ONDAS DE INSTABILIDADE TROPICAL NO ATLÂNTICO: UMA ABORDAGEM SINÓTICA UTILIZANDO DADOS DE MODELAGEM OCEÂNICA

Hatsue Takanaca de Decco

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Engenharia Civil.

Orientador(es): Luiz Landau

Audalio Rebelo Torres Junior

Rio de Janeiro

Maio de 2011

ONDAS DE INSTABILIDADE TROPICAL NO ATLÂNTICO: UMA ABORDAGEM SINÓTICA UTILIZANDO DADOS DE MODELAGEM OCEÂNICA

Hatsue Takanaca de Decco

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO LUIZ COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA (COPPE) DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Examinada por:

_____
Prof. Luiz Landau, D.Sc.

_____
Prof. Audalio Rebelo Torres Junior, D.Sc.

_____
Dr. Affonso da Silveira Mascarenhas Junior, Ph.D.

_____
Prof. José Luis Drummond Alves, D.Sc.

_____
Prof. Luciano Ponzi Pezzi, Ph.D.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL
MAIO DE 2011

Decco, Hatsue Takanaca de

Ondas de instabilidade tropical no Atlântico: uma abordagem sinótica utilizando dados de modelagem oceânica / Hatsue Takanaca de Decco. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2011.

XXI, 169 p.: il.; 29,7 cm.

Orientador: Luiz Landau

Audalio Rebelo Torres Junior

Tese (doutorado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Civil, 2011.

Referências Bibliográficas: p. 156-169.

1. Ondas de instabilidade tropical. 2. Oceano Atlântico. 3. Análise espectral. I. Landau, Luiz et al. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

Ao meu filho Danilo,

ansiando que ele e seus filhos vivam em um mundo

em que o homem saiba viver em harmonia com o meio ambiente...

"Todas as verdades são simples de compreender quando são descobertas.
A questão é: descobri-las!"
Galileu Galilei

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por mais essa etapa cumprida em minha vida. Obrigada por permitir que tantas boas oportunidades acontecessem para mim! Sem Tua luz, eu não conseguiria caminhar...

Especial agradecimento aos meus pais, Jader e Sanae, pelo que sou hoje, como pessoa e como profissional. Pai, obrigada pelo eterno incentivo e confiança! E mãe, minha gratidão não tem fim por ter cuidado do meu filho para eu poder concluir meu doutorado tranquila!

Especial agradecimento ao meu eterno companheiro e amor, Breno, que sempre me apoiou e compreendeu nos momentos que necessitei de maior dedicação para a conclusão deste trabalho. Amo você meu rei!

Ao meu filhotinho, Danilo... Perdoa a mamãe por não ter brincado com você o tanto quanto você quis ou precisou. Um dia você compreenderá...

Quando somos alunos, sempre temos aquele(s) professor(es) que nos inspiram... Que nos fazem realmente amar o que estamos estudando... Eu tive a sorte de ter um orientador que é exatamente assim, que cativa em mim a sede de ciência necessária para encarar um doutorado. Por isso, só tenho a dizer mesmo, obrigada Audalio, por não só me orientar academicamente, mas por sempre transmitir para mim a energia que faz o aluno querer pesquisar o que se propôs na tese. Quando crescer, quero ser que nem você!

Ao professor Landau, eu só tenho a dizer imensamente obrigada pelas oportunidades, confiança e carinho de sempre, que tanto me ajudaram e impulsionaram a cumprir meu doutorado.

Ao Luciano Pezzi, por toda sua atenção e apoio com o meu trabalho. Suas palavras e conhecimento me ajudaram e inspiraram muito para concluir este estudo.

Ao Professor Mascarenhas, por seu apoio e incentivo na reta final.

Não posso deixar de agradecer imensamente ao Luiz Paulo, pois foi ele quem me fez conhecer o grupo LAMMA, e sempre me ajuda quando eu preciso,

sempre me incentiva a encarar os nossos desafios científicos... Se tornou um grande companheiro de trabalho :-)

Às minhas irmãs queridas, amigas e companheiras de vida, obrigada pelos incentivos e carinho, sempre.

A todos do LAMCE e da Secretaria do PEC.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

ONDAS DE INSTABILIDADE TROPICAL NO ATLÂNTICO: UMA ABORDAGEM SINÓTICA UTILIZANDO DADOS DE MODELAGEM OCEÂNICA

Hatsue Takanaca de Decco

Maio/2011

Orientadores: Luiz Landau
Audalio Rebelo Torres Junior

Programa: Engenharia Civil

Neste trabalho, as ondas de instabilidade tropical (OITs) no oceano Atlântico equatorial foram estudadas de forma descritiva, utilizando resultados das reanálises SODA (*Simple Ocean Data Assimilation*) para os anos de 1958 a 2008. A partir dos resultados filtrados, a dinâmica oceânica relativa a este fenômeno foi analisada, obtendo uma descrição sinótica, tanto na superfície quanto ao longo da coluna d'água. As OITs foram identificadas com maiores amplitudes dentro da camada de mistura, e entre as latitudes de 2,25ºS e 2,25ºN. As características espectrais foram marcadamente distintas entre as porções a oeste e a leste de 10ºW. A oeste, o comprimento de onda dominante foi de cerca de 1.330km e períodos entre 25 e 35 dias. A leste, as OTIs possuem propagação zonal somente na profundidade da termoclina, com cerca de 900 km de comprimento.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

TROPICAL INSTABILITY WAVES IN THE ATLANTIC OCEAN: A SYNOPTIC OVERVIEW USING OCEAN MODELLING DATA

Hatsue Takanaca de Decco

May/2011

Advisors: Luiz Landau
Audalio Rebelo Torres Junior

Department: Civil Engineering

The tropical instability waves (TIWs) in the equatorial Atlantic Ocean have been studied in a descriptive way, using SODA (Simple Ocean Data Assimilation) reanalysis data from 1958 to 2008. Oceanic dynamics related to TIWs was analyzed in a synoptic description, from the surface to depth. TIWs highest amplitudes have been identified to be within the mixed layer, between 2.25^{o}S and 2.25^{o}N. Their spectral characteristics have been observed to be very distinct in the regions west and east of 10^{o}W. At west of 10^{o}W, the dominant wave length is around 1330 km and dominant periods were among 25 to 35 days. At east of this longitude, TIWs have zonal propagation only at thermocline depth, with dominant wave length of approximately 900 km. degrees. Temporal index have been calculated for each model filtered field for its maximum variability to evaluate TIWs occurrence.

Índice

1. Introdução 1

1.1 Estrutura do texto 5

2. Descrição do Oceano Atlântico Tropical 6

2.1 Circulação Atmosférica 6
2.2 Circulação oceânica 9
2.2.1 Temperatura da superfície do mar (TSM) 14
2.3 Ondas de Instabilidade Tropical 17
2.3.1 Introdução 17
2.3.2 Atlântico 19
2.3.3 Pacífico 38
2.3.4 Resumo 71

3. Metodologia 85

3.1 SODA 2.1.6 85
3.2 TSM estimada por sensoriamento remoto 87
3.3 Manipulação e filtragem dos dados 88

4. Resultados 91

4.1 Médias mensais dos resultados do SODA 91
4.2 Ondas de Instabilidade Tropical 100
4.2.1 Descrição dos campos filtrados 100
4.2.2 Dinâmica associada às OITs 109
4.2.3 Análise das freqüências dominantes das OITs 118
4.2.3.1 Distribuição espacial de variabilidade máxima 118
4.2.3.2 Identificação da freqüência temporal dominante 125
4.2.3.3 Identificação do comprimento de onda dominante 136
4.2.3 Índice OITs no Atlântico 149

5. Conclusões 153

6. Referências Bibliográficas 156

Índice de Figuras

Figura 1.1: Campo de temperatura na superfície do mar, estimado pelo TMI (*Tropical Rainfall Measuring Mission Microwave Imager*), para o dia 10 de agosto de 2008. Disponível em: www.remss.com/sst/sst_data_daily.html 2

Figura 2.1: Célula equatorial zonal de circulação atmosférica. *Fonte:* Holton (2004). 7

Figura 2.2: Imagem Infra-vermelho do Satélite GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellites*), em 12 de setembro de 2009. A posição da ZCIT está destacada em vermelho. 7

Figura 2.3: Média climatológica da radiação de onda longa emitida para o espaço no período de 1979 – 1993, sobre o Atlântico tropical ilustrando o posicionamento da ZCIT ao longo do ano. *Adaptado de*: Wang e Fu (2007). 8

Figura 2.4: Ciclo sazonal do atrito do vento zonal (taux) no Atlântico equatorial (anomalias em relação a media anual), a partir das reanálises do NCEP/NCAR. *Adaptado de*: Ding *et al* (2009). . 9

Figura 2.5: Representação esquemática dos principais componentes do balanço de massa e calor na região equatorial. *Adaptado de*: Wyrtki (1981), *apud* Lee e Csanady (1999). 10

Figura 2.6: Principais giros de circulação oceânica superficial do Atlântico. *Adaptado de*: Tomczak e Godfrey (2005). 10

Figura 2.7: Mapa esquemático ilustrando a distribuição horizontal das principais correntes oceânicas superficiais (AT) do Atlântico, para outono (a) e primavera (b). Siglas: CNE – Corrente Norte Equatorial; CCNE – Contra-Corrente Norte Equatorial; CG – Corrente da Guiné; CSE – Corrente Sul Equatorial; CSEn - Corrente Sul Equatorial norte; CSEc - Corrente Sul Equatorial central; CSEs - Corrente Sul Equatorial sul; SE – Subcorrente Equatorial; CNB – Corrente Norte do Brasil; CA – Corrente da Angola; CCSE – Contra-Corrente Sul Equatorial; CB – Corrente do Brasil e SEs – Subcorrente Equatorial sul. *Adaptado de*: Stramma e Schott (1999). . 12

Figura 2.8: Curva sólida: média anual de velocidade zonal de derivadores (média zonal a cada 5°). Sombreado: erro padrão. *Adaptado de*: Lumpkin e Garzoli (2005). 13

Figura 2.9: Esquema da estrutura do sistema de correntes oceânicas equatoriais do Atlântico. *Adaptado de*: Tomczak e Godfrey (2005). 14

Figura 2.10: Ciclo sazonal de TSM. *Adaptado de*: Ding *et al* (2009). 15

Figura 2.11: Campo de temperatura na superfície estimado pelo TMI (*Tropical Rainfall Measuring Mission Microwave Imager*), exemplificando a presença da pluma de água fria durante o mês de Julho e ausente em Janeiro (2009). Disponível em: www.remss.com/sst/sst_data_daily.html... 16

Figura 2.12: Representação esquemática do padrão de TSM e correntes oceânicas da região equatorial. *Adaptado de*: Philander (1976). 20

Figura 2.13: Seções de longitude x tempo de anomalia de TSM em 1ºN e velocidade do vento. *Adaptado de*: Hashizume et al (2001). 27

Figura 2.14: Distribuição espacial da energia cinética da perturbação (média do período), extraída do modelo e filtrada no período de 20 – 50 dias (contornos em cm^2/s^2). *Adaptado de*: Jochum *et al* (2004b). 28

Figura 2.15: Comparação da série de TSM média de 3 dias medida pela bóia do PIRATA e pelo sensor do TMI. *Adaptado de*: Grodsky *et al* (2005). 30

Figura 2.16: (a) Conversão barotrópica de energia nos primeiros 40 metros de profundidade. As sombras mostram o espalhamento das estimativas baseadas nas médias móveis de 20, 30 e 40 dias. (b) O mesmo que em (a), mas para conversão baroclínica. As linhas em (b) demonstram as conversões de energia somente considerando a temperatura, sem a salinidade. *Adaptado de*: Grodsky *et al* (2005). 31

Figura 2.17: Representação esquemática da interação do atrito de vento, correntes superficiais e TSM. A cor azul (amarelo) representa água fria (quente). As setas cinza são os campos de vento; as pretas, a perturbação do vento gerada pelas TIWs; e as verdes são as perturbações de correntes superficiais. *Fonte*: Seo *et al* (2007). 32

Figura 2.18: (a) Índices *Multivariate ENSO Index* (MEI) do Pacífico e ATL3 do Atlântico calculados para o período de 1998 a 2005 a partir da TSM do *Tropical Rainfall Measuring Mission*. (b) Variância das OITs no Atlântico, de junho a agosto na região entre 0º a 35ºW e 0º a 5ºN, em função do índice ATL3. *Adaptado de*: Wu e Bowman (2007a). 33

Figura 2.19: Mapas sazonais da taxa de produção de instabilidade barotrópica (a) e baroclínica (b) (m^2s^{-3}), média dos 6 anos de simulação e dos primeiros 50 metros de profundidade Valores negativos significam transferência de energia do fluxo médio para a perturbação (a) e da energia potencial de perturbação para a energia cinética de perturbação (b). (c) Estrutura vertical das correntes médias zonais (i), Taxa de produção barotrópica (ii) e baroclínica (iii) média entre 30ºW a 10ºW. Adaptado de: von Schuckman et al (2008). 36

Figura 2.20: Índice de ocorrência das OITs no Pacífico em 0ºN e 140ºW. A linha verde é a amplitude da média quadrática da energia na faixa de 15-30 dias. As colorações azul e vernelha correspondem aos períodos *on* e *off*, respectivamente. *Adaptado de*: Baturin e Niiler (1997). 44

Figura 2.21: Gráfico tempo x longitude da componente zonal dos ventos (a) e da temperatura (b) ao longo de 2ºN extraída da simulação *a*, *b* e *c* denotam as ondas de Kelvin, geradas pelas rajadas de vento de oeste, que excitam ondas de Rossby (*a'*, *b'* e *c'*) ao refletir na fronteira leste. *Fonte*: Lawrence *et al* (1998). 46

Figura 2.22: Soma dos dois principais termos de trabalho de deformação $-(\overline{u'v}U_y + \overline{v'v}V_y)$ em função do tempo e profundidade. Valores positivos estão sombreados e o intervalo dos contornos é 5 x 10^{-4} cm^2s^{-3}. *Fonte*: Qiao e Weisberg (1998). 49

Figura 2.23: Termo de trabalho de deformação $-\overline{v'v}V_y$, em função do tempo e profundidade. Valores positivos estão sombreados e o intervalo dos contornos é 5 x 10^{-4} cm^2s^{-3}. *Fonte*: Qiao e Weisberg (1998). 50

Figura 2.24: Diagrama de Hovmöller de velocidade meridional perturbada (velocidade total menos a média do ano inteiro) a 95 metros de profundidade em 2ºN (a) e 2ºS (b). *Adaptado de*: Masina e Philander (1999). 52

Figura 2.25: Módulo do coeficiente da transformada de ondeleta da velocidade meridional, em 110ºW, na latitude 2ºN em 5 metros (a), 75 metros (b), 113 metros (c) e 713 metros (d) de profundidade. O intervalo do contorno está em cm/s de acordo com a escala de cores. Os maiores valores representam na escala de cor indicam alta correlação entre os dados e a ondeleta. *Adaptado de*: Masina e Philander (1999). 53

Figura 2.26: Módulo do coeficiente da transformada de ondeleta da velocidade meridional, na latitude 2ºN em 5 metros (a) e 713 metros (b) de profundidade, e na latitude 2ºS em 5 metros (c)

e 713 metros (d) de profundidade. O intervalo do contorno está em cm/s de acordo com a escala de cores. Os maiores valores representam na escala de cor indicam alta correlação entre os dados e a ondeleta. *Adaptado de*: Masina e Philander (1999).....54

Figura 2.27: Seções verticais da média temporal de energia cinética (sombreado) e média temporal da energia cinética turbulenta (contorno), em 130ºW (a) e em 170ºW (b). *Adaptado de*: Masina *et al* (1999).....56

Figura 2.28: Seções verticais em 130ºW da média temporal de conversão barotrópica (a) e conversão baroclínica (b). *Adaptado de*: Masina *et al* (1999).....56

Figura 2.29: Gráfico no tempo t = 3 dias (a) e 9 dias (b) da distribuição de energia cinética turbulenta (sombrado) e TSM (contorno). *Adaptado de*: Masina *et al* (1999).....58

Figura 2.30: Temperatura da superfície do mar (colorido, em ºC) estimada pelo TMI e velocidade do vento em superfície (contorno, em m/s) estimado pelo *SeaWinds* em 11 de setembro de 1999. *Fonte*: Liu *et al* (2000).....59

Figura 2.31: (a) Variações longitudinais em 3ºN em 11 de setembro de 1999, e a série temporal das anomalias filtradas de TSM, velocidade do vento em superfície, e as duas componentes da velocidade de corrente oceânica, em 3ºN, 135ºW. (b) Anomalias dos vetores de vento (setas brancas) sobrepostas às anomalias de TSM e vapor dágua (dois primeiros painéis), em 11 de setembro de 1999. O último painel em (b) é a anomalia de temperatura filtrada sobreposta (contorno, ºC) ao fluxo de calor latente (colorido, W/m²) também em 11 de setembro de 1999. *Adaptado de*: Liu *et al* (2000).....60

Figura 2.32: Seções de longitude x tempo de anomalia de TSM em 4ºN, água líquida e vapor d'água. *Adaptado de*: Hashizume *et al* (2001).....61

Figura 2.33: Diagrama de tempo x longitude de TSM ao longo de 2ºN, no experimento REF (a) e campo de diferença de TSM do experimento perturbado menos o REF (b). Campo de TSM para o experimento REF (c, d) e perturbado (e, f). *Adaptado de*: Vialard *et al* (2003).....63

Figura 2.34: Atrito do vento (vetores) e TSM (colorido, em ºC) filtrados. *Fonte*: Pezzi *et al* (2004).....64

Figura 2.35: Seções verticais médias de temperatura para o período de 1993 – 96, para a região de 160º - 90ºW, com os termos da equação de balanço de calor. A linha grossa indica a profundidade da camada de mistura, os sombreados indicam valores positivos dos termos, com contornos a cada 0,5ºC/mês, com as isotermas superimpostas. *Adaptado de*: Menkes *et al* (2006).....66

Figura 2.36: Balanço médio anual de temperatura para o Pacífico tropical entre 145 e 135ºW. Preto: fluxo de calor na superfície, vermelho: advecção média e sazonal de temperatura, azul escuro: advecção turbulenta zonal de temperatura, azul claro: advecção turbulenta meridional de temperatura, verde: entranhamento, lilás: difusão. *Adaptado de*: Jochum e Murtugudde (2006).....68

Figura 2.37: Relação entre a velocidade de fase e o período dos três modos livres obtidos da onda de 995km de comprimento, aumentando a intensidade do fluxo médio zonal de 0% a 100%. A linha pontilhada em azul representa a igualdade entre a velocidade de fase e a velocidade do fluxo médio. *Adaptado de:* Zhou e Boyd (2009).....71

Figura 3.1: Organograma do histórico dos modelos do GFDL (*Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*) e a origem do POP (*Parallel Ocean Program*). *Fonte*: http://climate.lanl.gov/Models/POP/.....86

