



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/04.16.14.14-TDI

## **SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE IMAGEAMENTO EM MICRO-ONDAS SAR DA REGIÃO FRONTAL DE SUPERFÍCIE DA CORRENTE DO BRASIL**

Carina Regina de Macedo

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelo Dr. João Antônio Lorenzzetti, aprovada em 28 de abril de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3G5UHAP>>

INPE  
São José dos Campos  
2014

## **PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

## **CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**

### **Presidente:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

### **Membros:**

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

### **BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

### **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

### **EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/04.16.14.14-TDI

## **SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE IMAGEAMENTO EM MICRO-ONDAS SAR DA REGIÃO FRONTAL DE SUPERFÍCIE DA CORRENTE DO BRASIL**

Carina Regina de Macedo

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelo Dr. João Antônio Lorenzzetti, aprovada em 28 de abril de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3G5UHAP>>

INPE  
São José dos Campos  
2014

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Macedo, Carina Regina de.

M119s Simulação Numérica de Imageamento em Micro-ondas SAR da Região Frontal de Superfície da Corrente do Brasil / Carina Regina de Macedo. – São José dos Campos : INPE, 2014.  
xxviii + 133 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/04.16.14.14-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2014.  
Orientador : Dr. João Antônio Lorenzetti.

1. Radar de abertura sintética. 2. Corrente do Brasil. 3. Simulação de imagens. 4. Modelo M4S. I.Título.

CDU 528.88:551.576(8)

---

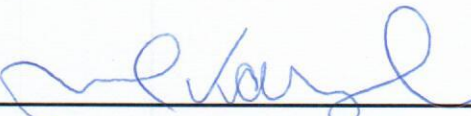


Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

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

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

Dr. Milton Kampel



---

Presidente / INPE / SJC Campos - SP

Dr. João Antonio Lorenzetti



---

Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Douglas Francisco Marcolino  
Gherardi



---

Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

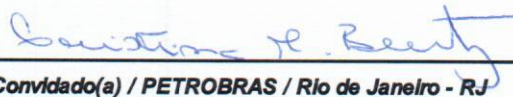
Dr. Carlos Alexandre Domingos Lentini



---

Convidado(a) / UFBA / Salvador - BA

Dra. Cristina Maria Bentz



---

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

**Este trabalho foi aprovado por:**

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Carina Regina de Macedo**

**São José dos Campos, 28 de Abril de 2014**



*"Mas o homem não foi feito para a derrota- disse em voz alta. Um homem  
pode ser destruído, mas não derrotado."*

Ernest Hemingway





*A minha mãe Ively, a minha tia Sueli e a meu avô José Thomaz.*



## AGRADECIMENTOS

A realização desta dissertação marca o término de uma importante etapa em minha vida. E chegar até esse ponto só foi possível com a ajuda de inúmeras pessoas e de instituições que me apoiaram de diversas formas. E mesmo sabendo que palavras não são suficientes para agradecer essas pessoas tão importantes nessa jornada, agradeço...

Inicialmente, à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo apoio financeiro concedido em forma de bolsa de mestrado, e ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), pela oportunidade de estudo e aperfeiçoamento e de utilização das instalações.

Ao meu orientador Dr. João Antônio Lorenzetti, por ter acreditado na minha capacidade para desenvolver este trabalho. Acima de tudo, obrigada pelos valiosos ensinamentos, pelo apoio em todos os momentos e por me incentivar na busca pelo conhecimento.

Ao Dr. Roland Romeiser, pela disponibilização do modelo de simulação de imagens SAR oceânicas usado nesta dissertação.

Ao Dr. Egidio Arai, por ter me ajudado a entender a estrutura dos arquivos de saída do modelo em questão.

Ao Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM), na pessoa do Dr. Leandro Calado, por ter fornecido os campos de corrente de saída do ROMS e por ter me recebido tão bem em Arraial do Cabo.

À MSc. Tainá Santos Newton e ao Dr. Joseph Harari, pelo fornecimento e processamento dos dados de ADCP.

À PETROBRAS , na pessoa da Dr. Cristina M. Bentz, e à Divisão de Geração de Imagens (DGI) do INPE pelas imagens SAR cedidas.

Ao MSc. Rafael Paes, pela ajuda com a manipulação do modelo de simulação de imagens SAR oceânicas.

À Dra. Maria de Lourdes Bueno Trindade Galo, por ter me incentivado no período de graduação a trabalhar com Sensoriamento Remoto.

Aos colegas de sala que dividiram tanto tempo comigo: Catarina, Daniela, Cláudia, Otávio, Andressa, Regiane e Mainara. A todos os amigos da minha turma de pós-graduação e especialmente aos colegas que me ajudaram e tornaram meus dias

especiais: Bruno, Guilherme, Renato, Mariane, Leandro, Carlos Leandro, Veronika, Ricardo e Luiz Felipe.

Ao José Carlos (Zé) pelas inúmeras conversas, pelos cheesecakes, pelo apoio emocional e por ser o amigo maravilhoso que é!

A minha colega de república Suli, pelas conversas e pelo incentivo. Os momentos difíceis que passamos serão os responsáveis por fazer nossa vitória ainda mais especial.

Ao Luiz Eduardo de Souza Moraes por fazer os momentos alegres parecerem décadas e os tristes apenas alguns segundos. Obrigada por fazer parte dessa jornada!

A minha família tão amada, por ter me dado carinho todos esses anos. Especialmente agradeço a minha mãe Ively, a minha tia Sueli, a meu avô José e a minha prima Janice, pelo amor incondicional e pelo apoio em cada passo dado até chegar aqui.

## RESUMO

Trabalhos anteriores mostram que as imagens de Radar de Abertura Sintética (SAR) podem ser utilizadas, adicionalmente às imagens termais, na localização da frente da Corrente do Brasil (CB), apresentando vantagens quando na presença de nuvens. Entretanto, em algumas imagens SAR nenhum sinal dessa frente é visualizado. Neste trabalho os mecanismos que permitem a visualização da frente térmica da CB em imagens SAR foram estudados, em busca de uma melhor compreensão dos papéis dos parâmetros ambientais (modulação hidrodinâmica e instabilidade atmosférica), do sistema sensor (polarização e frequência) e do imageamento (direção do vento em relação ao feixe do radar e ângulo de incidência) sobre a modulação do sigma zero nessa região frontal. Foram realizadas simulações numéricas utilizando o modelo M4S (Romeiser et al., 1997; Romeiser e Alpers, 1997), capaz de simular o imageamento em micro-ondas SAR da superfície do oceano. Foram selecionadas quatro imagens SAR da costa SE do Brasil, nas polarizações vertical (ASAR/ENVISAT) e horizontal (RADARSAT-1), retratando a frente de superfície da CB. A simulação das condições médias de cisalhamento e divergência presentes na região frontal da CB se baseou em dados *in situ* de correntes superficiais, obtidas por correntógrafos do tipo *Acoustic Doppler Current Profilers*, bem como em resultados de um modelo numérico representando as condições hidrodinâmicas na região. Os campos de ventos utilizados no modelo foram simulados a partir de dados coletados pelo escaterômetro QuikScat nas datas de imageamento das imagens SAR. Observou-se boa concordância entre os resultados simulados e as imagens SAR, para valores de divergência da ordem de  $10^{-4} \text{ s}^{-1}$ , assumindo uma diminuição da taxa de relaxação, indicando que, para algumas situações particulares, o aumento da divergência e do cisalhamento na região frontal da CB possibilitaria a visualização da frente térmica. Comparando simulações feitas em banda C e banda L, pode-se concluir que: a) as maiores modulações do sigma zero da região frontal foram encontradas para a banda C, considerando polarizações cruzadas e uma direção de imageamento *downwind*, assumindo-se o efeito conjunto da modulação hidrodinâmica e por instabilidade na Camada Limite Atmosférica; e b) quando apenas a modulação hidrodinâmica foi levada em consideração, as maiores modulações do sigma foram encontradas para a banda L, polarização horizontal e direção de imageamento *upwind*. Também se pode notar que o modelo M4S não foi eficiente na simulação de imagens para altos ângulos de incidência.



# NUMERICAL SIMULATIONS OF SAR MICROWAVE IMAGING AT THE BRAZIL CURRENT SURFACE FRONT

## ABSTRACT

Earlier publications have shown that Synthetic Aperture Radar (SAR) Images used in combination with thermal imaging may yield a proper location of the Brazil Current (BC) front, allowing studies under high cloudiness conditions. Nonetheless, some SAR images show no surface signature of the BC front. In this work, the mechanisms influencing the thermal front signature in SAR images were studied, in order to understand the relative roles of environmental (Hydrodynamic modulation and atmospheric instabilities), sensor (polarization and frequency) and imaging (wind direction in relation to radar's incidence angle) parameters over the modulation of the Normalized Radar Cross Section (NRCS) signatures at the BC front. Simulations were conducted with the M4S (Romeiser et al., 1997; Romeiser and Alpers, 1997), a numerical model that simulates microwave SAR imaging at the ocean surface. Four SAR images of the Brazilian Southeastern Coast depicting the BC thermal front were selected including VV polarization ASAR/ENVISAT and HH polarization RADARSAT-1 images. Conditions of current shear and divergence were reproduced for the imaged fronts, using in situ current velocities obtained from both Acoustic Doppler Current Profilers (ADCP) and a hydrodynamic ocean numerical model. Wind velocity fields were simulated based on QuickScat data for each imaging date. Results showed a good agreement between the simulated responses and SAR image responses, under divergence values of the order of  $10^{-4} \text{ s}^{-1}$ , along with a decrease in the relaxation rate, which indicates that, for some specific cases, local increases in shear and divergence may allow the detection of the BC thermal front. A comparison between C and L band simulations shows that: a) the highest NRCS modulations at the front were reproduced at the C band, considering a cross-polarization and a downwind imaging angle, and assuming the effects of both hydrodynamic and atmospheric modulations; b) when considering the hydrodynamic modulation alone, the highest NRCS modulations were reproduced for L band, assuming HH polarization and an upwind imaging angle. Results also show that the M4S simulation accuracies can be degraded for high incidence angles.





## LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 2. 1 - Espectro esquemático de energia da variabilidade do oceano, mostrando diferentes tipos de ondas que ocorrem no oceano. ....	10
Figura 2. 2 - Espectro de curvatura da superfície versus número de ondas para ondas se propagando na direção do vento ( $\varphi = 0^\circ$ ) e velocidade do vento de $10 \text{ ms}^{-1}$ . A linha tracejada corresponde ao EE e a linha cheia ao ER. As linhas verticais correspondem as bandas L ( $B_L$ ), C ( $B_C$ ), X ( $B_X$ ) e Ka ( $B_{Ka}$ ). Fonte: Adaptado de Thompson et al. (2008). ....	15
Figura 2. 3 - Principais elementos que descrevem a geometria de imageamento de um sistema SAR.....	17
Figura 2. 4 - Ilustração do processo de espalhamento Bragg. A energia do sistema radar, que é retroespalhada pelos picos das ondas oceânicas, retornam ao sensor em ressonância quando a distância adicional que essa radiação precisa viajar entre os picos de ondas sucessivos é metade de seu comprimento de onda.....	18
Figura 2. 5 – sigma zero ( $\sigma_0$ ) em função do ângulo de incidência ( $\theta$ ) para a banda C. a) polarização VV; e b) polarização HH. A linha pontilhada corresponde a contribuição do espalhamento Bragg, a linha pontilhada/tracejada a contribuição da reflexão especular e a linha tracejada ao fenômeno de arrebenção de ondas.....	20
Figura 2. 6 - Variação azimutal do sigma zero para a superfície do oceano. A linha pontilhada corresponde ao vento de $20 \text{ ms}^{-1}$ , a linha tracejada ao vento de $15 \text{ ms}^{-1}$ , a linha cheia ao vento de $10 \text{ ms}^{-1}$ e a linha tracejada/pontilhada ao vento de $5 \text{ ms}^{-1}$ . O ângulo de incidência foi fixado em $45^\circ$ , polarização VV e comprimento de onda de $0,02 \text{ m}$ . ....	21
Figura 2. 7 - Ilustração dos processos de modulação hidrodinâmica e de inclinação da superfície.....	23
Figura 2. 8 - Processos oceânicos que modulam a rugosidade da superfície e produzem assinaturas em imagens radar. ....	25
Figura 2. 9 - Variação da taxa de relaxação em função do ângulo de incidência para frequência de $5.3 \text{ GHz}$ . a) Vento de $5 \text{ ms}^{-1}$ ; e b) Vento de $10 \text{ ms}^{-1}$ . ....	32
Figura 3. 1 - O Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio na Bacia de Campos. As linhas vermelhas demarcam o sistema de cânions de São Tomé (ao norte) e o Alto de Cabo Frio (sul). ....	34
Figura 3. 2 - Área de coleta dos dados realizada pela OCSE-II. As linhas em preto indicam a trajetória de amostragem do ADCP. ....	36

Figura 3. 3 - Área de coleta dos dados realizada pela OCSE-IV. As linhas em preto indicam a trajetória de amostragem do ADCP. ....	37
Figura 3. 4 - Área de coleta dos dados realizada pela OCSE-V. As linhas em preto indicam a trajetória de amostragem do ADCP. ....	37
Figura 3. 5 - Referencial para medição da direção dos dados QuikScat. ....	48
Figura 3. 6 - Fluxograma do funcionamento do software M4S. ....	53
Figura 3. 7 - Gráficos que resumem os campos sintéticos de corrente e de vento utilizados nos experimentos relativos à imagem 1. Os gráficos à esquerda representam os campos de corrente superficial e os à direita os campos de vento. A linha vermelha vertical indica o local onde a frente de corrente e de vento foi centrada; a coluna à esquerda da linha corresponde à região externa da CB (plataforma continental) e a coluna à direita à região interna da CB. a) Campo de corrente levando em conta apenas o fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante; b) fenômeno de divergência ( $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante; c) fenômeno de divergência ( $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante. A linha preta indica a componente perpendicular à frente térmica e a azul a componente paralela. ....	59
Figura 3. 8 - O mesmo que para Fig. 3.7, porém para os experimentos relativos à imagem 2. a) Campo de corrente levando em conta apenas o fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante; b) fenômeno de divergência ( $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante; c) fenômeno de divergência ( $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante. ....	60
Figura 3. 9 - O mesmo que para Figura 3.7, porém para os experimentos relativos à imagem 3. a) Campo de corrente levando em conta apenas o fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante; b) fenômeno de divergência ( $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante; c) fenômeno de divergência ( $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante. ....	61
Figura 3. 10 - O mesmo que para Figura 3.7, porém para os experimentos relativos à imagem 4. a) Campo de corrente levando em conta apenas o fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante; b) fenômeno de divergência ( $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante; c) fenômeno de divergência ( $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante. ....	62
Figura 3. 11 - Diagrama de caixa mostrando o comportamento do conjunto de valores de sigma zero da região externa (em preto) e interna (em azul) da CB. a) diagramas de caixa correspondente à imagem 2; e b) correspondente à imagem 3. ....	64

- Figura 3. 12 - Valores simulados de sigma zero para diferentes velocidades de vento calculadas com o modelo M4S. A linha tracejada preta indica o valor de sigma zero correspondente à intensidade e direção média do vento na área de estudo; a linha tracejada vermelha indica a intensidade do vento correspondente ao aumento de sigma zero observado na região frontal. a) Simulação para a imagem 2; e b) Simulação para a imagem 3. .... 65
- Figura 3. 13 - Gráficos que resumem os campos sintéticos de corrente e de vento utilizados nos experimentos relativos à imagem 2. Os gráficos à esquerda representam os campos de corrente superficial e à direita os campos de vento. As linhas vermelhas verticais indicam o local onde a frente de corrente e de vento foi centrada; a coluna à esquerda da linha vermelha corresponde à região externa da CB (plataforma continental) e a coluna à direita à região interna da CB. a) Campo de corrente nulo e campo de vento variado; b) fenômeno de divergência ( $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento variado; c) fenômeno de divergência ( $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento variado. A linha preta indica a componente perpendicular à frente térmica e a azul a componente paralela. .... 67
- Figura 3. 14 - O mesmo que para Figura 3.13, porém para os experimentos relativos à imagem 3. a) Campo de corrente nulo e campo de vento variado; b) fenômeno de divergência ( $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento variado; c) fenômeno de divergência ( $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento variado. .... 68
- Figura 3. 15 - Gráficos que resumem os campos sintéticos de corrente e de vento utilizados nos experimentos relativos à imagem 3. Os gráficos à esquerda representam os campos de corrente superficial e à direita os campos de vento. As linhas vermelhas verticais indicam o local onde a frente de corrente e de vento foi centrada; a coluna à esquerda da linha vermelha corresponde à região externa da CB (plataforma continental) e a coluna à direita à região interna da CB. a) Campo de corrente levando em conta o fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e divergência ( $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e campo de vento variado com direção crosswind  $270^\circ$ ; b) fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e divergência ( $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e campo de vento variado com direção crosswind  $90^\circ$ ; c) fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e divergência ( $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e campo de vento variado com direção downwind; d) fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e divergência ( $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e campo de vento variado com direção upwind. As linhas pretas indicam a componente perpendicular a frente térmica e as azuis a componente paralela. .... 72

- Figura 3. 16 - O mesmo que para Figura 3.15, porém para os experimentos relativos à imagem 4. a) Campo de corrente levando em conta o fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e divergência ( $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e campo de vento variado com direção crosswind  $270^\circ$ ; b) fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e divergência ( $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e campo de vento variado com direção crosswind  $90^\circ$ ; c) fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e divergência ( $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e campo de vento variado com direção downwind; d) fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e divergência ( $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e campo de vento variado com direção upwind. As linhas pretas indicam a componente perpendicular a frente térmica e as azuis a componente paralela. .... 73
- Figura 3. 17 - Fluxograma metodológico com as principais etapas do trabalho. .... 75
- Figura 4. 1 - Dados de corrente superficial observada a 20 metros (vetores pretos) da Radial pertencente à OCSE-II (22/10/2002 a 03/12/2002) utilizada para o cálculo do cisalhamento e da divergência típicos da CB. Ao fundo é apresentado o campo de TSM ( $^\circ\text{C}$ ) do dia 09 de novembro de 2002. .... 78
- Figura 4. 2 - Dados de corrente superficial observada a 20 metros (vetores pretos) da Radial pertencente a OCSE-IV (28/01/2006 a 13/04/2006 ) utilizada para o cálculo do cisalhamento e da divergência típicos da CB. Ao fundo é apresentado o campo de TSM ( $^\circ\text{C}$ ) do dia 18 de fevereiro de 2006. .... 79
- Figura 4. 3 - Dados de corrente superficial observada a 20 metros (vetores pretos) da Radial pertencente a OCSE-V (07/06/2010 a 07/07/2010) utilizada para o cálculo do cisalhamento e da divergência típicos da CB. Ao fundo é apresentado o campo de TSM ( $^\circ\text{C}$ ) do dia 14 de outubro de 2006. .... 80
- Figura 4. 4 - Valores típicos de divergência (linhas azuis) e cisalhamento (linhas pretas) calculados para a região frontal da CB por meio dos dados de ADCP. a) Radial pertencentes a OCSE-II; b) OCSE-IV; e c) OCSE-V. A origem do eixo x corresponde a medida de corrente tomada mais próxima a costa. A linha vertical vermelha indica a posição estimada da frente da CB. .... 81
- Figura 4. 5 - Campo de corrente superficial (vetores pretos) e campo de TSM ( $^\circ\text{C}$ ) obtidos pelo modelo ROMS para o dia 14 de outubro de 2009. As linhas vermelhas indicam as seções utilizadas para os cálculos do cisalhamento e da divergência típicos da CB. .... 83
- Figura 4. 6 - Campo de corrente superficial (vetores pretos) e campo de TSM ( $^\circ\text{C}$ ) obtidos pelo modelo ROMS para o dia 15 de outubro de 2009. As linhas vermelhas indicam as seções utilizadas para os cálculos do cisalhamento e da divergência típicos da CB. .... 84
- Figura 4. 7 - Valores típicos de divergência (linhas azuis) e cisalhamento (linhas pretas) calculados para a região frontal da CB por meio dos dados do ROMS do dia 14 de outubro de 2009. a) Radial localizada ao sul; b) Radial central; e c) Radial localizada ao norte. A origem do eixo x corresponde à medida de

- corrente tomada mais próxima a costa. A linha vertical vermelha indica a posição estimada da frente da CB..... 85
- Figura 4. 8 - Valores típicos de divergência (linhas azuis) e cisalhamento (linhas pretas) calculados para a região frontal da CB por meio dos dados do ROMS do dia 15 de outubro de 2009. a) Radial localizada ao sul; b) Radial central; e c) Radial localizada ao norte. A origem do eixo x corresponde à medida de corrente tomada mais próxima a costa. A linha vertical vermelha indica a posição estimada da frente da CB..... 86
- Figura 4. 9 - Diagrama de caixa mostrando o comportamento do conjunto de valores de velocidade de corrente superficial da região frontal da CB. O diagrama representado em azul corresponde aos dados derivados de ADCP e o diagrama em preto corresponde aos dados derivados do ROMS. .... 87
- Figura 4. 10 - Valores de sigma zero encontrados pelas simulações realizadas com o modelo M4S (banda C e polarização VV) e o modelo CMOD4. As linhas pretas correspondem às simulações realizadas com o EE, as linhas azuis às simulações realizadas com o ER e as linhas vermelhas as simulações com o modelo CMOD4. a) ângulo de incidência de 30° e velocidade de vento de 5 ms<sup>-1</sup>; b) ângulo de incidência de 30° e velocidade de vento de 10 ms<sup>-1</sup>; c) ângulo de incidência de 45° e velocidade de vento de 5 ms<sup>-1</sup>; e d) ângulo de incidência de 45° e velocidade de vento de 10 ms<sup>-1</sup> ..... 89
- Figura 4. 11 - Configuração dos experimentos relativos à imagem RADARSAT-1 do dia 12 de setembro de 2005. As linhas pretas tracejadas correspondem ao eixo x e eixo y, a linha preta cheia corresponde à direção do vento e as linhas azuis tracejadas/pontilhadas correspondem à direção de visada e deslocamento da plataforma. .... 91
- Figura 4. 12 - Imagem RADARSAT-1 do dia 12 de setembro de 2005, adquirida às 21 horas e 17 minutos (UTC). É possível observar ao sul a linha com valores mais baixos que sigma zero que corresponde a região frontal. A linha preta corresponde ao perfil utilizado para comparação com as imagens simuladas. .... 92
- Figura 4. 13 - Imagem de TSM do produto MUR do dia 12 de setembro de 2005 (°C). A linha preta corresponde ao perfil utilizado para comparação com as imagens simuladas. .... 92
- Figura 4. 14 - Simulações realizadas sem ajustes. Seções de sigma zero relativo da região frontal da CB. As linhas pretas correspondem ao perfil de sigma zero relativo da imagem 1. a) Seção de sigma zero relativo da imagem simulada considerando apenas o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (linha vermelha) com vento constante; e b) Seções de sigma zero relativo da imagem simulada considerando o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e da divergência de  $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (linha vermelha) e considerando o efeito do

	cisalhamento de $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e da divergência de $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (linha azul) com vento constante. Vento constante: $5,86 \text{ ms}^{-1}$ (direção do vento: $\varnothing = 90^\circ$ ). 93
Figura 4. 15 - Mesmo que Figura 4.14. Simulação realizadas com ajuste 1 .....	94
Figura 4. 16 - Mesmo que Figura 4.14. Simulação realizadas com ajuste 2. ....	95
Figura 4. 17 - Configurações dos experimentos relativos à imagem RADARSAT-1 do dia 21 de novembro de 2005. As linhas pretas tracejadas correspondem ao eixo x e eixo y, a linha preta cheia corresponde à direção do vento e as linhas azuis tracejadas/pontilhadas correspondem à direção de visada e deslocamento da plataforma. ....	96
Figura 4. 18 - Imagem RADARSAT-1 do dia 21 de novembro de 2005, adquirida às 12 hora e 26 minutos (UTC). É possível observar cortando a imagem de norte a sul a feição corresponde a região frontal, valores mais baixos de sigma zero são encontrados na área mais próxima a costa e valores mais altos na área mais oceânica. A linha preta corresponde ao perfil utilizado para comparação com as imagens simuladas. ....	97
Figura 4. 19 - Imagem de TSM do produto MUR do dia 21 de novembro de 2005 ( $^\circ\text{C}$ ). A linha preta corresponde ao perfil utilizado para comparação com as imagens simuladas. ....	98
Figura 4. 20 - Simulações realizadas sem ajuste. Seções de sigma zero relativo da região frontal da CB. As linhas pretas correspondem ao perfil de sigma zero relativo da imagem 2. a) Seção de sigma zero relativo da imagem simulada considerando apenas o efeito do cisalhamento de $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (linha vermelha) com vento constante; b) Seções de sigma zero relativo da imagem simulada considerando o efeito do cisalhamento de $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e da divergência de $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (linha vermelha) e considerando o efeito do cisalhamento de $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e da divergência de $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (linha azul) com vento constante; c) Seção de sigma zero relativo da imagem simulada sem corrente e com vento variado (linha vermelha); e d) seções de sigma zero relativo da imagem simulada considerando o efeito do cisalhamento de $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e da divergência de $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (linha vermelha) e considerando o efeito do cisalhamento de $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e da divergência de $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (linha azul) com vento variado. Vento constante: $5,84 \text{ ms}^{-1}$ ; e vento variável: $5,84 \text{ ms}^{-1}$ a $10 \text{ ms}^{-1}$ (direção do vento: $\varnothing = 131^\circ$ ). ....	99
Figura 4. 21 - Mesmo que 4.20. Simulações realizadas com ajuste 1. ....	101
Figura 4. 22 - Mesmo que 4.20. Simulações realizadas com ajuste 2. ....	102
Figura 4. 23 - Configuração dos experimentos relativos à imagem ASAR/ENVISAT do dia 14 de outubro de 2009. As linhas pretas tracejadas correspondem ao eixo x e eixo y, a linha preta cheia corresponde à direção do vento e as linhas azuis tracejadas/pontilhadas correspondem à direção de visada e deslocamento da plataforma. ....	103

- Figura 4. 24 - Imagem ASAR/ENVISAT do dia 14 de outubro de 2009, adquirida à 01 hora e 10 minutos (UTC). É possível observar na região central da imagem a feição corresponde a região frontal, valores mais baixos de sigma zero são encontrados na área mais próxima a costa e valores mais altos na área mais oceânica. A linha preta corresponde ao perfil utilizado para comparação com as imagens simuladas. .... 104
- Figura 4. 25 - Imagem de TSM do produto MUR do dia 14 de outubro de 2009 (°C). A linha preta corresponde ao perfil utilizado para comparação com as imagens simuladas. .... 104
- Figura 4. 26 - Simulações realizadas sem ajuste. Seções de sigma zero relativo da região frontal da CB. As linhas pretas correspondem ao perfil de sigma zero relativo da imagem 3. a) Seção de sigma zero relativo da imagem simulada considerando apenas o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (linha vermelha) com vento constante; b) Seções de sigma zero relativo da imagem simulada considerando o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e da divergência de  $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (linha vermelha) e considerando o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e da divergência de  $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  (linha azul) com vento constante; c) seção de sigma zero normalizado da imagem simulada sem corrente e com vento variado (linha vermelha); e d) seções de sigma zero normalizado da imagem simulada considerando o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e da divergência de  $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (linha vermelha) e considerando o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e da divergência de  $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  (linha azul) com vento variado. Vento constante:  $6,5 \text{ ms}^{-1}$ ; e vento variável:  $6,5 \text{ ms}^{-1}$  a  $9,1 \text{ ms}^{-1}$  (direção do vento:  $\emptyset = 180^\circ$ ). .... 106
- Figura 4. 27 - Mesmo que 4.26. Simulações realizadas com ajuste 1. .... 107
- Figura 4. 28 - Mesmo que 4.26. Simulações realizadas com ajuste 2. .... 108
- Figura 4. 29 - Configuração dos experimentos relativos à imagem ASAR/ENVISAT do dia 15 de outubro de 2005. As linhas pretas tracejadas correspondem ao eixo x e eixo y, a linha preta cheia corresponde à direção do vento e as linhas azuis tracejadas/pontilhadas correspondem à direção de visada e deslocamento da plataforma. .... 109
- Figura 4. 30 - Imagem ASAR/ENVISAT do dia 15 de outubro de 2009, adquirida no dia 15 de outubro de 2009 às 12 horas e 32 minutos (UTC). É possível observar ao sul a feição com valores mais baixos que sigma zero que corresponde a região frontal. A linha preta corresponde ao perfil utilizado para comparação com as imagens simuladas. .... 110
- Figura 4. 31 - Imagem de TSM do produto MUR do dia 15 de outubro de 2009 (°C). A linha preta corresponde ao perfil utilizado para comparação com as imagens simuladas. .... 110

Figura 4. 32 - Simulações realizadas sem ajuste. Seções de sigma zero relativo da região frontal da CB. As linhas pretas são relativas ao perfil de sigma zero relativo da imagem 4. a) Seção de sigma zero relativo da imagem simulada considerando apenas o efeito do cisalhamento de $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (linha vermelha) com vento constante; e b) Seções de sigma zero relativo da imagem simulada considerando o efeito do cisalhamento de $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e da divergência de $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (linha vermelha) e considerando o efeito do cisalhamento de $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e da divergência de $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (linha azul) com vento constante. Vento constante: $7,42 \text{ ms}^{-1}$ (direção do vento: $\phi = 240^\circ$ ).	111
Figura 4. 33 - Mesmo que 4.32. Simulações realizadas com ajuste 1.	112
Figura 4. 34 - Mesmo que 4.32. Simulações realizadas com ajuste 2.	114
Figura 4. 35 - Seções de sigma zero relativo da região frontal da CB correspondentes às simulações baseadas na imagem 3 e banda C. a) Seções de sigma zero relativo das simulações realizadas com polarização HH e direção do vento crosswind $90^\circ$ (linha vermelha), crosswind $270^\circ$ (linha azul), downwind (linha verde) e upwind (linha preta); b) Mesmo que item a, porém para polarização VV; c) mesmo que item a, porém para polarização HV; e d) mesmo que item a, porém para polarização VH.	115
Figura 4. 36 - Mesmo que Figura 4.35. Simulações realizadas para banda L.	117
Figura 4. 37 - Seções de sigma zero relativo da região frontal da CB correspondentes às simulações baseadas na imagem 4. a) seções de sigma zero relativo das simulações realizadas com banda C, polarização HH e direção do vento crosswind $90^\circ$ (linha vermelha), crosswind $270^\circ$ (linha azul), downwind (linha verde) e upwind (linha preta); b) mesmo que item a, porém para polarização VV; c) mesmo que item a, porém para polarização HV; e d) mesmo que item a, porém para polarização VH.	118
Figura 4. 38 - Mesmo que Figura 4.37. Simulações realizadas para banda L.	119



## LISTA DE TABELAS

	Pág.
Tabela 3. 1 - Resumo de informações sobre a data de coleta dos dados das Comissões Oceanográficas. ....	38
Tabela 3. 2 - Características do sistema sensor, da plataforma e dos produtos ASAR/ENVISAT modo Wide Swath. ....	42
Tabela 3. 3 - Características do sistema sensor, da plataforma e dos produtos RADARSAT-1 modo <i>ScanSAR Narrow</i> . ....	43
Tabela 3. 4 - Informações relativas a aquisição das 4 imagens SAR da Bacia de Campos. ....	45
Tabela 3. 5 - Informações relativas a data de aquisição dos produtos TSM MUR. ....	46
Tabela 3. 6 - Informações relativas a aquisição dos dados QuikScat. ....	47
Tabela 3. 7 - Valores de média e variação da velocidade da corrente (respectivamente, $\mathbf{u0}$ e $\delta\mathbf{u}$ na Equação 3.8) escolhidos para parametrizar o campo de corrente para as simulações considerando apenas o cisalhamento de $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (Exp. 1), considerando o cisalhamento de $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e a divergência de $\pm 3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (Exp. 2) e considerando o cisalhamento de $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e a divergência de $\pm 1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (Exp. 3). ....	57
Tabela 3. 8 - Informações sobre a intensidade e a direção dos dados QuikScat no momento da aquisição das imagens SAR. ....	58
Tabela 3. 9 - Valores de média e variação da velocidade do vento (respectivamente, $\mathbf{U0}$ e $\delta\mathbf{U}$ na Equação 3.10) escolhidos para parametrizar os campos de vento variados no espaço. ....	66
Tabela 3. 10 - Resumo dos ajustes utilizados nas simulações. O Fator 1 refere-se ao fator que multiplica a largura da componente direcional da função de espalhamento e o Fator 2 ao fator que multiplica a magnitude da taxa de relaxação. ....	69
Tabela 3. 11 - Valores iniciais e finais, a média e a variação das componentes do vento perpendicular e paralela à frente térmica para cada uma das direções do vento utilizados nas simulações relacionadas a imagem 3. ....	71
Tabela 4. 1 - Valores máximos de cisalhamento e divergência calculados para a região frontal da CB obtidos das radiais OCSE-II, OCSE-IV e OCSE-V. ....	82
Tabela 4. 2 - Valores máximos de cisalhamento e divergência calculados para a região frontal da CB obtidos a partir de resultados do ROMS. ....	87



## LISTA DE ABREVIATURAS

ACAS	Água Central do Atlântico Sul
ACI	Água Circumpolar Inferior
ACS	Água Circumpolar Superior
ADCP	Acoustic Doppler Current Profile
AIA	Água Intermediária Antártica
APAN	Água Profunda do Atlântico Norte
ASAR	Advanced Synthetic Aperture Radar
AT	Água Tropical
BNDO	Banco Nacional de Dados Oceanográficos
CB	Corrente do Brasil
CCI	Corrente de Contorno Intermediária
CCN	Corrente Costeira da Noruega
CENPES	Centro de Pesquisas Leopoldo Américo Miguez de Mello
CG	Corrente do Golfo
CHM	Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil
CLA	Camada Limite Atmosférica
CODAS	Common Ocean Data Access System
CSE	Corrente Sul Equatorial
CTD	Condutividade, Temperatura e Profundidade
DGI	Divisão de Geração de Imagens
EE	Espectro de Elfouhaily
ER	Espectro de Romeiser
ESA	Agência Espacial Europeia
GHRSSST	Group for High Resolution Sea Surface Temperature
GIRO	Agulha Giroscópica
GPS	Sistema de Posicionamento Global
IEAPM	Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JONSWAP	Joint North Sea Wave Project
MROF	Modelo Regional Orientado por Feições
MUR	<i>Multiscale Ultrahigh Resolution</i>
ND	Nível Digital

NEV	Número Equivalente de Visadas
NOc	Navio Oceanográfico
NRCS	Seção Reta Normalizada do radar
OCSE-II	Comissão Oceano Sudeste II
OCSE-IV	Comissão Oceano Sudeste IV
OCSE-V	Comissão Oceano Sudeste V
PODAAC	Physical Oceanography Distributed Active Archive Center
REM	Radiação Eletromagnética
RIM	Radar Imaging Model
ROMS	Regional Ocean Modeling System
SAR	Radar de Abertura Sintética
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
USP	Universidade de São Paulo
UTC	Tempo Universal Coordenado

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
1.1 Hipótese .....	7
1.2 Objetivos .....	7
<b>2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....</b>	<b>9</b>
2.1 Espectro direcional de ondas .....	9
2.2 Interação da radiação eletromagnética com a superfície do oceano .....	15
2.3 Mecanismos de imageamento de frentes oceânicas em imagens SAR.....	23
2.4 Modelos numéricos de interação da radiação eletromagnética com a superfície do oceano .....	26
2.4.1 Modelo Melhorado de Superfície Compósita .....	28
<b>3. MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>33</b>
3.1 Área de estudo .....	33
3.2 Dados observacionais .....	35
3.3 Modelo numérico Regional Ocean Modeling System (ROMS).....	40
3.4 Dados de sensoriamento remoto .....	41
3.4.1 Radar de Abertura Sintética .....	41
3.4.2 Temperatura da superfície do mar.....	45
3.4.3 Escaterômetro.....	46
3.5 Cálculo da divergência e cisalhamento das correntes superficiais na região frontal da Corrente do Brasil .....	48
3.5.1 Dados observacionais – ADCP .....	48
3.5.2 Dados simulados provenientes do modelo ROMS.....	50
3.6 Modelagem numérica de interação da radiação eletromagnética com a superfície do mar .....	50
3.6.1 O modelo M4S .....	50
3.6.2 Resposta do modelo numérico de interação da radiação eletromagnética com a superfície do mar .....	53
3.6.3 Influência da modulação hidrodinâmica e da instabilidade atmosférica na visualização da frente térmica da Corrente do Brasil em imagens SAR.....	55
3.6.3.1 Influência da Modulação Hidrodinâmica .....	55
3.6.3.2 Influência da Modulação por Instabilidade Atmosférica .....	62

3.6.4	Influência da polarização, frequência e direção do vento na visualização da frente térmica da Corrente do Brasil em imagens SAR .....	69
3.7	Avaliação dos resultados da modelagem numérica .....	73
3.8	Fluxograma de atividades .....	74
<b>4.</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO .....</b>	<b>77</b>
4.1	Cálculo da divergência e cisalhamento da corrente de superfície na região frontal da Corrente do Brasil .....	77
4.2	Resposta do modelo numérico de interação da radiação eletromagnética com a superfície do mar .....	87
4.3	Influência da modulação hidrodinâmica e da instabilidade atmosférica na visualização da frente térmica da Corrente do Brasil em imagens SAR .....	90
4.3.1	Imagem 1: RADARSAT-1 de 12/09/2005; 21 horas e 17 minutos; Ascendente .....	90
4.3.2	Imagem 2: RADARSAT-1 de 21/11/2005; 12 horas e 26 minutos; Descendente .....	96
4.3.3	Imagem 3: ASAR/ENVISAT de 14/10/2009; 01 hora e 10 minutos; Ascendente .....	102
4.3.4	Imagem 4: ASAR/ENVISAT de 15/10/2009; 12 horas e 32 minutos; Descendente .....	108
4.4	Influência da polarização, frequência e direção do vento na visualização da frente térmica da Corrente do Brasil em imagens SAR .....	114
<b>5</b>	<b>CONCLUSÕES.....</b>	<b>123</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>127</b>

## 1. INTRODUÇÃO

A Corrente do Brasil (CB) é considerada a feição oceanográfica mais importante da costa sudeste e sul brasileira, dominando a região próxima à borda da plataforma continental. Ela é a corrente de contorno oeste associada ao giro subtropical do Oceano Atlântico Sul e tem sua origem na bifurcação da Corrente Sul Equatorial (CSE) que ocorre na latitude aproximada de 10° S. Essa última corrente é o braço norte do giro subtropical e, ao ser interceptada pelo continente sul-americano, bifurca-se na Corrente Norte do Brasil e na CB. A CB flui em direção ao sul, ao largo da costa brasileira e, ao atingir a região da Convergência Subtropical, na latitude aproximada de 33° S e 38° S, conflui com a Corrente das Malvinas e se separa da costa brasileira (STRAMMA et al., 1990; PETERSON; STRAMMA, 1991; CASTRO et al., 2006).

A CB é descrita na literatura como uma corrente fraca em comparação com outras correntes de contorno como, por exemplo, a Corrente do Golfo (CG) e a Corrente de Kuroshio. De acordo com revisão efetuada por Castro et al. (2006), o volume transportado pela CB está entre 4 Sv e 6.5 Sv ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) na região de latitude aproximada de 20° S, chegando a 16 Sv na proximidade do Cabo de Santa Marta (28° S) e a 19 Sv na zona de confluência Brasil-Malvinas (38° S). Entretanto, apesar de seu menor volume transportado, sua atividade de mesoescala é comparável à observada na CG. Estudos desenvolvidos por Silveira et al. (2004), Calado (2006) e Silveira et al. (2008) apontam a instabilidade baroclínica, decorrente do intenso cisalhamento associado à transição do sistema oceânico CB e Corrente de Contorno Intermediária (CCI), como o principal mecanismo a fornecer energia para o crescimento dos meandros e vórtices na região frontal da CB.

Assim como as demais correntes de contorno, o fluxo da CB forma uma zona frontal que separa as águas tropicais pertencentes à corrente, com maior temperatura e salinidade, das águas mais frias e menos salinas pertencentes à plataforma continental. Estudo realizado por Lorenzetti et al. (2009) aponta um gradiente médio de temperatura na região frontal da CB, entre as latitudes de 20° S e 30° S, de  $0,3 \text{ }^\circ\text{Ckm}^{-1}$  e uma largura da frente térmica de 5,7 km.

As frentes oceânicas são feições que contribuem de forma importante na variabilidade de mesoescala e na interação entre processos físico-químicos dos oceanos, além de estarem relacionadas com mudanças rápidas na interação oceano/atmosfera. Estudo desenvolvido por O'Neill et al. (2010) indica que mudanças na velocidade e direção do vento ocorrem em decorrência de mudanças na Temperatura da Superfície do Mar (TSM) observadas nas regiões de frentes térmicas. As análises feitas pelos autores indicam que os ventos de superfície aceleram, formando um giro anticiclônico, quando passam de águas mais frias para águas mais quentes e desaceleram, formando um giro ciclônico, quando passam de águas mais quentes para águas mais frias. A mudança característica na intensidade do vento é da ordem de  $1 \text{ ms}^{-1}$  a  $2 \text{ ms}^{-1}$ , com mudança de direção na ordem de  $4^\circ$  a  $8^\circ$ .

As frentes termais oceânicas têm, também, grande importância ecológica para os ecossistemas marinhos, afetando positivamente a produtividade pesqueira. De acordo com Bakun (2006), frentes termais são zonas de convergência e mistura, tanto lateral como vertical, estabelecendo condições hidrodinâmicas favoráveis ao desenvolvimento de comunidades planctônicas, eventualmente gerando zonas favoráveis à pesca.

Os estudos relacionados às regiões frontais podem ser baseados em dados de sensoriamento remoto, sendo utilizados principalmente os dados de TSM, obtidos por meio de sensores passivos que atuam na faixa do infravermelho termal e micro-ondas do espectro eletromagnético, e de Clorofila-a, obtidos por meio de sensores passivos na faixa do visível. Estudos desenvolvidos por Lorenzetti et al. (2009) e por Silveira et al. (2008) podem ser apontados como exemplos da utilização dos dados de TSM para a caracterização da frente térmica da CB.

Entretanto, limitações são encontradas quanto à utilização de alguns desses dados para o estudo de regiões frontais. A qualidade das imagens obtidas na faixa do visível é fortemente influenciada pela presença de nuvens, além dessas imagens serem adquiridas apenas no período diurno. As imagens obtidas na faixa do infravermelho termal também tem a qualidade comprometida pela presença de nuvens no momento do imageamento e, caso haja a formação de uma camada térmica homogênea superficial na região frontal, a



visualização da frente térmica é comprometida. Neste âmbito, os radiômetros de micro-ondas mostram-se como um instrumento complementar a aquisição de dados de TSM, isso pelo fato de apresentarem a vantagem de serem pouco influenciados pela presença de nuvens. Porém, não obstante as vantagens de aquisição, os radiômetros de micro-ondas apresentam resolução espacial grosseira, da ordem de quilômetros, o que pode dificultar a visualização das frentes térmicas nas imagens termais adquiridas por esse sensor.

Outros dados de sensoriamento remoto podem ser vistos como uma alternativa e um complemento ao uso de imagens termais (incluindo micro-ondas) e ópticas como, por exemplo, os dados de Escaterômetros e de Radares de Abertura Sintética (SAR). Esses sensores ativos medem a rugosidade da superfície do oceano, sendo que as feições de mesoescala, como as frentes térmicas, manifestam-se nessas imagens por meio de mudanças nessa rugosidade. As imagens SAR apresentam vantagem sobre os dados de escaterômetro, uma vez que apresentam melhor resolução espacial, da ordem de metros. Uma alta resolução espacial possibilita a aquisição de informações mais precisas, e em escala espacial adequada ao estudo de regiões frontais.

As primeiras observações de que feições oceânicas de mesoescala podem se manifestar em imagens radar foram feitas na década de 1970. Weismann e Thompson (1977) observaram que muitas imagens radar da CG apresentavam regiões com valores mais altos de sigma zero que poderiam estar relacionadas à região frontal dessa corrente. O estudo realizado pelos autores mostrou que variações no estresse do vento tinham uma semelhança muito marcante com as variações de sigma zero do escaterômetro JLP, banda L (1,22 GHz). Hayes (1982) comparou dados do infravermelho termal com imagens SAR do Seasat, banda L (1,27 GHz) e polarização HH, concluindo que as imagens SAR detectaram com sucesso a região frontal da CG.

Os primeiros estudos sobre a visualização de vórtices em imagens SAR foram realizados em meados da década de 1980. Fu e Holt (1983) compararam imagens SAR do satélite Seasat da região da CG e do Caribe com imagens de TSM e concluíram que as feições observadas nas imagens correspondiam, de fato, a vórtices. Porém, nessa

época os mecanismos que permitem a visualização dessas feições em imagens radar ainda não tinham sido elucidados, sendo que apenas hipóteses eram levantadas. Os mecanismos relacionados a variações na estabilidade atmosférica e interação onda-corrente já eram, entretanto, apontados como os possíveis responsáveis pela visualização das feições de mesoescala nas imagens radar.

Estudo desenvolvido por Johannessen et al. (1996) na costa da Noruega com imagens SAR do satélite ERS-1, banda C (5,3 GHz) e polarização VV, indicou que o acúmulo de surfactantes nos vórtices e na região frontal da Corrente Costeira da Noruega (CCN) auxiliaram a visualização dessas feições em imagens SAR, em decorrência da diminuição no sigma zero causado pela presença dessas substâncias. A interação onda-corrente também foi apontada como um dos mecanismos que favoreceriam a visualização de regiões frontais da CCN, através da geração de perturbações positivas (assinaturas claras) ou negativas (assinaturas escuras) no sigma zero das imagens SAR.

Para a costa brasileira, existem poucos estudos sobre a visualização de região frontal da CB e de seus vórtices e meandros em imagens radar. Destaca-se o trabalho desenvolvido por Lorenzetti et al. (2008) na região da Bacia de Campos, que analisou o potencial da utilização de dados SAR (RADARSAT-1, banda C) na detecção da zona frontal da CB. Os resultados obtidos, embora com algumas limitações, mostraram que as imagens SAR podem ser usadas como ferramenta complementar às imagens termais na localização da frente da CB, apresentando vantagens na presença de extensiva cobertura de nuvens. O mesmo trabalho mostra, entretanto que, em algumas imagens SAR da região frontal da CB nenhum sinal da frente foi visualizado. A Figura 1.1 apresenta uma comparação entre imagem RADARSAT-1 do dia 21 de novembro de 2005 (1.1a), na qual é possível visualizar a região frontal da CB, e a imagem de TSM *Multiscale Ultrahigh Resolution* (MUR) do mesmo dia e região (1.1b), na qual também é possível se observar a feição em questão.

