



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/03.22.19.10-TDI

USO DE DADOS SAR PARA O ESTUDO DOS PADRÕES ESPAÇOTEMPORAIS DE ONDAS INTERNAS SOLITÁRIAS NA COSTA SE DO BRASIL

Fabian Gualda Dias

Dissertação de Mestrado do Curso
de Pós-Graduação em Sensoria-
mento Remoto, orientada pelo Dr.
João Antonio Lorenzetti, aprovada
em 19 de abril de 2012.

URL do documento original:

[<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BJ9B7H>](http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BJ9B7H)

INPE
São José dos Campos
2012

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^a 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^a 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:

Vivêca Sant'Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/03.22.19.10-TDI

USO DE DADOS SAR PARA O ESTUDO DOS PADRÕES ESPAÇOTEMPORAIS DE ONDAS INTERNAS SOLITÁRIAS NA COSTA SE DO BRASIL

Fabian Gualda Dias

Dissertação de Mestrado do Curso
de Pós-Graduação em Sensoria-
mento Remoto, orientada pelo Dr.
João Antonio Lorenzetti, aprovada
em 19 de abril de 2012.

URL do documento original:

[<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BJ9B7H>](http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BJ9B7H)

INPE
São José dos Campos
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Dias, Fabian Gualda.
D543u Uso de dados SAR para o estudo dos padrões espaçotemporais
de ondas internas solitárias na costa SE do Brasil / Fabian Gualda
Dias. – São José dos Campos : INPE, 2012.
xxii + 106 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/03.22.19.10-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto
Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.
Orientador : Dr. João Antonio Lorenzetti.

1. ondas internas solitárias. 2. Radar de Abertura Sintética
(SAR). 3. costa sudeste brasileira. 4. caracterização. I.Título.

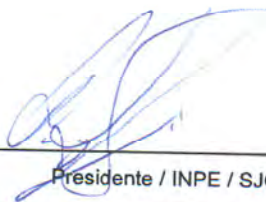
CDU 528.8.044.2(261.67)

Copyright © 2012 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2012 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

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

Dr. Douglas Francisco Marcolino
Gherardi



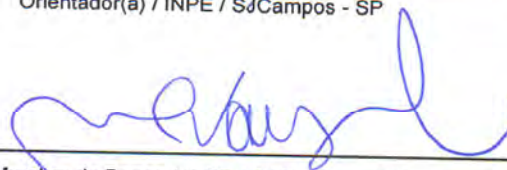
Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. João Antonio Lorenzetti



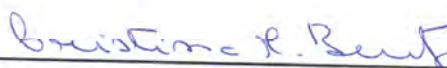
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Milton Kampel



Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dra. Cristina Maria Bentz



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

Dr. Belmiro Mendes de Castro Filho



Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

☒ unanimidade

Aluno (a): Fabian Gualda Dias

São José dos Campos, 19 de abril de 2012

AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio financeiro concedido na forma de bolsa de mestrado.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) pelas instalações e apoio à pesquisa e ao corpo docente do curso de Sensoriamento Remoto pelo conhecimento transmitido com excelência. Obrigado ao coordenador do curso, Dr. Flávio Ponzoni, e à secretaria da PGSER pelos esclarecimentos e auxílio disponibilizados sempre que necessário.

À Divisão de Geração de Imagens (DGI/INPE) e à Petrobras pelo fornecimento das imagens ENVISAT utilizadas neste trabalho, sem as quais o mesmo seria inviável.

Ao meu orientador Dr. João Antonio Lorenzzetti pela confiança e interesse no trabalho realizado. Obrigado por insistir em ensinar mesmo quando aprender parecia difícil demais.

Aos meus colegas do Laboratório de Estudos e Processos da Hidrosfera que me receberam com carinho. Obrigado pelos momentos de descontração e pelo ambiente agradável de trabalho.

À turma de 2010 pela união que garantiu nosso sucesso durante as disciplinas. Obrigado pela amizade e humildade de todos.

A minha esposa Sara pela paciência enquanto estive longe e pelo companheirismo e apoio moral. Obrigado a meus pais e a minha irmã por todo carinho e apoio.

Agradeço especialmente a Deus, que colocou todas estas pessoas e oportunidades no meu caminho e me surpreende a cada dia.

RESUMO

Uma base de dados de 264 imagens do Radar de Abertura Sintética Avançado (ASAR) a bordo do satélite ENVISAT, referente ao período 2009-2010, foi analisada a fim de se caracterizar a ocorrência de Ondas Internas Solitárias (OISs) na plataforma continental brasileira e talude entre 20-30°S. As OISs são facilmente reconhecidas nas imagens SAR como pacotes isolados de até algumas dezenas de ondas constituídas de bandas claras e escuras. Estas se propagam horizontalmente na termoclina e podem ser geradas pela desintegração de marés internas formadas pelo fluxo da maré barotrópica sobre a quebra de plataforma. Dados de escatêrometros foram utilizados para análise da velocidade e direção do vento sobre as OISs. Condições de vento entre 4-5 ms⁻¹ se mostraram ideais para o imageamento das OISs, enquanto estas raramente foram observadas em ventos acima de 10 ms⁻¹. Análises quantitativas das assinaturas das OISs revelaram que em ventos fracos a amplitude de contraste das mesmas é ligeiramente mais intensa. As assinaturas duplas, com uma banda clara e uma banda escura, foram predominantes nas imagens, e maiores valores de modo de assinatura (S_m) foram observados para OISs em *range* se afastando do radar e na direção contrária ao vento. A maior quantidade de pacotes de OISs foi observada durante o verão, com um valor três vezes superior em relação a outono e inverno. Uma análise da climatologia de temperatura e salinidade da coluna d'água mostrou que a estratificação é mais intensa durante o verão, porém mantém um regime moderado-forte ao longo do ano que permite a observação de OISs mesmo no inverno. Não foi observada diminuição do número de pacotes de OISs no período de quadratura apesar da variação mensal da amplitude de maré. Nossos cálculos indicaram que a dispersão de Coriolis não é suficientemente forte na região para impedir a formação de OISs neste período. Durante todo o ano as OISs estiveram bem distribuídas entre 22-28°S, com as maiores concentrações na Plataforma Continental Externa (PCE). A norte de 22°S quase não houve observações de OISs. Uma das razões possíveis para tal ausência se deve à presença da corrente do Brasil sobre a PCE nesta região, agindo como uma barreira à propagação das marés internas. A forçante de maré barotrópica para o verão foi calculada a fim de se estabelecer os locais mais propícios para geração de marés internas. Os valores mais altos encontrados estiveram concentrados ao longo da quebra de plataforma, fato que associado à direção de propagação preferencial das OISs para o continente indica que estas são geradas nesta região. Pacotes de ondas sucessivos estiveram geralmente separados por distâncias típicas de comprimento de onda de maré interna (~10-50 km) indicando que estas são ondas geradas pelos ciclos de maré e se propagam a uma velocidade de fase média de 0,64 ms⁻¹. O comprimento de onda médio do primeiro sólito foi de 1,04 km, decrescendo para os sólitos seguintes devido aos efeitos da não linearidade. O comprimento da crista médio foi de 43 km chegando a um máximo de 152 km. Ondas de elevação foram observadas durante a primavera e verão na plataforma continental média, geradas por inversão de polarização. Este é um processo raro que é registrado pela primeira vez na costa brasileira. Estimativas de estratificação e amplitude de algumas ondas foram obtidas com base nestas observações. As ondas observadas eram de pequena a média amplitude, chegando a 13 m e gerando correntes de 21 cm/s.

USE OF SAR DATA IN THE STUDY OF SPACE/TIME PATTERNS OF INTERNAL SOLITARY WAVES IN THE BRAZILIAN SOUTHEAST COAST

ABSTRACT

A data set of 264 ENVISAT Advanced Synthetic Aperture Radar (ASAR) satellite images for the years 2009-2010 was analyzed to characterize the occurrence of Internal Solitary Waves (ISWs) in the Brazilian continental shelf and slope between 20-30°S. ISWs are easily recognized in SAR images as isolated packets of up to dozens of solitons composed of bright and dark bands. They propagate horizontally at the thermocline and can be generated through disintegration of Internal Tides (ITs) formed by the flux of the barotropic tide over the shelf break. Scatterometer data were used to assess wind speed and direction over the ISWs. Wind conditions between 4-5 ms⁻¹ were found to be optimal to ISWs imaging, while almost none were seen in winds above 10 ms⁻¹. Quantitative analyzes of the ISWs signatures revealed that in low wind speeds the amplitude of contrast of the ISWs was slightly higher. Double signatures, with bright and dark bands, prevailed in the images, and higher values of signature mode (S_m) were observed for ISWs moving in range away from the radar and against the wind. The highest number of ISW packets was observed in summer, with values three times higher than autumn and winter. Temperature and salinity climatology data showed that stratification is more intense during the summer, however it is kept moderate-strong throughout the year and support ISWs in all seasons. It was not noticed any decrease of ISWs number during neap tides, despite of tidal amplitude variation during the monthly cycle. Our results show that Coriolis dispersion is not strong enough in the region to prevent ISWs generation during neap tides. The ISWs were well distributed between 22-28°S throughout the year, with highest concentrations in the outer shelf. North of 22°S few ISWs were observed. A possible reason for that is due to the presence of the Brazil current on the outer shelf in this region, which can act as a barrier to the propagation of ITs. The barotropic tidal force (F) was calculated for summer in order to locate favorable places for ISWs generation. The highest values of F were concentrated along the shelf break, a fact that associated to the onshore propagation of the ISWs show they are generated in this region. Sequential packets were separated by typical IT wavelength (~10-50 km), indicating they are generated by tidal cycles and propagate with a mean phase speed of 0.64 ms⁻¹. The mean wavelength of the first soliton was 1.04 km and decreased in the following solitons due to nonlinearity effects. The mean along crest length was 43 km, reaching a maximum length of 152 km. Elevation ISWs were observed during spring and summer in the mid shelf generated by polarity conversion. This is a rare process recorded for the first time in Brazilian coast. Stratification and ISWs amplitude estimations were obtained for a few cases based in these observations. The observed ISWs were of small to medium amplitude, reaching about 13 m and generating a current of about 21 cm/s.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 Distribuição global de ocorrência de ondas internas solitárias, identificadas através da análise de imagens SAR e por medições <i>in situ</i>	4
1.2 Mapa mostrando regiões onde OISs foram observadas por diferentes expedições durante 20 anos	4
1.3 Fotografia de uma OIS arrebetando na costa de Portugal. Nota-se uma linha de espuma na superfície indicando intensa convergência associada com a frente da onda interna. A cor da água muda consideravelmente devido à turbulência causada pela OIS	6
2.1 Área de estudo e linhas isobatimétricas de 50, 100 e 200 m. Batimetria extraída da base de dados ETOPO2.....	9
2.2 Representação dos cinco primeiros modos de oscilação de ondas internas no oceano em função do número de onda ($2\pi/\lambda$) e da frequência. A banda de frequências para a qual o oceano funciona como meio de propagação de ondas internas é definida por $f < \omega < N$	14
2.3 Representação esquemática do oceano em duas camadas. ρ_1 é a densidade na camada superior e ρ_2 é a densidade na camada inferior	15
2.4 Estágios de transformação de uma onda linear para um pacote de sólitons não lineares: (a) maré interna linear; (b) inclinação da maré interna; (c) ondulações associadas à cava da maré interna; (d) sólitons	19
2.5 Sólitons de diferentes amplitudes da equação eKdV com parâmetro de não linearidade variando entre 0,5 e 0,99. Em pontilhado a solução da equação quadrática KdV para uma amplitude de onda igual à amplitude máxima.....	23
2.6 Espectro eletromagnético (a) e a região de microondas com suas bandas designadas por letras (b)	24
2.7 Visão da geometria de imageamento do radar imageador (a), visão lateral (b), visão frontal (c). A plataforma se encontra a uma altura D e se move a uma velocidade V_{SAR}	26
2.8 Geração da abertura sintética (B), devido ao período em que o alvo (A) é iluminado pelo radar (instantes (1) e (2))	28
2.9 Combinação aleatória das fases do sinal refletido por espalhadores aleatoriamente distribuídos	29
2.10 Ilustração do espalhamento de Bragg, onde λ_r é o comprimento de onda do radar e λ_B é o comprimento de onda da superfície do mar.....	32
2.11 Um sólito interno em um oceano em duas camadas. As linhas pontilhadas indicam linhas de velocidade constante das partículas (isotacas); as setas indicam a magnitude e direção de movimento das partículas.	33
2.12 Diagrama esquemático de ondas internas, rugosidade na superfície, e variação da intensidade na imagem SAR quando ondas solitárias de depressão se movem (da direita para esquerda) para águas mais rasas.	34
2.13 Processo de inversão de polarização de uma OIS. Nas figuras superiores são mostrados os estágios da inversão de polarização na imagem SAR	

	simulada. Nas figuras inferiores é mostrado o NRCS (dB) do segmento CD correspondente.	35
2.14	Assinaturas das ondas internas: a) Imagem TerraSAR-X mostrando um exemplo típico de assinatura dupla. b) Imagem TerraSAR-X mostrando ondas internas de assinatura negativa típicas de zonas costeiras na presença de filmes superficiais. c) Imagem Envisat ASAR mostrando ondas internas de assinatura positiva na PCSE brasileira.	36
3.1	Distribuição do número de imagens SAR sobrepostas na área de estudo e isóbatas de 100, 200 e 2000 m (linhas pretas cheias). Setas indicam órbitas de voo ascendente e descendente.	39
3.2	Imagem ENVISAT ASAR mostrando um pacote de OISs se propagando na direção da seta. O quadrado representa a área de onde é extraída a intensidade do plano de fundo (I_0) e o retângulo a área do perfil de intensidade (I).	42
3.3	Topografia do talude e plataforma continental da área de estudo. As escalas horizontal e vertical estão em unidades adimensionais de x e X	45
3.4	Exemplo de dois pacotes de OISs em sequência na área de estudo.	48
3.5	Relação entre o deslocamento de uma isopicnal causado pela OIS e a intensidade do pixel na imagem SAR. A distância entre os pixels claros e escuros é chamada D . O comprimento de onda característico é chamado λ	50
3.6	Fluxograma simplificado das principais etapas de execução do trabalho	52
4.1	Histograma das velocidades do vento observadas sobre as OISs e ajuste de fdp Weibull (linha pontilhada).	54
4.2	Climatologia de magnitude do vetor de velocidade do vento do QuikScat para os meses de janeiro e julho	56
4.3	Assinaturas típicas de OISs na área de estudo: a) assinatura negativa; b) assinatura dupla; c) assinatura positiva.	56
4.4	Porcentagem observada dos tipos de assinatura	57
4.5	Assinatura das OISs em função do ângulo entre direção de visada e direção de propagação das OISs. Linhas horizontais indicam $S_m = 0,3$ e 3	58
4.6	Assinatura das OISs em função do ângulo entre direção de propagação da OIS e direção para onde o vento sopra. Linhas horizontais indicam $S_m = 0,3$ e 3	59
4.7	Gráfico de dispersão da amplitude de contraste pela velocidade do vento sobre as OISs	60
4.8	Número médio de pacotes de OISs por imagem em cada estação e desvios padrão	61
4.9	Porcentagem mensal de imagens apresentando OISs. Janeiro de 2009 foi excluído devido ao baixo número de imagens.	62
4.10	Quadrado da frequência de empuxo (N^2) máxima na coluna d'água a partir da climatologia para verão e inverno.	66
4.11	Distribuição de OISs de verão em células de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Escala de cores representa o número de pacotes de OISs observados na célula pelo número de imagens disponíveis para a mesma célula e período. Escala normalizada com o valor máximo igual a 1.	67

4.12	Distribuição de OISs de primavera em células de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Escala de cores representa o número de pacotes de OISs observados na célula pelo número de imagens disponíveis para a mesma célula e período. Escala normalizada com o valor máximo igual a 1.....	68
4.13	Distribuição conjunta de OISs de outono e inverno em células de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Escala de cores representa o número de pacotes de OISs observados na célula pelo número de imagens disponíveis para a mesma célula e período. Escala normalizada com o valor máximo igual a 1.....	69
4.14	Valor absoluto máximo ($m^2 s^{-2}$) no ciclo de maré da forçante barotrópica (F) integrada na profundidade (definida na Eq. 3.8) durante o verão	71
4.15	Distribuição sazonal de OISs por profundidade da coluna d'água. Valores relativos ao total das estações	72
4.16	Número de pacotes de OISs propagando em cada direção	73
4.17	Direção média de propagação das OISs em células de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$	74
4.18	Gráfico de dispersão entre valores estimados e medidos de comprimento de onda de maré interna	75
4.19	Histograma de velocidades de fase estimadas	76
4.20	Histograma dos comprimentos medidos ao longo da primeira oscilação dos pacotes de OISs.....	77
4.21	Posição e data de observação das ondas de elevação	78
4.22	Processo de inversão de polarização na imagem SAR. A) onda de elevação; B) onda de sinal fraco (transição); C) onda de depressão	79
4.23	OIS de elevação observada no dia 10/12/2010 (a), e respectivo perfil de anomalia do sinal (b) indicando assinatura escuro/claro	80
4.24	Perfil de densidade climatológica para os meses de janeiro, março e dezembro. As linhas pontilhadas representam os modelos de duas camadas estimados	83

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
4.1 Valores típicos de profundidade total (H), profundidade na plataforma continental $(1 - \epsilon_b)H$, profundidade da termoclina (αH), largura do talude (L_b), frequência inercial (f) e anomalia de densidade normalizada ($\Delta\rho_{norm}$) para verão e inverno respectivamente	63
4.2 Valores dos parâmetros U_0 , $\tilde{F}$ e ϵ para a região de estudo e para as condições de sizígia e quadratura	63
4.3 Dia, posição e profundidade média e estimada da picnoclina para cada imagem onde se observaram OISs de elevação	81
4.4 Valores estimados para parâmetros de onda e da coluna d'água.....	82
5.1 Síntese da estatística de velocidade do vento, comprimento de onda dos três primeiros sólitons dos pacotes, comprimento de crista, comprimento de onda da Maré Interna (MI), velocidade de fase das OISs e profundidade da coluna d'água onde foram observadas as OISs.....	85

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ACAS	Água Central do Atlântico Sul
ASAR	<i>Advanced Synthetic Aperture Radar</i>
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASCAT	<i>Advanced Scatterometer</i>
CB	Corrente do Brasil
CSE	Corrente Sul Equatorial
E	Leste
eKdV	Kortweg De-Vries Estendida
ENVISAT	<i>Environmental Satellite</i>
ERS	<i>European Remote Sensing Satellites</i>
ESA	<i>European Space Agency</i>
FDP	Função Densidade de Probabilidade
FHS	Frente Halina Superficial
FTP	Frente Térmica Profunda
GSW	<i>Gibbs-SeaWater</i>
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
KdV	Kortweg De-Vries
Metop	<i>Meteorological Operational Satellite</i>
MI	Maré interna
mKdV	Kortweg De-Vries Modificada
N	Norte
NE	Nordeste
NEST	<i>Next ESA SAR Toolbox</i>
NRCS	<i>Normalized Radar Cross Section</i>
NW	Noroeste
NODC	<i>National Oceanographic Data Centre</i>
OIS	Onda Interna Solitária
OTIS	<i>Oregon State University Tidal Inversion Software</i>
PCE	Plataforma Continental Externa

PCI	Plataforma Continental Interna
PCM	Plataforma Continental Média
PCSE	Plataforma Continental Sudeste Brasileira
QuikScat	<i>Quick Scatterometer</i>
RAR	<i>Real Aperture Radar</i> – Radar de Abertura Real
RCS	<i>Radar Cross Section</i>
RMSE	<i>Root Mean Square Error</i> – Erro Quadrático Médio
S	Sul
SAR	<i>Synthetic Aperture Radar</i> – Radar de Abertura Sintética
SW	Sudoeste
UTC	<i>Coordinated Universal Time</i>
W	Oeste
WOA	<i>World Ocean Atlas</i>
WS	<i>Wide Swath</i> – Ampla Varredura
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SIMBOLOS

f	Frequência inercial
N	Frequência de Brünt-Väissälä
M_2	Componente lunar semi-diurna da maré
θ	Ângulo do raio de maré com a horizontal
ω	Frequência da onda
ϕ	Latitude
Ω	Velocidade angular da terra
ρ	Densidade média da água
ρ_1	Densidade da camada superior
ρ_2	Densidade da camada inferior
z	Coordenada vertical
g	Aceleração da gravidade
g'	Gravidade reduzida
H	Profundidade total
h_1	Espessura da camada superior
h_2	Espessura da camada inferior
η	Deslocamento de uma superfície isopicnal
c_0	Velocidade de fase linear
C	Velocidade de fase não linear
α_1	Coefficiente de não linearidade quadrática
α_2	Coefficiente de não linearidade cúbica
γ	Coefficiente de dispersão
λ	Comprimento de onda característico
I	Intensidade em um perfil traçado sobre a onda interna
I_0	Intensidade média em uma área homogênea da imagem
S_m	Modo de assinatura (Signature mode)
F	Forçante barotrópica (Body Force)
Q	Vetor de fluxo de massa barotrópico

u	Velocidade barotrópica zonal
v	Velocidade barotrópica meridional
T	Período da maré
D	Distância entre padrões de pixels claros e escuros de onda interna na imagem SAR
u_{1max}	Máxima velocidade de corrente gerada pela passagem da OIS na camada superior
u_{2max}	Máxima velocidade de corrente gerada pela passagem da OIS na camada inferior
A	Amplitude do sóliton
A_{lim}	Amplitude máxima que pode ser atingida pela OIS
a_c	Altura da crista da maré interna
K	Contraste
K_f	Fator de forma
c	Fator de escala
Γ	Função gama
d	Espessura da termoclina
$\hat{c}$	Velocidade de fase da maré interna
μ	Dispersão de Coriolis
δ	Dispersão não hidrostática da maré interna
ϵ	Não linearidade da maré interna
E_T	Energia transportada por uma OIS

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Motivação	5
1.2 Objetivos	7
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	9
2.1 Área de estudo.....	9
2.1.1 Caracterização Geográfica	9
2.1.2 Circulação atmosférica e oceânica	11
2.2 Ondas Internas	13
2.2.1 Ondas internas solitárias.....	16
2.2.2 Geração, propagação e dissipação.....	17
2.2.3 Kortweg De-Vries	20
2.3 Sensoriamento remoto ativo na região das microondas.....	23
2.3.1 Radar de Abertura Sintética	24
2.3.1.1 Imageamento SAR dos oceanos	30
2.3.1.2 Assinatura de OISs nas imagens SAR.....	32
2.3.2 Escaterômetros	37
3 DADOS E METODOLOGIA.....	38
3.1 Imagens SAR	38
3.2 Detecção das OISs	39
3.3 Vento na superfície do mar	40
3.4 Assinatura das OISs	41
3.5 Distribuição temporal e espacial	43
3.6 Características das OISs.....	47
3.7 Ondas de elevação e estimativas para modelo de duas camadas	49
3.8 Fluxograma de atividades	52
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES	53
4.1 Velocidade do vento	53

4.2	Assinatura das OISs	56
4.3	Distribuição temporal e espacial	60
4.4	Características das OISs.....	73
4.5	Ondas de elevação e estimativas para modelo de duas camadas	77
5	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	85
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	91
	APÊNDICE A.....	101

1 INTRODUÇÃO

As ondas internas são fenômenos que podem ocorrer, tanto no oceano quanto na atmosfera, quando uma parcela de fluido é deslocada verticalmente de sua posição de equilíbrio. Em um fluido em rotação e estavelmente estratificado verticalmente, isto é, com a densidade aumentando com a profundidade da água ou diminuindo com a altura na atmosfera, um deslocamento vertical numa parcela de fluido gera uma força restauradora que faz com que o fluido oscile em uma determinada frequência contida entre a frequência inercial (f) e a frequência de Brunt-Väisälä (N) (ROBINSON; DA SILVA, 2010; APEL, 1987).

Os oceanos são naturalmente estratificados, com águas mais densas em maiores profundidades e menos densas nas camadas mais superficiais, um resultado do aquecimento superficial pela radiação solar. Variações verticais abruptas da temperatura (termoclina) e da salinidade (haloclina) definem uma zona chamada de picnoclina, onde são observados os maiores gradientes de densidade. Sendo a termoclina uma região de alta estabilidade, nela podem ser observadas ondas internas de grande amplitude, chamadas neste caso de ondas de interface, pelo fato de que a termoclina separa a camada superficial mais quente do oceano mais frio e mais profundo (APEL, 1987). Devido ao contraste de densidade entre a camada superior quente e a camada inferior fria ser muito menor que a diferença de densidade entre oceano e atmosfera, as ondas internas apresentam frequência e velocidade de propagação menores que as ondas de superfície e amplitudes muito maiores (APEL; GONZALES, 1983).

Uma forma comumente observada de ondas internas de gravidade no oceano é a denominada onda interna solitária (OIS) ou sóliton. Estas são ondas coerentes, não senoidais e não lineares, que podem se apresentar como uma única crista ou em pacotes de ondas isolados no oceano (APEL, 2004). Tais pacotes apresentam até algumas dezenas de ondas e uma nova oscilação é acrescentada ao pacote a cada período de Brunt-Väisälä (APEL, 2003). As OISs devem sua existência ao balanço exato (i.e. equilíbrio) entre efeitos não lineares e a tendência à dispersão linear, que mantém a forma e velocidade das ondas, mesmo após colisões com outras ondas internas

(GERKEMA, 1996). A passagem destas ondas geralmente gera depressão da termoclina (ondas de depressão), entretanto, dependendo das condições de estratificação e profundidade local também pode ser gerada uma elevação da termoclina (ondas de elevação) (LIU et al., 1998).

O principal local de geração das ondas internas de gravidade é a quebra da plataforma continental, onde estas são geradas pelo fluxo da corrente de maré barotrópica sobre a topografia de fundo acentuada. A maré barotrópica gera marés internas (baroclínicas), que são liberadas durante o período de relaxamento da maré, e se propagam para fora do local de geração sofrendo um processo não linear de aumento da inclinação da onda (razão entre amplitude e comprimento de onda) que faz com que OISs se desenvolvam na cava da maré interna (SANDSTROM; ELLIOTT, 1984; HOLLOWAY, 1987; SMYTH; HOLLOWAY, 1988; GERKEMA; ZIMMERMAN, 1995).

Devido à sua relação com os ciclos de marés os pacotes de ondas internas são normalmente gerados a cada 12 horas (maré semidiurna) ou 24 horas (maré diurna) sendo mais proeminentes nos períodos de sizígia (FU e HOLT, 1984; APEL et al., 1985). Desta forma, as características físicas das ondas internas tais como amplitude, velocidade de propagação, e comprimento de onda, são repetidas sistematicamente a cada ciclo de maré, dadas as condições de estratificação térmica e de correntes (DA SILVA et al., 2001).

Embora OISs sejam fenômenos de sub-superfície, elas podem ser observadas através de técnicas de sensoriamento remoto em microondas e no visível e até mesmo visualmente por modularem a amplitude das ondas de capilaridade-gravidade superficiais (ALPERS, 1985). Os satélites têm contribuído fortemente para estudos da estrutura espacial bidimensional das ondas internas, fornecendo detalhes que dificilmente são obtidos *in situ* e a custos reduzidos.

A ampla ocorrência de OISs nos oceanos foi confirmada pela primeira vez através de imagens do satélite SEASAT lançado em 1978. Atualmente os Radares de Abertura Sintética (SAR – sigla em inglês para Synthetic Aperture Radar) são os

sensores mais utilizados em estudos de OISs tanto por sua capacidade de imageamento independente da iluminação solar ou cobertura de nuvens quanto pela maior sensibilidade às mudanças na rugosidade de superfície em relação aos sensores ópticos (ROBINSON; DA SILVA, 2010). Os SAR são sensores ativos, isto é, emitem a própria radiação e operam na banda de frequência das microondas. Nas imagens SAR as OISs apresentam uma assinatura bem característica de faixas claras e escuras, quase-lineares em um plano de fundo uniforme, tornando este fenômeno um dos mais facilmente reconhecíveis em imagens de sensoriamento remoto dos oceanos.

Uma coleção de imagens aéreas e orbitais, reunidas por Jackson (2004) em um atlas global de ondas internas solitárias oceânicas, mostra claramente a presença das OISs sobre as plataformas norte, sudeste, e sul brasileiras (Figura 1.1). Segundo suas observações as OISs da costa brasileira apresentam características de ondas geradas na quebra de plataforma. Adicionalmente, estudos mostram a formação de marés internas próximas da quebra de plataforma brasileira através de medidas em campo e também por meio de modelos numéricos com amplitudes de cerca de 30 m no verão e 20 m no inverno (PEREIRA; CASTRO, 2007; PEREIRA et al., 2007). Tais estudos, entretanto revelam que a plataforma continental sudeste brasileira apresenta fluxos baroclínicos de energia *offshore* da componente M_2 três vezes menores em magnitude do que aqueles estimados para regiões de intensa maré interna.

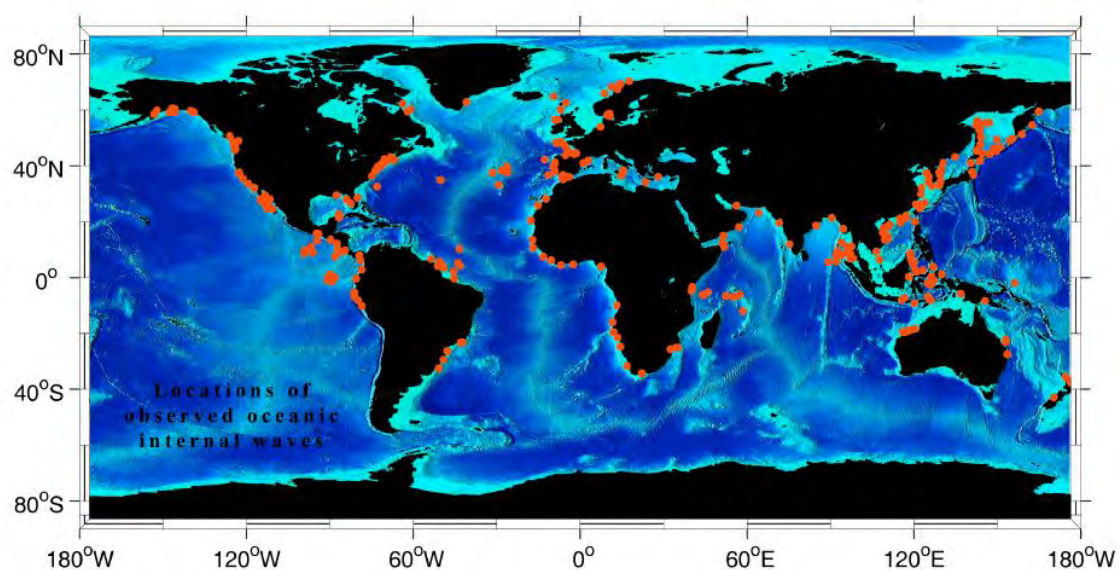


Figura 1.1 - Distribuição global de ocorrência de ondas internas solitárias, identificadas através da análise de imagens SAR e por medições *in situ*.

Fonte: Jackson (2004).

Outro mapa (Figura 1.2) elaborado por Ostrovsky e Stepanyants em 1989, utilizando 20 anos de dados *in situ*, mostra que até então não se tinha conhecimento de OISs nas regiões sudeste e sul do Brasil.

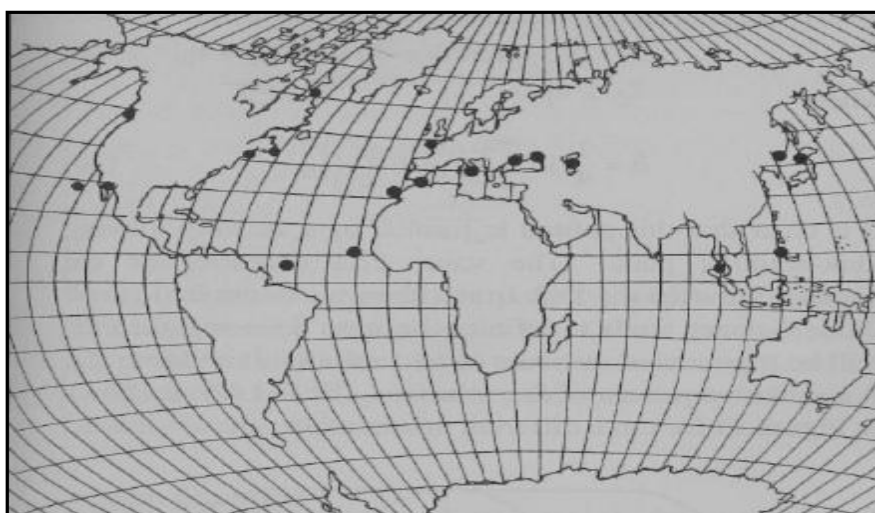


Figura 1.2 - Mapa mostrando regiões onde OISs foram observadas por diferentes expedições durante 20 anos.

Fonte: Ostrovsky e Stepanyants (1989).

1.1 Motivação

Ondas internas solitárias são fenômenos muito frequentes nos oceanos que influenciam fortemente a mistura vertical das massas d'água. Ondas internas que irradiam para o interior do oceano tem o potencial de gerar mistura inclusive em oceano profundo. Especula-se que a mistura gerada por estas ondas desempenha um papel importante na manutenção da estrutura e circulação dos oceanos bem como nas trocas de calor entre oceano e atmosfera (MUNK; WUNSCH, 1998).

Ao longo da plataforma continental, onde ocorre a arrebentação e dissipação das ondas internas (Figura 1.3), é gerado um transporte vertical de nutrientes de águas mais profundas para a zona fótica. Este processo é importante para a produtividade primária, pois tais nutrientes são necessários para o crescimento do fitoplâncton (ROBINSON; DA SILVA, 2010). O aumento da produtividade primária também pode acontecer pela simples elevação do fitoplâncton para zonas mais iluminadas. Além disso, as correntes associadas às OISs desempenham um papel importante no transporte da comunidade plactônica e material particulado favorecendo as trocas entre a plataforma continental e o oceano (HOLLIGAN et al., 1985).



Figura 1.3 - Fotografia de uma OIS arrebrandando na costa de Portugal. Nota-se uma linha de espuma na superfície indicando intensa convergência associada com a frente da onda interna. A cor da água muda consideravelmente devido à turbulência causada pela OIS.

Fonte: Da Silva (2010).

Pelo fato da geração de ondas internas solitárias ser um dos fenômenos mais coerentes e repetitivos nos oceanos graças à regularidade das marés astronômicas barotrópicas, seu estudo se torna ideal para traçar características do interior dos oceanos tais qual a estratificação (BRANDT et al., 1999), bem como parâmetros da superfície, tais como a contaminação por filmes orgânicos ou hidrocarbonetos (DA SILVA et al., 1998).

Atualmente, a região sudeste brasileira tem se destacado pela instalação de plataformas para exploração e produção de petróleo em águas cada vez mais profundas. Considerando-se que as ondas internas podem ser muito energéticas (OSBORNE; BURCH, 1980) e alterar significativamente tanto a estrutura vertical da coluna d'água quanto a própria turbidez da água (QUARESMA et al., 2007), um conhecimento mais detalhado sobre a ocorrência e características deste fenômeno se torna importante para

os projetos de engenharia oceânica e operações *offshore*. As ondas internas também podem afetar a propagação do som no oceano, e por isso são de importância para fins militares (CHIN-BING et al., 2009).