Figura 3.2: Discretização vertical do SODA 2.1.6. 87

Figura 3.3: Ilustração da filtragem dos dados. Matrizes de dados da simulação oceânica e suas dimensões (a), direção do filtro espacial (setas rosas), a cada intervalo de tempo (b), direação do filtro temporal (setas azuis) sobre os dados já filtrados espacialmente (c). 90

Figura 4.1:. Médias mensais de temperatura (em graus Celsius) na primeira camada do SODA. 92

Figura 4.2: Médias mensais de temperatura (em graus Celsius) gerada pelo SODA na seção zonal vertical ao longo da latitude de 0,25ºN. 93

Figura 4.3:. Médias mensais de salinidade gerada pelo SODA na seção zonal vertical ao longo da latitude de 0,25ºN. 94

Figura 4.4:. Médias mensais de salinidade gerada pelo SODA na seção zonal vertical ao longo da latitude de 0,25ºN. 95

Figura 4.5: Médias mensais das correntes oceânicas na primeira camada do SODA. 97

Figura 4.6: Médias mensais da componente zonal de velocidade na primeira camada do SODA. 98

Figura 4.7: Seções meridionais das médias mensais da componente zonal de velocidade ao longo da longitude de 29,75ºW do SODA. 99

Figura 4.8: Diagramas de Hovmöller dos resultados do SODA, filtrados para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, na primeira camada (cerca de 5 metros de profundidade), na latitude de 0,25ºN, ao longo do tempo (entre 1968 e 1972). (a) elevação da superfície livre (cm), (b) temperatura (ºC), (c) salinidade (d) componente zonal (m/s) e (e) meridional da velocidade (m/s) 101

Figura 4.9: Diagramas de Hovmöller dos resultados do SODA, filtrados para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, na primeira camada (cerca de 5 metros de profundidade), ao longo da latitude de 0,25ºN, durante o ano de 1971. (a) elevação da superfície livre (cm), (b) temperatura (ºC), (c) salinidade (d) componente zonal (m/s) e (e) meridional da velocidade (m/s) 102

Figura 4.10: Diagramas de Hovmöller dos resultados do SODA na primeira camada (cerca de 5 metros de profundidade), ao longo da latitude de 0,25ºN, durante o ano de 1971. (a) elevação da superfície livre (cm), (b) temperatura (ºC), (c) salinidade (d) componente zonal (m/s) e (e) meridional da velocidade (m/s). 103

Figura 4.11: Diagramas de Hovmöller dos gradientes meridional (a) e zonal (b) da temperatura (em ºC) gerada pelo SODA na primeira camada (cerca de 5 metros de profundidade), ao longo da latitude de 0,25ºN, durante o ano de 1971. 104

Figura 4.12: Diagramas de Hovmöller dos resultados do SODA, filtrados para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, na primeira camada (cerca de 5 metros de profundidade), ao longo da latitude de 0,25ºN, durante os anos de 1973 na (a) temperatura (ºC) e (b) salinidade, e de 1988 na (a) temperatura (ºC) e (b) salinidade. 105

Figura 4.13: Diagramas de Hovmöller dos resultados do SODA, filtrados para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, na primeira camada (cerca de 5 metros de profundidade), na latitude de 2,25ºN, ao longo do tempo (entre 1968 e 1972). (a) elevação da superfície livre

(cm), (b) temperatura (ºC), (c) salinidade (d) componente zonal (m/s) e (e) meridional da velocidade (m/s). 107

Figura 4.14: Diagramas de Hovmöller dos resultados do SODA, filtrados para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, na primeira camada (cerca de 5 metros de profundidade), na latitude de 2,25ºS, ao longo do tempo (entre 1968 e 1972). (a) elevação da superfície livre (cm), (b) temperatura (ºC), (c) salinidade (d) componente zonal (m/s) e (e) meridional da velocidade (m/s). 107

Figura 4.15: Temperatura na primeira camada (cerca de 5 metros de profundidade) do SODA (a) e TSM do TMI/AMSRE, ambos filtrados para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, ao longo da latitude de 0,25ºS, entre 2003 e 2008. 108

Figura 4.16: Temperatura na primeira camada (cerca de 5 metros de profundidade)do SODA (a) e TSM do TMI/AMSRE, ambos filtrados para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, ao longo da latitude de 0,25ºN, entre 2003 e 2008. 108

Figura 4.17: Campo de temperatura (em cores, em graus Celsius) e direção das correntes na camada superficial (cerca de 5 metros de profundidade), gerado no SODA entre os dias 14 e 19 de julho de 2000. 109

Figura 4.18: Campos dos resultados do SODA filtrados para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, na primeira camada (cerca de 5 metros de profundidade), entre os dias 14 e 19 de julho de 2000. (a) Em cores está a temperatura (ºC), os contornos pretos representam a elevação da superfície livre (intervalo de 0,002 m) e as setas correspondem às correntes. (b) O mesmo que em (a), exceto que o campo colorido representa a salinidade. (c) Comparação entre o campo de temperatura (cores, ºC) e salinidade (contorno preto). 111

Figura 4.19: Seções verticais dos campos de temperatura (em graus Celsius) (a), salinidade (b), componente zonal (c) e meridional (d) (em m/s), filtrados para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, ao longo da latitude de 2,25ºN, entre os dias 14 e 19 de julho de 2000. 112

Figura 4.20: Seções verticais dos campos de temperatura (em graus Celsius) (a), salinidade (b), componente zonal (c) e meridional (d) (em m/s), ao longo da latitude de 2,25ºN, entre os dias 14 e 19 de julho de 2000. 113

Figura 4.21: Perfis verticais ao longo do tempo dos campos filtrados de temperatura (em graus Celsius), sobre a longitude de 25,25ºW e latitude de 2,25ºN (a), 0,25ºN (b) e 2,25ºS (c), entre 1999 e 2002. 114

Figura 4.22: Perfis verticais ao longo do tempo dos campos filtrados de salinidade, sobre a longitude de 25,25ºW e latitude de 2,25ºN (a), 0,25ºN (b) e 2,25ºS (c), entre 1999 e 2002. 115

Figura 4.23: Perfis verticais ao longo do tempo dos campos filtrados da componente zonal de velocidade (m/s), sobre a longitude de 25,25ºW e latitude de 2,25ºN (a), 0,25ºN (b) e 2,25ºS (c), entre 1999 e 2002. 116

Figura 4.24: Perfis verticais ao longo do tempo dos campos filtrados da componente meridional de velocidade (m/s), sobre a longitude de 25,25ºW e latitude de 2,25ºN (a), 0,25ºN (b) e 2,25ºS (c), entre 1999 e 2002. 117

Figura 4.25: Desvio padrão do sinal das OITs nos resultados do SODA filtrados para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, na primeira camada (cerca de 5 metros de profundidade). (a) elevação da superfície livre (m), (b) temperatura (ºC), (c) salinidade (d) componente zonal (m/s) e (e) meridional da velocidade (m/s). Variação para os 51 anos de simulação. 119

Figura 4.26: Desvio padrão do sinal das OITs no campo de temperatura (ºC) do SODA, filtrado para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, entre a superfície e 330 metros, ao longo das latitudes de 2,25ºN (a), 1,25ºN (b), 0,25ºN (c), 0,25ºS (d), 1,25ºS (e) e 2,25ºS (f). 121

Figura 4.27: Desvio padrão do sinal das OITs no campo de salinidade do SODA, filtrado para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, entre a superfície e 330 metros, ao longo das latitudes de 2,25ºN (a), 1,25ºN (b), 0,25ºN (c), 0,25ºS (d), 1,25ºS (e) e 2,25ºS (f). 123

Figura 4.28: Desvio padrão do sinal das OITs no campo da componente meridional de corrente (m/s) do SODA, filtrado para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, entre a superfície e 330 metros, ao longo das latitudes de 2,25ºN (a), 1,25ºN (b), 0,25ºN (c), 0,25ºS (d), 1,25ºS (e) e 2,25ºS (f).....124

Figura 4.29: Períodos dominantes (em dias) nos sinais de elevação da superfície livre (a), temperatura (b), salinidade (c) e componente zonal (d) e meridional (e) de corrente, filtrados entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias. 126

Figura 4.30: Espectro anual médio do campo de elevação da superfície livre, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, em 5,25ºN (a), 4,25ºN (b), 3,25ºN (c), 2,25ºN (d).....127

Figura 4.31: Espectro anual médio do campo de elevação da superfície livre, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, em 0,25ºS (a), 1,25ºS (b) e 2,25ºS (c). 128

Figura 4.32: Espectro anual médio do campo de elevação da superfície livre, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, em 3,25ºS (a), 4,25ºS (b) e 5,25ºS (c). 128

Figura 4.33: Espectro anual médio do campo de temperatura, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, em 2,25ºN (a), 1,25ºN (b), 0,25ºN (c), 0,25ºS (d) 1,25ºS (e) e 2,25ºS (f). 129

Figura 4.34: Espectro anual médio do campo da componente zonal de corrente, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, em 2,25ºN (a), 1,25ºN (b), 0,25ºN (c), 0,25ºS (d) 1,25ºS (e) e 2,25ºS (f).....130

Figura 4.35: Espectro anual médio do campo da componente meridional de corrente, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, em 2,25ºN (a), 1,25ºN (b), 0,25ºN (c), 0,25ºS (d) 1,25ºS (e) e 2,25ºS (f).....131

Figura 4.36: Períodos dominantes (em dias) no sinal de temperatura filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, nas seções verticais ao longo da latitude de 2,2,5ºN (a), 1,25ºN (b), 0,25ºN (c), 0,25ºS (d), 1,25ºS (e) e 2,25ºS (f). 132

Figura 4.37: Períodos dominantes (em dias) no sinal de salinidade filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, nas seções verticais ao longo da latitude de 2,2,5ºN (a), 1,25ºN (b), 0,25ºN (c), 0,25ºS (d), 1,25ºS (e) e 2,25ºS (f). 133

Figura 4.38: Períodos dominante (em dias) no sinal da componente zonal de corrente, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, nas seções verticais ao longo da latitude de 2,2,5ºN (a), 1,25ºN (b), 0,25ºN (c), 0,25ºS (d), 1,25ºS (e) e 2,25ºS (f). 134

Figura 4.39: Período dominante (em dias) no sinal da componente zonal de corrente, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, nas seções verticais ao longo da latitude de 2,2,5ºN (a), 1,25ºN (b), 0,25ºN (c), 0,25ºS (d), 1,25ºS (e) e 2,25ºS (f). 135

Figura 4.40: Divisão das áreas divididas para a análise do comprimento de onda dominante, ilustradas sobre o campo de temperatura e corrente na camada superficial do SODA, a oeste de 10,25ºW (a) e a leste de 15,25ºW (b).....137

Figura 4.41: Comprimento de onda dominante (em graus) na região entre 40,25ºW e 10,25ºW, na camada superficial, nos sinais de elevação da superfície livre (a), temperatura (b), salinidade (c) e componente zonal (d) e meridional (e) de corrente, filtrados entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias.....138

Figura 4.42: Comprimento de onda dominante (em graus), na região entre 15,25ºW e 10,25ºE, nos sinais de elevação da superfície livre (a), temperatura (b), componente zonal (c) e meridional (d) de corrente, filtrados entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias.....139

Figura 4.43: Comprimento de onda dominante (em graus) na região entre 40,25ºW e 10,25ºW, no sinal de temperatura, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, a 15 (a), 35 (b), 46 (c), 83 (d), 96 (e), 148 (f) e 229 (g) metros de profundidade.....140

Figura 4.44: Comprimento de onda dominante (em graus) na região entre 40,25ºW e 10,25ºW, no sinal de salinidade, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, a 15 (a), 35 (b), 46 (c), 83 (d), 96 (e), 148 (f) e 229 (g) metros de profundidade.....141

Figura 4.45: Comprimento de onda dominante (em graus) na região entre 40,25ºW e 10,25ºW, no sinal da componente zonal de corrente, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, a 15 (a), 35 (b), 46 (c), 83 (d), 96 (e), 148 (f) e 229 (g) metros de profundidade.....142

Figura 4.46: Comprimento de onda dominante (em graus) na região entre 40,25ºW e 10,25ºW, no sinal da componente meridional de corrente, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, a 15 (a), 35 (b), 46 (c), 83 (d), 96 (e), 148 (f) e 229 (g) metros de profundidade. 143

Figura 4.47: Comprimento de onda dominante (em graus) na região entre 15,25ºW e 15,25ºE, no sinal de temperatura, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, a 15 (a), 35 (b), 46 (c), 83 (d), 96 (e), 148 (f) e 229 (g) metros de profundidade.....145

Figura 4.48: Comprimento de onda dominante (em graus) na região entre 15,25ºW e 15,25ºE, no sinal de salinidade, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, a 83 (a), 96 (b), 148 (c) e 229 (d) metros de profundidade.....146

Figura 4.49: Comprimento de onda dominante na região entre 15,25ºW e 15,25ºE, no sinal da componente zonal de corrente, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, a 15 (a), 35 (b), 46 (c), 83 (d), 96 (e), 148 (f) e 229 (g) metros de profundidade. 147

Figura 4.50: Comprimento de onda dominante (em graus) na região entre 15,25ºW e 15,25ºE, no sinal da componente meridional de corrente, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, a 46 (a), 83 (b) e 96 (c) metros de profundidade. 148

Figura 4.51: Valores médios das variáveis nas regiões de maior desvio padrão dos campos filtrados, entre os anos de 1958 e 1974. Média da elevação da superfície livre na região entre as os limites de 3,75ºS a 0,25ºN e 40,25ºW a 30,25ºW (a), média da temperatura entre os limites de 2,25ºS a 2,25ºN e 40,25ºW a 8,25ºE (b), média da salinidade entre os limites de 2,25ºS a 2,25ºN e 30,25ºW a 10,25ºW (c), e média das componentes zonal (rosa) e meridional (verde) da velocidade entre os limites de 2,25ºS a 2,25ºN e 40,25ºW a 15,25ºW.....150

Figura 4.52: Valores médios das variáveis nas regiões de maior desvio padrão dos campos filtrados, entre os anos de 1975 e 1991. Média da elevação da superfície livre na região entre as os limites de 3,75ºS a 0,25ºN e 40,25ºW a 30,25ºW (a), média da temperatura entre os limites de 2,25ºS a 2,25ºN e 40,25ºW a 8,25ºE (b), média da salinidade entre os limites de 2,25ºS a 2,25ºN e 30,25ºW a 10,25ºW (c), e média das componentes zonal (rosa) e meridional (verde) da velocidade entre os limites de 2,25ºS a 2,25ºN e 40,25ºW a 15,25ºW.....151

Figura 4.53: Valores médios das variáveis nas regiões de maior desvio padrão dos campos filtrados, entre os anos de 1992 e 2008. Média da elevação da superfície livre na região entre as os limites de 3,75ºS a 0,25ºN e 40,25ºW a 30,25ºW (a), média da temperatura entre os limites de 2,25ºS a 2,25ºN e 40,25ºW a 8,25ºE (b), média da salinidade entre os limites de 2,25ºS a 2,25ºN e 30,25ºW a 10,25ºW (c), e média das componentes zonal (rosa) e meridional (verde) da velocidade entre os limites de 2,25ºS a 2,25ºN e 40,25ºW a 15,25ºW.....152

Índice de Tabelas

Tabela 1: Características espectrais das OITs no Atlântico, em 1ºN e 4ºN. *Adaptado de*: Caltabiano *et al* (2005).....29

Tabela 2:. Balanço de TSM entre 2ºS-6ºN, 160º-90ºW. *Adaptado de*: Menkes *et al* (2006).....67

Glossário

ADCP – *Acoustic Doppler Current Profiler*

ATLAS – *Autonomous Temperature Line Acquisition System*

AVHRR – *Advanced Very High Resolution Radiometer*

CAM - *Community Atmospheric Model*

CB – Corrente do Brasil

CCNE – Contra-Corrente Norte Equatorial

CNB – Corrente Norte do Brasil

CNE – Corrente Norte Equatorial

CSE – Corrente Sul Equatorial

CSEn – Corrente Sul Equatorial Norte

CSEc – Corrente Sul Equatorial Central

CSEs – Corrente Sul Equatorial Sul

ECMWF - *European Centre for Médium-Range Weather Forecasts*

FOCAL – *Programme Français Océan Climat Atlantique Equatorial*

GARP / GATE – *Global Atmospheric Research Program – Atlantic Tropical Experiment*

GFDL - *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*

GOES - *Geostationary Operational Environmental Satellite*

h.n. – hemisfério norte

h.s. – hemisfério sul

NASA – *National Aeronautics and Space Administration*

NCEP – *National Center for Environmental Prediction*

NOAA – *National Oceanic and Atmospheric Administration*

MOM – *Modular Ocean Model*

OITs – Ondas de Instabilidade Tropical

PICOLO – *Production Induite em Zone de Convergence par lês Ondas Longues Océaniques*

PIRATA - *Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic*

ROMS – *Regional Ocean Model System*

RSM – *Regional Spectral Model*

SE – Subcorrente Equatorial

SEN – Subcorrente Equatorial Norte

SEQUAL – *Seasonal Equatorial Atlantic*

SES – Subcorrente Equatorial Sul

SODA - *Simple Ocean Data Assimilation*

TIWE – *Tropical Instability Wave Experiment*

TMI – *Tropical Microwave Imager*

TOGA - *Tropical Ocean-Global Atmosphere*

TRMM – *Tropical Rainfall Measuring Mission*

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

ZCIT – Zona de Convergência Inter-Tropical

1. Introdução

A região tropical é uma das mais importantes para o clima, pois é nela onde a radiação de onda curta incide de maneira mais intensa no planeta e através de processos oceânicos e atmosféricos o calor é transportado da região equatorial para os pólos, para que se estabeleça um estado de equilíbrio da energia global (Visbeck, 2002). Na modelagem do clima, para que se obtenham resultados satisfatórios, é de fundamental importância que estes processos de transporte de calor estejam representados da forma mais acurada possível, principalmente os que não são resolvidos pela solução numérica do modelo devido à sua resolução espacial (Griffies *et al*, 2000). Malanotte-Rizzoli e Stone (2009) destacaram que a parametrização dos processos de mistura é um dos principais aspectos que necessitam de pesquisas teóricas e observacionais a fim de fornecer informações que possam ser aplicadas à modelagem oceânica para que sua física seja mais bem reproduzida. O método que se usa na tentativa de resolver feições de mesoescala é o aumento da resolução espacial e escolha ideal dos parâmetros de mistura do modelo (Maltrud e McClean, 2005; Greenberg *et al*, 2007; Jochum *et al*, 2008).