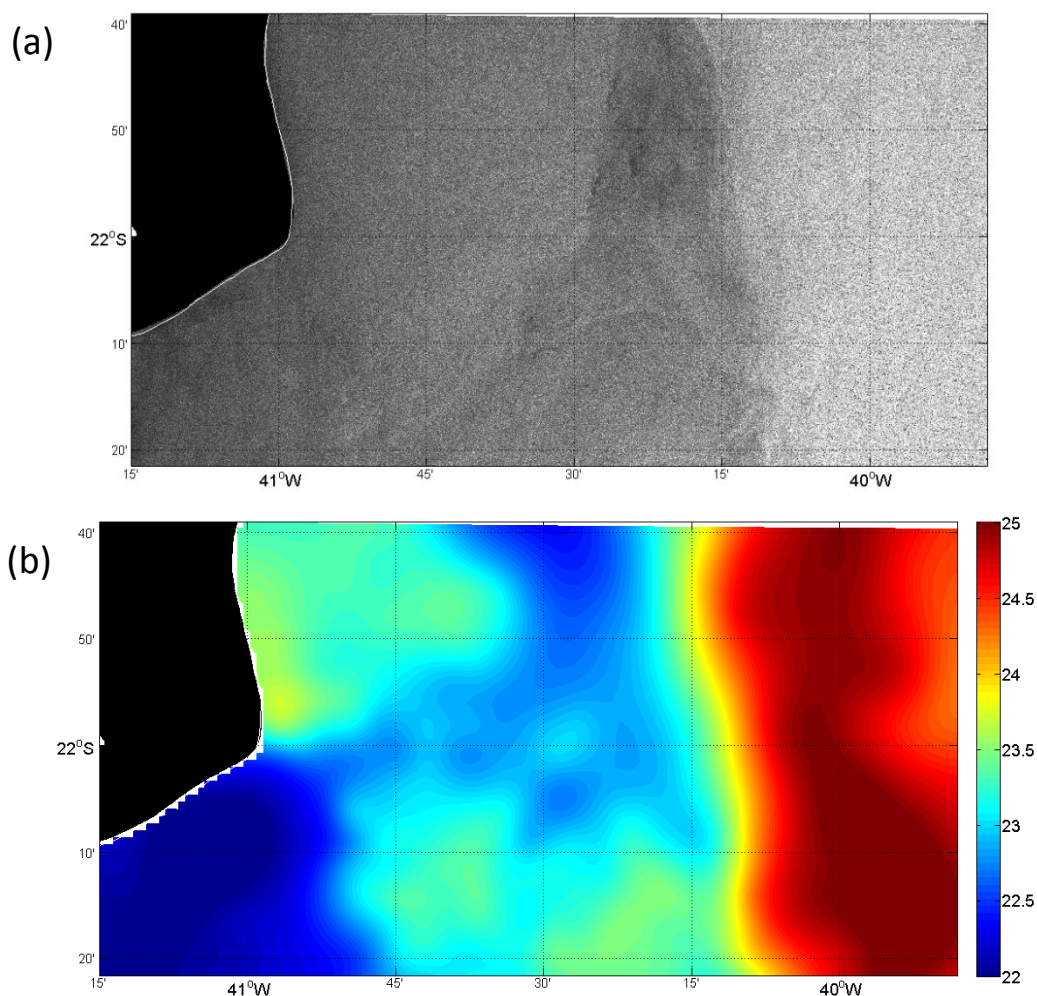


Figura 1.1 - Comparação entre: a) Imagem RADARSAT-1 do dia 21 de novembro de 2005, adquirida às 12 horas e 26 minutos (UTC); b) Imagem de TSM do produto MUR do mesmo dia de aquisição da imagem SAR ( $^{\circ}\text{C}$ ).

É importante ressaltar, entretanto, que o estudo de feições de mesoescala por meio de imagens SAR não é trivial, mesmo para casos simplificados. Isso se deve a complexa interação entre os processos físicos que permitem a visualização dessas feições nas imagens, aliado a escassez de dados *in situ* de alta qualidade que coincidam espaço-temporalmente com as feições analisadas. Idealmente, esses dados deveriam incluir observações *in situ* de vento superficial, de ondas curtas de superfície, presença de surfactantes, bem como informações sobre alterações na estratificação da camada limite atmosférica (JOHANNESSEN et al., 2005).

Dessa forma, são relativamente poucos os estudos sobre as regiões frontais e sua variabilidade de mesoescala por meio da utilização de imagens SAR. No entanto, o maior conhecimento sobre as equações fundamentais que governam a interação da radiação eletromagnética com a superfície do oceano, e como isto é mapeado para geração de imagens SAR permitiu o desenvolvimento de técnicas para a simulação dessas imagens. Assim, modelos diretos de simulação de imagens SAR podem ser utilizados como uma alternativa para o estudo de assinaturas de feições de mesoescala nessas imagens (JOHANNESSEN et al., 2005). O termo “modelo direto” se refere a um conjunto de equações que permitem estimar o valor de sigma zero de uma imagem do oceano em função de uma série de parâmetros do sistema sensor (frequência, polarização, ângulo de incidência), conjuntamente a informações ambientais e oceanográficas (vento de superfície, espectro de ondas, correntes de superfície, entre outros).

Na literatura podem ser encontrados diversos trabalhos que envolvem utilização ou desenvolvimento de modelos diretos e simulação de imagens SAR sobre a superfície do oceano, como, por exemplo, os estudos desenvolvidos por Alpers e Hennings (1984), Romeiser e Alpers (1997), Romeiser et al. (1997), Kudryavtsev et al. (2003a), Kudryavtsev et al. (2003b) e Kudryavtsev et al. (2005). Os modelos diretos de simulação mais atuais e que produzem os resultados mais realísticos são os modelos, M4S e *Radar Imaging Model* (RIM). O primeiro foi desenvolvido por Romeiser e Alpers (1997) e Romeiser et al. (1997) e o segundo por Kudryavtsev et al. (2003a), Kudryavtsev et al. (2003b), Kudryavtsev et al. (2005). O modelo RIM tem o diferencial de também levar em consideração a modulação causada pelo acúmulo de surfactantes na região frontal.

No presente estudo, o modelo direto de simulação M4S foi utilizado para estudar os mecanismos que possibilitam a visualização da frente termal da CB em imagens SAR. O M4S fundamenta-se no Modelo Melhorado de Superfície Compósita (*Improved Composite Surface Model*), que se baseia na teoria de espalhamento Bragg e na teoria da interação hidrodinâmica, além de incluir a modulação geométrica, de inclinação e a modulação de agrupamento devido à velocidade radial (ROMEISER et al., 1997).

## **1.1 Hipótese**

Na realização da presente pesquisa assumimos como hipótese fundamental que os resultados de modelo direto de simulação de imagens SAR podem ser utilizados para melhor entender os principais mecanismos que possibilitam a visualização da frente da CB na costa SE brasileira. Em particular, esperamos poder responder as perguntas listadas a seguir:

- 1) É possível, por meio do modelo M4S de simulação de imagens SAR oceânicas, reproduzir campos de sigma zero compatíveis com a região frontal da CB?
- 2) As modulações hidrodinâmica e por instabilidade atmosférica têm papel importante na modulação do sigma zero da região frontal da CB? Qual dessas modulações seria mais importante?
- 3) Como as diferentes polarizações e frequências do sistema sensor, assim como o ângulo entre o feixe de radar e a direção do vento, impactam a modulação do sigma zero na região frontal da CB?

## **1.2 Objetivos**

O objetivo principal deste trabalho é estudar os mecanismos que permitem a visualização da frente térmica da CB em imagens SAR, de maneira a entender o papel que os parâmetros ambientais (modulação hidrodinâmica e instabilidade atmosférica) e do sistema sensor (polarização e frequência) tem na modulação do sigma zero nessa região frontal.

Para atingir esse objetivo principal, os seguintes objetivos específicos foram propostos:

- 1) Analisar se o modelo M4S produz campos de sigma zero compatíveis com a região frontal da CB;
- 2) Analisar, por meio da utilização de modelos numéricos, os processos hidrodinâmicos e de instabilidade atmosférica que ocorrem na região frontal da CB;

- 3) Entender o impacto da modulação hidrodinâmica e da instabilidade atmosférica sobre os campos de sigma zero e, conseqüentemente, sobre a visualização da frente térmica da CB em imagens SAR;
- 4) Avaliar a influência da polarização, da frequência do sistema sensor e da direção do vento em relação ao feixe de radar sobre a visualização da frente térmica da CB nas imagens SAR.

## 2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 Espectro direcional de ondas

Dado que uma imagem oceânica SAR é o resultado de um complexo processo de interação da radiação eletromagnética (REM) com a superfície do mar, é fundamental se ter um entendimento dos principais processos e modelos teóricos utilizados para explicar o espectro de agitação da superfície no mar. No que se segue, apresenta-se de forma bastante resumida, dada a complexidade do tema, esses conceitos básicos que serão utilizados no decorrer desse trabalho.

As ondas de superfície presentes no mar podem ter diferentes períodos e comprimentos de onda, sendo esses parâmetros utilizados para classificá-las em diferentes categorias. As ondas com os comprimentos mais curtos do espectro, da ordem de milímetros, são chamadas de ondas capilares, e são dominadas pelos efeitos da tensão superficial. Com um pequeno aumento nos comprimentos de onda (alguns centímetros) temos as ondas gravidade-capilares, onde os mecanismos de manutenção das ondas são uma combinação de gravidade e tensão superficial. As ondas com comprimentos maiores são as ondas de gravidade que são majoritariamente induzidas pelo vento de superfície. As ondas de gravidade de comprimentos ainda maiores aparecem em resposta a forçantes meteorológicas ou como consequência de terremotos. Já as ondas de comprimento muito longos são dominadas pelos efeitos de rotação da Terra e são conhecidas como ondas planetárias (LEBLOND; MYSAK, 1978). No espectro de onda esquemático apresentado na Figura 2.1 é possível observar os diferentes tipos de onda, separadas de acordo com seus respectivos períodos.

As ondas forçadas pelo vento se formam devido à fricção entre o vento e a superfície do oceano; as primeiras ondas formadas são as de curto comprimento de onda. Essas ondas, então, desenvolvem-se e tem seu comprimento e amplitude aumentados. O vento, ao continuar soprando, gera ondas de comprimentos cada vez maiores, até que um ponto de equilíbrio seja atingido. Esse ponto de equilíbrio ocorre quando os mecanismos de dissipação se igualam aos mecanismos que causam o crescimento das ondas. Caso o vento pare de soprar, as ondas de curto comprimento decaem

rapidamente, enquanto que as ondas de maior comprimento podem demorar dias para se extinguir e, conseqüentemente, podem se propagar para regiões distantes de sua região de formação (ULABY et al., 1982).

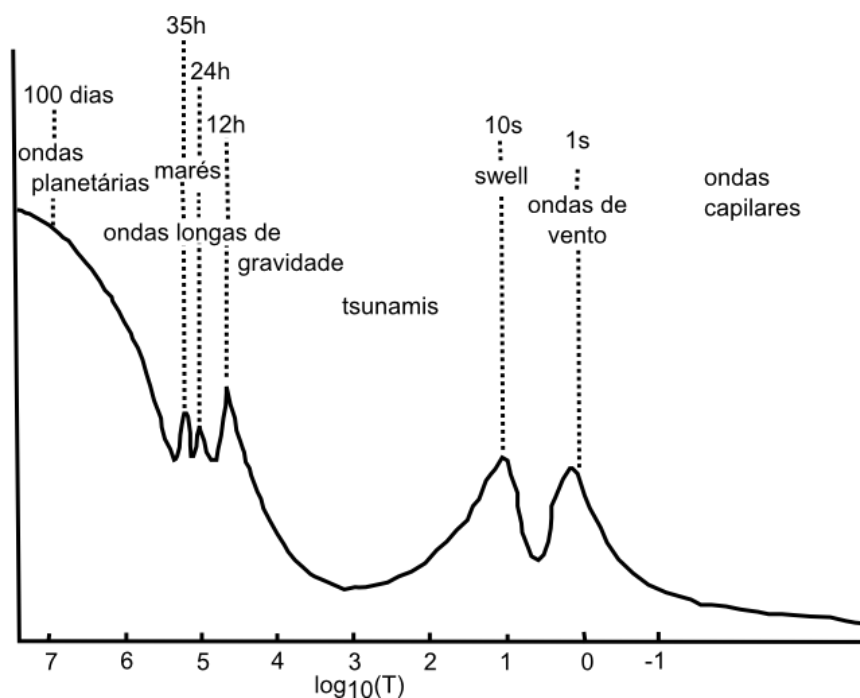


Figura 2. 1 - Espectro esquemático de energia da variabilidade do oceano, mostrando diferentes tipos de ondas que ocorrem no oceano.  
 Fonte: adaptado de LeBlond e Mysak (1978).

O conhecimento do espectro de ondas da superfície do oceano é importante no estudo dos fenômenos de trocas realizadas entre a interface oceano-atmosfera, além de ser essencial no aprimoramento dos sistemas de previsão de ondas e em projetos de engenharia oceânica. Para os trabalhos relacionados com o sensoriamento remoto, mais especificamente com aplicações SAR no oceano, é necessário o desenvolvimento de espectros que representem bem as ondas de comprimentos mais curtos, as chamadas ondas capilar-gravidade. Porém, esses espectros devem também levar em consideração as ondas de comprimento mais longo, visto que as ondas de menor comprimento estão estreitamente ligadas às ondas de maior comprimento (ELFOUHAILY et al., 1997). Diversos trabalhos tiveram como objetivo o desenvolvimento de espectros direcionais de onda, isto é, a partição da energia das ondas em comprimentos de onda (ou frequência) e para cada direção horizontal de propagação das ondas. Nessa linha pode-



se citar os trabalhos elaborados por Bjerkaas e Riedel (1979), Donelan e Pierson (1987), Apel (1994), Elfouhaily et al. (1997) e Romeiser et al. (1997).

Os espectros desenvolvidos por Romeiser et al. (1997), que será tratado neste texto como ER, e por Elfouhaily et al. (1997), que será tratado como EE, serão revisados nesse item, visto que foram os espectros utilizados para o desenvolvimento desse trabalho.

O EE foi desenvolvido tomando como base medidas *in situ* no mar e medidas obtidas em tanques de ondas; nenhum dado proveniente de radar foi utilizado em seu desenvolvimento e calibração. Como normalmente é feito, o espectro direcional é composto por um espectro omnidirecional (somente dependente da frequência ou comprimento de ondas) que é modulado em cada direção por uma função de espalhamento (*spreading function* na terminologia em inglês), conforme.

$$\psi(k, \varphi) = M(k)S(k, \varphi) \quad (2.1)$$

Onde,  $k$  é o número de onda, definido como  $k = 2\pi/\lambda$ ,  $\lambda$  o comprimento de onda,  $\varphi$  a direção da onda em relação ao vento,  $M(k)$  é o espectro omnidirecional e  $S(k, \varphi)$  é a função de espalhamento. Nesse modelo de espectro, a representação do espectro omnidirecional e a da função de espalhamento são dadas por

$$M(k) = (B_l + B_h)/k^3 \quad (2.2)$$

$$S(k, \varphi) = [1 + \Delta(k) \cos(2\varphi)]/(2\pi) \quad (2.3)$$

O espectro omnidirecional é constituído pela soma da contribuição de dois espectros de curvatura ( $B = k^3M$ ) das baixas frequências ( $B_l$ ) e das altas frequências ( $B_h$ ), que são representadas, respectivamente, por

$$B_l = \alpha_p c(k_p) F_p / [2c(k)] \quad (2.4)$$

$$B_h = \alpha_m c(k_m) F_m / [2c(k)] \quad (2.5)$$

Os termos  $\alpha_p$  e  $\alpha_m$  são os parâmetros do intervalo de equilíbrio para ondas longas e para ondas curtas, respectivamente; e os termos  $F_p$  e  $F_m$  representam as funções de efeito secundário de ondas longas e de ondas curtas, nessa ordem. O termo  $c(k)$  é a velocidade de fase para o número de onda  $k$ ,  $c(k_p)$  é a velocidade de fase correspondente ao número de onda associado ao pico espectral (número de onda ou frequência onde se encontra o máximo de energia no espectro) e  $c(k_m)$  é a mínima velocidade de fase para o número de onda associado ao pico de ondas capilar-gravidade do espectro ( $\sim 0,23 \text{ ms}^{-1}$ ).

Na Equação 2.3 o termo  $\Delta(k)$  caracteriza a função de espalhamento e é dado pela Equação 2.6.

$$\Delta(k) = \tanh \left\{ a_0 + a_p \left[ \frac{c(k)}{c(k_p)} \right]^{2,5} + a_m \left[ \frac{c(k_m)}{c(k)} \right]^{2,5} \right\} \quad (2.6)$$

Onde:  $a_0 = 0,173$ ;  $a_p = 4$  e  $a_m = u_{10} f / c(k_m)$ . O termo  $f$  refere-se à frequência e o termo  $u$  refere-se à velocidade do vento a 10 metros de altura considerando estratificação atmosférica neutra.

O ER é uma modificação do espectro de Apel (1994) e foi desenvolvido tomando como base dados de radar de diferentes polarizações, frequências e ângulo de incidência. Esse espectro é dado por

$$\psi(k, \varphi, u_{10}) = P_L(k, u_{10})W_H(k)\left(\frac{u_{10}}{u_n}\right)^{\beta(k)}k^{-4}S(k, \varphi, u_{10}) \quad (2.7)$$

A constante é  $u_n = 1 \text{ ms}^{-1}$  e o termo  $P_L(k, u_{10})$  é um fator que descreve a atenuação dos baixos números de onda e o pico JONSWAP (*Joint North Sea Wave Project*) em função da velocidade do vento. A expressão adotada para descrever esse fator é dada por Apel (1994) e pode ser visualizada na Equação 2.8.

$$P_L = 0,00195 \exp \left[ -\frac{k_p^2}{k^2} + 0,53 \exp \left( -\frac{(\sqrt{k} - \sqrt{k_p})^2}{0,32k_p} \right) \right] \quad (2.8)$$

Onde  $k_p$ , o número de onda do pico espectral é dado por

$$k_p = \frac{1}{\sqrt{2}} \frac{g}{u_{10}^2} \quad (2.9)$$

e  $g$  a aceleração da gravidade. O fator  $\beta(k)$  em (2.7) é chamado pelos autores de expoente da velocidade do vento e é dado por,

$$\beta = \left[ 1 - \exp \left( -\frac{k^2}{k_1^2} \right) \right] \exp \left( -\frac{k}{k_2} \right) + \left[ 1 - \exp \left( -\frac{k}{k_3} \right) \right] \exp \left[ -\left( \frac{k - k_4}{k_5} \right)^2 \right] \quad (2.10)$$

As constantes são  $k_1 = 183 \text{ rad/m}$ ,  $k_2 = 3333 \text{ rad/m}$ ,  $k_3 = 33 \text{ rad/m}$ ,  $k_4 = 140 \text{ rad/m}$  e  $k_5 = 220 \text{ rad/m}$ .

O fator  $W_H(k)$  do espectro de ondas (Eq. 2.7) é o termo responsável por modelar a forma do espectro de ondas. A dependência entre o retroespalhamento e a frequência do radar é determinada basicamente pela forma do espectro na faixa dos números de onda Bragg. Para esse espectro  $W_H$  é dado por

$$W_H = \frac{\left[1 + \left(\frac{k}{k_6}\right)^{7,2}\right]^{0,5}}{\left[1 + \left(\frac{k}{k_7}\right)^{2,2}\right] \left[1 + \left(\frac{k}{k_8}\right)^{3,2}\right]^2} \exp\left(-\frac{k^2}{k_9^2}\right) \quad (2.11)$$

As constantes são  $k_6 = 280 \text{ rad/m}$ ,  $k_7 = 75 \text{ rad/m}$ ,  $k_8 = 1300 \text{ rad/m}$  e  $k_9 = 8885 \text{ rad/m}$ . O termo  $S(k, \phi, u_{10})$ , que é a função de espalhamento e determina a dependência entre os valores de espalhamento das ondas e a direção entre o vento e a visada do radar, é dado por

$$S = \exp\left(-\frac{\phi^2}{2\delta^2}\right) \quad (2.12)$$

Onde

$$\begin{aligned} \frac{1}{2\delta^2} = & 0,14 + 0,5 \left[1 - \exp\left(-\frac{ku_{10}}{c_1}\right)\right] \\ & + 5 \exp\left[2,5 - 2,6 \ln\left(\frac{u_{10}}{u_n}\right) - 1,3 \ln\left(\frac{k}{k_n}\right)\right] \end{aligned} \quad (2.13)$$

As constantes são  $c_1 = 400 \text{ rad/s}$  e  $k_n = 1 \text{ rad/m}$ .

Na Figura 2.2 é possível ver o espectro de curvatura de superfície ( $=|\vec{k}|^4 \psi$ ) para o EE e para o ER em função do número de onda e velocidade do vento de  $10 \text{ ms}^{-1}$ . É possível observar em destaque os valores de número de onda correspondentes às principais bandas de frequência na faixa das micro-ondas. Segundo, Thompson et al. (2008), a diferença entre os dois modelos é maior para as bandas L e C, enquanto que para as bandas X e Ka a diferença torna-se menor. Essa diferença encontrada entre os espectros é convertida em diferença nos valores de sigma zero simulados pelo modelo M4S utilizando os diferentes espectros.

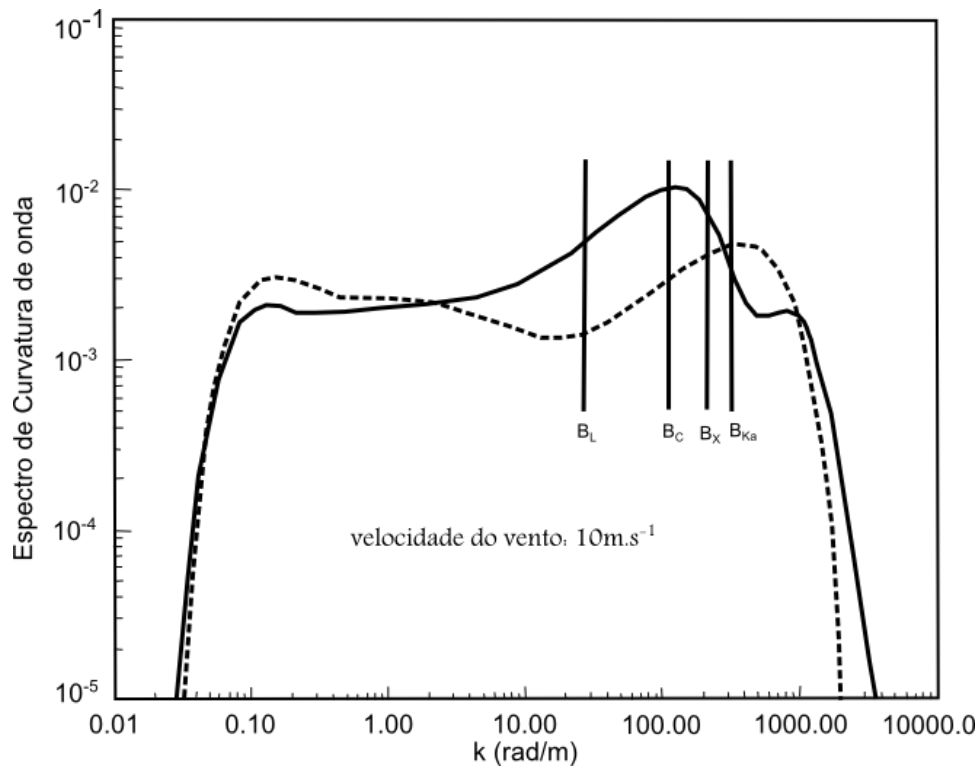


Figura 2. 2 - Espectro de curvatura da superfície versus número de ondas para ondas se propagando na direção do vento ( $\varphi = 0^\circ$ ) e velocidade do vento de  $10 \text{ ms}^{-1}$ . A linha tracejada corresponde ao EE e a linha cheia ao ER. As linhas verticais correspondem as bandas L ( $B_L$ ), C ( $B_C$ ), X ( $B_X$ ) e Ka ( $B_{Ka}$ ). Fonte: Adaptado de Thompson et al. (2008).

## 2.2 Interação da radiação eletromagnética com a superfície do oceano

O SAR é um sistema de radar, portanto um sensor ativo, que opera na região das micro-ondas do espectro eletromagnético, usualmente entre as frequências de 0,39 GHz (banda P) e 36 GHz (banda Ka). Esse sistema, em geral, é montado sobre uma plataforma em movimento (por exemplo, avião ou satélite) e, na maioria dos casos, opera de forma que a direção de visada seja perpendicular à linha de voo. Ele ilumina a superfície terrestre com pulsos micro-ondas e registra a magnitude e a fase do sinal eletromagnético retroespalhado por essa superfície na direção do sensor. O funcionamento dos sistemas SAR independe da iluminação solar, portanto, podem adquirir imagens no período noturno e diurno, além de serem pouco influenciado pela presença de nuvens, neblina, chuva e fumaça (LEE; POTTIER, 2009).

O emprego desses dispositivos em estudos oceanográficos permite realizar a estimativa da intensidade e direção do vento, estudar ondas internas e de superfície, manchas de óleo, padrões de filmes superficiais naturais, vórtices, frentes e características de fundo em águas rasas, e mais recentemente se estimar correntes superficiais (ROBINSON, 2004). Assim, esse instrumento é utilizado para obtenção de informações físicas do oceano e sua utilização é vista de forma favorável devido à alta resolução espacial e ao pequeno intervalo de tempo entre a aquisição de imagens (alguns dias) característicos desse sistema.

A Figura 2.3 apresenta os principais elementos que descrevem a geometria de imageamento de um sistema SAR. A direção da linha de voo é definida como direção de azimute, tendo o nadir abaixo da plataforma. O pulso de micro-ondas é direcionado lateralmente de maneira a imagear uma região na superfície terrestre (área apresentada em cinza na Figura 2.3). A direção ortogonal a linha de voo, para onde aponta a antena, é chamada de direção em alcance ou radial (ou *range* na literatura em inglês). O ângulo de incidência do feixe de radar é representado por  $\theta_i$  (ângulo formado entre a direção do feixe incidente e a normal à superfície). A direção mais próxima ao nadir é denominada de alcance próximo (*near range*) e a mais afastada de alcance afastado (*far range*).

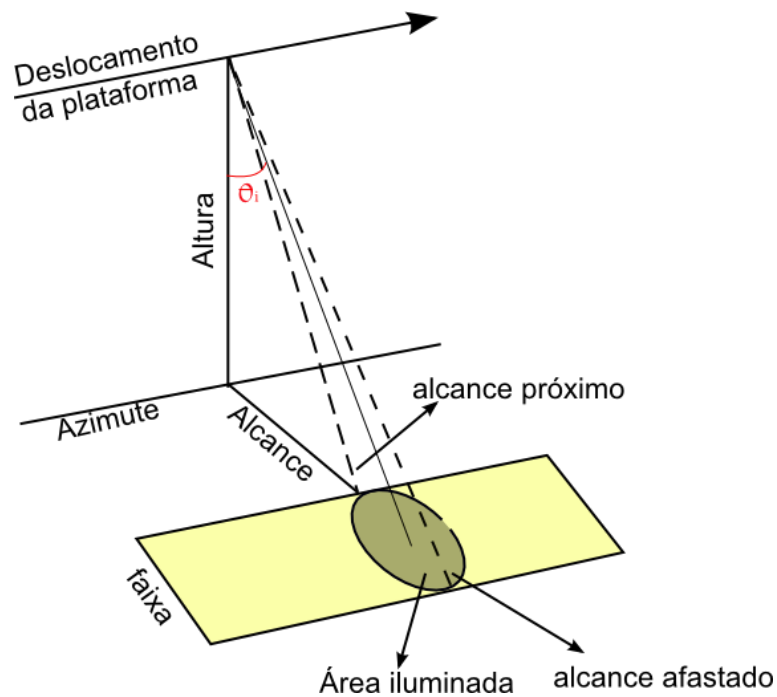


Figura 2. 3 - Principais elementos que descrevem a geometria de imageamento de um sistema SAR.

Fonte: Adaptado de Mouchot e Garello (1998).

A intensidade do sinal de micro-ondas que retorna da superfície do oceano em direção ao sistema SAR, que é normalmente designado por Seção Reta Normalizada do radar (NRCS) ou sigma zero ( $\sigma_0$ ), é diretamente relacionada com a rugosidade da superfície do mar; rugosidade esta que é causada principalmente pela ação do vento na superfície do oceano. Essa rugosidade é expressa, como visto anteriormente, pelo espectro de ondas de superfície.

O principal mecanismo responsável pela intensidade do sinal que retorna ao sistema SAR, particularmente para ângulos de incidência entre  $20^\circ$  e  $60^\circ$ , é o espalhamento do tipo Bragg. Para o espalhamento Bragg, assume-se que os valores de sigma zero da superfície do oceano são determinados pelas ondas de pequena escala, chamadas de ondas de Bragg, ondas capilares, ou capilares/gravidade, que tem aproximadamente o comprimento de onda da radiação eletromagnética do pulso radar. Para que esse tipo de espalhamento aconteça, é necessário que existam condições que proporcionem a ocorrência de interferência construtiva entre os vários sinais retroespalhados pela superfície do oceano. Essa condição é alcançada quando a seguinte relação é observada:

$$\lambda_B = \frac{\lambda_e}{2 \sin \theta} \quad (2.14)$$

Isto é, quando o comprimento de onda das ondas de superfície no oceano, projetado na direção do feixe radar, tem cerca da metade do comprimento de onda do radar. Na expressão acima  $\lambda_B$  é o comprimento das ondas de Bragg da superfície do oceano,  $\lambda_e$  o comprimento de onda da radiação eletromagnética emitida pelo radar e  $\theta$  o ângulo de incidência local (observar Figura 2.4). As ondas de Bragg são ressonantes com as ondas eletromagnéticas emitidas pelo radar, ou seja, as frentes de onda geradas pelo sistema radar, ao serem espalhadas pelas diferentes porções das ondas oceânicas, retornam ao sensor em fase. Esse processo causa uma alta resposta nas imagens SAR (WACKERMAN; CLEMENT-CÓLON, 2004).

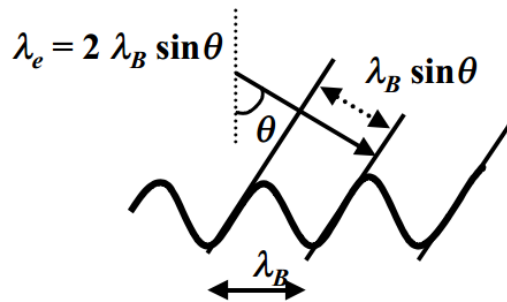


Figura 2. 4 - Ilustração do processo de espalhamento Bragg. A energia do sistema radar, que é retroespalhada pelos picos das ondas oceânicas, retornam ao sensor em ressonância quando a distância adicional que essa radiação precisa viajar entre os picos de ondas sucessivos é metade de seu comprimento de onda.

Fonte: Wackerman e Clemente-Colón (2004).

Entretanto, segundo Li et al. (2005), quando a superfície do mar é observada em baixos ângulos de incidência (menores que 15°), os valores de sigma zero são dados em função do espalhamento principalmente, ou reflexão quase especular. Essa afirmação é corroborada por Kudryavtsev et al. (2005) por meio de análises de resultados de modelos de simulação de imagens SAR para as polarizações HH e VV. Esses autores, observaram a forte influência do espalhamento quase especular para ângulos de



incidência rasos. Para esses baixos ângulos de incidência, foi observado que a contribuição do espalhamento Bragg é negligenciável.

Caso o imageamento da superfície do mar seja feito com ângulos de incidência moderados (entre 20° e 65°), os valores de sigma zero são dominados pelo espalhamento do tipo Bragg produzido pelas ondas de menor escala. Levando em consideração as polarizações HH e VV, o espalhamento Bragg torna-se totalmente dominante para os ângulos de incidência entre 20° a 30°. Esses autores também observaram que para essa faixa de ângulos, e para ventos mais intensos, o fenômeno de quebra de ondas, que produz turbulência e espuma na superfície do mar, afetando o sigma zero, é mais significativa para a polarização HH. Para os ângulos de incidência entre 30° e 60°, o espalhamento Bragg foi dominante para a polarização VV. O mesmo não ocorreu para a polarização HH, visto que o espalhamento Bragg e o fenômeno de arrebatamento de ondas apresentaram contribuição quase igual sobre os valores encontrados de NCSR (KUDRYAVTSEV et al.,2005).

Para os ângulos de incidência rasantes (maiores que 65°), outros fenômenos se tornam importantes na modificação dos valores de sigma zero, como, por exemplo, o sombreamento de porções de ondas de menor escala por outras ondas que se dispõem na direção do feixe de radar e os efeitos de interferência. Os efeitos de sombreamento e de interferência causam decaimento rápido dos valores de sigma zero (ULABY et al., 1982).

A Figura 2.5 permite observar a contribuição da reflexão quase especular (para baixos ângulos de incidência), do espalhamento Bragg e do fenômeno de arrebatamento de ondas sobre os valores de sigma zero. Notar que os valores de sigma zero ou  $\sigma_0$  estão em escala logarítmica, ou dB, dada por  $10 \log_{10} \sigma_0$ .

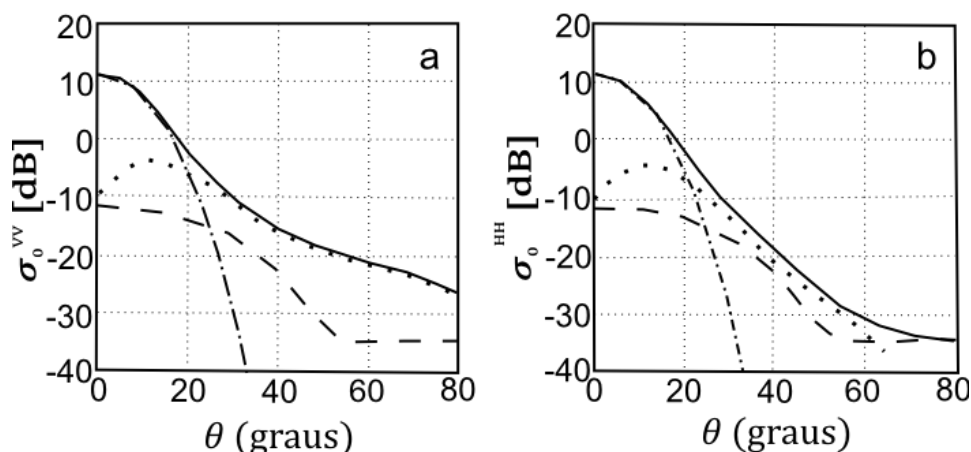


Figura 2. 5 – sigma zero ( $\sigma_0$ ) em função do ângulo de incidência ( $\theta$ ) para a banda C. a) polarização VV; e b) polarização HH. A linha pontilhada corresponde a contribuição do espalhamento Bragg, a linha pontilhada/tracejada a contribuição da reflexão especular e a linha tracejada ao fenômeno de arrebatção de ondas.

Fonte: Adaptado de Kudryavtsev et al. (2005).

A velocidade e direção do vento são também fatores que influenciam fortemente os valores de sigma zero para a maioria dos ângulos de incidência. O ângulo horizontal entre a direção de imageamento do radar e a direção do vento é chamada de ângulo azimutal, neste trabalho esse ângulo será representado por  $\phi$ . Quando  $\phi = 0^\circ$  e  $\phi = 360^\circ$ , a direção do vento é denominada *upwind*, ou seja, é contra a direção de imageamento do radar; quando  $\phi = 90^\circ$  e  $\phi = 270^\circ$ , a direção é denominada *crosswind*, ou seja, a direção do vento é perpendicular a direção de imageamento; e, por fim, quando  $\phi = 180^\circ$ , a direção é denominada *downwind*, ou seja, é a favor da direção de imageamento. Segundo Ulaby et al. (1982), o máximo retroespalhamento é encontrado para a direção *upwind*; um sinal um pouco menor é encontrado para a direção *downwind*; e um sinal bem menor para as direções *crosswind*. Na Figura 2.6 é possível se observar a variação dos valores de sigma zero em função da direção do vento em relação ao feixe do radar para diversas velocidades de vento.

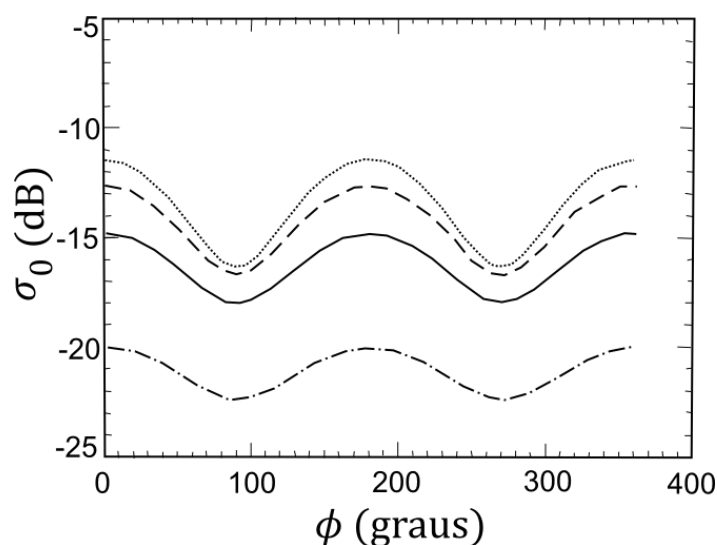


Figura 2. 6 - Variação azimutal do sigma zero para a superfície do oceano. A linha pontilhada corresponde ao vento de  $20 \text{ ms}^{-1}$ , a linha tracejada ao vento de  $15 \text{ ms}^{-1}$ , a linha cheia ao vento de  $10 \text{ ms}^{-1}$  e a linha tracejada/pontilhada ao vento de  $5 \text{ ms}^{-1}$ . O ângulo de incidência foi fixado em  $45^\circ$ , polarização VV e comprimento de onda de  $0,02 \text{ m}$ .  
Fonte: Adaptado de Thompson (2004).

O aumento da velocidade do vento causa um aumento da rugosidade da superfície do oceano. Para ângulos de incidência próximos a vertical o retroespalhamento diminui com o aumento dessa rugosidade, dessa forma o aumento da velocidade do vento resulta em valores mais baixos de sigma zero. Para ângulos maiores que aproximadamente  $15^\circ$ , o aumento da intensidade do vento causa o aumento do sigma zero, visto que o retroespalhamento nesses casos aumenta com o aumento da rugosidade (ULABY et al., 1982). Tal aumento de sigma zero pode ser observado na Figura 2.6.

A interação entre as ondas longas e as ondas curtas afeta também o retroespalhamento do radar, uma vez que a declividade, altura e deslocamento das ondas longas resultam na redistribuição das ondas Bragg. São três os mecanismos primários que podem ser citados como os responsáveis pelas modificações nas ondas de Bragg em decorrência da interação dessas ondas com ondas mais longas: a) modulação de inclinação da superfície (*tilt modulation* na literatura em inglês); b) modulação hidrodinâmica; e c) modulação de agrupamento, devido à velocidade radial da superfície do oceano na direção do sensor (*velocity bunching* em inglês) (HOLT, 2004).

A modulação de inclinação diz respeito às modificações causadas na quantidade de energia retroespalhada devido a mudanças no ângulo efetivo de incidência em relação à face normal local (ALPERS, 1983). Ou seja, as ondas longas modulam o ângulo de incidência local afetando o valor de número de onda Bragg das ondas capilares e causam mudanças nos valores de sigma zero. Segundo Mouchot e Garello (1998), o aumento do ângulo local provoca a diminuição do retroespalhamento, ou seja, o vetor da energia retroespalhada é maior quando a inclinação da onda está na direção do satélite e menor quando na direção oposta. Essa modulação está ilustrada na Figura 2.7.

A modulação hidrodinâmica que causa uma distribuição não uniforme das ondas curtas presentes sobre as ondas longas é atribuída ao fato de que essas ondas capilares são positivamente ou negativamente tensionadas de acordo com a sua propagação em fluxos divergentes ou convergentes associados à passagem das ondas longas (ALPERS, 1983). Assim, as ondas curtas são comprimidas na face frontal da crista das ondas longas (convergência), o que resulta no aumento da amplitude das ondas de menor comprimento. Na face posterior das ondas longas, as ondas de curto comprimento são atenuadas (divergência), o que resulta na diminuição da amplitude das ondas de menor comprimento. Esse fenômeno é ilustrado na Figura 2.7. A convergência das ondas curtas, por causar o aumento do sinal retroespalhado pela superfície do oceano, geram padrões mais claros nas imagens SAR, enquanto que a divergência causa a diminuição do sinal retroespalhado e, conseqüentemente, geram padrões mais escuros nas imagens SAR.

Quando as ondas longas oceânicas são imageadas, ocorre a variação da velocidade radial dos elementos da cena. Esse fato leva ao deslocamento não uniforme dos elementos espalhadores no plano da imagem. Como consequência, a densidade dos espalhadores nesse plano varia no sentido de voo (azimute) e, portanto, produz padrões em forma de onda na imagem SAR (ALPERS et al., 1981). Esse mecanismo é denominado modulação de agrupamento devido à velocidade radial ou *velocity bunching*.

Segundo Alpers et al. (1981), a modulação hidrodinâmica e de inclinação é máxima para ondas que propagam na direção de visada ou *range* e mínima para as que viajam em direção de azimute, enquanto a modulação de agrupamento é máxima para ondas que viajam na direção de azimute.

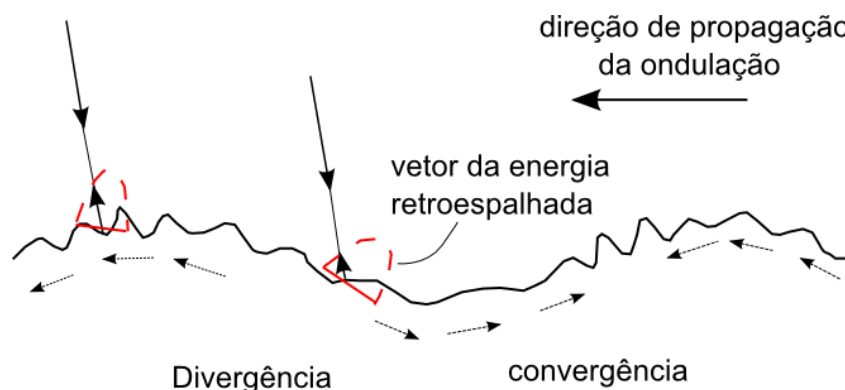


Figura 2. 7 - Ilustração dos processos de modulação hidrodinâmica e de inclinação da superfície.

Fonte: adaptado de Robinson (2004).

Um quarto mecanismo é apontado como um importante causador de mudanças na rugosidade de pequena escala da superfície do oceano e, portanto, na modulação do sigma zero. Esse mecanismo diz respeito ao fenômeno de arrebentação de ondas que é importante principalmente em águas rasas e para regiões com ventos mais intensos. A energia dissipada devido à quebra de ondas longas é em parte usada na geração de ondas curtas superficiais, que aumentam o espalhamento Bragg e, por consequência, os valores de sigma zero (KUDRYAVTSEV et al., 2005).

### 2.3 Mecanismos de imageamento de frentes oceânicas em imagens SAR

Frentes de superfície, delineando a fronteira entre diferentes tipos de água em superfície, são encontradas nos oceanos com relativa frequência. Essas regiões frontais são caracterizadas por fortes gradientes vertical e horizontal de velocidade e de densidade (isto é temperatura e/ou salinidade).

As regiões frontais podem ser detectadas por sistemas SAR e outros sistemas de radar imageadores em decorrência das mudanças na rugosidade da superfície do mar existentes nessas regiões. De acordo com Lyzenga et al. (2004), são três os mecanismos apontados

como os responsáveis pelas mudanças na rugosidade da superfície e, conseqüentemente, pela visualização das frentes oceânicas: 1) interação das ondas de superfície com os gradientes de corrente superficial, também chamada por modulação hidrodinâmica; 2) acúmulo de materiais surfactantes nas regiões de convergência de correntes; e 3) efeitos causados pela mudança da estabilidade da camada limite atmosférica (CLA), que pode passar de estabilidade para instabilidade decorrente dos gradientes de temperatura que frequentemente acompanham os sistemas de corrente. Esse fenômeno é conhecido também como modulação por instabilidade na CLA.

Nas regiões frontais é observado frequentemente um intenso cisalhamento horizontal na componente de corrente paralela à frente. Segundo Robinson (2004), esse cisalhamento pode causar instabilidades na região frontal que promovem misturas através da frente; essas misturas, por sua vez, tendem a reduzir o gradiente de densidade. Assim, a redistribuição localizada de densidade perturba os campos de pressão, causando desvios no balanço geostrófico e promovendo fluxos secundários. Esses fluxos podem resultar em áreas de divergência positiva (divergência) ou divergência negativa (convergência) na região frontal.

A interação das ondas de superfície com os fortes gradientes de corrente superficial presentes nas regiões frontais causa mudanças na rugosidade da superfície do mar que, por sua vez, levam a alterações na quantidade da energia retroespalhada. Em regiões de convergência de correntes de superfície ocorre o aumento na altura das ondas de Bragg, que resulta na intensificação do sinal que chega ao radar; já nas regiões de divergência ocorre a diminuição da altura dessas ondas e, conseqüentemente, do sinal retroespalhado. Esse processo é conhecido como modulação hidrodinâmica e aparece representado na Figura 2.8a.

As correntes de superfície convergentes ou divergentes também atuam na redistribuição e na mudança da espessura de acúmulo dos materiais surfactantes presentes na superfície do mar. Nas áreas onde ocorre a presença de correntes convergentes, a presença desses materiais se acumula causando a redução do retroespalhamento (ROBINSON, 2004). Essa diminuição do retroespalhamento se dá por conta da

atenuação que os materiais surfactantes causam nas ondas de Bragg. Assim, nas regiões frontais onde há o acúmulo desses materiais ocorre a formação de linhas escuras nas imagens SAR. Esse processo ganha o nome de modulação causada pelo acúmulo de materiais surfactantes e está ilustrado na Figura 2.8b.