Apesar da importância das OISs pouco se sabe a respeito de sua distribuição e variabilidade no espaço e tempo na costa brasileira. Este trabalho se concentra na região da plataforma continental e talude do sudeste do Brasil e busca contribuir com o conhecimento detalhado das características físicas das OISs nesta região e de sua distribuição.

Neste contexto, foram definidos os seguintes objetivos geral e específicos desta dissertação, descritos a seguir:

1.2 Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é realizar um levantamento da ocorrência de ondas internas solitárias na plataforma continental brasileira entre as latitudes 20°S e 30°S por meio de processamento digital de imagens orbitais de radar de abertura sintética e determinar suas características físicas. Os objetivos específicos são:

- a) Identificar e qualificar as assinaturas de OISs nas imagens SAR;
- b) Caracterizar as variabilidades temporal e espacial de ocorrência de OISs;
- c) Estabelecer quais são as condições ambientais e de imageamento favoráveis à geração e observação das OISs nas imagens SAR;
- d) Identificar os locais e feições de fundo onde são geradas as OISs;
- e) Obter estimativas de comprimento de onda, comprimento da crista, e velocidade e direção de propagação das OISs;
- f) Obter estimativas de amplitude das OISs e correntes geradas por sua passagem bem como estimativas de estratificação da coluna d'água a partir de assinaturas de ondas de elevação;

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Área de estudo

A área de estudo deste trabalho está localizada entre 20-30°S e 38°-50°W no oeste do oceano Atlântico Sul subtropical (Figura 2.1). Esta área corresponde aproximadamente à Plataforma Continental Sudeste brasileira (PCSE) (23°S-28°30'S) e abrange a norte a Bacia de Campos (20-23°S), e a sul uma porção da plataforma continental sul.

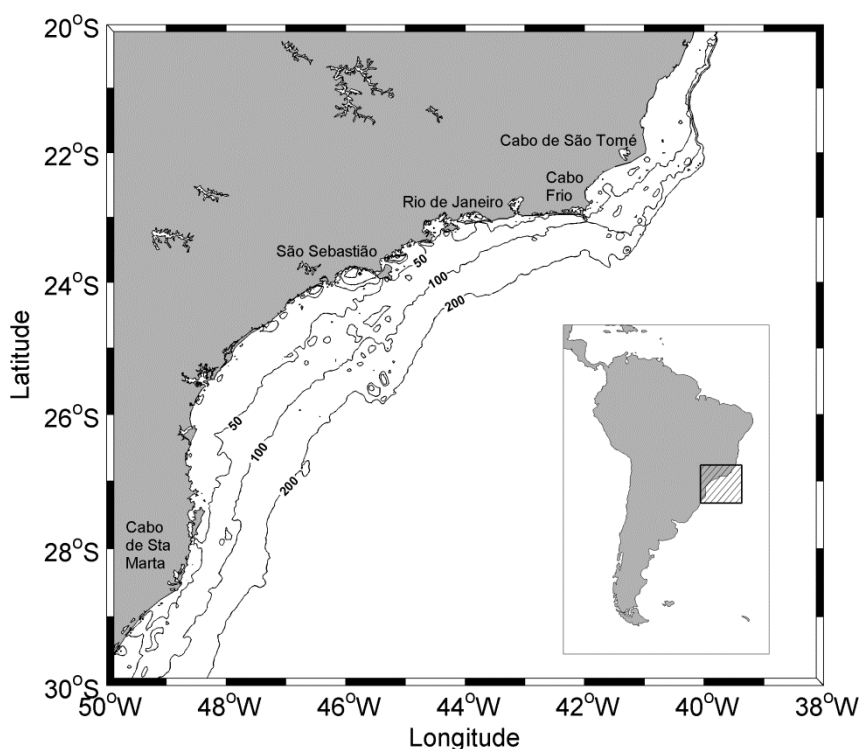


Figura 2.1 – Área de estudo e linhas isobatimétricas de 50, 100 e 200 m. Batimetria extraída da base de dados ETOPO2.

2.1.1 Caracterização Geográfica

A PCSE se estende desde Cabo Frio (latitude ~ 23°S), no estado do Rio de Janeiro até Cabo de Santa Marta (latitude ~ 28°30'S), em Santa Catarina, englobando o embaçamento do sul do Brasil (CASTRO, 1996). É uma das principais feições geomorfológicas da costa brasileira e possuiu cerca de 1100 km de comprimento e área

em torno de $15 \times 10^4 \text{ km}^2$, estando sua parte mais larga localizada em frente a Santos (230 km) e a parte mais estreita nas proximidades de Cabo Frio (50 km). Em geral a topografia da PCSE é suave, com a quebra da plataforma ocorrendo a profundidades entre 120 e 180 m e as isóbatas se dispendo paralelamente à linha da costa (ZEMBRUSKI, 1979; CASTRO FILHO; MIRANDA, 1998). A orientação geral da linha de costa é NE-SW, com exceção das regiões situadas imediatamente ao sul de Cabo Frio, onde a orientação é E-W, e ao norte do cabo de Santa Marta, onde a orientação é N-S (CASTRO, 1996).

A PCSE pode ser dividida em três regiões: interna, média e externa (CASTRO, 1996). A plataforma continental interna (PCI) localiza-se entre a costa e a Frente Térmica Profunda (FTP). Esta frente delimita a PCI entre as isóbatas de 20 e 40 m durante o verão e entre 50 e 70 m durante o inverno. A principal característica da PCI é apresentar durante todo o ano grande tendência à homogeneidade tridimensional das propriedades físicas. A plataforma continental média (PCM) aparece nitidamente durante o verão entre a FTP e a Frente Halina Superficial (FHS), apresentando seus limites entre as isóbatas de 20- 40 m e 70-90 m. Durante o inverno esta ocupa uma faixa muito delgada e às vezes inexistente. A característica básica da PCM é a alta estratificação durante o verão, devido à presença de aguda termoclina sazonal. A plataforma continental externa (PCE) prolonga-se desde o limite externo da PCM até a quebra da plataforma continental, apresentando seu limite interno geralmente entre as isóbatas de 70 e 90 m situada a 60-80 km da costa. A estratificação vertical da PCE também se apresenta acentuada, entretanto, a termoclina é um pouco mais difusa do que na PCM durante o verão. Outra característica da PCE é a pequena variação sazonal de suas propriedades físicas, podendo-se observar uma termoclina permanente nesta região (CASTRO, 1996).

Do cabo de Santa Marta até o arroio Chuí se encontra a plataforma continental sul que também apresenta topografia de fundo uniforme com a largura da plataforma próxima de 110 km na sua porção norte (CASTRO et al., 2006).

2.1.2 Circulação atmosférica e oceânica

As maiores forçantes da circulação na PCSE em diferentes escalas de tempo são os ventos na superfície do mar, a ação da Corrente do Brasil e as marés. A distribuição espacial e temporal das massas d'água está associada aos efeitos destas diferentes forçantes.

Os ventos geram respostas em escalas sazonais e sinóticas nas águas da plataforma continental, que dependendo dos parâmetros da plataforma e do vento podem gerar as correntes mais energéticas da PCSE. Estas correntes são, em geral, paralelas às isóbatas em resposta ao balanço geostrófico na direção normal à topografia (CASTRO et al., 2006).

Destaca-se na região da PCSE a ação da porção oeste da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). A ASAS, cuja posição média localiza-se na latitude de 30°S, caracteriza a presença do giro subtropical anticiclônico de latitude média sobre o Atlântico Sul e constitui um sistema de alta pressão associado à circulação média meridional da atmosfera da célula de Hadley. Em geral, esse giro traz ventos provenientes de sudeste-nordeste para a costa situada entre 15°S e 25°S, e leva ventos provenientes de sudoeste-noroeste para o largo entre as latitudes 35°S e 40°S. Na média anual, a costa brasileira apresenta ventos de intensidade relativamente baixa. Durante o verão, entre 15°S e 35°S os ventos são predominantemente de leste-nordeste, enquanto no inverno os ventos de leste-nordeste ficam confinados entre 20°S e 25°S, e ao sul de 25°S passam a prevalecer ventos de oeste-sudoeste (CASTRO et al., 2006).

Em escala sinótica, a perturbação meteorológica mais importante sobre a PCSE são os sistemas frontais. Estes, apresentam deslocamento preferencial de sudoeste para nordeste ao longo da costa sudeste do Brasil a 500 km/dia (STECH; LORENZZETTI, 1992), sendo observados principalmente entre 40°S e 20°S, especialmente durante o inverno. A ocorrência de sistemas frontais entre as latitudes 20°S e 34°S varia ao longo do ano entre três e seis por mês, portanto, em escalas de tempo entre cinco e dez dias. Entre 20°S e 25°S a mínima ocorrência é em fevereiro e a máxima em outubro (CASTRO et al., 2006). Através dos sistemas frontais, ventos de diversas direções

podem atuar sobre a PCSE, dependendo da posição destes sistemas em relação à costa (STECH; LORENZZETTI, 1992).

Além de causar movimentos horizontais de massas d'água, a variação horizontal do cisalhamento do vento sobre a superfície do mar pode induzir movimentos de ascensão das águas mais profundas e frias, denominado bombeamento de Ekman. Na PCSE a ação dos ventos provenientes de NE na superfície do mar gera um transporte da camada de Ekman superficial, da costa em direção ao oceano aberto, que produz condições propícias para que a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) ressurja e provoque afloramentos costeiros de águas mais frias e com alto teor de nutrientes. Este fenômeno, chamado ressurgência costeira, é mais intenso nas regiões de Cabo de São Tomé (latitude de 22°S) e Cabo Frio (latitude de 23°S) durante o verão (CASTRO et al., 2006).

Associada ao giro subtropical do Atlântico Sul está a Corrente do Brasil (CB), que se origina aproximadamente em 10°S pela bifurcação do ramo mais ao sul da Corrente Sul Equatorial (CSE) (STRAMMA, 1991; SILVEIRA et al., 1994). A CB é uma corrente de contorno oeste de fraca intensidade em comparação a outras correntes de contorno oeste como a Corrente de Golfo no Atlântico Norte e Kuroshio no Pacífico Norte. Ela transporta águas subtropicais quentes e salinas. A CB bordeja o continente sul-americano, fluindo para o sul ao longo do talude continental até a região da Convergência Subtropical (33-38°S), uma das regiões mais energéticas dos oceanos (CASTRO et al., 2006). Neste trajeto ela passa a compor um sistema de corrente baroclinicamente instável com desenvolvimento de vórtices e meandros (SILVEIRA, 2006). No hemisfério sul tais vórtices e meandros ciclônicos apresentam caráter divergente na camada superficial permitindo o bombeamento da ACAS até a superfície e ressurgência (CASTRO FILHO; MIRANDA, 1998).

Na região mais ao sul da PCSE ocorre a intrusão de águas frias e pouco salinas oriundas da Lagoa dos Patos e do estuário do Rio da Prata. Isso causa um deslocamento das frentes termohalinas no inverno, que podem atingir regiões centrais da plataforma continental. De acordo com Piola et al. (2008), a pluma do Rio da Prata se estende para

norte durante o inverno a latitudes além de 27 °S e induz a formação de termoclinas invertidas, uma vez que a estratificação vertical é controlada pela salinidade.

As oscilações das marés e as correntes de marés apresentam-se em geral como co-oscilações com o oceano profundo, sendo a comunicação estabelecida através do talude e da quebra da plataforma continental. Nesta região, a constituinte M_2 da maré é preponderante e as maiores amplitudes são observadas na região do talude norte-nordeste do Brasil, diminuindo em direção ao sul e atingindo apenas 0,1 m no cabo de Santa Marta (CASTRO et al., 2006).

2.2 Ondas Internas

Em um oceano continuamente estratificado as ondas internas são radiadas tridimensionalmente em um determinado ângulo θ com a horizontal que depende da própria frequência ω da onda

$$\theta = \pm \left(\frac{\omega^2 - f^2}{N^2 - \omega^2} \right)^{1/2}. \quad (2.1)$$

A frequência ω é condicionada entre a frequência inercial f (parâmetro de Coriolis) e a frequência de Brunt-Väisälä N (referida também como frequência de impulsão ou empuxo) (Figura 2.2) que é a frequência natural de uma parcela de fluido deslocada de sua posição de equilíbrio em um gradiente de densidade vertical. Estas frequências definem o ângulo máximo e mínimo com a horizontal em que as ondas internas podem se propagar e são dadas por:

$$f = 2\Omega \cos\phi, \quad (2.2)$$

onde ϕ é a latitude e Ω é a velocidade angular da Terra; e

$$N = \sqrt{\frac{-g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}, \quad (2.3)$$

onde ρ é a densidade do fluido, z é a coordenada vertical apontado para cima e g é a aceleração da gravidade.

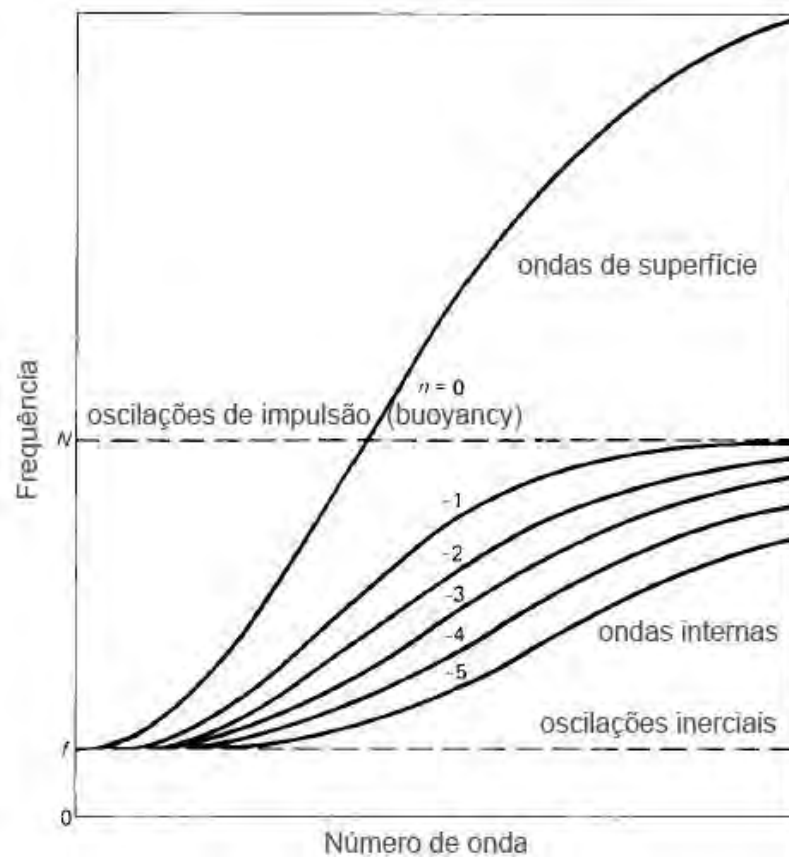


Figura 2.2 - Representação dos cinco primeiros modos de oscilação de ondas internas no oceano em função do número de onda ($2\pi/\lambda$) e da frequência. A banda de frequências para a qual o oceano funciona como meio de propagação de ondas internas é definida por $f < \omega < N$.

Fonte: Adaptado de Apel (1987).

Quando a estratificação se concentra numa camada interna bem definida do oceano, ou seja, quando é observada uma máxima frequência de empuxo centrada em

certa profundidade (picnoclina), pode-se assumir como simplificação um modelo de estratificação em duas camadas (Figura 2.3). Neste caso as ondas internas encontram-se aprisionadas nesta interface, isto é, tem deslocamento horizontal, e as flutuações causadas pela propagação da onda são essencialmente verticais.

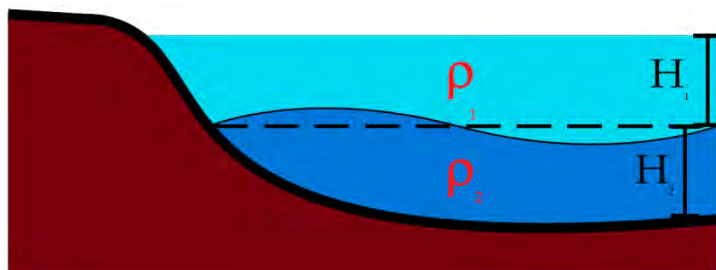


Figura 2.3 – Representação esquemática do oceano em duas camadas. ρ_1 é a densidade na camada superior e ρ_2 é a densidade na camada inferior.

Fonte: Fernandes (2001).

Como a estratificação no oceano real é normalmente contínua e não constante nenhum destes dois cenários se verifica isoladamente, tornando a análise das ondas internas dependente da intensidade do gradiente de densidade (ex: análise dos modos normais) (GERKEMA, 2003).

De maneira simplificada podemos dividir o espectro de ondas internas em ondas internas quase-inerciais, marés internas, e ondas internas solitárias (HUTHNANCE, 1995). As ondas internas quase-inerciais são geralmente geradas nas camadas superiores do oceano pela ação dos ventos e se propagam para o interior em frequências próximas da frequência inercial. As marés internas correspondem a oscilações de período diurno ou semi-diurno, geradas pelo fluxo da maré barotrópica sobre uma topografia irregular e são importantes sumidouros da energia de maré superficial (EGBERT e RAY, 2003). As ondas internas solitárias são uma classe de ondas não lineares que quando se propagam através de uma fronteira interna de densidade apresentam frequência próxima de N e são perceptíveis na rugosidade da superfície do mar. Estas se situam uma ou duas ordens de grandeza distantes da frequência inercial e, portanto pode-se desprezar os efeitos de rotação terrestre (QUARESMA, 2006).

2.2.1 Ondas internas solitárias

Uma das primeiras contribuições para o estudo das ondas solitárias foi feita por John Scott Russell (1838), um engenheiro e arquiteto naval. Russell relatou a formação de uma elevação que preservava sua forma nas águas rasas do canal de um rio próximo a Edimburgo, gerada quando uma barcaça, rebocada por um par de cavalos, parou subitamente no canal. Russell seguiu esta onda solitária por algumas milhas sobre um cavalo antes de perdê-la nos meandros do canal (OSBORNE, 2010).

O termo Onda Interna Solitária (OIS) ou sóliton está associado ao caráter não periódico e isolado destas oscilações. No oceano estas flutuações se revelam agrupadas em pacotes de até algumas dezenas de ondas confinadas no tempo e no espaço. A frente dos pacotes de OISs tende a assumir uma curvatura e uma orientação como resultado de processos de refração e advecção. As amplitudes, comprimentos de onda e comprimentos da crista são ordenados de forma que as maiores se encontram na frente do pacote e as menores na parte posterior (OSBORNE; BURCH, 1980). Este ordenamento se deve à maior velocidade de fase das ondas de maior amplitude, que se posicionam na frente do pacote e apresentam maior separação entre cristas, uma característica de ondas não lineares (APEL, 2003). Comprimentos de onda individuais podem variar de 100 m a 20 km (APEL, 2004), enquanto as amplitudes podem passar de 90 m e o comprimento das cristas de 200 km (APEL et al., 1985). As velocidades de fase não lineares das OISs para plataforma continental variam em média entre 0,5 e 1 ms^{-1} (APEL, 2004) sendo o período inferior a 1 hora. Este período é superior ao observado para ondas de superfície geradas pelo vento, como por exemplo, os marulhos, que apresentam período de algumas dezenas de segundos e amplitude de poucos metros.

O número de ondas individuais por pacote aumenta de acordo com seu tempo de existência, com uma nova oscilação por período de Brunt-Väisälä. Tais oscilações geralmente deslocam a picnoclina para baixo, e neste caso são chamadas ondas de depressão, mantendo por vezes a picnoclina deslocada durante várias horas após a passagem do pacote (APEL, 2003). Quando a picnoclina é deslocada para cima estas ondas são chamadas ondas de elevação, e em geral são raras.

O tempo médio de vida dos pacotes de OISs é de algumas horas em regiões costeiras, podendo passar de 2,5 dias em oceano profundo (APEL et al., 1985), terminando com processos de dissipação como a arrebentação dos sólitons.

2.2.2 Geração, propagação e dissipação

Existem vários mecanismos hidrodinâmicos passíveis de provocar perturbações da picnoclina e desencadear a geração e propagação de ondas internas solitárias. São exemplos a instabilidade de fluxos por efeito de atrito, o mecanismo de geração de ondas de Lee, e a dissipação de energia do modo barotrópico para modos baroclínicos próximo das regiões de forte declive (KANTHA; TIERNEY, 1997).

Os sólitons são muitas vezes apontados como flutuações na cava da maré interna gerada pelo fluxo da maré barotrópica sobre bancos, montes e quebras de plataforma. A energia de maré interna gerada na quebra de plataforma pode se propagar tanto horizontalmente na forma de ondas de interface na termoclina (geração “direta”) ou como raios de maré em um meio continuamente estratificado (geração “local”). Raios de maré emanam de posições “críticas” onde a inclinação da topografia de fundo é igual à inclinação do raio de maré, que se propaga em um ângulo θ dado pela equação 2.1. Quando os raios de maré interagem com a termoclina causam oscilações de maré interna e OISs que são geradas “localmente”, distantes da quebra de plataforma (NEW; PINGREE, 2000; GERKEMA, 2001; NEW; DA SILVA, 2002).

Baines (1982) descreve a formação de marés internas na quebra de plataforma para um oceano estratificado em duas camadas. Segundo ele, o fluxo de maré vazante cria uma depressão da picnoclina próxima da quebra de plataforma que, durante o relaxamento da maré (estofa), é liberada tanto em direção ao oceano quanto em direção à costa. Estas ondas internas têm comprimentos na escala de dezenas de quilômetros, equivalentes à distância de separação observada para pacotes de sólitons sucessivos. Quando a amplitude da maré interna é grande em comparação com a profundidade da coluna d'água, processos não lineares precisam ser considerados.

Small et al. (1999) descreve a formação de ondas internas solitárias a partir da evolução das marés internas lineares utilizando as equações de Kortweg-de-Vries (KdV) (Figura 2.4). Primeiramente a maré interna (a) aumenta sua inclinação através de processos não lineares, uma vez que a parte mais alta da onda se move mais rápido que a parte mais baixa (b). Pingree et al., (1983) observaram ondas de maré interna no Mar Celta com cavas muito mais estreitas que as cristas, o que, segundo os autores, se deve aos efeitos de advecção da maré barotrópica vazante contrária à propagação da onda. Após isto, efeitos de dispersão se tornam relevantes em regiões da onda muito inclinadas e instabilidades em forma de ondas de frequência mais alta se desenvolvem (c). Cada ondulação da sequência apresenta uma amplitude e uma velocidade de fase distinta e, eventualmente, com o equilíbrio entre os efeitos de dispersão e não linearidade, as ondulações se tornam sólitons (d) que podem se propagar sem alteração por distâncias superiores a 100 km (APEL et al., 1985).

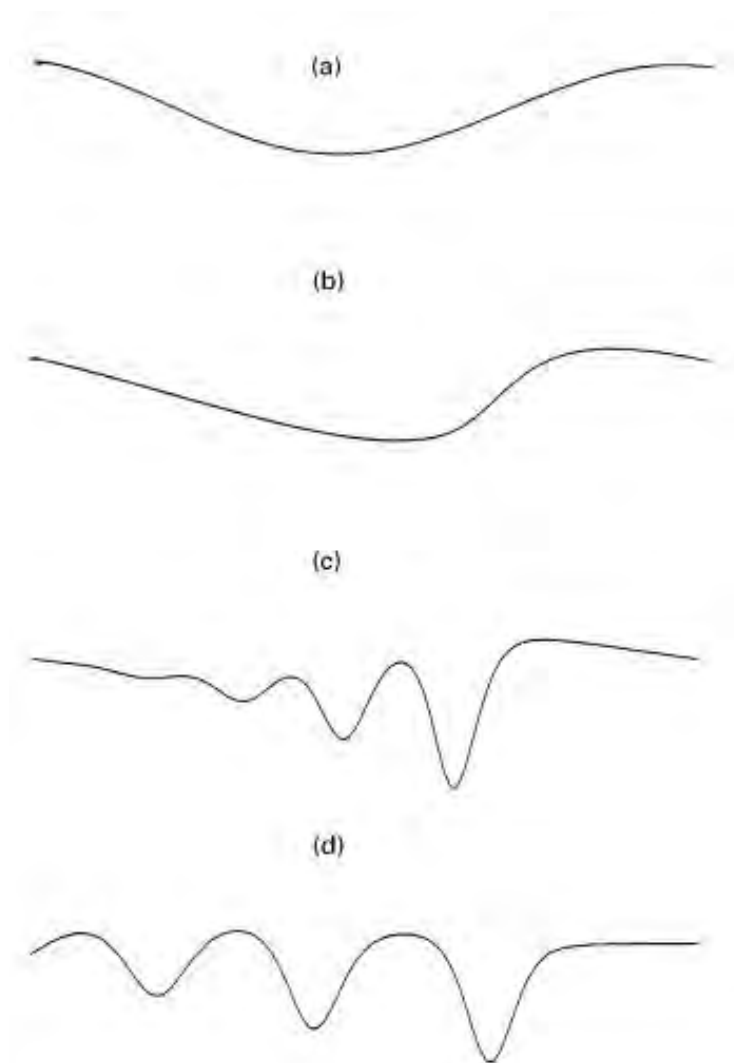


Figura 2.4 – Estágios de transformação de uma onda linear para um pacote de sólitons não lineares: (a) maré interna linear; (b) inclinação da maré interna; (c) ondulações associadas à cava da maré interna; (d) sólitons

Fonte: Small et al. (1999).

Gerkema (1996) mostrou que outro mecanismo de dispersão, chamado de dispersão de Coriolis, pode desempenhar um papel importante na evolução das ondas internas uma vez que tende a impedir a desintegração de marés internas em OISs. Neste estudo o autor simulou observações de ondas internas realizadas por Pingree e Mardell (1985) no Mar Celta ($47^{\circ}41.8'N$, $6^{\circ}18.2'W$) e mostrou que as OISs não se

desenvolviam em condições de maré de quadratura devido aos efeitos de rotação da Terra.

Estudos revelam que durante a propagação ondas de depressão influenciadas pela batimetria podem se transformar em ondas de elevação através de um processo denominado inversão de polarização. Em um oceano estratificado em duas camadas este processo ocorre em um ponto onde as camadas superior e inferior apresentam a mesma espessura (LIU et al., 1998; ZHAO et al., 2004; CHONG et al., 2010). A observação deste fenômeno pode assim fornecer informações importantes sobre a estratificação da coluna d'água.

Segundo Vlasenko e Hutter (2002), o ponto de arrebenção das OISs para um modelo de duas camadas pode ser dado como:

$$A > 0,4 (H - h_1), \quad (2.4)$$

onde A é a amplitude, H é a profundidade total e h_1 a espessura da camada superior. A arrebenção de ondas internas resulta na produção de turbulência com dissipação irreversível de energia (STAQUET; SOMMERIA, 2002).

2.2.3 Kortweg De-Vries

Ondas internas solitárias de águas rasas e fracamente não lineares são normalmente modeladas com base nas equações clássicas de Kortweg De-Vries (KdV) (KORTEWEG; DE VRIES, 1895):

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + c_0 \frac{\partial \eta}{\partial x} + \alpha_1 \eta \frac{\partial \eta}{\partial x} + \gamma \frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3} = 0, \quad (2.5)$$

onde η é o deslocamento de uma superfície isopical, c_0 é a velocidade de fase linear, α_1 é o coeficiente de não linearidade, e γ é o coeficiente de dispersão. O coeficiente de dispersão é sempre positivo, o que corresponde a uma dispersão negativa das OISs dada a equação de dispersão: $\omega = ck - \beta k^3$, onde k é o número de onda (OSTROVSKY;

STEPANYANTS, 1989). Já o coeficiente de não linearidade pode ser positivo ou negativo dependendo da polarização da onda.

Para um oceano estratificado em duas camadas, com profundidade constante e sem contornos laterais, assumindo-se h_1 a espessura da camada superior e h_2 a espessura da camada inferior, tem-se:

$$c_0 = \sqrt{g \left(\frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} \right) \frac{h_1 h_2}{h_1 + h_2}} \quad \alpha_1 = \frac{3c_0}{2} \left(\frac{h_1 - h_2}{h_1 h_2} \right) \quad \gamma = \frac{c_0 h_1 h_2}{6}, \quad (2.6)$$

onde ρ_1 e ρ_2 são as densidades das camadas superior e inferior e g é a aceleração da gravidade. A multiplicação de g pela diferença de densidade normalizada ($\Delta\rho_{norm}$) é chamada de gravidade reduzida e representada por g' .

A solução analítica para uma única onda solitária corresponde ao perfil de uma secante hiperbólica quadrática na forma de:

$$\eta(x, t) = A \operatorname{sech}^2 \left[\frac{x - Ct}{\lambda} \right], \quad (2.7)$$

onde A é a amplitude, C é a velocidade de fase não linear, e λ é o comprimento de onda característico do sóliton (também chamado de meia largura do sóliton). A velocidade de fase não linear, C , pode ser escrita como uma função da velocidade de fase linear c_0 :

$$C = c_0 + \frac{A\alpha_1}{3}. \quad (2.8)$$

A partir desta equação é possível notar que quanto maior a amplitude, A , maior será a velocidade de fase C .

As equações 2.6 a 2.8 indicam que quando a espessura da camada superior é menor que a inferior ($h_1 < h_2$), α_1 torna-se negativo e a picnoclina se desloca para baixo (depressão). Quando a camada inferior se torna menor que a superior ($h_1 > h_2$), o sinal de deslocamento da picnoclina se inverte e observa-se uma onda de elevação ($A > 0$). Se $h_1 = h_2$ o coeficiente de não linearidade (α_1) anula-se e torna-se necessário utilizar uma solução KdV de ordem superior chamada KdV estendida (eKdV) ou KdV modificada (mKdV):

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + c_0 \frac{\partial \eta}{\partial x} + \alpha_1 \eta \frac{\partial \eta}{\partial x} + \alpha_2 \eta^2 \frac{\partial \eta}{\partial x} + \gamma \frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3} = 0, \quad (2.9)$$

onde α_2 é o termo de não linearidade cúbico. De acordo com experimentos realizados por Michallet e Barthelemy (1998) a KdV também é inapropriada para ondas de grande amplitude cuja cava é aproximadamente metade da profundidade total da coluna d'água pois pressupõe fraca não-linearidade (Figura 2.5).

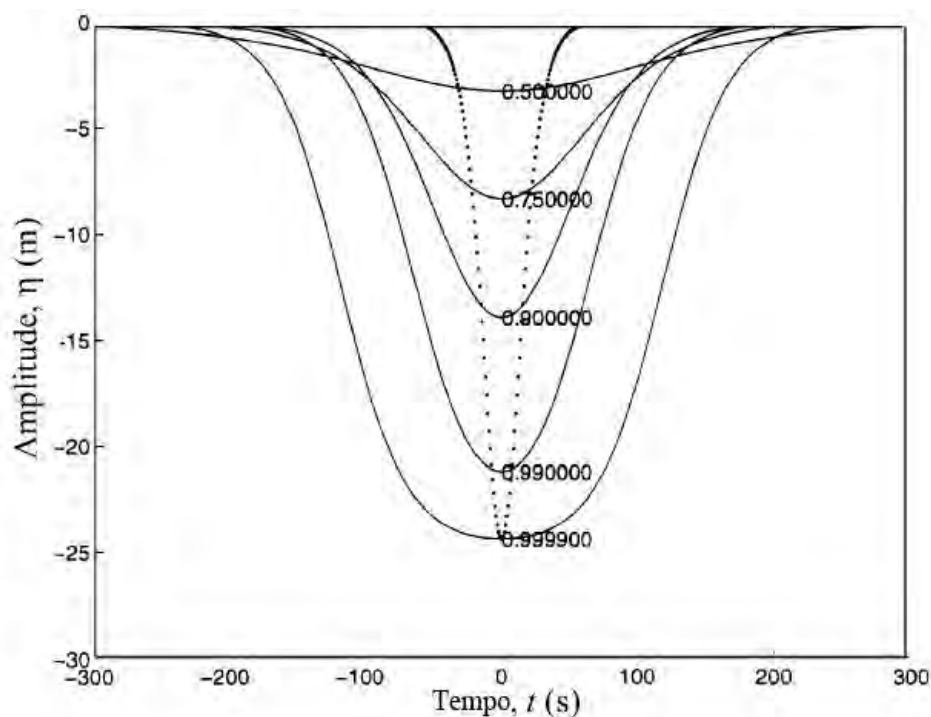


Figura 2.5 - Sólitos de diferentes amplitudes da equação eKdV com parâmetro de não linearidade variando entre 0,5 e 0,99. Em pontilhado a solução da equação quadrática KdV para uma amplitude de onda igual à amplitude máxima.
Fonte: Jackson (2004).

2.3 Sensoriamento remoto ativo na região das microondas

O sensoriamento remoto é uma técnica de aquisição e análise de informações a partir da interação de um alvo com a radiação eletromagnética (JENSEN, 2007). Os sensores ativos são sistemas que produzem sua própria fonte de emissão de radiação eletromagnética, operando desta forma independentemente da radiação solar. Um sensor ativo que opera na região de microondas do espectro eletromagnético é denominado Radar. A Figura 2.6 mostra em detalhes as diferentes faixas de microondas no espectro eletromagnético, divididas em bandas discriminadas por letras.

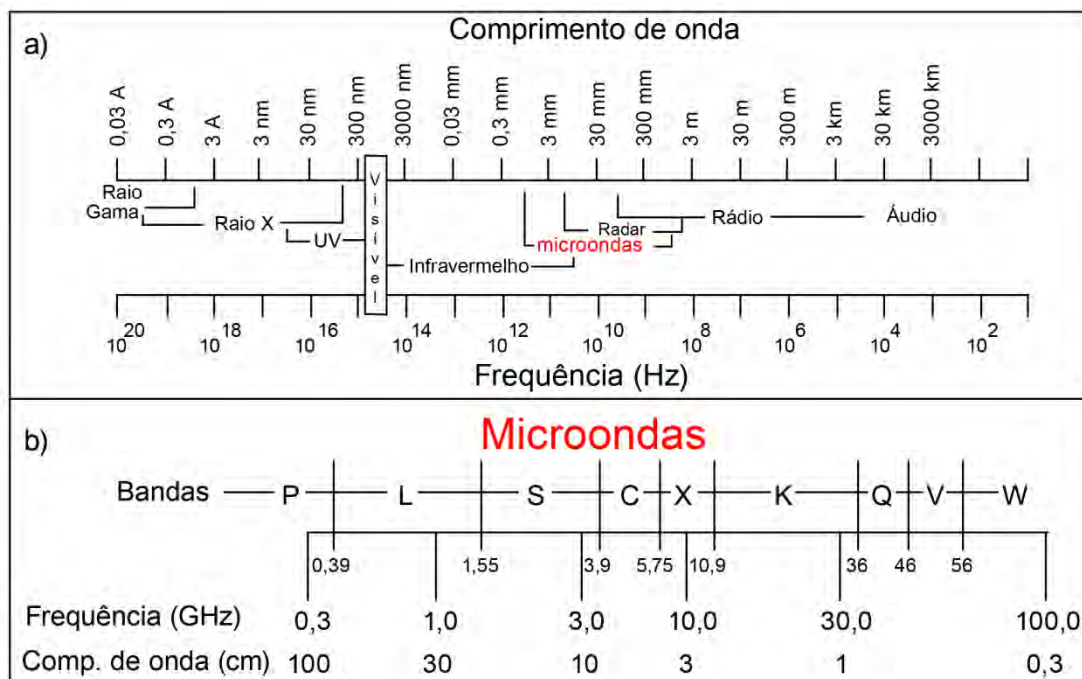


Figura 2.6- Espectro eletromagnético (a) e a região de microondas com suas bandas designadas por letras (b).

