

Simulação numérica de imagens SAR da frente termal de superfície da Corrente do Brasil na Bacia de Santos

Carina Regina de Macedo¹

João Antonio Lorenzetti¹

Milton Kampel¹

¹ Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Caixa Postal 515 - 12245-970 - São José dos Campos - SP, Brasil
{crmacedo, loren, milton}@dsr.inpe.br

Abstract. Past publications have shown that Synthetic Aperture Radar, used in combination with thermal images may overcome problems related with extensive cloud cover, allowing a proper representation of oceanic features, such as the Brazil Current (BC) front. However, some SAR images of the Southeastern Brazilian Coast show no signs of the surface signature of the BC front. In this work, simulations were conducted using the Ocean SAR Image Numerical Simulator Model - M4S, in order to understand the mechanisms which allow the visualization of the BC thermal front in SAR images depicting the offshore zone off Santos Basin. As a first step, an ASAR/ENVISAT image (C-band, VV polarization) depicting the BC thermal front at the area was acquired of the INPE base data. The wind velocity field, which was used as a mandatory input file of the M4S model, was generated based on a Cross-Calibrated Multi-Platform (CCMP) product. Analysis comprised two simulations: in the first one only the effects of the aerodynamic modulation on the sigma zero values at the thermal front region was considered; in the second the effects of both aerodynamic and hydrodynamic modulations were considered. Results showed a good agreement between real and simulated SAR image signatures when the hydrodynamic (via surface currents divergence of $-5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ and shear of $-8 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) effects were considered, in combination with the aerodynamic modulation, and when the relaxation rate was reduced by 88%.

Keywords: SAR image, Brazil Current thermal front, numerical simulation, M4S, imagem SAR, frente térmica da Corrente do Brasil, simulação numérica, M4S.

1. Introdução

O fluxo da Corrente do Brasil (CB), que é a corrente de contorno oeste do giro subtropical do Atlântico Sul, forma uma zona frontal que separa as águas tropicais superficiais quentes e salinas trazidas por esta corrente das águas mais frias e menos salinas presentes na zona costeira e na plataforma continental. Para estudos relacionados às regiões frontais de correntes oceânicas baseados em dados de satélite, normalmente são utilizados dados de temperatura da superfície do mar (TSM), obtidos por meio de radiômetros passivos que atuam na faixa do infravermelho termal e de micro-ondas, e de concentração de clorofila-*a* (CSM), obtidos por meio de sensores passivos na faixa do visível. Entretanto, a utilidade das imagens obtidas na faixa do visível e do infravermelho termal é fortemente afetada pela presença de nuvens. Neste contexto, os Radares de Abertura Sintética (SAR, do inglês *Synthetic Aperture Radar*) mostram-se como instrumentos complementares à aquisição de dados de TSM e CSM, pela vantagem de serem pouco influenciados pela presença de nuvens. Esses sensores ativos tem seu sinal modulado pelas diferentes características da rugosidade da superfície do oceano. As feições de mesoescala, no caso em questão, regiões frontais, manifestam-se nessas imagens por meio de mudanças significativas na rugosidade presente nessas feições.

Para a costa brasileira, existem poucos estudos sobre a região frontal da CB e de seus vórtices e meandros realizados por meio imagens SAR. Destaca-se o trabalho desenvolvido por Lorenzetti et al. (2008) na região da Bacia de Campos, que analisou o potencial da utilização de dados RADARSAT-1 (banda C) na detecção da zona frontal da CB. Os resultados obtidos mostraram que as imagens SAR podem ser usadas como ferramenta complementar às imagens termais na localização da frente da CB. Entretanto, o estudo de feições de mesoescala por meio de imagens SAR não é trivial. 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.

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 a 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 (σ_0) 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).