Em paralelo a estes esforços de desenvolvimento e aprimoramento da modelagem oceânica, existe a demanda associada às atividades exploratórias da indústria petrolífera no oceano. O Brasil, com seu extenso litoral, sedia diversas regiões de alto potencial de exploração de recursos naturais, tanto no continente quanto no oceano. Como exemplo, pode-se citar a região da plataforma continental da costa norte / nordeste brasileira que foi recentemente aprovada para exploração de petróleo (11/05/2011, http://rio-negocios.com/margem-equatorial-e-a-favorita/). Portanto, aliado a este crescente desenvolvimento econômico do país, as pesquisas associadas aos possíveis impactos e preservação do ambiente marinho, durante as etapas de extração e transporte, demandam que se obtenha o mais alto nível de conhecimento do meio ambiente.

Neste trabalho, será apresentado um estudo sobre as ondas de instabilidade tropical (OITs), um dos fenômenos de mesoescala mais importantes da região equatorial (Jochum *et al*, 2004b). Estas ondas são perturbações da frente de temperatura

da superfície do mar na região equatorial, que se propagam para oeste (Figura 1.1) (Legeckis, 1977). Estas ondas são geradas por processos de instabilidade associados com o cisalhamento intenso entre as correntes zonais equatoriais (Philander, 1976 e 1978). Como as OITs ocorrem ao longo do gradiente térmico que se forma com a pluma de água fria do Atlântico, elas se caracterizam como um fenômeno de variabilidade intra-sazonal dos oceanos equatoriais, acompanhando o ciclo anual da pluma de água fria (Willet *et al,* 2006), e contribuem para a variabilidade interanual dos máximos de temperatura da superfície do mar (TSM) no Atlântico (Jochum *et al*, 2004a). Uma descrição detalhada das OITs, assim como a revisão bibliográfica para o Atlântico, será apresentada no Capítulo 2.

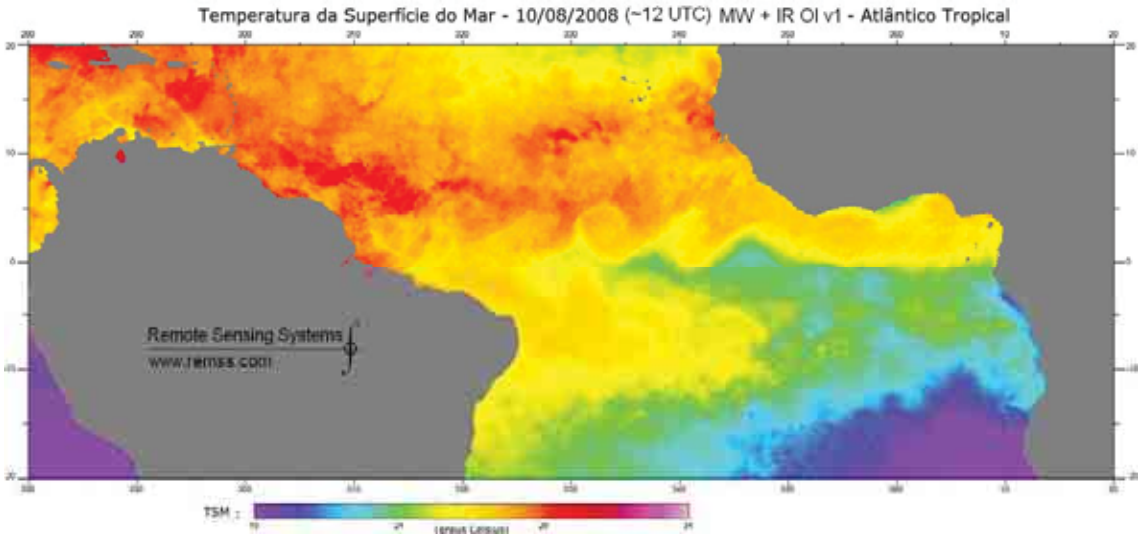


Figura 1.1: Campo de temperatura na superfície do mar, estimado pelo TMI (*Tropical Rainfall Measuring Mission Microwave Imager*), para o dia 10 de agosto de 2008. Disponível em: www.remss.com/sst/sst_data_daily.html

É sabido que variações nos padrões de temperatura da superfície do mar na região tropical do Atlântico influenciam o clima brasileiro (Moura e Shukla, 1981; Nobre e Shukla, 1996; Servain (1991) *apud* Stramma e Schott, 1999, Pezzi e Cavalcanti, 2001). Uma feição oceanográfica de destaque nesta região é a pluma de água fria no Atlântico tropical leste, que junto com a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), compõem uma região de alto interesse para um melhor entendimento da variabilidade climática regional e de grande escala (Schott *et al*, 2004). O balanço de calor no Atlântico tropical leste é determinado por trocas não-locais (advecção via circulação de grande escala), por ressurgência (costeira e equatorial) e processos de mistura associados na região da pluma de água fria, e por ondas equatoriais (Schott *et al*, 2004).

Assim, o conhecimento cada vez mais detalhado dos padrões de variação da temperatura dos oceanos, principalmente em superfície, associados com outras informações oceanográficas e meteorológicas, permite que sejam alcançadas melhorias nas representações e previsões climáticas.

Será visto no Capítulo 2.4 que as OITs estão incluídas no intenso processo de interação oceano-atmosfera da região equatorial que é responsável por variações climáticas globais em escalas temporais interanuais (Philander, 1990). Desta forma, elas tornam-se importantes para estudos de clima uma vez que contribuem de forma significativa para a redistribuição de calor e momentum no planeta (Hansen e Paul, 1984; Jochum *et al*, 2004b). Alguns trabalhos apontam a importância de sua representação na modelagem climática, como Jochum *et al* (2004a), Jochum *et al* (2004b) e Ham e Kang (2010). A representação mais acurada da variabilidade da TSM do Atlântico tropical na modelagem oceânica, incluindo as OITs (Davey *et al*, 2000, *apud* Jochum *et al*, 2004a), pode evitar que erros sistemáticos para esta área do Atlântico sejam amplificados em modelos acoplados de reprodução do clima (Schott *et al,* 2004). Para o Brasil e outros países que estão suscetíveis à variabilidade de chuva temperatura e umidade, estudos como estes são particularmente importantes (Schott *et al*, 2004). Um exemplo para o Pacífico é o estudo de Ham e Kang (2010), que observaram que a inclusão das OITs nas condições iniciais no Pacífico, melhorou as simulações prognósticas para modelos acoplados oceano-atmosfera.

No Pacífico, este fenômeno tropical tem sido mais extensamente estudado do que no Atlântico devido, em parte, à disponibilidade de observações diretas das propriedades do mar (Jochum *et al*, 2004b; Willet *et al*, 2006). Porém, assim como o sensoriamento remoto foi o método de investigação que permitiu a descoberta destas ondas oceânicas, desconhecidas até a década de 70, a modelagem oceânica permitiu estudos mais detalhados, principalmente sobre sua estrutura vertical. Já para o Atlântico, o panorama é diferente. Existem muitos estudos utilizando sensoriamento remoto (Legeckis e Reverdin, 1987; Steger e Carton, 1991; Katz, 1997; Dudley *et al*, 2000; Hashizume *et al*, 2001; Caltabiano *et al*, 2005; Wu e Bowman, 2007a; Wu e Bowman, 2007b; Bunge *et al*, 2007; Athie e Marin, 2008), observacionais locais e de curto intervalo amostral (Düing *et al*, 1975; Weisberg, 1979; Wesiberg *et al*, 1979; Weisberg e Horigan, 1981; Weisberg, 1984; Weisberg, 1985; Weisberg e Weingartner, 1988; Grodsky *et al*, 2005; Bunge *et al*, 2007), limitados pela observação de uma ou duas propriedades do oceano, e alguns poucos estudos, por observações e/ou por modelagem (Philander *et*

al, 1986; Yu *et al*, 1995; Jochum *et al*, 2004b; Seo *et al*, 2006; Seo *et al*, 2007; Wu *et al*, 2008; Han *et al*, 2008; von Shuckman *et al*, 2008; Athie *et al*, 2009; Seo e Xie, 2011), buscando compreender o fenômeno como um todo. É possível estabelecer alguns padrões de similaridade entre as OITs no Pacífico e no Atlântico, no entanto, as diferenças de extensão entre as bacias oceânicas equatoriais destes dois oceanos implicam também ocorrências e características distintas (Weibserg e Weingartner, 1988). Portanto, o melhor conhecimento das características das OITs no Atlântico incluindo sua variabilidade temporal e espacial, bem como sua relação com os mecanismos físicos associados à ocorrência, trará contribuições significativas à compreensão deste fenômeno, que continua em aberto.

Estudar as ondas de instabilidade tropical a partir de reanálises oceânicas é uma oportunidade de observar suas características não somente em superfície, mas ao longo da coluna d'água, compreender os processos físicos relacionados e avaliar sua variabilidade temporal. Além disso, utilizar resultados de modelagem oceânica global oferece algumas vantagens para estudos de mesoescala como este. Por exemplo, as análises das trocas de energia requerem um valor médio para ser considerado como fluxo base. No entanto, os estudos, principalmente observacionais, até então possuem séries temporais relativamente curtas, o que pode implicar em uma baixa representatividade da média utilizada.

O objetivo geral deste estudo é identificar os padrões de variabilidade temporal das ondas de instabilidade tropical no oceano Atlântico, avaliando a distribuição espacial das freqüências dominantes destas ondulações, tanto em superfície como em profundidade, utilizando resultados de modelagem oceânica global. Identificar e descrever as características das anomalias relativas às ondas de instabilidade é um objetivo específico do trabalho.

Para cumprir tais objetvos, serão utilizadas as séries temporais de 51 anos das reanálises SODA (*Southern Ocean Data Assimilation*) das variáveis: elevação da superfície livre, temperatura, salinidade, componentes zonal e meridional de velocidade. Estes resultados serão filtrados na faixa espectral de períodos entre 20 e 50 dias e de comprimentos de onda entre 555 km (5º de longitude) e 2775 km (25º de longitude). Adicionalmente serão avaliados campos de temperatura da superfície do mar da base de dados do projeto *Remote Sensing Systems* (http://www.remss.com), gerada por observações dos radares *Tropical Microwave Imager* (TMI) e *Advanced*

Microwave Scanning Radiometer (AMSR-E) para comparar a representatividade das OITs geradas pela simulação SODA.

Para realizar a análise sinótica e avaliar a variabilidade temporal das OITs em modelagem oceânica, se fez necessário optar por uma simulação oceânica de longo prazo. No entanto, a maioria dos modelos oceânicos globais utiliza baixa resolução espacial para considerar estudos de mesoescala como este. A partir destes critérios (necessidade de resolução espacial adequada e simulação longa) escolheu-se as reanálises do SODA. Trata-se de um projeto multi-institucional, com seu desenvolvimento sendo liderado pelo Departamento de Ciências Atmosféricas e Oceânicas (*Department of Atmospheric & Oceanic Science*) da Universidade de Maryland (*University of Maryland*), Estados Unidos. Ao longo dos últimos anos, simulações climáticas de longo prazo vêm sendo realizadas e aprimoradas no âmbito do projeto (James Carton, comunicação pessoal).

1.1 Estrutura do texto

O presente documento de tese está estruturado da seguinte forma. No Capítulo 2, as OITs são contextualizadas no oceano Atlântico, desde uma breve apresentação das condições oceanográficas e meteorológicas do Atlântico tropical até a revisão da bibliografia sobre as OITs. Em seguida, no Capítulo 3 a metodologia aplicada é apresentada, com a descrição dos dados utilizados e a análise estatística adotada. No Capítulo 4 são avaliados, inicialmente, os campos médios dos resultados do modelo oceânico global. Em seguida, a variabilidade temporal das OITs no Atlântico é discutida, sendo descritos os padrões em superfície e em profundidade. No fim deste capítulo são apresentados índices de variabilidade temporal das OITs, criados para avaliar a variação interanual das OITs geradas pelo modelo oceânico. No Capítulo 5 as conclusões das análises realizadas são discutidas, finalizando com recomendações de trabalhos futuros. Por fim, no Capítulo 6 está a bibliografia utilizada neste documento.

2. Descrição do Oceano Atlântico Tropical

O oceano Atlântico tropical é a região compreendida entre os trópicos de Câncer e de Capricórnio que inclui o sistema de ventos alíseos vindos dos hemisférios norte e sul, que convergem em baixos níveis na Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Schott *et al*, 2004). No entanto, neste estudo o Atlântico tropical é definido como a região compreendida entre as latitudes de 20°N e 20°S. No equador, o Atlântico se estende de 10°E a 45°W, com uma distância de mais de 6.000 km.

Dentre as principais características do oceano nesta região podem-se citar a pluma de água fria no Golfo da Guiné, e a presença dos ventos alíseos de sudeste e de nordeste convergindo em superfície na região da ZCIT. Devido a processos de interação entre o oceano e a atmosfera, estas feições possuem variações em escalas temporais e espaciais que influenciam na ocorrência e variabilidade das ondas de instabilidade tropical no oceano Atlântico.

Com o intuito de melhor compreender a estrutura dinâmica em que estão inseridas as ondas de instabilidade tropical (OITs), será apresentada brevemente uma descrição das correntes oceânicas, e circulação atmosférica do oceano Atlântico tropical, e sua variabilidade. A seguir, a bibliografia sobre as OITs é revista, mostrando o conhecimento atual sobre elas.

2.1 Circulação Atmosférica

A circulação atmosférica no Atlântico equatorial é marcadamente caracterizada pela presença dos ventos alíseos. O intenso aquecimento nessa região do planeta gera baixas pressões em superfície devido à evaporação, ocasionando a convergência dos ventos alíseos de nordeste (provenientes do hemisfério norte) e de sudeste (provenientes do hemisfério sul) em baixos níveis. Na região de convergência, o ar quente ascende e se resfria em níveis mais altos perdendo umidade por condensação e consequente precipitação. Este ar mais frio é transportado até subsidir e se aquecer para então formar os alíseos novamente. Esta distribuição que forma um gradiente zonal é responsável por manter a célula de circulação atmosférica de Walker (Merle *et*

al, 1979) (Figura 2.1). Segundo Hastenrath (2007), somente durante o inverno (hemisfério sul) a célula de circulação zonal-vertical de Walker está bem desenvolvida sobre o Atlântico equatorial.

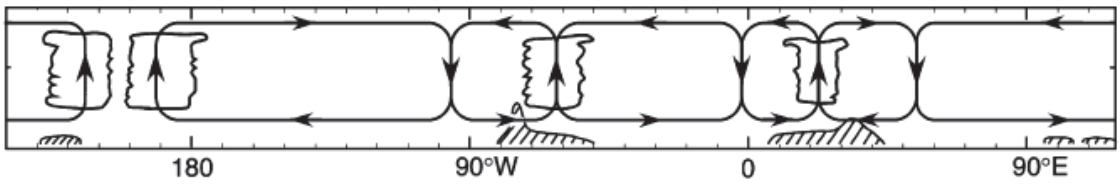


Figura 2.1: Célula equatorial zonal de circulação atmosférica. *Fonte:* Holton (2004).

A região de convergência dos ventos alíseos em baixos níveis é denominada Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e é um dos mais importantes sistemas meteorológicos atuando nos trópicos, na fronteira entre os hemisférios norte e sul (Figura 2.2), onde se encontram as maiores concentrações de nuvens de origem convectiva e de chuva, constituindo uma zona de baixa pressão atmosférica (Philander *et al*, 1996). No entanto, ela não se apresenta de forma simétrica sobre o equador devido à distribuição dos continentes. A presença da Amazônia no oeste do Atlântico, e da África na outra extremidade, é de suma importância para a variação dos ventos alíseos uma vez que estes são influenciados pela convecção atmosférica que ocorre na Bacia Amazônica, que por sua vez é controlada por interações com processos terrestres (Carton e Zhou, 1997). Uma das principais interações entre o oceano e a atmosfera na região equatorial é a variação do posicionamento da ZCIT, que está relacionada com o campo de TSM, determinando a localização de ventos em superfície, devido às trocas de calor que ocorrem na interface (Philander *et al*, 1996).

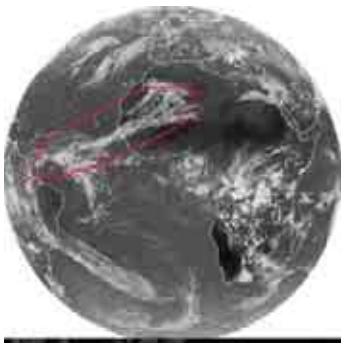


Figura 2.2: Imagem Infra-vermelho do Satélite GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellites*), em 12 de setembro de 2009. A posição da ZCIT está destacada em vermelho.

Sazonalmente, a ZCIT apresenta uma variação em seu posicionamento (Figura 2.3), migrando para norte durante a primavera, e sua posição mais ao sul durante o outono (Chiang *et al*, 2002). Ding *et al* (2009) discutiram o ciclo sazonal do vento zonal sobre o Atlântico equatorial (Figura 2.4), onde o ciclo anual é dominante na porção oeste da bacia, enquanto que na porção leste domina o ciclo semianual.

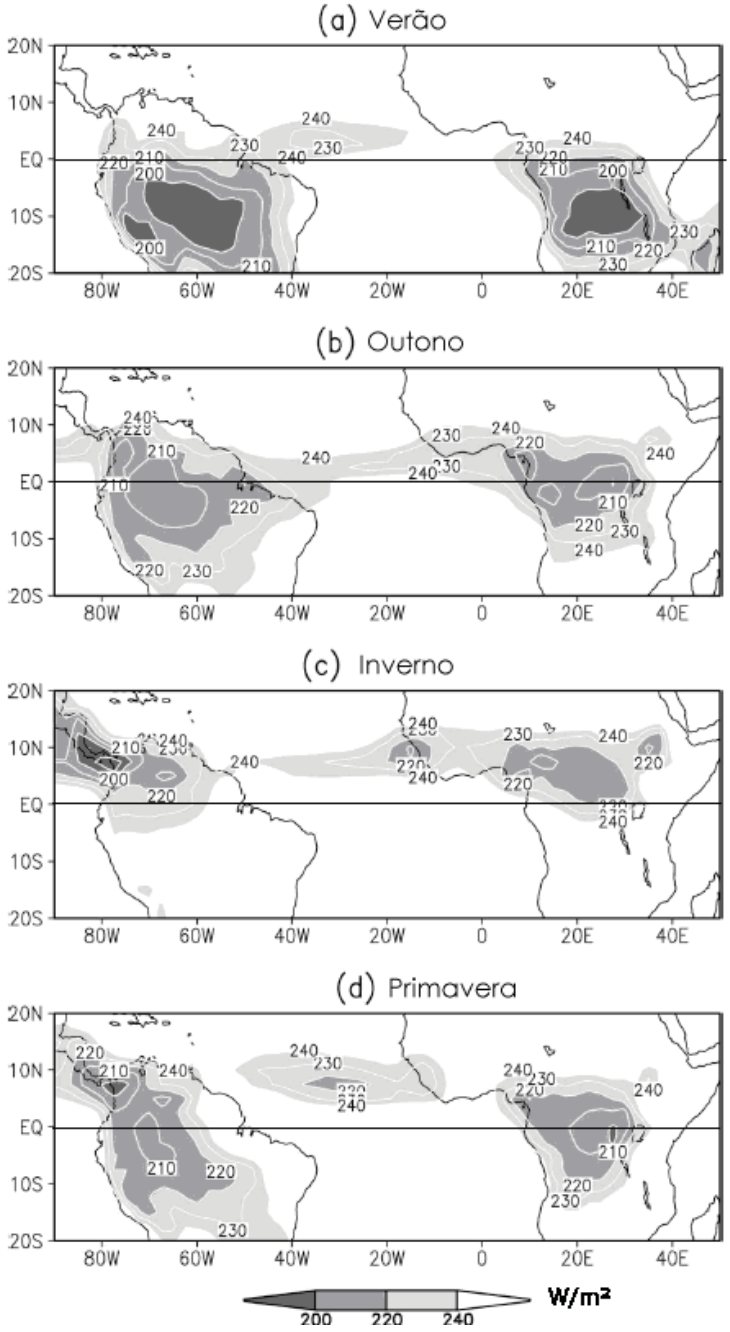


Figura 2.3: Média climatológica da radiação de onda longa emitida para o espaço no período de 1979 – 1993, sobre o Atlântico tropical ilustrando o posicionamento da ZCIT ao longo do ano. *Adaptado de*: Wang e Fu (2007).