Fonte: Adaptado de Jensen (2007).

Os efeitos da absorção ou espalhamento atmosférico em microondas são muito menores do que aqueles encontrados na faixa do visível e infravermelho do espectro. Isto permite que os radares possam ser utilizados mesmo em condições de tempo nublado. Chuvas pesadas, entretanto, podem constituir um problema para comprimentos de microondas curtos.

Os radares de abertura sintética são o principal sistema imageador que tem sido utilizado para o monitoramento de ondas internas oceânicas e é apresentado mais detalhadamente a seguir (Seção 2.3.1). Además, devido à importância do vento para o imageamento SAR, apresentamos brevemente os escaterômetros na Seção 2.3.2, que são um tipo de radar muito utilizado na extração dos campos de vento na superfície do mar.

2.3.1 Radar de Abertura Sintética

O sistema SAR geralmente opera em uma plataforma móvel com visada lateral perpendicular à direção de voo. Este sistema contém uma antena responsável por

transmitir e receber pulsos de microondas e uma unidade receptora que mede, armazena e decodifica os pulsos eletromagnéticos em sinais digitais (LEE; POTTIER, 2009).

A configuração geométrica de um sistema SAR operando em uma plataforma móvel (aeronave, satélite ou ônibus espacial) é mostrada na Figura 2.7. A direção de voo é referida como “azimute” (eixo y) e a direção ortogonal a ela (eixo x), para onde aponta a antena, é denominada de direção em alcance (“*range*”). O feixe de iluminação da antena é posicionado sobre a superfície da Terra. A direção do feixe incidente forma com a normal à superfície um ângulo de incidência Θ , medido no alvo. A região da superfície terrestre imageada pelo sensor quando este se movimenta é definida como faixa de imageamento do radar (“*swath*”).

A área de iluminação da antena tem relação com os ângulos de abertura da antena, isto é, com a resolução angular na direção azimutal (θ_y), e ortogonal (θ_x), dadas pelas seguintes expressões (LEE; POTTIER, 2009):

$$\theta_x \approx \frac{\lambda}{L_x} \text{ e } \theta_y \approx \frac{\lambda}{L_y}, \quad (2.10)$$

onde L_x e L_y são as dimensões da antena e λ é o comprimento de onda radar.

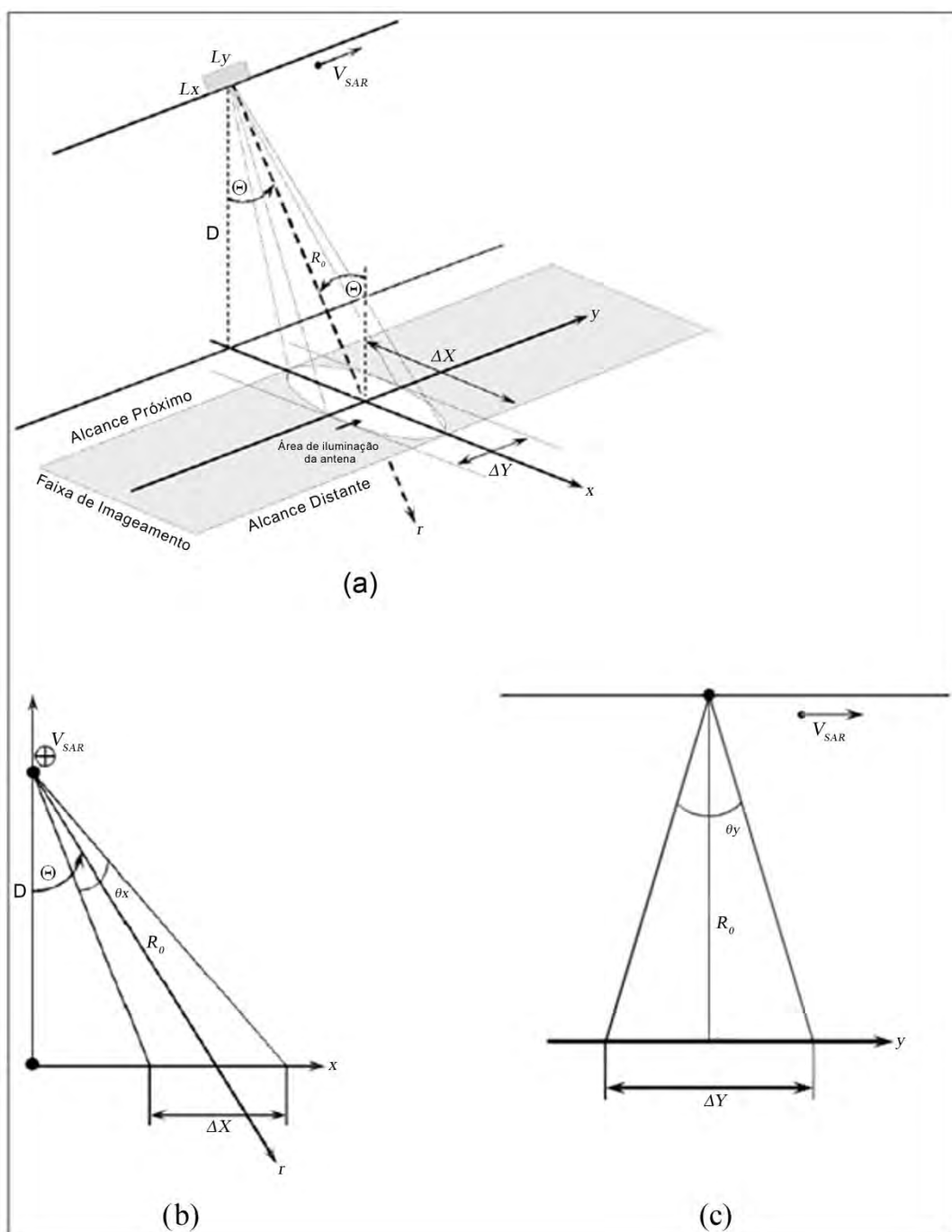


Figura 2.7 -Visão da geometria de imageamento do radar imageador (a), visão lateral (b), visão frontal (c). A plataforma se encontra a uma altura D e se move a uma velocidade V_{SAR} .

Fonte: Adaptado de Lee e Pottier (2009).

Um dos principais critérios de qualidade de um sistema radar é sua resolução espacial. Ela descreve a habilidade do radar em distinguir dois alvos próximos. Para alcançar alta resolução em alcance (“*range*”), o transmissor precisa emitir pulsos de energia em curtos intervalos de tempo. Associado a isso, para aumentar a relação sinal-ruído, esses pulsos devem carregar muita energia. Para alcançar essas condições, é utilizada a técnica denominada de “compressão de pulso” que consiste em emitir pulsos que são linearmente modulados em frequência em um intervalo de tempo. A frequência do sinal abrange uma largura de banda B centrada em uma frequência portadora. Este sinal é denominado de “*chirp*”. O sinal recebido é então processado com um filtro casado, que comprime o pulso longo por uma duração efetiva de $1/B$ (LEE; POTTIER, 2009).

A resolução no terreno em *range* é então calculada em função de B , e não do intervalo de tempo do pulso, dada pela seguinte relação:

$$r_x = \frac{c}{2B \sin \theta}, \quad (2.11)$$

onde c é a velocidade da luz. Pode-se observar que r_x varia não linearmente ao longo da faixa de imageamento e geralmente é reamostrado para um tamanho de pixel fixo.

Em um sistema Radar de Abertura Real (RAR), dois objetos na direção de azimuth só podem ser discriminados se a distância entre eles for maior que a largura do feixe de energia. A resolução instantânea em azimuth para uma distância em alcance, R_0 , e uma projeção da antena em terra, ΔY , é então dada por:

$$r_y = \Delta Y = R_0 \theta_y = \frac{R_0 \lambda}{L_y}. \quad (2.12)$$

Isto implica dizer que alta resolução espacial em azimuth só é possível de ser alcançada com antenas de grandes dimensões (quanto maior L_y , menor r_y), algo muitas

vezes impraticável. A solução para alcançar alta resolução azimutal, sem o uso de grandes antenas em sensores orbitais, foi o desenvolvimento do conceito de abertura sintética. A idéia chave desse conceito é sintetizar, por processamento digital, uma antena virtual de grande dimensão usando uma antena real pequena, através do movimento do sensor ao longo de sua linha de voo. A Figura 2.8 ilustra como é obtida a abertura sintética. O máximo comprimento para esta antena sintética (L_S) é dado pela distância percorrida pelo sensor (B), enquanto um alvo de interesse (A) permanece iluminado (instantes (1) e (2)) (LEE; POTTIER, 2009).

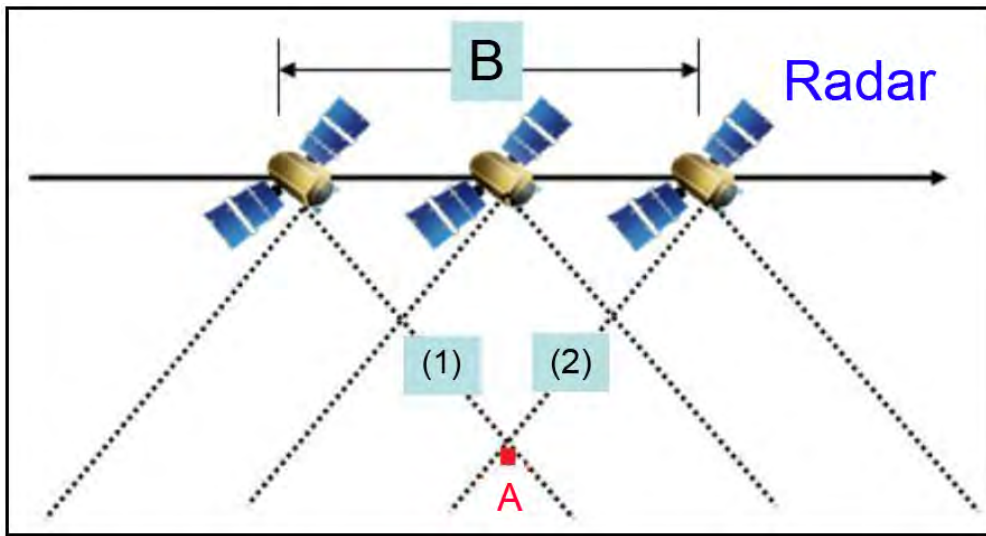


Figura 2.8 - Geração da abertura sintética (B), devido ao período em que o alvo (A) é iluminado pelo radar (instantes (1) e (2)).

Fonte: Lee e Pottier (2009)

A resolução em azimute passa então a ser dada por:

$$r_Y = R_0 \theta_Y = \frac{R_0 \lambda}{2L_S} = \frac{R_0 \lambda}{2R_0 \lambda / L_Y} = \frac{L_Y}{2}, \quad (2.13)$$

ou seja, no caso de melhor performance, a resolução azimutal SAR é metade do comprimento físico da antena.

É interessante destacar que a resolução azimutal no SAR é determinada somente pela dimensão física da antena real, independentemente da distância do satélite e do comprimento da onda eletromagnética, possibilitando o uso de tais sensores em plataformas orbitais com alta resolução espacial.

A melhor resolução em azimuth é obtida a partir do processamento do efeito Doppler, que é variação da frequência do sinal devido ao movimento relativo entre a fonte transmissora e o alvo. O alvo iluminado à frente do SAR (instante (1) da Figura 2.8) produz um efeito Doppler positivo; quando o alvo se localiza a ré, após a passagem do SAR, o Doppler passa a ser negativo (ROBINSON, 2004). O processamento dessa variação de frequência determina a posição azimutal do alvo na imagem.

O sinal recebido por um radar imageador é um somatório linear de campos elétricos produzidos na antena, provenientes de muitos elementos refletoras iluminados pelo campo coerente de ondas eletromagnéticas emitido pelo radar (Figura 2.9). Isto significa que as reflexões de mais de um elemento na cena combinam-se através de adição vetorial.

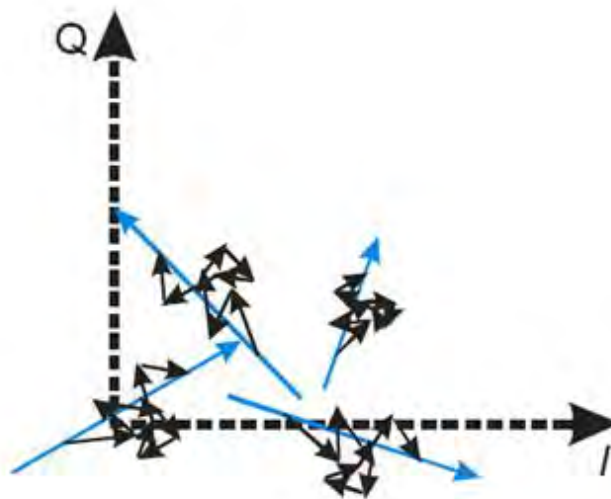


Figura 2.9 -Combinação aleatória das fases do sinal refletido por espalhadores aleatoriamente distribuídos.

Fonte: Paes (2009).

Para mensurar a intensidade do sinal retroespalhado por um objeto discreto pontual criou-se o conceito da Seção Reta Radar (*Radar Cross Section* – RCS ou σ). A RCS representa em unidades de área a razão entre a potência de retorno e uma potência de referência, que seria recebida por um difusor perfeito, perfeitamente refletor e identicamente iluminado. Em uma cena típica onde há muitos espalhadores utiliza-se o conceito de sigma zero (*sigma nought* - σ^0), também chamado na literatura em inglês de *Normalized Radar Cross Section* (NRCS), que representa a refletividade média por unidade de área da superfície do material. O σ^0 varia significativamente com o ângulo de incidência, comprimento de onda do radar e polarização e é geralmente expresso em decibéis (dB). Em uma imagem SAR a intensidade corresponde ao quadrado da amplitude que é dada por $A = \sqrt{R^2 + I^2}$, onde R e I correspondem à parte real e imaginária do sinal complexo de radar.

Uma das características dominantes em imagens SAR é a presença de ruído tipo sal e pimenta conhecido como ruído *speckle*. Tal ruído ocorre devido à natureza coerente do imageamento SAR. A formação de cada pixel da imagem ocorre através de um grande número de elementos difusores, aleatoriamente distribuídos. O *speckle* é caracterizado pelos retroespalhamentos de cada um destes elementos que interferem entre si construtivamente ou destrutivamente, fazendo aparecer variações súbitas de intensidade da imagem. Isto atribui um aspecto granuloso à imagem. O brilho do pixel é, portanto, determinado não apenas pelas propriedades dos espalhadores na célula de resolução, mas também pelas interações das fases entre si vindas do sinal retroespalhado pelos elementos na cena (SKOLNIK, 2001).

2.3.1.1 Imageamento SAR dos oceanos

Uma imagem SAR do oceano consiste em um mapa bi-dimensional de retroespalhamento (dispersão dos feixes eletromagnéticos em direção ao radar) de alta resolução da rugosidade da superfície do mar formada por um grande número de espalhadores se movendo aleatoriamente. Na ausência de alvos, tais como ilhas, embarcações, plataformas etc., o retorno do sinal de radar é controlado por: a) a constante dielétrica da água do mar, b) a rugosidade da superfície do oceano, c) as

interações de ondas em diferentes escalas, d) as interações entre ondas e correntes, e) a presença de óleos ou filmes biogênicos na superfície. Na ausência de ondas longas e em ângulos de incidência típicos entre 18° e 50°, o retroespalhamento das microondas no oceano se dá principalmente pelo espalhamento Bragg (Figura 2.10). Neste tipo de espalhamento, as ondas de radar incidentes são retroespalhadas por ondas curtas de superfície (1-40 cm) geradas pelo vento (capilaridade-gravidade), as quais possuem comprimentos de onda múltiplos inteiros de $\lambda_r/2$, denominada de condição de Bragg (HOLT, 2004):

$$\lambda_B = \frac{n\lambda_r}{2\sin\theta}, \quad (2.14)$$

onde, λ_B é o comprimento das ondas capilares na superfície do oceano, λ_r é o comprimento de onda do radar, θ é o ângulo de incidência do radar, e n é um número inteiro positivo.

O processo de interação das microondas com as ondas de superfície resulta em uma adição coerente de retornos de ondas adjacentes que estão em fase, que são mais fortes quando as ondas de Bragg se deslocam em direção ao radar ou na direção oposta. Como as ondas geradas pelo vento estão geralmente distribuídas de forma contínua nos diferentes comprimentos de onda e apresentam componentes se movendo em varias direções, as condições para o espalhamento Bragg geralmente são satisfeitas (HOLT, 2004).

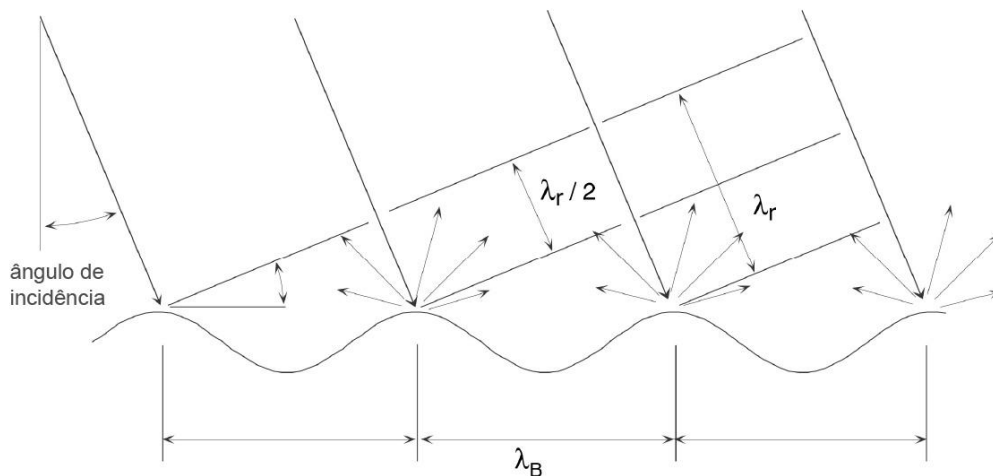


Figura 2.10 – Ilustração do espalhamento de Bragg, onde λ_r é o comprimento de onda do radar e λ_B é o comprimento de onda da superfície do mar.

Fonte: Adaptado de Holt (2004).

2.3.1.2 Assinatura de OISs nas imagens SAR

Apesar da amplitude das OISs ser tipicamente da ordem de algumas dezenas de metros, estas produzem elevações muito pequenas na superfície, da ordem de 10 cm ou menos. São as células de correntes associadas às OISs da ordem de centímetros por segundo a 2,5 m/s que permitem que estas sejam vistas na superfície. Através das interações hidrodinâmicas entre as ondas de capilaridade-gravidade de superfície e as correntes de superfície induzidas pelas ondas internas (i.e. modulação hidrodinâmica), a amplitude das ondas de Bragg responsáveis pelo retroespalhamento da energia para o radar é elevada em regiões de fluxo convergente, onde o movimento orbital das partículas dentro da onda interna concentra uma maior energia por unidade de área. Em regiões de fluxo divergente a rugosidade diminui devido à menor energia (Figura 2.11). Como consequência, as OISs apresentam geralmente uma assinatura que consiste em bandas claras e escuras alternadas em um fundo uniforme (ROBINSON; DA SILVA, 2010).

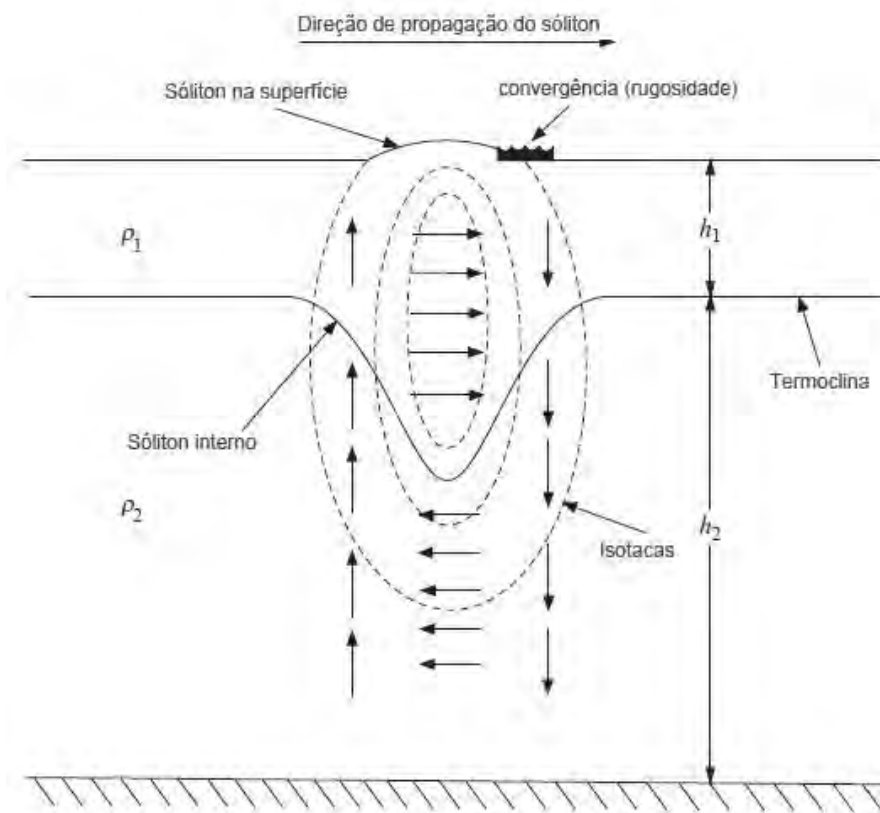


Figura 2.11 - Um sítion interno em um oceano em duas camadas. As linhas pontilhadas indicam linhas de velocidade constante das partículas (isotacas); as setas indicam a magnitude e direção de movimento das partículas.

Fonte: Adaptado de Osborne e Burch (1980).

Assinaturas do tipo claro/escuro a partir da frente do pacote indicam ondas de depressão (Figura 2.12). A primeira oscilação dos pacotes é facilmente identificada em imagens SAR por apresentar maior contraste de intensidade devido à maior amplitude da onda. Por outro lado, assinaturas do tipo escuro/claro indicam ondas de elevação.

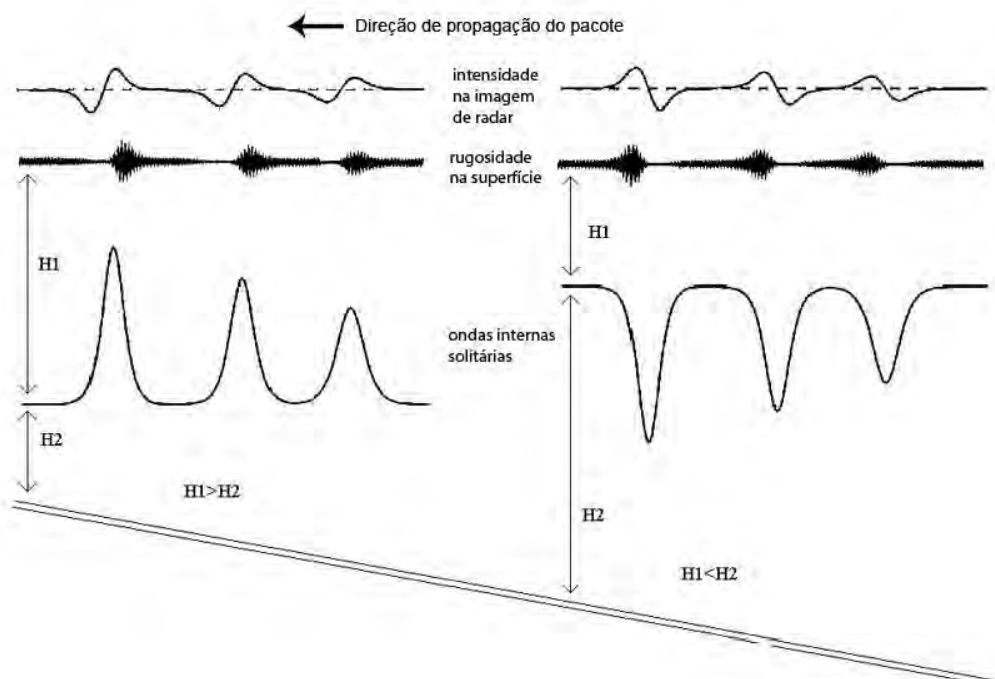


Figura 2.12 - Diagrama esquemático de ondas internas, rugosidade na superfície, e variação da intensidade na imagem SAR quando ondas solitárias de depressão se movem (da direita para esquerda) para águas mais rasas.

Fonte: Adaptado de Robinson e Da Silva (2010).

Como indicado na Figura 2.13, de Chong et al. (2010), quando ondas de depressão sofrem o processo de inversão de polarização (a), seu sinal primeiro se enfraquece (b), para em seguida apresentar uma banda de sinal predominantemente negativo (c), para então desenvolver uma assinatura propriamente de onda interna de elevação (d).

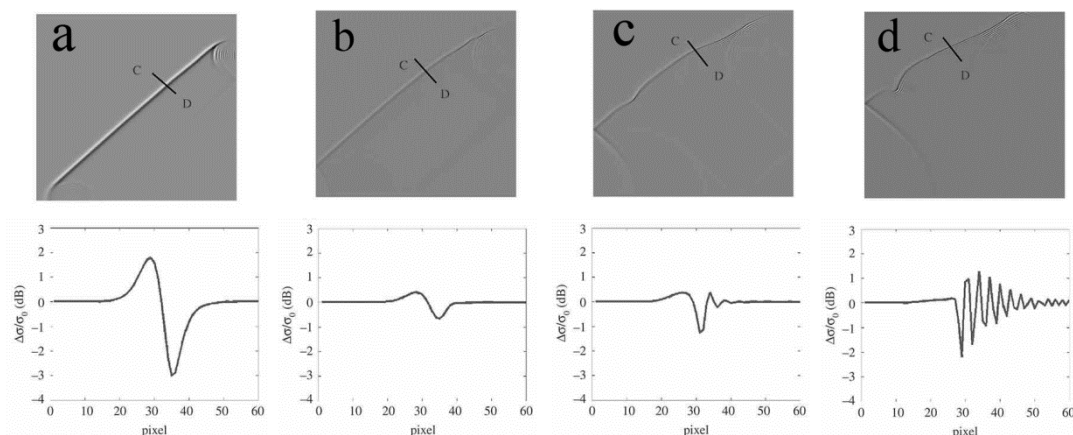


Figura 2.13 – Processo de inversão de polarização de uma OIS. Nas figuras superiores são mostrados os estágios da inversão de polarização na imagem SAR simulada. Nas figuras inferiores é mostrado o NRCS (dB) do segmento CD correspondente.

Fonte: Adaptado de Chong et al. (2010).

Além da assinatura de sinal duplo (faixas claras e escuras) outros dois tipos de assinatura de OIS podem ser observadas: 1) assinatura de sinal positivo (faixas claras) 2) assinatura de sinal negativo (faixas escuras) (Figura 2.14). Diferentes tipos de assinaturas podem ser encontrados dentro de uma mesma imagem ou de um mesmo pacote de ondas que estão relacionados a fatores como velocidade do vento (DA SILVA et al., 1997), direção do vento e de visada em relação à direção de propagação das OISs (DA SILVA et al., 1998; DA SILVA et al., 2000), e óleo na superfície (DA SILVA et al., 1998). Não raro também se encontram regiões onde o vento é fraco demais para que as assinaturas das OISs sejam visualizadas, aparecendo totalmente escuras nas imagens.

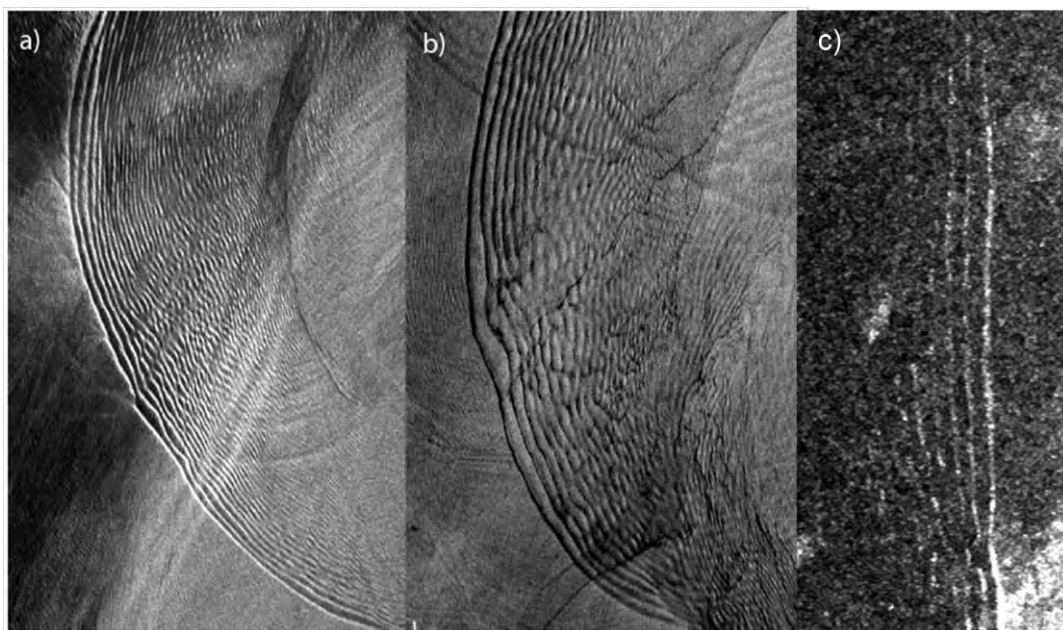


Figura 2.14 - Assinaturas das ondas internas: a) Imagem TerraSAR-X mostrando um exemplo típico de assinatura dupla. b) Imagem TerraSAR-X mostrando ondas internas de assinatura negativa típicas de zonas costeiras na presença de filmes superficiais. c) Imagem Envisat ASAR mostrando ondas internas de assinatura positiva na PCSE brasileira.

Fonte: Robinson e Da Silva (2010).

Em geral a modulação das ondas de superfície é mais efetiva com ondas internas de curto período (abaixo de 30 minutos), pois a tensão sobre as ondas de Bragg é mais intensa nestes períodos. Assinaturas de ondas internas em imagens SAR não são esperadas em condições de ventos muito fortes, pois quanto maior a velocidade do vento, menor o tempo de relaxamento das ondas de superfície (i.e. período de tempo em que as ondas de Bragg se mantêm deformadas pela passagem de uma OIS antes que atinjam equilíbrio com o espectro de ondas) (ROBINSON; DA SILVA, 2010). Ouyang et al. (2011) mostraram que quanto maior a velocidade do vento, menor o contraste (i.e. anomalia de intensidade do retroespalhamento médio) das OISs.

2.3.2 Escaterômetros

Os escaterômetros são sensores de visada lateral, considerados o tipo mais simples de radar utilizado em sensoriamento remoto (ROBINSON, 2004). Instalados em aeronaves ou satélites, os radares escaterômetros são utilizados para a determinação do campo de vento marinho. Estes sensores medem o sinal retroespalhado pela superfície do mar a fim de determinar o valor de σ^0 . De acordo com Elachi e Zyl (2006), a base física que permite converter os valores de σ^0 em intensidade do vento, reside no fato de que a potência do sinal retroespalhado para o radar é diretamente proporcional à amplitude das ondas de curto período de superfície devido ao espalhamento de Bragg, que por sua vez está relacionado com a velocidade do vento próximo a superfície do oceano. Modelos geofísicos de transferência como o CMOD4 são utilizados para estimar a intensidade e direção do vento oceânico considerando a direção de azimuth do radar, ângulo de incidência e polarização. Segundo Claro (2007) para uma dada intensidade de velocidade de vento, o valor do σ^0 será maior quando o vento estiver soprando na mesma direção de visada do radar e menor quando o vento for ortogonal.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Imagens SAR

Foram utilizadas 264 imagens do Radar de Abertura Sintética Avançado (ASAR – sigla em inglês para *Advanced Synthetic Aperture Radar*) a bordo do satélite ENVISAT (ENVIronment SATellite) da Agência Espacial Européia (ESA). O ENVISAT foi lançado em 2002 e opera a uma altitude de 800 km com órbita do tipo circular heliossíncrona de 101 minutos de duração. O sensor ASAR é um radar imageador de alta resolução espacial e temporal que opera em banda C (5.33 GHz). Graças à ampla varredura deste sensor seus produtos são ideais para estudos de ondas internas, pois possibilitam observar simultaneamente a plataforma continental, a quebra de plataforma adjacente e ainda uma considerável porção do oceano profundo. As imagens ASAR foram obtidas através da Divisão de Geração de Imagens (DGI) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), localizada no município de Cachoeira Paulista, SP. A estação de recepção das imagens (22°40'58"S; 45°00'07"W) é resultado de uma parceria entre o INPE e a Petrobrás. As imagens foram adquiridas pelo satélite em polarização VV no modo *Wide-Swath* (WS), com cobertura de 400x400 km e resolução de 150 m (pixel de 75 m), e processadas automaticamente para o Nível 1b usando o processador ACS SAR. Este é um produto já calibrado com dados de engenharia e georeferenciado. O período de aquisição das imagens foi de setembro de 2009 a dezembro de 2010, mas também foram utilizadas algumas imagens de janeiro de 2009. As imagens foram obtidas em modo ascendente (129 imagens) e descendente (135 imagens) com o feixe de radar iluminando sempre à direita do sentido de voo e com passagens próximas de 01:30 e 12:30 UTC respectivamente. A maior parte das imagens cobre a plataforma continental e talude entre as latitudes de 20 e 28°S especialmente as bacias sedimentares de Campos e Santos (Figura 3.1). O número de imagens a sul de 28°S foi aproximadamente sete vezes menor que no resto da região amostrada. Também deve ser destacado que para a porção norte da região amostrada houve maior predomínio de imagens de inverno, enquanto sua porcentagem diminuía para sul.