Um dos modelos disponíveis e que produz resultados realísticos é o modelo M4S, desenvolvido por Romeiser e Alpers (1997) e Romeiser et al. (1997). Esse modelo considera o impacto que o espectro completo de ondas tem sobre a modelação do σ_0 . Um limitante do modelo é que ele não leva em consideração a modulação causada pelo acúmulo de surfactantes na região frontal e o fenômeno de quebra de ondas.

O objetivo do presente estudo é simular por meio do modelo M4s como se comportaria uma imagem SAR na frente térmica de superfície da CB na região da Baía de Santos. As análises dos resultados dessas simulações foram usados para estudar os o papel relativo dos diferentes mecanismos que possibilitam a visualização da frente termal da CB em imagens SAR.

2. Metodologia

Selecionou-se uma imagem SAR do sensor *Advanced Synthetic Aperture Radar* (ASAR), a bordo do satélite ENVISAT que apresentava assinatura (feição linear) correspondente à presença da frente térmica de superfície da CB. A imagem selecionada é da Baía de Santos e localizada entre as latitudes 23,5°S e 29°S e longitudes 43,5°W e 49°W, adquirida às 12:30 GMT em 21/10/2009. O produto ASAR foi adquirido no modo Ampla Faixa (*Wide Swath*), com dimensões de 400x400 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 VV. A realização da conversão dos valores de Nível Digital para σ_0 , denominada calibração absoluta, foi realizada no software NEST, com algoritmo proposto por Rosich e Meadows (2004).

As variáveis físicas utilizadas nesse trabalho corresponderam às medidas de TSM, Temperatura do Ar (T_{ar}) a 900 mbar (°C) e valores das componentes zonal e meridional do vento (ms^{-1}).

Os dados de TSM foram utilizados para verificar se a assinatura presente na imagem SAR correspondia à presença de frente térmica da CB. Os dados de TSM são provenientes do produto MUR, de Nível 4, desenvolvido pelo *Group for High Resolution Sea Surface Temperature* (GHRSSST) e fornecido pela NASA/JPL. Esse produto é resultado de dados de TSM provenientes de diferentes sensores infravermelho e de micro-ondas, operantes em diferentes satélites e de observações *in situ*. A interpolação dos diferentes dados é realizada por meio dos algoritmos desenvolvidos por Chin et al. (2010). Neste trabalho foram utilizados campos TSM MUR, média diária, com resolução espacial de 0,011°.

Os dados de vento a 10 m da superfície do oceano são provenientes do *Cross-Calibrated Multi-Platform* (CCMP), desenvolvido por Atlas et al. (2011). Este produto combina dados de vento derivados de radiômetros e escaterômetros micro-ondas, e dados de reanálise do *European Center for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) ERA-40. Os dados são fornecidos com resolução espacial de 0,25° e resolução temporal de 6 horas e são disponibilizados pela NASA/JPL.

Os dados de T_{ar} são provenientes do *National Centers for Environmental Prediction*, em sua nova versão *Climate Forecast System Reanalysis* (NCEP/CFSR), desenvolvidos por Saha et al. (2010). Esse produto resulta da assimilação de diferentes tipos de dados observacionais (dados de satélite e medidas *in situ*) e resultados de modelos. Os dados utilizados foram fornecidos pelo *Computational and Information Systems Laboratory* (CISL) com resolução temporal de 6 horas e resolução espacial de $0,5^\circ$.

2.1 Modelagem Numérica de Imageamento SAR da Superfície do Oceano

O M4S fundamenta-se no Modelo Melhorado de Superfície Compósita, 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). 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, os valores de σ_0 nas imagens SAR.

O modelo M4S se 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. O espectro de ondas escolhido nas simulações foi o espectro desenvolvido por Elfouhaily et al. (1997), e a função fonte desse modelo foi a Quadrática Limitada (WENSINK et al., 1999). A partir do espectro de ondas escolhido e, conjuntamente com as configurações do sistema sensor (frequência, polarização, altitude e velocidade da plataforma) e características do imageamento (ângulo de incidência, direção de visada e direção de deslocamento da plataforma), são computadas as matrizes de σ_0 .