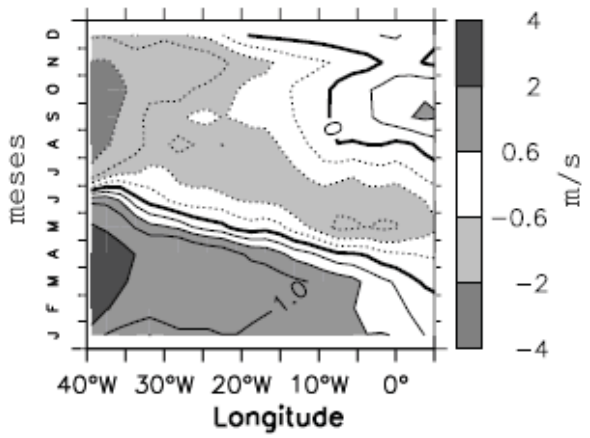


Figura 2.4: Ciclo sazonal do atrito do vento zonal (taux) no Atlântico equatorial (anomalias em relação a media anual), a partir das reanálises do NCEP/NCAR. *Adaptado de*: Ding *et al* (2009).

2.2 Circulação oceânica

A característica principal do sistema de correntes equatoriais é a alternância de fluxos zonais. Isto ocorre como resultado do seguinte mecanismo (Gill, 1972, *apud*, Düing, 1974). Os ventos de leste (alíseos), atuando sobre um oceano equatorial margeado por costas nas margens leste e oeste, geram uma inclinação na superfície do mar de forma que a força do gradiente de pressão resultante seja de oeste para leste. Assim, como a superfície se inclina em direção oeste (mais alta no oeste), as isopicnais próximas à superfície se inclinam em direção leste (mais altas no leste). Este gradiente de pressão se estivesse afastado do equador, seria balanceado geostroficamente por um fluxo em direção ao equador devido ao efeito beta planetário. No entanto, sobre o equador, isto não ocorre devido ao anulamento do parâmetro de Coriolis e as águas fluem ao longo do gradiente de pressão, gerando a corrente para leste. O transporte de Ekman em direção aos pólos faz com que as correntes próximas à superfície sejam divergentes e, abaixo da superfície ocorre uma convergência geostrófica induzida pelo gradiente de pressão zonal (Figura 2.5). Dessa forma, a divergência equatorial fornece condições para que águas mais frias de subsuperfície aflorem e recebam calor, produzindo um processo de formação de massa d'água aquecida (Lee e Csanady, 1999). Assim, neste modelo simplificado, a circulação equatorial resultante consiste de uma corrente para oeste na superfície (Corrente Sul Equatorial) e uma corrente para leste em subsuperfície (Subcorrente Equatorial) dentro da termoclina (Philander, 2001).

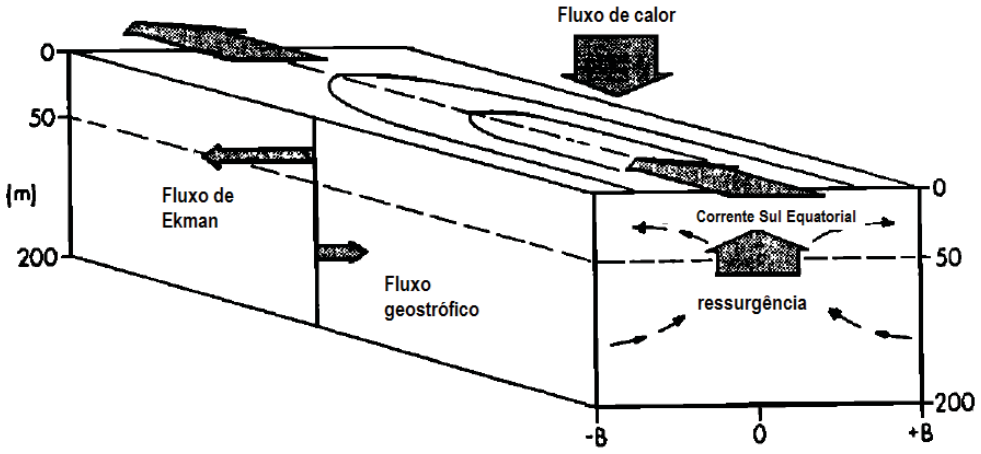


Figura 2.5: Representação esquemática dos principais componentes do balanço de massa e calor na região equatorial. *Adaptado de*: Wyrtki (1981), *apud* Lee e Csanady (1999).

No entanto, esse sistema equatorial está ligado aos giros de circulação subtropical norte e sul, o que torna o sistema de correntes um pouco mais complexo. Na Figura 2.6 estão ilustradas as principais células de circulação oceânica do Atlântico em um esquema simplificado. A seguir, será descrita a circulação tropical, considerando algumas de suas variações sazonais.

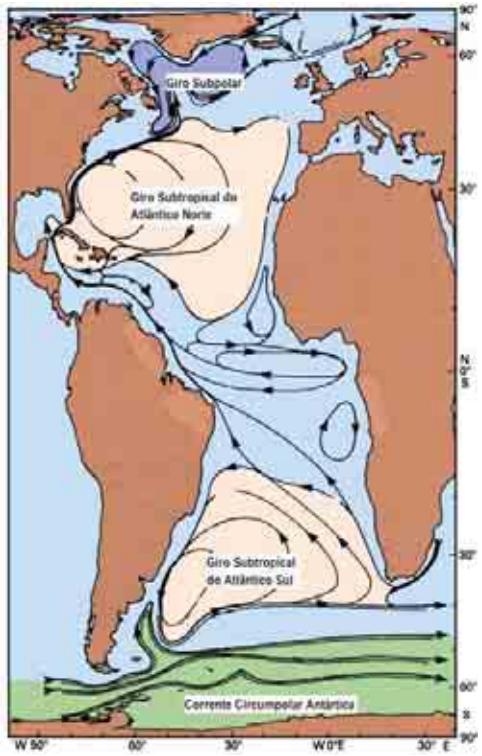
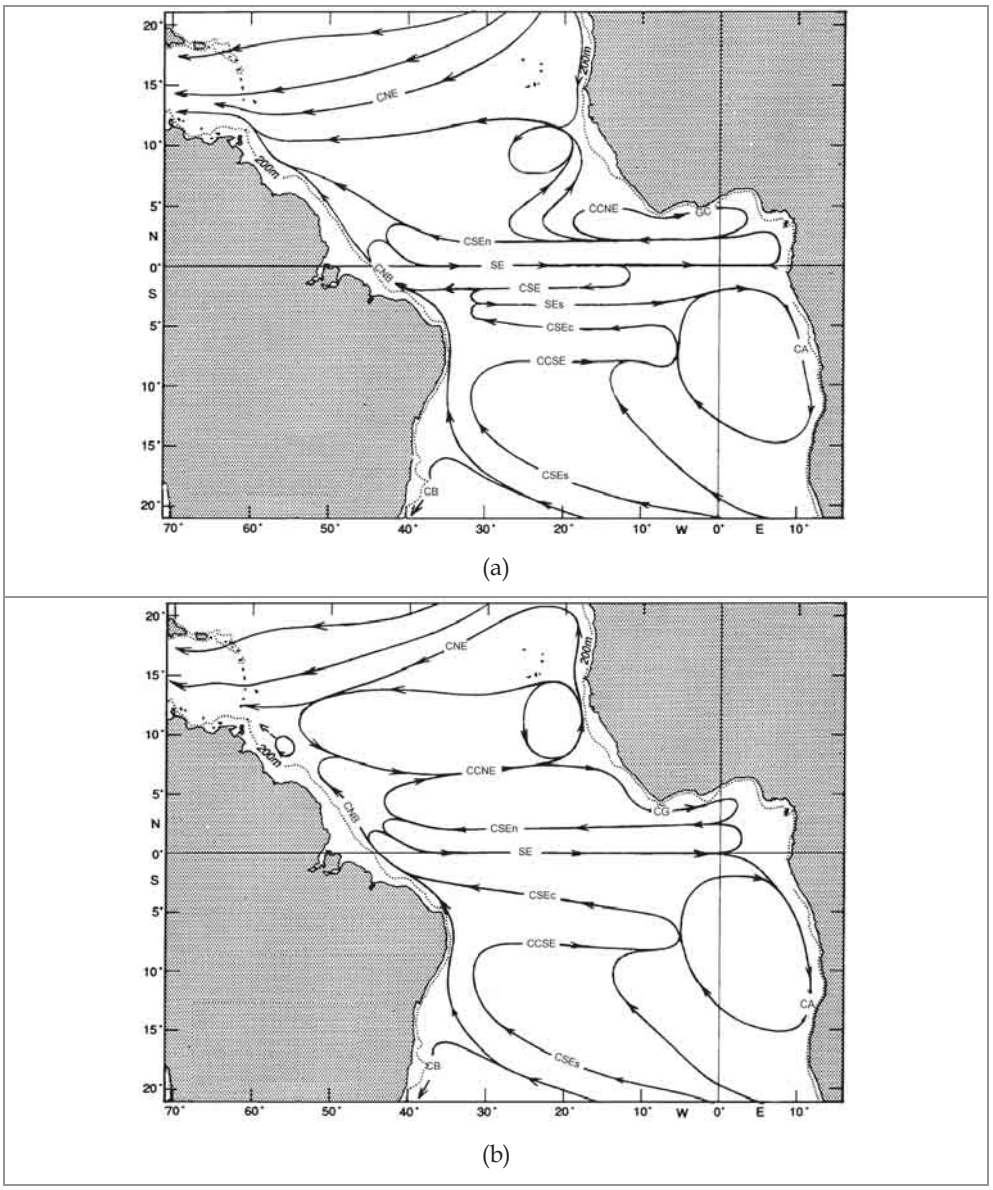


Figura 2.6: Principais giros de circulação oceânica superficial do Atlântico. *Adaptado de*: Tomczak e Godfrey (2005).

Na Figura 2.7 pode-se observar o padrão de circulação superficial para as situações de outono e inverno. As principais correntes em superfície são as Correntes Sul e Norte Equatorial (CSE e CNE, respectivamente), que são responsáveis por transportar calor em direção às altas latitudes (Lumpkin e Garzoli, 2005). Ambas as correntes fluem para oeste, sendo que a CSE encontra-se aproximadamente entre 3°N – 15°S, com as máximas velocidades encontradas na região próximo ao equador (Peterson e Stramma, 1991). Lumpkin e Garzoli (2005) descrevem a CSE (baseado em uma compilação de dados coletados para a região) como um sistema de correntes com duas correntes de jato para oeste – o ramo norte (CSEn) e ramo central da CSE (CSEc), separadas por um ramo fraco de velocidades para sul (Figura 2.2.3). Os jatos CSEn e CSEc são alimentados pela recirculação da Contra-corrente Norte Equatorial (CCNE) e Corrente da Guiné, e o ramo sul (CSEs) é alimentado pela Corrente de Benguela que flui de sul para norte próximo à costa africana (Philander, 2001; Stramma *et al,* 2003). A leste de 5°W a CSE se apresenta fraca e de forma esparsa. A CSEs, ao encontrar a costa brasileira, se bifurca em 12°S – 14°S (Lumpkin e Garzoli, 2005) para dar origem à Corrente do Brasil (CB) para sul, e Corrente Norte do Brasil (CNB) para norte (Peterson e Stramma, 1991). A CNB é uma intensa corrente de bordo oeste e atua fechando a circulação oceânica do giro equatorial gerado pelo vento, transportando águas de superfície do Atlântico Sul para o hemisfério norte (Peterson e Stramma, 1991). Ela flui pelo equador e ao longo da margem continental brasileira, separando-se da costa ao norte do delta do rio Amazonas, retornando para leste entre 5°N e 10°N, alimentando a Contra – Corrente Norte Equatorial (CCNE) com uma pequena contribuição da CNE (Wilson *et al*, 1994). Depois de cruzar o equador, uma componente da CNB retroflete para leste para alimentar a Subcorrente Equatorial (SE) (Lumpkin e Garzoli, 2005), que flui no equador para leste, entre as profundidades de 50 e 300 metros. Na compilação de estudos do Atlântico Sul realizada por Peterson e Stramma (1991), a SE seria alimentada por águas da região da termoclina do Atlântico Sul, e uma de suas principais características é o núcleo de alta salinidade (cerca de 36,5 no Atlântico oeste). A região zonal de mínimo da CSE corresponde à posição da SE (Figura 2.8). A SE é uma intensa corrente, abrangendo cerca de 1,5° de latitude, com velocidades da ordem de 100 $cm.s^{-1}$ (Peterson e Stramma, 1991). Margeando o equador a alguns graus a norte e a sul, encontram-se as Subcorrente Equatorial Norte e Sul (SEN e SES) (Jochum e Malanotte-Rizzoli, 2004), fluindo para leste. Durante sua trajetória ao longo da bacia, os núcleos das correntes se tornam mais rasos, atravessando as isopicnais, e se deslocam

em direção aos pólos (Jochum e Malanotte-Rizzoli, 2004). A SES é encontrada tipicamente entre 3°S e 5°S, sendo um fluxo praticamente contínuo zonalmente em 5°S na parte oeste e se aproximando dos 8°S na parte leste, sendo alimentada por águas da CSE (Stramma e Schott, 1999). Jochum e Malanotte-Rizzoli (2004) apresentam uma revisão sobre teorias a respeito dos processos dinâmicos que originam essas correntes de subsuperfície (SEN e SES) e concluem que não há um consenso a respeito.



(a)

(b)

Figura 2.7: Mapa esquemático ilustrando a distribuição horizontal das principais correntes oceânicas superficiais (AT) do Atlântico, para outono (a) e primavera (b). Siglas: CNE – Corrente Norte Equatorial; CCNE – Contra-Corrente Norte Equatorial; CG – Corrente da Guiné; CSE – Corrente Sul Equatorial; CSEn - Corrente Sul Equatorial norte; CSEc - Corrente Sul Equatorial central; CSEs - Corrente Sul Equatorial sul; SE – Subcorrente Equatorial; CNB – Corrente Norte do Brasil; CA – Corrente da Angola; CCSE – Contra-Corrente Sul Equatorial; CB – Corrente do Brasil e SEs – Subcorrente Equatorial sul. *Adaptado de*: Stramma e Schott (1999).

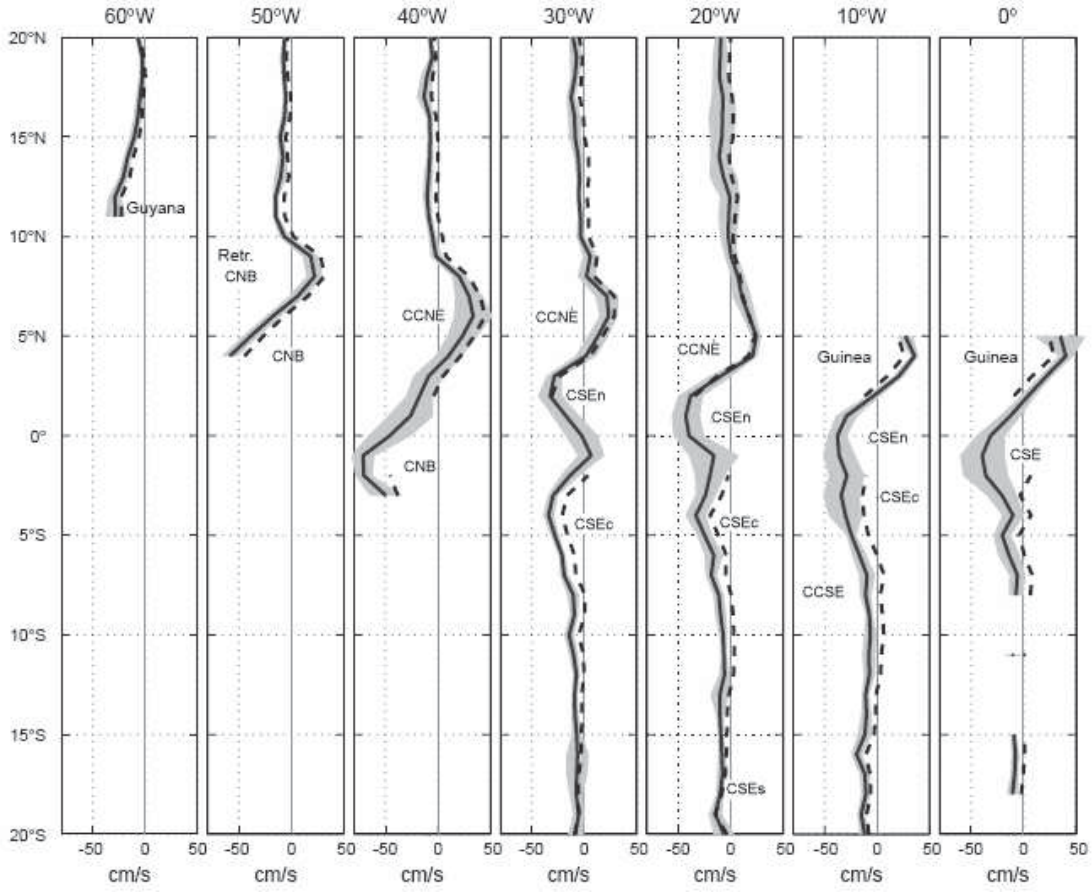


Figura 2.8: Curva sólida: média anual de velocidade zonal de derivadores (média zonal a cada 5°). Sombreado: erro padrão. *Adaptado de*: Lumpkin e Garzoli (2005).

Na Figura 2.9 é apresentado um esquema resumindo os principais elementos que ocorrem no sistema equatorial do Atlântico, para o mês de agosto. Nela é possível observar em profundidade (resumidamente) os padrões descritos anteriormente. É notável a intensidade das correntes zonais em direções opostas (em azul para leste e em vermelho para oeste), gerando intensos cisalhamentos horizontais de corrente.