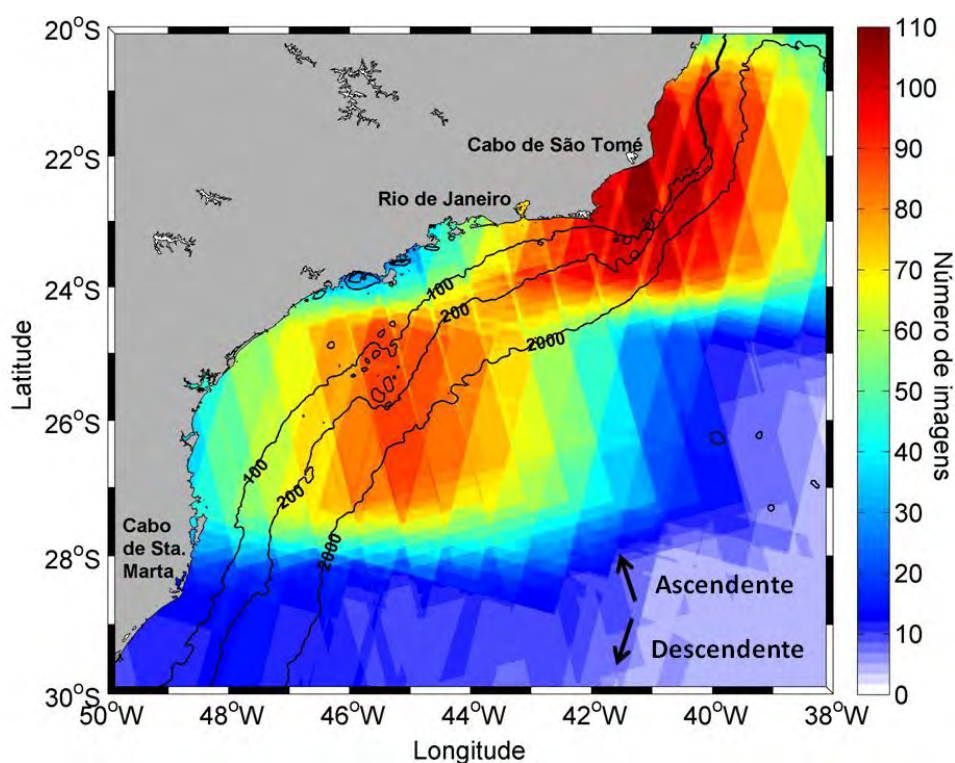


Figura 3.1 - Distribuição do número de imagens SAR sobrepostas na área de estudo e isóbatas de 100, 200 e 2000 m (linhas pretas cheias). Setas indicam órbitas de voo ascendente e descendente

3.2 Detecção das OISs

O reconhecimento das OISs foi realizado através de uma cuidadosa análise visual de sub-regiões em cada imagem SAR. Em cada sub-região era realizado o realce da imagem e a coordenada central das OISs juntamente com a data de observação e suas características foram registrados em uma planilha. Embora existam trabalhos que tratam da detecção automática de OISs nos oceanos (RODENAS; GARELLO, 1998; SIMONIN et al., 2009) estes algoritmos têm sido pouco aplicados nos estudos das OISs. Algumas metodologias para filtragem e realce das OISs nas imagens SAR foram testadas (ex: HERNÁNDEZ-WALLS; ESQUIVEL-TRAVA, 2006; TELLO et al., 2007), e à essas imagens foram aplicados alguns detectores de borda clássicos como Sobel e Canny, na tentativa de realizar uma identificação automática das OISs. Os resultados não foram satisfatórios indicando que um algoritmo mais refinado haveria de ser utilizado para uma melhor precisão. A implementação de tais algoritmos não foi

objetivo deste trabalho, uma vez que este é o primeiro estudo de caracterização de OISs na região, e por isso foi abandonado. O reconhecimento visual das OISs permitiu uma melhor distinção entre estas ondas e assinaturas semelhantes como, por exemplo, ondas internas de gravidade na atmosfera (ALPERS; HUANG, 2011).

3.3 Vento na superfície do mar

De acordo com a teoria de imageamento SAR do oceano a velocidade e direção do vento na superfície do mar é um fator importante no imageamento de ondas internas, podendo inclusive mascarar as OISs. Devido a essa característica buscou-se obter dados de direção e velocidade do vento sobre as OISs, na mesma posição geográfica, e próximo do momento em que estas foram observadas. Foram utilizados dados do escaterômetro QuikScat para o ano de 2009 até o mês de novembro, quando este sensor foi desativado, e do ASCAT para o restante do período.

O QuikScat (Quick Scatterometer) foi um satélite de monitoramento ambiental lançado em 1999 que carregava o sensor SeaWinds. Este foi um sensor que operou em banda Ku e esteve ativo até novembro de 2009. A passagem do satélite sobre a área acontecia em torno de 09:00 e 21:00 UTC. Os dados do QuikScat foram obtidos através do endereço <http://www.ssmi.com/qscat/qscat_browse.html> em grades de 0,25°. O ASCAT (Advanced SCATerometer) é um sensor a bordo do satélite meteorológico Metop (Meteorological Operational Satellite) que opera em banda C. A velocidade e direção do vento são registradas em grades de 25 km e 12,5 km resultando em *swaths* de 525 km e 512,5 km respectivamente. A passagem do satélite acontece diariamente cerca de 12:30 e 00:30 UTC. Este sensor está operacional desde 2007 até o presente e os dados podem ser acessados através do endereço <<http://www.eumetsat.int/Home/Main/DataAccess/EUMETSATDataCentre/index.htm?l=en>>.

As velocidades do vento sobre as OISs foram discutidas junto à “climatologia” mensal de velocidade do vento. Esta “climatologia” foi obtida através do endereço <<http://cioss.coas.oregonstate.edu/scow/>> e é baseada em 10 anos de medidas do

QuikScat com resolução de 0,25°. A direção do vento é relacionada à assinatura das OISs na Seção 3.4.

3.4 Assinatura das OISs

Um total de 96 pacotes de OISs foram selecionados para avaliação quantitativa das assinaturas. Os pacotes amostrados foram aqueles que apresentavam um realce suficiente na imagem para que se pudesse filtrar o ruído *speckle* sem desaparecer com a assinatura, portanto a amostragem não foi completamente aleatória. Recortes das OISs nas imagens de intensidade foram exportados do Software NEST (Next ESA SAR Toolbox) para o Matlab no formato .tiff em escala linear de número digital (8 bits), onde o processamento foi realizado. Este procedimento foi adequado, uma vez que utilizamos valores normalizados da intensidade dentro de pequenos recortes das imagens que continham os pacotes (DA SILVA et al., 1998). Perfis de intensidade normais à orientação das ondas foram traçados para o primeiro sólito de cada pacote. Utilizou-se o primeiro sólito devido à maior anomalia de intensidade da assinatura e para evitar modulação por filmes superficiais uma vez que a concentração destas substâncias deve ser pequena na primeira oscilação (ERMAKOV et al., 1998). Para redução do ruído *speckle* foi realizada uma média de aproximadamente 60 pixels ao longo da orientação das OISs sendo o número de pixels variável de acordo com a curvatura e o tamanho da OIS. Este é um filtro direcional com janela de 1x60 pixels. Uma filtragem com mais pixels traria uma maior suavização do ruído, porém seria necessária uma imagem de maior resolução espacial. A fim de se estudar quantitativamente as assinaturas das ondas calculou-se a anomalia normalizada da intensidade das OISs, também chamada de contraste (K) (DA SILVA et al., 2000), definida como:

$$K = (I - I_0)/I_0 , \quad (3.1)$$

onde I é a intensidade em um perfil traçado sobre a onda, e I_0 é a intensidade média do plano de fundo da imagem tomada em uma área homogenia sem interferência da onda (Figura 3.2).

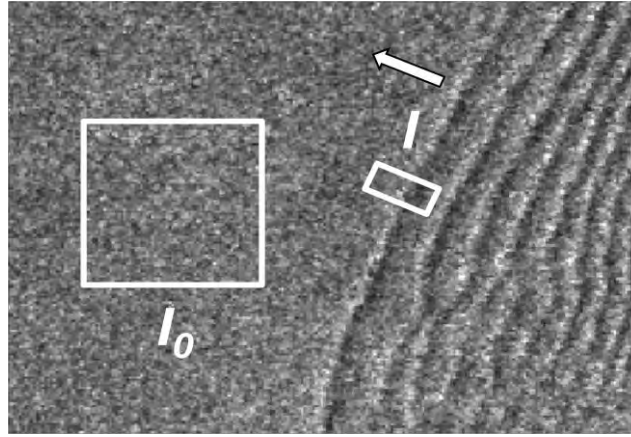


Figura 3.2 – Imagem ENVISAT ASAR mostrando um pacote de OISs se propagando na direção da seta. O quadrado representa a área de onde é extraída a intensidade do plano de fundo (I_0) e o retângulo a área do perfil de intensidade (I).

Para avaliar o tipo de assinatura se estabeleceu o parâmetro modo de assinatura S_m (da literatura em inglês - signature mode):

$$S_m = \left| \frac{\max [K]}{\min [K]} \right|. \quad (3.2)$$

Assim, S_m é definido como o módulo da razão entre os valores máximos e mínimos da anomalia normalizada de intensidade. De acordo com esta definição o valor de S_m é próximo de zero para assinaturas negativas, próximo de um para assinaturas duplas, e maior do que um para assinaturas positivas.

A amplitude de contraste das OISs indica quão facilmente estas assinaturas podem ser reconhecidas nas imagens SAR e foi calculada de acordo com (CHONG et al., 2010):

$$\delta K = |\max[K] - \min[K]| . \quad (3.3)$$

3.5 Distribuição temporal e espacial

A variabilidade temporal das OISs foi analisada mensalmente e sazonalmente sempre se considerando o número de imagens disponíveis no período. Considerou-se como verão os meses de janeiro, fevereiro e março e como inverno os meses de julho, agosto e setembro.

O número de pacotes de OISs nos períodos de sizígia e quadratura foi computado com base no ciclo lunar. O efeito da dispersão de Coriolis foi analisado para a área de estudo a fim de se verificar a possibilidade desta impedir a formação de OISs nos períodos de sizígia ou quadratura. Para isto foi estimada uma série de parâmetros descritos em Gerkema (1996), os quais puderam ser comparados com os resultados do mesmo. Estes parâmetros são baseados nas equações de Boussinesq modificadas para uma condição em que a amplitude da topografia onde as ondas internas são geradas (ex. talude) é da mesma ordem de grandeza da profundidade total da coluna d'água.

Primeiramente estima-se a velocidade de fase da maré interna:

$$\hat{c} = (g \cdot \Delta \rho_{norm} (1 - \epsilon_b) H)^{1/2} , \quad (3.4)$$

onde, g é a aceleração da gravidade, $\Delta \rho_{norm}$ é a diferença de densidade relativa entre as camadas (i.e. $(\rho_2 - \rho_1)/\rho_2$, onde $\rho_1(\rho_2)$ é a densidade da camada superior (inferior)), e H é a profundidade total. O parâmetro ϵ_b corresponde à razão entre a altura típica da topografia e a profundidade típica total do oceano profundo (H). Neste caso a topografia se refere ao talude e H é a profundidade no sopé do talude, logo $(1 - \epsilon_b)H$ denota a profundidade característica encontrada na plataforma continental. Como se deseja considerar a geração de marés internas pelo fluxo da maré barotrópica sobre

grandes variações topográficas, como o talude, se assume $\epsilon_b = O(1)$, uma vez que a altura do talude é próximo da profundidade total em oceano profundo. Os parâmetros adimensionais essenciais que governam a geração e propagação da maré interna são definidos a seguir (GERKEMA, 1996):

$$\hat{F} = \frac{U_0/(1 - \epsilon_b)}{\hat{c}} \quad \epsilon = \hat{F}\Lambda\epsilon_b \quad \delta = \left(\frac{\omega H}{\hat{c}}\right)^2 \quad \mu = \left(\frac{f}{\omega}\right)^2, \quad (3.5)$$

onde, ω é a frequência da maré, f é o parâmetro de Coriolis, δ é o parâmetro de dispersão não hidrostática, μ é a dispersão de Coriolis e ϵ é a não linearidade. Assume-se que as ondas internas são fracamente não-lineares, i.e. $\epsilon \ll 1$. U_0 é a amplitude da corrente de maré barotrópica na região mais profunda (onde a profundidade é H); assim, na região mais rasa, seu máximo é $U_0/(1 - \epsilon_b)$. Λ é um parâmetro adimensional determinado pelo modelo topográfico de talude utilizado por Gerkema (1996) e é igual a X/x . O valor de cada unidade adimensional de x corresponde em unidade métrica a $\hat{c}/\omega$. Dividindo-se a largura do talude (L_b) pelo valor de x , em metros, tem-se a largura do talude em unidades de x . Uma vez que nossa topografia (Figura 3.3) apresenta as mesmas características do modelo teórico utilizado por Gerkema (1996), esta pode ser representada por:

$$h(X) = \begin{cases} 0 & X \leq -\frac{\pi}{4} \\ \frac{1}{2}(1 + \sin 2X) & -\frac{\pi}{4} \leq X \leq \frac{\pi}{4} \\ 1 & X \geq \frac{\pi}{4} \end{cases}, \quad (3.6)$$

assim, a largura do talude, em termos de X , é igual a $\pi/2$. Desta forma, $\Lambda = X/x = (\pi/2)/x$.

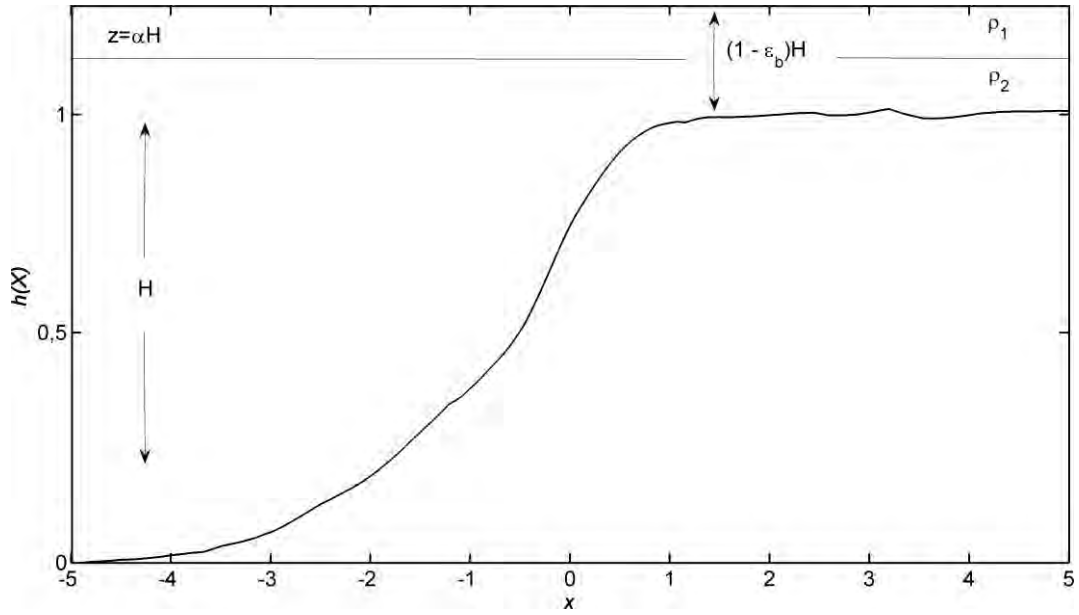


Figura 3.3 -Topografia do talude e plataforma continental da área de estudo. As escalas horizontal e vertical estão em unidades adimensionais de x e X .

Partindo das equações hidrodinâmicas para a maré interna, com as aproximações hidrostática ($\delta = 0$) e de Boussinesq, Gerkema (1996) deriva a equação 3.7 para os deslocamentos da termoclina a partir de sua posição de repouso (η). Esta equação, chamada de equação não linear de Klein-Gordon, pode ser utilizada para a comparação entre os efeitos da dispersão de Coriolis (μ) e da não linearidade (ϵ):

$$\eta_{tt} - \gamma^2 \eta_{xx} + 3\tilde{\epsilon}(\eta\eta_x)_x + \mu\eta = 0, \quad (3.7)$$

onde, $\tilde{\epsilon} = \epsilon(1 - 2\alpha - \epsilon_b)/(1 - \epsilon_b)$ e $\gamma^2 = \alpha(1 - \alpha - \epsilon_b)/(1 - \epsilon_b)^2$; α é igual a profundidade da termoclina dividida pela profundidade total do oceano profundo (H). Quando o efeito da rotação da Terra é suficientemente forte em comparação com a não linearidade a equação não admite a geração de sólitons, isto é, se $\tilde{\epsilon}/\mu < \gamma^2/6a_c$, onde a_c é a altura da crista da maré interna em unidades da escala de η , dada por $[\eta] = (1 - \epsilon_b)\epsilon H$ (GERKEMA, 1996).

A distribuição espacial das OISs foi analisada através do número de pacotes de OISs em células de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ dividido pelo número médio de imagens na mesma área e no mesmo período. Este tamanho de célula foi escolhido por estar próximo da escala de comprimento das cristas das OISs. Devido à distribuição não uniforme das imagens na região e a variação das condições favoráveis à geração de OISs entre as estações procurou-se analisar cada período do ano independentemente. Os resultados obtidos foram confrontados com a estratificação climatológica da região. Para isto foi calculada a máxima frequência de empuxo na coluna d'água (z) em células de $1^\circ \times 1^\circ$ a partir de dados climatológicos de temperatura e salinidade extraídos do World Ocean Atlas 2009 (WOA09) do Centro Nacional de Dados Oceanográficos (NODC), disponíveis em http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA09/pr_woa09.html. A frequência de empuxo foi calculada utilizando-se o toolbox para Matlab Gibbs-SeaWater (GSW) (MCDOUGALL; BARKER, 2011).

A fim de se estabelecer os locais mais propícios para geração de OISs e avaliar a concordância com a distribuição observada das mesmas, calculamos a forçante barotrópica (F) definida por Baines (1982). Nas equações lineares de movimento para as marés internas este é o termo representando a força da maré barotrópica que gera a maré interna (baroclínica) através do fluxo sobre a topografia. A forçante barotrópica tem se mostrado uma boa indicadora dos locais onde intensas marés internas podem ser geradas (MERRIFIELD; HOLLOWAY, 2002; AZEVEDO et al., 2004; AZEVEDO et al., 2006; DA SILVA et al., 2009) e é definida como:

$$F = \frac{1}{\omega} Q \cdot \nabla \left(\frac{1}{H} \right) \int_H^0 z N^2(z) dz, \quad (3.8)$$

onde ω é a frequência de maré, z é a coordenada vertical com 0 na superfície, $N(z)$ é a frequência de empuxo local, Q é o vetor de fluxo de volume barotrópico $Q = (Qx, Qy) = (uH, vH)$, u e v são, respectivamente, as componentes de velocidade barotrópica zonal e meridional e H é a profundidade do local. Uma vez que a forçante barotrópica tem uma oscilação semi-diurna e que não estamos interessados na

distribuição de fase da forçante ou da maré interna, calculamos os máximos valores absolutos da forçante barotrópica integrada na profundidade. As componentes do vetor de velocidade barotrópica máxima foram calculadas para a constante harmônica M_2 em grades de $\frac{1}{4}^\circ$ de resolução através do modelo de maré OTIS (Oregon State University Tidal Inversion Software), desenvolvido por Egbert e Erofeeva (2002). As componentes foram então interpoladas para a grade batimétrica mais fina do ETOPO2 com resolução de $2'$. Esta batimetria pode ser obtida em <http://dss.ucar.edu/datasets/ds759.3/>. A frequência de empuxo foi calculada para grades de 1° utilizando valores climatológicos conforme explicado anteriormente nesta seção.

3.6 Características das OISs

Uma série de características das OISs foram extraídas diretamente das imagens. A primeira destas foi a direção para onde as OISs se propagavam. O sentido de propagação das OISs pode ser reconhecido tanto pela concavidade das OISs, que geralmente é convexa na frente do pacote, quanto pela maior separação entre sólitons na frente do pacote e maior intensidade do sinal da primeira oscilação. Esta medida foi possível para quase todas as OISs e foi realizada sobre as imagens reprojctadas com as direções N e E coincidentes com as coordenadas y e x , respectivamente.

Em algumas imagens foi possível se observar pares de pacotes de OISs se propagando sequencialmente com mesma orientação e forma similar (Figura 3.4). A separação entre estes pacotes em sequência foi medida diretamente nas imagens pela distância entre o primeiro sólito de cada pacote no centro dos pacotes.

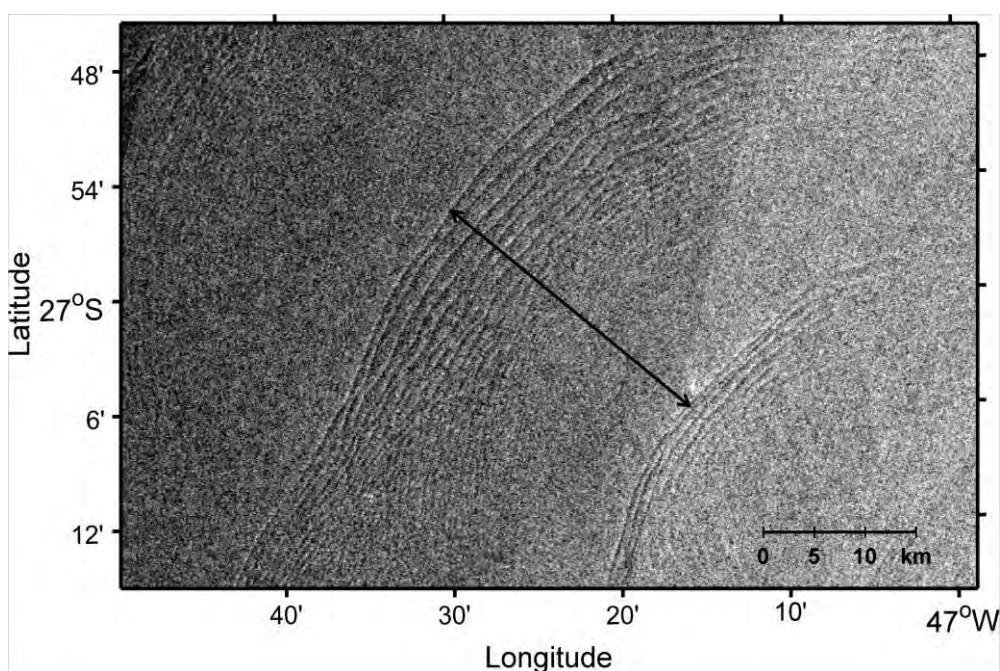


Figura 3.4 - Exemplo de dois pacotes de OISs em sequência na área de estudo.

Considerou-se, então, para esses casos a possibilidade das OISs estarem sendo geradas por ciclos consecutivos de maré semi-diurna, a componente dominante na região. Os pacotes de sólitons se deslocam em fase com as cavas das marés internas e, desta forma, pacotes sucessivos são separados por distâncias na ordem do comprimento da onda de maré interna (GERKEMA; ZIMMERMAN, 1995). Comparamos então as distâncias medidas entre sólitons com os comprimentos de onda de maré interna na região. Estimativas de comprimento das ondas de maré interna foram obtidas pela relação NHT/π (PEREIRA; CASTRO, 2007), onde N é a frequência de empuxo, H é a profundidade da coluna d'água, e T é o período da maré. O período da maré M_2 de 12,42 horas foi assumido para T e valores climatológicos (WOA09) de N logo abaixo da termoclina foram adotados. A velocidade de fase não linear das OISs foi calculada dividindo-se a separação entre pacotes sucessivos pelo período da maré M_2 (FU e HOLT, 1984). Esta é uma velocidade média das OISs ao longo de um ciclo de maré, pois suas velocidades variam com a profundidade local.

Medidas de comprimento de onda das OISs, isto é, da separação entre sólitons, foram realizadas para as três primeiras oscilações dos pacotes. O primeiro sóliton dos

pacotes foi mais adequadamente amostrado uma vez que para trás dos mesmos o sinal das ondas fica mais fraco ou estas não ocorrem. O comprimento ao longo das cristas foi medido para a primeira oscilação dos pacotes já que esta é a que apresenta maior extensão.

3.7 Ondas de elevação e estimativas para modelo de duas camadas

Ondas do tipo elevação foram identificadas nas imagens SAR através de sua assinatura escuro/claro a partir da frente do pacote conforme descrito na Seção 2.3.1.2. Sua assinatura foi confirmada através de perfis de intensidade normais à frente de onda. Para minimizar o ruído *speckle* nos perfis foi realizada uma média dos valores dos pixels ao longo da orientação das OISs realçando as faixas claras e escuras (vide Seção 3.4). Avaliou-se a distribuição de ocorrência das ondas de elevação e sua proporção em relação às ondas de depressão típicas, bem como seu mecanismo de geração na região.

Para cada imagem onde foram identificadas OISs de elevação se buscou a profundidade média onde o sinal das ondas de depressão começava a enfraquecer antes da inversão de polarização. A metade desta profundidade foi estimada como a profundidade da termoclina para aquela imagem assumindo-se um oceano estratificado em duas camadas (LIU et al., 1998). A profundidade total foi extraída da base ETOPO2. Conhecendo-se a espessura da camada superior foram selecionados alguns pares de ondas de depressão sequenciais nas imagens correspondentes. Assumiu-se que ondas internas se propagando em sequência na mesma direção e com a mesma orientação separadas por distâncias próximas ao comprimento de ondas de maré interna eram geradas em ciclos de marés consecutivos na mesma região da quebra de plataforma. As ondas selecionadas se encontravam em profundidades onde $h_2 \gg h_1$ (portanto $\alpha_1 < 0$) sendo bem representadas pelas equações KdV (HELFRICH; MELVILLE, 2006).

Para as ondas selecionadas primeiramente se estimou a velocidade média de propagação (C) através da razão entre a separação dos pacotes sequenciais e o período da maré M_2 (FU; HOLT, 1984). A amplitude da primeira oscilação destes pacotes foi então calculada conforme (TEIXEIRA et al., 2006):

$$A = \frac{1}{3(h_2 - h_1)} \left(\frac{2h_1 h_2}{\lambda} \right)^2, \quad (3.9)$$

onde, h_1 e h_2 são as espessuras das camadas superior e inferior respectivamente. O comprimento de onda característico λ , também chamado de meia largura do sóliton, pode ser obtido através da distância (D) entre os padrões de pixels claros e escuros na imagem SAR (Figura 3.5). Estes pixels correspondem a picos de convergência e divergência das correntes na superfície do mar. Segundo Small et al. (1999), Apêndice B, o parâmetro λ pode ser relacionado à distância entre estes pontos de inflexão da curva isopicnal (Eq. 2.7) igualando-se a zero a segunda derivada da corrente horizontal de superfície associada à passagem da OIS. Esta relação fornece $\lambda = D/1.32$ (SMALL et al., 1999). Zheng et al. (2001) chamou este método de método pico a pico.

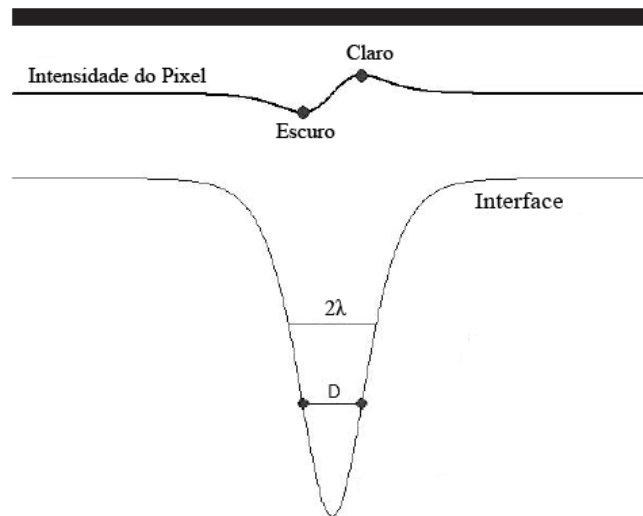


Figura 3.5 – Relação entre o deslocamento de uma isopicnal causado pela OIS e a intensidade do pixel na imagem SAR. A distância entre os pixels claros e escuros é chamada D . O comprimento de onda característico é chamado λ .

Fonte: Adaptado de Teixeira et al. (2006).

A diferença de densidade normalizada foi calculada de acordo com a seguinte equação de Teixeira et al. (2006):

$$\Delta\rho norm = \frac{C^2}{g \frac{h_1 h_2}{h_1 + h_2} \left[\frac{A(h_1 - h_2)}{2(h_1 h_2)} + 1 \right]^2}, \quad (3.10)$$

onde g é a aceleração da gravidade e C é a velocidade de fase não linear.

Também foram estimados a velocidade linear da onda (c_0), e os coeficientes de não linearidade (α_1) e dispersão (γ), utilizando as equações 2.6 (Seção 2.2.3).

As velocidades máximas das correntes na camada superior (u_{1max}) e inferior (u_{2max}) foram estimadas através das relações dadas por Osborne e Burch (1980):

$$u_{1max} = \left(\frac{c_0 A}{h_1} \right) \quad u_{2max} = \left(\frac{c_0 A}{h_2} \right). \quad (3.11)$$

A amplitude limite (A_{lim}) das OISs, que é a máxima amplitude que pode ser alcançada, foi calculada utilizando $h_2 - H/2$ (JEANS; SHERWIN, 2001). Este resultado forneceu uma medida de comparação para as amplitudes estimadas das OISs.

A fim de se ter um valor para a quantidade de energia transportada por uma OIS, utilizamos os parâmetros dados pelas equações anteriores para calcular a energia total transportada por um sólon (i.e. o primeiro de cada pacote) por metro de crista com a seguinte relação (OSBORNE; BURCH, 1980):

$$E_T = \frac{4}{3}(\rho_2 - \rho_1)gA^2\lambda, \quad (3.12)$$

onde, $\rho_2 - \rho_1$ é igual à $\Delta\rho norm$ multiplicado por uma densidade média da água do mar de 1024 kg/m^3 . Embora esta equação seja derivada para ondas lineares tem se mostrado uma boa aproximação para ondas solitárias (OSBORNE; BURCH, 1980).

Multiplicando-se o resultado pelo comprimento total ao longo da crista obtivemos a energia total transportada por cada sóliton em Joules.

3.8 Fluxograma de atividades

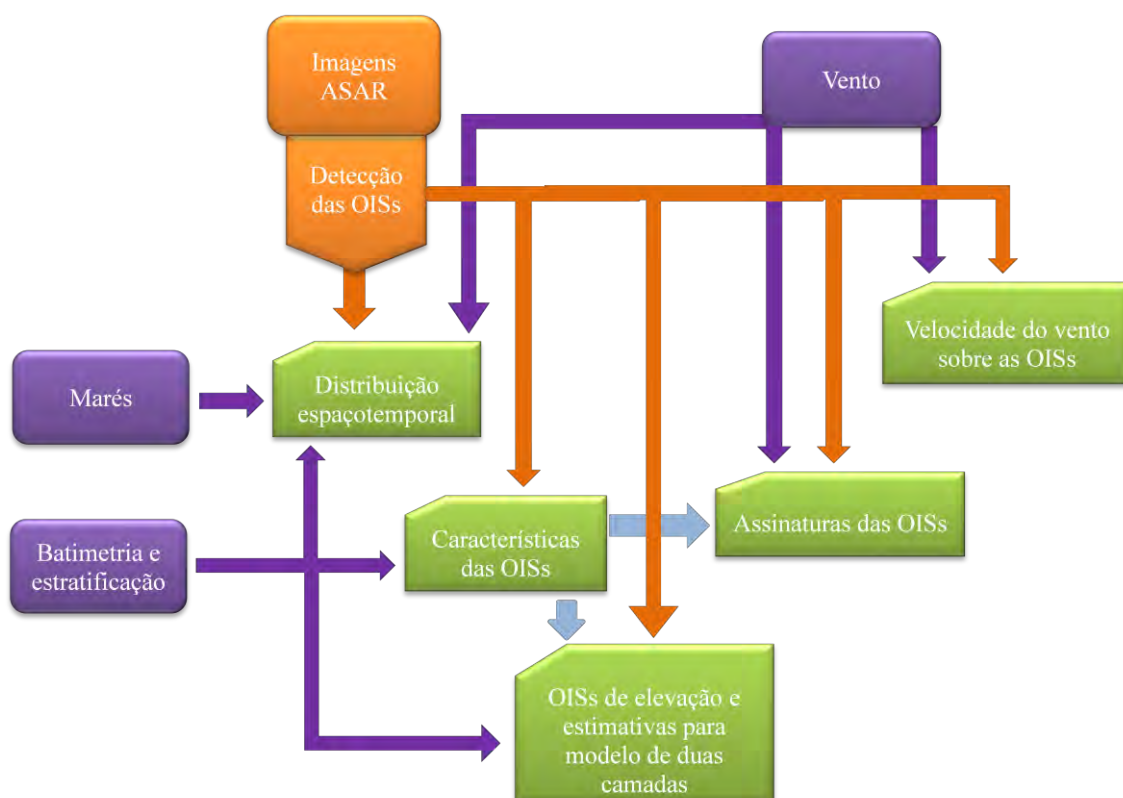


Figura 3.6 – Fluxograma simplificado das principais etapas de execução do trabalho.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Do acervo disponível de 264 imagens foram identificados 467 pacotes de OISs. Aproximadamente 34% destas imagens continham pelo menos um pacote de OISs. Apenas a título de comparação, esta porcentagem é consideravelmente superior à reportada por Dokken et al. (2001) para a plataforma continental Norueguesa, onde apenas 5% de um total de 2600 imagens ERS1-2 e RADARSAT-1 com varreduras de 100 e 500 km continham alguma OIS. No Mar Sul da China, uma região de maior energia de marés internas (BAINES, 1982), Hsu e Liu (2003) observaram presença de OISs em mais de 50% das imagens RADARSAT e ENVISAT analisadas. Um total de 235 pacotes de OISs foi observado em imagens descendentes contra 232 pacotes em imagens ascendentes. O número de imagens utilizadas esteve bem dividido entre os dois tipos de órbita.

4.1 Velocidade do vento

As velocidades do vento de superfície foram obtidas a partir de dados de escaterômetros para cerca de 160 pacotes de OISs, sendo que para o restante das ondas a passagem do satélite não coincidiu com sua observação. A distribuição da velocidade do vento sobre as OISs é apresentada na Figura 4.1. Seus valores variaram entre $0,66 \text{ ms}^{-1}$ e $11,43 \text{ ms}^{-1}$ com máxima ocorrência de OISs em ventos entre 4 e 5 ms^{-1} (~22%). Aproximadamente 97,5% das OISs foram observadas em ventos abaixo de 10 ms^{-1} , um resultado similar ao obtido por Huang et al. (2008) para o Mar Sul da China, onde 96% das OISs foram observadas em ventos abaixo de 10 ms^{-1} . Sabe-se que para ventos abaixo de $2\text{-}3 \text{ ms}^{-1}$ o sensor ASAR não é sensível suficiente para detectar as ondas de Bragg e para ventos acima de 14 ms^{-1} a agitação marítima mascara qualquer feição de superfície que possa estar presente (ESA, 2007). A Figura 4.1, entretanto indica aproximadamente 14 % das OISs em ventos abaixo de 2 ms^{-1} . Da Silva et al. (1997) observaram que nestas condições, em imagens ERS-1 (banda C) as OISs são registradas como bandas claras. Nestes casos, o retro-espalhamento do plano de fundo da imagem (área homogênea sem influência das OISs) é muito próximo do nível de ruído do radar uma vez que ondas de escala centimétrica não são mais excitadas, e nenhuma

modulação negativa do sinal pode ser registrada. As ondas de escala decimétrica, entretanto, continuam presentes uma vez que são as primeiras a serem excitadas em situações de vento muito fraco. De acordo com Da Silva et al. (1998) isto acontece devido à constante presença de filmes orgânicos na superfície da água (microcamada gelatinosa) que amortecem com mais eficiência ondas na escala centimétrica. A modulação das ondas decimétricas de superfície pela passagem de uma OIS é tão intensa que eleva o retroespalhamento sobre a crista da OIS acima do nível de ruído do radar, gerando uma banda clara na imagem SAR. Abaixo de 1 ms^{-1} da Silva et al. (1997) cita que mesmo ondas decimétricas não são mais excitadas e o registro de OISs não é esperado. Nossos resultados mostram que para ventos entre 0 e 1 ms^{-1} somente um número muito pequeno de eventos de OISs foi observado (Figura 4.1). Ouyang et al. (2011) demonstraram que à medida que a velocidade do vento aumenta, a amplitude de contraste das OISs diminui, indicando que o desaparecimento das OISs está mais para um processo gradativo (como o observado na Figura 4.1) do que para uma velocidade limite que impede sua observação.