As primeiras simulações realizadas levaram em consideração apenas a modulação aerodinâmica, ou seja, foi considerado um campo de corrente nulo e um campo de vento com variação espacial. A variação do vento na área de estudo foi calculada por meio da metodologia desenvolvida por Ufermann e Romeiser (1999) que consiste em calcular o aumento na velocidade do vento em regiões frontais a partir do aumento do valor do σ_0 observado nessas áreas, utilizando simulações do próprio modelo M4S.

Para o cálculo da variação do σ_0 na região frontal, foram selecionados onze transectos perpendiculares à frente termal na imagem SAR. Para reduzir o ruído *speckle*, foi calculado o valor mediano dos onze perfis e aplicou-se, ao perfil resultante, um filtro de médias com janela de três pixels. Os valores de σ_0 do perfil de interesse foram divididos em função de sua localização: na região interior ou exterior da CB, respectivamente, região do talude e plataforma continental. Para cada uma dessas regiões foi calculada a média dos valores de σ_0 . Os valores encontrados foram -10,7 dB para região interna da CB, e -13,3 dB para região externa.

A diferença no σ_0 (+2,6 dB) foi convertida em diferença de velocidade do vento por meio de simulações realizadas com o modelo M4S. Foram realizadas nove simulações com campos de vento constantes; a cada nova simulação o valor do vento era aumentado em 1 ms^{-1} . Os experimentos se iniciaram com vento constante de 4 ms^{-1} e finalizaram com 12 ms^{-1} . Os resultados das simulações foram organizados nos gráficos apresentados na Figura 1. O valor zero presente no eixo y está associado à velocidade do vento médio na área de interesse ($4,4 \text{ ms}^{-1}$) obtido através dos dados CCMP. Um incremento de 2,6 dB no valor do σ_0 corresponde a um aumento na velocidade do vento de $4,4 \text{ ms}^{-1}$ para $9,8 \text{ ms}^{-1}$, assumindo-se as condições ambientais, de imageamento e do sistema sensor da imagem em questão, e considerando-se uma estratificação atmosférica neutra.

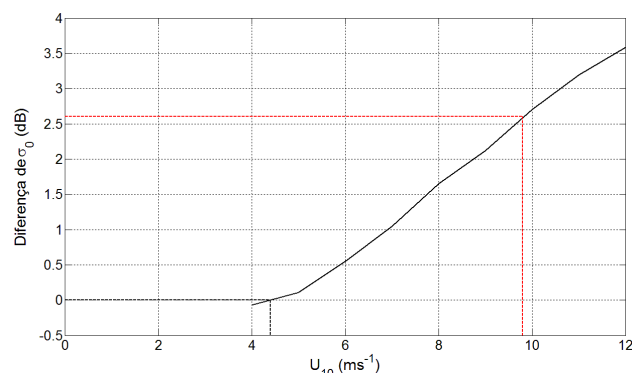


Figura 1. Valores simulados de σ_0 para diferentes velocidades de vento. A linha tracejada preta indica o σ_0 correspondente ao vento médio na área de estudo; a linha tracejada vermelha à intensidade do vento relacionada ao aumento de σ_0 na região frontal.

Os campos sintéticos de vento variáveis no espaço foram parametrizados seguindo a expressão dada por Askari et al. (1997). Os gradientes de vento foram decompostos em duas componentes: uma normal e outra paralela à frente térmica, conforme

$$(U_x, U_y) = U_0 + \left[\frac{\delta U}{2} \tanh\left(\frac{x - x_w}{\delta x_w}\right) \right] \quad (1)$$

Onde as constantes U_0 e δU 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 δx_w a largura em metros sobre a qual a variação do vento se estende. Foram escolhidos $x_c = 18.750$ e $\delta x_c = 500$.