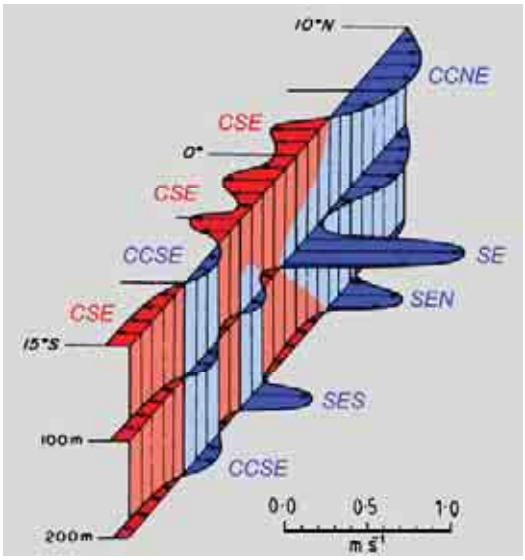


Figura 2.9: Esquema da estrutura do sistema de correntes oceânicas equatoriais do Atlântico. *Adaptado de*: Tomczak e Godfrey (2005).

A variabilidade da circulação oceânica possui o ciclo sazonal como o sinal mais intenso no Atlântico tropical, segundo Stramma e Schott (1999), e reflete a resposta à variação sazonal do campo de ventos e à migração da ZCIT.

2.2.1 Temperatura da superfície do mar (TSM)

A TSM é o principal parâmetro físico do oceano que afeta a atmosfera, que por sua vez é determinada pela dinâmica oceânica das camadas superiores (Lumpkin e Garzoli, 2005). Assim, de acordo com o que foi apresentado no item anterior sobre a circulação oceânica do Atlântico equatorial, aqui a sazonalidade da TSM é descrita brevemente considerando-se os principais fenômenos envolvidos.

Carton e Zhou (1997) realizaram simulações numéricas para analisar os parâmetros físicos que influenciam o ciclo anual da TSM no Atlântico e observaram que o fluxo de calor sensível em superfície aquece diretamente o oceano e indiretamente modula a profundidade da camada de mistura. Já quanto ao calor latente, este é dependente da intensidade do atrito do vento na superfície do mar, e esta interação é mais importante na parte oeste do Atlântico tropical. Dessa maneira, a TSM no Atlântico equatorial apresenta-se de maneira distinta nas porções leste e oeste (Ding *et al*, 2009), como pode ser observado na Figura 2.10 (intenso sinal anual no oeste e semianual no leste). Na região oeste, a TSM possui pequena variação ao longo do ano e na parte leste as águas superficiais do oceano são mais frias entre junho e setembro

(Merle *et al*, 1979). Esta água mais fria é transportada para superfície através do processo de ressurgência (Merle *et al*, 1979; Picaut, 1983; Philander, 1979; Carton e Zhou, 1997), pois ao longo da costa do Golfo da Guiné os ventos são favoráveis à formação de ressurgência (fluem paralalemente à costa, gerando uma divergência de Ekman (Philander, 1979)). Esta ressurgência equatorial gerada é chamada de pluma de água fria (Figura 2.11). As margens desta pluma apresentam um gradiente intenso de temperatura ao norte (conhecido como frente equatorial) e um gradiente menos intenso ao sul.

É interessante ressaltar que a profundidade da termoclina (isoterma de 20ºC) possui sazonalidade modulada pela componente zonal do vento. Ela está (na média anual) inclinada na direção oeste (a 100 metros de profundidade) – leste (a 50 metros de profundidade), sendo que na porção oeste o sinal anual é intenso e na parte leste o período semianual é o dominante (Ding *et al*, 2009).

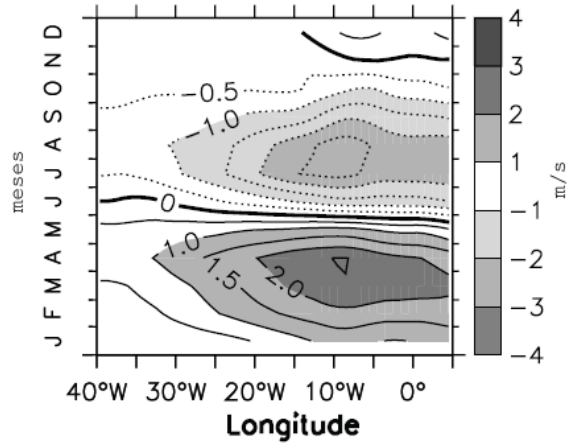


Figura 2.10: Ciclo sazonal de TSM. *Adaptado de*: Ding *et al* (2009).

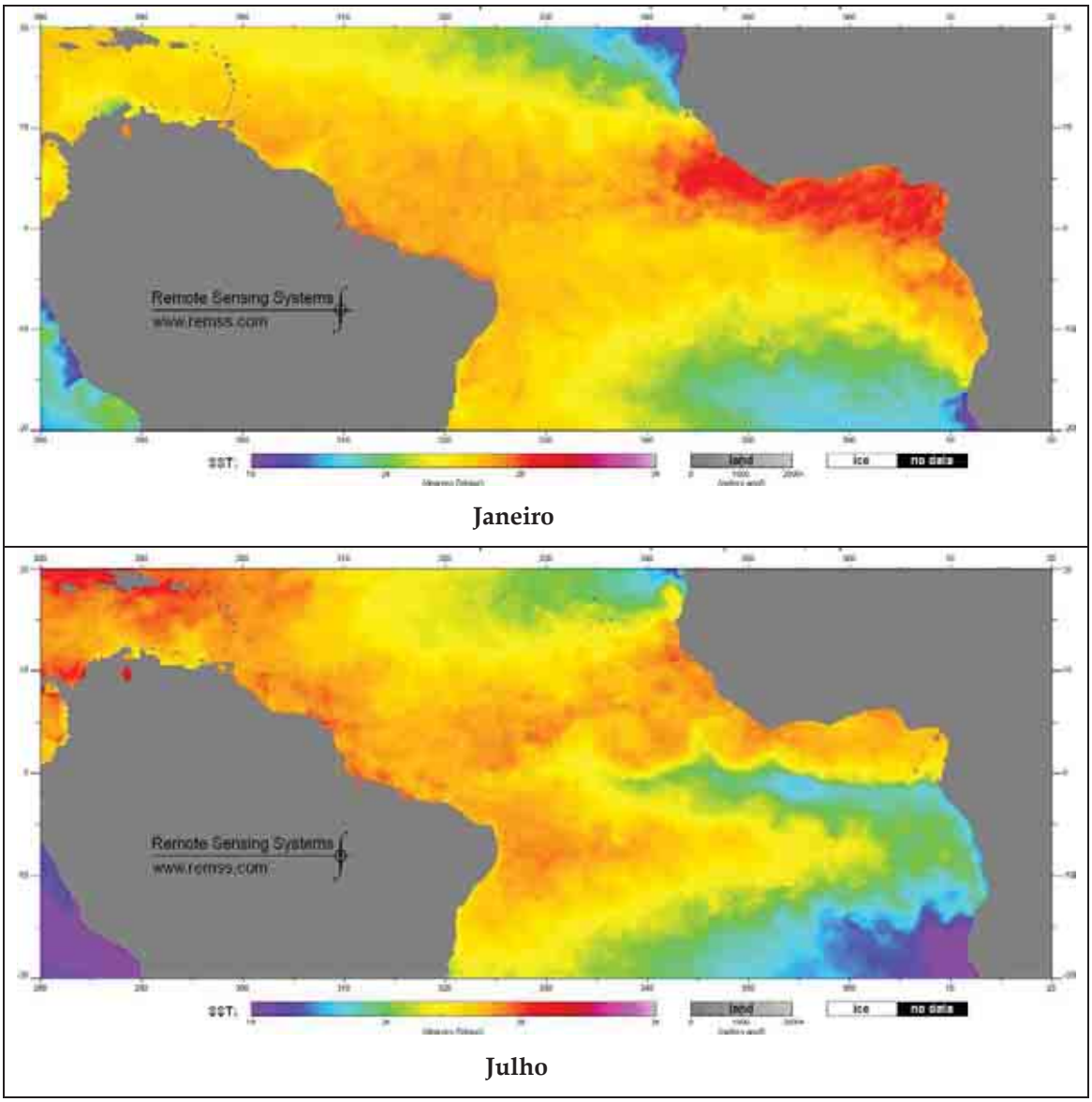


Figura 2.11: Campo de temperatura na superfície estimado pelo TMI (*Tropical Rainfall Measuring Mission Microwave Imager*), exemplificando a presença da pluma de água fria durante o mês de Julho e ausente em Janeiro (2009). Disponível em: www.remss.com/sst/sst_data_daily.html

Próximo ao equador, a variabilidade oceânica pode modular o ciclo sazonal de TSM de ano para ano, gerando variabilidade interanual, alterando a posição de máxima TSM (Jochum *et al*, 2004a). Considerando-se variações de mais baixa freqüência, há um consenso na literatura que a variabilidade climática no Atlântico tropical é claramente sensível às diferenças de TSM na região equatorial (Marshall *et al*, 2001), e sua variação em frequência decadal (~12 a 13 anos) reflete o dipolo do Atlântico (Chang *et al*, 1997). O dipolo é definido como a variação decadal do gradiente de TSM entre os dois hemisférios, através do equador, associada com anomalias de ventos de sudeste no hemisfério sul (h.s.) e anomalias de ventos de sudoeste no hemisfério norte (h.n.) (Chang *et al*, 1997). Quando estes ventos atuam no sentido de

intensificar os alíseos de sudeste no hemisfério sul e reduzir os alíseos de nordeste no hemisfério norte, o fluxo de calor de superfície do oceano para a atmosfera é reduzido no hemisfério norte, intensificando o gradiente do dipolo. Isto ocorre de forma similar para a oscilação contrária (Chang *et al*, 1997).

Um modo equatorial similar ao El-Niño do Pacífico, ocorre no Atlântico tropical, variando em escalas sazonais e interanuais (Zebiak, 1993; Marshall *et al,* 2001; Visbeck, 2002; Florenchie *et al,* 2004), no entanto, de maneira menos intensa (Zebiak, 1993). Este modo de variação acoplado no Atlântico é um dos principais modos, que juntamente com forçantes externas e remotas compõem a variabilidade do Atlântico equatorial (Zebiak, 1993), e exercem influência sobre o clima dos continentes adjacentes. Ainda segundo Zebiak (1993), durante a fase quente os alíseos estão menos intensos no Atlântico equatorial oeste, e a TSM próximo ao equador está maior, especialmente na bacia leste. Durante a fase fria, os alíseos na parte oeste estão mais intensos e a TSM próximo ao equador, menor.

2.3 Ondas de Instabilidade Tropical

2.3.1 Introdução

As ondas de instabilidade tropical (OITs) tornaram-se conhecidas através da utilização do sensoriamento remoto como método de observação dos oceanos a partir da década de 70. Desde então, diversos estudos vem explorando este assunto de forma bastante abrangente.

O conhecimento destas ondas é relativamente recente. Os primeiros estudos a respeito iniciaram-se na década de setenta, juntamente com os estudos de oceanografia por satélite. O uso do sensoriamento remoto como método de investigação permitiu uma evolução no desenvolvimento de teorias e modelos a respeito de fenômenos de mesoescala como giros, vórtices, jatos, frentes e meandros (Willet *et al*, 2006). Para a região equatorial do Atlântico, este tem sido um método de observação importante para estudos de mesoescala por ser uma área com poucas observações *in situ*, quando comparada com o oceano Pacífico, por exemplo. Alguns programas científicos conduzidos no Atlântico tropical, que aliados a informações de satélite, foram essenciais para a oceanografia desta região. Dentre eles podemos citar alguns. O pioneiro foi o GARP / GATE (*Global Atmospheric Research Program – Atlantic Tropical*

Experiment) (Düing, 1974; www.ametsoc.org/sloan/gate/index.html) que teve como objetivo determinar escalas espaciais e temporais de fenômenos transientes equatoriais, além de estudar sua interação com as correntes equatoriais e investigar a dependência de fenômenos oceânicos com a atmosfera. E a seguir vieram outros de igual importância como o SEQUAL / FOCAL (*Seasonal Equatorial Atlantic do Programme Français Océan Climat Atlantique Equatorial*) (Weisberg, 1984). O programa PIRATA (*Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic*) (http://www.pmel.noaa.gov/pirata/), o único ainda em andamento dentre os citados aqui, começou no ano de 1997, unindo esforços do Brasil, França e Estados Unidos da América (Bourlés *et al*, 2008). O PIRATA, utilizando bóias de aquisição contínua do tipo ATLAS (*Autonomous Temperature Line Acquisition System*) localizadas no oceano Atlântico tropical, possui como objetivo o conhecimento da variabilidade interanual oceânica e atmosférica, fornecendo informações para compreender melhor as interações entre estes dois meios (Bourlés *et al*, 2008). E o programa PICOLO (*Production Induite em Zone de Convergence par lês Ondas Longues Océaniques*) buscou compreender aspectos biológicos relacionados com as OITs no Atlântico, no ano de 1997 (Menkes *et al*, 2002).

As OITs são ondulações que ocorrem na frente de temperatura formada na margem norte da pluma de água fria sazonal, na região leste equatorial, com variações da ordem de 1°C – 2°C, períodos de 20 a 40 dias, comprimentos de onda de 1.000 a 2.000 km, e velocidade de fase de cerca de 0,5 m/s. Estas ondas caracterizam um fenômeno típico que ocorre nos oceanos equatoriais. Seu mecanismo de geração está diretamente relacionado com a intensificação do cisalhamento das correntes zonais em resposta à variação anual dos ventos alíseos.

Estas ondas, assim como vórtices de meso-escala, possuem um papel importante na dinâmica e biologia da região equatorial (Evans *et al*, 2009), principalmente na transferência de massa, energia, calor e constituintes biológicos ao longo das correntes equatoriais (Menkes *et al*, 2002; Jochum *et al*, 2004b). Além disso, possuem papel importante no balanço de energia dos oceanos tropicais uma vez que sua velocidade de propagação é da mesma ordem de magnitude das correntes zonais médias.

Apesar de o foco do presente estudo ser no oceano Atlântico serão apresentados, adicionalmente, estudos para o oceano Pacífico, pois estes fornecem contribuições para o entendimento das OITs no Atlântico. As OITs ocorrem de maneira

similar nos dois oceanos, com algumas diferenças entre eles devido à extensão da bacia oceânica, sistema de correntes equatoriais e posição da ZCIT. Além disso, o oceano Pacífico concentra muitas observações e medições oceanográficas e meteorológicas, e a maior parte dos estudos relacionados às OITs foi realizada para este oceano.

Desde os primeiros estudos das OITs, tanto no Atlântico quanto no Pacífico, as pesquisas relacionadas a esse assunto vêm sendo desenvolvidas com diferentes abordagens, por diversas metodologias, podendo ser citadas: a utilização do sensoriamento remoto, análises de dados hidrográficos históricos, análises teóricas, modelagem numérica e observação direta por correntômetros e derivadores. Willet *et al* (2006) apresentam uma revisão com diversas abordagens para o oceano Pacífico. Neste capítulo será apresentado um histórico dos estudos relacionados a este tipo de onda equatorial, explorando seus mecanismos de geração, ocorrência, interação com a atmosfera e variabilidade espaço-temporal.

2.3.2 Atlântico

Düing (1974) apontou uma das primeiras indicações (teóricas) de ocorrência de OITs nos oceanos equatoriais relacionadas com o cisalhamento horizontal da SE. O autor indica dois tipos principais de ondas que podem ter importância no ajuste das correntes equatoriais em resposta às variações dos ventos alíseos: ondas de Rossby gravidade (propagando para oeste) e ondas de Kelvin (propagando para leste). E estas ondas não são necessariamente geradas localmente. Tempestades que ocorrem no continente sul-americano nas médias latitudes provavelmente geram ondas de Kelvin que se propagam para norte ao longo da costa e ao chegar ao equador, se propagam para leste. O autor sugere ainda que, as ondas que se propagam para oeste no equador, ao alcançar a porção oeste da bacia transferem momentum para correntes costeiras.

As OITs foram primeiramente observadas no Atlântico através da análise dos dados coletados (corrente, temperatura e salinidade) durante o *The Equatorial Experiment*, um dos componentes da expedição GATE, sendo este estudo publicado por Düing *et al* (1975). Eles observaram ondas com comprimentos de aproximadamente 2.600 km e períodos entre duas e três semanas.

No final dos anos setenta, Philander (1976, 1978) publicou as primeiras análises mais aprofundadas das OITs. Ele apresentou, utilizando análises de estabilidade, a hipótese de que um processo de instabilidade barotrópica gerado a partir do

cisalhamento entre as correntes CSE e CCNE (Figura 2.12) seria responsável pela ocorrência das OITs no Pacífico, primeiramente em um modelo teórico (1976) e posteriormente aplicando o modelo a dados observados (1978).

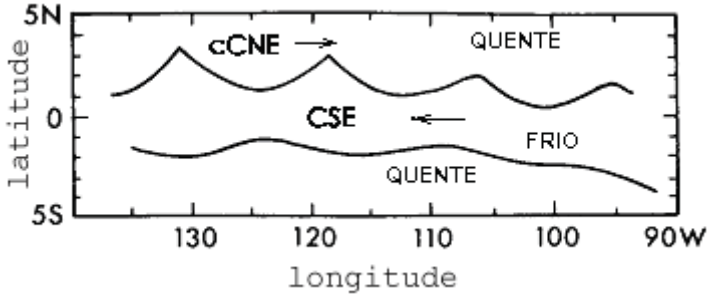


Figura 2.12: Representação esquemática do padrão de TSM e correntes oceânicas da região equatorial. *Adaptado de*: Philander (1976).

Em 1976 Philander explica que o efeito beta influencia a estabilidade de uma corrente quando o comprimento da corrente (ou da região de cisalhamento de fluxos) L é comparável com a escala de comprimento $l_1 = (U_0 / \beta)^{1/2}$, onde U_0 é uma medida da intensidade da corrente e β é o gradiente meridional do parâmetro de Coriolis. Este efeito aumenta a estabilidade inercial (barotrópica) de uma corrente para leste, mas pode desestabilizar uma corrente para oeste. De acordo com a dinâmica quase-geostrófica, quando o efeito beta é importante (ou seja, quando $L \sim l_1$) a divergência aumenta a estabilidade inercial de correntes para leste, mas pode desestabilizar correntes no sentido oposto. Em 1978, Philander propôs uma relação entre período, comprimento e a taxa de decaimento das OITs quando se alteram os valores de velocidade das correntes zonais cisalhantes. Ele obteve um período típico de um mês e comprimento de 1.100 km para a onda mais instável, e observou que intensificar a corrente resulta numa diminuição do período da onda mais instável. As maiores amplitudes foram observadas na região de cisalhamento mais intenso das correntes.