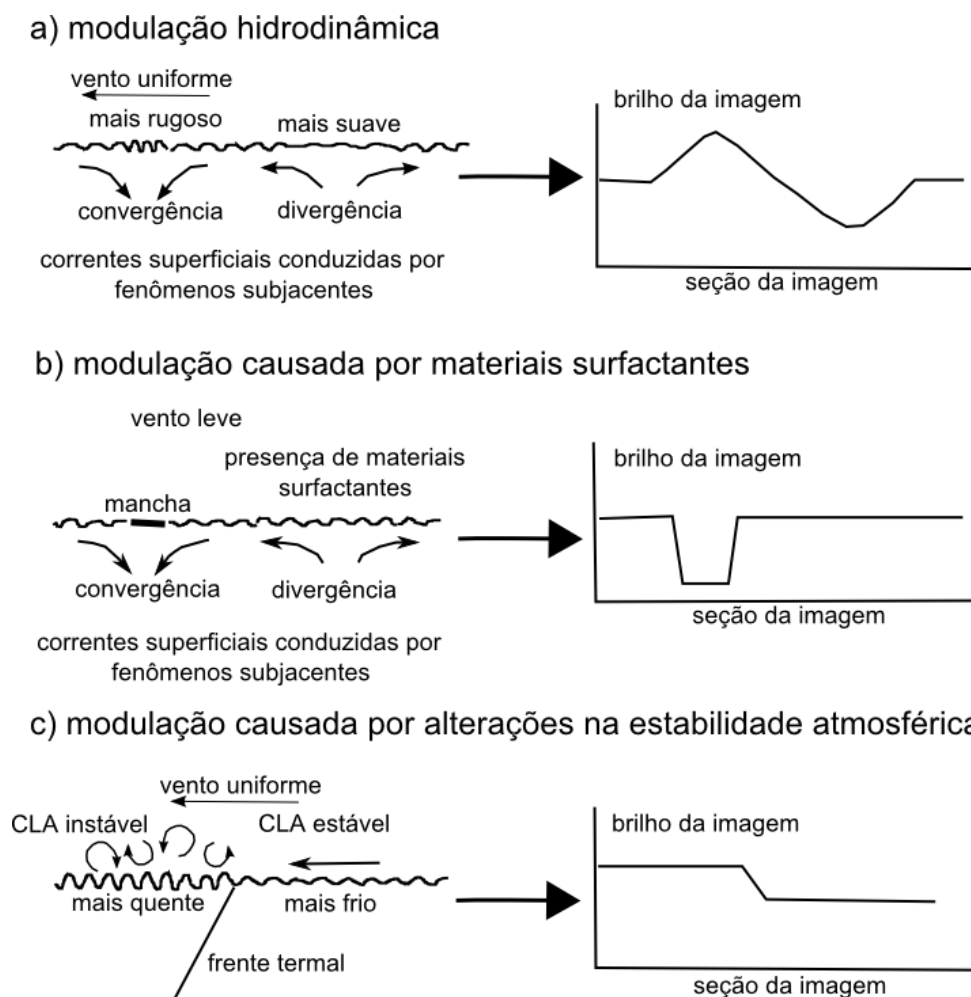


Figura 2. 8 - Processos oceânicos que modulam a rugosidade da superfície e produzem assinaturas em imagens radar.

Fonte: Robinson (2004).

Nas regiões em que há presença de frentes térmicas, as mudanças na TSM influenciam no fluxo de calor entre o oceano e a atmosfera. As áreas com águas mais frias apresentam uma CLA mais estável, enquanto que as áreas com valores mais altos de temperatura apresentam CLA mais instáveis, mais profundas e com menor cisalhamento vertical do vento. O aquecimento desigual da CLA que ocorre nos lados opostos da

frente térmica tende a criar um gradiente de pressão na mesma direção que o gradiente de temperatura, esse fato resulta na diminuição dos ventos superficiais sobre as águas mais frias e no aumento sobre as águas mais quentes (CHELTON et al., 2004). Isso reflete na modulação do sigma zero nas regiões frontais, de maneira que valores mais altos de sigma zero são encontrados na região com águas mais quentes e os menores valores na região com águas mais frias.

A variabilidade de pequena escala nos campos de estresse do vento é muitas vezes atribuída a modificações na TSM (CHELTON et al., 2004, O'NEILL et al., 2003). Valores maiores de estresse do vento são encontrados sobre o lado da frente térmica com águas mais quentes e valores mais baixos são encontrados sobre o lado com águas mais frias. Segundo Kudryavtsev et al. (2005), o aumento do estresse do vento causa o aumento das inclinações da superfície do mar, da quebra de onda e a intensificação das ondas de Bragg e, portanto, aumenta o sigma zero nessas regiões. Esse processo é chamado de modulação causada por alterações na estabilidade atmosférica e aparece ilustrado na Figura 2.8c.

#### **2.4 Modelos numéricos de interação da radiação eletromagnética com a superfície do oceano**

Os modelos numéricos de interação entre a REM na faixa das micro-ondas e a superfície do oceano combinam os modelos de retroespalhamento do radar com as equações de conservação de energia de ondas. A maior diferença entre os modelos existentes diz respeito a forma como o retroespalhamento do radar é descrito e como a taxa de relaxação (definida à frente) é parametrizada (KUDRYAVTSEV et al., 2005).

O primeiro modelo de simulação de imagens SAR foi descrito por Alpers e Hennings (1984) e foi elaborado para representar as assinaturas observadas nas imagens SAR relacionadas à topografia de fundo em canais de marés. O modelo em questão foi baseado na teoria do espalhamento Bragg e a interação entre as ondas de Bragg e a corrente foi descrita pela Interação Hidrodinâmica Fraca (LONGUET-HIGGINS; STEWART, 1964; WHITHAM, 1965; BRETHERTON, 1970). Os resultados obtidos



pelos autores demonstraram que o modelo representava as assinaturas ligadas à topografia de fundo de maneira subestimada.

Posteriormente, foram elaborados modelos de imageamento que levavam em consideração o impacto do espectro de ondas completo sobre o retroespalhamento do radar, ou seja, consideravam a modulação das ondas de Bragg causada pelas ondas de maiores comprimentos de onda. Como exemplos citamos os modelos elaborados por Thompson (1988) e Lyzenga e Bennett (1988) que tiveram o objetivo de modelar as assinaturas em imagens SAR provocadas por ondas internas. Ao considerarem a influência do espectro de ondas completo sobre os valores de sigma zero e ao modificarem a taxa de relaxação, os autores reduziram a discrepância entre as anomalias de sigma zero observadas nos dados reais e simuladas. Em contrapartida, esses modelos físicos negligenciavam a dependência que os valores de sigma zero tinham dos vários parâmetros de radar e das diferentes velocidades de vento, além de não considerarem que a superfície do mar não é um perfeito condutor.

O modelo de simulação de imagens SAR desenvolvido por Romeiser et al. (1997) e Romeiser e Alpers (1997) considera o impacto do espectro de ondas completo sobre os valores de sigma zero, além de levar em conta a assimetria existente entre os valores de sigma zero obtidos para as direções de vento *upwind/downwind*. O modelo em questão considera o mecanismo de feedback existente entre o estresse do vento e a rugosidade da superfície do mar e pode considerar (ainda que simplificada) ou não o efeito de quebra de ondas. Os autores denominaram esse modelo de Modelo Melhorado de Superfície Compósita e, por ser o modelo utilizado para o desenvolvimento desse trabalho, maiores detalhes sobre ele serão apresentados no decorrer desse item.

Um dos modelos mais recentes de simulação de imagens SAR (chamado de RIM) foi elaborado por Kudryavtsev et al. (2003a), Kudryavtsev et al. (2003b), Kudryavtsev et al. (2005) e incorpora os mesmos fenômenos já considerados pelo modelo do Romeiser et al. (1997) e Romeiser e Alpers (1997), além de considerar de maneira mais detalhada e sofisticada o efeito de arrebenção de ondas e a influência da presença de surfactantes no retroespalhamento do radar.

### 2.4.1 Modelo Melhorado de Superfície Compósita

O Modelo Melhorado de Superfície Compósita, proposto em Romeiser et al. (1997) e Romeiser e Alpers (1997), foi desenvolvido para o cálculo do sigma zero da superfície do oceano para ângulos de incidência entre 20° a 70° e tem como base a teoria do espalhamento Bragg. Entretanto, este modelo leva também em conta o impacto que o espectro completo de onda, as diversas combinações de parâmetros de radar e as condições ambientais exercem sobre o retroespalhamento da superfície do oceano.

Segundo Romeiser e Alpers (1997), no Modelo Melhorado de Superfície Compósita, o valor esperado de sigma zero  $\langle \sigma \rangle$  de uma real superfície oceânica pode ser escrito da seguinte forma:

$$\langle \sigma \rangle = \sigma^{(0)} + \langle \sigma^{(2)} \rangle \quad (2.15)$$

Onde  $\sigma^0$  corresponde ao termo de ordem zero e  $\langle \sigma^{(2)} \rangle$  aos termos de segunda ordem. O valor assumido pelo sigma zero quando a inclinação da superfície é nula corresponde aos termos de ordem zero, ou seja, quando  $\sigma^{(0)} = \sigma(s = 0)$ , sendo que s representa a declividade das facetas inclinadas do espalhamento de Bragg; já as contribuições de segunda ordem dependem da inclinação da superfície paralela (p) e normal (n) à direção azimutal de imageamento do radar e a correlação desses dois componentes de inclinação, assim:

$$\langle \sigma^{(2)} \rangle = \langle \sigma^{(pp)} \rangle + \langle \sigma^{(nn)} \rangle + \langle \sigma^{(pn)} \rangle \quad (2.16)$$

De acordo com Romeiser e Alpers (1997), inserindo todos os componentes da equação (2.16) em uma expansão de Taylor, cada um desses componentes pode ser decomposto em seis termos que levam em conta os diferentes mecanismos de modulação:

$$\langle \sigma^j \rangle = \langle \sigma_{gg}^j \rangle + \langle \sigma_{tt}^j \rangle + \langle \sigma_{hh}^j \rangle + \langle \sigma_{gt}^j \rangle + \langle \sigma_{gh}^j \rangle + \langle \sigma_{th}^j \rangle \quad (2.17)$$

De modo que  $j = pp, nn, pn$ . O subscrito  $gg$  denota a modulação geométrica de segunda ordem, que está associada com a projeção da face iluminada no plano da imagem;  $tt$  a modulação de inclinação de superfície de segunda ordem, que ocorre devido a variações na inclinação da superfície; e  $hh$  a modulação hidrodinâmica de segunda ordem, que representa a modulação das ondas de Bragg pelas ondas com maiores comprimentos de onda. Os outros três termos ( $gt$ ,  $gh$  e  $th$ ) representam a correlação entre as modulações  $gg$ ,  $tt$  e  $hh$ .

Todos os termos de segunda ordem podem ser escritos em termos de integrais do espectro da altura de onda, que cobrem todos os números de onda em duas dimensões, até um número de onda máximo determinado pelo tamanho das facetas de espalhamento de Bragg. Este limite de integração, segundo Romeiser (2008), foi escolhido como sendo  $1/3$  do número de onda Bragg.

O elemento mais singular do modelo proposto diz respeito à representação da modulação hidrodinâmica das ondas Bragg por todas as ondas mais longas que entram nos componentes  $\langle \sigma_{hh} \rangle$ ,  $\langle \sigma_{gh} \rangle$  e  $\langle \sigma_{th} \rangle$ . O modelo proposto utiliza expressões de modulação hidrodinâmica que são obtidas a partir da teoria da Interação Hidrodinâmica Fraca, baseada em Longuet-Higgins e Stewart (1964), Whitham (1965) e Bretherton (1970). Entretanto, essa teoria pode sofrer modificações significativas de acordo com as parametrizações da função fonte utilizadas no modelo de onda ou do método utilizado para resolver essa equação (ROMEISER; ALPERS, 1997).

De acordo com a teoria da Interação Hidrodinâmica Fraca, a evolução da energia do pacote de onda que se propaga através de um campo de corrente superficial que varia lentamente é descrito pela equação do balanço de ação de onda  $N$ , definido como a razão entre o espectro de energia e a frequência angular da onda,

$$\frac{dN}{dt} = \left( \frac{\partial}{\partial t} + \frac{\partial x}{\partial t} \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial k}{\partial t} \frac{\partial}{\partial k} \right) N = Q(k, x, t) \quad (2.18)$$

Onde  $N$  é a densidade espectral de ação do pacote de ondas,  $Q$  é a função fonte e os termos  $x$  e  $k$  correspondem à posição espacial e o número de onda do pacote de onda. A evolução dos termos  $x$  e  $k$  com o tempo é determinada, respectivamente, por

$$\frac{dx}{dt} = \frac{\partial \omega}{\partial k} = c_g(k) + U(x) \quad (2.19)$$

$$\frac{dk}{dt} = -\frac{\partial \omega}{\partial x} = -\left(k \frac{\partial}{\partial x}\right) U \quad (2.20)$$

Onde  $U$  corresponde à corrente horizontal,  $c_g$  à velocidade de grupo do pacote de onda (Eq. 2.21) e  $\omega$  à frequência angular aparente associada ao escoamento médio (Eq. 2.22).

$$c_g = \frac{\partial \omega_0}{\partial k} \quad (2.21)$$

$$\omega = \omega_0 + kU(x) \quad (2.22)$$

$\omega_0$  corresponde à frequência angular intrínseca, ou seja, a frequência observada num sistema de referência em repouso em relação à corrente local e sua expressão matemática é dada para a região espectral das ondas gravidade-capilar por

$$\omega_0 = \sqrt{gk + \frac{\tau}{\rho} k^3} \quad (2.23)$$

$g$  corresponde à aceleração da gravidade,  $\tau$  e  $\rho$  correspondem, respectivamente, à tensão superficial e à densidade da água do mar. Sendo adotado  $\tau = 0,079 \text{ N/m}$  e  $\rho = 1.025 \text{ kg/m}^3$ .

A relação existente entre o espectro de energia ( $E$ ), o espectro de altura de onda ( $\psi$ ) e a densidade espectral de ação do pacote de ondas ( $N$ ) é mostrada na Equação 2.24.

$$N(k, x, t) = \frac{E(k, x, t)}{\omega_0(k)} = \psi(k, x, t) \frac{\rho\omega_0(k)}{k} \quad (2.24)$$

O modelo de Romeiser permite utilizar a função fonte ( $Q$ ) desenvolvida por Alpers e Hennings (1984), Thompson e Gasparovic (1986) ou por Wensink et al. (1999). Esta última função fonte permite adicionar, ou não, o fenômeno de arrebentação de ondas. Segundo Romeiser (2008), a parametrização desse fenômeno ainda estaria em estágio experimental. Em vários trabalhos, define-se uma forma simplificada e linearizada da função fonte  $Q$ , que é dada por um produto de um parâmetro ( $\mu$ ), denominado de taxa de relaxação (em inglês *relaxation rate*), com unidade de ( $s^{-1}$ ), e o desvio da densidade espectral de ação em relação ao seu valor não alterado  $N_0$ , isto é

$$Q = -\mu(N - N_0) \quad (2.25)$$

O recíproco valor  $1/\mu$  é chamado de tempo de relaxação (em inglês *relaxation time*). Quanto menor a taxa de relaxação e, conseqüentemente, maior o tempo de relaxação, a modulação das ondas curtas em interação com um campo de correntes pode se dar num tempo maior e assim ter sua modulação aumentada (Alpers, 1985).

A expressão matemática empregada para o cálculo da taxa de relaxação utilizada na função fonte foi a desenvolvida por Plant (1982), dada por

$$\mu = 0,043 \frac{(u_*k)^2}{\omega_0} \quad (2.26)$$

Onde  $u_*$  é a velocidade de fricção do vento. Os valores da taxa de relaxação  $\mu$  são também modulados em relação à direção do vento por meio da mesma função de espalhamento (em inglês *spreading function*) do espectro de ondas escolhido (EE ou

ER). Na figura 2.9 é possível observar a variação da taxa de relaxação em função do ângulo de incidência do feixe do radar; valores menores de taxa de relaxação são encontrados para menores ângulos de incidência.

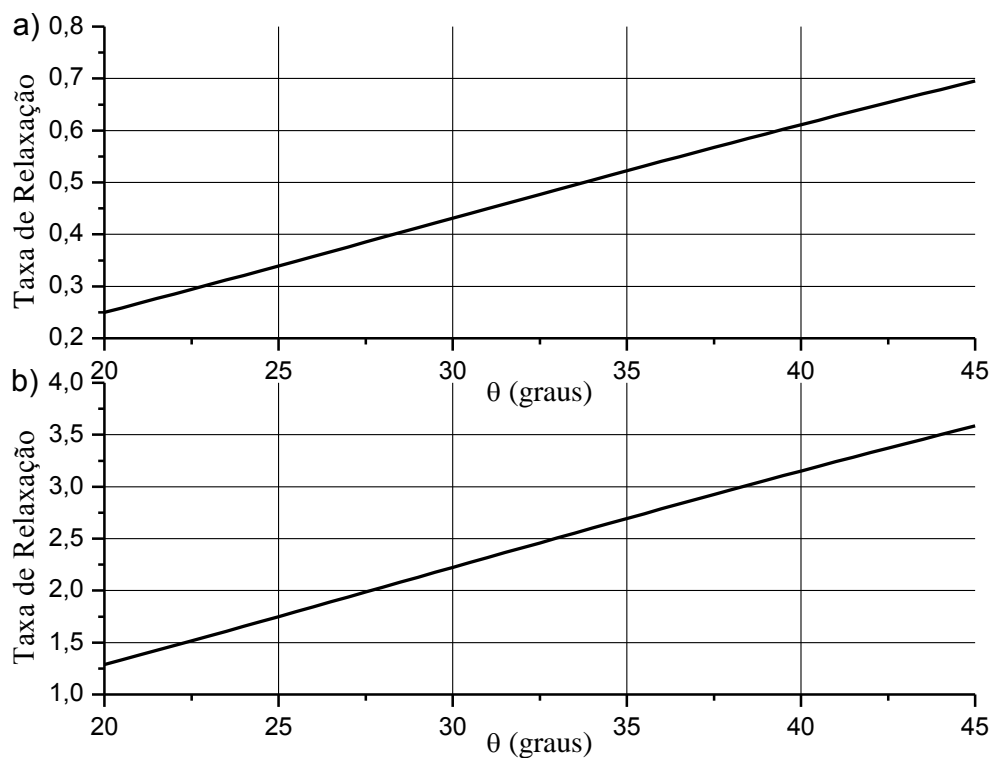


Figura 2. 9 - Variação da taxa de relaxação em função do ângulo de incidência para frequência de 5.3 GHz. a) Vento de  $5 \text{ ms}^{-1}$ ; e b) Vento de  $10 \text{ ms}^{-1}$ .

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1 Área de estudo

Como o foco do presente trabalho é a modelagem de imagens SAR para o caso de regiões frontais oceânicas e, em particular, para a região da frente da Corrente do Brasil na costa sudeste Brasileira, apresentamos a seguir um resumo das principais características oceanográficas físicas dessa região relevantes para esse estudo.

A área de estudo localiza-se entre as latitudes 20° S e 25° S e faz parte da região conhecida como Bacia de Campos, na Figura 3.1 é possível observar a localização da área de estudo. Essa região, de acordo com Viana et al. (1998), ocupa uma área de 100.000 km<sup>2</sup>, onde a plataforma continental apresenta uma largura média de 100 km. As profundidades de quebra de plataforma variam entre 80 m na porção norte e 130 m na sua porção sul. O talude possui uma declividade de 2,5° e uma largura de aproximadamente 40 km.

A estrutura vertical das massas de água na região repete a estrutura característica do Atlântico Sul. Nos primeiros 3.500 m de profundidade encontram-se a Água Tropical (AT), a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), a Água Intermediária Antártica (AIA), a Água Circumpolar Superior (ACS), a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e, por fim, a Água Circumpolar Inferior (ACI) (SILVEIRA, 2007).

A AT é descrita como uma massa de água quente e salina (temperatura maior que 20°C e salinidade maior que 36,20) que é transportada pela CB. Essa água de superfície é formada como consequência da intensa radiação solar e evaporação em relação à precipitação, características típicas do Atlântico Tropical. Já a ACAS encontra-se fluindo na região da picnoclina e apresenta temperaturas maiores que 8,7°C e menores que 20°C, e salinidade entre 34,66 e 36,20. Essa corrente, ao sul do Cabo de São Tomé, flui predominantemente ao sul, ao largo da Costa Sudeste Brasileira (SILVEIRA, 2007).

A AIA flui em direção ao norte no interior da Bacia de Santos e Bacia de Campos, ao longo do talude intermediário, e é caracterizada por altos valores de fosfato. A ACS é considerada menos salina que a APAN, mais pobre em oxigênio dissolvido, e mais rica

em nutrientes, possuindo altos valores de sílica (SILVEIRA, 2007). Trabalho desenvolvido por Lima (1997) aponta que na Bacia de Campos a ACS flui para o norte.

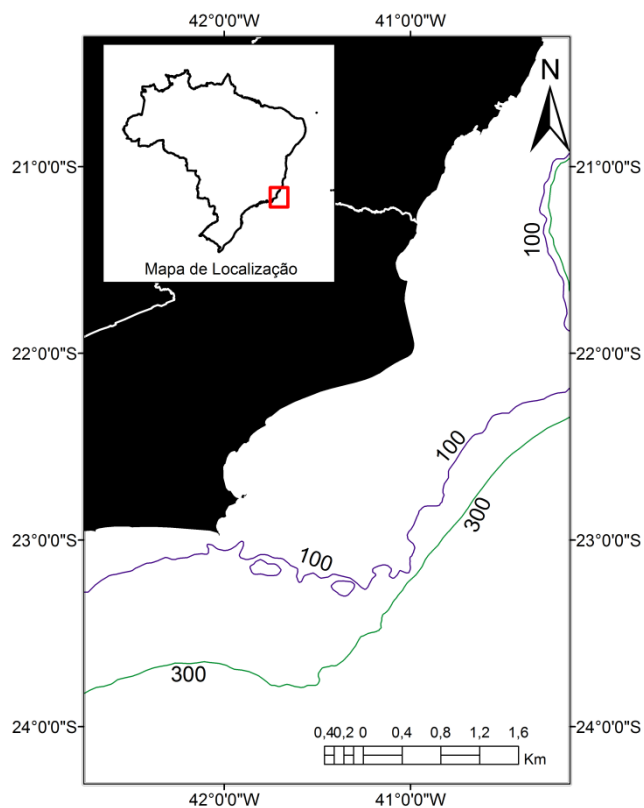


Figura 3. 1 - O Setor Cabo de São Tomé – Cabo Frio na Bacia de Campos. As linhas vermelhas demarcam o sistema de cânions de São Tomé (ao norte) e o Alto de Cabo Frio (sul).

Segundo Silveira (2007), A APAN é caracterizada por valores de temperatura entre 3,31°C e 2,04°C e valores de salinidade entre 34,59 e 34,87. Ela flui para o sul em um escoamento organizado até cerca de 32° S. Já a CCI apresenta-se como uma corrente de contorno organizada que flui em direção oposta a CB, transportando predominantemente AIA e ACS em direção ao norte. Pode-se dizer que a região da Bacia de Campos é dominada pelo sistema de corrente de contorno oeste CB e CCI.

A região da Bacia de Campos é conhecida por ser uma região de intensa atividade de mesoescala, podendo-se destacar o intenso meandramento da CB e a formação de vórtices ao largo de Cabo Frio e de Cabo de São Tomé. Estudos desenvolvidos por



Silveira et al. (2004), Calado (2006) e Silveira et al. (2008) apontam que a instabilidade nessa região está associada ao cisalhamento vertical entre a CB e a CCI.

### **3.2 Dados observacionais**

Os valores de divergência e cisalhamentos típicos da região frontal da CB na área de estudo foram calculados por meio de dados *in situ* de correntógrafo do tipo *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP), provenientes do Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO) da Marinha do Brasil. A coleta dos dados oceanográficos executada pela Marinha ocorre em todas as regiões do litoral brasileiro. As campanhas oceanográficas, chamadas de comissões, são realizadas por regiões e ganham o nome da região onde houve a coleta dos dados. Neste trabalho serão utilizados dados da Comissão Oceano Sudeste II, IV e V. Os dados de correntes ADCP utilizados no presente trabalho foram processados no Departamento de Oceanografia Física do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (USP), e disponibilizados na resolução média de um valor de corrente a cada 5,3 quilômetros.

A coleta dos dados realizada pelas comissões envolveu a perfilagem de temperatura e salinidade utilizando equipamento *Conductivity, Temperature and Depth* (CTD) e a medição da velocidade e direção do escoamento de água utilizando um correntógrafo acústico de casco. Porém, nesse trabalho, apenas os dados de ADCP foram utilizados.

A Comissão Oceano Sudeste II, ou OCSE-II, ocorreu a bordo do Navio Oceanográfico (NOc) Antares e foi realizada ao longo da margem continental sudeste brasileira entre os dias 22 de outubro e 03 de dezembro do ano de 2002, entre as latitudes 20° S e 28°S. As perfilagens de velocidade e direção do escoamento da água foram realizadas ao longo de toda a trajetória percorrida pelo navio. O equipamento utilizado consistiu de um ADCP da marca *RD Instruments*, operando a 75 kHz. A comissão contemplou 7 radiais hidrográficas, essas podem ser visualizadas na Figura 3.2.

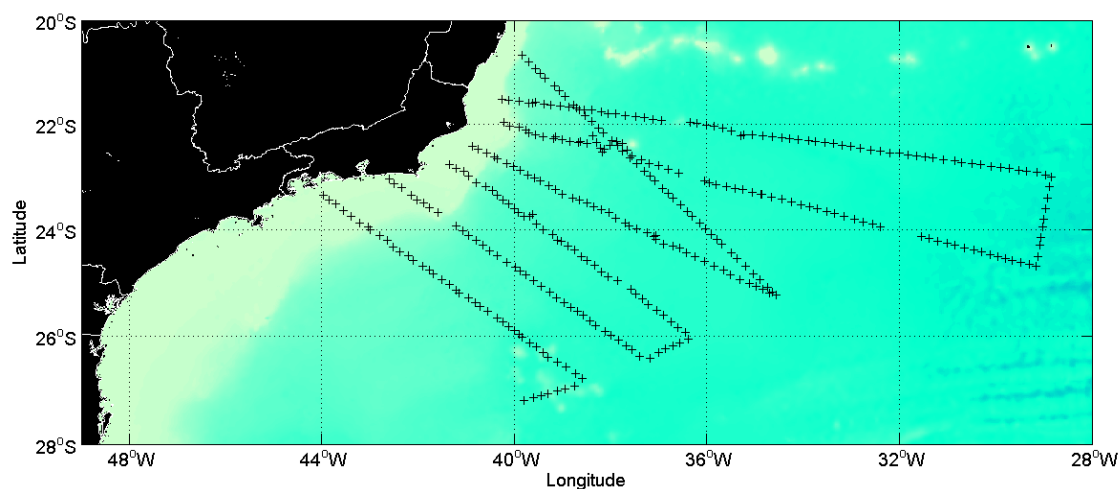


Figura 3. 2 - Área de coleta dos dados realizada pela OCSE-II. As linhas em preto indicam a trajetória de amostragem do ADCP.

A Comissão Oceano Sudeste IV (OCSE-IV) ocorreu também a bordo do NOc Antares e foi realizada entre os dias 28 de janeiro e 13 de abril do ano de 2006, entre as latitudes 19.5° S e 28.5° S. As perfilagens foram obtidas em 10 radiais ao largo da costa sudeste brasileira, entre os Estados do Espírito Santo, Rio de Janeiro e o norte de São Paulo, utilizando novamente o ADCP *RD Instruments* (75 kHz). Essa comissão se destinou a produção de informações ambientais em situação de verão e outono na região sudeste; a localização das radiais transcorridas pelo navio pode ser visualizada na Figura 3.3.

A Comissão Oceano Sudeste V (OCSE-V) foi realizada em regime de parceria entre o Centro de Hidrografia da Marinha do Brasil (CHM) e o Centro de Pesquisas Leopoldo Américo Miguez de Mello (CENPES) da PETROBRAS. Essa campanha foi realizada entre 07 de junho e 07 de julho de 2010, entre as latitudes 20° S e 28° S. Na Figura 3.4 é possível ver a localização das radiais transcorridas pelo navio. A primeira etapa cobriu às quatro radiais mais ao sul, sendo coordenada pela PETROBRAS. A segunda etapa, correspondente às duas radiais mais ao norte, transcorreu sob coordenação da Marinha do Brasil. Durante toda a trajetória do navio foram realizadas perfilagens utilizando um ADCP da marca *RDI BroadBand*, operando a 75 kHz. A aquisição dos dados foi realizada com o aplicativo VmDas versão 1.3.

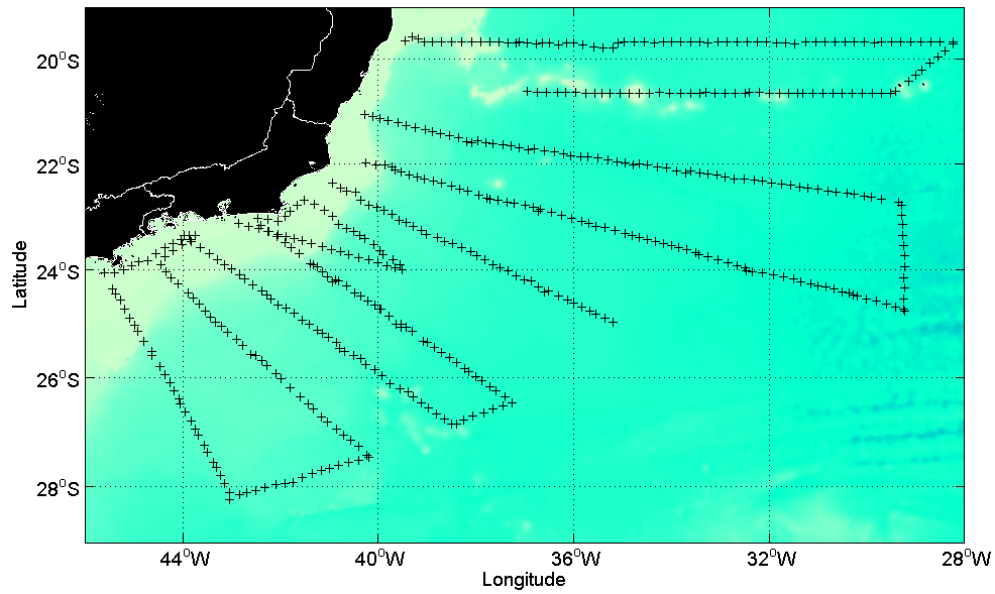


Figura 3. 3 - Área de coleta dos dados realizada pela OCSE-IV. As linhas em preto indicam a trajetória de amostragem do ADCP.

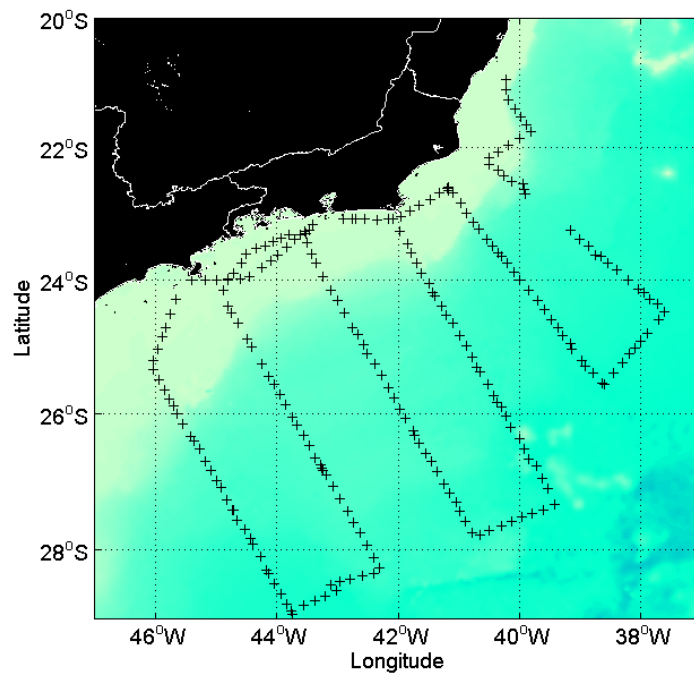


Figura 3. 4 - Área de coleta dos dados realizada pela OCSE-V. As linhas em preto indicam a trajetória de amostragem do ADCP.

As campanhas oceanográficas cobriram as quatro estações do ano. Um breve resumo contendo as datas de coleta de dados nas três Comissões e a estação do ano correspondente é apresentado na Tabela 3.1.

Tabela 3. 1 - Resumo de informações sobre a data de coleta dos dados das Comissões Oceanográficas.

<b>Comissão</b>	<b>Data</b>	<b>Estação do Ano</b>
OCSE-II	22/10/2002 a 03/12/2002	Primavera
OCSE-IV	28/01/2006 a 13/04/2006	Verão/Outono
OCSE-V	07/06/2010 a 07/07/2010	Inverno

O perfilador de correntes ADCP é baseado no princípio físico conhecido como Efeito Doppler. O instrumento emite um sinal sonoro que, ao ser refletido pelas partículas em movimento na água, retorna com frequência diferente do sinal emitido. A diferença entre a frequência emitida e a refletida pelos alvos em movimento é proporcional a velocidade das partículas passivas presentes na água e, portanto, proporcional a velocidade do próprio fluido no qual essas partículas estão emersas.

Para se obter o produto final, ou seja, a velocidade e direção do escoamento da água, é necessário tratar os registros de ADCP. Esse tratamento envolve, entre outras coisas, a combinação desses dados com medidas auxiliares e a remoção dos efeitos do movimento do navio. Nesse trabalho o método empregado para o tratamento dos registros de ADCP baseou-se no protocolo do *Common Ocean Data Access System* (CODAS), que consiste em um pacote de programas desenvolvido pela Universidade do Havai ([http://currents.soest.hawaii.edu/docs/doc/codas\\_doc/](http://currents.soest.hawaii.edu/docs/doc/codas_doc/)).

Os feixes sonoros emitidos pelo equipamento são chamados de *ping* e, como resultado, obtêm-se um perfil de velocidade por profundidade, desde a superfície até a profundidade em que a energia do feixe acústico penetra na coluna d'água. Os instrumentos utilizados nos cruzeiros, por operarem a 75 KHz, penetram até aproximadamente 400 m. O aplicativo VmDas permite a criação de arquivos de saída que contenham os dados brutos do ADCP, incluindo os *pings* brutos ou a média desses

*pings*. A fim de se reduzir os efeitos de ruídos mais grosseiros, os dados utilizados nesse trabalho foram organizados em médias longas a intervalos de 10 minutos.

As velocidades medidas pelo ADCP, por se tratarem de grandezas vetoriais, necessitam de um referencial fixo para que os valores de velocidade de corrente sejam medidos corretamente. Para isso é necessário utilizar no tratamento dos dados a coordenada geográfica na qual o navio se localiza, que é fornecida por um Sistema de Posicionamento Global (GPS), e a direção da proa do navio em relação ao norte verdadeiro, que é fornecida por uma agulha giroscópica (GIRO). Porém, a GIRO tem o problema de apresentar uma resposta mais lenta do que a necessária e isso ocorre, principalmente, nas porções em que há diferenças na aceleração (angular ou linear). Assim, torna-se necessário aplicar um procedimento de calibração para atenuação dos desvios associados a problemas nas medições da GIRO.

Esse processo de calibração foi proposto por Joyce (1989) e Pollard e Read (1989) e é aplicada apenas nas áreas em que há suspeitas quanto ao mau funcionamento da GIRO. Para o conjunto de dados aqui utilizado assumiu-se um mau funcionamento do equipamento nas regiões em que o navio parou para execução das estações hidrográficas e nos trechos de navegação entre radiais. Assumiu-se, então, que os desvios resultantes do mau funcionamento da GIRO seriam constantes para cada sistema ADCP-GPS-GIRO.

O procedimento posterior foi a remoção dos perfis considerados espúrios. O parâmetro adotado para a remoção desses perfis diz respeito à velocidade vertical e horizontal. Como normalmente a velocidade vertical é uma ordem de grandeza menor que a velocidade horizontal, os perfis que não seguiram essa premissa foram considerados espúrios e, portanto, excluídos. Outro procedimento adotado foi a exclusão dos perfis que continham velocidade horizontais de corrente maiores que  $1,5 \text{ ms}^{-1}$ , pois valores superiores a esse dificilmente são observados para a CB.

### **3.3 Modelo numérico Regional Ocean Modeling System (ROMS)**

Campos de corrente superficiais obtidos por meio de simulações numéricas efetuadas pelo ROMS também foram utilizados no cálculo dos valores típicos de divergência e de cisalhamento na região frontal da CB. As simulações numéricas utilizadas nesse trabalho foram realizadas pelo Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM).

O ROMS é um modelo numérico hidrodinâmico tridimensional baseado na aproximação de Boussinesq, no momento hidrodinâmico e no balanço de massa. Esse modelo resolve equações de Navier-Stokes, assumindo-se o oceano como um fluido incompressível. Ele utiliza um passo de tempo pequeno para resolver elevação de superfície e momentum barotrópico, e um passo de tempo maior para resolver parâmetros de temperatura, salinidade e momentum baroclínico (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005). As condições de contorno do ROMS são apropriadas para topografia e linha de costa irregular, para a superfície livre do mar e contornos oceânicos abertos.

Os experimentos numéricos utilizados nesse estudo foram conduzidos com uma grade regular de 172 pontos por 172 pontos, com 40 níveis verticais em coordenadas sigma e resolução espacial de, aproximadamente, 4,4 km. A grade abrange a região limitada pelas latitudes 19° S e 29° S e longitudes 48,5° W e 37,8° W, possuindo inclinação de, aproximadamente, 45° em relação aos meridianos, no intuito de seguir a orientação da linha de costa. Com esta grade busca-se representar a região de maior atividade de mesoescala da CB, contemplando os vórtices de Cabo de São Tomé e de Cabo Frio.

Como uma forma de incluir dados observacionais às simulações numéricas executadas com o ROMS foi utilizado o Modelo Regional Orientado por Feições (MROF) descrito em Gangopadhyay et al. (1997), Gangopadhyay e Robinson (1997). Segundo Calado (2006), o princípio básico do MROF baseia-se no conhecimento prévio de feições dinâmicas de uma região, que permitiriam a construção de modelos paramétricos, ou Modelos de Feição, sintetizando a estrutura termohalina de feições sinóticas. Esses

campos podem ser utilizados como campos de inicialização em modelos numéricos como o ROMS.

Os Modelos de Feição foram desenvolvidos a partir de perfis que sintetizavam a frente termohalina da CB. Esses dados foram, então, utilizados como dados de entrada para as simulações efetuadas no modelo ROMS.

### **3.4 Dados de sensoriamento remoto**

#### **3.4.1 Radar de Abertura Sintética**

Nesse trabalho, foram utilizados produtos do sensor *Advanced Synthetic Aperture Radar* (ASAR), abordo do satélite ENVISAT, e do satélite RADARSAT-1. As imagens do satélite ENVISAT foram adquiridas junto a Divisão de Geração de Imagens (DGI) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e as imagens RADARSAT-1 junto ao CENPES da PETROBRAS.

O satélite ENVISAT foi lançado em março de 2002 pela Agência Espacial Europeia (ESA), em órbita quase polar, síncrona com o Sol, a 799,8 km acima da superfície da Terra e com uma velocidade aproximada de  $7,45 \text{ kms}^{-1}$ . Sua missão foi encerrada em maio de 2012. Os produtos ASAR/ENVISAT foram adquiridos no modo Ampla Faixa (*Wide Swath*), com dimensão de 400 km por 400 km, resolução espacial de 150 m e tamanho do pixel de 75 m em alcance e azimute, frequência de 5,33 GHz (banda C) e polarização vertical (VV). As imagens adquiridas nesse modo têm um número equivalente de visadas (NEV) de 11,5 e um ruído inerente do sistema sensor de -23,5 dB. Essas informações encontram-se resumidas na Tabela 3.2.

Do conjunto de imagens ASAR/ENVISAR disponível, selecionaram-se duas que apresentavam assinaturas próximas ao que a literatura sugere ser referente à presença de frente térmica (LYZENGA et al., 2004; JOHANNESSEN et al., 2005), apresentando ainda disponibilidade de dados QuikScat em horário próximo a sua aquisição. A confirmação de que as assinaturas nas imagens ASAR/ENVISAT correspondiam a efeitos provocados pelo fenômeno em estudo foi feita mediante comparação com os

produtos TSM MUR (mais detalhes desse produto podem ser encontrados na seção 3.4.2).

Tabela 3. 2 - Características do sistema sensor, da plataforma e dos produtos ASAR/ENVISAT modo Wide Swath.

<b>Largura da faixa</b>	400 km
<b>Resolução espacial</b>	150 m
<b>Tamanho do pixel</b>	75 m
<b>Frequência</b>	5,33 GHz
<b>Polarização</b>	VV
<b>Altitude da plataforma</b>	799,8 km
<b>Velocidade da plataforma</b>	7,45 kms <sup>-1</sup>
<b>Número equivalente de visadas</b>	11,5
<b>Ruído inerente do sensor</b>	-23,5 dB

Fonte: ESA (1998); HARRIS (1998).

Essas imagens apresentavam-se em formato N1 e eram compostas por pixels cujos níveis digitais (ND) variavam de 0 a 65536 (16 bits). Entretanto, para prosseguir o estudo em questão, o valor de cada pixel deveria estar diretamente relacionado ao retroespalhamento radar da superfície, ou seja, cada pixel deveria representar valores calibrados de sigma zero. A realização da conversão dos valores de ND para sigma zero, que é denominada de calibração absoluta e é fundamental para estudos com viés quantitativo, foi realizada no software NEST, cuja ferramenta de calibração segue o algoritmo proposto por Rosich e Meadows (2004). Essa metodologia propõe a utilização de uma equação matemática (3.1) que relaciona o valor do sigma zero ( $\sigma_0$ ) ao ND e ao ângulo de incidência ( $\alpha$ ) de cada pixel ( $i, j$ ) da imagem, mediante a utilização de uma constante de calibração externa ( $K$ ):

$$\sigma_{0(i,j)} = \frac{ND_{i,j}^2}{K} \sin(\alpha_{i,j}) \quad (3.1)$$



O processo de calibração absoluta foi o único pré-processamento aplicado às imagens SAR; outros processamentos foram evitados com o intuito de preservar ao máximo as características originais das imagens.

O satélite RADARSAT-1 foi lançado em novembro de 1995 pelo governo canadense e teve sua missão encerrada em março de 2013. A órbita apresentada pelo satélite era quase-polar, síncrona com o Sol, a aproximadamente 800 km da superfície da Terra e com velocidade de  $7,44 \text{ kms}^{-1}$ . Os produtos RADARSAT-1 foram adquiridos no modo *ScanSAR Narrow*, com uma faixa de imageamento de 300 km por 300 km, resolução espacial de 50 m e tamanho do pixel de 25 m em alcance e azimute, frequência de 5,3 GHz (banda C) e polarização horizontal (HH). As imagens adquiridas nesse modo têm um NEV de 3,5 e apresentam um ruído inerente do sistema sensor de -23 dB. Essas informações estão resumidas na Tabela 3.3.

Tabela 3. 3 - Características do sistema sensor, da plataforma e dos produtos RADARSAT-1 modo *ScanSAR Narrow*.

<b>Largura da faixa</b>	300 km
<b>Resolução espacial</b>	50 m
<b>Tamanho do pixel</b>	25 m
<b>Frequência</b>	5,3 GHz
<b>Polarização</b>	HH
<b>Altitude da plataforma</b>	793-821 km
<b>Velocidade da plataforma</b>	$7,44 \text{ kms}^{-1}$
<b>Número equivalente de visadas</b>	3,5
<b>Ruído inerente do sensor</b>	-23 dB

Fonte: Radarsat International (2004) e Raney et al. (1991).

Foram escolhidas duas imagens RADARSAT-1 seguindo critérios similares aos utilizados na escolha das imagens ASAR/ENVISAT. A confirmação de que as assinaturas nas imagens RADARSAT-1 correspondiam a efeitos provocados pelo

fenômeno em estudo também foi feita mediante comparação com produtos TSM MUR da mesma região e dia.

As imagens RADARSAT-1 foram disponibilizadas em formato CEOS (.001) e resolução radiométrica de 8 bits (valores de ND variando de 0 a 255). Essas imagens passaram pelo processo de calibração absoluta por meio do algoritmo desenvolvido por *RADARSAT International* (2004) e implementado no aplicativo PCI Geomatica 2013. Essa metodologia consiste em relacionar os valores de ND de cada pixel ( $i,j$ ) da imagem radar com os valores de beta-zero ( $\beta_0$ ), mediante a utilização do valor de ganho ( $A2$ ) de cada um dos pixels e do valor de offset ( $A3$ ) da imagem, conforme apresentado na Equação 3.2:

$$\beta_{0(i,j)} = \frac{ND_{i,j}^2 + A3}{A2_{i,j}} \quad (3.2)$$

Posteriormente, os valores de sigma zero ( $\sigma_0$ ) de cada um dos pixels que compõem a imagem radar são relacionados ao ângulo de incidência ( $\alpha$ ) e aos valores de beta-zero ( $\beta_0$ ), utilizando a Equação 3.3:

$$\sigma_{0(i,j)} = \beta_{0(i,j)} + \sin(\alpha_{i,j}) \quad (3.3)$$

Nenhum outro processamento foi aplicado às imagens RADARSAT-1. Na Tabela 3.4 estão listadas as quatro imagens SAR utilizadas nesse trabalho.

As quatro imagens SAR foram salvas em formato NetCDF para serem processadas no aplicativo MATLAB. Nesse aplicativo as imagens foram rotacionadas com o intuito de deixar a assinatura da frente térmica na direção vertical. Esse procedimento foi realizado visando facilitar processamentos futuros, visto que a decomposição dos gradientes de vento e correntes assumiu como referencial as direções normal e paralela à frente térmica.

Tabela 3. 4 - Informações relativas a aquisição das 4 imagens SAR da Bacia de Campos.

Imagem	Satélite	Data	Horário (UTC)	Latitude central	Longitude central	Passagem
1	RADARSAT-1	12/09/2005	21:16:59	-23,041°	-41,067°	Ascendente
2	RADARSAT-1	21/11/2005	12:26:02	-22,215°	-40,633	Descendente
3	ENVISAT	14/10/2009	01:10:39	-22,436°	-40,147°	Ascendente
4	ENVISAT	15/10/2009	12:32:06	-22,542°	-42,250°	Descendente

Uma vez que a frente estava posicionada na direção desejada, as imagens ENVISAT-1 foram novamente recortadas em uma matriz de 500 pixels por 500 pixels e as imagens RADARSAT em uma matriz de 1.000 pixels por 1.000 pixels, de maneira a manter a feição desejada no centro. As dimensões das matrizes de sigma zero relacionadas às imagens RADARSAT-1 e ENVISAT foram escolhidas de forma a representarem áreas semelhantes no terreno, 25 km por 25 km no primeiro caso e 37,5 km por 37,5 km no segundo caso.

### 3.4.2 Temperatura da superfície do mar

Para verificar se as assinaturas presentes nas imagens SAR correspondiam, de fato, ao estabelecimento da frente térmica da CB, foram obtidas imagens TSM em datas coincidentes às datas de aquisição das imagens SAR (4 imagens), e às datas de coleta dos dados de ADCP (3 imagens) (Tabela 3.5). Os dados de TSM empregados nesse trabalho são provenientes do produto MUR, de Nível 4, desenvolvido pelo *Group for High Resolution Sea Surface Temperature* (GHRSSST). Esse produto resulta do processamento de dados de TSM provenientes de diferentes sensores micro-ondas e infravermelho, operantes em diferentes satélites (AQUA/AMSR-E, AQUA/MODIS, NOAA-18/AVHRR-3, TERRA/MODIS, CORIOLIS/WINDSAT), e de observações *in situ*.

A interpolação dos dados é realizada por meio dos algoritmos desenvolvidos por Chin et al. (2010), de forma a se obter a melhor resolução de cada dado e a incorporar a compensação do movimento das feições térmicas no processamento. Esse produto foi

obtido junto ao *Physical Oceanography Distributed Active Archive Center* (PODAAC) da NASA, estando disponível em:

<http://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/JPL-L4UHfnd-GLOB-MUR>

As medidas de temperatura provenientes desse produto são também chamadas de temperatura fundamental (em inglês *foundation temperature*), que é a temperatura da coluna d'água livre da variabilidade diária e pode ser considerada equivalente a temperatura de subpele na ausência de quaisquer sinais diários (DONLON et al., 2007). Neste trabalho foram utilizados campos TSM MUR, média diária, com resolução espacial de 0,011°, adquiridos no formato NetCDF e processados através de rotinas escritas em MATLAB. A Tabela 3.5 contém informações relativas a data de aquisição dos produtos TSM MUR.