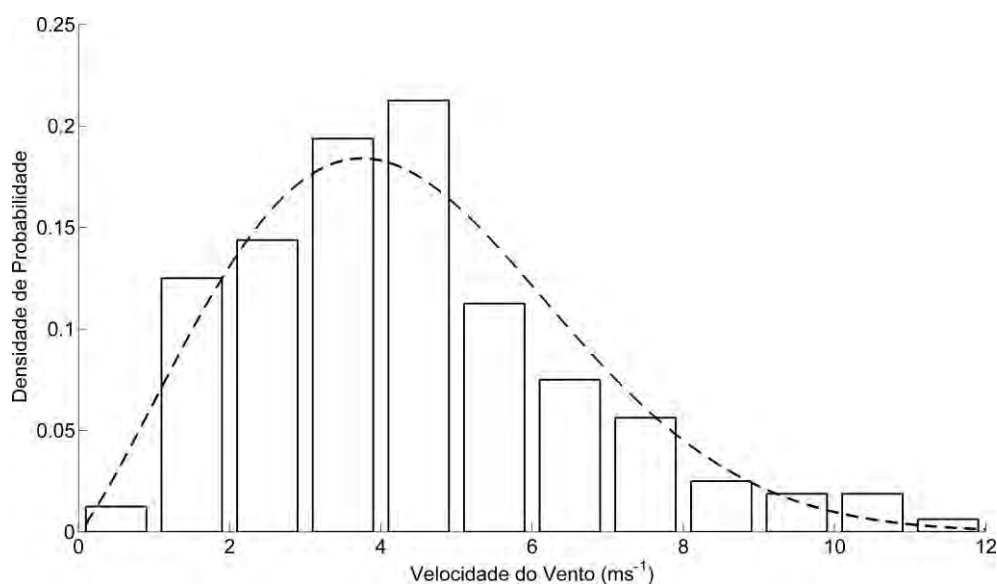


Figura 4.1 - Histograma das velocidades do vento observadas sobre as OISs e ajuste de fdp Weibull (linha pontilhada).

Uma função densidade de probabilidade (fdp) Weibull foi ajustada aos dados de velocidade do vento com fator de forma (k_f) = 2,1874 e fator de escala (c) = 4,9574.

Usando estes parâmetros e a função gama (Γ) foram obtidas as seguintes estatísticas para a velocidade do vento (JUSTUS et al., 1978):

$$\text{média} = c\Gamma(1 + 1/k_f) = 4.4 \text{ ms}^{-1}$$

$$\text{moda} = c \left(\frac{k_f-1}{k_f} \right)^{1/k} = 3.8 \text{ ms}^{-1}$$

$$\text{desvio padrão} = \sqrt{c^2 \Gamma \left(1 + \frac{2}{k_f} \right) - \text{média}^2} = 2.1 \text{ ms}^{-1}$$

A “climatologia” dos ventos do QuikScat (Figura 4.2), referente a um período de 10 anos, indica que as menores velocidades médias mensais do vento na região de estudo são encontradas durante o verão entre o Rio de Janeiro (22,9°S) e São Sebastião (23,75°S) e são próximas de 4 ms⁻¹. Nesta época do ano, há o predomínio de ventos de norte-nordeste e a orientação da costa diminui a velocidade do vento a um mínimo nesta região do embaçamento (CASTRO, 1996). A área com velocidade média do vento acima de 5 ms⁻¹ é muito maior, porém, acima desta velocidade as observações de OISs já diminuem (Figura 4.1) e, assim, podemos imaginar que ventos entre 4 e 5 ms⁻¹ são ideais para o imageamento de OISs. Durante o inverno os ventos mais fracos migram mais para sul em resposta à mudança de orientação do vento predominante, que sopra de sul-sudeste ao sul de 25°S (CASTRO, 1996). As maiores médias de velocidade do vento, acima de 8 ms⁻¹, são observadas neste período a sul de 28°S. Stech e Lorenzzetti (1992) indicam que nesta região a passagem de frentes é mais frequente no inverno, trazendo ventos do quadrante sul com velocidades desta ordem.

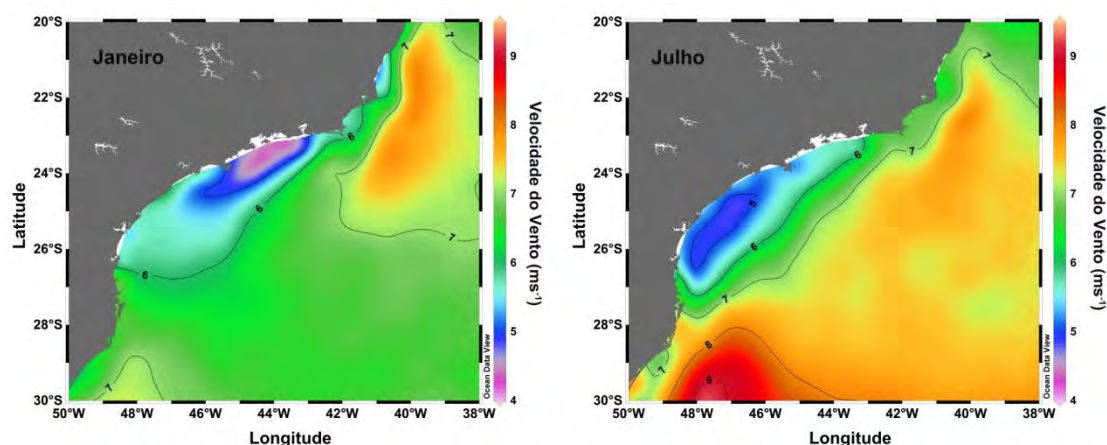


Figura 4.2 -Climatologia de magnitude do vetor de velocidade do vento do QuikScat para os meses de janeiro e julho.

4.2 Assinatura das OISs

Para a análise dos tipos de assinaturas das OISs predominantes na região (Eq. 3.2), foram estudados 96 pacotes de OISs que apresentavam bom realce nas imagens. Todos os três tipos de assinaturas de OISs foram observados no conjunto analisado (Figura 4.3).

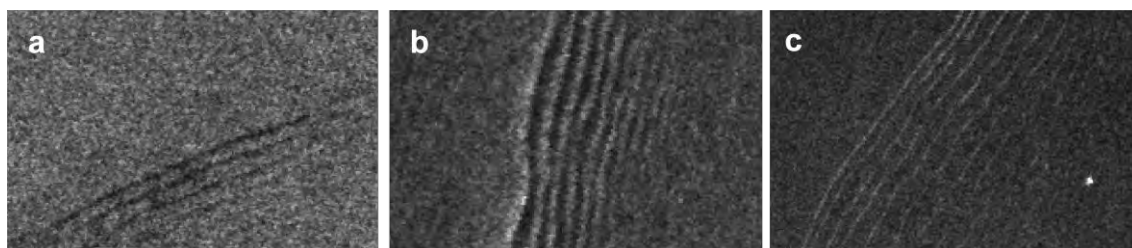


Figura 4.3 -Assinaturas típicas de OISs na área de estudo: a) assinatura negativa; b) assinatura dupla; c) assinatura positiva.

Nas análises de modo de assinatura foram considerados valores de S_m entre 0 e 6, portanto, excluimos algumas medidas que, por ocasião de algum ruído não filtrado, estavam muito além daquelas que haviam sido observadas por Da Silva et al., (2000). A fim de facilitar a interpretação e discussão dos resultados adotamos um critério para classificação do tipo de assinatura baseado em faixas de S_m : assinatura negativa $< 0,3$ < dupla < 3 < positiva. Associando-se razões entre 0,3 e 3 a assinaturas

duplas, observaram-se 78%, dos pacotes de OISs analisados nesta faixa (Figura 4.4). A assinatura positiva (Figura 4.3c), que apresenta a banda clara mais de 3 vezes mais intensa que a banda escura, correspondeu a 15% das OISs, e a assinatura negativa (Figura 4.3a), com razão menor que 0,3, correspondeu a 7% das OISs.

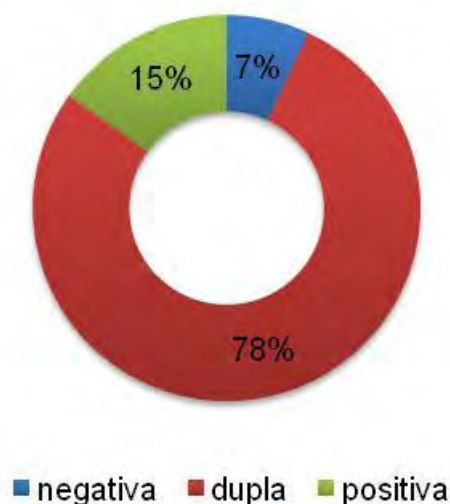


Figura 4.4 - Porcentagem observada dos tipos de assinatura.

A Figura 4.5 mostra como se comporta o valor de S_m com relação ao ângulo formado entre a direção de propagação da OIS e a direção de visada do radar. Observou-se que quanto maior este ângulo menor o valor de S_m , ou seja, maior o predomínio da banda escura da onda (Figura 4.5). Quando as OISs se propagam no mesmo sentido de visada do radar (0°) os valores de S_m parecem aumentar, apresentando ampla distribuição e incluindo grande quantidade de ondas de sinal positivo. Da Silva et al. (1998) encontrou assinaturas duplas e negativas para ondas se propagando em *range* (0 e 180°) e predomínio de assinaturas negativas para ondas se propagando na direção de voo do satélite (90°). Este padrão foi observado pois o restroespalhamento causado pela modulação hidrodinâmica é muito menor em azimuth do que em *range*, permitindo que o acúmulo de filmes superficiais na cava da onda torne a assinatura cada vez mais escura em visadas próximas a 90° . Nossos resultados demonstram uma diminuição de S_m em direção ao ângulo azimutal (90°), porém, diverge dos resultados de Da Silva et al. (1998) ao apresentar predomínio de sinal duplo

($S_m \approx 1$) em todas as condições de visada. Nossos resultados também indicam diferença de S_m entre ondas se afastando do radar (0°) e ondas se aproximando do radar (180°), para as quais não foram observadas assinaturas positivas.

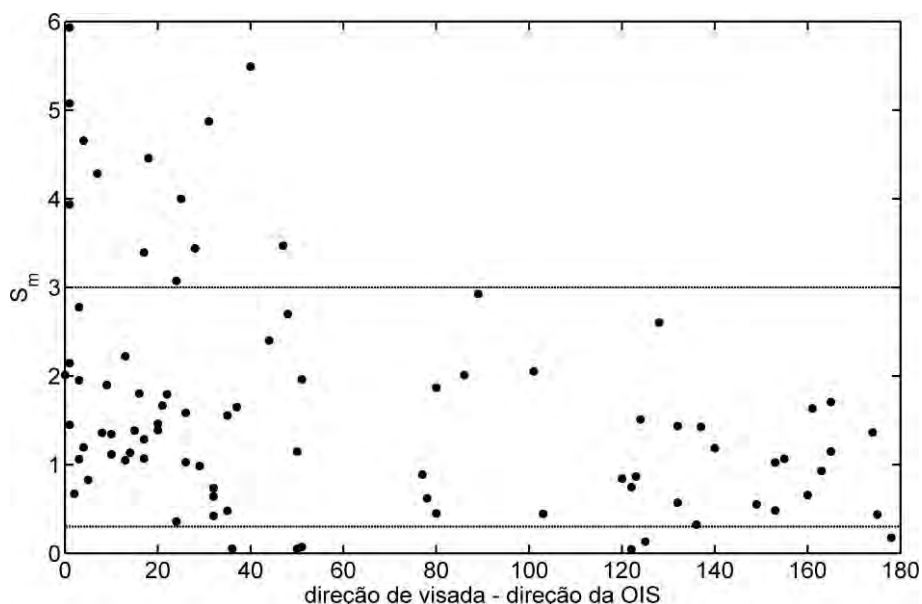


Figura 4.5 - Assinatura das OISs em função do ângulo entre direção de visada e direção de propagação das OISs. Linhas horizontais indicam $S_m = 0,3$ e 3 .

A Figura 4.6 mostra a variação de S_m em função do ângulo formado entre a direção de propagação da OIS e a direção para onde o vento sopra. No gráfico estão presentes apenas medidas para as quais tínhamos a direção e velocidade do vento. Para ventos se deslocando na direção de propagação das OISs (0°) foram observados sinais variando entre negativo e duplo (média = 1,10) (Figura 4.6). Quando o vento se desloca na direção contrária à direção de propagação das OISs as assinaturas observadas foram predominantemente duplas e positivas (média = 3,25). A observação de assinaturas positivas e negativas é provavelmente uma resposta à modulação do vento, uma vez que a modulação hidrodinâmica tende a gerar ondas de sinal duplo ($S_m \approx 1$) independente do ângulo entre a OIS e o vento. Para ondas de depressão as velocidades orbitais de superfície são direcionadas paralelamente à direção de propagação da OIS. Quando o vento também se desloca nesta direção sua velocidade relativa sobre a onda diminui, e assim as ondas de curto período da superfície também diminuem. O que se espera é que

nestas condições ondas de sinal negativo sejam observadas com frequência. Quando o vento se desloca na direção oposta à OIS a velocidade relativa do vento aumenta sobre as cavas da onda gerando maior rugosidade na superfície e tornando as assinaturas positivas. A velocidade do vento por sua vez não apresentou nenhuma influencia sobre o tipo de assinatura, apresentando um aspecto aleatório na Figura 4.6. Segundo um modelo realizado por Da Silva et al. (2000) ventos mais intensos tendem a gerar fortes sinais negativos quando se deslocam na mesma direção das OISs (0°) e fortes sinais positivos quando se deslocam na direção oposta (180°). A falta de concordância entre os dados observados e o modelo se deve ao baixo número de amostras para uma direção particular do vento. Mesmo considerando-se nesta análise a influencia da direção de visada na assinatura não se pode observar um padrão para velocidade do vento devido à falta de pontos.

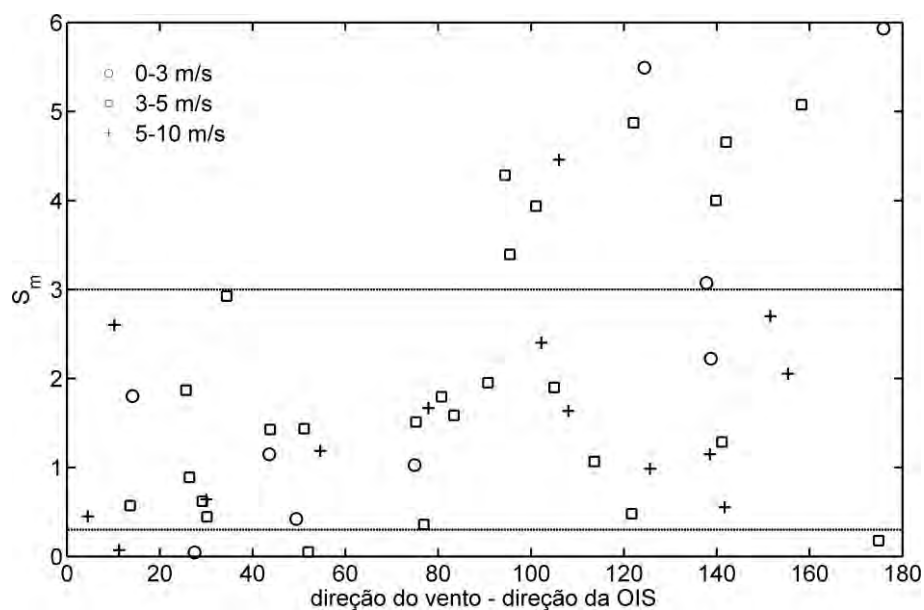


Figura 4.6 – Assinatura das OISs em função do ângulo entre direção de propagação da OIS e direção para onde o vento sopra. Pontos separados em três faixas de velocidade do vento. Linhas horizontais indicam $S_m = 0,3$ e 3 .

A amplitude do contraste é relacionada na Figura 4.7 com a velocidade do vento e observa-se que esta é ligeiramente maior para OISs observadas em ventos mais fracos. Para dois pacotes observados abaixo de 2 ms^{-1} nota-se uma alta amplitude do contraste. Estes dois pacotes apresentaram modulação unicamente positiva e alta amplitude ocorre

uma vez que abaixo do limiar da velocidade do vento de 2 ms^{-1} o retro-espalhamento do radar diminui bruscamente alcançando o nível de ruído e restando apenas as bandas claras (DA SILVA et al., 1998). Os valores de amplitude do contraste variaram muito pouco entre as medidas para que se pudesse observar uma relação entre este parâmetro e os parâmetros de direção do vento e direção de visada.

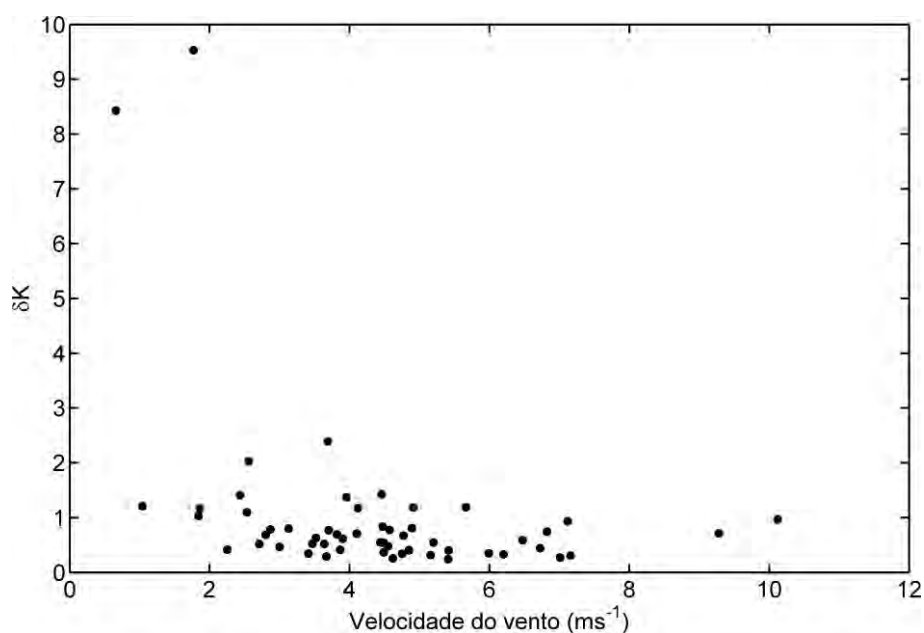


Figura 4.7 - Gráfico de dispersão da amplitude de contraste pela velocidade do vento sobre as OISs.

4.3 Distribuição temporal e espacial

Como mostrado na Figura 4.8 o verão foi a estação mais favorável para a geração de OISs na região com mais de três vezes a média de pacotes por imagem nos períodos de outono e inverno. A primavera apresentou uma média ligeiramente maior em relação ao outono e inverno. Os altos desvios padrão encontrados decorrem da variabilidade das condições necessárias para geração e observação de OISs, ou seja, muitas imagens não apresentavam nenhum pacote de ondas enquanto algumas delas apresentavam até 18 pacotes.

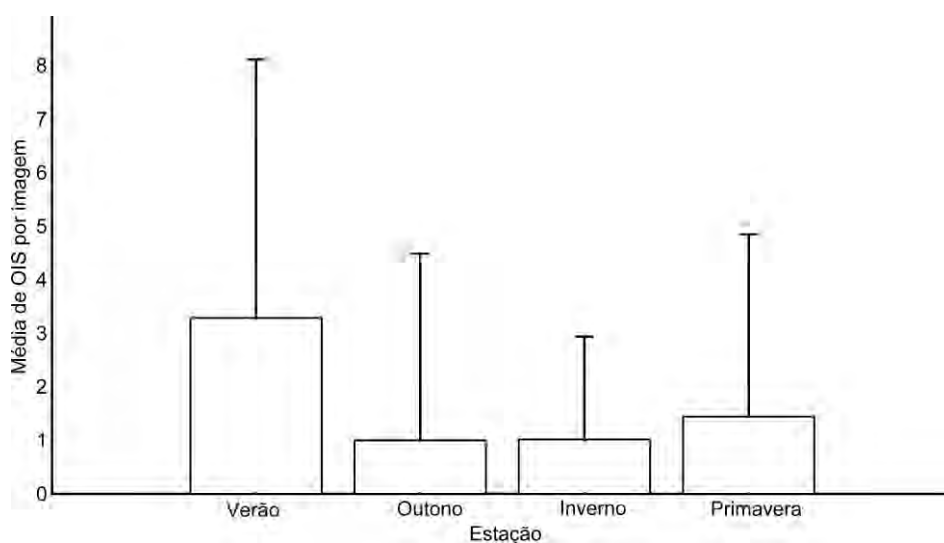


Figura 4.8 - Número médio de pacotes de OISs por imagem em cada estação e desvios padrão.

Uma clara sazonalidade pode ser observada também na porcentagem mensal de imagens com pelo menos um pacote de OIS (Figura 4.9). Janeiro de 2010 teve 67% das imagens com OISs enquanto Junho de 2010 teve apenas 6%. Fevereiro e Outubro de 2010 apresentaram valores muito abaixo dos meses vizinhos. Ambos os meses continham algumas imagens obtidas em condições de vento próximo ou superior a 10 ms^{-1} que possivelmente resultaram no baixo número de OISs observadas. Além disso, durante Fevereiro um grande número de imagens cobria o oceano profundo onde nenhuma OIS foi observada.

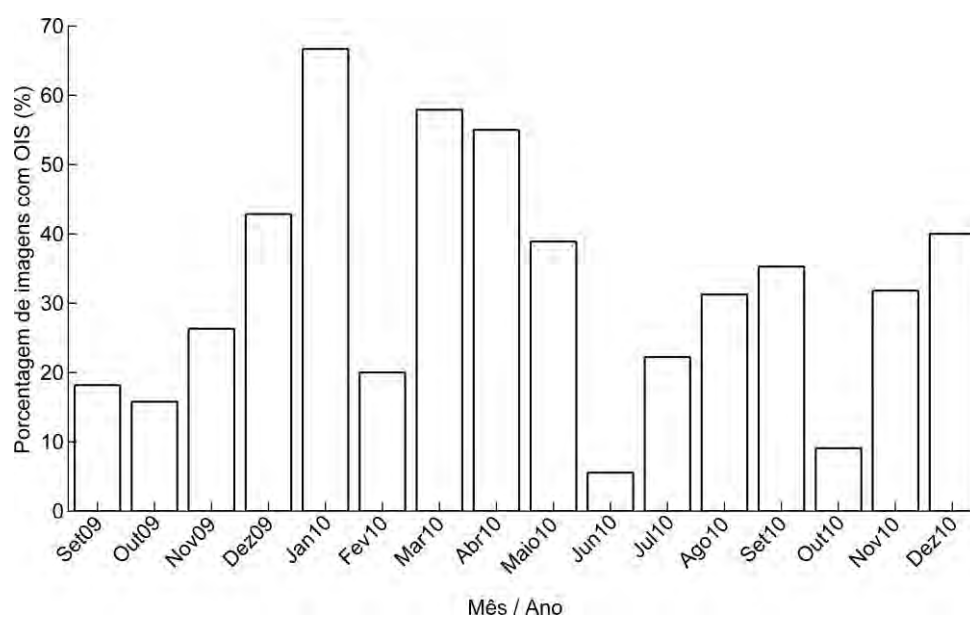


Figura 4.9 - Porcentagem mensal de imagens apresentando OISs. Janeiro de 2009 foi excluído devido ao baixo número de imagens.

Durante as marés de quadratura foi observado um número de OISs aproximadamente 38% maior do que durante as marés de sizígia considerando que havia praticamente o mesmo número de imagens para os dois períodos. A corrente de maré durante a sizígia equivale ao dobro da observada durante a quadratura na quebra de plataforma e a amplitude de maré apresenta uma variação semelhante de acordo com o modelo OTIS na área de estudo. Apesar da variação de maré relativamente grande durante o ciclo lunar na nossa área de estudo, OISs foram observadas tanto na sizígia quanto na quadratura sem correlação aparente com as correntes de maré.

Em várias regiões do planeta pode ser observada uma mudança significativa no número de OISs durante o ciclo mensal da maré. Há casos em que ocorre o total desaparecimento das OISs durante os períodos de quadratura, quando a corrente de maré é mais fraca (FU; HOLT, 1984). Como discutido em Gerkema (1996), isto pode ser explicado pela dominância do efeito estabilizador de rotação da Terra que durante a fase de quadratura pode se igualar ou suplantar os efeitos de não linearidade sobre as marés internas, impedindo que estas se desintegram em sólitons. Uma série de parâmetros definidos por Gerkema (1996) foram calculados para a área de estudo a fim

de se quantificar a influência da dispersão de Coriolis sobre as ondas internas. Para isso foram adotados alguns valores típicos para as variáveis de entrada, mostrados na Tabela 4.1.

Tabela 4.1 – Valores típicos de profundidade total (H), profundidade na plataforma continental externa $(1 - \epsilon_b)H$, profundidade da termoclina (αH), largura do talude (L_b), frequência inercial (f) e anomalia de densidade normalizada ($\Delta\rho_{norm}$) para verão e inverno respectivamente.

H (m)	$(1 - \epsilon_b)H$ (m)	αH (m)	L_b (km)	f (s ⁻¹)	$\Delta\rho_{norm}$
2000	150	30	50	-6×10^{-5}	$2,3 \times 10^{-3}$ e $1,3 \times 10^{-3}$

Assumiui-se uma profundidade total (H) de 2000 m no sopé do talude e uma profundidade de 150 m próximo da quebra de plataforma. A diferença de densidade entre as camadas superior e inferior ($\Delta\rho_{norm}$), considerando-se uma aproximação de duas camadas, foi assumida em $2,3 \times 10^{-3}$ (Seção 4.5), que é um valor típico de verão para o qual foi estimada uma velocidade de fase da maré interna ($\hat{c}$) de $1,84 \text{ ms}^{-1}$. A frequência da maré M_2 é $\omega = 2\pi/(12,42 \times 3600) = 1,41 \times 10^{-4} \text{ rad/s}$ e desta forma uma unidade na escala adimensional de $x = \hat{c}/\omega$ corresponde a aproximadamente 13 km. Na área de estudo a largura típica do talude (L_b) é de aproximadamente 50 km, o que corresponde a aproximadamente 3,83 unidades em termos de x ($50/13$). Desta forma, encontramos $\Lambda = (\pi/2)/3,83 \approx 0,41$. Utilizando-se valores de máxima corrente de maré em oceano profundo (U_0) iguais a $0,04 \text{ ms}^{-1}$ durante a sizígia e $0,02 \text{ ms}^{-1}$ durante a quadratura (extraídos do modelo OTIS – Seção 3.5), calculamos, $\tilde{F}$ e ϵ como definido na Eq. 3.5 (Tabela 4.2).

Tabela 4.2 – Valores dos parâmetros U_0 , $\tilde{F}$ e ϵ para a região de estudo e para as condições de sizígia e quadratura.

	Sizígia	Quadratura
U_0 (ms ⁻¹)	0,04	0,02
$\tilde{F}$	0,29	0,15
ϵ	0,11	0,06

Com base nos valores acima encontramos o parâmetro de dispersão não hidrostática $\delta = 0,02$ (Eq. 3.5), e o parâmetro de Coriolis $f = -6,16 \times 10^{-5}$ rad/s, de tal forma que o parâmetro de dispersão de Coriolis (μ) é igual a 0,19 (Eq. 3.5). Nossos parâmetros seguem a mesma ordem de magnitude dos utilizados por Gerkema (1996) com $\tilde{F}, \Lambda, \mu = O(\epsilon^{1/2})$ e $\delta = O(\epsilon)$.

Uma vez que δ é muito próximo de zero, podemos utilizar a equação de Klein-Gordon (Eq. 3.7) para encontrar os valores de μ necessários para impedir a desintegração da maré interna nos períodos de sizígia e quadratura. O valor de $\tilde{\epsilon}$ para sizígia (quadratura) encontrado foi 0,07 (0,03) e de γ^2 foi 0,16. A amplitude de maré interna aqui adotada para sizígia no verão foi de 30 m (PEREIRA; CASTRO, 2007), que, em unidades de η equivale a $a_c = 0,9$. Este mesmo valor de a_c foi mantido para a quadratura uma vez que assumimos que a amplitude da maré interna varia na mesma proporção que U_0 e ϵ . Encontramos, assim, que para impedir a desintegração da maré interna μ deveria ter valor superior a 2,23 na sizígia e 1,11 na quadratura. O valor atual de μ é 0,19, o que implica que no verão o efeito da rotação da Terra é fraco demais tanto na sizígia quanto na quadratura para impedir a desintegração da maré interna.

Os mesmos parâmetros também foram calculados para uma estratificação típica de inverno ($\Delta\rho_{norm} = 0,0013$) mantendo-se os mesmos valores para as demais variáveis, com exceção da amplitude de maré interna, assumida agora em 20 m (PEREIRA; CASTRO, 2007). Assim, com $\delta = 0,04$, encontramos que μ deveria ter valor superior a 2,04 na sizígia e 1,02 na quadratura para impedir a desintegração da maré interna, algo não verificado, pois $\mu = 0,19$ (não varia sazonalmente pois é uma razão entre f e ω). Este resultado indica que é plausível a existência de OISs em ambas as condições de maré, tanto no verão quanto no inverno, conforme o observado pelos dados analisados. Gerkema (1996), entretanto, aponta para uma possível diminuição do número de sólitons nos pacotes (i.e. número de oscilações) durante a quadratura mesmo para valores de μ abaixo dos limites aqui calculados, como observado em simulações para a baía de Massachusetts.

Em outros estudos realizados em latitudes semelhantes à nossa (FU e HOLT, 1984) e até menores (APEL et al., 1985), foi possível observar variação nas OISs entre quadratura e sizígia, reforçando a importância de parâmetros como a variação da amplitude de maré e a estratificação nos resultados. Como exemplo, Fu e Holt (1984) observaram variação do número de pacotes de OISs em 29°N causada por marés de sizígia com amplitude mais de três vezes superiores em relação à quadratura.

Com o objetivo de analisar a intensidade da estratificação e sua variação sazonal, valores climatológicos sazonais de N^2 foram determinados. Seus valores máximos na coluna d'água (presentes na picnoclina) são apresentados na Figura 4.10 a fim de se analisar a intensidade da estratificação. De acordo com Gerkema (2003) podemos definir três regimes típicos de termoclina com base nos valores associados de gravidade reduzida (g'): termoclina fraca ou ausente ($g' \approx 0 \text{ ms}^{-2}$), termoclina moderada ($g' \approx 0,02 \text{ ms}^{-2}$), e termoclina forte ($g' \approx 0,4 \text{ ms}^{-2}$). Gerkema (2001) define como limites da termoclina moderada valores de gravidade reduzida (g') variando entre 0,002 e 0,02 ms^{-2} .

Tomando um valor típico de espessura da termoclina (d), podemos encontrar N^2 dividindo g' por d . Um valor típico para d na região é 50 m assumindo-se este valor constante ao longo do ano (PEREIRA et al., 2007). Desta forma, definimos como termoclina moderada valores de N^2 entre 4×10^{-5} e $4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-2}$. Podemos notar que a estratificação está nesta faixa durante o inverno, porém ligeiramente acima durante o verão em grande parte da plataforma continental. Este regime de estratificação sustenta a geração de OISs tanto durante o verão quanto durante inverno (GERKEMA, 2001), como pudemos observar nas imagens analisadas. Gerkema (2001) cita que uma termoclina moderada é também ideal para a geração “local” de OISs através da interação de raios de maré com a termoclina. Pereira et al. (2007) indica a propagação de raios de maré interna sobre plataforma continental na área de estudo, revelando a possibilidade da geração “local” de OISs na região. Durante o inverno a maior estratificação vertical está concentrada a sul de 27°S graças à intrusão da pluma do Rio da Prata para o norte. Esta é uma massa d'água pouco salina oriunda do Rio da Prata

(36°S 56°W) que se estende por mais de 1000 km a partir do estuário do Prata causando estratificação dominada pela salinidade (PIOLA et al., 2008).

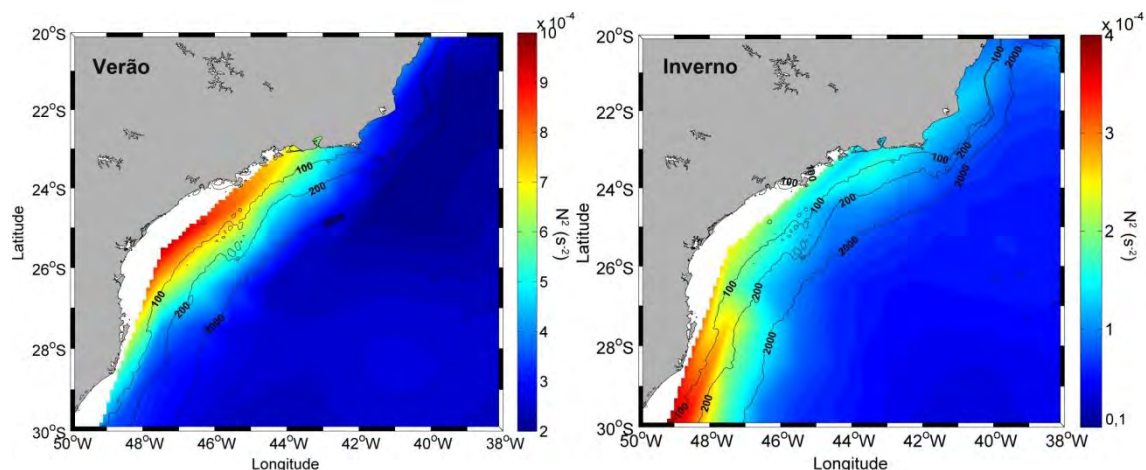


Figura 4.10 - Quadrado da frequência de empuxo (N^2) máxima na coluna d'água a partir da climatologia para verão e inverno.