Do final da década de setenta até o final da década de oitenta, Robert Weisberg foi o principal contribuidor para o conhecimento e entendimento das OITs no Atlântico. Ele trabalhou com dados coletados durante o GATE (Weisberg, 1979; Weisberg *et al*, 1979) e o SEQUAL (Weisberg e Horigan, 1981; Weisberg, 1984; Weisberg, 1985; Weisberg e Weingartner, 1988). Em 1979, Weisberg analisou os dados de perfis de velocidade medidos e observou a presença destas ondas com períodos predominantes de 16 dias na camada superficial, e de 32 dias no nível do núcleo da SE.

Para o período de julho de 1976 a janeiro de 1977, Weisberg *et al* (1979) observaram nos resultados de análises de dados de correntômetros na região do Golfo da Guiné, ondas caracterizadas como de Rossby-gravidade com propagação zonal e vertical, com período de 31 dias, comprimento zonal de 1.220 km e vertical de 990 m. A velocidade de fase tinha sentido oeste, e do fundo do oceano para a superfície, e velocidade de grupo para leste, e da superfície do oceano para o fundo. Mais tarde, o trabalho de Weisberg e Horigan (1981) corroborou estes resultados. Em 1984, analisando dados de corrente observados entre fevereiro e setembro de 1983, Weisberg notou que as OITs estavam presentes de julho a setembro com um período médio de vinte e cinco dias e comprimento de onda de aproximadamente 1.000 km. A energia das ondas se propagou para leste, com cerca de 124 cm/s, e em direção ao oceano profundo com velocidade de aproximadamente 8,7 x 10^{-3} cm/s, enquanto que a velocidade de fase (em direção oeste) foi de 53 cm/s. De acordo com Philander (1976, 1978), sendo a instabilidade barotrópica o mecanismo de geração das OITs, então o termo de produção barotrópica das equações de energia é importante. Valores positivos do termo de produção indicam transferência de energia do fluxo médio para a flutuação. Neste contexto, Weisberg (1984) observou que de cisalhamento meridional da componente zonal de velocidade era negativo, indicando que valores positivos da tensão de Reynolds são necessários para que ocorra esta transferência de energia. Assim, ele concluiu que o processo de instabilidade barotrópica foi suficiente para gerar as ondas acima da profundidade de 50 metros, mostrando que a região de produção estava acima da termoclina (em 28ºW e entre a latitude de 0º45'N e o equador). No entanto, seu trabalho não esclareceu se o fluxo de energia para leste observado se propagou a partir das OITs ou se foi gerado localmente.

Em 1986, Philander e colaboradores discutiram as características das OITs e seus processos de conversão de energia, pela primeira vez utilizando a modelagem oceânica, para os dois oceanos (Atlântico e Pacífico). Utilizando a climatologia de ventos de Hellerman e Rosenstein como forçante, os autores conseguiram reproduzir as ondas de instabilidade e observaram que as maiores amplitudes ocorreram na região de cisalhamento mais intenso, entre 3ºS e 5ºN e nos primeiros 100 metros de profundidade, aproximadamente. Os autores também concluiram, assim como Weisberg *et al* (1979) e Weisberg e Horigan (1981), que as instabilidades superficiais excitam ondas. Em seguida, discutindo os processos de conversão de energia, seus resultados tiveram boa concordância com os de Hansen e Paul (1984) no Pacífico (será

apresentado no próximo item deste capítulo) e de Weisberg (1984) no Atlântico, com os termos de tensão de Reynolds com valores positivos próximos ao equador, onde o cisalhamento do fluxo médio é negativo (anticiclônico, hemisfério norte), mostrando que as instabilidades extraem energia das correntes. Também ficou evidente que as instabilidades também extraem energia potencial do fluxo médio. Este último processo ocorre quando águas frias descendem na região das cristas das ondas enquanto que águas mais aquecidas sobem nas cavas.

Philander *et al* (1986) exploraram mais a fundo os fluxos de calor gerados pelas OITs e estimaram um fluxo de menos de 100W/m² em direção ao equador, para a região entre o equador e 3ºN, entre a superfície. Como a termoclina se torna mais rasa na porção leste equatorial, este fluxo de calor está mais próximo à superfície nessa região. A quantidade de calor transportada é comparável às trocas na interface oceano-atmosfera, no entanto, tendo pouca significância no transporte meridional de calor devido a pouca profundidade das instabilidades. Por fim, os autores ainda compararam e observaram que, com a diminuição do coeficiente de mistura horizontal de momentum de 2 x 10^{-7} cm²/s para 1 x 10^{-7} cm²/s, a atividade das ondas foi intensificada, embora o campo de correntes tenha permanecido inalterado.

Em um estudo descritivo, Legeckis e Reverdin (1987) mapearam a frente de temperatura zonal relacionada às OITs nas imagens de satélite (AVHRR) para os meses de junho e julho de 1983, no oceano Atlântico. A frente escolhida foi a região entre as isotermas de 25°C e 26°C ao norte da água mais fria de 24°C (ao sul do equador). Espacialmente, ondas com comprimentos (~1000 km) e amplitudes maiores foram observadas a oeste de 10ºW. A leste desta longitude, os comprimentos foram mais curtos (~ 600 km).

Em 1988, Weisberg e Weingartner aplicaram análises de trocas de energia às medições de velocidade dos anos de 1983 a 1984 (Weisberg, 1984) e observaram que as perturbações de energia (em relação à média total do período, obtida por média móvel de 25 dias) são moduladas sazonalmente, confinadas na superfície e não-homogêneas horizontalmente, com valores máximos sobre o equador (de 28ºW a aproximadamente 15ºW, porém quase ausentes em 4ºW). As tensões de Reynolds também tiveram a mesma modulação sazonal, com seu máximo na região do equador e com comportamento simétrico, diminuindo 50% do seu valor na faixa de latitudes de $\pm$ 0,75º. Analisando longitudinalmente sobre o equador, houve um aparente fluxo de energia na direção leste, já anteriormente observado (Weisberg *et al*, 1979; Weisberg e

Horigan, 1981; Weisberg, 1984). O fluxo de calor estimado, gerado pelas OITs, nos primeiros cinqüenta metros de profundidade é equivalente ao fluxo de calor da atmosfera para o oceano na região tropical. Os autores também concluíram que as conversões barotrópicas foram responsáveis por gerar e manter as ondas por toda a temporada de ocorrência. Quanto às conversões baroclínicas, eles concluíram que são insignificantes no Atlântico. Além disso, eles viram que as ondas começam no inverno, persistem por 2 a 4 ciclos. Esta modulação sazonal das ondas seria resultado de instabilidade barotrópica e ajuste do campo de pressão na bacia devido à intensificação dos ventos alíseos. Quando a CCNE se intensifica (época em que a ZCIT está mais ao norte), simultaneamente à aceleração da CSE, ocorre o máximo de vorticidade positiva centrado em 2ºN, com magnitudes comparáveis à β, o gradiente de vorticidade planetária. Além disso, em ambos os lados destes núcleos de intensas velocidades, as correntes diminuem rapidamente, gerando intensos cisalhamentos. Assim, dinamicamente, as OITs desaceleram a CSE ao norte do equador e reduzem seu cisalhamento ciclônico (ao norte do equador). Eles também encontraram indícios de que a geração de ondas ocorre próximo ao equador na região do cisalhamento ciclônico da CSE, e não na região de cisalhamento anticiclônico entre a CSE e CCNE. Além disso, como o fluxo na região ciclônica é divergente (enquanto que o fluxo na região anticiclônica é convergente), e a divergência desestabiliza correntes de jato para oeste (como observado por Philander, 1978), a região entre o equador e o núcleo da CSE é a mais provável para ocorrência de instabilidades. A contribuição por instabilidade barotrópica teve seu valor máximo a 10 metros de profundidade, ligeiramente acima do equador, dentro da região de cisalhamento ciclônico da CSE. Dentro do cisalhamento anticiclônico (hemisfério norte, entre a CCNE e CSE) esta contribuição não foi significativa. Dessa forma, os autores concluem que o papel dinâmico das OITs no Atlântico é o de reduzir o cisalhamento meridional das correntes zonais superficiais, consistente com os efeitos da instabilidade barotrópica. A CSE em si é uma conseqüência da variação anual dos ventos alíseos e do ajuste do campo de pressão da bacia oceânica. A resposta linear da corrente superficial a uma intensificação dos ventos é de rapidamente acelerar (para oeste) e então desacelerar, até mesmo revertendo o sentido, com o ajuste do gradiente de pressão zonal. Esta reversão tem um efeito estabilizante. Além desta resposta linear, efeitos não-lineares como as OITs podem limitar o desenvolvimento da CSE; no entanto, a CSE desacelera com a intensificação do gradiente de pressão zonal mesmo na ausência das ondas. Portanto, a

modulação das OITs no Atlântico deve ser considerada como uma conseqüência do ajuste do gradiente de pressão zonal da bacia. Este fato explica, em parte, a maior duração e extensão das OITs no Pacífico.

Weisberg e Weingartner (1988) fizeram uma interessante comparação a respeito da magnitude das trocas de energia relacionadas às OITs no Atlântico com outros processos oceânicos. Seus resultados de taxas de produção de energia da perturbação por instabilidade barotrópica são similares aos níveis observados para correntes de bordo oeste, e os níveis de energia cinética perturbada durante a estação das ondas estão entre os mais altos de todos os oceanos. Com relação à energia potencial da perturbação, os valores observados por eles, apesar de ser uma ordem de magnitude menor do que as taxas baroclínicas, são comparáveis aos valores de meia-termoclina do Atlântico central. Portanto, quando visto da perspectiva de produção de energia total de perturbação, as OITs no Atlântico são comparáveis às correntes de bordo oeste dos oceanos e, diferente do que ocorre nestas correntes onde processos contínuos de trocas de energia entre fluxo médio e instabilidades ocorrem, elas constituem uma feição de modulação sazonal da bacia equatorial em resposta à intensificação anual da tensão do vento.

As OITs podem ter um papel importante na regulagem de calor tanto local (equatorial) quanto global. Estimativas mostradas por Weisberg e Weingartner (1988) para o transporte de calor integrado zonalmente pelas ondas na direção sul (de norte para o equador) é da ordem de 0,1PW. Embora este valor seja baixo quando comparado com o transporte de calor meridional médio anual para norte (aumentando de 0,7 PW em 5°S para 1PW em 2,5°N), é da mesma ordem de magnitude do aumento latitudinal do transporte para norte entre 5ºS e 2,5ºN. Além disso, as ondas são consideradas como um termostato que regula o armazenamento de calor na CCNE, uma vez que elas removem o excesso de calor desta corrente na época de máximo aquecimento, como parte do seu ciclo anual. Localmente, as OITs atuam como um fator de equilíbrio fornecendo calor para a camada superficial do oceano que foi resfriada por águas ressurgidas, afetando assim a temperatura da superfície do oceano tanto localmente como o gradiente zonal de TSM ao longo do equador.

Steger e Carton (1991) utilizaram composições semanais de imagens de TSM para um período de 7 anos, de 1984 a 1990, para analisar a variabilidade temporal e espacial das OITs no Atlântico. A frente de temperatura ao longo das isotermas de 25ºC a 27ºC foi traçada para observar a ocorrência das ondas. O ano de menor atividade das

ondas foi o de 1987, coincidentemente, um ano de El-Niño e ausência de OITs no Pacífico. Nos anos de 1986, 1989 e 1990 as OITs se propagaram até a longitude de 45ºW e tiveram um limite mínimo em 0º de longitude no ano de 1985. Os autores não encontraram nenhum padrão sazonal de distribuição zonal. Eles destacam a dificuldade de se determinar o comprimento de onda e período destas ondas devido às diferenças nas velocidades de fase que podem fazer com que uma crista de onda se divida para formas duas novas ondas. Com o movimento das cristas é possível ter informações sobre a velocidade de fase, mas a direção da velocidade de grupo é estimada por mudanças na amplitude. No diagrama longitude x tempo da posição da frente de temperatura, por exemplo, foi possível observar a propagação da energia para leste. Cada crista fria está associada a um vórtice anticiclônico de núcleo quente, vórtices de 500 km de diâmetro foram observados próximos às longitudes de 33ºW, 25ºW e 17ºW. Um vórtice observado levou cerca de 3 semanas para se desenvolver e durou aproximadamente 6 semanas. Os autores também observaram o comportamento da frente térmica ao sul do equador (em torno de 4ºS) e suas ondulações, com velocidades de fase similares às ondas ao norte. Da mesma forma, as ondas ao sul estão associadas a vórtices anticiclônicos de núcleo quente. No entanto, não há ainda explicação para a ocorrência destas ondas ao sul do equador.

Yu *et al* (1995) estudaram a assimetria observada nas ondas de instabilidade, em um modelo de duas camadas e meia. Os autores discutem que, apesar de se tratar de um estudo teórico e relativamente restrito por ser um sistema de apenas duas camadas, a instabilidade gerada pela frente de temperatura seria a principal fonte de energia para as OITs, embora a instabilidade barotrópica seja importante. Eles ainda concordam com Luther e Johnson (1990) (será visto no próximo Item) que há mais de um tipo de onda.

Utilizando sensoriamento remoto, Katz (1997) conseguiu extrair alguma informação das características das OITs no Atlântico nos dados de altimetria do satélite TOPEX / POSEIDON, apesar da pouca resolução espacial. Seus resultados apenas corroboraram todos os apresentados até agora sobre características das ondas.

Em 1998, Proehl investigou como a assimetria meridional do sistema de correntes equatorial pode influenciar na determinação da estrutura e características das OITs, dando seguimento ao seu estudo anterior para o Pacífico (Proehl, 1996). Assim, ele realizou testes em um modelo numérico, de forma a introduzir aos poucos as assimetrias típicas do sistema de correntes equatorial, começando pelo caso simétrico, e

avaliando as variações estruturais das instabilidades e suas fontes de energia em resposta às modificações impostas aos fluxos. Embora as regiões de fontes de energia de perturbação (baseados nos estudos até agora apresentados, para o Atlântico e Pacífico) estejam localizadas em um lado ou outro do equador, Proehl viu que ambos os flancos (norte e sul) da CSE possuem um papel importante nos processos de instabilidade. Além disso, apesar da presença da CCNE não ser crucial para que as condições de instabilidade se estabeleçam, ela pode modificar a dispersão, taxa de crescimento e estrutura da onda linear mais instável através dos seus efeitos sobre o fluxo médio em que as OITs se propagam. Assim, qualitavamente, seus resultados corroboram os de Siegel (1985, que será discutido adiante) no que diz respeito às alterações geradas nas características das ondas em resposta às variações impostas nas intensidades das correntes. Para todos os casos testados por Proehl, o processo de conversão de energia predominante foi barotrópico, estando localizado na região entre o flanco norte da CSE e a SE.

Dudley *et al* (2000) apresentaram mais um estudo descritivo sobre as OITs, observando a TSM do TMI, para os anos de 1998 e 1999, para o Atlântico e Pacífico. Os vórtices e cúspides associados às OITs foram observados em ambos os hemisférios no Pacífico (sendo que no hemisfério norte as amplitudes foram cerca de 50% mais intensas do que no sul), enquanto que somente esteve presente no hemisfério norte no Atlântico. Neste oceano, cúspides se propagando para oeste, associadas com vórtices anticiclônicos, apareceram ao longo de 1ºN imediatamente após o aparecimento da pluma de água fria equatorial, com velocidade de fase de aproximadamente 0,31 m/s (menos intenso que no Pacífico – 0,5 m/s).

Investigando a resposta atmosférica induzida pelo campo de TSM associado às OITs, Hashizume *et al* (2001) observaram que a ZCIT apresenta variabilidade com o mesmo comprimento de onda dominante das ondas de instabilidade (Figura 2.13). O mesmo padrão foi encontrado para o Pacífico e seus resultados são brevemente apresentados no próximo tópico.

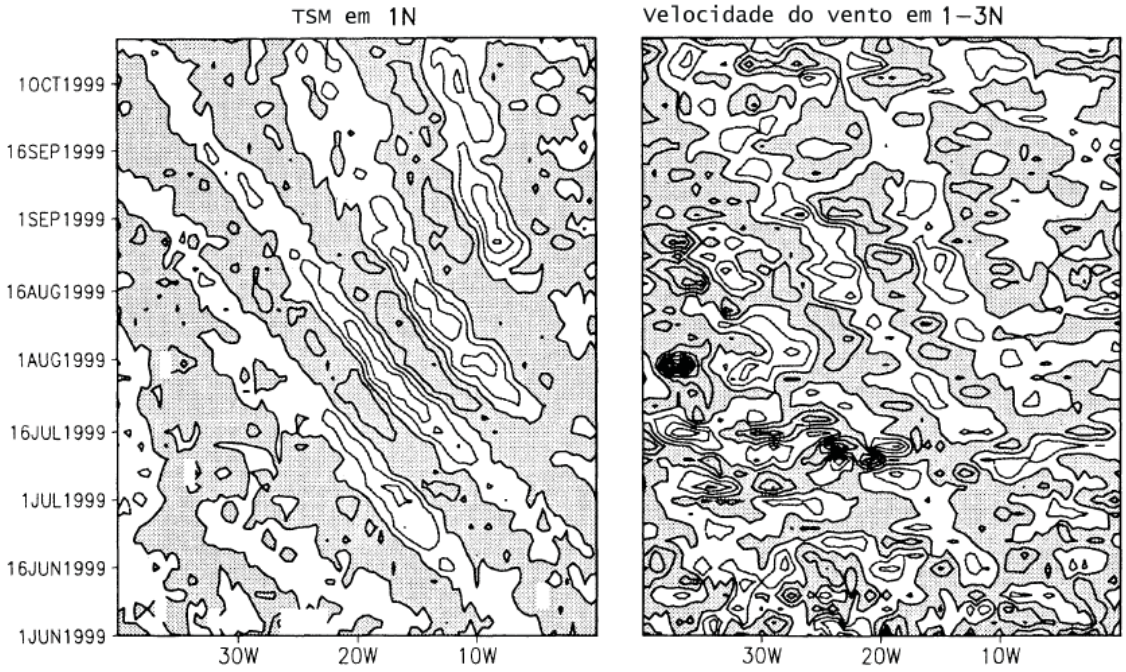


Figura 2.13: Seções de longitude x tempo de anomalia de TSM em 1ºN e velocidade do vento. *Adaptado de*: Hashizume et al (2001).