O ângulo entre o vento e o eixo x , obtido do vento CCMP, foi de 88° . Assim, a componente perpendicular à frente térmica (U_x) variou de $0,13 \text{ ms}^{-1}$ a $0,3 \text{ ms}^{-1}$, enquanto a componente paralela (U_y) variou de $4,39 \text{ ms}^{-1}$ a $9,78 \text{ ms}^{-1}$. Os valores de média e variação da velocidade do vento (respectivamente, U_0 e δU na Equação 1), que foram adotados de maneira a atingir a variação desejada de velocidade do vento na região frontal durante a aquisição da imagem, são apresentados na Tabela 1.

Tabela 1. Valores de média e variação da velocidade da corrente (respectivamente, U_0 e δU na Equação 1) escolhidos para parametrizar o campo de vento.

$U_{0x} (\text{ms}^{-1})$	$U_{0y} (\text{ms}^{-1})$	$\delta U_x (\text{ms}^{-1})$	$\delta U_y (\text{ms}^{-1})$
0,21	7,09	0,16	5,392

Por último, foram realizadas simulações levando em consideração conjuntamente a modulação hidrodinâmica (fenômenos de cisalhamento e divergência) e a aerodinâmica (variação do vento na região frontal). Foi considerada uma divergência de $-5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ e um cisalhamento de $-8 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$.

A mesma parametrização matemática desenvolvida por Askari et al. (1997) usada para o campo de vento foi utilizada para o campo de corrente, com os parâmetros livres escolhidos de forma a representar os valores de divergência e cisalhamento propostos anteriormente. Essa metodologia decompõe o gradiente de corrente superficial em duas componentes: uma normal (u_x) e outra paralela à frente térmica (u_y).

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

Sendo u_x a componente da corrente normal a frente térmica e u_y a componente paralela. Os termos u_0 e δu 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 δx_c representa a

largura em metros sobre a qual a variação da corrente se estende. Os valores de x_c e δx_c foram os mesmos utilizados para a construção do campo de vento sintético. A Tabela 2 apresenta os valores escolhidos para as demais variáveis da Equação 2.

Tabela 2. Valores de média e variação da velocidade da corrente (respectivamente, u_0 e δu na Equação 2) escolhidos para parametrizar o campo de corrente.

u_{0x} (ms ⁻¹)	u_{0y} (ms ⁻¹)	δu_x (ms ⁻¹)	δu_y (ms ⁻¹)
-0,225	-0,5	-0,25	-0,4

Os experimentos foram realizados multiplicando-se por 0,12 a magnitude da taxa de relaxação, i.e., o parâmetro que governa a resposta radar dada uma modulação das ondas curtas em interação com um campo de corrente como sugerido por Brandt et al. (1999).

3. Resultados e Discussão

A imagem SAR da Baía de Santos utilizada no presente estudo é apresentada na Figura 2a. Na região nordeste da imagem é possível observar uma feição linear associada à presença da frente térmica da CB. O campo de TSM do mesmo dia de aquisição da imagem SAR é apresentado na Figura 2b e o campo de vento na Figura 2c. Pela análise das imagens SAR e de TSM é possível notar que a feição linear presente na imagem SAR está localizada na região frontal da CB, assim, estando provavelmente relacionada à presença da frente térmica.

Os dados de TSM derivados do produto MUR permitiram encontrar um gradiente de temperatura na região frontal de 0,024 °C km⁻¹ (considerando uma região frontal de 5 km). Segundo Lorenzetti et al. (2008), o gradiente de temperatura mais frequente encontrado na região frontal da CB na Baía de Campos entre os anos de 2000 e 2002 foi entre 0,2 - 0,3 °C km⁻¹ para os dados de TSM derivados de sensor infravermelho (AVHRR/NOA), enquanto que por meio dos dados de TSM derivados de produtos compostos (infravermelho, micro-ondas e dados *in situ*) foi obtido um gradiente uma ordem de magnitude menor. Segundo os autores, a suavização do gradiente de temperatura da região frontal da CB está associada à resolução espacial mais baixa dos radiômetros micro-ondas.