Tabela 3. 5 - Informações relativas a data de aquisição dos produtos TSM MUR.

<b>Referência</b>	<b>Data TSM</b>
OCSE-II	09/11/2002
OCSE-IV	18/02/2006
OCSE-V	14/10/2009
Imagem 1	12/09/2005
Imagem 2	21/11/2005
Imagem 3	14/10/2009
Imagem4	15/10/2009

### 3.4.3 Escaterômetro

O instrumento SeaWinds, abordo do satélite QuikScat, é um radar ativo que opera na faixa de micro-ondas e foi desenvolvido para gerar dados de direção e velocidade do vento a 10 metros da superfície do oceano, considerando-se estratificação atmosférica neutra. O satélite iniciou sua operação em junho de 1999 e coletou dados diários de vento por pouco mais de 10 anos, quando, em novembro de 2009, teve sua missão encerrada. O sensor operou na frequência de 13,4 GHz (banda Ku), polarização VV e com varredura orbital de 1.800 km, cobrindo diariamente aproximadamente 90% da

superfície oceânica livre de gelo. (PHYSICAL OCEANOGRAPHY DAAC, 2013). Os dados de vento, provenientes do sensor em questão, foram obtidos junto ao PODAAC, estando disponíveis em:

[http://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/QSCAT\\_LEVEL\\_2B\\_OWV\\_COMP\\_12?ids=Platform&values=QUIKSCAT](http://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/QSCAT_LEVEL_2B_OWV_COMP_12?ids=Platform&values=QUIKSCAT)

Dentre os diversos produtos disponíveis, escolheu-se os dados em nível L2B, reprocessados por meio da versão 3 do modelo geofísico de extração do campo de vento desenvolvido por Fore et al. (2014). Os dados resultantes têm resolução espacial de 25 km, sendo fornecidos em uma grade com pixels de 12,5 km. O instrumento *SeaWinds* podia medir ventos de 3 a 20 m/s com uma acurácia de 2 m/s em intensidade e 20° em direção.

Para este trabalho foram escolhidos produtos diários de vento adquiridos em horário mais próximo possível do horário de aquisição das imagens SAR. A Tabela 3.6 contém a descrição da data de aquisição dos dados QuikScat e do horário no qual o equador foi cruzado. Os dados fornecidos pelo PODAAC encontravam-se em formato NetCDF e continham a direção e intensidade do vento, sendo que a direção indica o sentido para onde o vento sopra tendo o norte como referência (Figura 3.5).

Tabela 3. 6 - Informações relativas a aquisição dos dados QuikScat.

<b>Data</b>	<b>Horário (UTC)</b>
12/09/2005	19:42:37
21/11/2005	19:56:20
14/10/2009	09:10:18
15/10/2009	08:44:03

Esses dados foram processados por meio de rotinas escritas em MATLAB para extração das componentes zonal e meridional do vento (Equações 3.4 e 3.5) na mesma região geográfica dos recortes das imagens SAR. De cada uma das datas foram extraídas

também a intensidade e direção média do vento na região de interesse e a direção do vento em relação à assinatura da frente térmica na imagem SAR.

$$u = V \times \sin \alpha_q \quad (3.4)$$

$$v = V \times \cos \alpha_q \quad (3.5)$$

sendo  $u$  e  $v$  as componentes zonal e meridional do vento, respectivamente;  $V$  a velocidade, e  $\alpha_q$  a direção do vento dados pelo QuikScat.

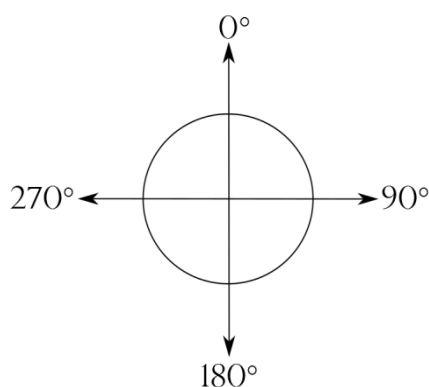


Figura 3. 5 - Referencial para medição da direção dos dados QuikScat.

### **3.5 Cálculo da divergência e cisalhamento das correntes superficiais na região frontal da Corrente do Brasil**

#### **3.5.1 Dados observacionais – ADCP**

Os cálculos foram realizados apenas para a camada correspondente a 20 m de profundidade, considerada a camada mais próxima à superfície e com um mínimo de dados espúrios. O cálculo do cisalhamento e da divergência na região frontal da CB foi feito apenas para a radial que estivesse dentro do limite da área de estudo, considerando-se os pontos que recobriram a região frontal: para a OCSE-II, a radial escolhida correspondeu a quinta de norte para sul; para a OCSE-IV, correspondeu a sexta de norte para sul; para a OCSE-V correspondeu a segunda radial de norte para sul.

Assumindo um eixo x-y, o cisalhamento da corrente ( $\tau$ ) será tratado nesse trabalho como a taxa de variação das componentes  $u$  e  $v$  da corrente na direção ( $xy$ ) perpendicular a essas componentes. Isto é, supondo que uma corrente seja decomposta nas componentes  $u$  e  $v$ , o cisalhamento corresponderia à taxa de variação da componente  $v$  na direção  $x$  menos a taxa de variação da componente  $u$  na direção  $y$ . A Equação 3.6 apresenta o método de cálculo do cisalhamento:

$$\tau = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (3.6)$$

A direção  $x$  neste trabalho será tratada como a direção perpendicular à frente térmica, enquanto a direção  $y$  será tratada como a direção paralela. Para o cálculo do cisalhamento foi assumido que a radial estava perpendicular à frente térmica, portanto o cisalhamento foi calculado como sendo apenas a taxa de variação da componente  $v$  da corrente na direção  $x$ . Assim, o segundo termo da Equação 3.6 foi desprezado.

A divergência da corrente foi assumida como sendo a taxa de variação das componentes  $u$  e  $v$  da corrente na própria direção da corrente. Ou seja, se a corrente for decomposta nas componentes  $u$  e  $v$ , a divergência será a taxa de variação da componente  $u$  na direção  $x$  mais a taxa de variação da componente  $v$  na direção  $y$  (Equação 3.7).

$$Div = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (3.7)$$

Assim como o cisalhamento, a divergência foi calculada apenas para a direção perpendicular à frente térmica, ou seja, o segundo termo da Equação 3.7 foi desprezado.

Para cada uma das radiais foi extraído o máximo valor de divergência e de cisalhamento encontrado. Foi então feita uma média com os três valores máximos encontrados para cada uma das radiais das comissões. Esses valores resultantes foram, então, tratados como os valores típicos de cisalhamento e divergência da região frontal da CB para a

região de interesse e foram utilizados como base para realizar experimentos com o modelo M4S. O valor típico de divergência encontrado foi de  $\pm 3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e o valor típico de cisalhamento foi de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ .

### **3.5.2 Dados simulados provenientes do modelo ROMS**

Os valores de divergência e cisalhamento também foram calculados para os campos de correntes superficiais obtidos pelas simulações numéricas com o modelo ROMS. Foram realizados três perfis perpendiculares à frente termal na região da área de estudo e, por meio desses perfis, foram calculados os valores de cisalhamento e divergência da região frontal da CB utilizando as Equações 3.6 e 3.7, respectivamente. Assim como para os dados de ADCP, o segundo termo das equações foi desprezado no cálculo dos valores de divergência e cisalhamento.

Conforme frisado anteriormente, os cálculos se basearam em dois campos de corrente provenientes de simulações realizadas com o modelo ROMS. As simulações numéricas em questão empregaram campos de TSM dos dias 14 e 15 de outubro de 2009 (dias de aquisição das imagens ENVISAT) como dados de entrada para as rodadas. Posteriormente, os valores de divergência e cisalhamento calculados foram comparados com os valores obtidos por meio dos dados de ADCP.

## **3.6 Modelagem numérica de interação da radiação eletromagnética com a superfície do mar**

### **3.6.1 O modelo M4S**

Para as simulações das imagens SAR oceânicas em condições de presença de frentes oceânicas utilizamos o modelo de interação micro-ondas com o oceano M4S. O desenvolvimento teórico no qual se baseia o modelo M4S é apresentado em Romeiser e Alpers (1997) e Romeiser et al. (1997). Basicamente, o M4S é um conjunto de rotinas numéricas que simulam o imageamento em micro-ondas radar de feições oceânicas de superfície associadas, ou moduladas, pelo campo de corrente superficial e pelas variações do campo de vento. Esses campos variáveis de correntes e de ventos na superfície do oceano modulam o espectro de ondas de superfície e alteram via



modulação hidrodinâmica e modulação aerodinâmica do vento, incorporados no modelo, os valores de sigma zero nas imagens SAR. O M4S pode ser usado para simular imagens oceânicas SAR em várias bandas, polarizações e configurações de ângulos de incidência. Entre as limitações do modelo, pode-se apontar que seus resultados são mais confiáveis para ângulos de incidência entre 20° e 40°.

O modelo M4S inicia com a especificação de dois arquivos mandatários: os campos de corrente superficial e os campos de vento a 10 m de altura, considerando-se uma estratificação atmosférica neutra. Neste trabalho, foram utilizados apenas os dados de entrada mandatários, muito embora o modelo possibilite a utilização de outros dados de entrada como, por exemplo, batimetria e o sigma zero da superfície terrestre.

O primeiro módulo do modelo, denominado M4Sw320, utiliza os dados de corrente e vento para o cálculo do espectro de ondas variável no espaço. Segundo Romeiser (2008), essa conversão é realizada mediante a integração da equação de balanço de ação em cada componente relevante do espectro de onda superficial bidimensional para cada ponto da grade. O espectro de onda escolhido foi o EE, segundo resultados apresentados na Seção 4.2, e a função fonte foi a Função Fonte Quadrática Limitada, desenvolvida por Wensink et al. (1999). Essa função fonte foi escolhida por limitar o decaimento de ondas nas regiões com baixas velocidades de vento. Não foi considerado o fenômeno de arrebatamento de onda, visto que sua parametrização está ainda em estágio experimental.

O segundo módulo do modelo, denominado M4Sr320, é o módulo radar. Os espectros de onda obtidos na primeira etapa são utilizados como dados de entrada para esse módulo e, conjuntamente com as configurações do sistema sensor (frequência, polarização, altitude e velocidade da plataforma, NEV, ruído inerente do sistema sensor) e características do imageamento (ângulo de incidência, direção de visada e direção de deslocamento da plataforma), são utilizados para computar as seguintes matrizes de saída:

- Matrizes de sigma zero, considerando apenas a contribuição do modelo de espalhamento Bragg;

- Matrizes de sigma zero, considerando a contribuição do Modelo Melhorado de Superfície Compósita desenvolvido por Romeiser et al. (1997) e Romeiser e Alpers (1997);
- Matrizes de sigma zero, considerando a contribuição do Modelo Melhorado de Superfície Compósita e artefatos do mecanismo de imageamento SAR (deslocamento azimutal e borramento);
- Matrizes de sigma zero com a inclusão da contribuição do Modelo Melhorado de Superfície Compósita, de artefatos do mecanismo de imageamento SAR e ruído *speckle*

Este módulo também gera outros produtos, relacionados com o SAR interferométrico, como, por exemplo, as matrizes de diferença de fase e interferograma. De acordo com Romeiser (2014), por meio do SAR interferométrico é possível medir diretamente corrente superficial com uma resolução de 1 km ou maior. Porém, nesse estudo foram utilizadas apenas as matrizes de sigma zero considerando a contribuição do Modelo Melhorado de Superfície Compósita e incluindo artefatos do mecanismo de imageamento SAR. Essas matrizes foram armazenadas em arquivos binários (.bin), que foram posteriormente abertos no aplicativo ENVI, onde as matrizes foram convertidas em ASCII. Os arquivos ASCII foram, então, abertos e processados no MATLAB.

A sequência de processos que representam a utilização do software M4S é apresentada no Fluxograma da Figura 3.6.

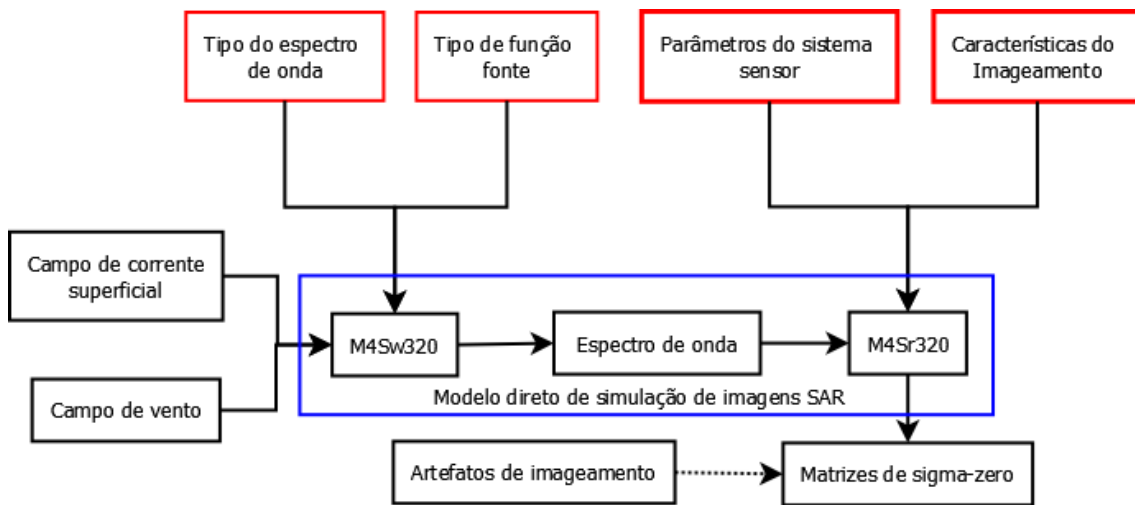


Figura 3. 6 - Fluxograma do funcionamento do software M4S.

### 3.6.2 Resposta do modelo numérico de interação da radiação eletromagnética com a superfície do mar

Conforme visto na fundamentação teórica, o modelo M4S permite a utilização de dois espectros diferentes de altura de onda, um desenvolvido por Romeiser et al. (1997) e outro por Elfouhaily et al. (1997). A escolha do espectro de altura de onda a ser utilizado nas simulações com o Modelo M4S se baseou em testes preliminares, os quais foram comparados com valores de sigma zero obtidos pelo modelo geofísico CMOD4. Esses experimentos tiveram como objetivo a escolha do espectro de onda mais adequado a ser utilizado nas demais simulações.

O modelo geofísico CMOD4 foi desenvolvido por Stoffelen e Anderson (1997) e permite a extração da direção e intensidade do vento a 10 metros da superfície do oceano, considerando-se atmosfera neutra. O modelo geofísico em questão foi desenvolvido e validado utilizando dados do escaterômetro ERS-1, que opera na banda C e com polarização VV, e medidas em campo obtidas por aeronaves e navios. O modelo CMOD4 relaciona o valor do sigma zero ( $\sigma_0$ ) com a velocidade do vento (V), com a direção do vento em relação ao feixe de radar ( $\phi$ ) e com o ângulo de incidência do feixe do radar ( $\theta$ ).

$$\sigma_0 = b_0(1 + b_1 \cos \phi + b_3 \tan b_2 \cos 2\phi)^{1,6} \quad (3.8)$$

Os coeficientes  $b_0$ ,  $b_1$ ,  $b_2$  e  $b_3$  são dependentes do ângulo de incidência e da velocidade do vento e podem ser encontrados em Stoffelen e Anderson (1997).

O modelo geofísico CMOD4 foi implementado no MATLAB de forma que, a partir da velocidade do vento, do ângulo entre a direção do vento em relação ao feixe de radar e do ângulo de incidência, fossem obtidos valores de sigma zero para a banda C (frequência 5,33 GHz), considerando uma polarização do tipo VV. Os testes avaliaram os resultados nas direções *downwind* ( $\phi = 180^\circ$ ), *crosswind* ( $\phi = 90^\circ$  e  $\phi = 270^\circ$ ) e *upwind* ( $\phi = 0^\circ$ ), para duas intensidades de vento ( $5 \text{ ms}^{-1}$  e  $10 \text{ ms}^{-1}$ ) e para ângulos de incidência de  $30^\circ$  e  $45^\circ$ . Assim, no total, foram produzidas 12 simulações baseadas no modelo geofísico CMOD4.

Utilizando campos de corrente nulos e campos de vento uniformes e constantes no tempo, os testes descritos acima foram realizados no modelo M4S, primeiramente com o ER e, em seguida, com o EE. Para alcançar esse objetivo, foram necessárias 24 simulações com o modelo em questão.

À exemplo dos testes com o modelo CMOD4, todas as simulações foram realizadas para a banda C, e polarização VV. Os valores de mínimo comprimento de onda Bragg utilizados foram de 0,056 m para o ângulo de  $30^\circ$  e de 0,040 m para o ângulo de  $45^\circ$  (Ver Equação 2.14). A função fonte escolhida foi a Função Fonte Quadrática Limitada definida por Wensink et al. (1999) e as simulações foram realizadas para as configurações do sistema sensor ENVISAT.

As simulações, além de terem sido utilizadas para analisar qual dos modelos de onda apresentava melhores resultados na comparação com CMOD4, também foram empregadas na análise da resposta do modelo em relação à influência do ângulo de incidência, velocidade do vento e as diferentes direções do vento em relação ao feixe de radar.

### 3.6.3 Influência da modulação hidrodinâmica e da instabilidade atmosférica na visualização da frente térmica da Corrente do Brasil em imagens SAR

#### 3.6.3.1 Influência da Modulação Hidrodinâmica

A influência que a modulação hidrodinâmica (Ver Seção 2.3) tem na modulação dos valores de NRSC para a região frontal da CB em imagens SAR foi analisada por meio de simulações com o modelo M4S. Essas simulações buscaram, primeiramente, avaliar como a modulação do sigma zero responde ao fenômeno de cisalhamento das correntes de superfície presente na região frontal da CB. Posteriormente, avaliou-se a resposta do modelo a outro fenômeno comumente presente nas regiões frontais: o fenômeno de divergência/convergência das correntes superficiais.

Os campos de corrente utilizados como entrada para o modelo eram campos sintéticos e sua elaboração teve como base os valores típicos de cisalhamento e divergência encontrados por meio da metodologia descrita na seção 3.5.

Os campos de corrente superficial sintéticos foram parametrizados seguindo expressão matemáticas dadas por Askari et al. (1997). Essa metodologia decompõe o gradiente de corrente superficial em duas componentes: uma normal e outra paralela a frente térmica, conforme a expressão:

$$(u_x, u_y) = u_0 + \left[ \frac{\delta u}{2} \tanh\left(\frac{x - x_c}{\delta x_c}\right) \right] \quad (3.9)$$

Onde  $u_x$  corresponde à componente da corrente normal a frente térmica e  $u_y$  a componente paralela. Os termos  $u_0$  e  $\delta u$  são constantes que representam, respectivamente, a média e a variação da velocidade da corrente;  $x_c$  representa a localização da frente no eixo  $x$  e  $\delta x_c$  representa a largura em metros sobre a qual a variação da corrente se estende.

O primeiro experimento levou em consideração apenas o fenômeno de cisalhamento da corrente superficial, utilizando nas simulações um valor de cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ .

Os valores de média e variação da velocidade da corrente (respectivamente,  $u_0$  e  $\delta u$  na Equação 3.9) foram escolhidos de modo a chegar ao valor de cisalhamento desejado. Os valores dos parâmetros em questão podem ser observados na Tabela 3.7 (Experimento 1). Com base em Lorenzetti et al. (2009), assumiu-se o valor de  $\delta x_c$  igual a 5.000 m como representativo da largura sobre a qual a variação da corrente se estende. Quanto ao local onde a frente de corrente foi centrada  $x_c$ , foram utilizados valores distintos para cada sensor: de 18.500 m para as imagens ENVISAT (imagens 3 e 4), e de 12.500 m para as imagens RADARSAT-1 (imagens 1 e 2).

A adição do fenômeno de divergência aos testes se deu de forma diferente para cada uma das imagens selecionadas. As imagens 2 e 3 foram submetidas a uma divergência negativa com valor de  $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , visto que essas imagens apresentavam assinaturas claras na região frontal (indicando convergência); enquanto que as Imagens 1 e 4 foram submetidas a divergência positiva com valor de  $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , visto a presença de assinaturas escuras na região frontal (indicando divergência). Os valores adotados de média e variação da velocidade da corrente (respectivamente,  $u_0$  e  $\delta u$  na Fórmula 3.9) podem ser vistos na Tabela 3.7 (Experimento 2). Os valores escolhidos para representar  $\delta x_c$  e  $x_c$  foram os mesmos utilizados no primeiro experimento.

Os valores de divergência utilizados anteriormente apresentavam magnitude da ordem de  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , valor inferior ao utilizado por outros autores em simulações SAR de regiões frontais oceânicas (UFERMANN; ROMEISER, 1999; KUDRYAVTSEV et al., 2005). Considerando que nossos valores de cisalhamento e divergências são apenas estimativas derivadas de dados coletados em datas diferentes daquelas das imagens, ou resultados de modelos, optou-se pela realização de simulações adicionais, utilizando valores de divergência maiores em uma ordem de magnitude ( $10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ). Foi considerada uma divergência de  $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  para as imagens 2 e 3 e outra de  $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  para as imagens 1 e 4. Os valores de média e variação da velocidade da corrente (respectivamente,  $u_0$  e  $\delta u$  na Fórmula 3.9) adotados para atingir o valor de divergência esperado, podem ser vistos na Tabela 3.7 (Experimento 3). Os valores escolhidos de  $\delta x_c$  e de  $x_c$  foram os mesmos utilizados nos experimentos anteriores.

Tabela 3. 7 - Valores de média e variação da velocidade da corrente (respectivamente,  $\mathbf{u}_0$  e  $\delta\mathbf{u}$  na Equação 3.8) escolhidos para parametrizar o campo de corrente para as simulações considerando apenas o cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (Exp. 1), considerando o cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e a divergência de  $\pm 3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (Exp. 2) e considerando o cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e a divergência de  $\pm 1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  (Exp. 3).

		$u_{0x} (\text{ms}^{-1})$	$u_{0y} (\text{ms}^{-1})$	$\delta u_x (\text{ms}^{-1})$	$\delta u_y (\text{ms}^{-1})$
<b>Experimento 1</b>	Todas as imagens	0,0	-0,4	0,0	-0,2
<b>Experimento 2</b>	Imagens 1 e 4	0,225	-0,4	0,15	-0,2
	Imagens 2 e 3	-0,225	-0,4	-0,15	-0,2
<b>Experimento 3</b>	Imagens 1 e 4	0,35	-0,4	0,5	-0,2
	Imagens 2 e 3	-0,35	-0,4	-0,5	-0,2

Estas simulações empregaram campos de vento sintéticos, com velocidade do vento constante. A utilização de campos de vento invariável foi necessária para que sua influência sobre os resultados fosse menor, visto que a modulação hidrodinâmica era o ponto de interesse para as simulações executadas nessa etapa.

O valor de velocidade do vento utilizado para as simulações foi retirado dos dados QuikScat adquiridos em horário próximo a aquisição das imagens SAR. Foram extraídas a intensidade média e a direção preferencial do vento na área de interesse para construção dos campos sintéticos de vento. As simulações foram estruturadas de modo a reproduzir as características ambientais e os padrões de imageamento encontrados em cada uma das imagens SAR selecionadas. A Tabela 3.8 contem as informações referentes à intensidade média do vento observada por meio dos dados QuikScat ( $U_{\text{média}}$ ), à direção de origem do vento tendo como referência o norte ( $\alpha$ ) em sentido horário, à direção de destino do vento em relação ao eixo  $x$  ( $\beta$ ) em sentido anti-horário, à direção de origem do vento em relação ao feixe do radar ( $\emptyset$ ) em sentido anti-horário, e à velocidade do vento decomposta nas componentes perpendicular ( $U_x$ ) e paralela ( $U_y$ ) a frente térmica, para todas as quatro imagens SAR selecionadas. Notar que as direções  $x$  e  $y$  representam, respectivamente, as direções perpendiculares e paralelas à frente da corrente em análise.

Tabela 3. 8 - Informações sobre a intensidade e a direção dos dados QuikScat no momento da aquisição das imagens SAR.

<b>Imagem</b>	<b><math>\alpha</math> (graus)</b>	<b><math>\beta</math> (graus)</b>	<b><math>\phi</math> (graus)</b>	<b><math>U_{médio}</math> (ms<sup>-1</sup>)</b>	<b><math>U_x</math> (ms<sup>-1</sup>)</b>	<b><math>U_y</math> (ms<sup>-1</sup>)</b>
1*	352	329	90	5,86	5,02	-3,02
2*	148	124	131	5,84	-3,26	4,84
3**	261	37	180	6,5	5,19	3,91
4**	39	273	240	7,42	0,39	-7,41

\* - RADARSAT-1; \*\* - ENVISAT.

Os ângulos de incidência central nas áreas de interesse nas imagens SAR eram de 40,7°, 24,8°, 34,7° e 18,9° para as Imagens 1, 2, 3 e 4, respectivamente. As simulações assumiram ângulos de incidência fixos. No caso da imagem 4, o ângulo de 18,9° (< 20°) foi substituído pelo valor de 20°, em decorrência de limitações do modelo M4S que aceita ângulos de incidência de no mínimo 20°. Os comprimentos mínimos de onda Bragg utilizados para as Imagens 1, 2, 3 e 4 foram, respectivamente, 0,043 m, 0,067 m, 0,049 m e 0,083 m.

As Figuras 3.7, 3.8, 3.9 e 3.10 contêm os gráficos que resumem os campos sintéticos de corrente e de vento utilizados nos experimentos relacionados às imagens 1, 2, 3 e 4, respectivamente.



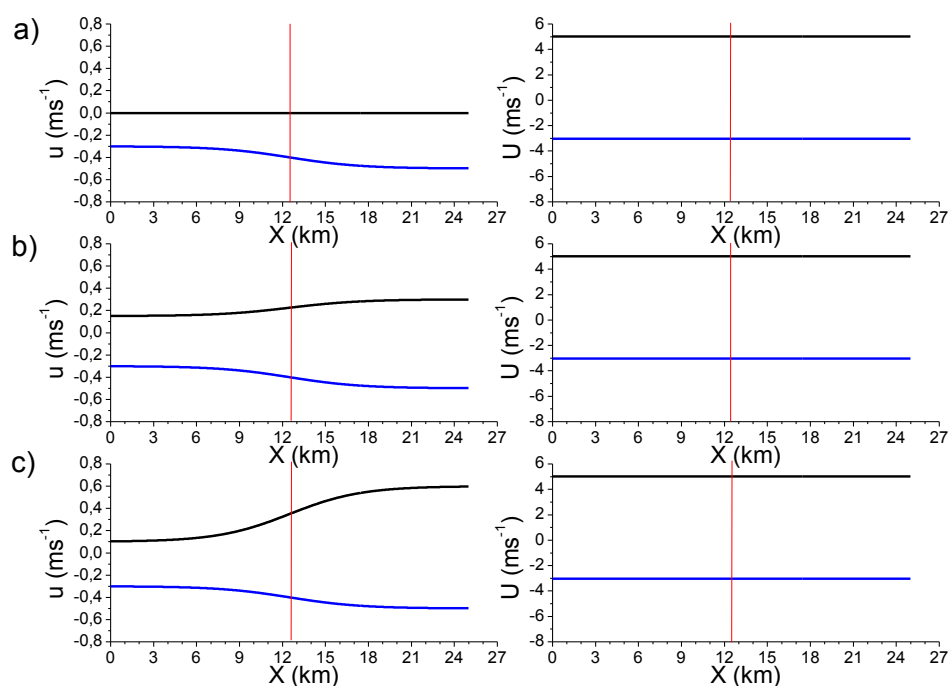


Figura 3. 7 - Gráficos que resumem os campos sintéticos de corrente e de vento utilizados nos experimentos relativos à imagem 1. Os gráficos à esquerda representam os campos de corrente superficial e os à direita os campos de vento. A linha vermelha vertical indica o local onde a frente de corrente e de vento foi centrada; a coluna à esquerda da linha corresponde à região externa da CB (plataforma continental) e a coluna à direita à região interna da CB. a) Campo de corrente levando em conta apenas o fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante; b) fenômeno de divergência ( $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante; c) fenômeno de divergência ( $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante. A linha preta indica a componente perpendicular à frente térmica e a azul a componente paralela.

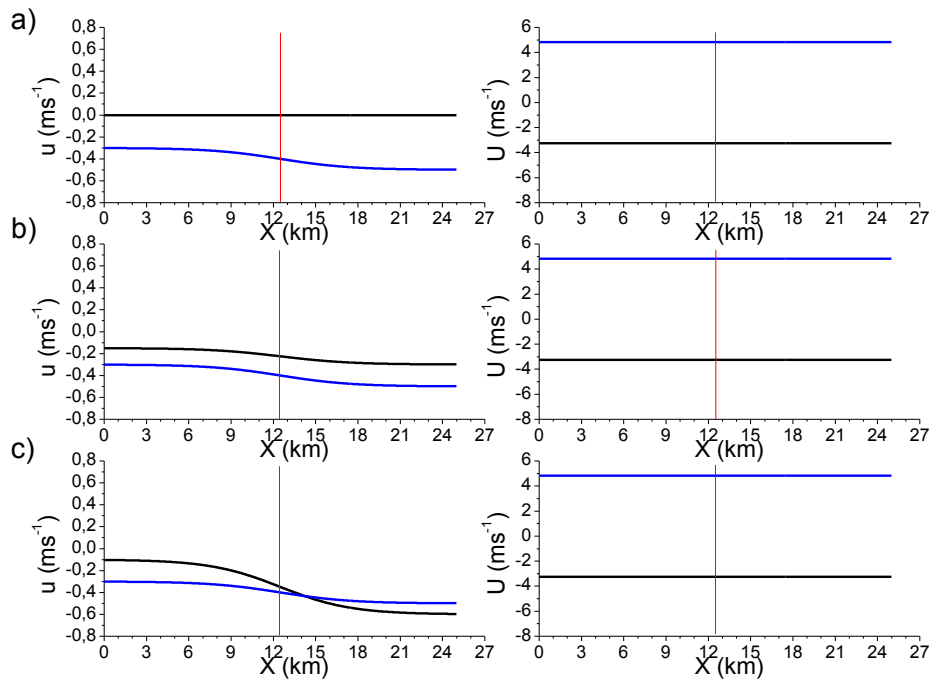


Figura 3. 8 - O mesmo que para Fig. 3.7, porém para os experimentos relativos à imagem 2. a) Campo de corrente levando em conta apenas o fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante; b) fenômeno de divergência ( $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante; c) fenômeno de divergência ( $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante.

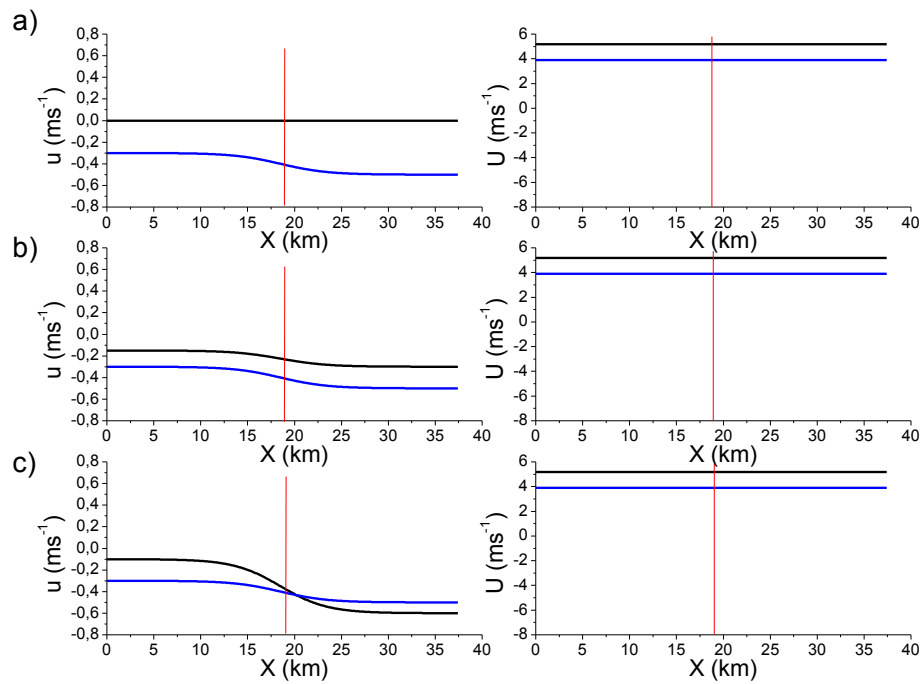


Figura 3. 9 - O mesmo que para Figura 3.7, porém para os experimentos relativos à imagem 3. a) Campo de corrente levando em conta apenas o fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante; b) fenômeno de divergência ( $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante; c) fenômeno de divergência ( $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante.

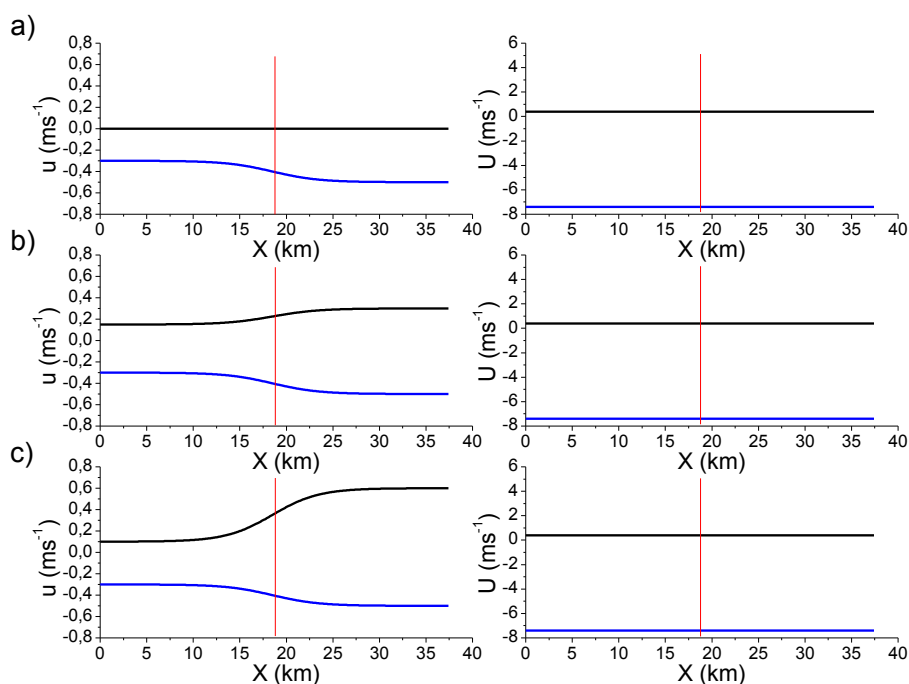


Figura 3. 10 - O mesmo que para Figura 3.7, porém para os experimentos relativos à imagem 4. a) Campo de corrente levando em conta apenas o fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante; b) fenômeno de divergência ( $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante; c) fenômeno de divergência ( $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento constante.

### 3.6.3.2 Influência da Modulação por Instabilidade Atmosférica

A bateria seguinte de testes avaliou a influência das alterações na estabilidade da CLA sobre a modulação do sinal e seu efeito na visualização da frente térmica da CB em imagens SAR. Nesta etapa foram utilizadas apenas as Imagens 2 e 3, por apresentarem aumento do sigma zero na região frontal conforme o padrão de assinatura descrito na literatura e atribuído a instabilidade na CLA (UFERMANN; ROMEISER, 1999; ROBINSON, 2004; KUDRYAVTSEV et al., 2005).

Foram, então, realizadas simulações com campo de vento sintético variável no espaço. A variação do vento na área de estudo foi calculada por meio da metodologia aplicada por Ufermann e Romeiser (1999). Essa metodologia consiste em calcular o aumento na velocidade do vento em regiões frontais a partir do aumento do valor do sigma zero observado nessas áreas, utilizando simulações do próprio modelo M4S.

Para o cálculo da variação do sigma zero na região frontal, foram selecionados onze transectos perpendiculares à frente termal na imagem SAR real, com extensão de 25 km para a imagem 2, e 37,5 km para a imagem 3. Para reduzir o ruído *speckle*, foi calculado o valor mediano desses onze perfis escolhidos aplicando-se, ao perfil resultante, um filtro de médias. Ao perfil da imagem RADARSAT-1 (imagem 2) foi aplicado um filtro de média com janela de cinco pixels, uma vez que essa imagem possuía um NEV original menor e, conseqüentemente, um ruído maior. Já ao perfil da imagem ENVISAT (imagem 3), que continha um NEV maior, foi aplicado um filtro com janela de três pixels.

Na seqüência da metodologia, o decaimento linear do sigma zero em função da variação do ângulo de incidência foi removido. Assim, os valores de sigma zero do perfil de interesse puderam ser divididos em função de sua localização: na região interior ou exterior da CB. Para cada uma dessas regiões foi calculada a média dos valores de sigma zero. Na imagem 2 os valores foram -7,19 dB para região interna da CB, e -9,56 dB para região externa. A imagem 3 apresentou valores de -15,25 dB para a região interna da CB, e de -16,72 dB para a região externa.

Na Figura 3.11 é possível se observar a discrepância entre os valores de sigma zero observados nas regiões interna e externa da CB, que se apresentam em classes de valores bem distintas.

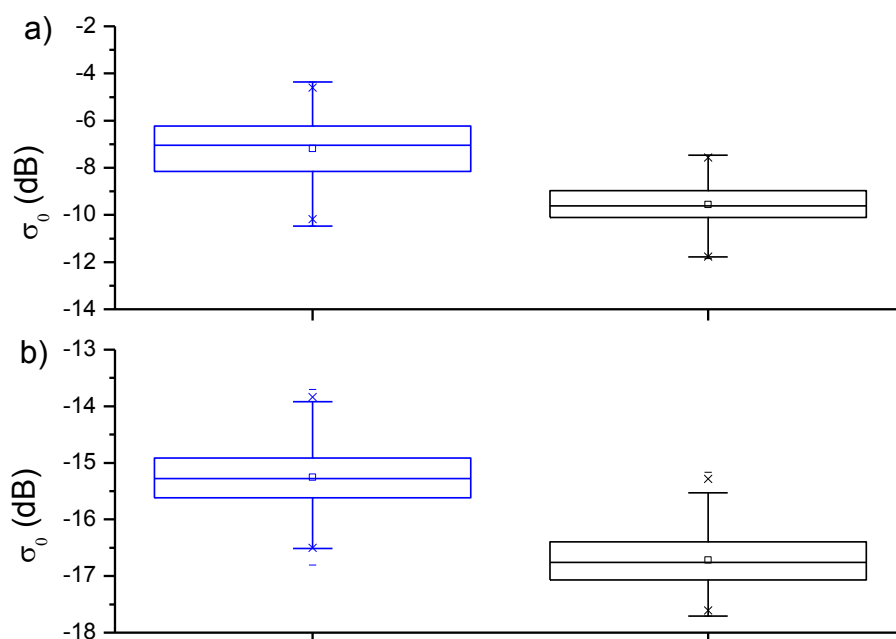


Figura 3. 11 - Diagrama de caixa mostrando o comportamento do conjunto de valores de sigma zero da região externa (em preto) e interna (em azul) da CB. a) diagramas de caixa correspondente à imagem 2; e b) correspondente à imagem 3.

A diferença de sigma zero encontrada entre as duas regiões foi de 2,37 dB para a imagem 2 e de 1,46 dB para a imagem 3; esse último valor se mostrou próximo da diferença de sigma zero (de aproximadamente 1,4 dB) encontrada por Ufermann e Romeiser (1999) para as regiões externa e interna da Corrente do Golfo, utilizando imagens do SIR-C/X-SAR com frequência de 5,30 GHz (banda C), e polarização VV. Essa diferença no sigma zero foi convertida em diferença de velocidade do vento por meio de simulações posteriores, realizadas com o modelo M4S.

Foram realizadas dez simulações com campo de vento constante para cada uma das imagens, sendo que a cada nova simulação o valor do vento era alterado. Os experimentos se iniciaram com vento constante de  $4 \text{ ms}^{-1}$ , aumentando  $1 \text{ ms}^{-1}$  a cada nova simulação, até atingir o valor de  $13 \text{ ms}^{-1}$ . Foram utilizados os mesmos parâmetros de imageamento empregados nos experimentos que avaliaram os efeitos da modulação hidrodinâmica para as Imagens 2 e 3.

Os resultados das simulações foram organizados nos gráficos apresentados na Figura 3.12. O valor zero presente no eixo y, que corresponde ao valor de sigma zero de -12,21 dB obtido pela simulação realizada com o modelo M4S para a imagem 2, está associado a velocidade do vento média na área de interesse de 5,84 ms<sup>-1</sup>. Para a imagem 3, esse valor foi de -15,17 dB e está associado a velocidade média do vento de 6,5 ms<sup>-1</sup>. A análise do gráfico da Figura 3.12a mostra que um incremento de 2,37 dB no sigma zero corresponderia a um aumento na velocidade do vento de 5,84 ms<sup>-1</sup> para 10 ms<sup>-1</sup>, assumindo-se as condições ambientais, de imageamento e do sistema sensor da imagem 2, e considerando-se uma estratificação atmosférica neutra. Já a análise do gráfico da Figura 3.12b mostra que um incremento de 1,46 dB, correspondente a um aumento na velocidade do vento de 6,5 ms<sup>-1</sup> para 9,1 ms<sup>-1</sup> nas condições presentes durante a aquisição da imagem 3 e considerando-se uma estratificação atmosférica neutra.

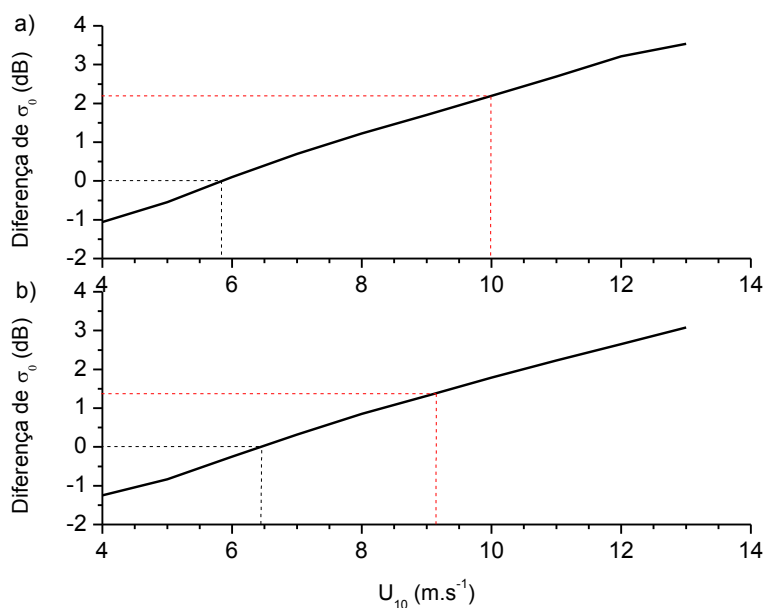


Figura 3. 12 - Valores simulados de sigma zero para diferentes velocidades de vento calculadas com o modelo M4S. A linha tracejada preta indica o valor de sigma zero correspondente à intensidade e direção média do vento na área de estudo; a linha tracejada vermelha indica a intensidade do vento correspondente ao aumento de sigma zero observado na região frontal. a) Simulação para a imagem 2; e b) Simulação para a imagem 3.

Os campos sintéticos de vento variáveis no espaço foram parametrizados seguindo a expressão dada por Askari et al. (1997), a mesma utilizada para parametrizar os campos

de corrente superficial. Os gradientes de vento foram decompostos em duas componentes: uma normal e outra paralela à frente térmica, conforme

$$(U_x, U_y) = U_0 + \left[ \frac{\delta U}{2} \tanh \left( \frac{x - x_w}{\delta x_w} \right) \right] \quad (3.10)$$

Onde as constantes  $U_0$  e  $\delta U$  representam, respectivamente, a média e a variação da velocidade do vento a 10 m, considerando-se estratificação atmosférica neutra,  $x_w$  representa a localização da frente de vento no eixo  $x$  e  $\delta x_w$  a largura em metros sobre a qual a variação do vento se estende.

Para a imagem 2, conforme já visto anteriormente, o ângulo entre o vento e o eixo  $x$  foi de  $124^\circ$ . Assim, a componente perpendicular a frente térmica ( $U_x$ ) variou de  $-3,26 \text{ ms}^{-1}$  a  $-5,59 \text{ ms}^{-1}$ , enquanto a componente paralela ( $U_y$ ) variou de  $4,84 \text{ ms}^{-1}$  a  $8,29 \text{ ms}^{-1}$ . Já para a imagem 3, com um ângulo de  $37^\circ$  entre o vento e o eixo  $x$ , a componente perpendicular ( $U_x$ ) da frente térmica variou de  $5,19 \text{ ms}^{-1}$  a  $7,27 \text{ ms}^{-1}$  e a componente paralela ( $U_y$ ) de  $3,91 \text{ ms}^{-1}$  a  $5,48 \text{ ms}^{-1}$ . Os valores de média e variação da velocidade do vento (respectivamente,  $U_0$  e  $\delta U$  na Equação 3.10), foram adotados de maneira a atingir a variação desejada de velocidade do vento na região frontal durante a aquisição das imagens 2 e 3, são apresentados na Tabela 3.9.

Tabela 3. 9 - Valores de média e variação da velocidade do vento (respectivamente,  $U_0$  e  $\delta U$  na Equação 3.10) escolhidos para parametrizar os campos de vento variados no espaço.

<b>Imagem</b>	<b><math>U_{0x}(\text{ms}^{-1})</math></b>	<b><math>U_{0y}(\text{ms}^{-1})</math></b>	<b><math>\delta U_x(\text{ms}^{-1})</math></b>	<b><math>\delta U_y(\text{ms}^{-1})</math></b>
2	4,43	6,57	-2,33	3,45
3	6,23	4,70	2,08	1,57

O primeiro conjunto de simulações com campo de vento variável foi realizado com campo de corrente nulo. Posteriormente, duas outras rodadas de simulações foram realizadas para cada uma das imagens, considerando conjuntamente o fenômeno de



cisalhamento e divergência da corrente: O primeiro conjunto de simulações considerou uma divergência de  $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e um cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e o segundo assumiu uma divergência de  $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  e um cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . As Figuras 3.13 e 3.14 resumem os campos de corrente superficial e de vento utilizados nas simulações que buscaram avaliar a influência da alteração na estabilidade da CLA na modulação do sigma zero em regiões frontais.