As Figuras 4.11, 4.12 e 4.13 apresentadas a seguir, mostram para cada estação do ano a distribuição espacial das OISs em células de $0,5^\circ$, uma vez que esta é uma escala típica de comprimento das cristas das OISs (i.e. comprimento transversal ao longo da crista). O número total de pacotes dentro de cada célula foi dividido pelo número médio de imagens cobrindo a mesma área no mesmo período. O máximo valor encontrado na região foi então normalizado para 1 e, desta forma, as escalas variam de 0 a 1 para todas as figuras. A distribuição espacial de OISs durante o verão é apresentada na Figura 4.11. Semelhantemente ao que tem sido visto em outras regiões do mundo, quase todos os pacotes de OISs foram observados sobre a plataforma continental e, com exceção da porção ao norte de 22°S , onde nenhuma OIS foi observada, sólitons estiveram presentes em toda a área de estudo. Máximas concentrações regionais de OISs foram observadas próximo das ilhas de Florianópolis ($27,8^\circ\text{S}$) e São Sebastião ($23,75^\circ\text{S}$) bem como próximo ao Rio de Janeiro ($22,9^\circ\text{S}$).

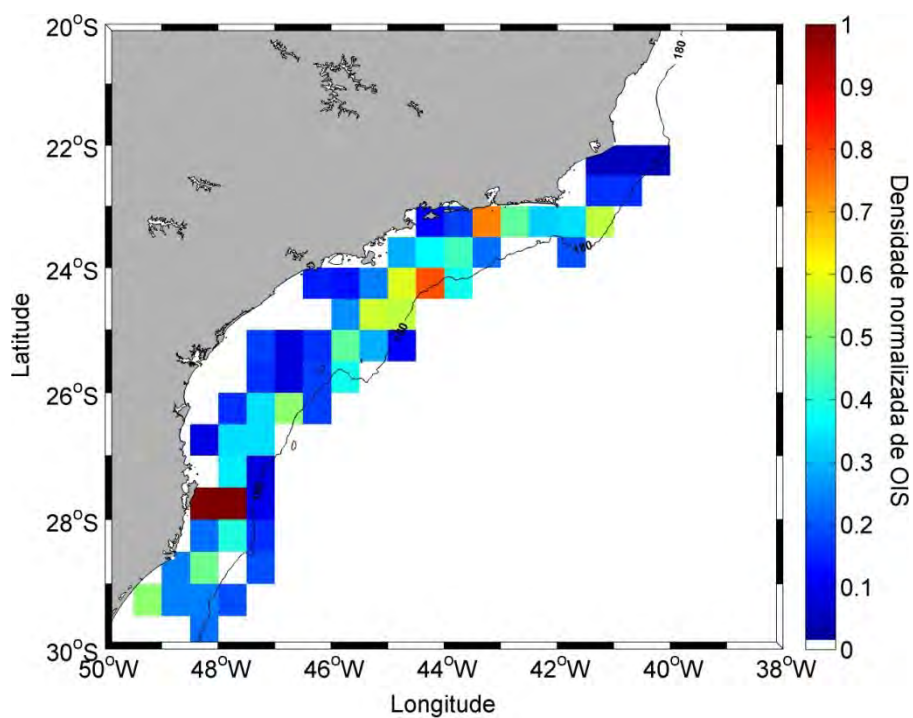


Figura 4.11 - Distribuição de OISs de verão em células de $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$. Escala de cores representa o número de pacotes de OISs observados na célula pelo número de imagens disponíveis para a mesma célula e período. Escala normalizada com o valor máximo igual a 1.

A distribuição das OISs durante a primavera (Figura 4.12) apresentou um padrão muito semelhante ao observado durante o verão, com pacotes bem distribuídos na plataforma entre as latitudes 22°S e 30°S .

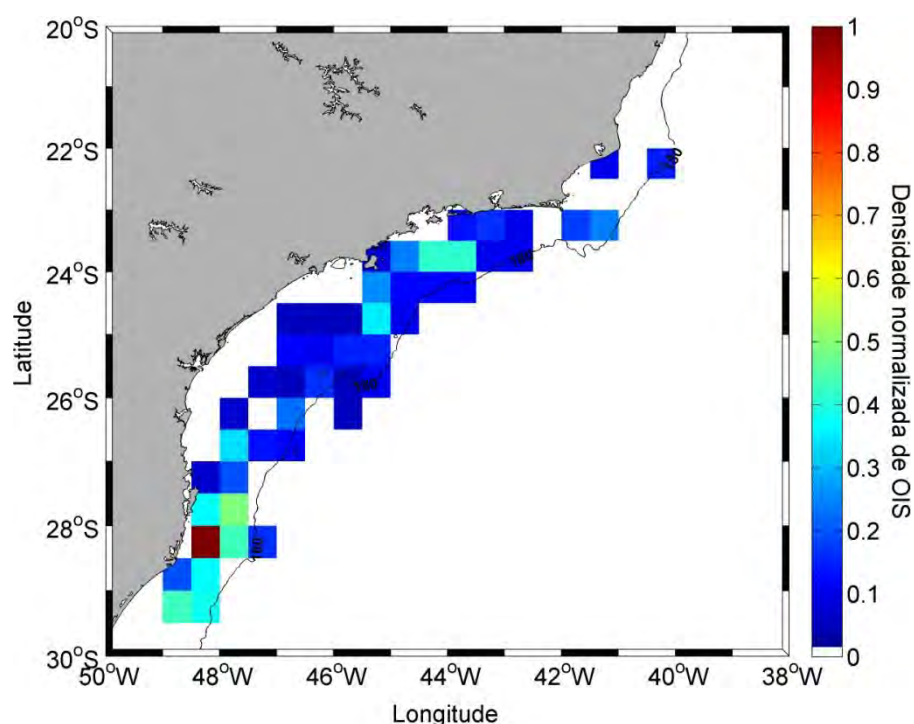


Figura 4.12 - Distribuição de OISs de primavera em células de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Escala de cores representa o número de pacotes de OISs observados na célula pelo número de imagens disponíveis para a mesma célula e período. Escala normalizada com o valor máximo igual a 1.

A distribuição espacial das OISs de outono e inverno é apresentada juntamente na Figura 4.13 uma vez que ambas as estações parecem possuir condições ambientais semelhantes para a geração de OISs (Figura 4.8) e o número de observações no inverno era limitado demais para uma análise individual. Semelhantemente ao período de verão, a ocorrência de OISs durante outono e inverno esteve espalhada na PCSE. A inexistência de pacotes de OISs a sul de $28,5^\circ\text{S}$ na Figura 4.13, entretanto, deve ser olhada com atenção uma vez que nenhuma imagem esteve disponível nesta área durante o inverno e pequena cobertura de imagens esteve disponível durante o outono. Adicionalmente, durante estas duas estações a velocidade média do vento aumenta para mais de 7 ms^{-1} a sul de 28°S tornando a detecção das OISs mais difícil. A estratificação vertical da coluna d'água nesta região também é singular durante estas estações. Como descrito anteriormente, durante o inverno, a pluma do Rio da Prata causa uma estratificação dominada pela salinidade nesta região e uma termoclina invertida pode ser

observada (MOLLER JR. et al., 2008, PIOLA et al., 2008). Experimentos numéricos realizados por Babu e Rao (2011) indicam que a estabilidade vertical atribuída unicamente à salinidade não é adequada à ocorrência de ondas internas. Além disso, correntes horizontais convergentes/divergentes, requeridas para a manifestação das OISs na superfície, são inibidas na presença de inversão de temperatura, o que também poderia contribuir para o baixo número de pacotes observados na porção sul de nossa região durante o inverno (BABU; RAO, 2011).

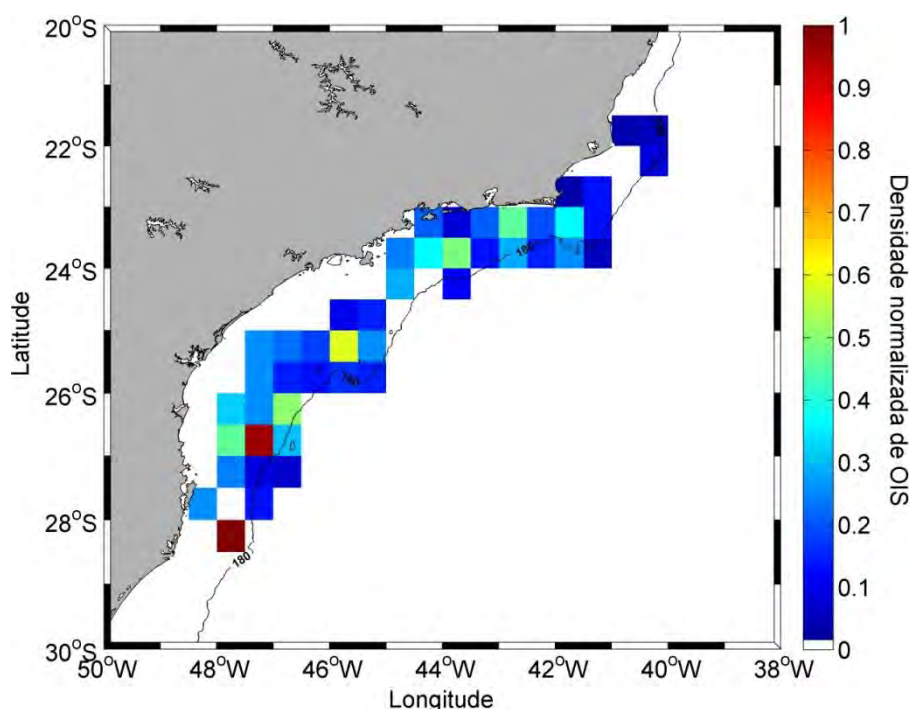


Figura 4.13 - Distribuição conjunta de OISs de outono e inverno em células de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Escala de cores representa o número de pacotes de OISs observados na célula pelo número de imagens disponíveis para a mesma célula e período. Escala normalizada com o valor máximo igual a 1.

A força barotrópica F (Eq. 3.8) para a região de estudo durante o verão foi calculada a fim de se determinar possíveis locais potenciais para geração de OISs. A distribuição dos máximos valores de F no ciclo de maré, integrados na profundidade é apresentada na Figura 4.14. Nota-se que a força da maré barotrópica se concentra entre as isóbatas de 200 e 500 m em resposta ao gradiente da topografia ali presente, indicando que a quebra de plataforma deve ser a responsável pela geração de grande

parte das OISs na área de estudo. Não são notadas na Figura 4.14 outras feições topográficas acentuadas que sejam relevantes para geração de OISs, confirmando que esta é uma plataforma de inclinação bastante suave. Embora a Figura 4.14 sugira que a região do talude a norte de 24°S seja favorável à geração de marés internas, algum mecanismo parece estar reduzindo sua geração ou conversão em OISs, ou mesmo a observação das OISs por satélite à norte de 22°S. Lorenzzetti et al. (2009) destacam que entre 20°S e 23°S a frente térmica da corrente do Brasil normalmente se posiciona na plataforma continental externa, em profundidades menores que 200 m, onde valores máximos de F foram encontrados. Assireu (2003), analisando dados de derivadores de superfície, mostra que a Corrente do Brasil apresenta uma intensificação nessa região. Como discutido em Pereira et al. (2007), a presença da corrente do Brasil na quebra de plataforma pode atuar como uma barreira que reflete as marés internas em direção ao oceano. Caso isto ocorra não há o desenvolvimento de OISs sobre a plataforma continental pelas marés internas. Outras características específicas desta região, tais como a fraca estratificação e ventos mais fortes em relação ao embaçamento mais ao sul podem, também, estar atuando em conjunto para os resultados observados.

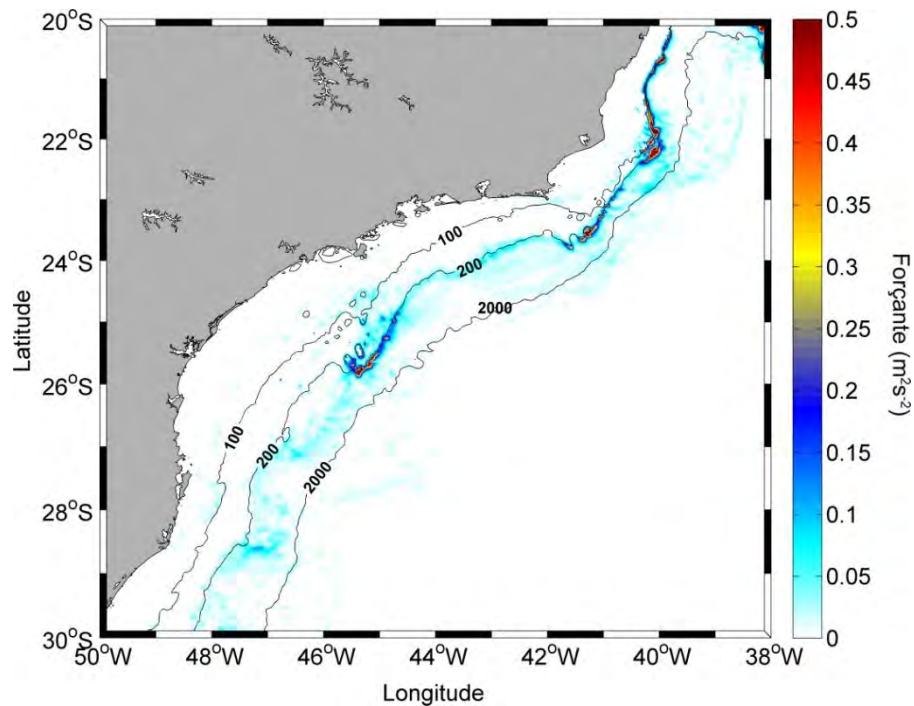


Figura 4.14 - Valor absoluto máximo (m^2s^{-2}) no ciclo de maré da forçante barotrópica (F) integrada na profundidade (definida na Eq. 3.8) durante o verão.

A fim de se ter uma melhor ideia sobre a distribuição espacial de ocorrência de observação de pacotes de OISs em função da profundidade local, foram determinadas as distribuições de frequências por faixas de profundidades (Figura 4.15). Como mostrado na figura, tanto no período de Primavera e Verão, quanto no período de Outono e Inverno as OISs observadas estiveram concentradas especialmente entre as isóbatas de 80 e 120 m, seguidas por OISs concentradas entre as isóbatas de 120 e 160 m de profundidade. Entre a isóbata de 40 m e a costa e além da isóbata de 200 m a porcentagem de OISs foi muito pequena, não havendo na base de dados analisada nenhum registro de OIS além da isóbata de 510 m. Estes resultados indicam que a geração de marés internas se dá na quebra de plataforma, aproximadamente entre as isóbatas de 200 e 500 m uma vez que as marés internas levam de 20 a 30 km para desenvolver as OISs (DA SILVA et al., 2009). Pereira et al. (2007) também indicam que a maior intensidade da maré interna está sobre a plataforma continental e os taludes superior e médio.

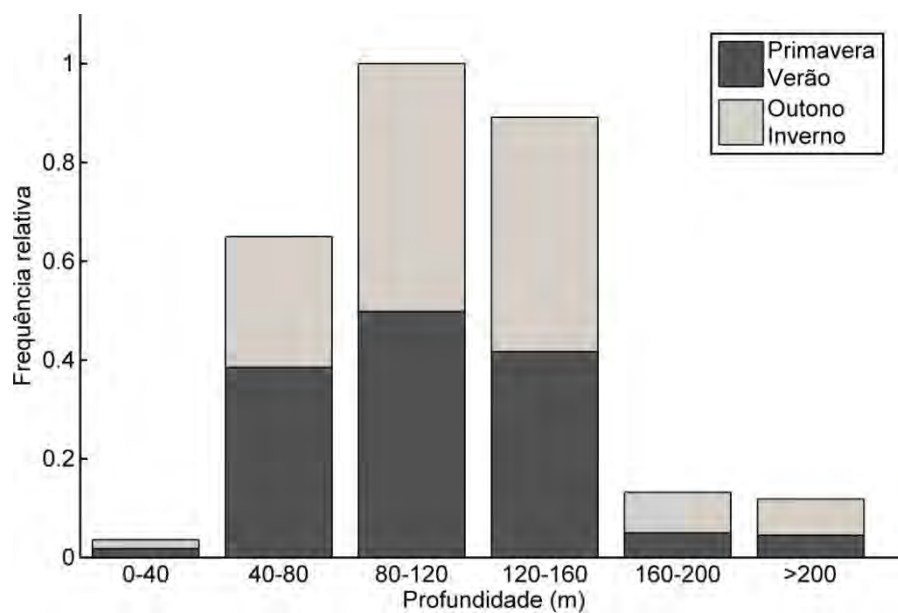


Figura 4.15 - Distribuição sazonal de OISs por profundidade da coluna d'água. Valores relativos ao total das estações.

Foram avaliadas também as ocorrências de OISs nas plataformas interna, média e externa segundo classificação de Castro (1996). Durante o verão 74% dos pacotes de OISs foram encontrados na Plataforma Continental Externa (PCE) entre as isóbatas de 80 m e a quebra de plataforma (≈ 200 m). Embora não possa ser visto tão claramente na Figura 4.10, de acordo com Castro (1996) esta região apresenta termoclina permanente e desta forma poderia apresentar OISs o ano inteiro. Conforme as OISs se propagam em direção à costa, elas entram na Plataforma Continental Média (PCM) entre as profundidades de 30 e 80 m durante o verão. Esta região apresenta forte termoclina sazonal no verão e conteve 26% das OISs deste período. A Plataforma Continental Interna (PCI), limitada pelas isóbatas de 30 m e a costa durante o verão e alcançando a isóbata de 60 m durante o inverno é verticalmente homogênea a maior parte do tempo (CASTRO, 1996). Assim, como esperado, um pequeno número de OISs foi observado nesta região. Durante o inverno a PCE conteve 84% das OISs enquanto a estreita PCM (60 – 80 m) conteve apenas 9% das ocorrências, confirmando que a PCE mantém uma termoclina considerável enquanto a estratificação na PCM enfraquece no inverno. Os períodos de primavera e outono caracterizavam uma transição entre os resultados encontrados para inverno e verão.

4.4 Características das OISs

A distribuição das direções de propagação das OISs é apresentada na Figura 4.16 com 0° indicando propagação para norte e aumentando em sentido horário. A direção média de propagação das OISs foi para 319° , i.e. na direção NW, com a maior parte delas se propagando normais à batimetria em direção à costa (Figura 4.17). Com esta orientação predominante de propagação, a maior parte dos pacotes das OISs foi vista na direção *range* (i.e. na direção de iluminação do radar) para imagens descendentes, e nas direções mais azimutais (i.e. ortogonais ao feixe de radar) para as imagens ascendentes. De acordo com Ouyang et al. (2011) o contraste das OISs é maior quando estas se propagam em *range* do que quando se propagam em azimuth, facilitando a sua identificação. Apesar disto, em nosso estudo encontramos um número muito próximo de pacotes de OISs em imagens descendentes (235 pacotes) e imagens ascendentes (232 pacotes), com um número semelhante de imagens para as duas órbitas. Isto indica que, mesmo se propagando nas direções próximas à direção azimutal, os pacotes de OISs eram ainda possíveis de serem detectados nas imagens SAR.

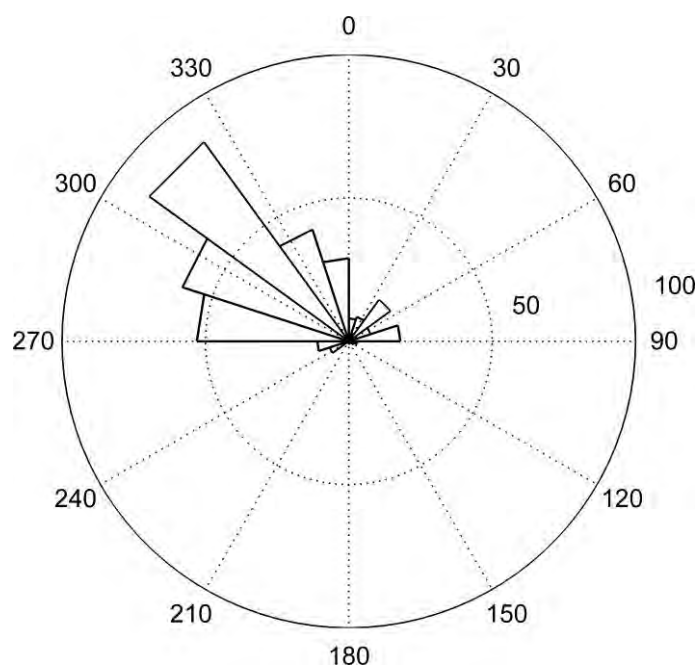


Figura 4.16 - Número de pacotes de OISs propagando em cada direção.

Próximo de 26°S e 23,5°S, onde a isóbata de 180 m é orientada aproximadamente na direção leste-oeste, é possível se observar OISs propagando para o norte (Figura 4.17), ou seja, também na direção ortogonal à batimetria local. Alguns poucos casos anômalos de OISs se propagando em direção ao oceano profundo foram observados, os quais estavam concentrados especialmente próximos de 23,5°S 41,5°W. No limite norte da área de estudo também foram observadas algumas OISs se propagando para o sul, possivelmente influenciadas pela orientação da batimetria local.

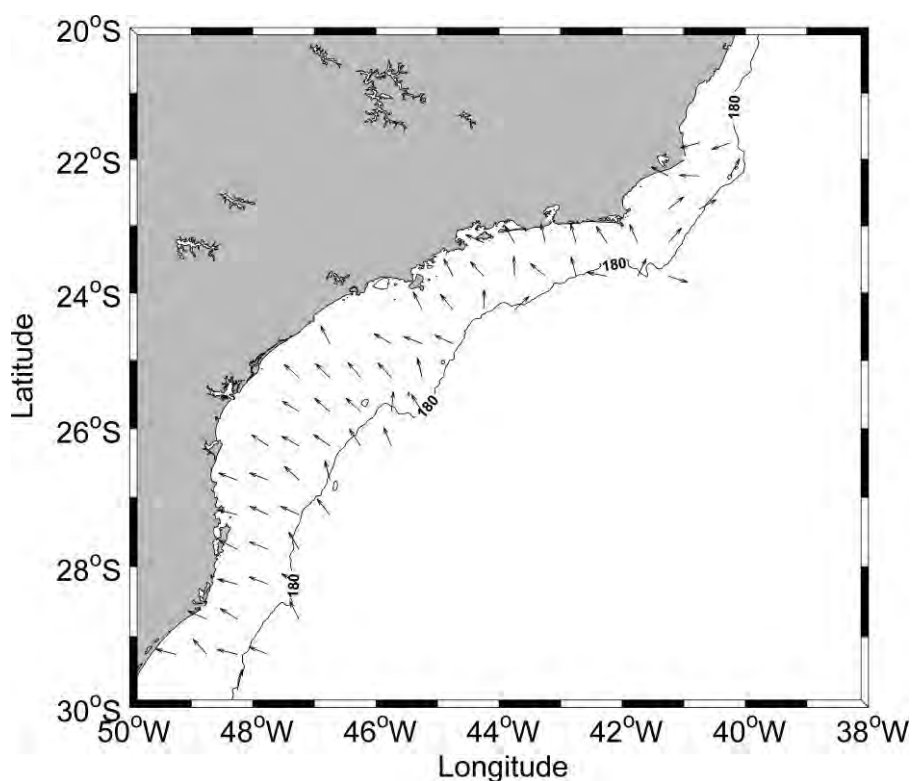


Figura 4.17 - Direção média de propagação das OISs em células de 0,5°x0,5°.

Em algumas imagens foram observados de 2 a 5 pacotes de OISs em sequência. Considerando que as OISs são geradas a cada ciclo de maré semidiurna, essas observações indicam que estas ondas podem se propagar por mais de dois dias e meio. Apesar disto, não foi possível se observar um mesmo pacote de OISs em imagens diferentes obtidas com aproximadamente 12 horas de diferença (i.e. órbitas diferentes). Há de se ressaltar, entretanto, que o número de imagens com sobreposição nesse curto período era limitado e a direção de visada era diferente, interferindo no imageamento. Trinta e nove medidas de distância de separação entre pacotes de onda sucessivos foram

obtidas diretamente das imagens. Essas separações variaram, aproximadamente, entre 14 e 47 km.

Como já foi observado, estas OISs são geradas na quebra de plataforma e se propagam em direção à costa e assim seu mecanismo de geração mais provável é através da desintegração de ondas de maré interna. A relação entre os comprimentos de onda da maré interna estimados e os medidos nas imagens (Seção 3.6) é apresentada na Figura 4.18. Embora um espalhamento seja observado, de uma maneira geral pode-se ver uma concordância entre a escala de valores estimados e medidos, com erro quadrático médio (RMSE) de cerca de 10 km, indicando portanto que pacotes de onda sucessivos são separados por distâncias típicas de comprimento de maré interna. Esta característica reforça a hipótese de que as OISs observadas na região são forçadas por ciclos de marés semi-diurnas e mostra que os valores de N climatológicos usados são uma boa aproximação para a estratificação vertical da região.

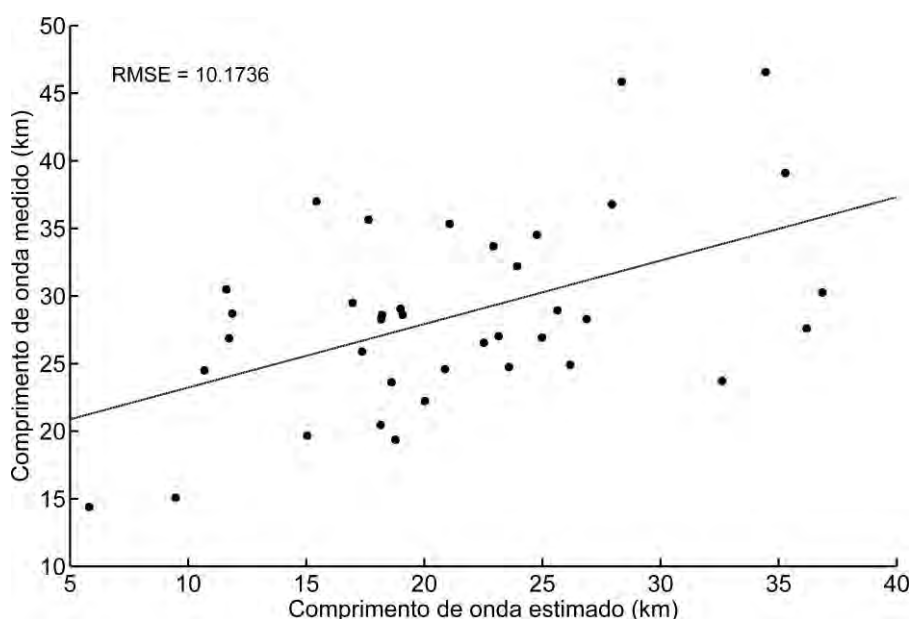


Figura 4.18 - Gráfico de dispersão entre valores estimados e medidos de comprimento de onda de maré interna.

A velocidade de fase média encontrada das OISs foi de $0,64 \text{ ms}^{-1}$ com desvio padrão de $0,16 \text{ ms}^{-1}$ (Figura 4.19). A velocidade máxima foi de $1,04 \text{ ms}^{-1}$. A velocidade média, agrupando os dados de primavera e verão foi de $0,66 \text{ ms}^{-1}$ com desvio padrão de

$0,16 \text{ ms}^{-2}$, e durante o outono e inverno foi ligeiramente menor, $0,57 \text{ ms}^{-1}$ com desvio padrão de $0,08 \text{ ms}^{-1}$, devido à estratificação mais fraca. Valores similares de velocidade de fase têm sido observados em outras plataformas continentais (APEL; GONZALEZ, 1983; SMALL et al., 1999; DOKKEN et al., 2001; TEIXEIRA et al., 2006), porém em águas profundas este valor pode passar de $2,5 \text{ ms}^{-1}$ (APEL et al., 1985).

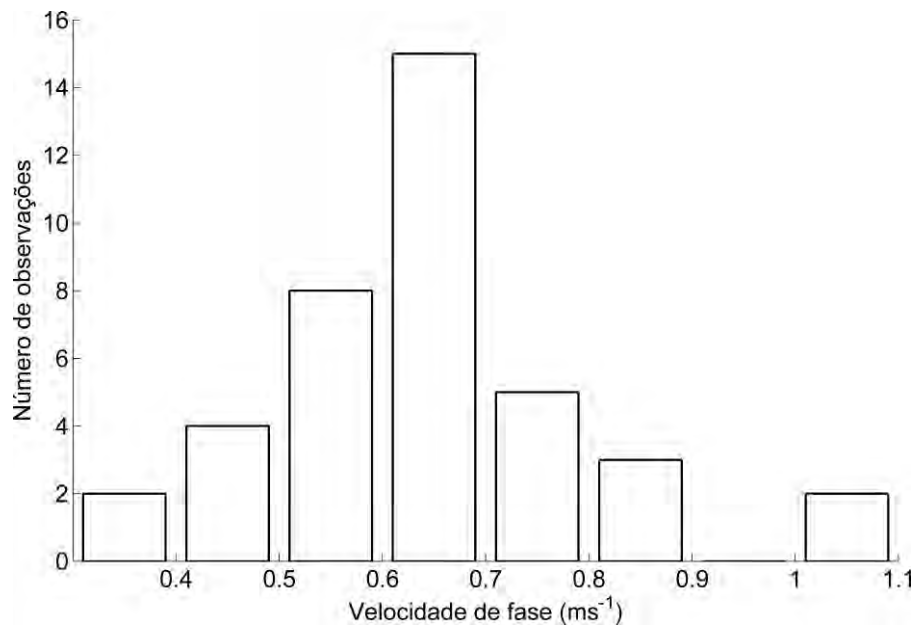


Figura 4.19 - Histograma de velocidades de fase estimadas.

O comprimento de onda médio do primeiro sólíton, i.e. a distância entre o primeiro e o segundo sólíton, foi de 1,04 km e alcançou um máximo de 2,36 km, com desvio padrão de 0,44 km. Para a parte de trás do pacote os comprimentos de onda diminuíram. A segunda e terceira oscilações apresentaram em média comprimentos de onda de 0,9 e 0,85 km com desvio padrão de 0,42 e 0,37 km respectivamente. Como mostra a teoria, os sólítions de maior amplitude são posicionados à frente dos pacotes em resposta à maior velocidade de fase destas ondas (Eq. 2.8), desta forma a separação entre sólítions aumenta de trás para frente dos pacotes (APEL; GONZALEZ, 1983). O maior desvio padrão do comprimento de onda da primeira oscilação é resultado do maior grau de não linearidade e sensibilidade desta a pequenas variações na estratificação (BRANDT et al., 1999). O comprimento de onda médio do primeiro

sóliton durante primavera e verão foi de 1,05 km com desvio padrão de 0,45 km e durante outono e inverno foi de 1 km com desvio padrão de 0,4 km.

O comprimento médio ao longo da crista do primeiro sóliton foi de aproximadamente 43,5 km com desvio padrão de 28 km (Figura 4.20). O comprimento máximo foi de 152,5 km, porém aproximadamente 90% das OISs tinham cristas com comprimentos inferiores a 80 km. Estes comprimentos são típicos de ondas geradas em plataforma continental (APEL, 2004), porém em alguns lugares como no Mar Sul da China, ondas com mais de 200 km de comprimento tem sido registradas (LIU et al., 1998; HUANG et al., 2008).

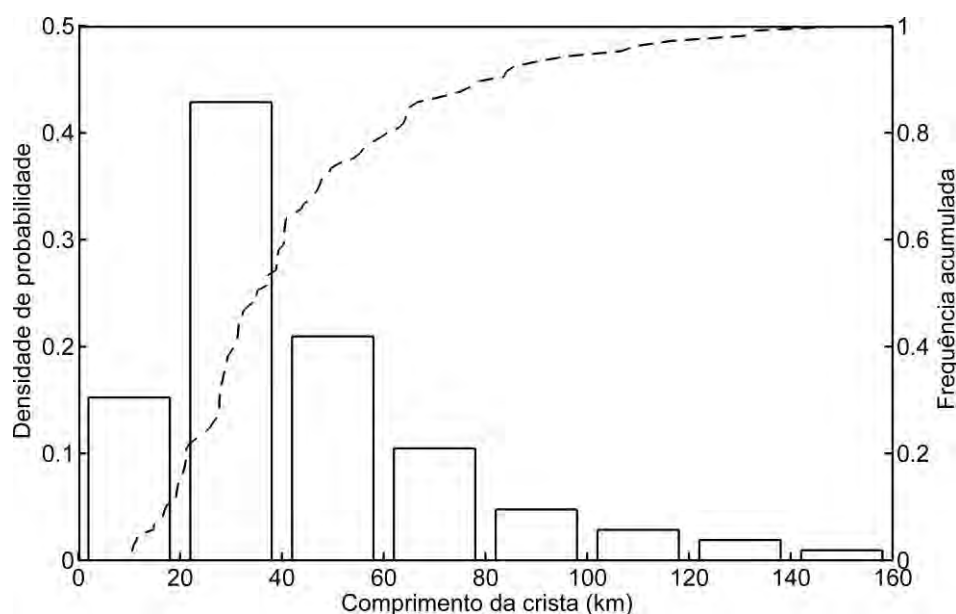


Figura 4.20 - Histograma dos comprimentos medidos ao longo da primeira oscilação dos pacotes de OISs.

4.5 Ondas de elevação e estimativas para modelo de duas camadas

A literatura consultada sobre o tema indica que OISs de elevação, i.e. associadas com um levantamento da termoclina, são muito raras. Dos 467 pacotes de OISs observados em todas as imagens SAR disponíveis, apenas sete continham ondas de elevação, resultando em cerca de um pacote de OISs de elevação para cada 63 de depressão, ou aproximadamente 1,5%. A Figura 4.21 indica a posição e data de

observação das OISs de elevação. Estas foram observadas entre as latitudes de 24°S e 28°S de outubro a março, isto é, durante a primavera e o verão.

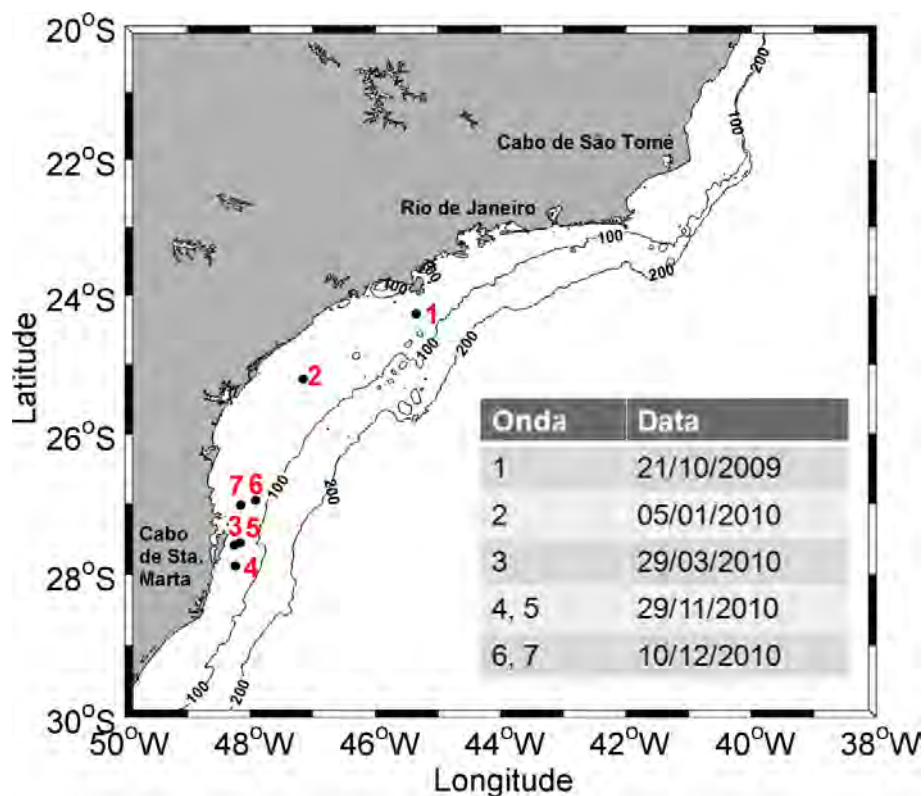


Figura 4.21 - Posição e data de observação das ondas de elevação.