Assim, como os dados de TSM utilizados nesse trabalho são provenientes de produto composto, foi considerado um gradiente de temperatura uma ordem maior ao encontrado nesse trabalho por meio do produto TSM MUR, ou seja, um gradiente de 0,24 °C km⁻¹. Isso resultou em uma diferença de temperatura entre a região mais quente e mais fria da frente de 1,2 °C. Esse valor está próximo à diferença de temperatura entre a região interna e externa à CB (aproximadamente 1,50 °C km⁻¹ para os meses de outubro) encontrado por Lorenzetti et al. (2009).

Os resultados das simulações realizadas são apresentados na Figura 3. A modulação apresentada pela imagem SAR na região frontal (linha preta) apresenta padrão de patamar (variação de 3 dB) e um pico de modulação de +4,5 dB em aproximadamente 18 km. O aumento do σ_0 na região frontal em padrão de patamar é atribuído à instabilidade da Camada Limite Atmosférica (CLA), ou seja, à modulação aerodinâmica. Enquanto que o pico de modulação encontrado em 18 km pode ser atribuído à modulação hidrodinâmica e indica uma divergência negativa (convergência) na região frontal (UFERMANN E ROMEISER, 1999; ROBINSON, 2004).

A simulação realizada considerando apenas a modulação aerodinâmica (Figura 3a; linha vermelha) explicou de forma aceitável a modulação do σ_0 em padrão de patamar na região frontal da CB, apesar de subestimar a modulação na região interna a essa corrente. Para uma modulação na imagem SAR de aproximadamente +3 dB, a modulação simulada foi de aproximadamente +2,5 dB. Essa simulação também não foi capaz de explicar o pico de modulação existente na região frontal da CB, em torno de 18 km.

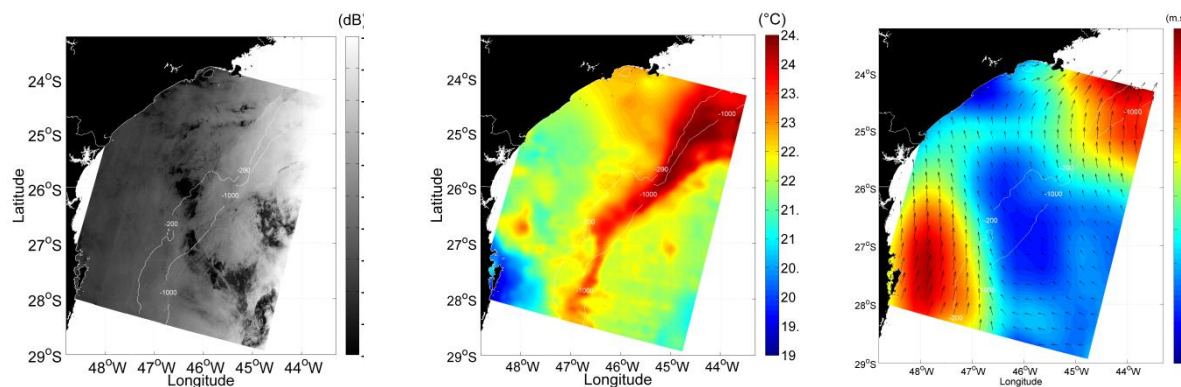


Figura 2. a) Imagem ASAR/ENVISAT da região da Bacia de Campos; b) Médias diárias de TSM da mesma região; e c) Campo de vento da mesma região.

A simulação incluindo a modulação aerodinâmica e a hidrodinâmica (fenômenos de convergência e cisalhamento da corrente superficial) representou relativamente bem a modulação do σ_0 encontrada na região frontal da CB (Figura 3b; linha vermelha). A modulação do σ_0 na região interior à CB (aproximadamente +2,9 dB) apresentou valores mais próximos dos encontrados na imagem SAR. O pico de modulação do σ_0 na região frontal foi representado de forma aceitável, apesar de ter sido subestimado em aproximadamente -0,7 dB (imagem SAR apresentou um pico de +4,5 dB e a simulação um pico de +3,8 dB).

