, E. Basic **Principles of SAR polarimetry [part 1]: theory of radar polarimetry**. PolSARPro 5.0 Tutorial . 32p. 2015. Disponível em: <<https://earth.esa.int/web/polsarpro/home>>

MASTENBROEK, C.; DE VALK, C. F. A semiparametric algorithm to retrieve ocean wave spectra from synthetic aperture radar. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. C2, p. 3497–516, 2000.

MacDONALD, DETTWILER AND ASSOCIATES. **Radarsat 2: data and products**. MDA, 2016.

MUNK, W. H. Origin and generation of waves. **Proceedings of the first conference on coastal engineering**, v. 531, p. 1–4, 1950.

OSGOOD, B. **The Fourier transform and its applications**. 2007. Disponível em: <<https://see.stanford.edu/materials/lsoftae261/book-fall-07.pdf>>. Acesso em: 27 fev. 2017.

POTTIER, E. Unsupervised classification scheme and topography derivation of POLSAR data on the «H/A/a» polarimetric decomposition theorem. In: INTERNATIONAL WORKSHOP ON RADAR POLARIMETRY, 4., 1998. **Proceedings...** Nantes: France: IRESTE, 1998. p.535-548.

RAPIZO, H.; BABANIN, A. V.; SCHULZ, E.; HEMER, M. A.; DURRANT, T. H. (2015). Observation of wind-waves from a moored buoy in the Southern Ocean. **Ocean Dynamics**, v. 65, n. 9–10, p. 1275–1288, 2015.

RICHARDS, J. A. **Remote sensing with imaging radar**. Springer Series on Signals and Communication Technology. London: Springer, 2009. 361p.

ROMEISER, R.; GRABER, H. C.; CARUSO, M. J.; JENSEN, R. E.; WALKER, D.T.; COX, A. T. A new approach to ocean wave parameter estimates from C-band ScanSAR images. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 53, n. 3, p. 1320–1345, 2015.

SCHULER, D. L.; LEE, J. S. Technical note: a microwave technique to improve the measurement of directional ocean wave spectra. **International Journal of Remote Sensing**, v. 16, n. 2, p. 199–215, 1995.

SCHULER, D. L.; LEE, J. S.; DE GRANDI, G. Measurement of topography using polarimetric SAR images. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 34, n. 5, p. 1266–1277, 1996.

SCHULER, D. L.; LEE, J. S.; KASILINGAM, D.; POTTIER, E. Measurement of ocean surface slopes and wave spectra using polarimetric SAR image data. **Remote Sensing of Environment**, v. 91, n. 2, p. 198–211, 2004.

SHAO, W.; LI, X.; SUN, J. Ocean wave parameters retrieval from TerraSAR-X images validated against buoy measurements and model results. **Remote Sensing**, v. 7, n. 10, p. 12815–12828, 2015.

SHARMA, J. N.; DEAN, R. G. Second-order directional seas and associated wave forces. **Society of Petroleum Engineers Journal**, v. 21, n. 1, p.129–140, 1981.

SOUZA e SILVA, M. G.; ROSMAN, P. C. C. ; NEVES, C. F. Nonlinear second order effects of bichromatic-bidirectional waves. In: INTERNATIONAL SHORT CONFERENCE ON APPLIED COASTAL RESEARCH, 8., 2017. **Proceedings...** 2017.

SINCLAIR, G. The transmission and reception of elliptically polarized waves. **Proceedings of the IRE**, v. 38, n. 2, p. 148–151, 1950.

STEWART, R. H. **Introduction to physical oceanography**. Gainesville: University Press of Florida, 2009. 352p.

VALENZUELA, G. R. Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves - a review. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 13, p. 61–85, 1978.

VANDEMARK, D.; CHAPRON, B.; SUN, J.; CRESCENTI, G. H.; GRABER, H. C. Ocean wave slope observations using radar backscatter and laser altimeters. **Journal of Physical Oceanography**, v. 34, n. 12, p. 2825–2842, 2004.

VIOLANTE-CARVALHO, N; ROBINSON, I. ; SCHULZ-STELLENFLETH, J. Assessment of ERS synthetic aperture radar wave spectra retrieved from the Max-Planck-Institut (MPI) scheme through intercomparisons of 1 year of directional buoy measurements. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n.C7, p. C07019, 2005.

WU, J. Mean square slopes of the wind-disturbed water surface, their magnitude, directionality, and composition. **Radio Science**, v. 25, n. 1, p. 37–48, 1990.

XIE, T.; PERRIE, W.; HE, Y.; LI, H.; FANG, H.; ZHAO, S.; YU, W. Ocean surface wave measurements from fully polarimetric SAR imagery. **Science China Earth Sciences**, v. 58, n. 10, p. 1849–1861, 2015.

ZHANG, B.; PERRIE, W.; HE, Y. Validation of RADARSAT-2 fully polarimetric SAR measurements of ocean surface waves. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 115, n. 6, p. 1–11, 2010.

ZHANG, B.; LI, X. PERRIE, W. HE, Y. Synergistic measurements of ocean winds and waves from SAR. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, p. 1–17, 2015.

ZHANG, J.; CHEN, L. General third-order solutions for irregular waves in deep water. **Journal of Engineering Mechanics**, v. 125, n. 7, p. 768–779, 1999.