As OISs de elevação foram encontradas entre as isóbatas de 45 e 70 m, em águas mais rasas do que a média observada para as OISs de depressão. Esta região é conhecida como a Plataforma Continental Média (PCM) e uma de suas características é a presença de forte termoclina sazonal durante o verão (CASTRO, 1996). Durante o inverno a PCM é muito estreita e a estratificação vertical é muito fraca, o que dificulta a presença de OISs de elevação nessa estação do ano. A observação destas ondas na PCM indica que as mesmas devem ser formadas por um processo de evolução das ondas de depressão geradas na quebra de plataforma, que influenciadas pela batimetria sofrem inversão de sua polarização. Este processo pôde ser observado de forma contínua em dois pacotes de OISs nas imagens, ou seja, uma parte de um pacote era de elevação enquanto o restante do mesmo pacote permanecia uma onda de depressão. Isto foi possível pois as ondas internas não refratam tão fortemente como as ondas de superfície

e desta forma nem sempre estão exatamente paralelas com as isóbatas locais (ZHAO et al., 2004). Adicionalmente, alguns pacotes de OISs de depressão foram observados na sequência de pacotes de OISs de elevação apresentando mesma orientação e separados por distâncias típicas de comprimentos de marés internas (Figura 4.22). Até o momento, um dos poucos lugares onde se tem relatado o processo de inversão de polarização é o Mar Sul da China, sendo, portanto um evento raro. Segundo Alpers e Huang (2011), apenas quando a plataforma continental é bastante suave e larga é possível a inversão de polarização de ondas internas. A PCSE é uma plataforma larga de inclinação suave. De acordo com medidas realizadas na região de observação destas ondas a distância entre a isóbata de 180 m e a costa varia entre 110 e 190 km. Para o Mar Sul da China esta distância é de aproximadamente 150 km, fortalecendo a hipótese de que a PCSE, semelhante àquela região, apresenta características favoráveis à inversão de polarização das OISs.

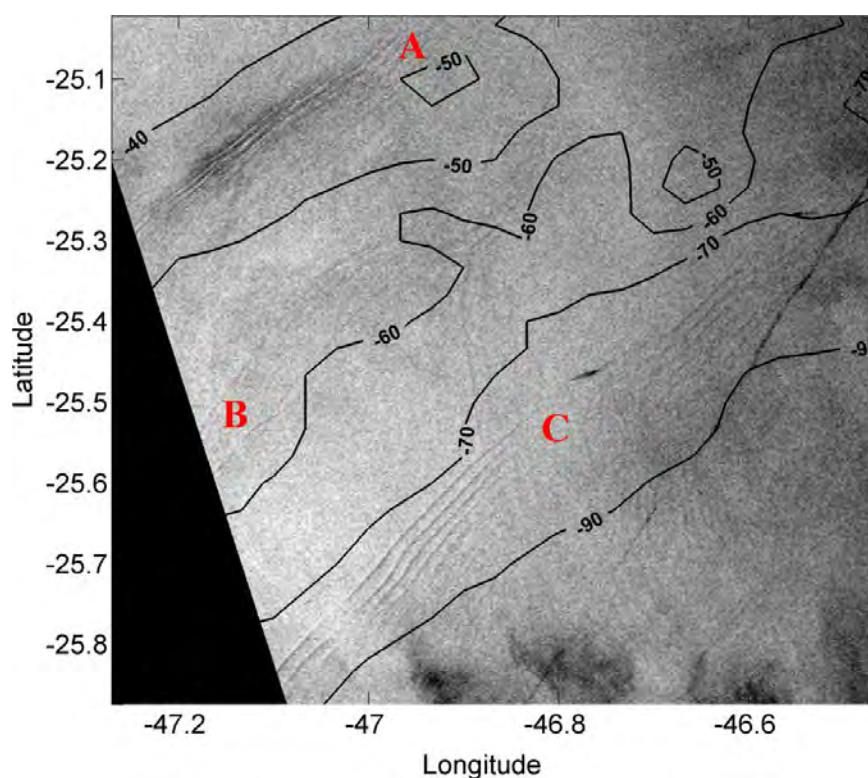


Figura 4.22 - Processo de inversão de polarização na imagem SAR. A) onda de elevação; B) onda de sinal fraco (transição); C) onda de depressão.

A Figura 4.23a apresenta mais de perto uma onda de elevação observada no dia 10/12/2010. A assinatura das OISs de elevação foi confirmada através de perfis de anomalia da intensidade que demonstravam claramente uma primeira banda escura (negativa) seguida de uma banda clara (positiva) (Figura 4.23b).

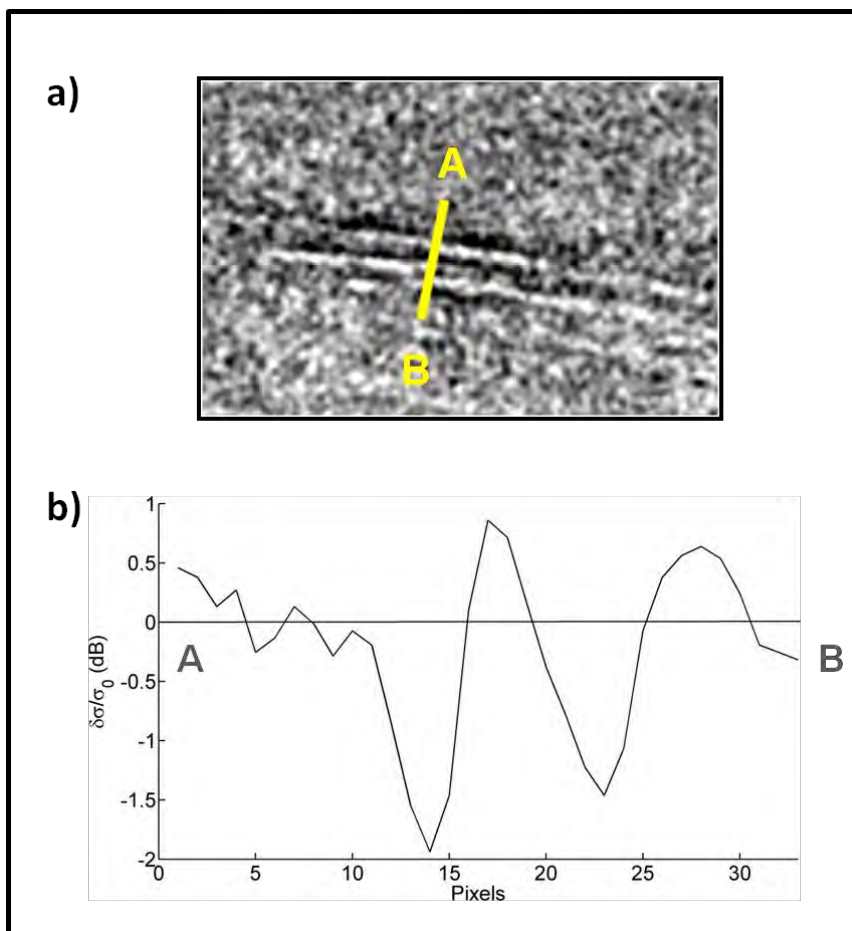


Figura 4.23 - OIS de elevação observada no dia 10/12/2010 (a), e respectivo perfil de anomalia do sinal (b) indicando assinatura escuro/claro.

A Tabela 4.3 apresenta as espessuras da camada superior (h_1) para um oceano em duas camadas, estimadas para cada uma das imagens através das ondas de elevação. Em geral h_1 foi estimada em torno de 30 m de profundidade, chegando a 50 m apenas para a imagem de dezembro. Estes valores são da mesma ordem de grandeza da climatologia de profundidade da piconclina para os relativos meses. Zhao et al., (2004) encontrou uma boa concordância entre dados medidos *in situ* e estimativas de profundidade de h_1 realizadas através de imagens SAR.

Tabela 4.3 – Dia, posição e profundidade média e estimada da picnoclina para cada imagem onde se observaram OISs de elevação.

Data	Longitude	Latitude	h_1 (m) estimado	h_1 (m) climatologia
21/10/2009	45,35°W	24,26°S	30	15
05/01/2010	47,15°W	25,20°S	30	25
29/03/2010	48,25°W	27,58°S	30	25
29/11/2010	48,24°W	27,88°S	30	40
10/12/2010	47,90°W	27,01°S	50	25

A Tabela 4.4 apresenta as estimativas de alguns parâmetros obtidos a partir das OISs de depressão selecionadas na área de estudo, conforme equações apresentadas na Seção 3.7. As medidas de comprimento de onda característico (λ) encontradas são maiores do que medidas obtidas por Zheng et al. (2001) para ondas na plataforma continental portuguesa ($\lambda_{max} = 180$ m) porém menores do que medidas obtidas para a plataforma continental do mar Sul da China ($\lambda_{max} = 1$ km) (ZHENG et al., 2001). Com tamanho de pixel de 75 m e comprimento de onda característico variando entre 189 e 379 m calcula-se um erro entre 20 e 40% na medida deste parâmetro. A resolução da imagem afeta a estimativa da amplitude das OISs, pois λ é elevado ao quadrado. As amplitudes das OISs variaram entre 1,3 e 12,9 m e quando comparadas com a amplitude limite (A_{lim}) nas condições determinadas se observou que estas ondas têm características de pequena a média amplitude. Para estas amplitudes a KdV representa as OISs melhor do que a eKdV (MICHALLET; BARTHELEMY, 1998). Ondas de amplitude similares às nossas já foram observadas por outros autores em imagens SAR (ZHENG et al., 2001; TEIXEIRA et al., 2006), porém estas amplitudes são pequenas considerando-se que as OISs podem passar de 90 m em algumas regiões do mundo (APEL et al., 1985). Em nosso trabalho não tivemos acesso a medidas *in situ* para comparação das amplitudes estimadas com a realidade da área de estudo.

A maior profundidade da picnoclina no dia 10 de dezembro de 2010 permitiu a observação de uma OIS de maior amplitude que gerou as maiores correntes horizontais estimadas, chegando a 21,3 cm/s na camada superior. Os valores de não-linearidade estimados (α_1) foram em geral inferiores aos encontrados por Teixeira et al. (2006) para OISs no Mar da China, porém nossos valores de dispersão (γ) foram em geral

superiores. Estas diferenças devem-se à maior profundidade total na área onde nós observamos as OISs. Segundo Ostrovsky e Stepanyants (1989) o alto coeficiente de dispersão gera uma velocidade de fase não linear, $C_{ph} \equiv \omega/k = c_0 - \gamma k^2$, que é função decrescente do número de onda. Embora γ seja muito maior que α_1 , a ordem de variação de C_{ph} com o comprimento de onda é semelhante à variação de C com a amplitude.

Pode-se observar pela Tabela 4.4 que as OISs na região transportam grandes quantidades de energia (E_T). Conforme observado por Osborne e Burch (1980) no mar de Andaman, este valor pode chegar a 10^{14} joules para uma crista de 100 km. O maior valor encontrado para nossas OISs foi de $6,7 \times 10^{10}$ joules, o que equivale a uma taxa de dissipação de aproximadamente 200 megawatts por um período $T = \lambda/c_0 \approx 5$ min. (i.e. $\approx 3,3$ megawatts por quilômetro de crista).

Tabela 4.4 – Valores estimados para parâmetros de onda e da coluna d'água

	A) 05 Jan. 2010		B) 29 Mar. 2010		C) 10 Dez. 2010
C (m/s)	0,7	0,64	0,74	0,82	0,87
H (m)	75	150	90	135	145
λ (m)	284	379	189	189	227
A (m)	2	1,3	4,5	5,8	12,9
A_{lim} (m)	7,5	45	15	37,5	22,5
$\Delta\rho_{norm}$	0,0027	0,0017	0,0023	0,0024	0,0021
c_0 (m/s)	0,69	0,63	0,71	0,77	0,82
U_{1max} (cm/s)	4,6	2,8	10,6	14,8	21,3
U_{2max} (cm/s)	-3,1	-0,7	-3,5	-3,3	-11,2
α_1	-0,011	-0,023	-0,023	-0,029	-0,011
γ	155,76	377,45	317,52	516,38	652,31
Comp. crista (km)	45	44	85	52	61
E_T (J)	$1,8 \times 10^9$	$5,2 \times 10^8$	10^{10}	10^{10}	$6,7 \times 10^{10}$

A Figura 4.24 apresenta os perfis de densidade climatológica para os meses de janeiro, março e dezembro para a região próxima das coordenadas indicadas na Tabela 4.3, e os modelos de duas camadas estimados. Para janeiro e março foram utilizadas as médias das anomalias de densidade normalizada estimadas ($\Delta\rho_{norm}$) e para dezembro o único valor disponível (Tabela 4.4). Estes valores foram multiplicados por um valor médio de densidade da água do mar de 1024 kg/m^3 . Ainda não existe um método para

calcular o modelo de duas camadas equivalente de um oceano com estratificação contínua (ZHAO et al., 2004), entretanto a Figura 4.24 mostra que de maneira geral nossas estimativas concordam razoavelmente bem com a climatologia.

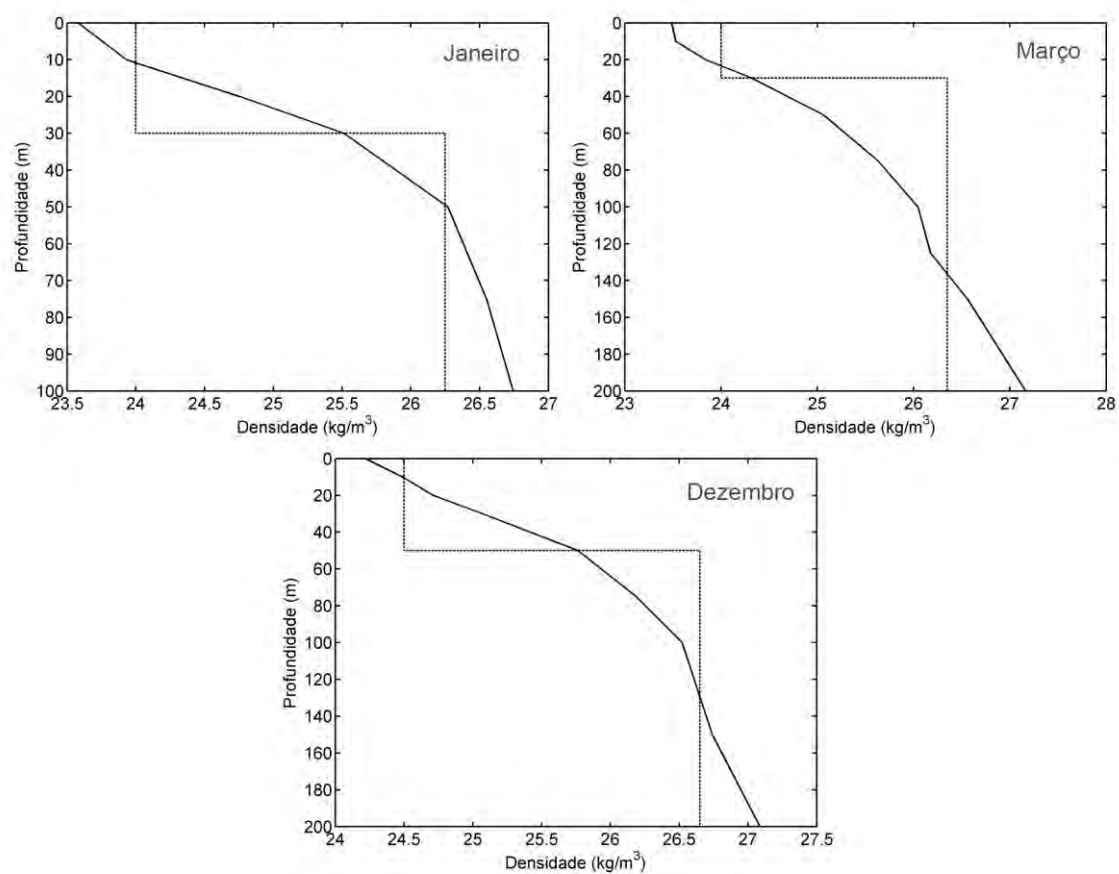


Figura 4.24 - Perfil de densidade climatológica para os meses de janeiro, março e dezembro. As linhas pontilhadas representam os modelos de duas camadas estimados.

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Um total de 264 imagens ENVISAT ASAR do período 2009-2010 foi utilizado para um estudo das características e variabilidade espaçotemporal das OISs na costa sudeste Brasileira. Cerca de 38% destas imagens continham alguma feição de OIS, um número considerável em comparação com outras regiões oceânicas. A Tabela 5.1 resume algumas das características médias das ondas internas e das condições ambientais na área de estudo.

Tabela 5.1 – Síntese da estatística de velocidade do vento, comprimento de onda dos três primeiros sólitons dos pacotes, comprimento de crista, comprimento de onda da Maré Interna (MI), velocidade de fase das OISs e profundidade da coluna d'água onde foram observadas as OISs.

	Média	Desvio Padrão	Máx.	Mín.
Velocidade do vento (ms^{-1})	4,4	2,1	11,43	0,66
1º comprimento de onda (km)	1,04	0,44	2,36	0,3
2º comprimento de onda (km)	0,9	0,42	2,11	0,22
3º comprimento de onda (km)	0,85	0,37	1,7	0,32
Comprimento da crista (km)	43,5	28	152,5	10,46
Comprimento de onda da MI (km)	28,6	6,94	46,57	14,4
Velocidade de fase das OISs (ms^{-1})	0,64	0,16	1,04	0,32
Profundidade (m)	111,4	50,9	509,3	14,2

A análise dos dados de escatêmetro indicou que ventos entre 4 e 5 ms^{-1} são ideais para o imageamento de OISs enquanto em ventos superiores a 10 ms^{-1} as mesmas raramente são visíveis, resultado da forte modulação do vento sobre as ondas de pequena escala (OUYANG et al., 2011). Em ventos entre 1 e 2 ms^{-1} um número considerável de OISs ainda foi observado, provavelmente como resultado da modulação de ondas de escala decimétrica. Em ventos mais fracos se observou uma amplitude de contraste ligeiramente maior na assinatura das OISs, entretanto, não foi possível associar o tipo de assinatura com a velocidade do vento devido ao pequeno número de amostras. Quanto a direção do vento, observou-se que quando este sopra na mesma direção das OISs estas apresentam assinaturas predominantemente negativas e duplas, passando a duplas e positivas quando o vento sopra na direção contrária das OISs.

Nossos resultados indicam também influência da direção de visada sobre o tipo de assinatura das OISs nas imagens. Assinaturas do tipo dupla predominam em todas as direções, porém um grande número de assinaturas positivas é observado para ondas em *range* se afastando do radar.

O verão foi o período em que o maior número de pacotes de OISs foi observado, com frequência três vezes superior ao observado no outono e inverno. O número de imagens com OISs variou entre 67% em Janeiro de 2010 a apenas 6% em Junho de 2010. A análise da climatologia da estratificação indicou um enfraquecimento da picnoclina no inverno, porém ao longo do ano esta mantém um regime moderado-forte. Esta estratificação é adequada para geração de OISs em todas as estações, como pudemos observar nas imagens, possibilitando inclusive o mecanismo de geração “local” das OISs graças à termoclina moderada.

Não foi possível identificar relação entre o ciclo de maré lunar (sizígia e quadratura) e a ocorrência de OISs, diferentemente de estudos realizados em outras regiões. Estimativas dos efeitos da dispersão de Coriolis indicaram que este não é significativo na área de estudo para impedir que as marés internas se desintegrem em OISs, mesmo durante o período de quadratura no inverno, quando as correntes de maré e a estratificação são mais fracas. Vale ressaltar que o maior número de OISs observadas durante a quadratura não significa necessariamente que elas ocorrem mais neste período, uma vez que sua observação depende também de condições ambientais e de imageamento do satélite e nossa base de dados pode não ser tão grande para minimizar estas variações.

As OISs estiveram em geral bem distribuídas na PCSE ao longo do ano. Ao norte de 22°S a concentração de OISs foi sempre baixa. Algumas características particulares desta região podem ter causado este resultado, como a estratificação mais fraca que na PCSE e os ventos mais intensos além da presença da corrente do Brasil na plataforma continental externa que pode atuar como uma barreira à propagação das marés internas. Durante o outono e inverno a concentração de OISs a sul de 28,5°S também foi baixa. Embora nesta região houvesse uma falta de dados significativa para o

período podemos levantar a hipótese de que a pluma do Rio da Prata previne a geração de OISs na região através da formação de uma termoclina invertida.

Utilizando a divisão da PCSE estabelecida por Castro (1996) verificamos que durante o verão 74% das OISs se concentram na PCE, e 26% na PCM. Durante o inverno 84% das OISs estiveram na PCE contra 9% na estreita PCM. Poucos casos de OISs foram observados na PCI, o que está de acordo com a afirmação de Castro (1996) de que esta região é verticalmente homogênea o ano todo. A grande quantidade de OISs encontrada na PCE é resultado da termoclina permanente nesta região enquanto na PCM uma termoclina sazonal é encontrada apenas no verão explicando a porcentagem de OISs observada no mesmo período.

A maior parte das OISs foi observada se propagando em direção à costa, ortogonalmente às isóbatas, estando separadas tipicamente por distâncias da ordem do comprimento de onda das marés internas (~10-50 km). Estas características, associadas com os valores mais altos da forçante barotrópica entre as isóbatas de 200 e 500 m, indicam que estas são OISs tipicamente geradas pela maré barotrópica na quebra de plataforma.

A velocidade de fase média das OISs foi ligeiramente maior durante o verão do que durante o outono devido à maior intensidade da termoclina e os comprimentos de onda em média diminuíram da frente para trás dos pacotes em resposta ao efeito da não linearidade que concentra os sólitons de maior amplitude, velocidade e comprimento de onda na frente dos pacotes.

Neste trabalho, o processo de inversão de polarização pôde ser confirmado pela primeira vez na costa brasileira através de imagens de satélite. Este processo se mostrou bastante raro, com cerca de um pacote de OISs de elevação para cada 63 de depressão. Estas OISs foram observadas durante a primavera e verão entre 24°S e 28°S. A concentração das OISs de elevação na PCM seguidas por pacotes de OISs de depressão em águas mais profundas indica que o processo de inversão de polarização ocorre com a influência da batimetria. OISs de elevação não foram observadas no inverno uma vez que a PCM se apresenta homogênea neste período.

Valores de profundidade da termoclina para um modelo de duas camadas e diferenças de densidade entre as camadas puderam ser estimados a partir das assinaturas das OISs de elevação nas imagens. Os resultados obtidos estão coerentes com os valores da climatologia mensal de estratificação. As amplitudes estimadas das OISs na região de estudo apresentaram características entre pequenas e médias, em comparação com a máxima amplitude atingível e também com outras regiões oceânicas, chegando a 12,9 m com corrente de superfície de 21,3 cm/s. Imagens com melhores resoluções espaciais podem fornecer melhores estimativas de amplitude e corrente das OISs, portanto sua utilização é recomendada. Estas mesmas ondas se mostraram muito energéticas, sendo possível que grande quantidade da energia associada com as OISs pode estar sendo dissipada sobre a plataforma continental. Seria desejável uma investigação sobre o efeito dessa dissipação de energia sobre aspectos biológicos e físicos na região de estudo.

Embora a costa sudeste brasileira não seja uma região alta taxa de energia de maré interna (BAINES, 1982) e apesar da presença de uma corrente de contorno oeste, a corrente do Brasil, a análise das imagens ASAR revelou um grande número de OISs na área de estudo, com observações mesmo durante o inverno, mostrando que as OISs desempenham um papel importante na dinâmica local. No Brasil a região próxima a foz do Amazonas é apresentada como a terceira região mais importante do planeta para o fluxo global de energia de maré interna (BAINES, 1982). Esta característica associada à baixa latitude e à pluma do Rio Amazonas torna esta região de grande interesse para estudos de ondas internas solitárias. É possível que nesta região outros mecanismos de geração de OISs sejam relevantes, como já tem sido observado em outras regiões onde há desague de grandes rios (NASH; MOUM, 2005).

Como recomendação final, sugerimos que um projeto de pesquisa seja conduzido para o estudo de OISs em águas costeiras brasileiras, que contemple além de um conjunto de imagens SAR, a aquisição de séries temporais de temperatura (e salinidade se possível), em várias profundidades por meio de cadeias de termistores e com alta resolução temporal e, de preferência com algumas cadeias de termistores operando simultaneamente em dois, ou mais locais em uma seção normal à plataforma

para capturar a passagem de algumas OISs. A resolução temporal das séries de temperatura deve ser no mínimo da ordem de 5 minutos para bem resolver as variações temporais das isotérmicas (ou isopictais) associadas à passagem das OISs. Se possível, essas cadeias de termistores deveriam operar durante as fases de sizígia e quadratura e durante um período no verão e outro no inverno.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALPERS, W. Theory of radar imaging of internal waves. **Nature**, v. 314, n. 6008, p. 245-247, mar. 1985.

ALPERS, W.; HUANG, W. On the discrimination of radar signatures of atmospheric gravity waves and oceanic internal waves on synthetic aperture radar images of the sea surface. **IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing**. v. 49, n. 3, p. 1114-1126, 2011.

APEL, J.R. **Principles of ocean physics**. London: Academic Press, 1987. v. 38. 654 p.

APEL, J.R. Oceanic internal waves and solitons. In, JACKSON, C. R.; APEL, J.R. (Ed.). **Synthetic Aperture Radar marine user's manual**. Silver Spring, MD: National Oceanic and Atmospheric Administration, 2004. cap. 7, p. 189-207

APEL, J.R. A new analytical model for internal solitons in the ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 33, n. 11, p. 2247-2269, 2003.

APEL, J.R.; GONZALEZ, F.I. Non-linear features of internal waves off baja california as observed from the seasat imaging radar. **Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres**. v. 88, n. C7, p. 4459-4466, 1983.

APEL, J.R.; HOLBROOK, J.R.; LIU, A.K.; TSAI, J.J. The Sulu Sea internal soliton experiment. **Journal of Physical Oceanography**, v. 15, p. 1625-1651, 1985.

ASSIREU, A.T. **Estudo das características cinemáticas e dinâmicas das águas de superfície do Atlântico Sul Ocidental a partir de derivadores rastreados por satélite**. 2003, 174 p. Tese (Doutorado em oceanografia física) – Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2003.

AZEVEDO, A.; CORREIA, S.; DA SILVA, J.C.B.; NEW, A.L. Hot-spots of internal wave activity off Iberia revealed by multisensor remote sensing satellite observations - SPOTIWAVE. In: WORKSHOP ON COASTAL AND MARINE APPLICATIONS OF SAR, 2, 2004, Svalbard, Noruega, **Proceedings...** Noordwijk: ESA Publications Division/ESTEC, 2004. p. 125-132.

AZEVEDO, A.; DA SILVA, J.C.B.; NEW, A.L. On the generation and propagation of internal solitary waves in the southern Bay of Biscay. **Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers**, v. 53, n. 6, p. 927-941, 2006.

BABU, S.V.; RAO, A.D. Mixing in the surface layers in association with internal waves during winter in the northwestern Bay of Bengal. **Natural Hazards**, v. 57, n. 3, p. 551-562, 2011.

BAINES, P.G. On internal tide generation models. **Deep-Sea Research**. v. 29, n. 3, p. 307–338, 1982.

BRANDT, P.; RUBINO, A.; ROMEISER, R. On the determination of characteristics of the interior ocean dynamics from radar signatures of internal solitary waves. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. C12, p. 30039-30045, 1999

CASTRO, B.M. **Correntes e massas d'água da Plataforma Continental Norte de São Paulo**. 1996, 248 p,. Tese de Livre-Docência, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

CASTRO, B.M.; LORENZZETTI, 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. D. B.; MADUREIRA, L. S-P. (orgs.). **O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na região sudeste-sul do Brasil**. São Paulo, SP: Edusp, 2006. cap. 1, p. 11-120.

CASTRO FILHO, B.M.; MIRANDA, L.B. Physical oceanography of the Western Atlantic Continental Shelf located between 4°N and 34°S coastal segment. In: ROBINSON, A. R., BRINK, K. H. (Eds.), **The Sea: the global coastal ocean**. New York: Harvard University Press, 1998. v. 11, p. 209–251.

CHIN-BING, S.A.; WARN-VARNAS, A.; KING, D.B.; HAWKINS, J.; LAMB, K. Effects on acoustics caused by ocean solitons, Part B: Acoustics. **Nonlinear analysis: Theory, Methods, & Applications**, v. 71, n. 12, p. 2194-2204, 2009.

CHONG, J.; LI, F.; OUYANG, Y. Simulation study on SAR imaging of internal solitary wave polarity conversion process. **International Journal of Remote Sensing**, v. 31, n. 17 e 18, p. 4887-4896, set. 2010.

CLARO, M.S. **Extração do campo de vento na bacia de Campos, RJ, a partir de imagens ENVISAT/ ASAR**. 115 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2007.

DA SILVA, J.C.B. **Remote sensing of internal wave breaking**. 2010. 1 fotografia. Disponível em: <http://www-meca.ujf-grenoble.fr/master-MEI/EFM/Sujets/Da_Silva_Project_Proposal_MasterEFM.pdf> Acesso em: 18 jan. 2012.

DA SILVA, J.C.B.; ARAUJO, I.B.; ERMAKOV, S.A.; ROBINSON, I.S. On the role of wind direction in ERS SAR signatures of internal waves on the Iberian shelf. In: INTERNATIONAL GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING SYMPOSIUM (IGARSS'00), 2000, Honolulu, HI. **Proceedings...** Honolulu: IEEE, 2000. v. 3, p. 1075-1077.

DA SILVA, J.C.B.; ERMAKOV, S.; ROBINSON, I.S. The character of short-period internal wave ERS SAR signatures at very low wind speeds. In: ERS SYMPOSIUM ON SPACE AT THE SERVICE OF OUR ENVIRONMENT, 3, 1997, Florença, Italy.

Proceedings... Disponível em:

<<http://articles.adsabs.harvard.edu/full/1997ESASP.414.1305D>>. Acesso em: 08 fev. 2012.

DA SILVA, J.C.B.; ERMAKOV, S.A.; ROBINSON I.S. **Satellite radar signatures of oceanic internal waves**. 2001. Disponível em:

<<http://www.mariecurie.org/annals/volume1/dasilva.pdf>> Acesso em: 23 jan. 2011.

DA SILVA, J.C.B.; ERMAKOV, S.A.; ROBINSON, I.S.; JEANS, D.R.G.; KIJASHKO S.V. Role of surface films in ERS SAR signatures of internal waves on the shelf. I. Short-period internal waves. **Journal of Geophysical Research**, v.103, n. C4, p. 8009-8031, 1998.

DA SILVA, J.C.B.; NEW, A.L.; MAGALHAES, J.M. Internal solitary waves in the Mozambique Channel: Observations and interpretation. **Journal of Geophysical Research-Oceans**, v. 114, n. C05, 12 p. 2009.

DOKKEN, S.T.; RICHARD, O.; WAHL, T.; TANTILLO, M.V. Identification and characterization of internal waves in SAR images along the coast of Norway. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 14, p. 2803-2806, 2001

EGBERT, G., EROFEEVA, S., 2002. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. **Journal of Oceanic and Atmospheric Technology**. v. 19, n. 2, p. 183–204.

EGBERT, D.G.; RAY, R.D. Semi-diurnal and diurnal tidal dissipation from TOPEX/Poseidon altimetry. **Geophysical Research Letters**. v. 30, n. 17, p. 1907-1910. 2003.

ELACHI, C.; ZYL, J.V. **Introduction to the physics and techniques of remote sensing**. 2. ed. Hoboken, New Jersey: John Wiley & Sons, 2006. 562 p.

ERMAKOV, S.A.; DA SILVA, J.C.B.; ROBINSON, I.S. Role of surface films in ERS SARsignatures of internal waves on the shelf, 2: Internal tidal waves. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. C4, p. 8033–8043, 1998.

EUROPEAN SPACE AGENCY (ESA). **ASAR product handbook**, 2007. 554 p. Disponível em: <<http://envisat.esa.int/handbooks/asar/>> Acesso em: 17 Jan. 2011.

FERNANDES, A.M. **Dinâmica baroclínica da corrente do Brasil na região sudeste**. 2001. 126 p. Dissertação (Mestrado em oceanografia física). Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2001.

- FU, L-L.; HOLT, B. Internal waves in the gulf of California: observations from a spaceborn radar. **Journal of Geophysical Research**, v. 89, n. C2, p. 2053-2060, Mar. 1984.
- GERKEMA, T. A unified model for the generation and fission of internal tides in a rotating ocean. **Journal of Marine Research**. v. 54, n 3, p. 421-450, 1996
- GERKEMA, T. Internal and interfacial tides: beam scattering and local generation of solitary waves, **Journal of Marine Research**, v. 59, p. 227-255, 2001.
- GERKEMA, T. Development of internal solitary waves in various thermocline regimes – a multi-modal approach. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 10, p. 397-405, 2003.
- GERKEMA, T.; ZIMMERMAN, J.T.F. Generation of nonlinear internal tides and solitary waves. **Journal of Physical Oceanography**, v. 25, p. 1081-1094, 1995.
- HELFRICH, K.R.; MELVILLE, W.K. Long nonlinear internal waves. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 38, p. 395-425, 2006.
- HOLLIGAN, P.M.; PINGREE, R.D.; MARDELL, G.T. Oceanic solitons, nutrient pulses and phytoplankton growth. **Nature**, v. 314, p. 348–350, 1985.
- HOLLOWAY, P.E. Internal hydraulic jumps and solitons at a shelf break region on the Australian North West Shelf. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. C5, p. 5405-5416, 1987.
- HOLT, B. SAR imaging of the ocean surface. In: JACKSON, C.R.; APEL, J.R. (Ed.). **Synthetic Aperture Radar marine user's manual**. Silver Spring, MD: National Oceanic and Atmospheric Administration, 2004. cap. 1, p. 1-25.
- HSU, M.K.; LIU, A.K. **Nonlinear internal waves in the South China Sea**. 2003. Disponível em: <<http://ivy3.epa.gov.tw/OMISAR/Data/OMISAR/wksp.mtg/WOM11/WOM11%20paper/02-1530HSU.htm>> Acesso em: 09 jan. 2012.
- HUANG, W.; JOHANNESSEN, J.; ALPERS, W. Spatial and temporal variations of internal wave sea surface signatures in the northern south china sea studied by spaceborn SAR imagery. In: SeaSAR, 2, 2008, Frascati, Italy. **Proceedings...** Noordwijk: ESA-ESRIN, 2008.
- HUTHNANCE, J.M. Circulation, exchange and water masses at the ocean margin: the role of physical processes at the shelf edge. **Progress in Oceanography**, v. 35, p. 353-431, 1995.