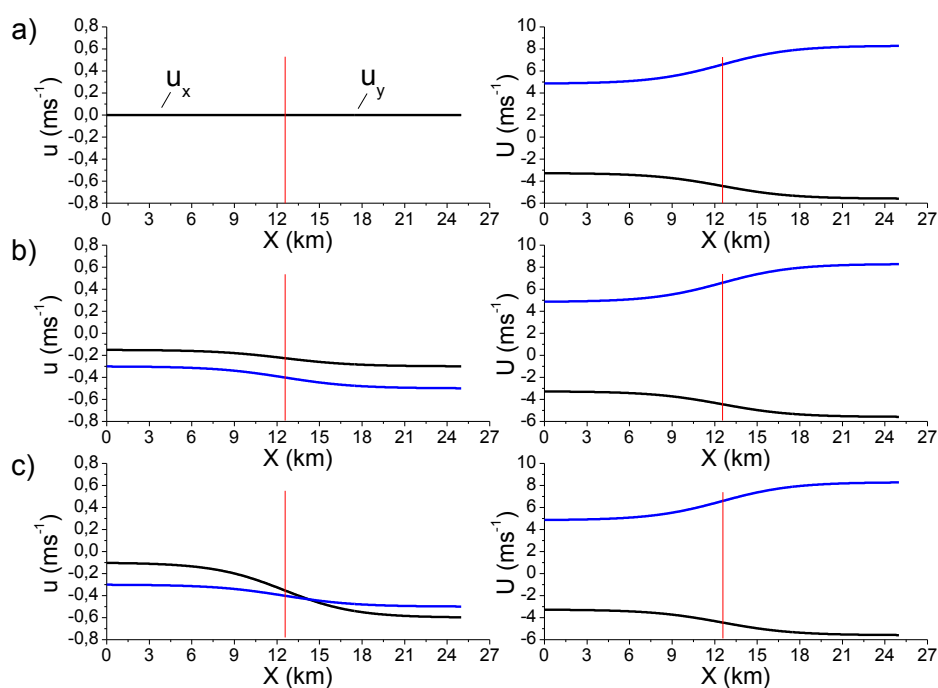


Figura 3. 13 - Gráficos que resumem os campos sintéticos de corrente e de vento utilizados nos experimentos relativos à imagem 2. Os gráficos à esquerda representam os campos de corrente superficial e à direita os campos de vento. As linhas vermelhas verticais indicam o local onde a frente de corrente e de vento foi centrada; a coluna à esquerda da linha vermelha corresponde à região externa da CB (plataforma continental) e a coluna à direita à região interna da CB. a) Campo de corrente nulo e campo de vento variado; b) fenômeno de divergência ( $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento variado; c) fenômeno de divergência ( $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento variado. A linha preta indica a componente perpendicular à frente térmica e a azul a componente paralela.

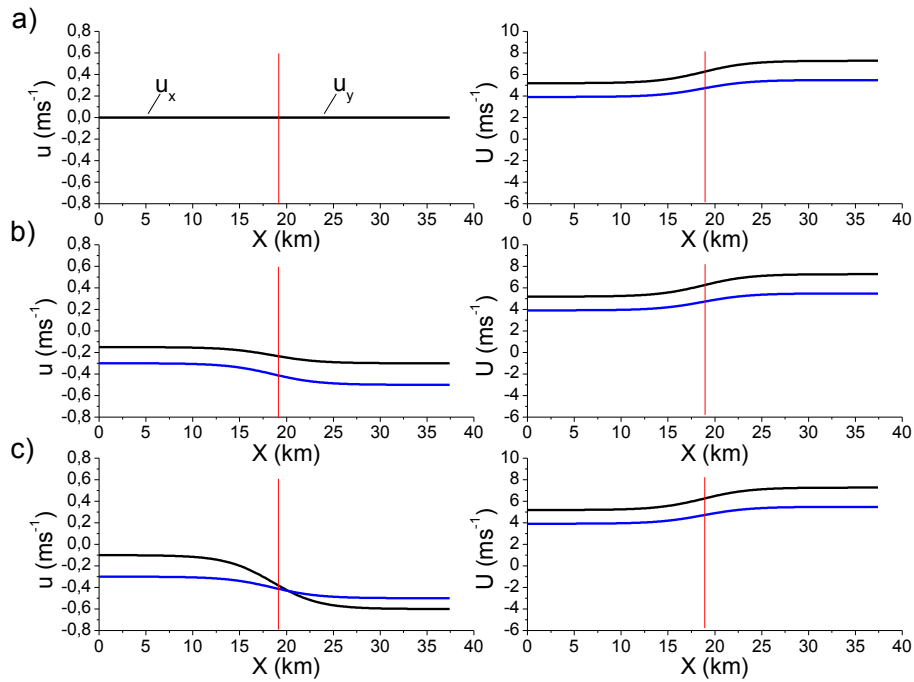


Figura 3. 14 - O mesmo que para Figura 3.13, porém para os experimentos relativos à imagem 3. a) Campo de corrente nulo e campo de vento variado; b) fenômeno de divergência ( $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento variado; c) fenômeno de divergência ( $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e vento variado.

Todos os experimentos descritos nessa seção foram repetidos modificando-se a parametrização da taxa de relaxação. No primeiro caso, chamado de Ajuste 1, a largura da componente direcional  $\Delta(k)$  da função de espalhamento utilizada para modular a taxa de relaxação foi multiplicada por um fator de 0,2 e a magnitude da taxa de relaxação foi multiplicada por um fator de 0,12. A componente direcional da função de espalhamento é representada por  $\Delta(k)$  e pode ser encontrada na Equação 2.6. A diminuição da largura da componente direcional aumenta a contribuição das ondas para direções mais afastadas da direção do vento. Testes preliminares indicaram que a diminuição da largura da componente direcional da função de espalhamento resultava no aumento do sinal da anomalia na região frontal. O segundo caso, chamado de Ajuste 2, realizou-se apenas a multiplicação da magnitude da taxa de relaxação pelo fator 0,12. Este último ajuste foi utilizado por Brandt et al. (1999) envolvendo simulações para o estudo de ondas internas solitárias (*solitons* em inglês). A Tabela 3.10 contém o resumo dos ajustes utilizados.

Tabela 3. 10 - Resumo dos ajustes utilizados nas simulações. O Fator 1 refere-se ao fator que multiplica a largura da componente direcional da função de espalhamento e o Fator 2 ao fator que multiplica a magnitude da taxa de relaxação.

	<b>Fator 1</b>	<b>Fator 2</b>
<b>Ajuste 1</b>	0,2	0,12
<b>Ajuste 2</b>	-	0,12

### **3.6.4 Influência da polarização, frequência e direção do vento na visualização da frente térmica da Corrente do Brasil em imagens SAR**

Essa etapa visou analisar os efeitos das diferentes polarizações e frequências do sistema sensor, assim como o ângulo entre o feixe de radar e a direção do vento, sobre a modulação do sigma zero na região frontal. Para atingir esse objetivo foram realizadas novas simulações com o modelo M4S, utilizando diferentes polarizações (HH, VV, HV e VH), duas frequências (5,33 GHz, banda C e 1,27 GHz, banda L) e quatro direções do vento em relação ao sensor (*crosswind* 90° e 270°, *downwind* e *upwind*).

As simulações utilizaram apenas as Imagens 3 e 4. Essa escolha se baseou nos resultados das simulações anteriores, onde os melhores resultados foram obtidos com a utilização do Ajuste 2, e também pelos diferentes impactos que a modulação hidrodinâmica e a instabilidade na CLA apresentaram sobre cada imagem. A imagem 3 apresenta características que indicam a influência de modulação hidrodinâmica e de modulação por instabilidade na CLA. A imagem 4 mostrou apenas sinais de modulação hidrodinâmica.

Os campos sintéticos de corrente utilizados nas simulações levaram em conta o fenômeno da divergência e do cisalhamento, adotando valores de cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . Os valores divergência diferiram para cada imagem: para a imagem 3 assumiu-se divergência de  $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  (considerou-se convergência das correntes superficiais na região frontal); para a imagem 4 a divergência foi de  $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  (considerou-se divergência das correntes superficiais na região frontal).

Os diferentes ângulos entre a direção do vento e o feixe do radar foram obtidos mediante modificação da direção do vento, ou seja, a direção do feixe do radar foi mantida fixa. A direção do feixe do radar para a imagem 3 foi de  $37^\circ$  em relação ao eixo  $x$ ; para a imagem 4 essa direção foi de  $213^\circ$ .

Os campos sintéticos de vento utilizados nas simulações para a imagem 3 foram variados no espaço, tendo em vista a influência da modulação por instabilidade na CLA detectada anteriormente. Os campos sintéticos utilizados para as simulações da imagem 4 correspondiam a ventos constantes. O vento médio encontrado na área de estudo por meio dos dados QuikScat foi de  $7,42 \text{ ms}^{-1}$  para a data de aquisição da imagem 4. Assim, para as direções *downwind* e *upwind*, as componentes de velocidade do vento perpendicular à frente térmica ( $U_x$ ) assumiram valores de  $-6,22 \text{ ms}^{-1}$  e  $6,22 \text{ ms}^{-1}$ , respectivamente. As componentes paralelas  $U_y$  assumiram valores de  $-4,04 \text{ m.s}^{-1}$  e  $4,04 \text{ ms}^{-1}$ , respectivamente. Para a direção *crosswind*  $90^\circ$  e  $270^\circ$ ,  $U_x$  teve o valor de  $-4,04 \text{ ms}^{-1}$  e  $4,04 \text{ ms}^{-1}$  e  $U_y$  de  $6,22 \text{ ms}^{-1}$  e  $-6,22 \text{ ms}^{-1}$ , respectivamente.

Para a imagem 3, as simulações anteriores mostraram que a velocidade do vento variou de  $6,5 \text{ ms}^{-1}$  a  $9,1 \text{ ms}^{-1}$  na região frontal. Os campos sintéticos de vento foram parametrizados seguindo a expressão matemática dada por Askari et al. (1997), já apresentada na Equação 3.10. Para cada direção do vento foi necessária uma parametrização diferente para representação do campo de vento correspondente. Na Tabela 3.11 é possível encontrar os valores iniciais ( $U_{xi}$  e  $U_{yi}$ ) e finais ( $U_{xf}$  e  $U_{yf}$ ), a média ( $U_{0x}$  e  $U_{0y}$ ) e a variação ( $\delta U_x$  e  $\delta U_y$ ) das componentes do vento perpendicular ( $x$ ) e paralela ( $y$ ) à frente térmica.

Assim, para cada uma das imagens foram elaborados quatro experimentos com diferentes campos de vento para contemplar as diferentes direções de vento. As Figuras 3.15 e 3.16 sumarizam os campos de corrente e de vento utilizados nos experimentos.

Tabela 3. 11 - Valores iniciais e finais, a média e a variação das componentes do vento perpendicular e paralela à frente térmica para cada uma das direções do vento utilizados nas simulações relacionadas a imagem 3.

<b>Parâmetro</b>	<b><i>Upwind</i></b>	<b><i>Downwind</i></b>	<b><i>Crosswind 90°</i></b>	<b><i>Crosswind 270°</i></b>
<b><math>U_{xi}</math></b>	-5,19	5,19	3,91	-3,91
<b><math>U_{xf}</math></b>	-7,28	7,28	5,48	-5,48
<b><math>U_{yi}</math></b>	-3,91	3,91	-5,19	5,19
<b><math>U_{yf}</math></b>	-5,48	5,48	-7,28	7,28
<b><math>U_{0x}</math></b>	-6,23	6,23	4,70	-4,70
<b><math>U_{0y}</math></b>	-4,70	4,70	-6,23	6,24
<b><math>\delta u_x</math></b>	-2,09	2,09	1,57	-1,57
<b><math>\delta u_y</math></b>	-1,57	1,57	-2,09	2,09

Cada um dos experimentos descritos anteriormente foi repetido para as polarizações horizontal, vertical e cruzadas (HV e VH), e para as bandas C e L, totalizando, dessa forma, 32 experimentos para cada uma das imagens selecionadas. Os experimentos foram realizados para as configurações do sistema sensor ASAR do satélite ENVISAT (altitude, velocidade, resolução espacial, NEV, ruído inerente).

Os ângulos de incidência corresponderam aos ângulos centrais relativos à área de estudo; 34,7° para a imagem 3 e 20° para a imagem 4. O comprimento mínimo de onda Bragg utilizado para a imagem 3 foi de 0,049 m para a banda C e 0,20 m para a banda L. Para a imagem 4, o mínimo comprimento de onda Bragg foi de 0,082 m para a banda C e 0,35 m. para a banda L.

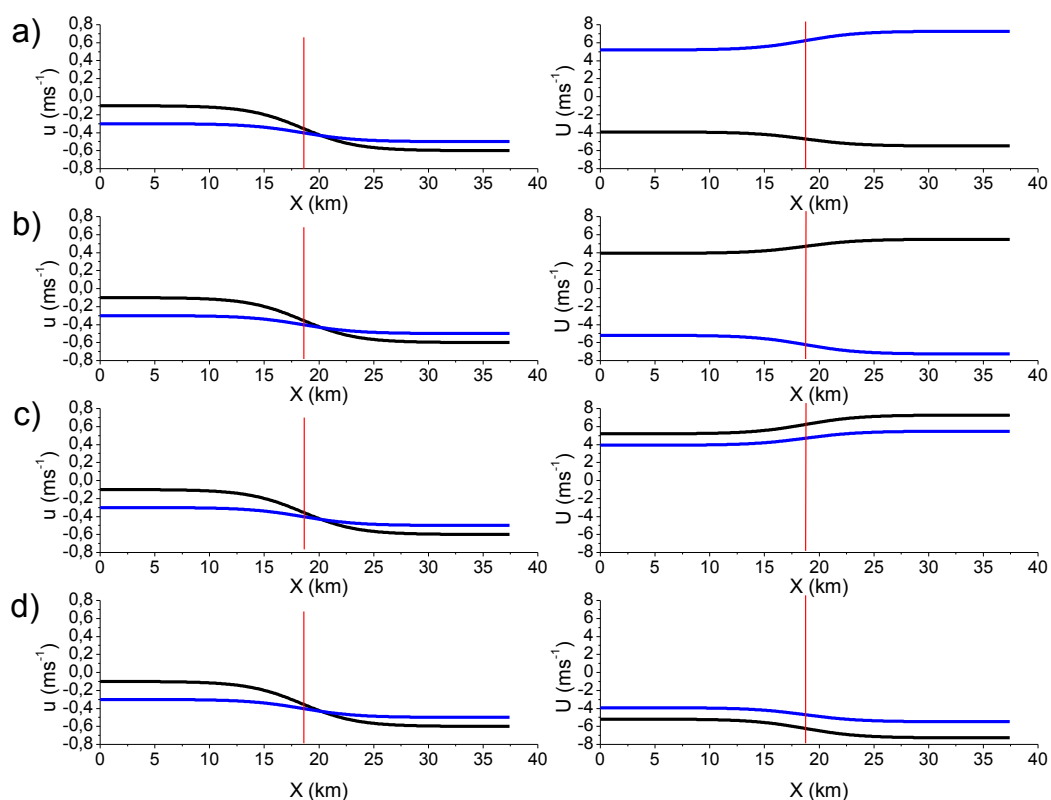


Figura 3. 15 - Gráficos que resumem os campos sintéticos de corrente e de vento utilizados nos experimentos relativos à imagem 3. Os gráficos à esquerda representam os campos de corrente superficial e à direita os campos de vento. As linhas vermelhas verticais indicam o local onde a frente de corrente e de vento foi centrada; a coluna à esquerda da linha vermelha corresponde à região externa da CB (plataforma continental) e a coluna à direita à região interna da CB. a) Campo de corrente levando em conta o fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e divergência ( $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e campo de vento variado com direção crosswind  $270^\circ$ ; b) fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e divergência ( $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e campo de vento variado com direção crosswind  $90^\circ$ ; c) fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e divergência ( $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e campo de vento variado com direção downwind; d) fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e divergência ( $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e campo de vento variado com direção upwind. As linhas pretas indicam a componente perpendicular a frente térmica e as azuis a componente paralela.

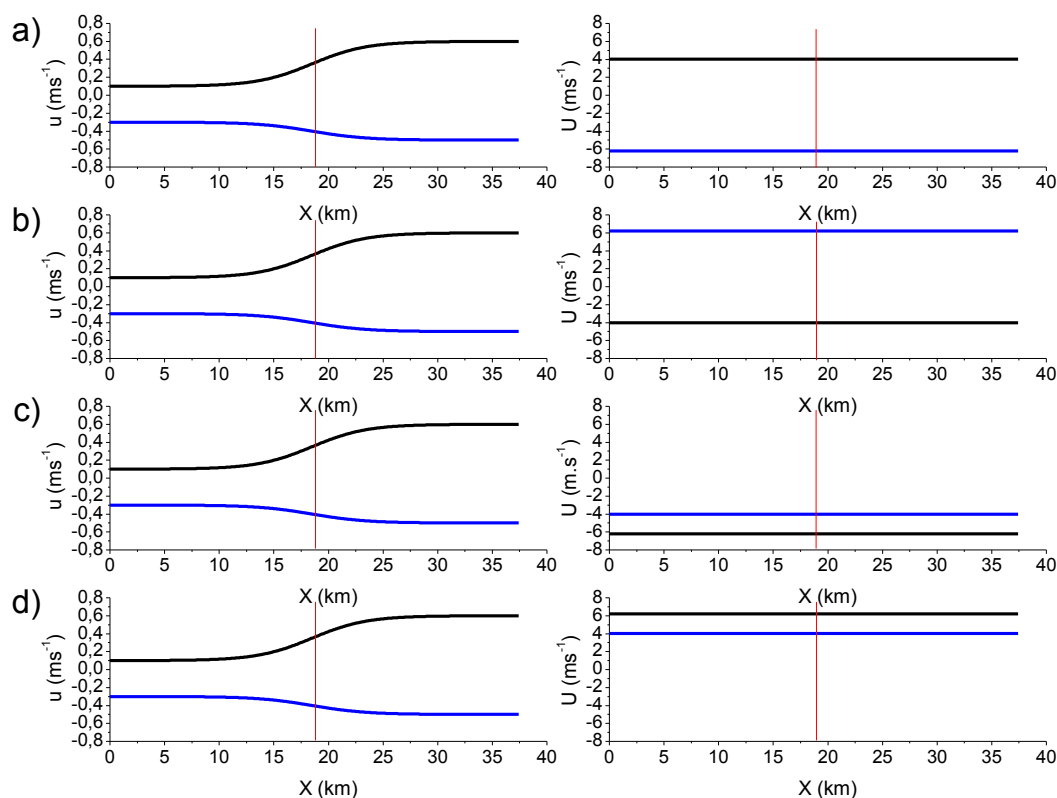


Figura 3. 16 - O mesmo que para Figura 3.15, porém para os experimentos relativos à imagem 4. a) Campo de corrente levando em conta o fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e divergência ( $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e campo de vento variado com direção crosswind  $270^\circ$ ; b) fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e divergência ( $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e campo de vento variado com direção crosswind  $90^\circ$ ; c) fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e divergência ( $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e campo de vento variado com direção downwind; d) fenômeno de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e divergência ( $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e campo de vento variado com direção upwind. As linhas pretas indicam a componente perpendicular a frente térmica e as azuis a componente paralela.

### 3.7 Avaliação dos resultados da modelagem numérica

A análise dos resultados baseou-se no cálculo das modulações do sigma zero para a região frontal das imagens SAR simuladas e reais. O cálculo da modulação envolveu, primeiramente, a escolha de onze linhas paralelas entre si e perpendiculares à frente termal nas imagens, com extensão de 25 km para as imagens RADARSAT e 37,5 km para as imagens ASAR.

A redução do ruído *speckle* foi obtida por meio do cálculo do valor mediano dos valores de sigma zero desses onze perfis escolhidos. Ao perfil resultante aplicou-se um filtro de média. Aos perfis das imagens RADARSAT foi aplicado um filtro de média com janela de cinco pixels. Para os perfis das imagens ENVISAT foi aplicado um filtro com janela de três pixels. Por último, foi realizada a remoção do decaimento linear do sigma zero em função da variação do ângulo de incidência.

Após esses procedimentos, a modulação do sigma zero, chamada de  $\sigma_0$ Relativo e que é dada em dB, foi calculada. O  $\sigma_0$ Relativo (Equação 3.11) consiste no logaritmo da divisão do sigma zero ( $\sigma_0$ ) de cada ponto do perfil (i) pelo sigma zero médio ( $\sigma_0$  médio) da região pertencente à plataforma continental.

$$\sigma_0\text{Relativo} = \log(\sigma_{0i}/\sigma_{0\text{médio}}) \quad (3.11)$$

O  $\sigma_0$ Relativo foi utilizado para comparar visualmente as imagens SAR simuladas com as reais, além de ser utilizado para analisar o quanto os parâmetros ambientais e do sistema sensor influenciaram na modulação do sigma zero na região frontal e, portanto, impactaram a visualização da frente térmica.

### **3.8 Fluxograma de atividades**

O fluxograma das principais etapas realizadas nesse trabalho é apresentado na Figura 3.17. O experimento 1, citado no fluxograma, corresponde às simulações realizadas para entender o impacto das modulações hidrodinâmica e por instabilidade na CLA na visualização da frente da CB em imagens SAR. O experimento 2 se refere às simulações realizadas a fim de analisar como as diferentes polarizações e frequências do sistema sensor, assim como o ângulo entre o feixe de radar e a direção do vento, impactam a modulação do sigma zero na região frontal.



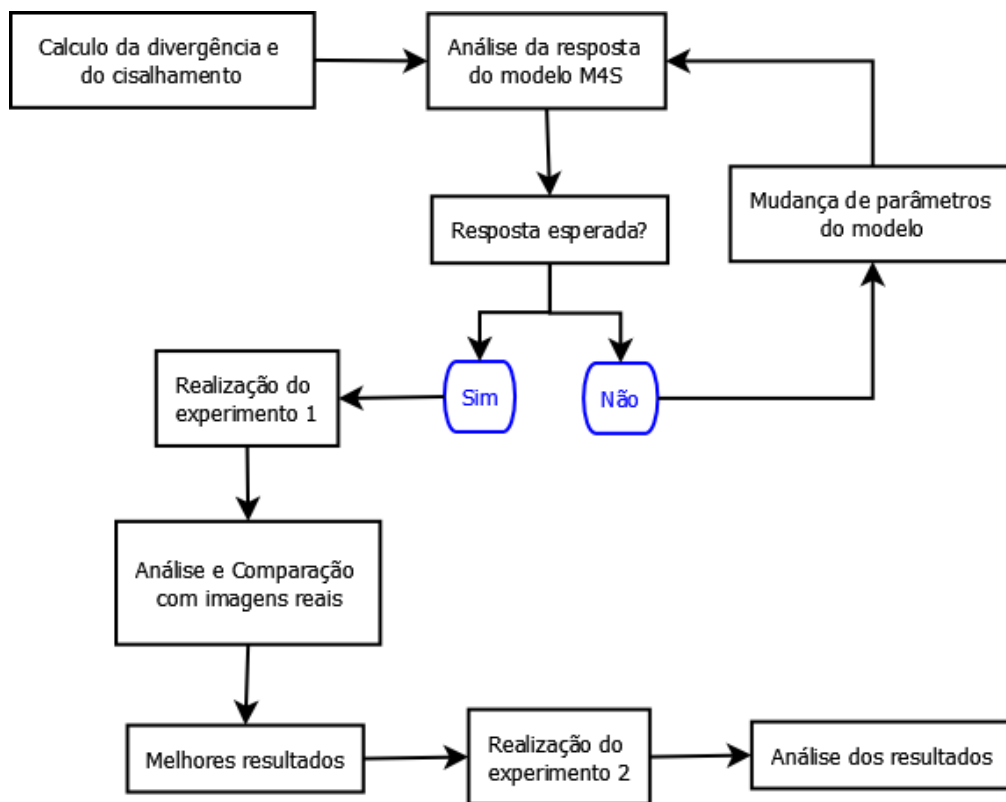


Figura 3. 17 - Fluxograma metodológico com as principais etapas do trabalho.



## 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1 Cálculo da divergência e cisalhamento da corrente de superfície na região frontal da Corrente do Brasil

Os resultados e as discussões relativos ao cálculo do cisalhamento e da divergência das correntes na região frontal da CB por meio dos dados de ADCP e das simulações numéricas com o modelo ROMS são apresentados nesse item.

Os cálculos derivados dos dados de corrente coletados por ADCP foram feitos apenas para três radiais inseridas na área de estudo, conforme indicado na metodologia. As Figuras 4.1, 4.2 e 4.3 apresentam a porção das radiais utilizadas para o cálculo do cisalhamento e divergência da corrente típicos da CB. Juntamente aos dados de corrente superficial está representada a TSM do produto MUR do dia mais próximo a coleta dos dados de ADCP. A análise das figuras permite observar a direção e intensidade dos vetores de corrente. É possível notar um escoamento em direção sul com velocidades altas, que atingem valor máximo de  $0,97 \text{ ms}^{-1}$ , valor este que é superior para a região da CB quando comparado com a revisão de literatura realizada por Silveira (2007) que apresenta a velocidade máxima da CB entre  $0,28 \text{ ms}^{-1}$  e  $0,83 \text{ ms}^{-1}$  para as latitude entre  $21^\circ \text{ S}$  e  $24^\circ \text{ S}$ .

Os valores típicos de divergência e cisalhamento da corrente de superfície calculados para a região frontal da CB são apresentados na Figura 4.4. Os valores calculados são da ordem de  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , apresentando tanto valores positivos quanto negativos para os dois parâmetros. Os valores de cisalhamento observados para a radial da campanha OCSE-II são exclusivamente negativos, enquanto que, para as radiais da campanha OCSE-IV e OCSE-V, são observados valores de cisalhamento negativo e positivo. Para a radial OCSE-IV, entre 65 km e 85 km os valores de cisalhamento calculados são positivos, atingindo o valor máximo de  $1,1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . Para a radial OCSE-V os valores de cisalhamento são positivos a partir de 34 km, atingindo o máximo de  $2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ .

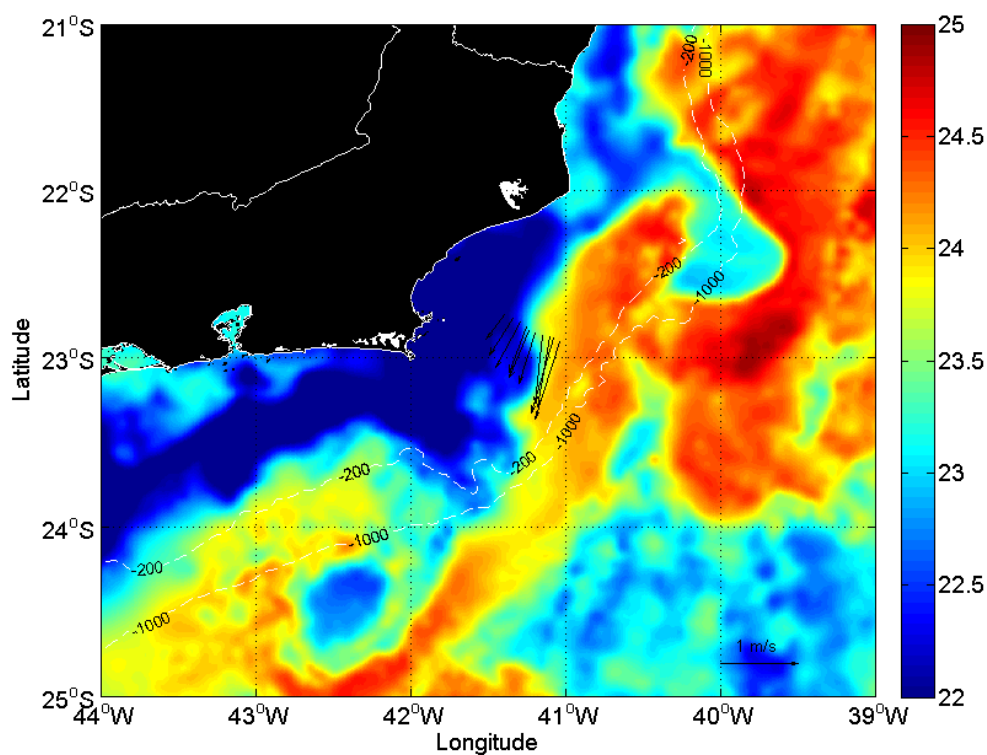


Figura 4. 1 - Dados de corrente superficial observada a 20 metros (vetores pretos) da Radial pertencente à OCSE-II (22/10/2002 a 03/12/2002) utilizada para o cálculo do cisalhamento e da divergência típicos da CB. Ao fundo é apresentado o campo de TSM (°C) do dia 09 de novembro de 2002.

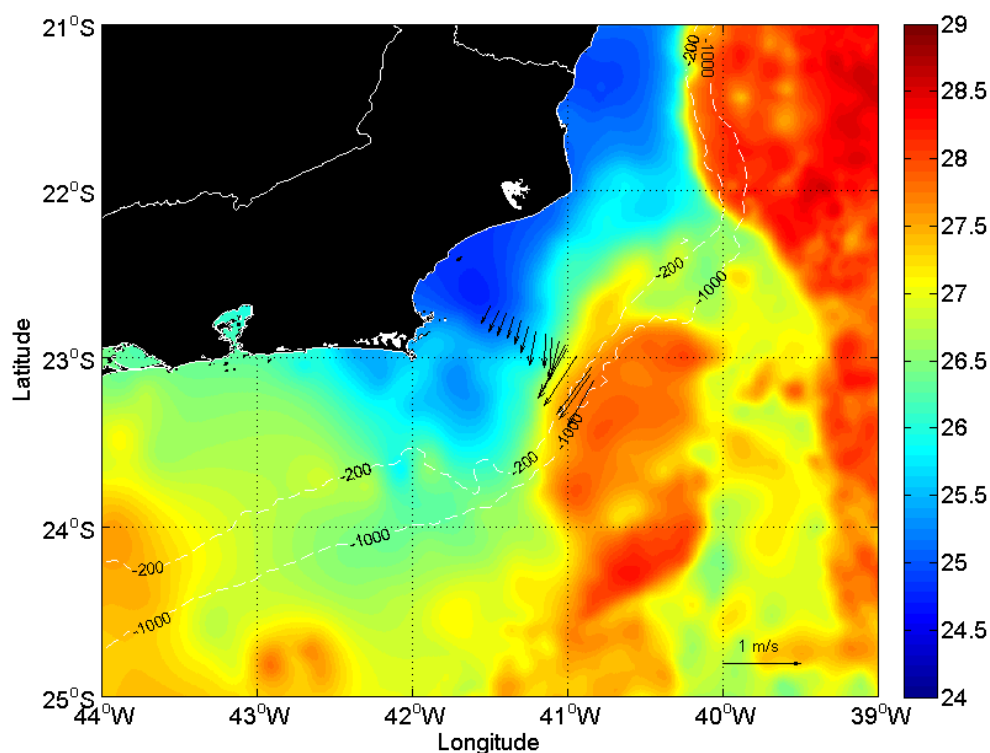


Figura 4. 2 - Dados de corrente superficial observada a 20 metros (vetores pretos) da Radial pertencente a OCSE-IV (28/01/2006 a 13/04/2006 ) utilizada para o cálculo do cisalhamento e da divergência típicos da CB. Ao fundo é apresentado o campo de TSM (°C) do dia 18 de fevereiro de 2006.

Em geral, os valores negativos de cisalhamento apresentaram-se mais altos, em módulo, que os valores positivos nas radiais analisadas. Para as radiais OCSE-II, OCSE-IV, e OCSE-V os máximos cisalhamentos negativos foram  $-2,7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,  $-2,4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e  $-6,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , respectivamente.

As seções indicam um cisalhamento horizontal negativo mais vigoroso próximo à borda costeira da CB em aproximadamente 23 km na seção correspondente a OCSE-II e 55 km na seção correspondente a OCSE-IV. Dessa forma, é possível detectar uma frente de vorticidade na região costeira da CB, demarcada pela presença de um lobo ciclônico. Na seção OCSE-V o valor mais alto de cisalhamento foi observado fora da região da frente da CB, em aproximadamente 13 km. Uma análise visual dos vetores de corrente superficial presentes na Figura 4.3 indica que esse máximo cisalhamento ocorreu pela

presença na região de uma contracorrente sobre a plataforma continental que flui de SW para NE nas proximidades da borda interna da CB.

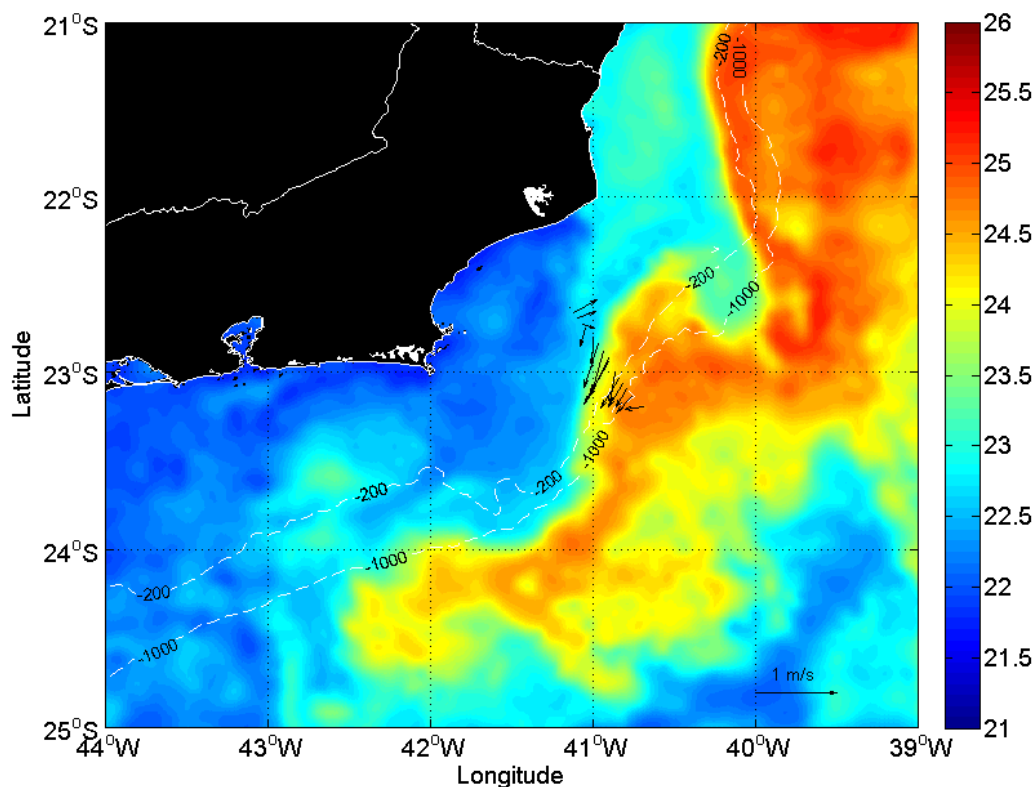


Figura 4. 3 - Dados de corrente superficial observada a 20 metros (vetores pretos) da Radial pertencente a OCSE-V (07/06/2010 a 07/07/2010) utilizada para o cálculo do cisalhamento e da divergência típicos da CB. Ao fundo é apresentado o campo de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) do dia 14 de outubro de 2006.

A presença de uma frente de vorticidade (cisalhamento horizontal) e a formação de um lobo ciclônico na frente térmica da CB mais próxima a quebra de plataforma é também reportada por Costa (2011). O estudo do autor apontou ainda que o cisalhamento da corrente é mais vigoroso nos primeiros 150 m de coluna d'água; próximo à superfície na região da CB o autor encontrou cisalhamento com valor de  $-2,6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , portanto muito semelhante aos valores aqui reportados.

Os valores negativos de cisalhamento foram utilizados como base para a elaboração dos campos de corrente sintéticos usados nas simulações SAR com o modelo M4S. Essa escolha foi realizada, pois, embora variações sejam observadas, essa parece ser a

escolha de um valor de cisalhamento mais característico a ser usado nas simulações da região costeira da CB.

Com respeito à divergência frontal (Figura 4.4), em todas as radiais estudadas houve oscilações de valores negativos e positivos. Notar que os valores máximos positivos e negativos de divergência possuem magnitudes semelhantes em módulo. Os máximos valores positivos e negativos de divergência encontrados foram  $4,0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e  $-4,3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , respectivamente. Um resumo dos máximos valores de cisalhamento e divergência são mostrados na Tabela 4.1.

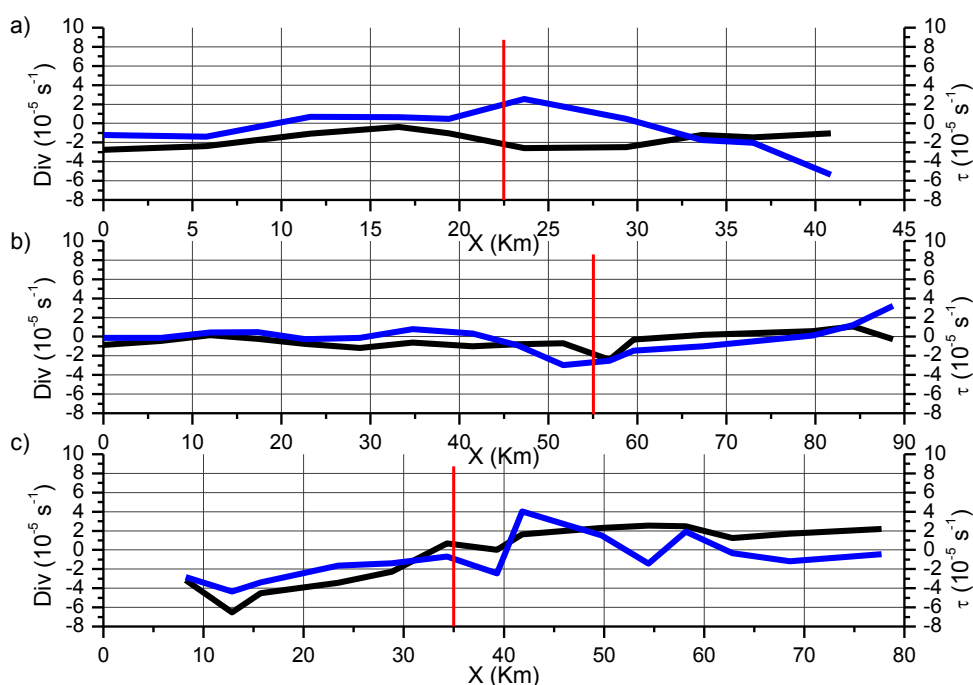


Figura 4. 4 - Valores típicos de divergência (linhas azuis) e cisalhamento (linhas pretas) calculados para a região frontal da CB por meio dos dados de ADCP. a) Radial pertencentes a OCSE-II; b) OCSE-IV; e c) OCSE-V. A origem do eixo x corresponde a medida de corrente tomada mais próxima a costa. A linha vertical vermelha indica a posição estimada da frente da CB.

As seções OCSE-II e OCSE-IV indicaram uma divergência superficial mais vigorosa na região da borda costeira da CB. A seção OCSE-II apresentou um pico positivo de divergência em 24 km enquanto que a seção OCSE-IV apresentou um pico negativo em 52 km. Na seção OCSE-IV, em aproximadamente 40 km, observou-se uma mudança brusca nos valores de divergência, com valores variando de  $-2,4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  a  $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  em

cerca de três quilômetros. Kudryavtsev et al. (2005), por meio de dados *in situ* de velocidade de corrente superficial, também observaram mudanças bruscas nos valores de divergência para a região frontal da CCN. Os valores encontrados variaram de  $-4,5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  a  $2,4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ . Segundo os autores, os altos valores de divergência encontrados na região frontal da CCN foram explicados pela significativa componente perpendicular à frente térmica apresentada pela corrente de superfície.

Tabela 4. 1 - Valores máximos de cisalhamento e divergência calculados para a região frontal da CB obtidos das radiais OCSE-II, OCSE-IV e OCSE-V.

	Cisalhamento frontal ( $\text{s}^{-1}$ )		Divergência frontal ( $\text{s}^{-1}$ )	
	Negativo	Positivo	Negativa	Positiva
<b>OCSE-II</b>	$-2,7 \times 10^{-5}$	-	$-2,0 \times 10^{-5}$	$2,5 \times 10^{-5}$
<b>OCSE-IV</b>	$-2,4 \times 10^{-5}$	$1,1 \times 10^{-5}$	$-3,0 \times 10^{-5}$	$3,2 \times 10^{-5}$
<b>OCSE-V</b>	$-6,5 \times 10^{-5}$	$2,5 \times 10^{-5}$	$-4,3 \times 10^{-5}$	$4,0 \times 10^{-5}$
<b>Média</b>	$-3,9 \times 10^{-5}$	$1,8 \times 10^{-5}$	$-3,1 \times 10^{-5}$	$3,2 \times 10^{-5}$

Para elaboração dos campos de corrente sintéticos usados nas simulações SAR, os valores típicos de divergência utilizados corresponderam à média dos máximos valores positivos e à média dos máximos valores negativos, calculados para as seções em análise. A escolha entre os valores positivos e negativos baseou-se na análise prévia dos perfis das imagens SAR, escolhidas para a realização deste trabalho.

Valores de cisalhamento e divergência horizontal foram também estimados fazendo-se uso de campos de corrente superficial, obtidos através de simulações com o modelo ROMS. Esses campos, por serem elaborados com base na TSM do dia da aquisição das imagens SAR 3 e 4, deveriam teoricamente representar uma boa aproximação para os valores de corrente dos dias em questão. Essa etapa foi realizada como uma forma alternativa de avaliar os valores de cisalhamento e divergência e os comparar com aqueles calculados por meio dos dados de ADCP.



As Figuras 4.5 e 4.6 apresentam os campos de corrente e TSM derivados do modelo ROMS, com destaque aos perfis (linhas vermelhas) utilizados como base para o cálculo da divergência e cisalhamento na região frontal da CB.

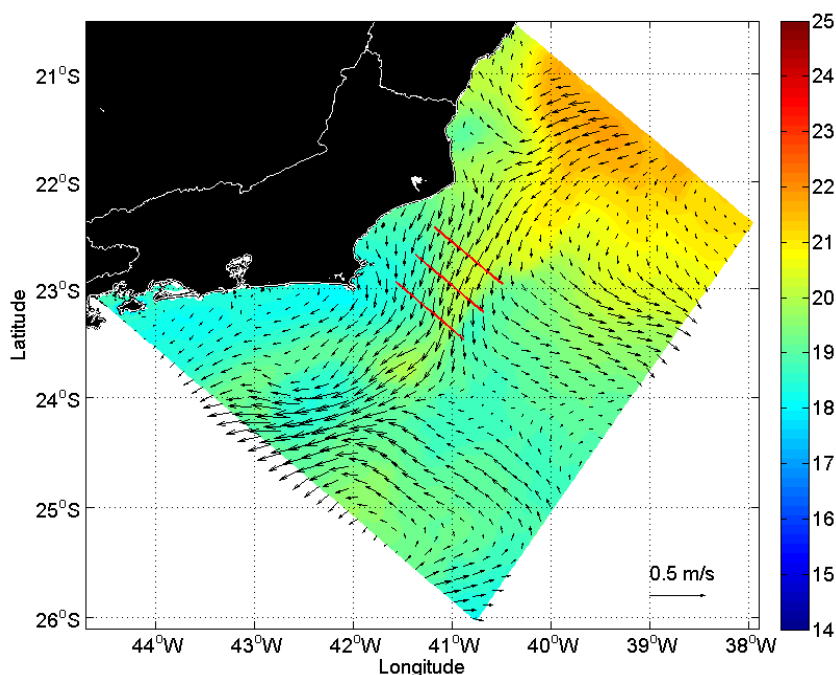


Figura 4. 5 - Campo de corrente superficial (vetores pretos) e campo de TSM (°C) obtidos pelo modelo ROMS para o dia 14 de outubro de 2009. As linhas vermelhas indicam as seções utilizadas para os cálculos do cisalhamento e da divergência típicos da CB.

Os valores calculados de divergência e cisalhamento (Figuras 4.7 e 4.8) foram uma ordem de magnitude menores que aqueles calculados por meio dos dados de ADCP. O máximo valor de divergência negativa encontrado foi de  $-6,5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  e de cisalhamento negativo foi de  $-7,5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ . Para a divergência positiva, o maior valor encontrado foi de  $7,8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  e para o cisalhamento positivo o maior valor foi de  $6,4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ . Os valores máximos de cisalhamento e divergência positivos e negativos, assim como a média desses valores, são mostrados na Tabela 4.2.

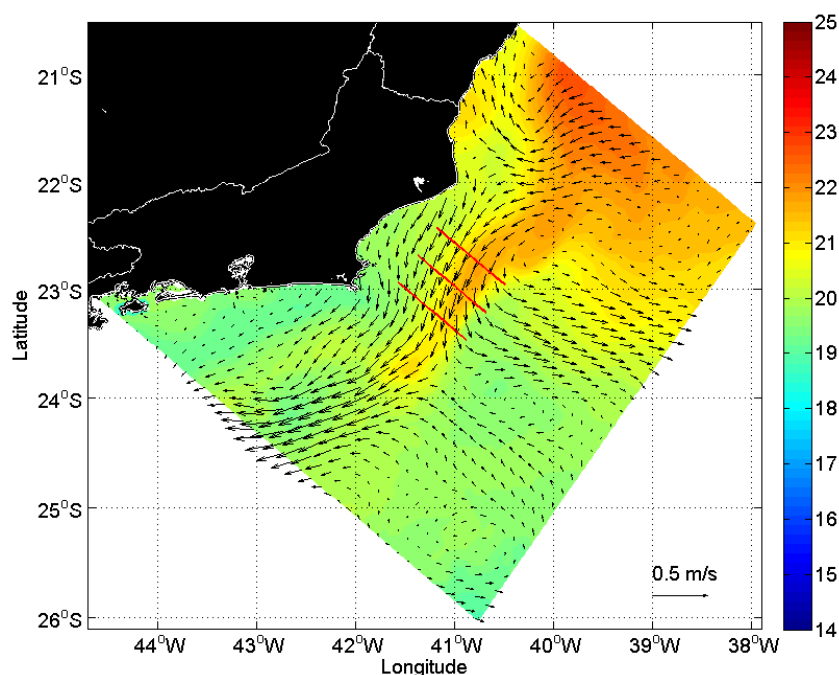


Figura 4. 6 - Campo de corrente superficial (vetores pretos) e campo de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) obtidos pelo modelo ROMS para o dia 15 de outubro de 2009. As linhas vermelhas indicam as seções utilizadas para os cálculos do cisalhamento e da divergência típicos da CB.

Os dados derivados das simulações ROMS demonstram predominância de valores negativos de cisalhamento na borda costeira da CB, enquanto que na borda oceânica ocorre a predominância de valores positivos de cisalhamento. Isso indicaria a presença de um lobo ciclônico na borda continental da corrente e a presença de outro lobo anticiclônico, localizado na borda oceânica da corrente.

As seções normais à região frontal da CB indicam a existência de divergências mais vigorosas no setor sob maior influência da corrente, a partir de distâncias no perfil de aproximadamente 70 km. Em grande parte das seções, é possível perceber mudanças bruscas nos valores de divergência no ponto indicado, seguindo padrão similar ao observado na seção OCSE-V.