Assim, os resultados sugerem que a assinatura da frente da CB presente na imagem SAR está associada à influência conjunta da modulação hidrodinâmica e aerodinâmica e não a apenas uma delas. O pico de modulação de +3,8 dB apenas foi obtido mediante a inserção de valores de convergência e cisalhamento da ordem de 10^{-4} s^{-1} e a redução da taxa de relaxação.

Apesar do menor volume transportado pela CB quando comparado com outras correntes de contorno oeste, esse estudo aponta que a divergência e o cisalhamento relacionados à região frontal da CB podem ser semelhantes aos valores encontrados em outras correntes de contorno, como, por exemplo, Corrente do Golfo (CG) e Corrente Costeira da Noruega (CCN). Estudo desenvolvido por Kudryavtsev et al. (2005) sugere que valores de divergência de até $-4,5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ podem ser encontrados na região frontal da CCN.

A variação na velocidade do vento na região frontal, encontrada por meio da metodologia desenvolvida por Ufermann e Romeiser (1999), foi adequada para representar a modulação do σ_0 da área de estudo (padrão de patamar) nas simulações realizadas pelo modelo M4S. Entretanto, é possível que a variação do vento utilizada na região frontal ($5,4 \text{ ms}^{-1}$) esteja sobre-estimada. Um estudo desenvolvido por O'Neill et al. (2010) apresenta variações de vento nas regiões de frentes térmicas de até 2 ms^{-1} . Entretanto, é também possível que a variação do vento para o caso estudado, embora sobre-estimada, seja significativamente maior que 2 ms^{-1} . O campo de vento obtido pelo produto CCMP, devido a sua resolução espacial inadequada para o estudo de regiões frontais ($0,25^\circ$), não permitiu uma melhor avaliação da variabilidade do vento na região frontal.

A diferença entre a temperatura do ar e a temperatura da água ($T_{ar} - T_{\text{água}}$) na região frontal analisada era de $-6 \text{ }^\circ\text{C}$; o que caracteriza a CLA dessa área como instável. Entretanto, o M4S somente considera uma CLA neutra. Nessa condição de neutralidade, o coeficiente de arrasto do vento (C_d) depende somente da magnitude do vento. Porém, o aumento na instabilidade atmosférica na região quente da frente, também é responsável por aumento no valor do C_d . Dessa forma, como o C_d é utilizado para o cálculo da velocidade de atrito do vento (u^*), um aumento no valor da u^* poderia ser obtido com um vento mais baixo se o C_d tivesse sido aumentado pela instabilidade atmosférica. Ou seja, a mesma modulação do σ_0 na região frontal poderia ter sido encontrada com uma menor variação na velocidade do vento, caso a instabilidade atmosférica tivesse sido levada em consideração nas simulações.

Estudo desenvolvido por Kudryavtsev et al. (2005) aponta que, caso fosse considerada uma CLA instável com $T_{ar} - T_{água} = -6\text{ }^{\circ}\text{C}$, o valor de C_d seria aproximadamente 66% maior que o valor considerando uma CLA neutra. Isso resultaria em uma variação do vento na região frontal 41,6% menor, ou seja, uma variação de $3,15\text{ ms}^{-1}$.