Conforme o que já foi comentado até aqui (e de acordo com a revisão bibliográfica para o Pacífico, adiante), as OITs possuem uma faixa de variação de comprimento de onda e velocidade de fase relativamente ampla, pois os conceitos de velocidade de fase e comprimento de onda são definidos para ondas livres. No caso das OITs, que são ondas em decaimento, é difícil aplicar estes conceitos, conforme Steger e Carton (1991) perceberam. Jochum *et al* (2004b) explicam como a variação destas características ocorre ao longo do tempo e do espaço. Quando uma de Rossby livre entra em uma região de crescimento, seu comprimento de onda aparente e velocidade de fase aumentam porque a velocidade ou temperatura na região de crescimento (parte leste equatorial) muda não apenas por causa da velocidade de fase ser para oeste, mas porque a onda intensifica a energia das correntes instáveis. Dessa forma, a parte oeste da crista cresce mais rápido do que a parte leste, aumentando a distância entre duas cristas adjacentes. E a situação oposta ocorre na região de decaimento (parte oeste equatorial). Assim, o comprimento de onda e velocidade de fase são, aparentemente, muito maiores na região leste, onde a onda está crescendo, do que na porção leste equatorial, onde a onda está decaindo. Além disso, as OITs são geradas por fluxos instáveis ao invés de forçantes meteorológicas diretas com períodos definidos, o que, portanto, permite uma variação das propriedades dependendo dos modos mais instáveis. Assim, Jochum *et al* (2004b) realizaram um estudo numérico

para aprofundar o conhecimento das OITs no Atlântico, explorando como são geradas e sua estrutura térmica. Eles utilizaram o MOM2b (*Modular Ocean Model*, *version* 2) para simular a bacia do Atlântico tropical com contornos idealizados, com fundo plano em 3.000 metros de profundidade, resolução espacial de ¼º e forçada com o campo de ventos de Hellerman e Rosenstein (1983). A mistura horizontal é variável de acordo com a resolução (quanto menor a resolução, menor a viscosidade, e vice-versa). As primeiras OITs foram observadas dentro do mês de maio, variando de ano para ano (se ocorrem primeiro no começo, meio ou final de maio), com comprimentos de onda variando de 600 a 1.200 km, e o período centrado em 25 dias. A distribuição espacial da energia cinética da perturbação média (do ano todo) (Figura 2.14) mostra que a energia das OITs está concentrada na porção central do Atlântico, centralizada no equador e nos primeiros 100 metros de profundidade. Assim como em Weisberg *et al* (1979), eles encontraram na região a leste de 4ºW comprimento de onda e velocidade de grupo que indicam uma onda de Yanai.

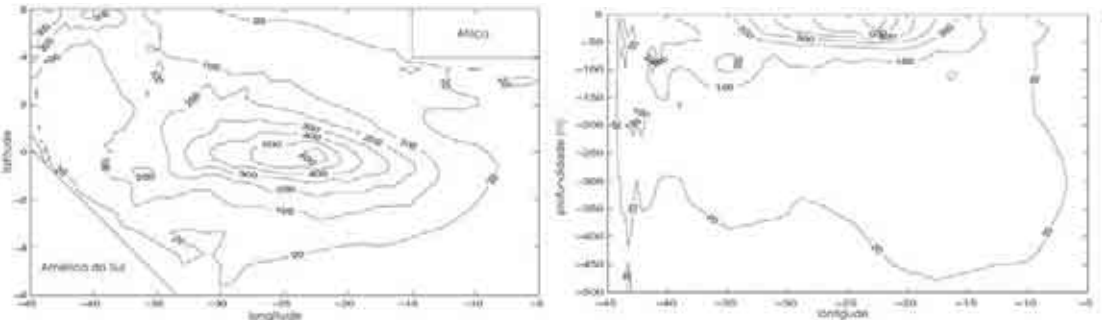


Figura 2.14: Distribuição espacial da energia cinética da perturbação (média do período), extraída do modelo e filtrada no período de 20 – 50 dias (contornos em cm²/s²). *Adaptado de*: Jochum *et al* (2004b).

A conversão barotrópica foi a maior fonte de energia para as OITs ao longo do equador, e está de acordo com o padrão de curvatura do fluxo médio zonal entre a SE e o flanco norte da CSE. Cerca de metade desta energia é dissipada localmente, e a outra metade é irradiada em direção às altas latitudes e ao fundo do oceano, e projetada em ondas equatoriais livres. Quanto às trocas de calor, foi observado que os fluxos de calor meridional são compensados pelos fluxos verticais das OITs. Assim, entre 40ºW e 10ºW, e entre 2ºS e 3ºN, a convergência média de calor na camada de mistura durante o inverno (hemisfério sul) contabilizou aproximadamente 10W/m². Apesar de este valor ser aparentemente pequeno, segundo os autores, isso seria suficiente para fornecer o aquecimento necessário para remover o erro por

resfriamento gerado por outros modelos oceânico tropicais. Além disso, as OITs removem energia cinética da SE e dissipam-na na termoclina equatorial, o que desacelera as SE e remove parte da energia mecânica imposta pelos ventos.

Caltabiano *et al* (2005) investigaram a assinatura de TSM pelas OITs no Atlântico e sua variabilidade espacial e temporal, utilizando dados do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission Microwave Imager* (TMI), e relacionando com dados de vento do QuickSCAT, vapor d´água e precipitação. O período estudado foi de janeiro de 1998 a dezembro de 2001 e a região de maior variabilidade foi entre as latitudes de 1°N e 2°N e longitudes de 25°W e 10°W, e as diferenças espectrais encontradas são apresentadas na Tabela 1, sugerindo que comprimentos de onda mais longos, assim como velocidades de fase mais intensas, estavam associados a períodos de ressurgência mais intensa. O ano de 2001 foi o ano com atividades mais intensas das ondas de instabilidade, observado pelos autores. Ao comparar a variabilidade das OITs com as características atmosféricas da mesma região e período, foi evidenciado que existe uma co-variabilidade entre o oceano e a atmosfera, no mesmo espectro das OITs, mostrando que há algum mecanismo de acoplamento associado com as OITs. Além disso, com os campos atmosféricos analisados (vapor d'água, precipitação, água líquida de nuvens e vento) os autores observaram que existe uma relação entre as OITs e a convecção da ZCIT, principalmente na sua posição mais ao sul.

Tabela 1: Características espectrais das OITs no Atlântico, em 1ºN e 4ºN.
Adaptado de: Caltabiano *et al* (2005).

	1° N			4° N		
Ano	Velocidade ($cm\ s^{-1}$)	Comprimento (graus)	Período (dias)	Velocidade ($cm\ s^{-1}$)	Comprimento (graus)	Período (dias)
1988	31	7.9	33	35	7.9	31
1999	40	9.5	31	67	11.9	21
2000	61	11.9	24	35	9.5	37
2001	40	9.5	33	43	9.5	30

Grodsky *et al* (2005) analisaram séries temporais de temperatura, salinidade, velocidade e vento (a 4 metros da superfície) medidas no oceano Atlântico tropical por bóias do projeto PIRATA, para o ano de 2002, no ponto de 23ºW de longitude sobre o equador. Os autores comparam os dados de temperatura medidos pela bóia e estimados pelo sensor do satélite TMI e viram que há um desvio padrão de 0,3ºC ao longo do ano, podendo chegar a diferenças de 2ºC entre as duas medições durante o outono (Figura 2.15), devido à presença da ZCIT em sua posição mais ao sul, portanto, tendo menos influência de erros para o período de ocorrência mais intensa das OITs.

Ao considerar análises de dados de salinidade, os autores observaram magnitude similar entre os processos barotrópicos e baroclínicos que mantém as ondas.

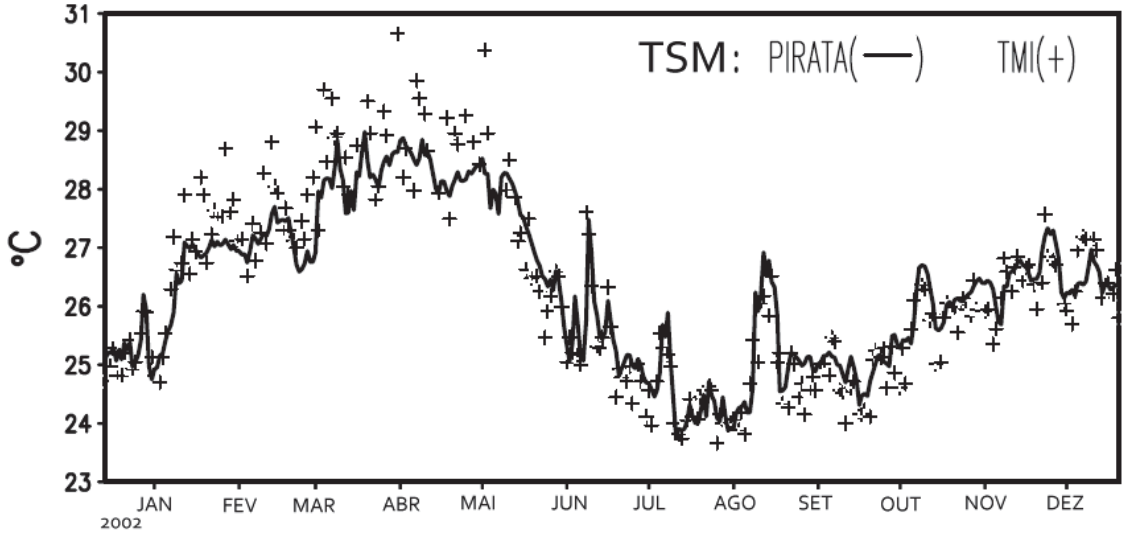


Figura 2.15: Comparação da série de TSM média de 3 dias medida pela bóia do PIRATA e pelo sensor do TMI. *Adaptado de*: Grodsky *et al* (2005).

Durante o período analisado, cinco eventos OITs foram observados entre os meses de junho e setembro. As conversões barotrópicas e baroclínicas foram dominantes (Figura 2.16), sendo as primeiras acontecendo devido ao cisalhamento ciclônico. As conversões baroclínicas foram comparáveis às barotrópicas devido ao efeito da salinidade. Assim, os autores frisaram que deve haver grandes diferenças em análises deste tipo quando a salinidade não é considerada. O impacto da instabilidade de Kelvin-Helmholtz foi mínimo.

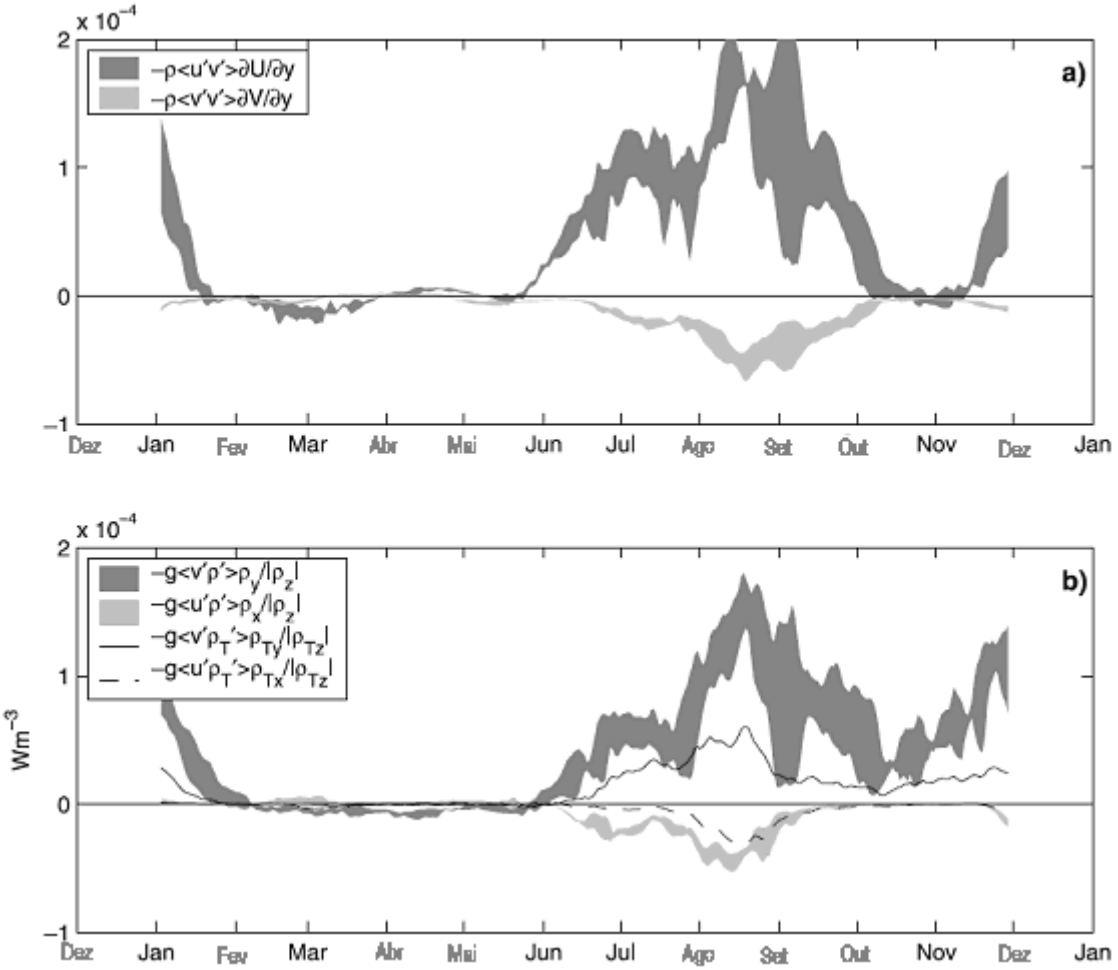


Figura 2.16: (a) Conversão barotrópica de energia nos primeiros 40 metros de profundidade. As sombras mostram o espalhamento das estimativas baseadas nas médias móveis de 20, 30 e 40 dias. (b) O mesmo que em (a), mas para conversão baroclínica. As linhas em (b) demonstram as conversões de energia somente considerando a temperatura, sem a salinidade. *Adaptado de*: Grodsky *et al* (2005).

O estudo de Seo *et al* (2006) foi o primeiro sobre as OITs utilizando modelagem acoplada. Os autores utilizaram o ROMS (*Regional Ocean Model System*) e o modelo atmosférico RSM (*Regional Spectral Model*), acoplando através de interpolações lineares dos fluxos de superfície do RSM para o ROMS, e dos campos de TSM do ROMS para o RSM. Os experimentos com o modelo variaram a resolução espacial, primeiro ambos com 1º, e depois aumentanto a resolução espacial do ROMS para 0,25º. Os autores analisaram os campos gerados pela simulação forçada com componentes atmosféricas obtidas do NCEP, para o período de 1999 – 2004. Estes experimentos comprovaram que uma melhor resolução espacial gera campos de TSM com valores mais próximos de observações. Consequentemente foram sentidas diferenças no campo de ventos próximos à superfície do mar, uma vez que a mudança nos campos de TSM gerou

mudanças no gradiente meridional de pressão ao nível do mar, alterando por sua vez, os padrões de chuva sobre o equador. Eles concluíram então que modelos oceânicos que resolvem a variabilidade de mesoescala geram uma pluma de água fria média mais fria, o que altera o gradiente de TSM. Assim, os autores demonstraram que ao incluir feições de mesoescala como as OITs no Atlântico equatorial na modelagem acoplada oceano-atmosfera, foram geradas mudanças na estrutura de ventos da ZCIT.

Em seguida, Seo *et al* (2007) investigam o mecanismo de retro-alimentação do impacto da resposta dos ventos às ondas de instabilidade sobre as próprias ondas novamente, e como ela amplifica ou inibe as ondas e os fluxos de calor associados, através de modelagem acoplada oceano-atmosfera. Os dois principais mecanismos de interação são as trocas de momentum e modificação do vento. Sobre anomalias quentes (frias) das OITs, o efeito é de intensificar (desintensificar) a componente do vento e o vento, por sua vez, tem atuação oposta sobre a componente de velocidade (Figura 2.17). No entanto, quanto à componente zonal de velocidade, ocorre uma correlação positiva, com um alinhamento das perturbações de correntes oceânicas e de vento devido ao fechamento da circulação anticiclônica formada pelas OITs. Este mecanismo de retro-alimentação negativa das TIWs em relação aos ventos ajuda a reduzir o crescimento das TIWs. Os autores estimam que esta retro-alimentação pode alterar em 25%-30% o atrito gerado pelo vento.

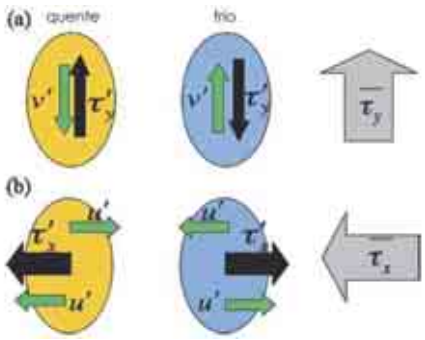


Figura 2.17: Representação esquemática da interação do atrito de vento, correntes superficiais e TSM. A cor azul (amarelo) representa água fria (quente). As setas cinza são os campos de vento; as pretas, a perturbação do vento gerada pelas TIWs; e as verdes são as perturbações de correntes superficiais. *Fonte*: Seo *et al* (2007).

Wu e Bowman (2007a) comparam a influência do El-Niño sobre as OITs no Pacífico com a influência do Niño do Atlântico nas OITs, analisando dados de TSM do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM). Esta comparação foi realizada para o período de 1998 a 2005 e os autores utilizaram índice de oscilação sul para o Pacífico, e

o ATL3 (definido por Zebiak, 1993) para o Atlântico, os quais apresentam valores positivos (negativos) para a fase quente (fria) (Figura 2.18). Através de mapas de regressão (para o período de junho a agosto, somente) nos dados filtrados de TSM, eles observaram que quando o índice ATL3 é positivo, as OITs apresentam sua atividade reduzida, e vice-versa. Os autores ressaltaram que não necessariamente há ausência das ondas durante a fase quente do Niño do Atlântico, apenas elas não apresentaram sinal detectável nas imagens de TSM estudadas por eles. A região do Atlântico com ondas mais ativas foi entre 0º e 35ºW, e do equador a 5ºN, com um comprimento de onda médio de 10º, apresentando mínima variação ao longo dos anos estudados.

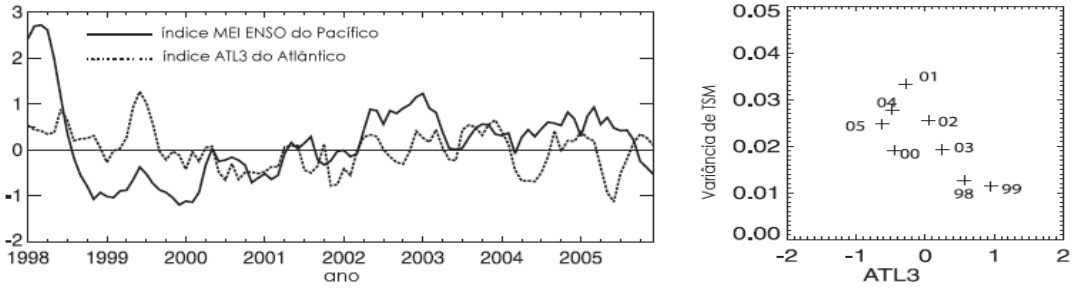


Figura 2.18: (a) Índices *Multivariate ENSO Index* (MEI) do Pacífico e ATL3 do Atlântico calculados para o período de 1998 a 2005 a partir da TSM do *Tropical Rainfall Measuring Mission*. (b) Variância das OITs no Atlântico, de junho a agosto na região entre 0º a 35ºW e 0º a 5ºN, em função do índice ATL3. *Adaptado de*: Wu e Bowman (2007a).