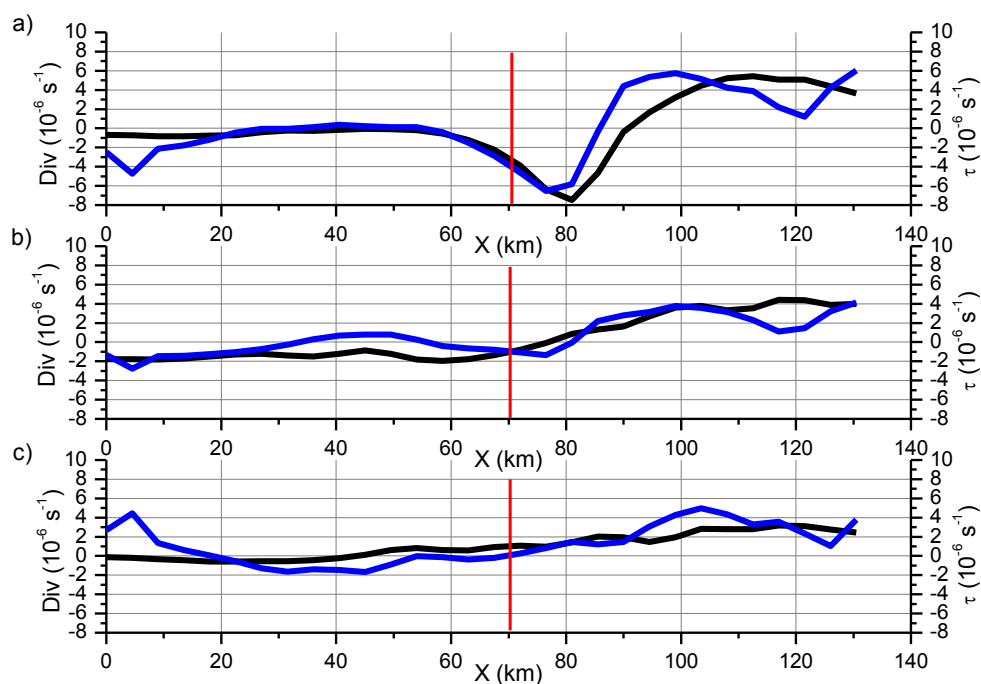


Figura 4. 7 - Valores típicos de divergência (linhas azuis) e cisalhamento (linhas pretas) calculados para a região frontal da CB por meio dos dados do ROMS do dia 14 de outubro de 2009. a) Radial localizada ao sul; b) Radial central; e c) Radial localizada ao norte. A origem do eixo x corresponde à medida de corrente tomada mais próxima a costa. A linha vertical vermelha indica a posição estimada da frente da CB.

As intensidades dos vetores de corrente provenientes de ambas as fontes foram comparadas com intuito de entender a diferença de magnitude encontrada entre os valores de cisalhamento e divergência calculados por meio dos dados ROMS e ADCP. Observou-se que a magnitude das velocidades de corrente dos dados de ADCP foi maior que a magnitude das velocidades derivadas das simulações ROMS. A maior intensidade de corrente encontrada foi de  $0,97 \text{ ms}^{-1}$  para os dados de ADCP, valor superior aos  $0,23 \text{ ms}^{-1}$  derivados das simulações ROMS. As velocidades derivadas do ROMS apresentaram valores baixos para a região quando comparados aos valores reportados na revisão de Silveira (2007). As diferenças entre a magnitude dos vetores de corrente podem ser visualizadas nos diagramas de caixa apresentados na Figura 4.9. A análise desse diagrama permite observar a maior variabilidade dos dados de ADCP, além de evidenciar a menor magnitude dos dados ROMS.

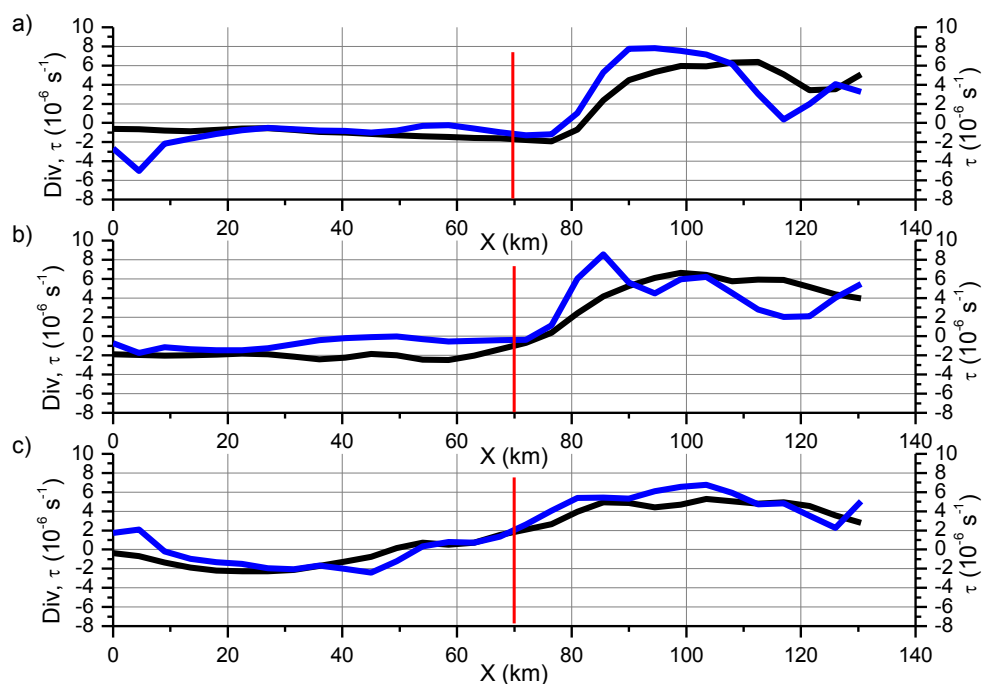


Figura 4. 8 - Valores típicos de divergência (linhas azuis) e cisalhamento (linhas pretas) calculados para a região frontal da CB por meio dos dados do ROMS do dia 15 de outubro de 2009. a) Radial localizada ao sul; b) Radial central; e c) Radial localizada ao norte. A origem do eixo x corresponde à medida de corrente tomada mais próxima a costa. A linha vertical vermelha indica a posição estimada da frente da CB.

O aumento na velocidade de corrente ao atingir a região da CB também se mostra mais evidente nos dados ADCP, quando comparado aos campos de correntes derivados do ROMS, particularmente na região entre Arraial do Cabo e Cabo de São Tomé. Nos campos derivados do ROMS, o aumento da intensidade dos vetores de velocidade na região da CB se mostra mais evidente apenas ao sul de Cabo Frio. Outro ponto importante se refere ao fato de que os dados disponibilizados de correntes obtidas por ADCP tinham uma resolução espacial relativamente baixa para estudo de regiões frontais, da ordem de 5,3 quilômetros. Assim, é possível que valores mais altos de cisalhamentos ou divergências estivessem presentes na região da região frontal da CB associados a frentes termais com escalas espaciais bem menores, da ordem de algumas centenas de metros.

Tabela 4. 2 - Valores máximos de cisalhamento e divergência calculados para a região frontal da CB obtidos a partir de resultados do ROMS.

	Cisalhamento frontal ( $s^{-1}$ )		Divergência frontal ( $s^{-1}$ )	
	Negativo	Positivo	Negativa	Positiva
<b>14/10/2009</b>	$-7,5 \times 10^{-6}$	$5,5 \times 10^{-6}$	$-6,5 \times 10^{-6}$	$6 \times 10^{-6}$
<b>15/10/2009</b>	$-2,5 \times 10^{-6}$	$6,4 \times 10^{-6}$	$-5,0 \times 10^{-6}$	$7,8 \times 10^{-6}$
<b>Média</b>	$-5 \times 10^{-6}$	$6 \times 10^{-6}$	$-5,8 \times 10^{-6}$	$6,9 \times 10^{-6}$

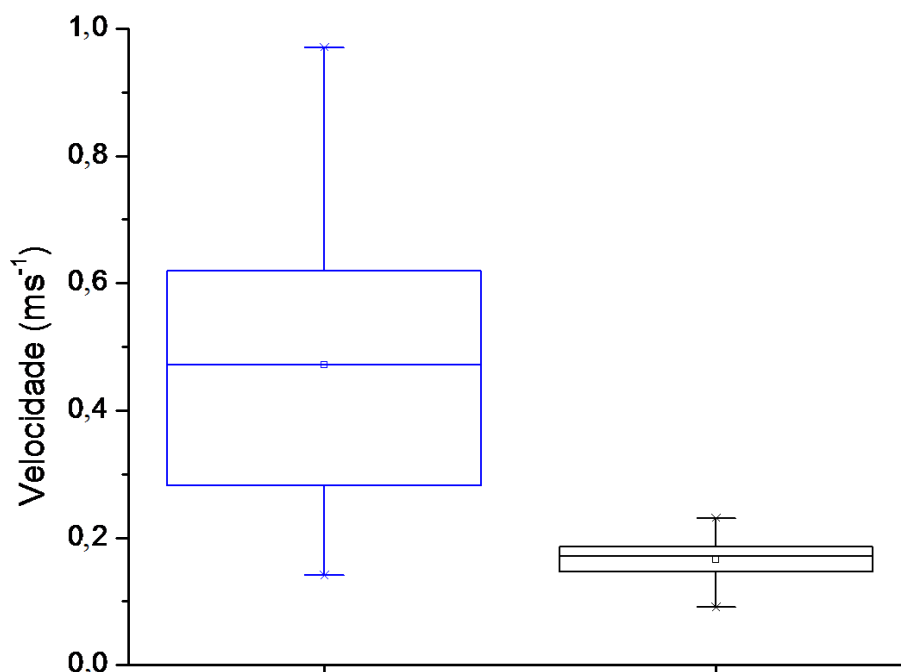


Figura 4. 9 - Diagrama de caixa mostrando o comportamento do conjunto de valores de velocidade de corrente superficial da região frontal da CB. O diagrama representado em azul corresponde aos dados derivados de ADCP e o diagrama em preto corresponde aos dados derivados do ROMS.

#### 4.2 Resposta do modelo numérico de interação da radiação eletromagnética com a superfície do mar

Este item objetiva apresentar e discutir os resultados referentes à comparação entre os valores de sigma zero obtidos pelo modelo M4S utilizando o EE, o ER e o modelo geofísico CMOD4. Também aqui analisamos se o modelo M4S responde

adequadamente a influência do ângulo de incidência, velocidade do vento e as diferentes direções do vento em relação ao feixe de radar. Os gráficos apresentados na Figura 4.10 resumem os resultados obtidos nessa etapa. Notar que não se pretende aqui considerar esses resultados como “validação” do modelo M4S, pois para isso estudos mais completos e complexos deveriam ser realizados. Por exemplo, estudos comparativos entre os resultados do modelo e imagens SAR adquiridas em diferentes condições ambientais e de imageamento.

As simulações realizadas com o modelo M4S para banda C e polarização VV para ambos os espectros de onda utilizados apresentaram um padrão de variação azimutal do sigma zero em relação à direção do vento com as características semelhantes aquelas descritas pela literatura (ULABY et al., 1982; PORTABELLA et al., 1998). Assim, é possível observar os menores valores de sigma zero para as direções 90° e 270° (*crosswind*), e os maiores valores para as direções 0° e 360° (*upwind*). Com o aumento da intensidade do vento se observa mais facilmente que o valor de sigma zero é maior para a direção *upwind* que para *downwind* (180°). Os valores de sigma zero encontrados para as diferentes intensidades de vento e diferentes ângulos de incidência apresentaram-se também dentro do proposto pela literatura (ULABY et al., 1982), uma vez que, a menor intensidade de vento e o maior ângulo de incidência apresentaram os valores mais baixos de sigma zero.

Para ângulos de incidências mais baixos (30°) e para os dois casos de ventos (Figs. 4.10a e 4.10b), os valores de sigma zero simulados por meio do modelo M4S, usando-se o ER sobre-estimam os valores CMOD4, enquanto aqueles simulados com o EE subestimam. Vê-se, também, que os resultados obtidos utilizando-se o EE melhor se aproximam dos valores CMOD4.

Com o aumento do ângulo de incidência para 45° (Figs., 4.10c e 4.10d), os resultados M4S com o ER continuam sobre-estimando os valores CMOD4 para todos os ângulos azimutais do vento em relação ao feixe radar e para os dois valores de velocidade do vento. Com o EE e vento de 5 ms<sup>-1</sup> (Fig. 4.10c), o modelo M4S tende a sobre-estimar CMOD4, principalmente para as direções *crosswind*, e apresentar uma boa

concordância nas direções *downwind* e *upwind*. Com o aumento do vento para  $10 \text{ ms}^{-1}$  (Fig. 4.10d), os resultados relativos ao M4S utilizando o EE apresentam regiões alternadas de sobre-estimação para *crosswind* e subestimação para *upwind* e *downwind* em relação ao CMOD4.

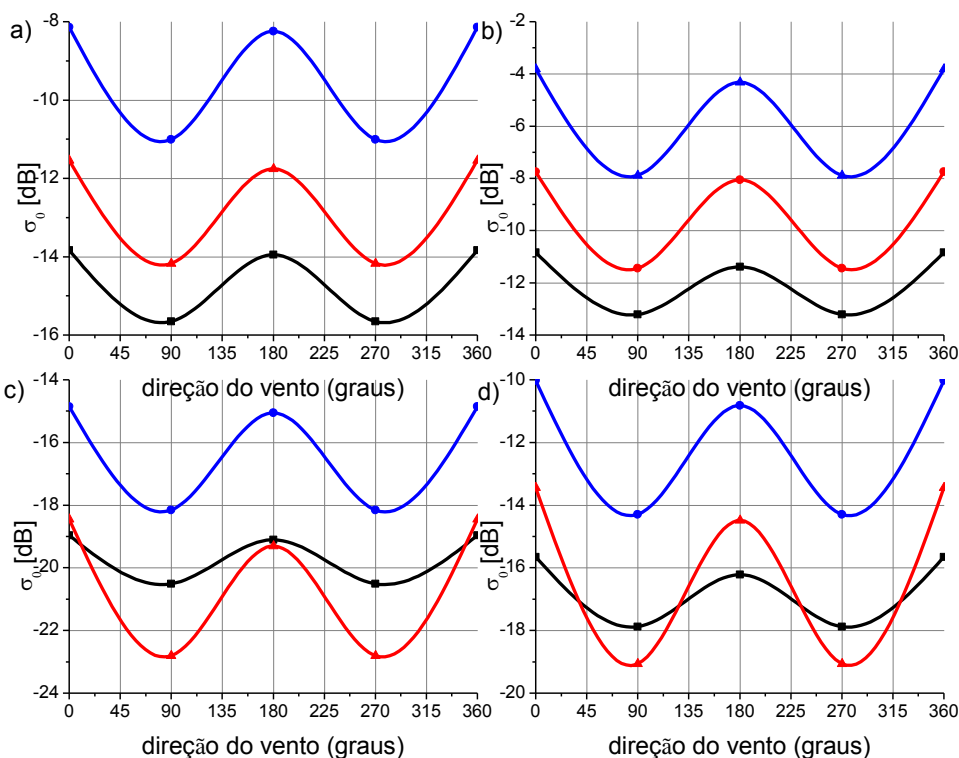


Figura 4. 10 - Valores de sigma zero encontrados pelas simulações realizadas com o modelo M4S (banda C e polarização VV) e o modelo CMOD4. As linhas pretas correspondem às simulações realizadas com o EE, as linhas azuis às simulações realizadas com o ER e as linhas vermelhas as simulações com o modelo CMOD4. a) ângulo de incidência de  $30^\circ$  e velocidade de vento de  $5 \text{ ms}^{-1}$ ; b) ângulo de incidência de  $30^\circ$  e velocidade de vento de  $10 \text{ ms}^{-1}$ ; c) ângulo de incidência de  $45^\circ$  e velocidade de vento de  $5 \text{ ms}^{-1}$ ; e d) ângulo de incidência de  $45^\circ$  e velocidade de vento de  $10 \text{ ms}^{-1}$

Assim, de maneira geral, pode-se afirmar que os valores de sigma zero obtidos com o EE apresentaram-se mais similares ao CMOD4 que aqueles gerados usando-se o ER. Enquanto as discrepâncias dos resultados do M4S em comparação com o CMOD4 usando o ER apresentaram desvios positivos entre 3,5 e 4,5 dB, para o EE essas diferenças variaram entre -2,3 dB e 2,3 dB.

Li et al. (2011), ao realizarem simulações com o modelo M4S com campo de vento derivado de modelo de previsão de tempo e utilizando os dois espectros de onda em questão, viram que a utilização do ER resultou em valores de sigma zero maiores que os encontrados por observações do ASAR/ENVISAT. As simulações realizadas com o EE tiveram comportamento contrário, ou seja, apresentaram valores de sigma zero subestimados. Os resultados da simulação realizada pelos autores demonstraram que o EE resultou em valores de sigma zero mais próximos aos dados reais.

Thompson et al. (2008) desenvolveram um Modelo Geofísico simplificado para extração de campo de vento por meio de imagens SAR utilizando o EE e ER. Segundo os autores, os valores de sigma zero obtidos pelo Modelo Geofísico utilizando o ER foram mais próximos dos valores mensurados pelo sistema SAR dinamarquês aerotransportado EMISAR (banda L) para a polarização HH, porém apresentaram-se muito sobre-estimados para a polarização VV. Enquanto que utilizando o EE ocorreu o inverso; os valores para a polarização VV apresentaram boa coincidência com os valores obtidos pelo EMISAR e apresentaram-se subestimados (em torno de 2 dB a 4 dB menores) para a polarização HH.

Assim, visto os resultados do estudo desenvolvido por Li et al. (2011) e Thompson (2008) e os resultados obtidos nesse item, o EE foi considerado o mais adequado para a realização das demais simulações executadas nesse trabalho.

### **4.3 Influência da modulação hidrodinâmica e da instabilidade atmosférica na visualização da frente térmica da Corrente do Brasil em imagens SAR**

Nesse item serão apresentados os resultados e a análise da influência da modulação hidrodinâmica e por instabilidade atmosférica na visualização da frente térmica da CB em imagens SAR.

#### **4.3.1 Imagem 1: RADARSAT-1 de 12/09/2005; 21 horas e 17 minutos; Ascendente**

A configuração dos experimentos relativos à imagem RADARSAT-1 do dia 12 de setembro de 2005, adquirida às 21 horas e 17 minutos (UTC), pode ser observada na Figura 4.11. Nessa figura, podem ser observados a direção de deslocamento da



plataforma, a direção de visada do sistema sensor, a direção do vento na área de estudo e os eixos x (perpendicular à frente térmica) e y (paralelo à frente). O ângulo de visada radar em relação ao eixo x para esse caso é de  $37^\circ$  e o ângulo de incidência é de  $40.7^\circ$ . Os dados de vento correspondentes podem ser encontrados na Tabela 3.8.

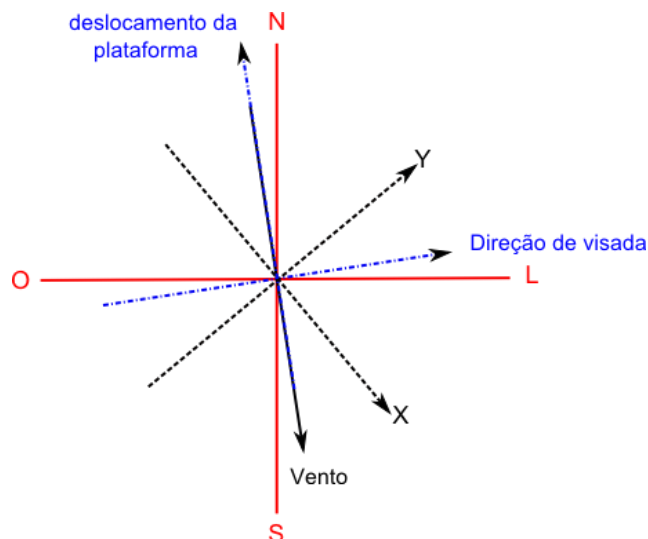


Figura 4. 11 - Configuração dos experimentos relativos à imagem RADARSAT-1 do dia 12 de setembro de 2005. As linhas pretas tracejadas correspondem ao eixo x e eixo y, a linha preta cheia corresponde à direção do vento e as linhas azuis tracejadas/pontilhadas correspondem à direção de visada e deslocamento da plataforma.

A imagem SAR em questão é apresentada na Figura 4.12. A linha preta presente nessa imagem indica a região onde o perfil utilizado para comparação com as imagens simuladas foi alocado. A imagem de TSM do produto MUR do mesmo dia de aquisição da imagem SAR pode ser visualizada na Figura 4.13. É possível observar que o perfil (linha preta) alocado na imagem SAR realmente está inserido na região frontal da CB.

Nessa imagem SAR, a região frontal é caracterizada como uma feição (linha) com valores mais baixos de sigma zero, padrão correspondente à influência da modulação hidrodinâmica. Por terem sido encontrados valores negativos de sigma zero relativo, optou-se por utilizar divergência positiva (considerou-se o fenômeno de divergência das correntes superficiais) nas simulações que levaram esse fenômeno em consideração. Os resultados das simulações realizadas sem ajuste e com os ajustes 1 e 2 são apresentados, respectivamente, nas Figuras 4.14, 4.15 e 4.16.

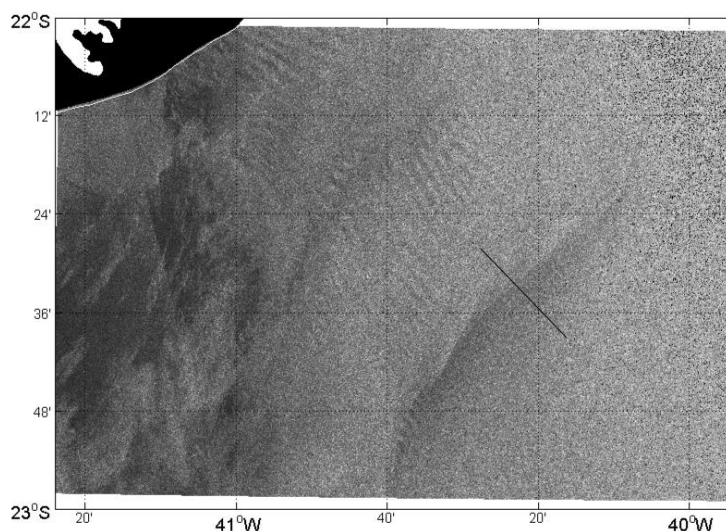


Figura 4. 12 - Imagem RADARSAT-1 do dia 12 de setembro de 2005, adquirida às 21 horas e 17 minutos (UTC). É possível observar ao sul a linha com valores mais baixos que sigma zero que corresponde a região frontal. A linha preta corresponde ao perfil utilizado para comparação com as imagens simuladas.

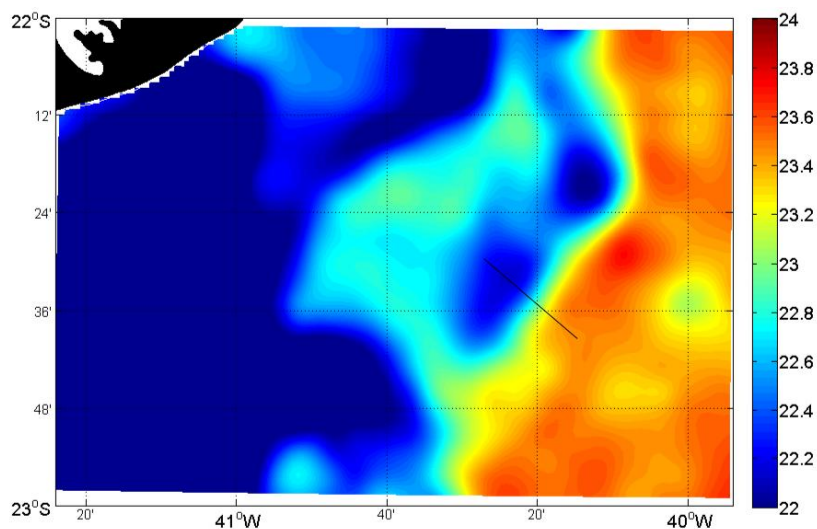


Figura 4. 13 - Imagem de TSM do produto MUR do dia 12 de setembro de 2005 ( $^{\circ}\text{C}$ ). A linha preta corresponde ao perfil utilizado para comparação com as imagens simuladas.

A modulação hidrodinâmica, considerando apenas o fenômeno de cisalhamento da corrente, apresentou modulações negativas assim como a modulação apresentada pela

imagem real, entretanto os valores apresentados foram muito discrepantes (Figuras 4.14a, 4.15a e 4.16a). A máxima modulação negativa encontrada para as simulações sem e com ajustes foi de -0,05 dB, enquanto que a anomalia negativa na imagem, descontadas as oscilações de alta frequência devido ao ruído *speckle* foi da ordem de -2 dB.

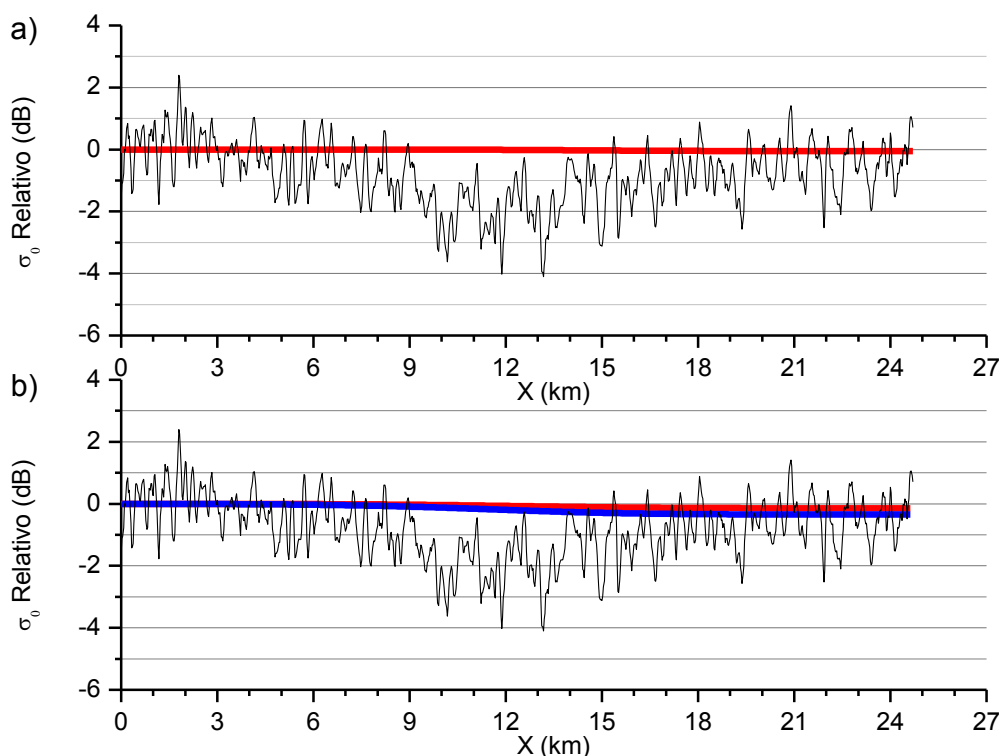


Figura 4. 14 - Simulações realizadas sem ajustes. Seções de sigma zero relativo da região frontal da CB. As linhas pretas correspondem ao perfil de sigma zero relativo da imagem 1. a) Seção de sigma zero relativo da imagem simulada considerando apenas o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (linha vermelha) com vento constante; e b) Seções de sigma zero relativo da imagem simulada considerando o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e da divergência de  $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (linha vermelha) e considerando o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e da divergência de  $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  (linha azul) com vento constante. Vento constante:  $5,86 \text{ ms}^{-1}$  (direção do vento:  $\phi = 90^\circ$ ).

O acréscimo de uma divergência de  $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  ao campo de corrente resultou no aumento da modulação do sigma zero, entretanto esse aumento ainda não foi suficiente para explicar a modulação encontrada na região frontal da CB na imagem real (Figuras 4.14b, 4.15b e 4.16b, linha vermelha). A máxima modulação negativa encontrada para

as simulações com e sem ajuste foi de -0,14 dB. O acréscimo de uma divergência maior, com valor de  $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ , aos campos de corrente também não se mostrou suficiente para explicar a alta modulação encontrada na região frontal da CB (Figuras 4.14b, 4.15b e 4.16b, linha azul). A máxima modulação negativa foi de -0,35 dB para as simulações com e sem a utilização de ajuste.

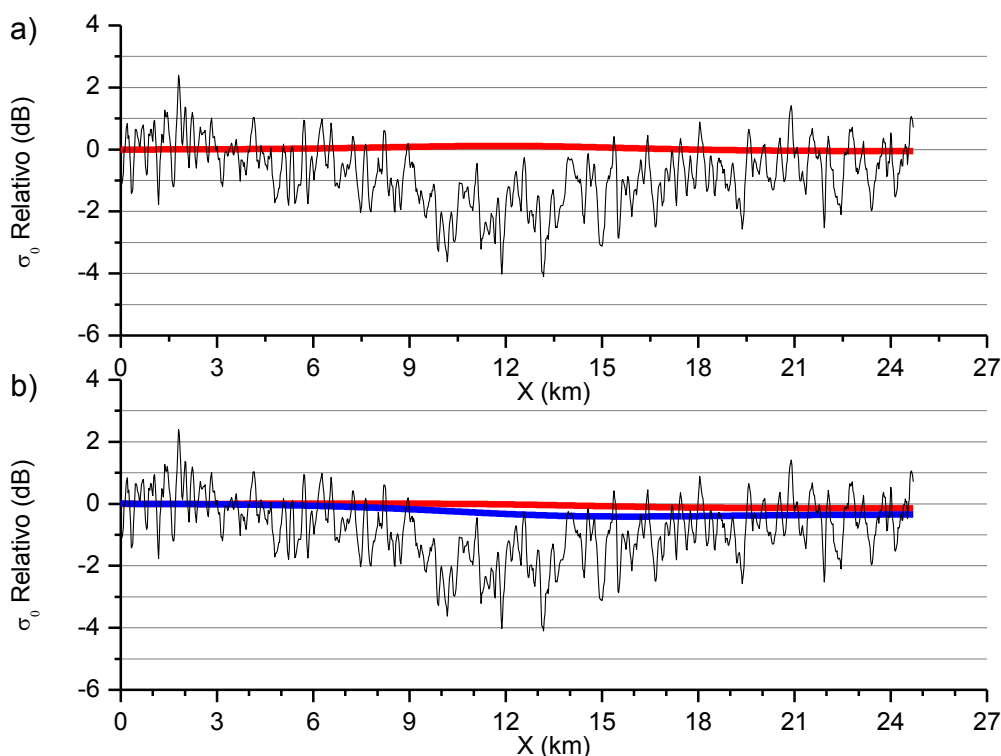


Figura 4. 15 - Mesmo que Figura 4.14. Simulação realizadas com ajuste 1

Vários fatores poderiam contribuir para tão baixa anomalia modelada. Primeiramente, deve ser notado o alto ângulo de incidência ( $40,7^\circ$ ). Pela formulação usada (Eq. 2.26), quanto maior o ângulo de incidência, maior é a taxa de relaxação ( $\mu$ ) e, conseqüentemente menor a anomalia. Como exemplo, para o mesmo valor de vento ( $5,86 \text{ ms}^{-1}$ ) e frequência da radiação eletromagnética emitida pelo radar igual a 5,3 GHz, com um ângulo de incidência de  $20^\circ$  teríamos  $\mu$  igual a 0,36. Aumentando o ângulo de incidência para  $41^\circ$ , teríamos  $\mu$  igual a 0,91, um valor mais que 100% aumentado. Como as perturbações de sigma zero dependem do inverso de  $\mu$ , assim, apenas considerando esse aumento de ângulo de incidência, teríamos uma diminuição da anomalia de sigma

zero de 50% ao passar de  $20^\circ$  para  $41^\circ$ . Portanto, essas considerações nos permitem inferir que, se estivéssemos examinando o mesmo fenômeno, porém em condições de *near range*, com ângulo de incidência próximo de  $20^\circ$ , poderíamos ter tido uma anomalia aproximada de duas vezes a anomalia observada inicialmente (uma anomalia de  $-0,70$  dB). Esta seria ainda uma anomalia cerca de metade da anomalia observada na imagens SAR, porém bem mais próxima do valor da imagem.

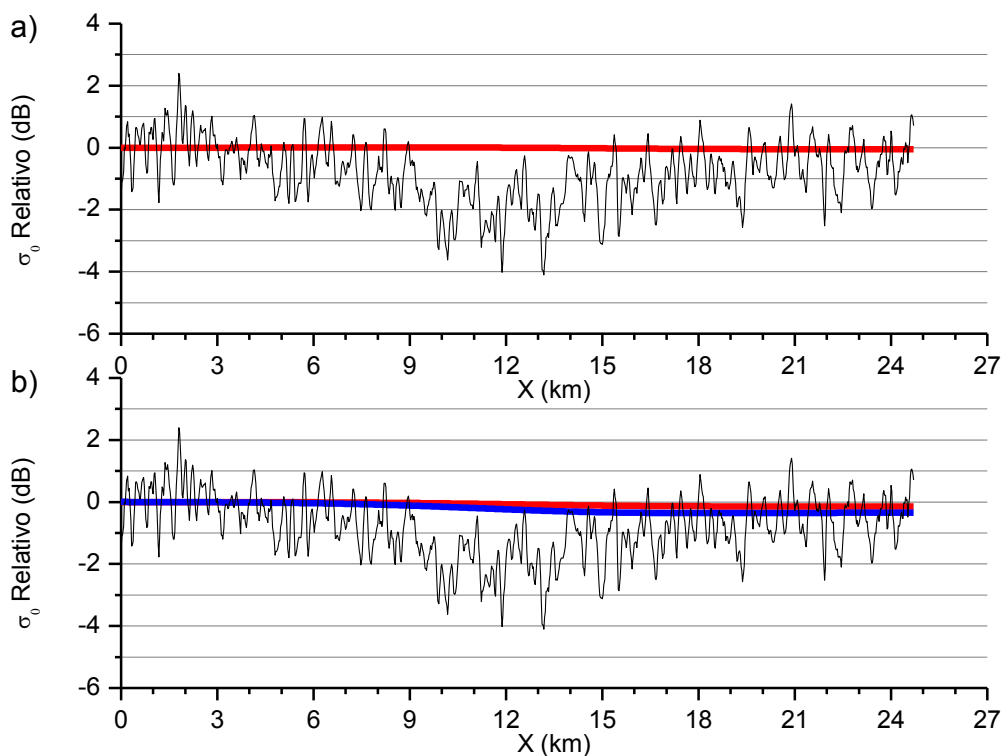


Figura 4. 16 - Mesmo que Figura 4.14. Simulação realizadas com ajuste 2.

Uma redução do sinal de anomalia, para banda X, e com um aumento do ângulo de incidência é reportada por Lyzenga (1991) que faz uso de um modelo analítico de interação de ondas curtas com correntes contendo cisalhamento e convergência. Outro aspecto é que a modulação é maximizada (minimizada) quando o vento sopra contra (a favor) a corrente (ALPERS; HENNINGS, 1984). Ao observar a Figura 4.11 e a Figura 3.7 (que resume os campos sintéticos de corrente utilizados nos experimentos relativos à imagem 1), é possível ver que as componentes do vento e da corrente paralelas a frente térmica assumem valores negativos, indicando que o vento sopra preferencialmente a favor da corrente.

Considerando também que esta é uma anomalia negativa em uma região frontal, e que não pode ser totalmente explicada nem por cisalhamento ou divergência, é possível que as anomalias de sigma zero tenham sido também moduladas por acúmulo de material biogênico na região convergente da frente. Como se sabe, esses filmes biogênicos amortecem as ondas capilares atenuando os valores de sigma zero. Entretanto, não dispomos de dados *in situ* para validar essa hipótese. Talvez uma imagem no espectro do visível e em condições de *sun glitter* pudesse ajudar a esclarecer esse ponto. É claro que, também podemos supor uma combinação desses dois fatores: alto ângulo de incidência e acúmulo de material biogênico na região frontal.

#### 4.3.2 Imagem 2: RADARSAT-1 de 21/11/2005; 12 horas e 26 minutos; Descendente

A configuração dos experimentos relativos à imagem RADARSAT-1 do dia 21 de novembro de 2005, adquirida às 12 horas e 26 minutos (UTC), pode ser observada na Figura 4.17. O ângulo de visada radar em relação ao eixo x para esse caso é de  $173^\circ$  e o ângulo de incidência é de  $24,8^\circ$ . Os dados de vento correspondentes podem ser encontrados na Tabela 3.8.

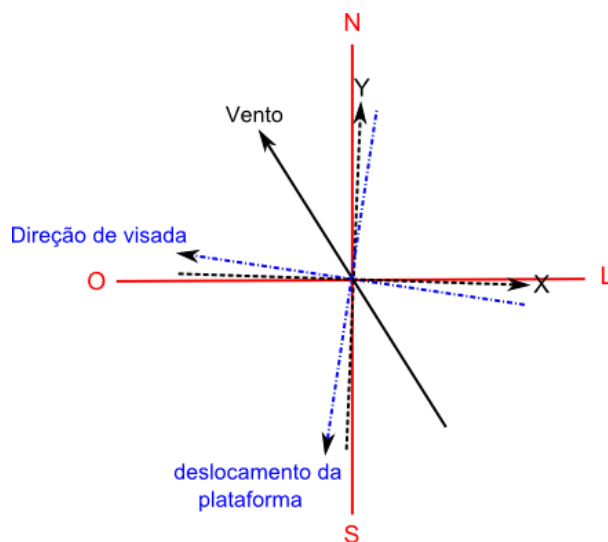


Figura 4. 17 - Configurações dos experimentos relativos à imagem RADARSAT-1 do dia 21 de novembro de 2005. As linhas pretas tracejadas correspondem ao eixo x e eixo y, a linha preta cheia corresponde à direção do vento e as linhas azuis tracejadas/pontilhadas correspondem à direção de visada e deslocamento da plataforma.

Na Figura 4.18 é possível observar a imagem SAR em questão. A linha vermelha presente nessa imagem indica a região onde o perfil utilizado para comparação com as imagens simuladas foi alocado. A imagem de TSM do produto MUR do mesmo dia de aquisição da imagem SAR pode ser visualizada na Figura 4.19. É possível observar que o perfil (linha preta) alocado na imagem SAR está inserido na região frontal da CB.

Nessa imagem a região frontal é caracterizada por duas regiões com valores distintos de sigma zero. A região mais perto da costa apresenta valores mais baixos de sigma zero, enquanto que a região pertencente à CB apresenta valores mais altos. Esse padrão encontrado indica que a modulação por instabilidade na CLA poderia ser a predominante, entretanto as simulações foram realizadas considerando também a modulação hidrodinâmica. As simulações que consideraram o fenômeno de divergência foram realizadas com valores negativos desse parâmetro, ou seja, foi considerado que na região frontal havia convergência das correntes superficiais. As simulações realizadas sem qualquer ajuste e com os ajustes 1 e 2 para a imagem em questão estão apresentadas, respectivamente, nas Figuras 4.20, 4.21 e 4.22.

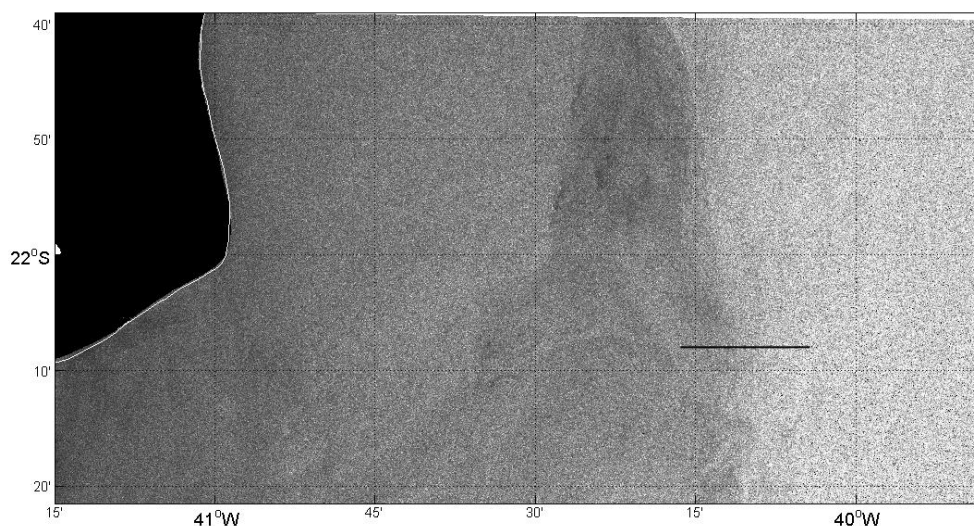


Figura 4. 18 - Imagem RADARSAT-1 do dia 21 de novembro de 2005, adquirida às 12 hora e 26 minutos (UTC). É possível observar cortando a imagem de norte a sul a feição corresponde a região frontal, valores mais baixos de sigma zero são encontrados na área mais próxima a costa e valores mais altos na área mais oceânica. A linha preta corresponde ao perfil utilizado para comparação com as imagens simuladas.

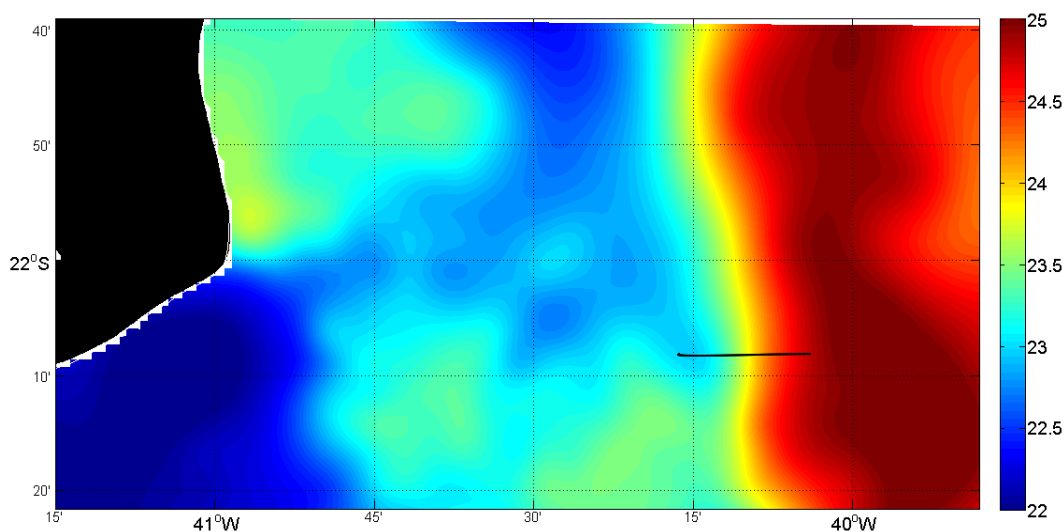


Figura 4. 19 - Imagem de TSM do produto MUR do dia 21 de novembro de 2005 ( $^{\circ}\text{C}$ ). A linha preta corresponde ao perfil utilizado para comparação com as imagens simuladas.

Uma análise dos resultados obtidos pelas simulações mostra claramente que a modulação hidrodinâmica, considerando apenas o fenômeno de cisalhamento, não explicou a modulação encontrada na imagem SAR; mesmo a utilização dos dois diferentes ajustes não resultou em significativo aumento da modulação do sigma zero (Figuras 4.20a, 4.21a e 4.22a). A adição do fenômeno de divergência aos campos de corrente sintéticos, no valor de  $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , também não foi suficiente para explicar a modulação de sigma zero encontrado (Figuras 4.20b, 4.21b e 4.22b, linha vermelha). A utilização dos ajustes, apesar de não ter explicado a modulação do sigma zero, resultou em modulações maiores, principalmente com a utilização do ajuste 1. As modulações obtidas com os ajuste 1 e 2 (Fig. 4.21b e 4.22b, linha vermelha) apresentaram um pico do sigma zero na região onde a frente foi centrada (12,5 km), caindo logo em seguida para valores de modulação negativa. Para o ajuste 1 o pico de modulação foi de 0,45 dB e para o ajuste 2 o pico foi de 0,15 dB. Assim, o padrão modulado é bastante distinto daquele observado na imagem.

A inserção de um valor maior de divergência,  $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ , não resultou em melhora dos resultados, sendo que o padrão de modulação encontrado na imagem simulada mostrou-se semelhante ao padrão encontrado nas simulações com valor menor de divergência,



porém ainda muito diferentes do padrão da imagem real (Figuras 4.20b, 4.21b e 4.22b, linha azul). Observou-se um pico na modulação do sigma zero na região frontal (12,5 km) de 0,30 dB para a simulação sem ajuste, de 2 dB para as simulações com ajuste 1 e de 0,85 dB com o ajuste 2; após atingir a máxima modulação os valores foram caindo até atingirem valores negativos de modulação.

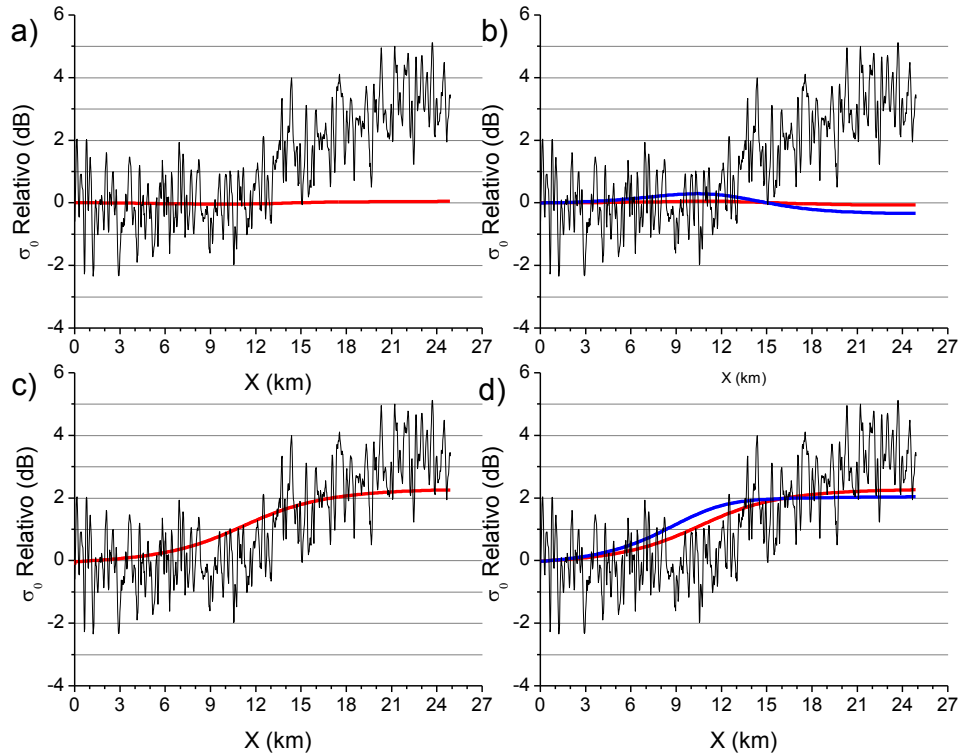


Figura 4. 20 - Simulações realizadas sem ajuste. Seções de sigma zero relativo da região frontal da CB. As linhas pretas correspondem ao perfil de sigma zero relativo da imagem 2. a) Seção de sigma zero relativo da imagem simulada considerando apenas o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (linha vermelha) com vento constante; b) Seções de sigma zero relativo da imagem simulada considerando o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e da divergência de  $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (linha vermelha) e considerando o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e da divergência de  $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  (linha azul) com vento constante; c) Seção de sigma zero relativo da imagem simulada sem corrente e com vento variado (linha vermelha); e d) seções de sigma zero relativo da imagem simulada considerando o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e da divergência de  $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (linha vermelha) e considerando o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e da divergência de  $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  (linha azul) com vento variado. Vento constante:  $5,84 \text{ ms}^{-1}$ ; e vento variável:  $5,84 \text{ ms}^{-1}$  a  $10 \text{ ms}^{-1}$  (direção do vento:  $\emptyset = 131^\circ$ ).