JACKSON, C.R. **An atlas of internal solitary-like waves and their properties**. Ed. 2. Alexandria, VA: Global Ocean Associates. 2004. 559 p. Disponível em: <http://www.internalwaveatlas.com/Atlas2_index.html> Acesso em: 25 jan. 2011

JEANS, D.R.G.; SHERWIN, T.J. The variability of strongly non-linear solitary waves observed during an upwelling season on the Portuguese shelf. **Continental Shelf Research**, v. 21, p. 1855-1878, 2001.

JENSEN, J. **Remote sensing of the environment: an earth resource perspective**. NJ: Prentice Hall, 2007. 608 p.

JUSTUS, C.G.; HARGRAVES, W.R.; MIKHAIL, A.; GRABER, D. Methods for estimating wind speed frequency distributions. **Journal of Applied Meteorology**. v. 17, p. 350–353, 1978.

KANTHA, L.H.; TIERNEY, C.C. Global baroclinic tides. **Progress in Oceanography**, v. 40, p. 163-178, 1997

KORTEWEG, D.J.; DE VRIES, G. On the change of form of long waves advancing in a rectangular canal, and on a new type of long stationary waves. **Philosophical Magazine**, v. 39, p. 422–443, 1895.

LEE, S.E.; POTTIER, E. **Polarimetric radar imaging: from basics to applications**. Boca Raton, USA: CRC Press, 2009, 398 p.

LIU, A.K.; CHANG, Y.S.; HSU, M-K.; LIANG, N.K. Evolution of nonlinear internal waves in the East and South China Seas. **Journal of Geophysical Research-Oceans**. v. 103, n. C4, p. 7995-8008, 1998.

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, n. 17, p. 2061-2068, 2009.

MCDUGALL, T.J.; BARKER, P.M. **Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox**. 2011, 28 p. ISBN 978-0-646-55621-5.

MERRIFIELD, M.A.; HOLLOWAY, P.E. Model estimates of M2 internal tide energetics at the Hawaiian Ridge. **Journal of Geophysical Research**. v. 107, n. C8, 3179, 2002

MICHALLET, H.; BARTHELEMY, E. Experimental study of interfacial solitary waves. **Journal of Fluid Mechanics**. v. 366, p. 159–177, 1998.

- MOLLER JR., O.O.; PIOLA, A.R.; FREITAS, A.C.; CAMPOS, E.J.D. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. **Continental Shelf Research**, v. 28, n. 13, p. 1607-1624, 2008.
- MUNK, W.; WUNSCH, C. Abyssal recipes II. **Deep-Sea Research I**, v. 45, n. 12, p. 1976-2009, 1998.
- NASH, J.D.; MOUM, J.N. River plumes as a source of large-amplitude internal waves in the coastal ocean. **Nature**, v. 437, p. 400-403, jun. 2005.
- NEW, A.L.; DA SILVA, J.C.B. Remote-sensing evidence for the local generation of internal soliton packets in the central Bay of Biscay, **Deep-Sea Research I**, v. 49, p. 915-934, 2002.
- NEW, A.L.; PINGREE, R.D. An intercomparison of internal solitary waves in the Bay of Biscay and resulting from Korteweg-de Vries-type theory, **Progress in Oceanography**, v. 45, n. 1, p. 1-38, 2000.
- OSBORNE, A.R. **Nonlinear ocean waves and the inverse scattering transform**. 1. ed. USA: Academic Press, 2010. v. 97, 944 p.
- OSBORNE, A.R.; BURCH, T.L. Internal solitons in the Andaman Sea. **Science**, v. 208, n. 4443, p. 451-460, 1980.
- OSTROVSKY, L.A.; STEPANYANTS, Y.A. Do internal solitons exist in the ocean? **Reviews of Geophysics**, v. 27, n. 3, p. 293-310, 1989.
- OUYANG, Y.; CHONG, J.; WU, Y.; ZHU, M. Simulation Studies of Internal Waves in SAR Images Under Different SAR and Wind Field Conditions. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 49, n. 5, 1734-1743, 2011.
- PAES, L.P. **Deteção de alvos na superfície do mar utilizando imagens SAR orbitais**. 162 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2009.
- PEREIRA, A.F.; CASTRO, B.M. Internal tides in the southwestern Atlantic off Brazil: Observations and numerical modeling. **Journal of Physical Oceanography**, v. 37, p. 1512-1526, 2007.
- PEREIRA, A.F.; CASTRO, B.M.; CALADO, L.; SILVEIRA, I.C.A. Numerical simulation of M2 internal tides in the South Brazil Bight and their interaction with the Brazil Current. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, 17 p., 2007.
- PINGREE, R.D.; GRIFFITHS, D.K.; MARDELL, G.T. The structure of the internal tide at the Celtic Sea shelf break. **Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom**, v. 64, p. 99-113, 1983.

PINGREE, R.D.; MARDELL, G.T. Solitary internal waves in the Celtic Sea. **Progress in Oceanography**. v. 14, p. 431-441, 1985.

PIOLA, A.R.; MÖLLER JR, O.O.; GUERRERO, R.A.; CAMPOS, E.J.D. Variability of the subtropical shelf front off eastern South America: Winter 2003 and summer 2004. **Continental Shelf Research**. v. 28, n. 13, p. 1639-1648, 2008.

QUARESMA, L.S. **Observação de ondas internas não-lineares geradas sobre o canhão submarino de nazaré**. 2006, 112 p. Dissertação (Mestrado em Ciências Geofísicas – Oceanografia) - Universidade de Lisboa, Lisboa, 2006.

QUARESMA, L.S.; VITORINO, J.; OLIVEIRA, A.; DA SILVA, J.C.B. Evidence of sediment resuspension by nonlinear internal waves on the western Portuguese mid-shelf. **Marine Geology**, v. 246, p. 123-143, 2007.

ROBINSON, I.S. **Measuring the oceans from space**: the principles and methods of satellite oceanography. Chichester, UK: Springer Praxis Publishing, 2004. 669 p.

ROBINSON, I.S.; DA SILVA, J.C.B. Internal waves. In: ROBINSON, I. S. **Discovering the ocean from space**: The unique applications of satellite oceanography. Berlin: Springer-Praxis, 2010. cap. 12, p. 453-483.

RODENAS, J.A.; GARELLO, R. Internal wave detection and location in SAR images using wavelet transform. **IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing**. v. 36, n. 5, 1998.

RUSSELL, J.S. Report to committee on waves. Meeting of the British Association for the Advancement of Science, 7, 1838, Liverpool, United Kingdom. **Proceedings...**, UK: British Association for the Advancement of Science, 1838. p. 417-496.

SANDSTROM, H.; ELLIOT, J. A. Internal tide and solitons on the Scotian Shelf: A nutrient pump at work. **Journal of Geophysical Research**. v. 89, n. C4, p. 6415–6426, 1984.

SILVEIRA, I.C.A. **O sistema corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ**. 2006. 160 p. Tese de Livre-Docência. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico, São Paulo, 2006.

SILVEIRA, I.C.A.; MIRANDA, L.B.; BROWN, W.S. On the origin of the North Brazil current. **Journal of Geophysical Research**. v. 99, n. C11, p. 22501-22512, 1994.

SIMONIN, D.; TATNALL, A.R.; ROBINSON, I.S. The automated detection and recognition of internal waves. **International Journal of Remote Sensing**, v. 30, n. 17, p. 4581-4598. 2009.

SMALL, J.; HALLOCK, Z.; PAVEY, G.; SCOTT, J. Observations of large amplitude internal waves at the Malin Shelf edge during SESAME 1995. **Continental Shelf Research**, v. 19, n. 11, p. 1389-1436, 1999.

SKOLNIK, M.I. **Introduction to radar systems**. 3. ed. New York: McGraw-Hill Book Company, 2001.

SMYTH, N.F.; HOLLOWAY, P.E. Hydraulic jump and undular bore formation on a shelf break. **Journal of Physical Oceanography**, v. 18, p. 947-962, 1988.

STAQUET, C.; SOMMERIA, J. Internal Gravity Waves: From Instabilities to Turbulence. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 34, p. 559-593, 2002.

STECH, J.L.; LORENZZETTI, J.A. The response of the Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n.C6, p. 9507-9520, 1992.

STRAMMA, L. Geostrophic transport of the south equatorial current in the atlantic. **Journal of Marine Research**, v. 49, n. 2, p. 281-294, Maio 1991.

TEIXEIRA, M.; WARN-VARNAS, A.; APEL, J.; HAWKINS, J. Analytical and observational studies of internal solitary waves in the Yellow Sea. **Journal of Coastal Research**, v. 22, n. 6, p. 1403-1416, nov. 2006.

TELLO, M.; LOPEZ-MARTINEZ, C.; MALLORQUI, J.J. Automatic extraction of linear features in SAR images by means of the wavelet transform. In: ENVISAT SYMPOSIUM, 2007, Montreux, Switzerland. **Proceedings....**, ESA, 2007. Disponível em: <<http://envisat.esa.int/envisatsymposium/proceedings/sessions/5G2/463486te.pdf>> Acesso em: 23 Abr. 2012.

VLASENKO, V.; HUTTER, K. Numerical Experiments on the Breaking of Solitary Internal Waves over a Slope–Shelf Topography. **Journal of Physical Oceanography**, v. 32, p. 1779-1793, 2002.

HERNÁNDEZ-WALLS, R., ESQUIVEL-TRAVA, B. Mejoramiento de ondas internas en imágenes SAR usando en forma combinada las transformadas Radon y Wavelets (1-D). In: GÁMEZ, B.; OJEDA, D.; LARRAZÁBAL, G.; CERRALOZA, C. (Ed.). **Simulación y modelado en ingeniería y ciencias**. 2006. p. 57-62. Disponível em: <http://cienciasmarinas.ens.uabc.mx/~rwalls/CIMENICS_MP2006.pdf> Acesso em: 23 Abr. 2012.

ZEMBRUSKI, S.G. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In: CHAVES, H. A. F. (Ed.). **Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das áreas oceânicas adjacentes**. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1979. cap. 7, p. 129-177.

ZHAO, Z.; KLEMAS, V.; ZHENG, Q.; LI, X.; YAN, X-H. Estimating parameters of a two layer stratified ocean from polarity conversion of internal solitary waves observed in satellite SAR images. **Remote Sensing of Environment**, v. 92, n. 2, p. 276-287. ago. 2004.

ZHENG, Q.; YUAN, Y.; KLEMAS, V.; YAN, X-H. Theoretical expression for an ocean internal soliton synthetic aperture radar image and determination of the soliton characteristic half width. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. C11, p. 31415-31423, dez. 2001.

APÊNDICE A

Tabela indicando data, hora (UTC) e coordenada geográfica em que cada pacote de OIS foi identificado nas imagens

Data	Hora	Long	Lat	Data	Hora	Long	Lat
17/01/2009	01:26	-45.12	-24.17	05/10/2009	01:24	-43.84	-24.08
17/01/2009	01:26	-45.18	-24.06	21/10/2009	12:30	-45.35	-24.27
17/01/2009	01:26	-45.67	-24.30	21/10/2009	12:30	-45.23	-24.52
17/01/2009	01:26	-44.07	-24.09	28/10/2009	12:07	-41.62	-23.35
17/01/2009	01:26	-44.18	-23.92	06/11/2009	12:26	-46.54	-25.50
17/01/2009	01:26	-43.87	-24.10	06/11/2009	12:26	-46.66	-25.40
17/01/2009	01:26	-43.87	-24.19	06/11/2009	12:26	-44.29	-24.01
17/01/2009	01:26	-43.98	-23.66	06/11/2009	12:26	-43.90	-23.89
17/01/2009	01:26	-45.10	-24.70	06/11/2009	12:26	-44.35	-23.61
17/01/2009	01:26	-44.80	-24.73	06/11/2009	12:26	-43.69	-23.43
17/01/2009	01:26	-44.76	-24.85	06/11/2009	12:26	-43.73	-24.06
17/01/2009	01:26	-44.95	-25.04	06/11/2009	12:26	-43.72	-23.22
17/01/2009	01:26	-44.94	-24.89	09/11/2009	01:24	-44.99	-24.38
17/01/2009	12:36	-49.20	-29.09	09/11/2009	01:24	-45.23	-24.25
17/01/2009	12:36	-49.12	-29.08	09/11/2009	01:24	-44.72	-24.39
30/01/2009	12:26	-43.19	-23.51	09/11/2009	01:24	-45.29	-24.06
30/01/2009	12:26	-43.43	-23.65	09/11/2009	01:24	-45.34	-23.97
30/01/2009	12:26	-43.57	-23.73	09/11/2009	01:24	-44.92	-23.71
30/01/2009	12:26	-43.67	-23.53	09/11/2009	01:24	-44.88	-23.59
30/01/2009	12:26	-44.01	-24.02	16/11/2009	12:10	-41.62	-23.21
30/01/2009	12:26	-43.81	-24.01	16/11/2009	12:10	-41.50	-23.14
30/01/2009	12:26	-45.08	-24.96	16/11/2009	12:10	-41.37	-23.09
30/01/2009	12:26	-44.99	-24.24	16/11/2009	12:10	-41.27	-23.13
30/01/2009	12:26	-44.82	-24.36	16/11/2009	12:10	-41.42	-23.10
30/01/2009	12:26	-44.17	-23.81	16/11/2009	12:10	-40.26	-22.20
16/09/2009	01:21	-41.98	-23.27	16/11/2009	12:10	-40.37	-22.16
16/09/2009	01:21	-41.83	-23.64	25/11/2009	01:21	-42.76	-23.63
16/09/2009	01:21	-41.89	-23.55	25/11/2009	01:21	-42.97	-23.60
16/09/2009	01:21	-41.84	-23.47	25/11/2009	12:30	-47.73	-27.46
16/09/2009	01:21	-42.45	-23.53	25/11/2009	12:30	-47.42	-26.83
16/09/2009	01:21	-42.06	-23.54	07/12/2009	01:43	-48.21	-27.95
16/09/2009	01:21	-43.72	-23.92	07/12/2009	01:43	-47.54	-28.15
16/09/2009	01:21	-43.55	-23.73	14/12/2009	12:32	-45.55	-25.47
19/09/2009	01:26	-44.26	-23.84	14/12/2009	12:32	-45.43	-25.55
19/09/2009	01:26	-43.83	-23.93	14/12/2009	12:32	-45.34	-25.46
19/09/2009	01:26	-43.71	-23.93	14/12/2009	12:32	-46.00	-26.21
19/09/2009	01:26	-43.93	-24.08	14/12/2009	12:32	-45.80	-25.59
19/09/2009	01:26	-43.87	-23.95	continua			

Data	Hora	Long	Lat	Data	Hora	Long	Lat
14/12/2009	12:32	-45.30	-25.65	02/01/2010	01:26	-43.81	-23.46
18/12/2009	12:05	-40.35	-22.28	02/01/2010	01:26	-45.76	-25.11
27/12/2009	12:24	-46.40	-25.23	02/01/2010	01:26	-45.40	-24.97
27/12/2009	12:24	-46.30	-25.56	05/01/2010	01:32	-44.18	-24.17
27/12/2009	12:24	-45.17	-24.56	05/01/2010	01:32	-46.66	-25.42
27/12/2009	12:24	-44.56	-24.51	05/01/2010	01:32	-47.15	-25.21
30/12/2009	01:21	-43.17	-23.60	05/01/2010	01:32	-46.98	-25.72
30/12/2009	01:21	-42.99	-23.36	05/01/2010	01:32	-46.90	-26.18
30/12/2009	01:21	-43.26	-23.16	05/01/2010	01:32	-46.62	-26.22
30/12/2009	01:21	-43.03	-23.25	05/01/2010	01:32	-47.03	-25.37
30/12/2009	01:21	-43.76	-23.80	09/01/2010	01:07	-41.12	-23.15
30/12/2009	01:21	-43.73	-23.87	11/01/2010	01:44	-47.32	-26.30
30/12/2009	01:21	-43.80	-24.00	11/01/2010	01:44	-47.78	-27.80
30/12/2009	01:21	-43.45	-23.77	11/01/2010	01:44	-47.89	-27.75
30/12/2009	01:21	-42.97	-23.27	11/01/2010	01:44	-48.21	-27.68
30/12/2009	01:21	-43.03	-23.32	11/01/2010	01:44	-48.29	-27.88
30/12/2009	01:21	-44.18	-24.09	11/01/2010	01:44	-48.31	-27.79
30/12/2009	01:21	-44.42	-23.98	11/01/2010	01:44	-48.40	-27.91
30/12/2009	01:21	-44.49	-23.97	12/01/2010	01:13	-41.38	-23.16
30/12/2009	01:21	-44.24	-23.93	12/01/2010	01:13	-41.45	-23.31
30/12/2009	12:30	-46.75	-25.37	21/01/2010	01:29	-44.54	-24.11
30/12/2009	12:30	-46.26	-25.92	21/01/2010	01:29	-44.66	-24.39
30/12/2009	12:30	-46.40	-25.53	21/01/2010	01:29	-45.04	-25.16
30/12/2009	12:30	-46.15	-25.09	21/01/2010	01:29	-45.11	-25.13
30/12/2009	12:30	-45.64	-24.58	21/01/2010	01:29	-45.19	-24.78
30/12/2009	12:30	-45.97	-25.00	21/01/2010	01:29	-45.60	-24.73
30/12/2009	12:30	-45.82	-25.29	21/01/2010	01:29	-45.87	-24.56
30/12/2009	12:30	-45.46	-24.88	21/01/2010	01:29	-45.53	-25.19
30/12/2009	12:30	-45.28	-24.74	21/01/2010	01:29	-45.66	-25.07
30/12/2009	12:30	-45.16	-24.58	21/01/2010	01:29	-45.01	-25.06
30/12/2009	12:30	-45.07	-24.65	21/01/2010	01:29	-46.27	-26.05
30/12/2009	12:30	-45.08	-25.10	21/01/2010	12:38	-47.10	-25.84
30/12/2009	12:30	-45.24	-25.17	21/01/2010	12:38	-47.58	-26.86
30/12/2009	12:30	-44.87	-24.85	21/01/2010	12:38	-46.20	-25.87
30/12/2009	12:30	-46.11	-24.84	25/01/2010	12:11	-41.05	-22.39
30/12/2009	12:30	-46.61	-24.75	25/01/2010	12:11	-40.95	-22.67
02/01/2010	01:26	-43.09	-23.24	25/01/2010	12:11	-41.25	-23.19
02/01/2010	01:26	-43.45	-23.69	25/01/2010	12:11	-41.39	-23.34
02/01/2010	01:26	-43.68	-23.99	25/01/2010	12:11	-41.63	-23.58
02/01/2010	01:26	-43.70	-23.58	27/01/2010	01:41	-46.27	-26.47
02/01/2010	01:26	-43.58	-23.23	27/01/2010	01:41	-47.12	-26.34
02/01/2010	01:26	-44.05	-24.11	27/01/2010	01:41	-47.64	-27.85
02/01/2010	01:26	-44.12	-24.09	27/01/2010	01:41	-48.30	-27.92
02/01/2010	01:26	-43.98	-24.12	27/01/2010	01:41	-46.90	-26.41
02/01/2010	01:26	-44.04	-23.61	continua			

Data	Hora	Long	Lat	Data	Hora	Long	Lat
28/01/2010	12:16	-41.53	-23.64	07/03/2010	01:13	-41.59	-23.13
28/01/2010	12:16	-41.49	-23.37	07/03/2010	01:13	-42.96	-23.24
28/01/2010	12:16	-41.36	-23.28	10/03/2010	01:19	-42.87	-23.23
28/01/2010	12:16	-41.48	-23.14	10/03/2010	12:31	-48.10	-27.72
30/01/2010	01:47	-46.60	-26.02	10/03/2010	12:31	-47.74	-27.75
30/01/2010	01:47	-46.59	-26.25	20/03/2010	12:13	-40.92	-22.48
30/01/2010	01:47	-47.09	-26.61	20/03/2010	12:13	-43.05	-23.38
30/01/2010	01:47	-47.41	-26.36	22/03/2010	01:44	-47.25	-26.48
31/01/2010	01:16	-43.35	-23.17	22/03/2010	01:44	-47.39	-26.65
31/01/2010	01:16	-43.26	-23.18	22/03/2010	01:44	-47.43	-26.92
09/02/2010	01:32	-44.50	-24.46	22/03/2010	01:44	-47.58	-27.01
09/02/2010	01:32	-44.82	-24.26	22/03/2010	01:44	-47.94	-27.77
09/02/2010	01:32	-45.98	-25.47	22/03/2010	01:44	-47.82	-27.51
09/02/2010	01:32	-45.99	-25.56	22/03/2010	01:44	-47.89	-26.93
09/02/2010	01:32	-45.87	-25.70	22/03/2010	01:44	-47.35	-27.24
09/02/2010	01:32	-46.29	-25.47	23/03/2010	01:13	-41.16	-22.75
09/02/2010	01:32	-46.28	-25.17	23/03/2010	01:13	-41.26	-22.80
09/02/2010	01:32	-46.04	-25.65	23/03/2010	01:13	-40.76	-22.65
19/02/2010	01:16	-42.51	-23.20	23/03/2010	01:13	-40.91	-22.55
19/02/2010	01:16	-42.40	-23.36	23/03/2010	01:13	-41.65	-23.52
22/02/2010	12:33	-48.56	-28.76	23/03/2010	12:20	-44.86	-23.73
22/02/2010	12:33	-48.35	-28.88	23/03/2010	12:20	-44.58	-23.87
22/02/2010	12:33	-48.25	-28.53	23/03/2010	12:20	-44.35	-24.01
22/02/2010	12:33	-47.61	-28.20	23/03/2010	12:20	-44.29	-23.42
22/02/2010	12:33	-47.46	-28.05	23/03/2010	12:20	-43.04	-23.31
22/02/2010	12:33	-47.62	-27.98	23/03/2010	12:20	-42.81	-23.45
22/02/2010	12:33	-47.81	-28.04	23/03/2010	12:20	-42.64	-23.18
22/02/2010	12:33	-47.97	-27.85	23/03/2010	12:20	-42.75	-23.18
22/02/2010	12:33	-47.72	-27.76	23/03/2010	12:20	-42.19	-23.30
22/02/2010	12:33	-48.10	-27.81	23/03/2010	12:20	-42.12	-23.24
22/02/2010	12:33	-48.44	-28.35	23/03/2010	12:20	-41.93	-23.13
22/02/2010	12:33	-48.07	-29.01	23/03/2010	12:20	-41.75	-23.33
22/02/2010	12:33	-48.26	-29.85	23/03/2010	12:20	-41.48	-23.38
22/02/2010	12:33	-48.92	-29.42	23/03/2010	12:20	-41.77	-23.22
22/02/2010	12:33	-48.30	-27.80	23/03/2010	12:20	-41.02	-22.80
22/02/2010	12:33	-47.37	-28.56	23/03/2010	12:20	-43.10	-23.24
22/02/2010	12:33	-47.79	-29.12	25/03/2010	01:49	-47.68	-27.41
01/03/2010	12:11	-40.14	-22.29	25/03/2010	01:49	-47.93	-27.27
07/03/2010	01:13	-42.16	-23.33	25/03/2010	01:49	-47.66	-26.64
07/03/2010	01:13	-42.28	-23.28	25/03/2010	01:49	-47.95	-26.24
07/03/2010	01:13	-42.79	-23.28	29/03/2010	01:25	-43.16	-23.16
07/03/2010	01:13	-43.04	-23.47	29/03/2010	01:25	-45.11	-24.53
07/03/2010	01:13	-43.23	-23.28	29/03/2010	12:33	-48.26	-27.59
07/03/2010	01:13	-43.34	-23.44	29/03/2010	12:33	-47.89	-27.43
07/03/2010	01:13	-41.74	-23.24	continua			

Data	Hora	Long	Lat	Data	Hora	Long	Lat
29/03/2010	12:33	-47.57	-27.64	05/04/2010	12:11	-41.49	-23.45
29/03/2010	12:33	-48.04	-26.89	07/04/2010	01:41	-46.67	-25.84
29/03/2010	12:33	-47.15	-26.86	07/04/2010	01:41	-47.78	-28.39
29/03/2010	12:33	-47.55	-26.61	07/04/2010	01:41	-46.99	-26.89
29/03/2010	12:33	-47.62	-26.41	07/04/2010	01:41	-45.52	-25.44
29/03/2010	12:33	-46.09	-24.46	11/04/2010	12:23	-44.90	-23.91
29/03/2010	12:33	-45.42	-24.61	11/04/2010	12:23	-43.40	-23.75
29/03/2010	12:33	-45.69	-24.52	11/04/2010	12:23	-43.59	-23.32
29/03/2010	12:33	-45.67	-25.08	11/04/2010	12:23	-42.92	-23.61
29/03/2010	12:33	-44.99	-24.68	11/04/2010	12:23	-42.67	-23.51
29/03/2010	12:33	-44.81	-24.72	11/04/2010	12:23	-42.63	-23.53
29/03/2010	12:33	-45.75	-25.55	14/04/2010	12:30	-47.20	-26.09
29/03/2010	12:33	-45.94	-25.72	14/04/2010	12:30	-46.98	-26.43
29/03/2010	12:33	-46.76	-26.02	14/04/2010	12:30	-47.26	-26.71
29/03/2010	12:33	-47.45	-25.98	14/04/2010	12:30	-47.06	-26.84
29/03/2010	12:33	-47.32	-27.63	14/04/2010	12:30	-47.59	-26.62
01/04/2010	01:29	-44.91	-24.27	14/04/2010	12:30	-46.76	-26.38
01/04/2010	01:29	-44.79	-24.48	14/04/2010	12:30	-45.54	-25.18
01/04/2010	01:29	-45.83	-24.73	17/04/2010	12:35	-45.45	-25.47
01/04/2010	01:29	-45.55	-24.74	17/04/2010	12:35	-47.08	-26.53
01/04/2010	01:29	-45.45	-25.29	24/04/2010	12:14	-43.70	-23.76
01/04/2010	01:29	-45.65	-25.41	24/04/2010	12:14	-41.57	-23.29
01/04/2010	01:29	-45.61	-25.52	24/04/2010	12:14	-40.89	-21.52
04/04/2010	01:35	-44.52	-23.75	27/04/2010	12:20	-44.13	-23.47
04/04/2010	01:35	-44.36	-23.97	27/04/2010	12:20	-43.95	-23.66
04/04/2010	01:35	-44.27	-23.76	27/04/2010	12:20	-43.18	-23.45
04/04/2010	01:35	-45.65	-25.54	27/04/2010	12:20	-42.78	-23.34
04/04/2010	01:35	-45.22	-25.18	27/04/2010	12:20	-43.21	-23.18
04/04/2010	01:35	-46.29	-25.72	27/04/2010	12:20	-41.61	-23.39
04/04/2010	01:35	-46.68	-26.56	30/04/2010	01:19	-41.78	-23.17
04/04/2010	01:35	-46.77	-26.49	30/04/2010	01:19	-41.95	-23.12
04/04/2010	01:35	-46.83	-26.28	30/04/2010	01:19	-42.16	-23.12
04/04/2010	01:35	-47.08	-25.88	30/04/2010	01:19	-41.80	-23.38
04/04/2010	01:35	-47.18	-25.75	30/04/2010	01:19	-44.10	-23.32
04/04/2010	01:35	-47.10	-25.36	03/05/2010	12:32	-46.67	-25.24
04/04/2010	01:35	-46.82	-25.37	03/05/2010	12:32	-46.89	-25.47
04/04/2010	01:35	-47.28	-25.35	03/05/2010	12:32	-47.12	-25.42
04/04/2010	01:35	-47.30	-25.76	03/05/2010	12:32	-47.56	-26.21
04/04/2010	01:35	-47.30	-26.75	03/05/2010	12:32	-47.39	-26.47
04/04/2010	01:35	-47.19	-27.01	03/05/2010	12:32	-47.69	-27.20
04/04/2010	01:35	-47.24	-27.56	03/05/2010	12:32	-47.87	-27.03
04/04/2010	12:44	-48.10	-27.89	03/05/2010	12:32	-46.44	-25.09
05/04/2010	12:11	-43.11	-23.51	03/05/2010	12:32	-45.87	-25.21
05/04/2010	12:11	-42.56	-23.25	03/05/2010	12:32	-45.63	-25.40
05/04/2010	12:11	-41.52	-23.59	continua			

Data	Hora	Long	Lat	Data	Hora	Long	Lat
03/05/2010	12:32	-45.45	-25.54	29/08/2010	01:16	-42.76	-23.22
06/05/2010	01:29	-45.60	-25.07	29/08/2010	01:16	-42.60	-23.36
06/05/2010	01:29	-45.52	-25.12	29/08/2010	01:16	-42.67	-23.25
06/05/2010	01:29	-45.58	-25.35	29/08/2010	12:23	-44.07	-23.84
06/05/2010	01:29	-45.41	-25.60	29/08/2010	12:23	-43.96	-24.02
06/05/2010	01:29	-45.55	-25.62	29/08/2010	12:23	-42.74	-23.43
06/05/2010	01:29	-45.21	-25.26	01/09/2010	12:30	-47.34	-26.74
06/05/2010	01:29	-45.83	-25.29	01/09/2010	12:30	-47.12	-26.91
06/05/2010	01:29	-45.96	-25.05	01/09/2010	12:30	-46.95	-27.05
06/05/2010	01:29	-45.25	-25.52	01/09/2010	12:30	-45.26	-24.83
06/05/2010	01:29	-45.46	-25.00	04/09/2010	01:27	-45.14	-24.64
06/05/2010	01:29	-46.21	-25.07	10/09/2010	01:38	-47.79	-28.11
06/05/2010	12:38	-46.72	-26.09	10/09/2010	01:38	-47.92	-26.96
06/05/2010	12:38	-47.04	-26.84	17/09/2010	01:19	-41.42	-22.62
06/05/2010	12:38	-47.24	-26.59	17/09/2010	01:19	-41.35	-22.65
09/05/2010	01:35	-45.35	-25.21	17/09/2010	01:19	-42.00	-23.08
09/05/2010	01:35	-45.51	-25.42	17/09/2010	01:19	-41.67	-22.82
10/05/2010	12:11	-42.63	-23.56	17/09/2010	01:19	-41.29	-22.76
10/05/2010	12:11	-42.94	-23.51	17/09/2010	12:27	-47.23	-26.52
10/05/2010	12:11	-42.68	-23.36	17/09/2010	12:27	-46.95	-26.71
16/05/2010	12:24	-46.32	-25.98	17/09/2010	12:27	-46.77	-26.92
28/05/2010	01:38	-46.79	-26.33	17/09/2010	12:27	-46.83	-25.84
28/05/2010	01:38	-47.14	-26.86	17/09/2010	12:27	-46.63	-26.07
29/06/2010	01:32	-44.94	-24.36	23/09/2010	01:29	-46.24	-25.30
29/06/2010	01:32	-44.98	-24.15	19/10/2010	12:20	-45.35	-24.44
19/07/2010	01:05	-40.13	-22.18	19/10/2010	12:20	-45.09	-24.61
19/07/2010	01:05	-40.18	-21.66	10/11/2010	12:39	-46.78	-26.37
19/07/2010	01:05	-40.10	-22.28	21/11/2010	12:36	-48.38	-29.02
21/07/2010	01:41	-47.83	-26.79	24/11/2010	12:26	-46.88	-26.32
21/07/2010	01:41	-47.63	-26.29	24/11/2010	12:26	-44.59	-23.87
21/07/2010	01:41	-47.94	-26.75	24/11/2010	12:26	-43.76	-23.85
25/07/2010	12:23	-43.45	-23.36	24/11/2010	12:26	-44.13	-23.82
28/07/2010	01:22	-42.48	-23.05	24/11/2010	12:26	-44.03	-23.84
20/08/2010	12:06	-41.22	-23.41	26/11/2010	01:46	-46.87	-26.16
20/08/2010	12:06	-41.41	-23.59	26/11/2010	01:46	-46.87	-26.42
20/08/2010	12:06	-41.18	-23.35	26/11/2010	01:46	-47.23	-25.86
22/08/2010	01:35	-47.50	-26.73	26/11/2010	01:46	-46.79	-26.85
22/08/2010	01:35	-47.24	-26.15	26/11/2010	01:46	-47.78	-27.03
22/08/2010	01:35	-47.59	-26.31	26/11/2010	01:46	-47.92	-26.86
26/08/2010	12:17	-42.05	-23.51	26/11/2010	01:46	-47.68	-26.78
26/08/2010	12:17	-42.45	-23.48	26/11/2010	01:46	-47.96	-28.35
26/08/2010	12:17	-41.63	-23.74	26/11/2010	01:46	-48.38	-29.05
26/08/2010	12:17	-41.54	-23.66	26/11/2010	01:46	-48.46	-28.69
29/08/2010	01:16	-42.15	-23.07	26/11/2010	01:46	-48.34	-28.37
29/08/2010	01:16	-42.77	-23.26	continua			

Data	Hora	Long	Lat
26/11/2010	01:46	-48.56	-29.38
26/11/2010	01:46	-48.82	-29.32
27/11/2010	01:11	-41.41	-23.25
27/11/2010	01:11	-41.51	-23.10
27/11/2010	12:15	-43.53	-23.64
27/11/2010	12:15	-43.80	-23.50
27/11/2010	12:15	-41.05	-22.47
27/11/2010	12:15	-41.17	-22.41
27/11/2010	12:15	-41.36	-23.03
29/11/2010	12:43	-48.24	-27.88
29/11/2010	12:43	-47.95	-27.87
29/11/2010	12:43	-47.93	-27.71
29/11/2010	12:43	-48.16	-27.55
29/11/2010	12:43	-47.78	-26.64
29/11/2010	12:43	-47.54	-26.62
29/11/2010	12:43	-48.06	-28.48
29/11/2010	12:43	-48.20	-28.26
29/11/2010	12:43	-48.26	-28.17

Data	Hora	Long	Lat
02/12/2010	12:33	-48.13	-28.24
02/12/2010	12:33	-47.52	-28.44
02/12/2010	12:33	-47.46	-28.37
02/12/2010	12:33	-47.66	-27.87
02/12/2010	12:33	-47.97	-27.58
10/12/2010	12:40	-48.14	-28.66
10/12/2010	12:40	-48.39	-28.49
10/12/2010	12:40	-48.02	-28.45
10/12/2010	12:40	-48.52	-28.81
10/12/2010	12:40	-48.15	-27.87
10/12/2010	12:40	-47.67	-27.93
10/12/2010	12:40	-47.92	-27.95
10/12/2010	12:40	-47.63	-27.14
10/12/2010	12:40	-47.92	-26.95
10/12/2010	12:40	-48.16	-27.01
10/12/2010	12:40	-47.37	-26.52
10/12/2010	12:40	-47.64	-26.49
10/12/2010	12:40	-46.98	-26.54