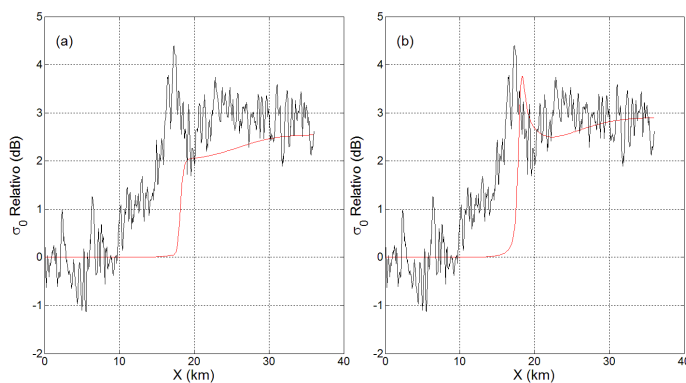


Figura 3. As linhas pretas correspondem ao σ_0 relativo da imagem SAR. a) Seção de σ_0 relativo da imagem simulada considerando a modulação hidrodinâmica (linha vermelha); e b) considerando às modulações hidrodinâmica e aerodinâmica (linha vermelha).

4. Conclusão

Foi possível simular a região frontal da CB presente na imagem ASAR/ENVISAT de 21/10/2009 da Baía de Santos utilizando o modelo direto M4S. A simulação que melhor explicou a modulação do σ_0 na região frontal foi a que considerou a modulação hidrodinâmica (fenômenos de divergência e cisalhamento da corrente superficial) e a aerodinâmica. Os resultados obtidos indicam que a região frontal da CB pode ter valores de cisalhamento e de divergência da mesma ordem de outras correntes de contorno, apesar de seu menor volume transportado.

A metodologia utilizada para o cálculo da variação do vento na região frontal, embora tenha resultado em um bom ajuste entre a modulação do σ_0 simulado e real, pode ter superestimado essa variação ao considerar a CLA como neutra. Assim, aconselha-se maior investigação sobre esse assunto em trabalhos futuros e a realização de simulações de imagens SAR também com o modelo de simulação RIM (KUDRYAVTSEV et al., 2005), que considera o fenômeno de quebra de ondas, o acúmulo de surfactantes na região frontal e a diferença de temperatura entre a água e o ar na área de estudo.

Agradecimentos

Ao Dr. R. Romeiser por fornecer o modelo M4S para utilização neste trabalho, à CAPES pelo apoio financeiro no meu mestrado, à fonte financiadora CENPES-PETROBRAS (Termo de Cooperação 0050.0066309.11.9 INPE/FUNCATE) e à PETROBRAS/ANP/FUNCATE pela Imagem ENVISAT obtida na estação de recepção do INPE.

Referências

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).

ATLAS, R.; HOFFMAN, R. N.; ARDIZZONE, J.; LEIDNER M.; JUSEM, J. C.; SMITH, D. K.; GOMBOS, D. A cross-calibrated, multiplatform ocean surface wind velocity product for meteorological and oceanographic applications. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 92, p. 157–174, 2011.

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.

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.

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.

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.

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.

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.

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.

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.

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)

SAHA, S.; MOORTHY, S.; PAN, H.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J. BEHRINGER, D.; LIU, H.; STOKES, D.; GRUMBINE, R.; GAYNO, G.; WANG, J.; HOU Y.; CHUANG, H.; JUANG, H. H.; SELA, J.; IREDELL, M.; TREADON, R.;KLEIST, D.; DELST, P.; KEYSER, D.; DERBER, J.; EK, M.; MENG, J.; WEI, H.; YANG, R.; LORD, S.; DOOL, H.; KUMAR, A.; WANG. W.; LONG, C.; CHELLIAH, M.; XUE, Y.; HUANG, B.; SCHEMM, J.; EBISUZAKI, W.; LIN, R.; XIE P.; CHEN, M.; ZHOU, S.; HIGGINS, W.; ZOU, C.; LIU, Q.; CHEN, Y.; HAN, Y.; CUCURULL, L.; REYNOLDS, R. W.; RUTLEDGE, G.; GOLDBERG, M. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, p. 1015–1057, 2010.

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.

WENSINK, G.J.; CALKOEN, C. J.; GERRITSEN, C. GOMMENDINGER, 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.