Assim, os resultados analisados demonstraram que, especificamente para a imagem 2, o que se observa é certamente uma modulação no sigma zero na região frontal da CB fortemente dominado por mudança no estresse do vento ao passar de uma região de águas mais frias para outra com águas mais quentes. Nesse caso para a imagem 2, mesmo para diferentes configurações de modelagem, a modulação hidrodinâmica não explica a modulação de sigma zero apresentada por essa imagem na região frontal, resultando inclusive num padrão completamente diferente de modulação.

Os resultados das simulações que objetivaram analisar apenas a influência da modulação por instabilidade na CLA, realizadas utilizando campo de corrente nulo e campo de vento variável, explicaram bem a modulação do sigma zero da imagem 2 (Figuras 4.20c, 4.21c e 4.22c). Como esperado para esse tipo de modulação, o padrão de modulação encontrado para as imagens simuladas foi em forma de patamar; o primeiro patamar, com modulações próximas a zero (lado frio da frente tomado como referência), é relativo à plataforma continental e o segundo patamar, com modulações positivas, à região da CB. A modulação mais alta encontrada no interior da CB era esperada devido ao aumento do estresse do vento. O aumento do vento aumenta a energia das ondas Bragg e causa o aumento das inclinações da superfície do mar, resultando no aumento do sigma zero na região interna da CB; pode-se também aumentar o fenômeno de quebra de ondas, entretanto, este fenômeno não foi modelado nessas simulações.

Foi considerado que a modulação por instabilidade na CLA explicou bem a variação do sigma zero na região frontal dessa imagem SAR. A máxima modulação encontrada sem a utilização de qualquer ajuste foi de 2,26 dB e com a utilização do ajuste 1 e 2 foi de 2,39 dB. Descontadas as oscilações do ruído *speckle*, a imagem apresenta uma modulação da ordem de 3,5 dB na região da CB.

As últimas simulações relativas à imagem 2 tiveram como objetivo analisar a influência da modulação hidrodinâmica em conjunto com modulação por instabilidade na CLA (Figuras 4.20d, 4.21d e 4.22d). Essas simulações foram realizadas utilizando campos de corrente com cisalhamento e divergência (primeiramente com o valor de  $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e posteriormente de  $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e campos de vento variado. Para as simulações com

divergência menor, o sigma zero relativo apresentou um padrão de patamar, com valores máximos de 2,26 dB para as simulações sem ajuste (Fig. 4.20d, linha vermelha) e 2,37 dB para as simulações com ajuste 1 e 2 (Fig. 4.21d e 4.22d, linha vermelha). Portanto, em relação às simulações que consideraram apenas a modulação por instabilidade na CLA, não houve alteração do valor do máximo sigma zero relativo para os casos sem ajuste; e para as simulações com os ajustes 1 e 2, houve queda de 0,02 dB no valor máximo do sigma zero relativo.

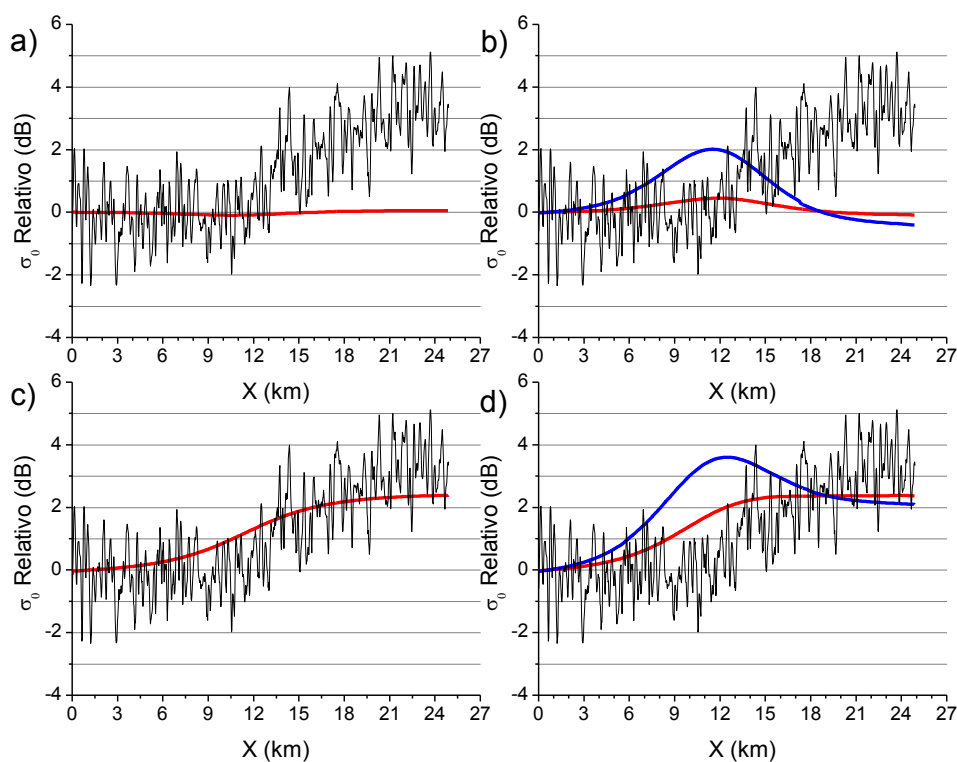


Figura 4. 21 - Mesmo que 4.20. Simulações realizadas com ajuste 1.

A inserção de um maior valor de divergência resultou numa modulação do sigma zero de 2,37 dB com padrão de patamar para as simulações realizadas com o ajuste 2 (Fig. 4.22d, linha azul) e de 2,04 dB sem ajuste (Fig. 4.20d, linha azul). A simulação com ajuste 1 apresentou padrão semelhante ao das simulações considerando apenas a modulação hidrodinâmica (Fig. 4.21d, linha azul), ou seja, um pico positivo de sigma zero relativo de 3,59 dB foi encontrado na região onde a frente térmica foi centrada (12,5 km), padrão esse não observado na imagem analisada.

Considerando todos os casos simulados, pode-se dizer que a modulação do sigma zero da imagem 2 foi melhor representada considerando-se apenas a modulação causada por instabilidade na CLA, e se desejar incluir algum padrão de corrente na região frontal, os melhores resultados foram obtidos pelas simulações que incluíram a modulação hidrodinâmica por meio de campo de corrente com o menor valor de divergência ( $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ).

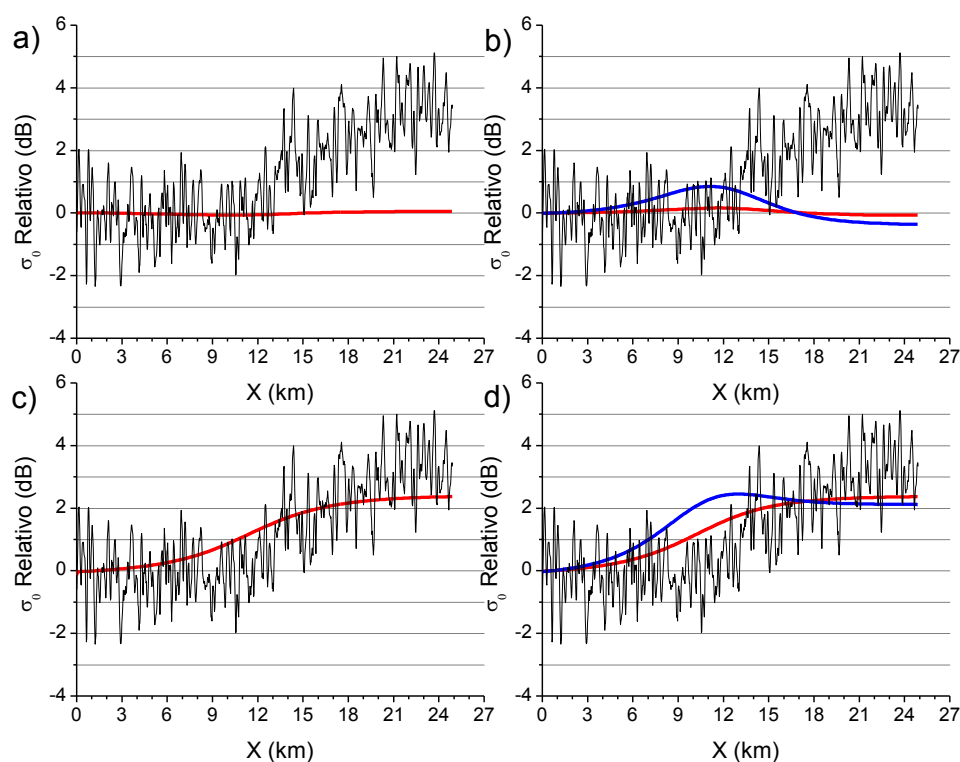


Figura 4. 22 - Mesmo que 4.20. Simulações realizadas com ajuste 2.

### 4.3.3 Imagem 3: ASAR/ENVISAT de 14/10/2009; 01 hora e 10 minutos; Ascendente

A configuração dos experimentos relativos à imagem ASAR/ENVISAT do dia 14 de outubro de 2009, adquirida à 01 hora e 10 minutos (UTC), pode ser observada na Figura 4.23. O ângulo de visada radar em relação ao eixo x para esse caso é de  $37^\circ$  e o ângulo de incidência é de  $34,7^\circ$ . Os dados de vento correspondentes podem ser encontrados na Tabela 3.8.

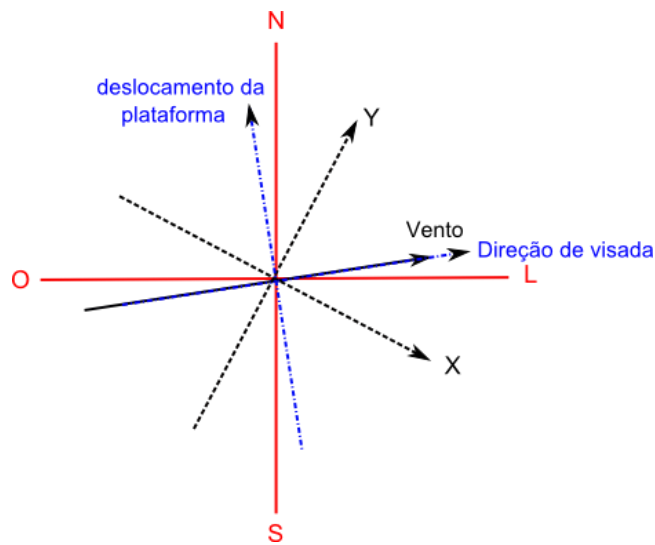


Figura 4. 23 - Configuração dos experimentos relativos à imagem ASAR/ENVISAT do dia 14 de outubro de 2009. As linhas pretas tracejadas correspondem ao eixo x e eixo y, a linha preta cheia corresponde à direção do vento e as linhas azuis tracejadas/pontilhadas correspondem à direção de visada e deslocamento da plataforma.

A imagem SAR em questão é apresentada na Figura 4.24. A linha preta presente nessa imagem indica a região onde o perfil utilizado para comparação com as imagens simuladas foi alocado. A imagem de TSM do produto MUR do mesmo dia de aquisição da imagem SAR pode ser visualizada na Figura 4.25. É possível observar que o perfil (linha preta) alocado na imagem SAR esta inserido na região frontal da CB.

A região ao redor do perfil na imagem SAR é caracterizada por dois setores com valores visualmente diferentes de sigma zero: uma área mais próxima à costa com valores mais baixos de sigma zero e uma área mais *offshore* com valores mais altos. Esse padrão sugere, inicialmente, modulação por instabilidade na CLA. Porém, ao analisar o perfil da imagem SAR (Figura 4.17), é possível observar, em 22 km, um pico de sigma zero relativo, sugerindo que a modulação hidrodinâmica atue em conjunto com a modulação aerodinâmica. A inclusão do fenômeno de divergência nas simulações foi realizada mediante a inserção de uma divergência negativa, ou seja, uma convergência de correntes na região frontal. Os resultados das simulações realizadas sem qualquer ajuste, e com os ajustes 1 e 2 são apresentados, respectivamente nas Figuras 4.26, 4.27 e 4.28.

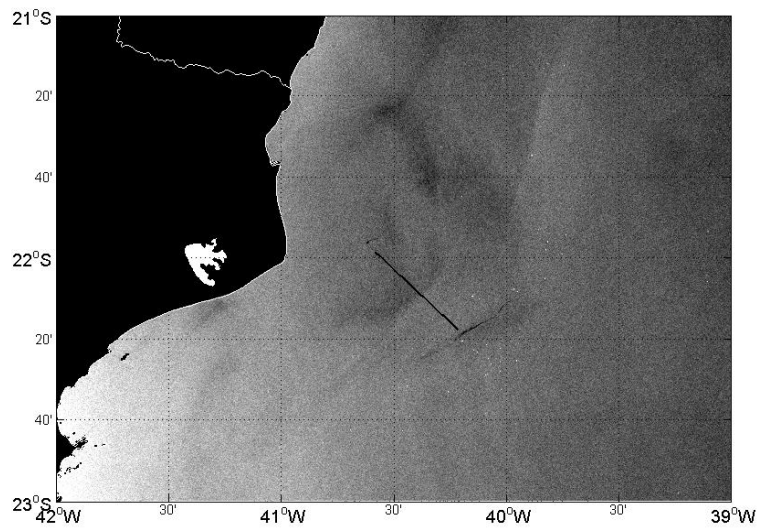


Figura 4. 24 - Imagem ASAR/ENVISAT do dia 14 de outubro de 2009, adquirida à 01 hora e 10 minutos (UTC). É possível observar na região central da imagem a feição corresponde a região frontal, valores mais baixos de sigma zero são encontrados na área mais próxima a costa e valores mais altos na área mais oceânica. A linha preta corresponde ao perfil utilizado para comparação com as imagens simuladas.

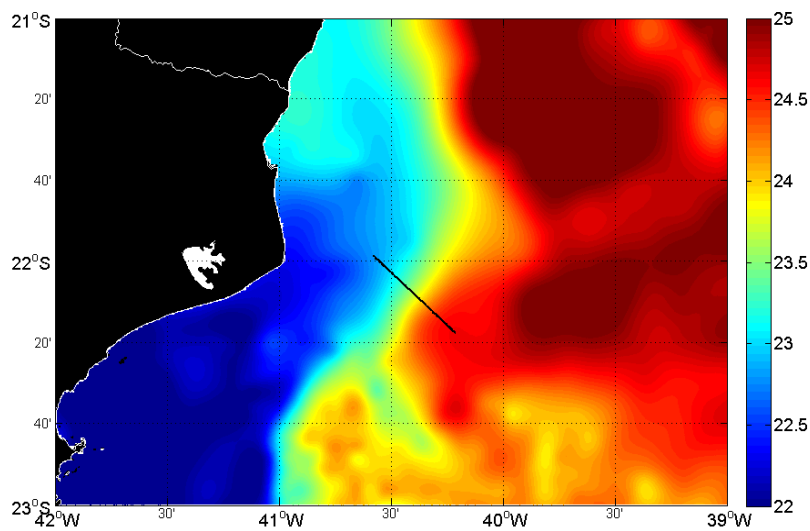


Figura 4. 25 - Imagem de TSM do produto MUR do dia 14 de outubro de 2009 (°C). A linha preta corresponde ao perfil utilizado para comparação com as imagens simuladas.

A modulação hidrodinâmica, seja por cisalhamento ou por divergência das correntes, não foi capaz de explicar a forte variação do sigma zero na região frontal da CB observada na imagem 3 (Figs. 4.26a, 4.27a, 4.28a, 4.26b, 4.27b e 4.28b). O máximo

valor de sigma zero relativo encontrado foi de 0,37dB, correspondendo a simulação realizada com divergência maior ( $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ), utilizando o ajuste 1 (Fig. 4.27b, linha azul).

A modulação por instabilidade na CLA sozinha explicou melhor a variação dos valores de sigma zero relativo, porém não foi capaz de explicar o pico de modulação positiva ( $\sim 2,25 \text{ dB}$ , descontado o *speckle*) encontrado em, aproximadamente, 22 km na imagem real (Figuras 4.26c, 4.27c e 4.28c). O padrão de modulação encontrado foi em forma de patamar (modulação menor encontrada na região externa à CB e maior na região interna) e o máximo valor de sigma zero alcançado foi de 1,35 dB para a simulação sem ajuste (Fig. 4.26c) e 1,47 dB para as simulações com os ajustes 1 e 2 (Figs. 4.27c e 4.28c, respectivamente).

Esperava-se que o pico de modulação, encontrado em 22 km no perfil correspondente a imagem SAR, fosse alcançado considerando a modulação hidrodinâmica juntamente com a modulação aerodinâmica, porém o padrão de patamar continuou sendo o observado. Para as simulações realizadas com divergência de  $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , o máximo valor de sigma zero relativo encontrado foi de 1,43 dB para as simulações sem ajuste e de 1,54 dB para as simulações com os ajustes 1 e 2 (Figs. 4.26d, 4.27d e 4.28d, respectivamente, linha vermelha). Para as simulações realizadas com divergência de  $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ , o valor máximo de sigma zero relativo encontrado para a simulação sem ajuste foi de 1,55 dB e para a simulação com os ajustes 1 e 2 foi de 1,68 dB.

A dificuldade observada de se modelar com fidelidade a assinatura positiva em, aproximadamente, 22 km na imagem SAR é reportada em vários outros estudos que utilizam modelos de simulação de imagens SAR oceânicas em regiões frontais (ROMEISER; ALPERS, 1997; KUDRYAVTSEV et al., 2003a). As dificuldades em se modelar anomalias positivas de sigma zero em frentes decorrem do fato de que uma variedade de causas podem ser responsáveis por modular o retroespalhamento nessas regiões de convergência de corrente. Como exemplo desses fenômenos, podem-se citar os efeitos de interação onda-corrente e o fenômeno de arrebatção de onda (ROMEISER et al., 2003). Simulações realizadas por Kudryavtsev et al. (2005),

mostram que nessas áreas de convergência é possível observar um aumento das inclinações do campo de rugosidade e do efeito de quebra de ondas, sendo este último fenômeno responsável por sensível aumento das ondas Bragg.

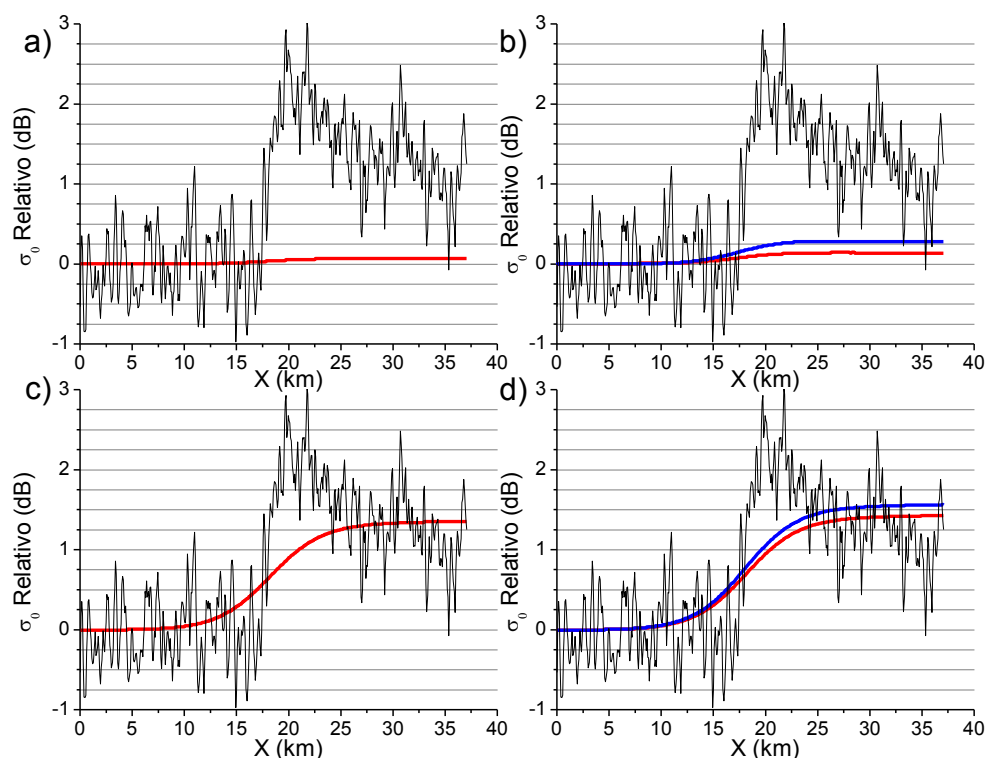


Figura 4. 26 - Simulações realizadas sem ajuste. Seções de sigma zero relativo da região frontal da CB. As linhas pretas correspondem ao perfil de sigma zero relativo da imagem 3. a) Seção de sigma zero relativo da imagem simulada considerando apenas o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (linha vermelha) com vento constante; b) Seções de sigma zero relativo da imagem simulada considerando o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e da divergência de  $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (linha vermelha) e considerando o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e da divergência de  $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  (linha azul) com vento constante; c) seção de sigma zero normalizado da imagem simulada sem corrente e com vento variado (linha vermelha); e d) seções de sigma zero normalizado da imagem simulada considerando o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e da divergência de  $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (linha vermelha) e considerando o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e da divergência de  $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  (linha azul) com vento variado. Vento constante:  $6,5 \text{ ms}^{-1}$ ; e vento variável:  $6,5 \text{ ms}^{-1}$  a  $9,1 \text{ ms}^{-1}$  (direção do vento:  $\emptyset = 180^\circ$ ).



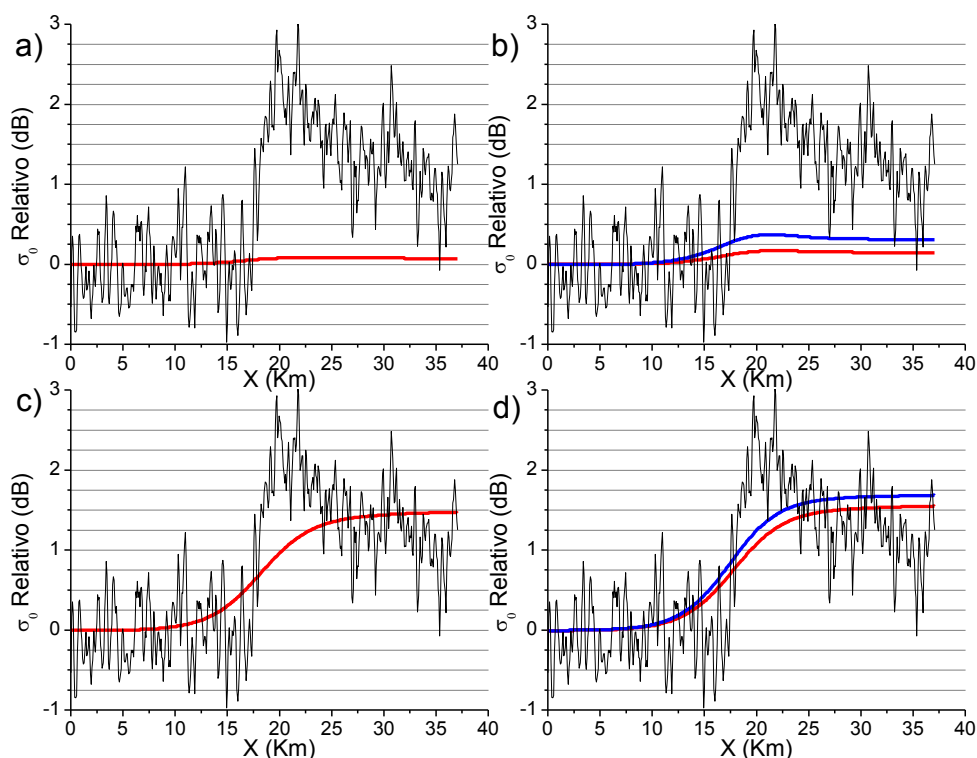


Figura 4. 27 - Mesmo que 4.26. Simulações realizadas com ajuste 1.

Assim, o impacto do fenômeno da quebra de ondas na modulação do sigma zero, principalmente nas assinaturas positivas, seria bastante significativo em regiões frontais imageadas por SAR. Um estudo realizado para as bandas C e L, por Kudryavtsev et al. (2005), indicou a banda C como a mais influenciada pelo efeito de quebra de onda e pela geração adicional de ondas Bragg. Entretanto, o fenômeno de quebra de ondas não foi considerado nas simulações realizadas neste trabalho, pelo fato de que, de acordo com Romeiser et al. (2003), apesar do modelo M4S poder considerar o impacto desse fenômeno, a sua modelagem ainda não foi realizada de forma satisfatória no M4S.

Uma outra possibilidade que vem sendo apontada por vários autores (WRIGHT et al., 1980; SCHRÖTER et al., 1986; ROMEISER et al., 1994) seria uma modulação da velocidade de atrito do vento ( $u_*$ ) sobre o campo de ondas longas, que poderia resultar num aumento da modulação de ondas curtas, e explicar as maiores modulações hidrodinâmicas observadas. Romeiser et al. (1994) argumenta que esse mecanismo poderia ser capaz de explicar as grandes modulações observadas para as bandas C e X e

para ventos moderados, da ordem de  $5 \text{ ms}^{-1}$ , como aqueles observados em nossa região de estudo. Notar que a velocidade de atrito entra no cálculo da taxa de relaxação (Eq. 2.26) e na determinação do espectro de ondas de equilíbrio.

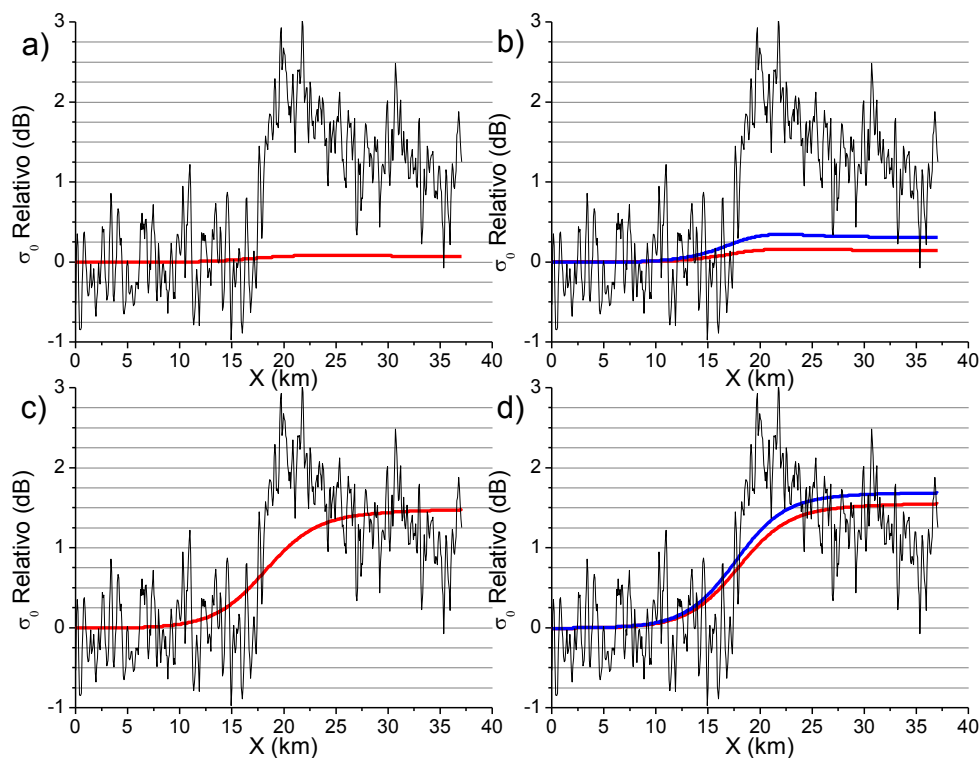


Figura 4. 28 - Mesmo que 4.26. Simulações realizadas com ajuste 2.

#### 4.3.4 Imagem 4: ASAR/ENVISAT de 15/10/2009; 12 horas e 32 minutos; Descendente

Na Figura 4.29 é possível observar a configuração dos experimentos relativos à imagem ASAR/ENVISAT, adquirida no dia 15 de outubro de 2009 às 12 horas e 32 minutos (UTC). O ângulo de visada radar em relação ao eixo x para esse caso é de  $213^\circ$  e o ângulo de incidência é  $20^\circ$ . Os dados de vento correspondentes podem ser encontrados na Tabela 3.8.

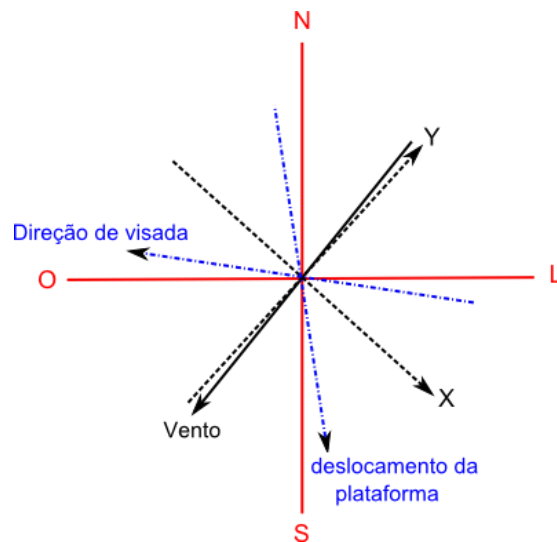


Figura 4. 29 - Configuração dos experimentos relativos à imagem ASAR/ENVISAT do dia 15 de outubro de 2005. As linhas pretas tracejadas correspondem ao eixo x e eixo y, a linha preta cheia corresponde à direção do vento e as linhas azuis tracejadas/pontilhadas correspondem à direção de visada e deslocamento da plataforma.

A imagem SAR em questão pode ser visualizada na Figura 4.30. A linha preta indica a região da imagem onde o perfil analisado foi alocado. A imagem de TSM do produto MUR do mesmo dia de aquisição da imagem SAR (Figura 4.31) indica que o perfil (linha preta) foi alocado na região frontal da CB.

É possível observar que a região no entorno do perfil é caracterizada pela presença de uma feição (linha) com valores de sigma zero mais baixos que corresponde a região frontal da CB; esse fato indica influência predominante da modulação hidrodinâmica. Por terem sido encontrados valores negativos de sigma zero relativo, optou-se por utilizar divergência positiva (indicando a divergência das correntes superficiais) nas simulações que levaram esse fenômeno em consideração. Os resultados das simulações realizadas sem ajuste e com os ajustes 1 e 2 são apresentados, respectivamente, nas Figuras 4.32, 4.33 e 4.34.

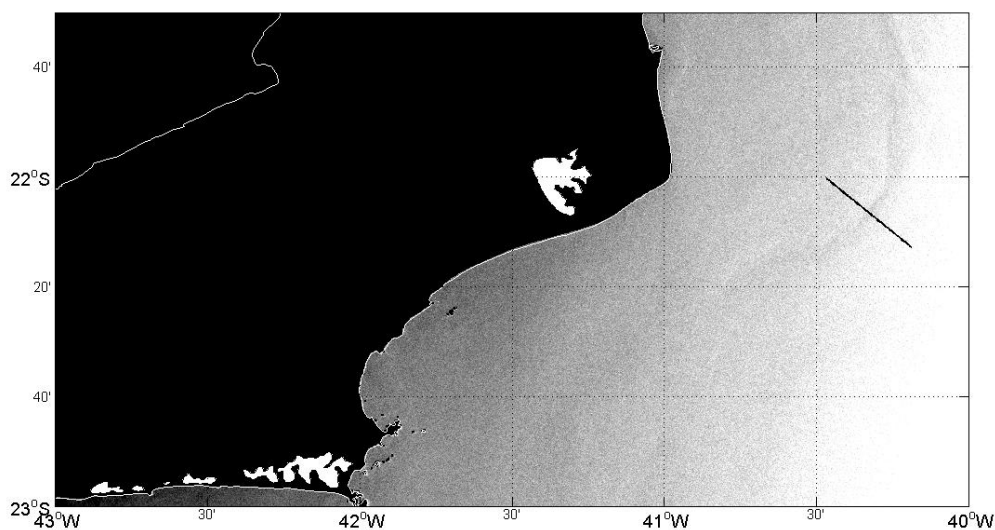


Figura 4. 30 - Imagem ASAR/ENVISAT do dia 15 de outubro de 2009, adquirida no dia 15 de outubro de 2009 às 12 horas e 32 minutos (UTC). É possível observar ao sul a feição com valores mais baixos que sigma zero que corresponde a região frontal. A linha preta corresponde ao perfil utilizado para comparação com as imagens simuladas.

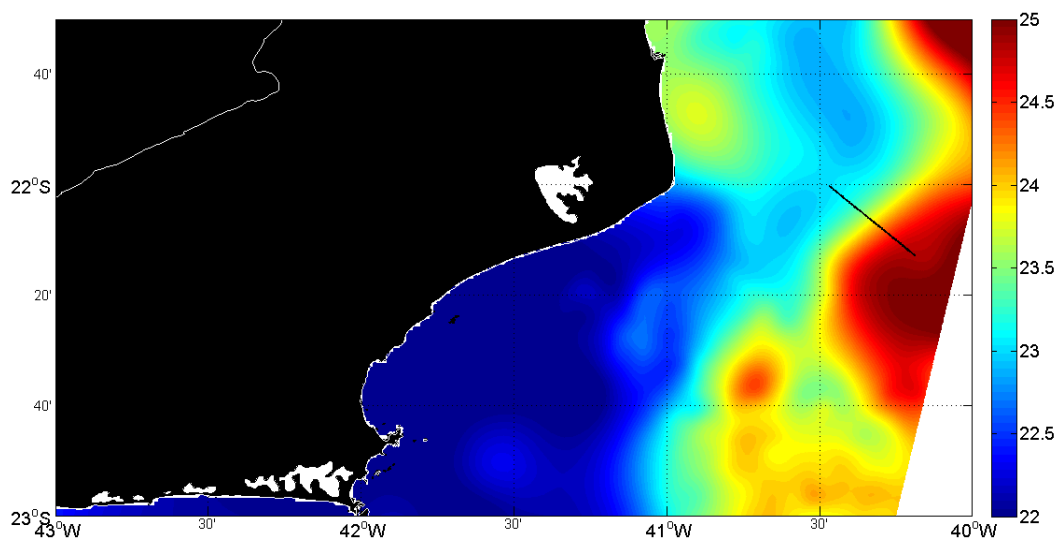


Figura 4. 31 - Imagem de TSM do produto MUR do dia 15 de outubro de 2009 ( $^{\circ}\text{C}$ ). A linha preta corresponde ao perfil utilizado para comparação com as imagens simuladas.

Os resultados das simulações realizadas com campos de corrente sem inserção de divergência não explicaram o padrão de variação do sigma zero relativo, sendo inclusive encontrados padrões opostos de variação (Figuras 4.32a, 4.33a e 4.34a). Embora a modulação máxima na imagem real tenha sido negativa (aproximadamente

-1 dB, desconsiderando o ruído *speckle*), as modulações máximas nas imagens simuladas tiveram valores positivos. A simulação sem ajuste apresentou valor máximo de sigma zero relativo de 0,13 dB, com ajuste 1 apresentou valor máximo de 0,50 dB e com ajuste 2 de 0,25 dB. Assim, sem divergência alguma, apenas com cisalhamento, mesmo fazendo uso dos ajustes 1 e 2, as simulações M4S foram totalmente discrepantes daquela observada na imagem SAR.

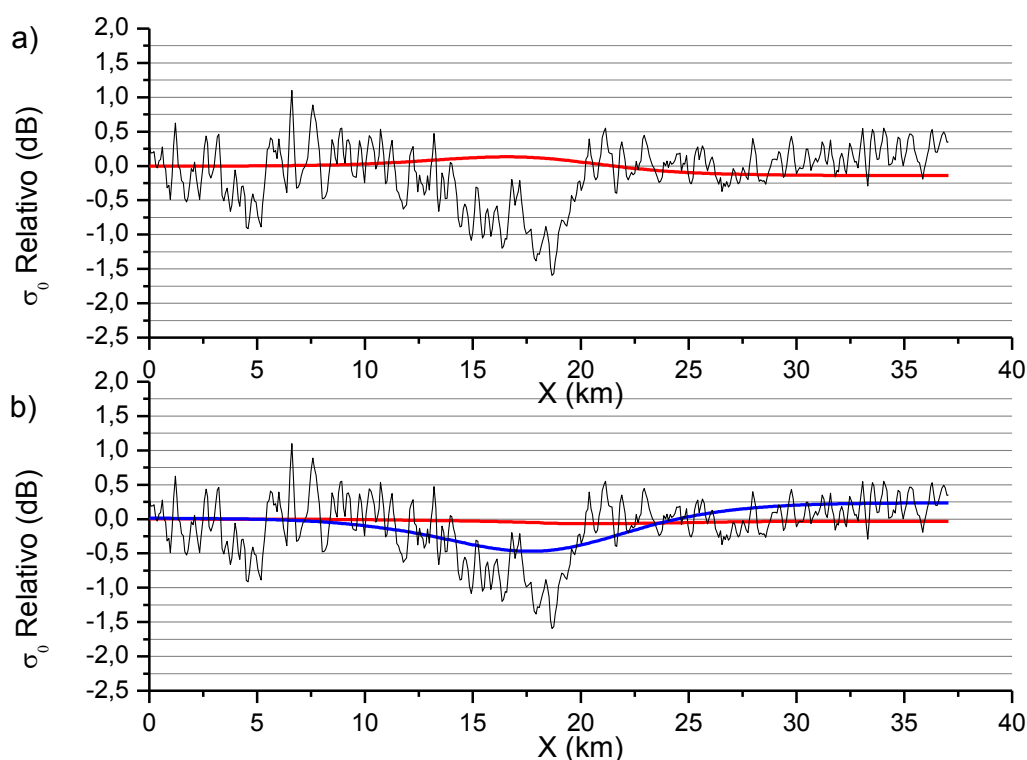


Figura 4. 32 - Simulações realizadas sem ajuste. Seções de sigma zero relativo da região frontal da CB. As linhas pretas são relativas ao perfil de sigma zero relativo da imagem 4. a) Seção de sigma zero relativo da imagem simulada considerando apenas o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (linha vermelha) com vento constante; e b) Seções de sigma zero relativo da imagem simulada considerando o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e da divergência de  $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (linha vermelha) e considerando o efeito do cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e da divergência de  $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  (linha azul) com vento constante. Vento constante:  $7,42 \text{ ms}^{-1}$  (direção do vento:  $\phi = 240^\circ$ ).

A inserção de uma divergência de  $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  aos campos de corrente não foi suficiente para explicar a modulação do sigma zero apresentada pela imagem real, entretanto resultou em modulações mais realísticas, visto que a máxima modulação encontrada

estava associada a valores negativos de sigma zero relativo (Figuras 4.32b, 4.33b e 4.34b, linha vermelha). A máxima modulação negativa de sigma zero encontrada para a simulação sem ajuste foi de -0,06 dB, para a simulação com ajuste 1 foi de -0,28 dB e para a simulação com ajuste 2 de -0,16 dB. Vê-se assim que a magnitude da modulação obtida foi muito baixa comparada à modulação observada na imagem real (-1 dB desconsiderando o ruído *speckle*).

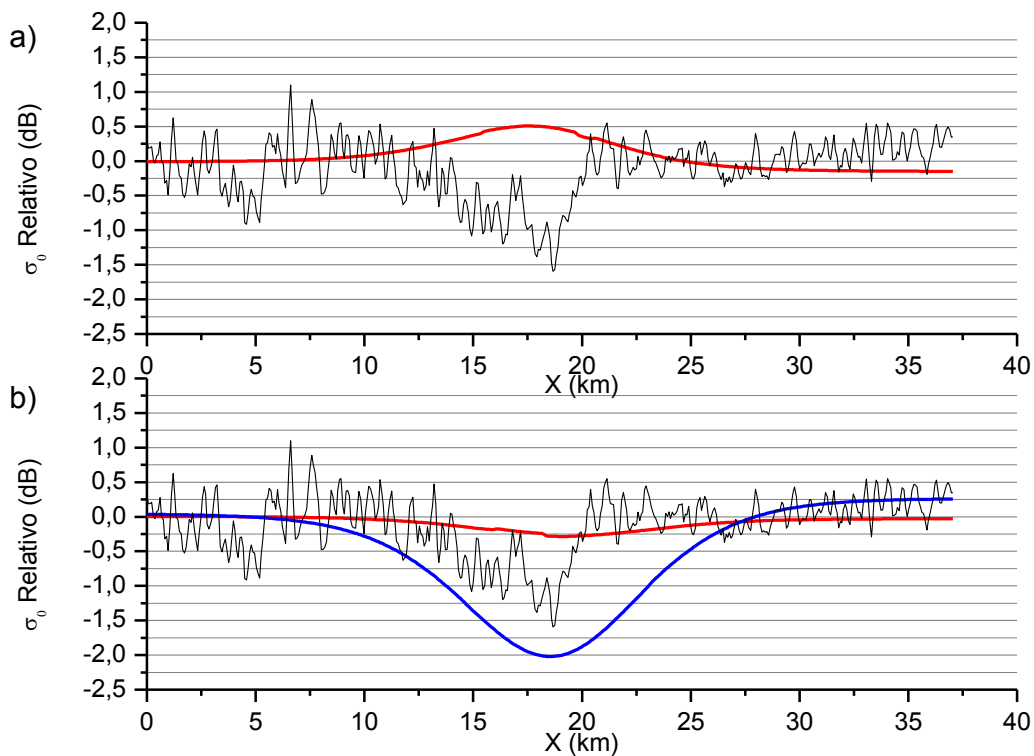


Figura 4. 33 - Mesmo que 4.32. Simulações realizadas com ajuste 1.

Com a inserção de uma divergência mais intensa, de  $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  nos campos de corrente sintéticos, os resultados mostraram modulações do sigma zero mais próximas à modulação apresentada pela imagem real (Figuras 4.32b, 4.33b e 4.34b, linha azul). Enquanto o máximo valor negativo de sigma zero relativo encontrado para a simulação sem ajuste foi de -0,46 dB, para a simulação com o ajuste 1 foi de -2,02 dB e para a simulação com ajuste 2 foi de -1 dB. Vê-se pela Figura 4.34b (linha azul) que a simulação com ajuste 2 explicou bem a modulação encontrada pela imagem 4. Embora o ajuste 1 tenha propiciado um maior sinal de modulação comparado as simulações que

não utilizaram quaisquer de ajustes, o resultado é uma superestimativa da real modulação observada.

Podemos dizer que a utilização dos diferentes ajustes resultou no aumento da modulação do sigma zero nos experimentos realizados com as quatro imagens SAR. Esse aumento foi mais evidente para as simulações que consideraram a modulação hidrodinâmica. Os dois ajustes utilizados realizaram alterações no valor da taxa de relaxação que, segundo Brandt et al. (1999), determina a força da modulação hidrodinâmica segundo a teoria da Interação Hidrodinâmica Fraca desenvolvida por Longuet-Higgins e Stewart (1964), Whitham (1965) e por Bretherton (1970). Enquanto o ajuste 2 somente modifica (reduz) a magnitude da taxa de relaxação, igualmente para todas as direções em relação à direção do vento (função de espalhamento isotrópica), o ajuste 1 faz a mesma redução de magnitude, mas também introduz uma modulação em direção, por meio de alterações na função de espalhamento utilizada no espectro de ondas escolhido (de Elfouhaily nas simulações aqui realizadas).

Sendo a taxa de relaxação igual ao inverso do tempo de relaxação, a diminuição dessa taxa por um fator de oito resulta num aumento do tempo de relaxação pelo mesmo fator. Segundo Alpers e Hennings (1984), o tempo de relaxação é a medida do tempo de duração do desequilíbrio do sistema de ondas curtas causado por variações observadas no campo de corrente. Assim, quanto maior o tempo de relaxação, mais intensa a modulação hidrodinâmica. Segundo os autores, o tempo de relaxação é determinado pela combinação dos efeitos de excitação do vento, da transferência de energia a outras ondas devido à ressonância conservativa da interação onda-onda, e perda de energia devido a processos dissipativos como, por exemplo, o fenômeno de quebra de onda.

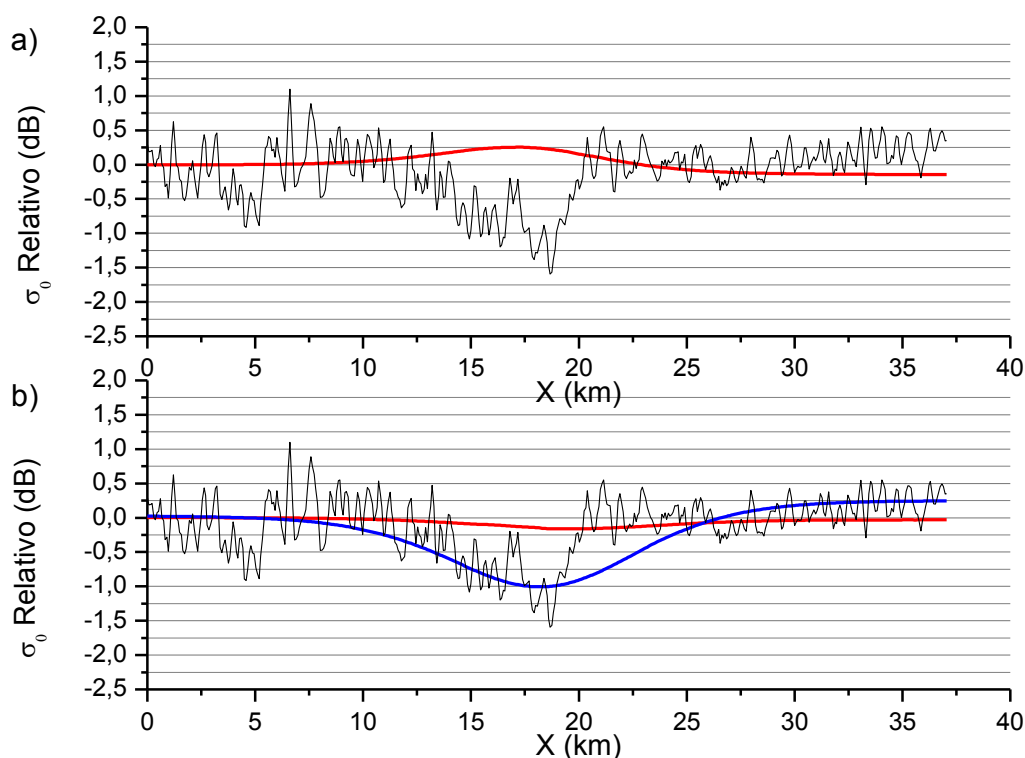


Figura 4. 34 - Mesmo que 4.32. Simulações realizadas com ajuste 2.

#### 4.4 Influência da polarização, frequência e direção do vento na visualização da frente térmica da Corrente do Brasil em imagens SAR

Nesse item serão apresentados os resultados e a análise dos testes que consideraram a influência da polarização, da frequência e da direção do vento em relação ao feixe de radar na visualização da frente térmica da CB em imagens SAR.

Os resultados das simulações realizadas utilizando a imagem 3 como base estão resumidos nos gráficos das Figuras 4.35 (banda C) e 4.36 (banda L). Essas simulações foram realizadas considerando a modulação hidrodinâmica e a modulação por instabilidade na CLA. A primeira modulação foi inserida nas simulações por meio de campos de corrente que consideraram os fenômenos de cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e de divergência ( $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ), já a segunda modulação foi inserida por meio de um campo de vento variável espacialmente (variando de  $6,5 \text{ ms}^{-1}$  sobre a água de plataforma a  $9,1 \text{ ms}^{-1}$  sobre a água da CB), conforme descrito na metodologia. As simulações foram realizadas considerando o ajuste 2.



O padrão e a magnitude da modulação do sigma zero encontrados para essas simulações mostraram-se diferentes de acordo com a frequência utilizada para a realização dos testes. O padrão encontrado para a banda C foi o de patamar, com valores de sigma zero relativo próximos a zero obtidos para a região da plataforma continental, e máximos valores de sigma zero relativo para a região da CB.

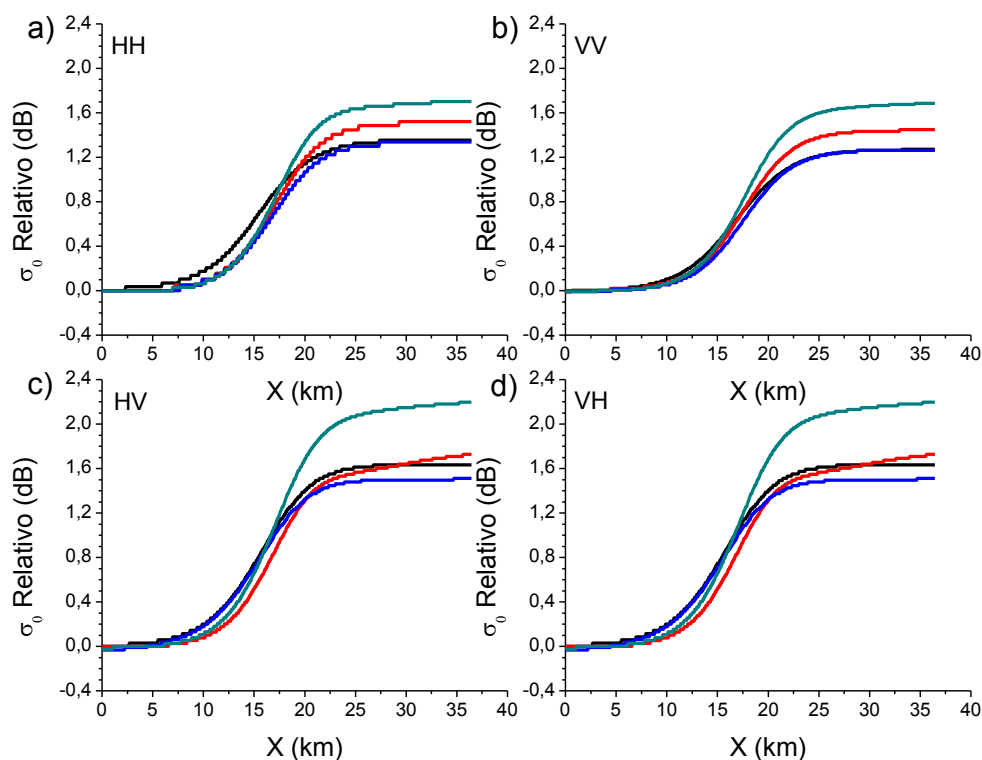


Figura 4.35 - Seções de sigma zero relativo da região frontal da CB correspondentes às simulações baseadas na imagem 3 e banda C. a) Seções de sigma zero relativo das simulações realizadas com polarização HH e direção do vento crosswind 90° (linha vermelha), crosswind 270° (linha azul), downwind (linha verde) e upwind (linha preta); b) Mesmo que item a, porém para polarização VV; c) mesmo que item a, porém para polarização HV; e d) mesmo que item a, porém para polarização VH.

Para todas as polarizações utilizadas e banda C, a maior modulação do sigma zero foi encontrada para a direção de vento *downwind* (linha verde), sendo que, dentre essas, as polarizações cruzadas apresentaram as maiores modulações (2,2 dB). Para as polarizações HH (Figura 4.35a) e VV (Figura 4.35b), as menores modulações foram encontradas para as direções de vento *upwind* (linha preta) e *crosswind* 270° (linha

azul). Para a polarização HH essa modulação foi em torno de 1,30 dB e para a VV em torno de 1,25 dB. Para as polarizações cruzadas (Figuras 4.35c e 4.35d), as menores modulações, com valor de 1,51 dB, foram encontradas para a direção *crosswind* 270° (linha azul).

Para a banda L, os padrões da modulação de sigma zero modelados apresentaram características bastante distintas entre si. Por exemplo, valores negativos de sigma zero relativo na região da CB foram modelados para a direção de vento *upwind* (linha preta) e polarizações HH (Figura 4.36a) e VV (Figura 4.36b) e *crosswind* 90° (linha vermelha) em menor amplitude para a polarização VV. Esse padrão parece não ser realista considerando que os valores de sigma zero normalmente são maiores na região da CB em relação àqueles sobre a plataforma continental.

Se considerarmos o padrão de variação do sigma zero relativo observado na imagem SAR 3, podemos dizer que para a banda L, as melhores simulações foram para as polarizações cruzadas (Figuras 4.36c e 4.36d) e ventos *crosswind* 270° (linha azul) e *upwind* (linha preta). Embora com magnitudes mais baixas que aquelas observadas na imagem simulada em banda C, vê-se um aumento rápido do sigma zero na região frontal (18,5 km) que sofre em seguida uma redução, porém ficando num patamar mais elevado que aquele encontrado na porção fria da frente. Esse padrão é aquele observado na imagem real em questão (ver perfil da imagem SAR nas Figuras. 4.26, 4.27 e 4.28).

As maiores modulações, para as bandas L, foram encontradas para as polarizações cruzadas (Figuras 4.36c e 4.36d) e direção *downwind* (0,96 dB, linha verde). Para as polarizações HH (Figura 4.36a) e VV (Figura 4.36b) as maiores modulações foram encontradas para a direção *upwind* (linha preta), apresentando valor máximo de sigma zero relativo de 0,34 dB para a polarização HH e de 0,15 dB para a polarização VV.

Embora tenha sido possível em banda L se aproximar do padrão de variação do sigma zero observado na imagem com as simulações de polarização cruzada, as simulações para essa faixa de frequência apresentaram baixas modulações em comparação com a banda C. Estudo realizado por Ufermann e Romeiser (1999) com o modelo direto M4S indicaram que as simulações realizadas para a banda L, com campo de vento variável,

não reproduziram bem a variação do sigma zero na região frontal da CG. Os melhores resultados para a banda L, segundo os autores, foram encontrados com a utilização de campo de vento uniforme.

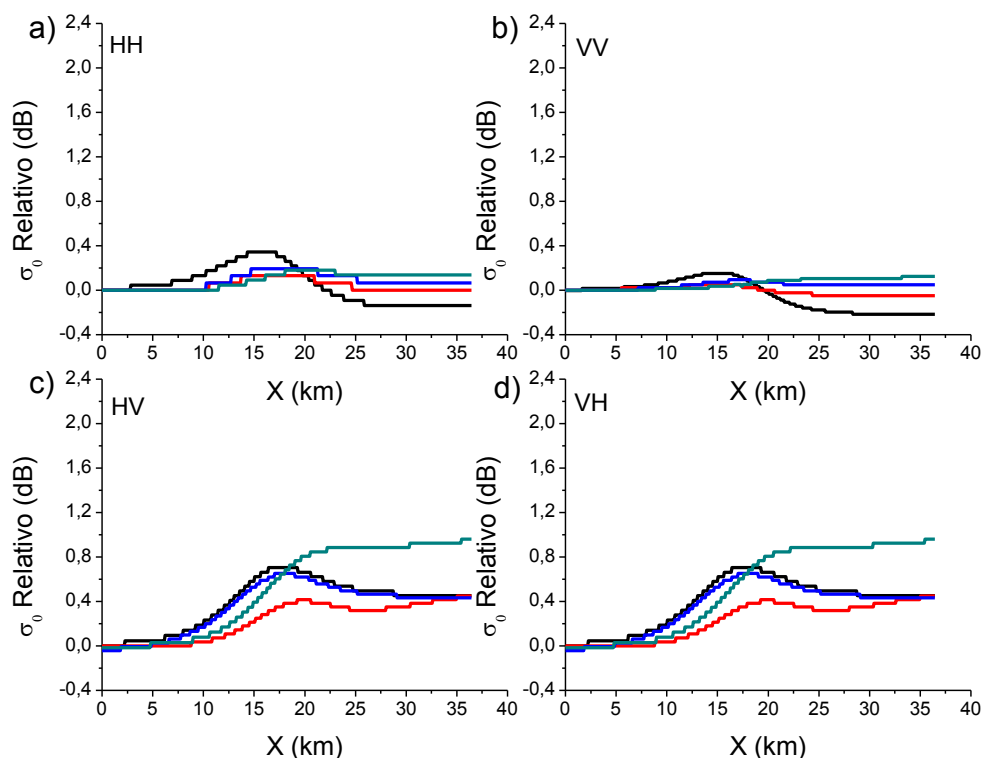


Figura 4. 36 - Mesmo que Figura 4.35. Simulações realizadas para banda L.

Os resultados das simulações em banda C e L e diferentes polarizações realizadas utilizando a imagem 4 como base estão resumidos nas Figuras 4.37 e 4.38. Essas simulações foram realizadas considerando apenas a modulação hidrodinâmica, por meio da utilização de campo de corrente com cisalhamento ( $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e divergência ( $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e campo de vento constante. As simulações foram realizadas considerando o ajuste 2.

Comparando-se as Figuras 4.37 e 4.38 observa-se que os padrões de modulação para essas simulações foram semelhantes para ambas as bandas. A modulação apresentou uma queda na região onde a frente térmica foi centrada (18,5 km), subindo em seguida. Para cada uma das bandas, os padrões HH (Figuras 4.37a e 4.38a) e VV (Figuras 4.37b e 4.38b) para as diferentes orientações de vento são bastante semelhantes entre si; o

mesmo ocorrendo para as polarizações HV (Figuras 4.37c e 4.38c) e VH (Figuras 4.37d e 4.38d).

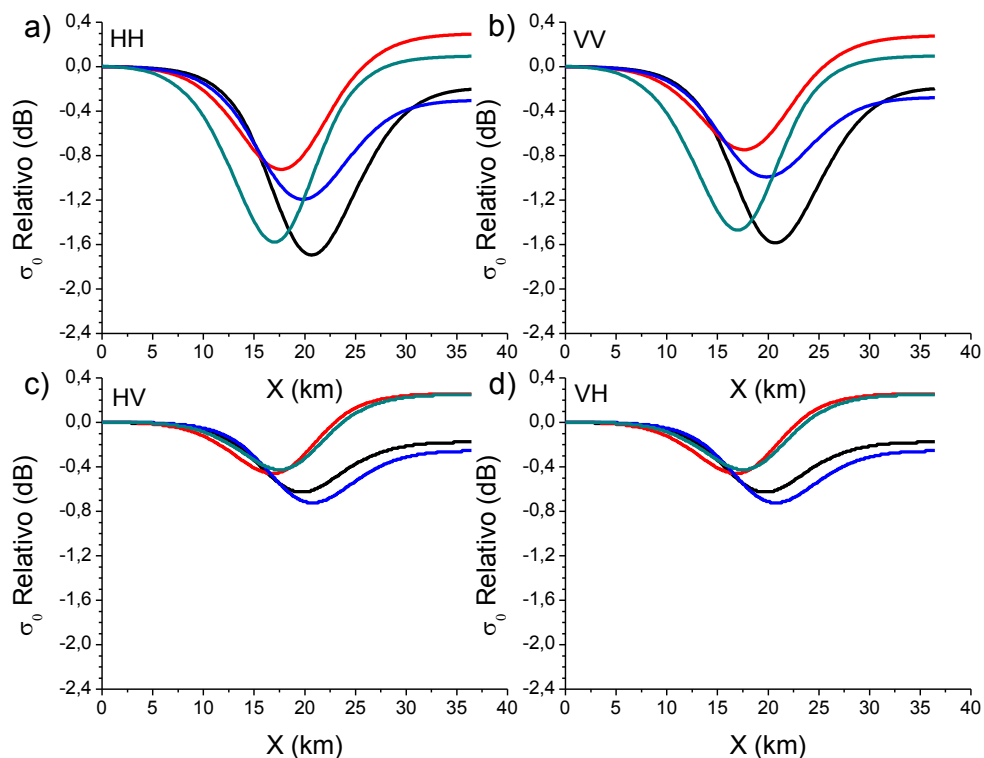


Figura 4. 37 - Seções de sigma zero relativo da região frontal da CB correspondentes às simulações baseadas na imagem 4. a) seções de sigma zero relativo das simulações realizadas com banda C, polarização HH e direção do vento crosswind 90° (linha vermelha), crosswind 270° (linha azul), downwind (linha verde) e upwind (linha preta); b) mesmo que item a, porém para polarização VV; c) mesmo que item a, porém para polarização HV; e d) mesmo que item a, porém para polarização VH.

Para ambas as frequências e polarizações HH e VV, a direção de vento *upwind* (linha preta) apresentou as maiores modulações. A máxima modulação negativa do sigma zero, para a banda C e polarização HH, foi de -1,70 dB e, para polarização VV, foi de -1,58 dB. Já para a banda L e polarização HH, a máxima modulação negativa foi de -2,03 dB e, para a polarização VV, foi de -1,78 dB.

A direção do vento *crosswind* 270° (linha azul) apresentou as maiores modulações negativas de sigma zero para as polarizações cruzadas e ambas as frequências (Figuras

4.37c, 4.37d, 4.38c e 4.38d). A máxima modulação negativa de sigma zero encontrada para a banda C foi de -0,70 dB e para a banda L foi de -0,77 dB.

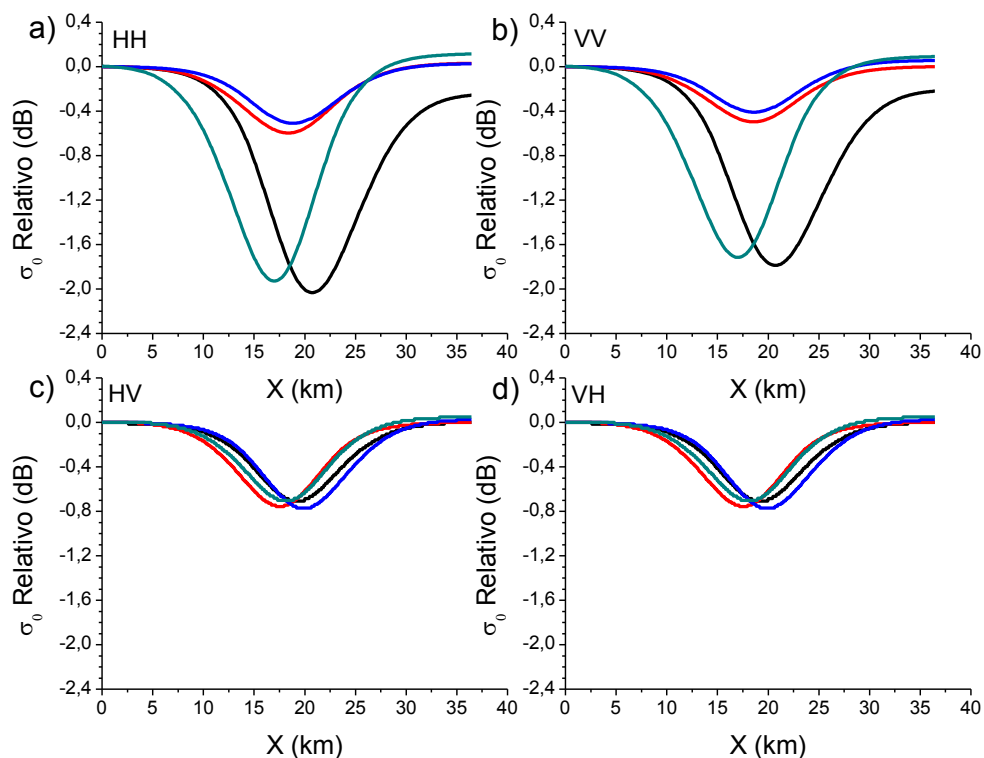


Figura 4. 38 - Mesmo que Figura 4.37. Simulações realizadas para banda L.

Simulações realizadas por Ufermann e Romeiser (1999) com o modelo M4S indicaram que, para as polarizações HH e VV e direção *crosswind*, a modulação do sigma zero encontrada para a banda L foi menor que a encontrada para a banda C. Esse resultado também foi visualizado nas simulações realizadas nessa dissertação; os experimentos realizados com polarização HH (4.38a) e VV (4.38b), direções de vento *crosswind* 90° (linha vermelha) e 270° (linha azul) e banda L apresentaram modulações menores que as encontradas para a mesma polarização e direção de vento, porém, banda C. Entretanto, para a polarização HV e direção *crosswind*, Ufermann e Romeiser (1999) observaram modulações do sigma zero maiores para a banda L que para a banda C; esse resultado também foi obtido nessa dissertação (Figuras 4.37c e 4.38c, linhas vermelha e azul).

Os experimentos realizados para a banda L, que levaram em consideração apenas a modulação hidrodinâmica (Figuras 4.37 e 4.38), apresentaram modulações maiores de sigma zero em relação aos experimentos que consideraram também a influência da modulação causada por instabilidade na CLA (Fig. 4.35 e 4.36). Ufermann e Romeiser (1999) concluíram, por meio de seus experimentos, que a banda L respondeu melhor para as simulações que consideravam apenas a modulação hidrodinâmica. Assim, os resultados obtidos podem indicar que a banda L tem sua resposta mais afetada pela modulação hidrodinâmica que pela modulação por instabilidade na CLA. Entretanto, é necessário investigar melhor esse tema, visto que o menor impacto da modulação por instabilidade na CLA nas simulações realizadas com a banda L pode ser atribuído a questões associadas ao funcionamento do modelo.

Em todos os experimentos realizados nesse trabalho para as bandas L e C, as modulações encontradas para a polarização HH (Figuras 4.37a e 4.38a) foram maiores que as modulações encontradas para a VV (Figuras 4.37b e 4.38b). Experimentos realizados por Romeiser e Alpers (1997), utilizando o modelo M4S e as bandas P e X, também obtiveram resultados que indicavam a maior modulação encontrada para a polarização HH em comparação com a VV. As modulações encontradas para as polarizações cruzadas foram exatamente iguais em todas as simulações realizadas.

Simulações realizadas por Romeiser e Alpers (1997) com o modelo M4S, para as bandas P e X, indicaram que as maiores modulações foram encontradas, para as polarizações HH e VV, para a direção do vento *upwind* quando a velocidade do vento foi de  $5 \text{ ms}^{-1}$  e para a direção de vento *downwind* quando a velocidade foi de  $10 \text{ ms}^{-1}$ . Os resultados obtidos nessa dissertação foram ao encontro dos resultados obtidos pelos autores em questão. As simulações relativas à imagem 4, que apresentavam vento médio de  $7,42 \text{ ms}^{-1}$ , apresentaram as maiores modulações de sigma zero para a direção de vento *upwind* (linha preta), polarizações HH e VV e bandas C e L (Figuras 4.37a, 4.37b, 4.38a e 4.38b). As simulações relativas à imagem 3, que foram realizadas com vento de  $6,5 \text{ ms}^{-1}$  na região externa a CB e de  $9,1 \text{ ms}^{-1}$  na região interna, apresentaram as maiores modulações de sigma zero para a direção de vento *downwind* (linha verde) para todas as

polarizações da banda C (Figura 4.35) e para as polarizações cruzadas da banda L (Figuras 4.36c e 4.36d).

As direções de vento crosswind  $90^\circ$  e  $270^\circ$  apresentaram diferentes modulações do sigma zero em todas as simulações realizadas, esse fato indica que a direção do vento em relação à corrente também tem influência sobre a modulação encontrada nas regiões frontais. Essa influência ocorre por conta da velocidade relativa entre o vento e a corrente superficial ser considerada no cálculo do estresse do vento que, por sua vez, é utilizado, por exemplo, no cálculo da taxa de relaxação. A taxa de relaxação, conforme já foi discutido, é relacionada à força da modulação hidrodinâmica. Porém, para entender melhor a influência que a velocidade relativa entre o vento e a corrente tem na modulação do sigma zero da CB, é preciso realizar outras simulações.





## 5 CONCLUSÕES

O presente trabalho teve por objetivo principal analisar o potencial da modelagem numérica micro-ondas na simulação de feições oceânicas observadas em imagens de radar de abertura sintética. Em particular, como a variação do campo de correntes de superfície, com seus cisalhamentos e divergências e o campo variável de vento, pode modular os valores de sigma zero em regiões de frentes oceânicas.

Para o estudo foram selecionadas algumas imagens SAR nas polarizações VV (ASAR/ENVISAT) e HH (RADARSAT-1) da costa SE do Brasil contendo feições lineares correspondentes à frente de superfície da Corrente do Brasil. A confirmação de que essas feições presentes nas imagens SAR eram, de fato, associadas à presença da frente da CB foi feita por comparação com imagens concomitantes de temperatura da superfície do mar de imagens termais do produto MUR.

A simulação das condições médias de cisalhamento e divergência presentes na região frontal da CB foram realizadas utilizando dados *in situ* de correntes superficiais obtidas por correntógrafos ADCP e resultados de modelo hidrodinâmico implementado para a região. Os campos de ventos utilizados no modelo foram simulados a partir de dados coletados pelo sensor escaterômetro QuikScat. As modelagens numéricas foram realizadas com o uso do modelo M4S. O sinal das anomalias de sigma zero encontradas nas frentes oceânicas é determinado por um conjunto de fatores ambientais como a intensidade e a direção do vento, a direção e intensidade do campo de corrente e sua divergência e cisalhamento horizontal. Além disso, a resposta do sinal de radar depende também das condições de imageamento, aí incluídos a direção de visada do feixe de radar em relação ao vento e à frente oceânica, o ângulo de incidência e a polarização do feixe radar. Vê-se, portanto, que esse é um processo bastante complexo e dependente de inúmeros parâmetros de entrada. A simulação do valor de sigma zero em cada ponto da imagem é feita pela propagação das ondas de Bragg até o ponto em questão considerando os efeitos de modulação hidrodinâmica e aerodinâmicas causadas diretamente pelo vento.

Os resultados do modelo são úteis para se explicar ou interpretar feições observadas nas imagens SAR e para extrair informações quantitativas dessas imagens. Outro aspecto é o uso do modelo para se fazer previsões sobre a resposta SAR de fenômenos oceânicos associados à campos de correntes ou de vento hipotéticos.

Os resultados das simulações realizadas com base nas quatro imagens SAR indicaram que em nenhum dos casos simulados o cisalhamento horizontal da corrente foi capaz de explicar sozinho a modulação do sigma zero encontrado na região frontal da CB, causando inclusive uma modulação oposta (positiva) à modulação encontrada na imagem 4, que apresentava uma modulação negativa. A inclusão do fenômeno de divergência da ordem de  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$  também não foi suficiente para explicar a modulação encontrada na região frontal.

A inserção de uma divergência maior (da ordem de  $10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) às simulações baseadas nas imagens 1 e 4 foi responsável por melhores resultados. No caso da imagem 1, a inserção dessa divergência não foi suficiente para explicar a modulação encontrada na região frontal. Já para a imagem 4, a inserção da divergência maior combinada com a utilização do ajuste 2 foi eficiente em explicar a modulação da região frontal. Esse fato pode indicar que os valores de cisalhamento da região frontal da CB sejam maiores que os calculados com os dados de ADCP.

Os dados de ADCP utilizados nesse trabalho, conforme descrito na metodologia, apresentam distância média de 5,3 km entre os pontos de coleta de informações. Esse valor pode ser considerado uma resolução grosseira para a região frontal da CB, visto que essa, segundo Lorenzetti et al. (2009), tem uma largura média de 5,7 km. Assim, sugere-se que nos próximos estudos sejam calculados os valores de divergência e cisalhamento típicos da CB por meio de dados de ADCP com resolução espacial mais alta. É possível que para algumas situações particulares, os valores de divergência e cisalhamento relacionados à região frontal da CB possam ser localmente modificados (aumentados), fazendo com que essas feições tornem-se identificáveis.

Para as imagens 2 e 3, as simulações que melhor explicaram a modulação do sigma zero na região frontal da CB foram as com campo de vento variável, ou seja, que

introduziram o efeito da modulação causada por instabilidade na CLA. Os testes que levaram em conta a modulação hidrodinâmica (cisalhamento de  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e divergência de  $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e da modulação por instabilidade na CLA apresentaram também bons resultados. Entretanto, as simulações que foram realizadas com uma divergência maior ( $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) não explicaram a modulação encontrada para a imagem 3, levando inclusive a padrões diferentes de modulação do sigma zero.

Mudanças na taxa de relaxação, por meio da utilização dos ajustes 1 e 2, foram importantes para a obtenção de melhores resultados, principalmente para os casos em que a modulação hidrodinâmica predominou. A redução da taxa de relaxação em oito vezes (ajuste 2), por ter levado a uma boa concordância entre a imagem 4 e sua respectiva imagem simulada, foi considerada eficiente.

Os casos em que a modulação causada por instabilidade na CLA foi considerada a principal causa da variação do sigma zero na região frontal apresentaram resultados satisfatórios. Em contrapartida, resultados aceitáveis foram encontrados em apenas um dos dois casos em que a modulação hidrodinâmica foi apontada como a principal responsável pela variação do sigma zero na região frontal da CB. Esse resultado leva a crer que o modelo M4S responde melhor à influência do vento que à influência da interação onda-corrente, não só para os casos de modulação hidrodinâmica que resultam em sinais positivos (como já era esperado), mas também aos casos que resultam em sinais negativos nas imagens SAR. A simulação que não apresentou resultado satisfatório apresentava alto ângulo de incidência; essa característica pode ter sido uma das causas para o resultado ruim da simulação, visto que esse parâmetro tem impacto no valor da taxa de relaxação.

Entretanto, os bons resultados encontrados para a modulação por instabilidade na CLA podem ter sido em função do método empregado para achar a variação do vento na região frontal. O método em questão utilizou simulações com o próprio modelo M4S para achar a variabilidade do vento, esse fato pode ter ajudado na maior concordância entre a modulação encontrada nas imagens simuladas e reais. Ainda é importante ressaltar que a variação da intensidade do vento calculada por meio desse método foi

alta ( $4,16 \text{ ms}^{-1}$  para a imagem 2 e  $2,6 \text{ ms}^{-1}$  para a imagem 3), sendo necessário a realização de mais estudos que sustentem esses valores.

Os testes que analisaram a influência da polarização, da frequência e da direção do vento sobre a visualização da frente térmica da CB demonstraram que, para os casos em que a modulação hidrodinâmica e por instabilidade na CLA foram consideradas, as maiores variações do sigma zero foram encontradas para banca C, polarizações cruzadas e direção do vento *downwind*. Já para os casos em que apenas a modulação hidrodinâmica foi levada em consideração, as maiores modulações foram encontradas para a banda L, com polarização HH e direção de vento *upwind*.

Assim, considerando as condições típicas de vento na Bacia de Campos (vento nordeste), em caso de predomínio da modulação hidrodinâmica, seria aconselhável a aquisição de uma imagem SAR banda L, ascendente e polarização HH. Em contrapartida, caso a modulação predominante seja a por instabilidade na CLA, a aquisição de uma imagem banda C, descendente e polarizações cruzadas seria mais aconselhável.

Para a realização de estudos futuros sugere-se a inclusão do fenômeno de arrebentação de ondas, visto a contribuição desse fenômeno nos valores de sigma zero encontrados nas imagens SAR, principalmente para as simulações realizadas com polarização HH e ângulo de incidência maiores que  $30^\circ$ .

Sugere-se também a realização de experimentos utilizando o modelo de simulação de imagens SAR denominado RIM. O modelo em questão, por levar em consideração o fenômeno de arrebentação de ondas e o acúmulo de surfactantes nas regiões frontais, pode aumentar a concordância entre a modulação encontrada nas imagens reais e simuladas.

Outro fator que merece mais atenção nos próximos trabalhos é a influência da direção do vento em relação à corrente superficial na modulação do sigma zero nas regiões frontais.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALPERS, W. R.; ROSS, D. B.; RUFENACH, C. L. On the detectability of ocean surface waves by real and synthetic aperture radar. **Journal of Geophysical Research**, v. 86, p. 6481 – 6498, 1981.

ALPERS, W. Imaging ocean surface waves by synthetic aperture radar – a review. In: ALLAN, T. D. **Satellite microwave remote sensing**. Ellis Horwood Limited: West Sussex, 1983.

ALPERS, W.; HENNINGS, I. A Theory of the Imaging Mechanism of Underwater Bottom Topography by Real and Synthetic Aperture Radar. **Journal of Geophysical Research**, v.89, p. 10529-10546, 1984.

ALPERS, W. Theory of radar imaging of internal waves. **Nature**, 314, No. 6008, p. 245-247, 1985.

APEL, J.R., An improved model of the ocean surface wave vector spectrum and its effects on radar backscatter. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, p.16269-16291, 1994.

ASKARI, F.; CHUBB, S. R.; DONATO, T.; ALPERS, W.; MANGO, S. A. Study of Gulf Stream features with a multi-Frequency polarimetric SAR from the space shuttle. **IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 4, p.1521-1523, Aug 1997. Special issue on the 1997 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'97).

BAKUN, A. Fronts and eddies as key structures in the habitat of marine fish larvae: opportunity, adaptive response and competitive advantage. **Scientia Marina**, v. 70, p. 93 - 104, 2006.

BJERKAAS, A.W.; RIEDEL F.W. Proposed **model for the elevation spectrum of a wind-roughened sea surface**. Laurel, Maryland: The Johns Hopkins University, 1979, 32 p. (TG 1328) . Disponível em:  
<<http://www.dtic.mil/dtic/tr/fulltext/u2/a083426.pdf>>. Acesso em: 3 dez. 2013.

BRANDT, P.; ROMEISER, R.; RUBINO, A. On the determination of characteristics of the interior ocean dynamics from radar signatures of internal solitary waves. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, p. 30039-30045, 1999.

BRETHERTON, F. P. Linearized theory of wave propagation. **Lectures in Applied Math**, v. 13, p. 61 – 102, 1970.

CALADO, L. **Dinâmica da interação da atividade de meso-escala da Corrente do Brasil com o fenômeno de ressurgência costeira ao largo de Cabo Frio e Cabo de São Tomé, RJ**. 159 p. Tese (Doutorado em Ciências, área de Oceanografia Física) - Universidade de São Paulo (USP). São Paulo, 2006.

CASTRO, B. M.; LORENZETTI, J.A.; SILVEIRA, I. C. A.; MIRANDA, L. B. Estrutura termohalina e circulação na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). In: ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. B.; MADUREIRA, L. S. (eds.). **O ambiente oceanográfico da Plataforma Continental e do Talude na Região Sudeste-Sul do Brasil**. São Paulo: Edusp – Editora da Universidade de São Paulo, 2006. 472 p. ISBN 85-314-0948-9, 2006.

CHELTON, D. B.; SCHLAX, M. G.; FREILICH, M. H.; MILLIFF, R. F. Satellite Measurements Reveal Persistent Small-Scale Features in Ocean Winds. **Science**, v. 303, n. 5660. p. 978-983, 2004.

CHIN, T. M.; VASQUEZ, J.; ARMSTRONG, E.; MARIANO, A. **Algorithm theoretical basis document**: multi-scale, motion-compensated analysis of sea surface temperature (v.1.1). Washington: NASA, 2010. 17 p.

COSTA, T. P. **Modelo paramétrico regional da Corrente do Brasil na Baía de Campos**. 129 p. Dissertação (Mestrado em Ciências, área de Oceanografia Física) - Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2011.

DONELAN, M. A.; PIERSON, W. J. Radar scattering and equilibrium ranges in wind-generated waves with application to scatterometry. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, p. 4971-5029, 1987.

DONLON, C.; ROBINSON, I.; CASEY, K.S.; VAZQUEZ-CUERVO, J.; ARMSTRONG, E.; ARINO, O.; GENTEMANN, C.; MAY, D.; LEBORGNE, P.; PIOLLÉ, J.; BARTON, I.; BEGGS, H.; POULTER, D.J.S.; MERCHANT, C. J.; BINGHAM, A.; HEINZ, S.; HARRIS, A.; WICK, G.; EMERY, B.; MINNETT, P.; EVANS, R.; LLEWELLYN-JONES, D.; MUTLOW, C.; REYNOLDS, R.W.; KAWAMURA, H.; RAYNER, N. The Global Ocean Data Assimilation Experiment High-resolution Sea Surface Temperature Pilot Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 88, p. 1197-1213, 2007.

ELFOUHAILY, T.; CHAPRON, B.; KATSAROS, K.; VANDEMARK, D. A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, p. 15781 – 15796, 1997.

EUROPEAN SPACE AGENCY. **ENVISAT-1 Mission and System Summary**. Noordwijk: ESA, 1998, 85 p.

FORE, A.G.; STILES, B.W.; CHAU, A.H.; WILLIAMS, B.A.; DUNBAR, R. S.; RODRIGUEZ E. Point-wise wind retrieval and ambiguity removal improvements for the QuikSCAT climatological data set. **IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing**, v. 52, p. 51-59, 2014.

FU, L.; HOLT, B. Some examples of detection of oceanic mesoscale eddies by the SEASAT synthetic-aperture radar. **Journal of Geophysical Research**, v. 88, p. 1844-1852, 1983.

GANGOPADHYAY, A.; ROBINSON, A. R.; Circulation and dynamics of the western North Atlantic, III: Forecasting the meanders and rings. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**. V.14, p. 1352-1365, 1997.

GANGOPADHYAY, A.; ROBINSON, A. R.; ARANGO, H. G. Circulation and dynamics of the western North Atlantic. I: Multiscale features models. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**. V.14, p. 1314-1332, 1997

HARRIS, R. A. **ENVISAT ASAR science and applications**. Noordwijk: ESA, 1998. 53 p.

HAYES, R. M. Detection of the Gulf Stream. In: BEAL, R. C.; DELEONIBUS, P. S.; KATZ, I. **Spaceborne Synthetic Aperture Radar for oceanography**. Laurel, Maryland: Johns Hopkins University Press, 1982. cap. 4, p. 146-161.

HOLT, B. SAR Imaging of the ocean surface. In: JACKSON, C. R.; APEL, J. R. **Synthetic aperture radar marine user's manual**. Washington DC: NOAA, 2004.

JOHANNESSEN, J. A.; SHUCHMAN, R. A.; DIGRANES, G.; LYZENGA, D. R.; WACKERMAN, C.; JOHANNESSEN, O. M.; VACHON, P. W. Coastal ocean fronts and eddies imaged with ERS 1 synthetic aperture radar. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 6651 - 6667, 1996.

JOHANNESSEN, J. A.; KUDRYAVTSEV, V.; AKIMOV, D.; ELDEVIK, T.; WINTHER, N.; CHAPRON, B. On radar imaging of current features: 2. Mesoscale eddy and current front detection. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, p. 1 - 14, 2005.

JOYCE, T. On in situ "Calibration" of shipboard ADCPs. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 6, p. 169-172, 1989.

KUDRYAVTSEV, V.; HAUSER, D.; CAUDAL, G.; CHAPRON, B. A semiempirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface. 1. Background Model. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, p. 1 - 24, 2003a.

KUDRYAVTSEV, V.; HAUSER, D.; CAUDAL, G.; CHAPRON, B. A semiempirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface. 2. Radar Modulation Transfer Function. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, p. 1 - 24, 2003b.

KUDRYAVTSEV, V.; AKIMOV, D.; JOHANNESSEN, J.; CHAPRON, B. On radar imaging of current features: 1. Model and comparison with observations. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, p. 1 - 27, 2005.

LEBLOND, P. H; MYSAK, L. A. **Waves in the ocean**. Amsterdam: Elsevier, 1978. 601p.

LEE, J.S.; POTTIER, E. **Polarimetric radar imaging: from basics to applications**. Boca Raton: Taylor & Francis Group CRC Press, 2009. 398 p.

- LI, X.; LI, C.; PICHEL, W. G.; CLEMENTE-COLÓN, P.; FRIEDMAN, K. Synthetic aperture radar imaging of axial convergence fronts in Cook Inlet, Alaska. **IEEE Journal of Oceanic Engineering**, v. 30, p. 543 - 551, 2005.
- LI, X.; ZHENG, W.; YANG, X.; LI, Z.; PICHEL, W. G. Sea surface imprints of coastal mountain lee waves imaged by synthetic aperture radar. **Journal of Geophysical Research**, v.116, 2011.
- LIMA, J. A. M. **Oceanic circulation on the Brazil Current shelf break and slope at 22°S**. 144 p. Tese Tese (Doutorado em Ciências, área de Oceanografia Física) - Universidade de São Paulo (USP). São Paulo, 1997.
- LYZENGA, D. R.; BENNETT, J. R. Full-spectrum modeling of synthetic aperture radar internal wave signatures. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, p. 12345 – 12354, 1988.
- LYZENGA, D. R. Interaction of short surface and electromagnetic waves with ocean fronts. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, p. 10765 – 10772, 1991.
- LYZENGA, D. R.; MARMORINO, G. O.; JOHANNESSEN, J. A. Ocean currents and current gradients. In: JACKSON, C. R.; APEL, J. R. **Synthetic aperture radar marine user's manual**. Washington DC: NOAA, 2004.
- LONGUET-HIGGINS, M.S.; STEWART R.W. Radiation stresses in water waves, a physical discussion with applications. **Deep Sea Research**, v. 11, p. 529 – 562, 1964.
- LORENZZETTI, J. A.; KAMPEL, M.; FRANÇA, G.B.; SARTORI, A. An assessment of the usefulness of SAR images to help better locating the Brazil Current surface inshore front.. In: INTERNATIONAL WORKSHOP ON ADVANCES OF SAR OCEANOGRAPHY FROM ENVISAT AND ERS MISSIONS, 2., 2008, Frascati, Itália. **Proceedings...** Frascati, Itália: European Space Agency, 2008. p. 1-42.
- LORENZZETTI, J. A.; STECH, J. L.; MELLO FILHO, W. L.; ASSIREU, A. T. Satellite observation of Brazil Current inshore thermal front in the SW South Atlantic: Space/time variability and sea surface temperatures. **Continental Shelf Research**, v. 29, p. 2061-2068, 2009.
- MOUCHOT, M. C; GARELLO, R., SAR For Oceanography. In: LEWIS, A. J.; HENDERSON, F. M. (eds.). **Principles & applications of imaging radar**. New York: American Society for Photogrammetry and Remote Sensing, 1998. p. 631- 675.
- O'NEILL, L. W.; CHELTON, D. B.; ESBENSEN, S. K. Observations of SST-Induced perturbations of the Wind Stress Field over the Southern Ocean on Seasonal Timescales. **Journal of Climate**, v.16, p. 2340-2354, 2003.



O'NEILL, L. W.; CHELTON, D. B.; ESBENSEN, S. K. The Effects of SST-Induced Surface Wind Speed and Direction Gradients on Midlatitude Surface Vorticity and Divergence. **Journal of Climate**, v.23, p. 255-281, 2010.

PHYSICAL OCEANOGRAPHY DAAC. **QuikSCAT** : mission especification. 2013. Disponível em: < <http://podaac.jpl.nasa.gov/QuikSCAT> >. Acesso em: 15 jul. 2013.

PLANT, W. A Relationship Between Wind Stress and Wave Slope. **Journal of Geophysical Research**, v. 87, p. 1961-1967, 1982.

POLLARD, R.; READ, J. A method for calibrating shipmounted Acoustic Doppler profilers and limitations of gyro compasses. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 6, p. 859-865, 1989.

PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, n. 1, p. 1-73, 1991.

PORTABELLA, M. **ERS-2 SAR wind retrievals versus HIRLAM output: A two way validation by comparison**. Holanda: European Space Agency, 1998. 105p.

RADARSAT INTERNATIONAL. **RADARSAT-1: data products specifications**. Canadá: RADARSAT International, 2004. 125 p.

RANEY, R. K.; LUSCOMBE, A.P.; LANGHAM, E.J.; AHMED, S. Radarsat. **Proceedings of the IEEE**, v. 79, p. 839-849, 1991.

ROBINSON, I. **Measuring the oceans from space**. London: Springer Praxis, 2004.

ROMEISER, R.; SCHMIDT, A.; ALPERS, W. A three-scale composite surface model for the ocean wave-radar modulation transfer function. **Journal of Geophysical Research**, v 99. p. 9785 – 9801, 1994.

ROMEISER, R.; ALPERS, W.; WISMANN, V. An improved composite surface model for the radar backscattering cross section of the ocean surface 1. Theory of the model and optimization/validation by scatterometer data. **Journal of Geophysical Research**, v 102. p. 25237 – 25250, 1997.

ROMEISER, R.; ALPERS, W. An improved composite surface model for the radar backscattering cross section of the ocean surface 2. Model response to surface roughness variations and the radar imaging of underwater bottom topography. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, p. 25251 - 25267, 1997.

ROMEISER R.; UFERMANN, S.; KERN, S. Status report on the remote sensing of current features by spaceborne aperture radar. In: WORKSHOP ON COASTAL AND MARINE APPLICATIONS OF SAR, 2., 2003, Svalbard, Norway. **Proceedings...** Svalbard, Norway: ESA, 2003. Disponível em:

<[http://earth.esa.int/workshops/cmasar\\_2003/papers/E12rome.pdf](http://earth.esa.int/workshops/cmasar_2003/papers/E12rome.pdf) >. Acesso em: 20 nov. 2013.

ROMEISER, R. **M4S 3.2.0** – User’s manual. Hamburg, Germany: University of Hamburg, , 2008. 32p.

ROMEISER, R. Ocean applications of interferometric SAR. In: NJOKU, E. G. (ed.). **Encyclopedia of Remote Sensing**. Berlin Heidelberg: Springer Publishing, 2014, 939p.

ROSICH, B.; MEADOWS, P. **Absolute calibration of ASAR Level 1 products generate with PF-ASAR**. Frascati: ESA, 2004. 27 p. (ENVI-CLVL-EOPG-TN-030010)

SCHRÖTER, J.; FEINDT F.; ALPERS W.; KELLER W.C. Measurement of the ocean wave-radar modulation transfer function at 4.3 GHz. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, p. 923-932, 1986.

SHCHEPETKIN, A. F. e MCWILLIAMS, J. C. The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. **Ocean Modelling**, Vol. 9, p. 347–404, 2005.

SILVEIRA, I. C. A.; CALADO, L.; CASTRO B. M. On the baroclinic structure of the Brazil Current—Intermediate Western Boundary Current system at 22°–23°S. **Geophysical Research Letters**, v.31, 2004.

SILVEIRA, I. C. A. **O sistema corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ**. São Paulo. 160p. Tese (Doutorado em Oceanografia) - Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2007.

SILVEIRA, I. C. A.; LIMA, J. A. M.; SCHMIDT, A. C. K.; CECCOPIERI, W; SARTORI, A; FRANCISCO, C. P. F.; FONTES, R. Is the meander growth in the Brazil current system off Southeast Brazil due to baroclinic instability? **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, p. 187 - 207, 2008.

STOFFELEN, A.; ANDERSON, D. Scatterometer data interpretation: Estimation and validation of the transfer function CMOD4. **Journal of Geophysical Research** , v. 102, n. C3, p. 5767-5780, 1997.

STRAMMA, L.; LKEDA, Y.; PETERSON, R G. Geostrophic transport in the Brazil Current region. **Deep-Sea. Research.**, v. 37(1A), p. 1875–1886, 1990.

THOMPSON, D. R.; GASPAROVIC, R. F. Intensity modulation in SAR images of internal waves. **Nature**, v. 320, p. 345-348, 1986.

THOMPSON, D. R. Calculation of Radar Backscatter Modulations From Internal Waves. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, p. 12371-12380, 1988.

THOMPSON, D. R. Microwave scattering from the sea. In: JACKSON, C. R.; APEL, J. R. (eds.). **Synthetic aperture radar marine user's manual**. Washington, DC: NOAA, 2004.

THOMPSON, D. R.; MONALDO, F. M.; HORSTMANN, J.; CHRISTIANSEN, M. B. Geophysical model functions for the retrieval of ocean surface winds. In: SeaSAR, 2008, Frascati. **Proceedings...** Itália: [s.n], 2008.

UFERMANN, S.; ROMEISER, R. A new interpretation of multifrequency/multipolarization radar signatures of the Gulf Stream front. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, p. 25697-25705, 1999.

ULABY, F. T.; MOORE, R. K.; FUNG, A. K. **Microwave remote sensing: active and passive**. **Norwood**: Addison-Wesley, v.2, 1982. 320p.

VIANA, A. R.; FAUGÈRES, J.C.; KOWSMANN, R. O.; LIMA, J. A. M.; CADDAAH, L. F. G.; RIZZO, J. G. Hydrology, morphology and sedimentology of the Campos continental margin, offshore Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 115, p. 133-157, 1998.

WACKERMAN, C. C.; CLEMENT-COLÓN, P. Wave refraction, breaking, and other near-shore processes. In: JACKSON, C. R.; APEL, J. R. **Synthetic aperture radar marine user's manual**. Washington DC: NOAA, 2004.

WENSINK, G.J.; CALKOEN, C. J.; GERRITSEN, C. GOMMENGINGER, H.; GREIDANUS, I. HENNINGS, K. D.; PFEIFFER, I.; ROMEISER, R.; STOLTE, S.; VERNEMMEN, J.; VOGELZANG, V.R.; WISMANN. **Coastal Sediment Transport Assessment Using SAR Imagery, C-STAR**. Bélgica:Commission of the European Communities, 1999.

WEISMANN, D.E; THOMPSON, T. Detection and interpretation of ocean roughness variations across the gulf stream inferred from radar cross section observations. In: OCEANS CONFERENCE RECORD, 1977, Los Angeles, CA, USA. **Proceedings...** Los Angeles, CA, USA: IEEE, 1977. DOI: [10.1109/OCEANS.1977.1154428](https://doi.org/10.1109/OCEANS.1977.1154428)

WHITHAM, G.B. A general approach to linear and non-linear dispersive waves using a Lagrangian. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 22, p. 273 – 283, 1965.

WRIGHT, J.W.; Plant, W. J.; Keller, W. C.; Jones, W. L. Ocean wave-radar modulation transfer functions from the West Coast Experiment. **Journal of Geophysical Research**, v. 85, p. 4957 - 4966, 1980.