Para investigar se os padrões de interação oceano-atmosfera encontrados por Hashizume *et al* (2001) são válidos, e como é a variabilidade destas interações e sua influência na ZCIT, Wu e Bowman (2007b) utilizaram uma série de 8 anos de TSM e de 6 anos de ventos (do TMI e QuickScat, respectivamente). Assim, as observações mostraram que os alíseos de sudeste são intensificados sobre regiões de anomalias positivas de TSM associadas às ondas de instabilidade, com anomalias de vento da ordem de ~ 0,4 a 0,6 m/s/K. As OITs também foram responsáveis por cerca de 10% da variabilidade total no vapor d'água, água líquida e precipitação. A resposta atmosférica das OITs se extenderam até a latitude de 8ºN.

Analisando a variabilidade intrasazonal de forma mais abrangente (com períodos entre 5 e 107 dias) para o Atlântico equatorial no ano de 2002, Bunge *et al* (2007) encontraram sinais de que pode haver diferentes tipos de ondas de instabilidade, na mesma banda espectral. Foram utilizados dados do PIRATA para o período de dezembro de 2001 a dezembro de 2002 juntamente com campos de TSM e

vento, obtidos por sensoriamento remoto. Em seu trabalho, tornou-se evidente o fato de que as OITs ocorrem ao longo de quase todo o ano, com alguns meses em que as anomalias das ondas de instabilidade não apresentaram propagação. Os autores encontraram evidências claras de que as OITs estão mais bem organizadas a oeste de 10ºW, enquanto que a leste desta longitude, as anomalias de TSM na freqüência das OITs tinham escala zonal mais longa e não se propagaram (há estudos mais aprofundados sobre estas oscilações a leste de 10ºW, como Garzoli (1987) e Guiavarc'h *et al* (2009).

Wu *et al* (2008) investigaram que parâmetros influenciam na resposta atmosférica às ondas de instabilidade, obtida por modelagem, e viram que, além da resolução espacial, condições de contorno de TSM semanais são suficientes para gerar resposta na atmosfera. No entanto, os mecanismos que geram os padrões de convergência de ventos sobre anomalias de TSM quentes, já vistos em literatura, não foram explicados pelos autores.

Athie e Marin (2008) investigaram a variabilidade oceânica entre os períodos de 10 e 50 dias nos campos de TSM e anomalia do nível do mar (do TMI e AVISO (*Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data*), respectivamente), para os anos de 1999 a 2005. No entanto, de maneira complementar a Caltabiano *et al* (2005), no estudo de Athie e Marin (2008) as variáveis não foram filtradas em longitude a fim de manter os sinais propagantes e não-propagantes. Assim, eles puderam observar que a leste de 10ºW, existe uma variabilidade equatorial de período de 15 dias, que se mantém confinada no Golfo da Guiné, somente aparente nas análises de TSM e não nas de elevação da superfície. Em paralelo, foi também observada a mesma variabilidade nos ventos desta mesma região, no entanto, os autores não explicam o mecanismo de interação entre elas (oceano e atmosfera). Athie e Marin (2008) também encontraram concordância de fase entre as ondulações ao norte e ao sul do equador ao analisar a anomalia de elevação da superfície livre. No entanto, ao observar as mesmas ondas no campo de TSM, as ondas apresentavam uma diferença de fase (estando em quadratura) entre os hemisférios. Ao comparar as amplitudes dos sinais mais intensos (em 2ºN e 2ºS, a oeste de 10ºW) no campo de elevação, no hemisfério norte elas foram duas vezes maiores do que no sul,

Han *et al* (2008) investigaram a importância relativa, para a variabilidade intrasazonal do Altântico equatorial, entre as OITs e as ondas forçadas por vento, e concluíram que as OITs não dominam a variabilidade intrasazonal do oceano Atlântico

equatorial. Entre as latitudes de 3ºS e 3ºN a dominância na variabilidade é das ondas de Kelvin e não das ondas de instabilidade (10-40 dias), no espectro de 40-60 dias ao longo do equador. No entanto, em latitudes mais ao norte e mais ao sul (entre 5ºN-3ºN e 5ºS-3ºS), a dominância no espectro de 40 a 60 dias é das OITs. A leste de 10ºW a variabilidade da elevação da superfície e da termoclina é dominada essencialmente por ondas equatoriais geradas por vento (período de 15 dias), entre as latitudes de 5ºS – 5ºN.

Em 2008, von Schuckman e colaboradores mostraram, através de modelagem numérica, que ambos os processos de instabilidade (barotrópicos e baroclínicos) são importantes para a geração das ondas, dependendo do local. Assim, eles identificaram a distribuição espacial dos termos de produção barotrópica e baroclínica de energia (Figura 2.19) e encontraram três principais regiões de geração de instabilidades. Eles observaram que ao norte do equador, ambos os processos barotrópicos (cisalhamento horizontal entre a CSEn e CCNE) e baroclínicos (cisalhamento vertical da CSEn) são importantes para a energia cinética de perturbação. Já sobre o equador, prevaleceram instabilidades barotrópicas (cisalhamento horizontal da entre a CSEn e a SE, alcançando a profundidade de cerca de 100 metros) enquanto que ao sul, as instabilidades baroclínicas (cisalhamento vertical da CSEc) são mais importantes. Além disso, verificaram que diferentes tipos de OITs co-existem no Atlântico equatorial, ao longo do equador e ao norte dele, com sazonalidades distintas e, provavelmente, mecanismos de geração também distintos. O período simulado pelos autores foi de 2001 a 2005.

Athié *et al* (2009) demonstraram que a TSM, a velocidade superficial meridional e a energia cinética da perturbação obtidas por modelagem são dependentes do tipo de vento (base de dados) utilizado como forçante, influenciando também o número (quantidade) de ondas e amplitude das OITs, além da sua extensão meridional e distância em que elas se propagam para oeste. Os autores realizaram simulações para o oceano Atlântico tropical, inicializado com a base Levitus, variando a base de dados de forçante de ventos. As variações encontradas das assinaturas de TSM, na velocidade superficial meridional e da energia cinética para as diferentes simulações foram atribuídas pelos autores às mudanças nas correntes médias zonais. Outro resultado interessante de seu trabalho foi que simular as OITs com ventos impostos como forçantes em freqüências menores do que um mês gera uma diminuição das atividades das OITs, além de contribuir para a variabilidade interanual destas ondas.

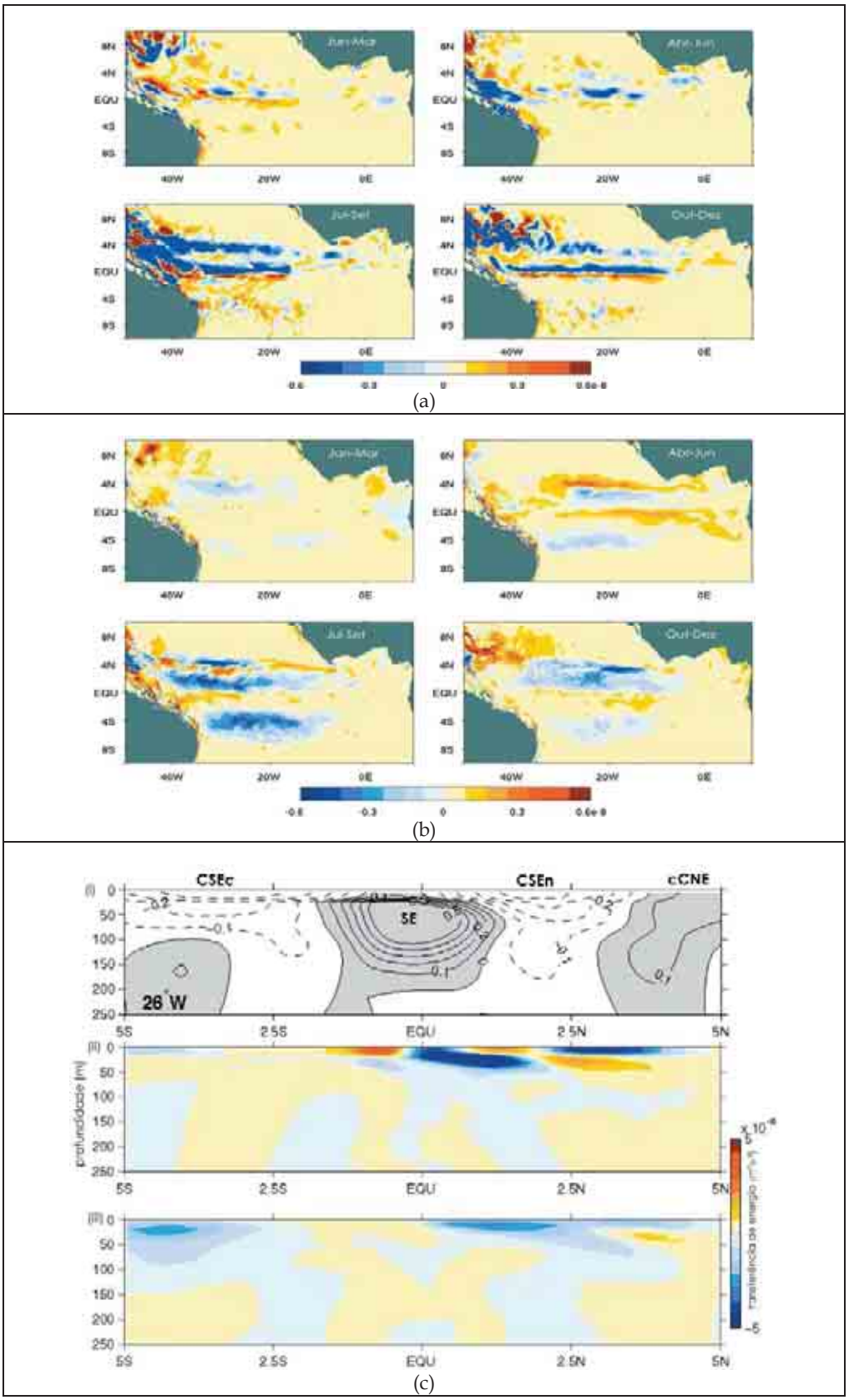


Figura 2.19: Mapas sazonais da taxa de produção de instabilidade barotrópica (a) e baroclínica (b) (m^2s^{-3}), média dos 6 anos de simulação e dos primeiros 50 metros de profundidade Valores negativos significam transferência de energia do fluxo médio para a perturbação (a) e da energia potencial de perturbação para a energia cinética de perturbação (b). (c) Estrutura vertical das correntes médias zonais (i), Taxa de produção barotrópica (ii) e baroclínica (iii) média entre 30ºW a 10ºW. Adaptado de: von Schuckman et al (2008).

No entanto, esta variação dos ventos não foi o único fator a gerar variabilidade interanual das OITs, como também a variabilidade das correntes oceânicas (ou a intensidade da pluma de água fria) contribui para tal. Analisando a variabilidade de períodos entre 2 e 20 dias, as simulações geraram dois sinais distintos: (i) ondas equatoriais aprisionadas de Yanai, com períodos entre 10 e 20 dias, e (ii) ondas de inércia-gravidade extra-equatoriais, com períodos entre 2 e 10 dias. Estas ondas atuam no sentido de diminuir, ou até mesmo cessar (como ocorreu no estudo de caso para o ano de 2001), as atividades das OITs.

Um exemplo da importância que a há na boa representação da dinâmica das ondas de instabilidade tropical para a obtenção de modelos climáticos mais acurados é o trabalho de Seo e Xie (2011), onde eles utilizam a técnica de *donwscaling* para avaliar o ajuste dos processos oceânicos equatoriais, entre eles as ondas de instabilidade, em função do aquecimento global, a partir do modelo de projeções climáticas do *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL).

2.3.3 Pacífico

No oceano Pacífico, Legeckis (1977) foi o pioneiro a observar em imagens geradas a partir do satélite geo-estacionário GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*, para a região leste do Pacífico equatorial, as frentes de temperatura com ondulações que se propagavam para oeste. Estas ondulações, com comprimento de onda de cerca de 800 a 1.200 km e períodos de 20 a 30 dias, foram observadas para o período de outubro a novembro de 1975, cerca de dois meses depois da intensificação dos ventos alíseos de sudeste.

Em 1980, Cox publicou um estudo sobre a estabilidade das correntes no Pacífico equatorial, utilizando modelagem para uma bacia teórica similar a esta região do oceano, onde foi imposta a climatologia de ventos de Wyrtki e Meyers. Neste estudo, Cox também concluiu que o mecanismo gerador das OITs ocorre através de instabilidade barotrópica do cisalhamento da CSE e CCNE. No entanto, um segundo processo importante seria um processo baroclínico com a conversão de energia potencial média para energia cinética disponível. Os dois tipos de onda encontrados pelo autor nos seus resultados foram ondas equatoriais aprisionadas (com propagação zonal e em profundidade) e ondas de Rossby (com propagação zonal e meridional). Cox mostrou ainda, que a trajetória da energia turbulenta de superfície, assim como também o modo meridional em que a energia se propaga, são determinados pelo comprimento de onda e período da onda em superfície. A mistura vertical de momentum abaixo da termoclina também foi considerada um dos principais sumidouros da energia das OITs. Cox ainda faz uma breve análise sobre a importância das OITs em escala global. Dois pontos merecem destaque: primeiro, a propagação vertical de energia turbulenta gerada por ondas planetárias e ondas equatoriais aprisionadas reduzem o acúmulo de energia turbulenta nas camadas superiores dos oceanos onde elas foram geradas. Segundo, embora a propagação lateral de energia turbulenta seja considerada relativamente pequena quando comparada com o balanço total de energia, uma quantidade significativa de energia é transportada para leste e em direção às altas latitudes. Seu ponto de vista concordou com o Weisberg e Horigan (1981), "como um todo, elas representam um efeito estabilizador dos oceanos, uma vez que elas redirecionam o excesso de energia deles". E ainda, sua importância no transporte de calor devido à parte desta energia ser oriunda de energia potencial.

Em 1983, Legeckis e colaboradores apresentaram o primeiro trabalho a respeito da variabilidade das OITs no Pacífico. Ao analisar composições de imagens de TSM obtidas por satélites, eles estudaram a variabilidade espaço-temporal para o período de 1975 a 1981, encontrando diferenças significativas no período, comprimento, amplitude e início da temporada das ondas.

Hansen e Paul (1984) utilizaram dados de bóias lançadas durante o Estudo Climático do Oceano Pacífico Equatorial (um programa da NOAA), no ano de 1979, para estudar as OITs, complementando o trabalho de Legeckis *et al* (1983). Os autores fizeram uma breve análise da estrutura das ondas, análises energéticas e do balanço de calor e momentum relacionados às OITs. Quanto à estrutura das ondas e dos vórtices, eles observaram que cada cava da onda possuía um vórtice anti-ciclônico que transladava para oeste com a fase da onda, e um vórtice ciclônico menor ao sul da crista. Corroborando os resultados de Cox (1980), os autores observaram em suas análises de energia que a instabilidade baroclínica é um importante processo a ser considerado na gênese das OITs. Além disso, encontraram evidências de que a transferência de energia ocorre de maneira distinta nos dois lados do equador. A energia é transferida do campo médio de correntes para as instabilidades ao norte do equador, e o contrário acontece em uma faixa de latitudes ao sul do equador, para ambos os processos (barotrópico e baroclinico). Observaram ainda que o comportamento das instabilidades durante o período analisado permaneceu constante (sem ganhos e perdas significativos) o que os fez especular que haveria processos de remoção e/ou perda de energia da mesma ordem de magnitude das taxas de ganho. Finalizando, os autores ressaltam a importância desses processos instáveis para o balanço de calor equatorial, sendo as OITs responsáveis por exportar calor da região equatorial dos oceanos.

Ainda no contexto de variabilidade temporal, assim como Legeckis *et al* (1983), Philander *et al* (1985) ressaltaram que as OITs não foram observadas no Pacífico durante o ano de El-Niño de 1976. Philander e seus colaboradores mostraram que, uma vez que a ocorrência das OITs no Pacífico está diretamente relacionada ao período de reversão das correntes zonais em superfície (tendo efeito direto nas propriedades de estabilidade das correntes), as ondas estão ausentes quando o fluxo está para leste. Philander *et al* (1986) também apontaram que, além da perda de energia por dissipação as OITs irradiam energia para o oceano profundo (conforme descrito nos trabalhos anteriores de Weisberg para o Atlântico). Estes dois processos compõem o ciclo de

ganho e perda de energia que ocorrem com os processos de instabilidade que geram as OITs.

Aproveitando o modelo de Cox (1980), Seigel (1985) explorou a relação entre a intensidade do cisalhamento das correntes zonais e o período das OITs. A autora observou que quanto mais intensas as correntes (ou seja, mais instáveis elas se tornam), as ondas se organizam mais rapidamente e apresentam um período mais curto (20 dias). No entanto, o comprimento das ondas mais instáveis permaneceu inalterado, confirmando os resultados anteriores de Philander (1978) (o que determina o comprimento de onda é a escala do cisalhamento horizontal, e não a magnitude das velocidades). Outro resultado interessante de Seigel (1985) é que ela confirmou que correntes para leste são mais estáveis do que correntes para oeste (ou seja, onde a SE é mais intensa e a CSE é mais fraca, espera-se encontrar instabilidades menos acentuadas, embora o cisalhamento entre elas seja maior).

Halpern *et al* (1988) reuniram informações de corrente coletadas por bóias no Pacífico sobre o equador (e pouco acima e abaixo) e entre as longitudes de 95 a 152ºW, para o período de maio de 1979 a outubro de 1985, para estudar o sinal de período de 20 dias das OITs. Os autores observaram que oscilações com este período estariam aprisionadas na superfície (acima de 250 metros), e períodos maiores que 30 dias foram observados em maiores profundidades. Os autores discutem que, apesar destas oscilações em muito se aproximarem das características de ondas de Rossby-gravidade (ou de Yanai) como componente meridional de velocidade máxima sobre o equador, velocidade de fase para oeste, movimento anticiclônico em regiões afastadas do equador, elas constituem um fenômeno altamente não-linear.

Em 1989, Hayes e colaboradores notaram que as ondulações na frente de temperatura da pluma de água fria no Pacífico poderiam induzir flutuações na camada limite atmosférica, devido a variações nos gradientes horizontais de pressão atmosférica ao nível do mar, associadas à frente térmica, gerando alterações na dinâmica da camada limite atmosférica, influenciando assim os ventos sobre a superfície do mar. Suas análises mostraram que as flutuações de vento com períodos de 20 dias, e uma escala meridional de pouco graus de latitude, foram geradas pelas pertubações de temperatura associadas com as OITs. As maiores correlações foram encontradas para o período do ano em que os ventos alíseos de sudeste estavam mais intensos, mostrando que os gradientes meridionais do vento estavam correlacionados com os gradientes de TSM, o que indica que os alíseos de sudeste tendem a ser intensificados durante

períodos de TSM mais quentes e vice-versa, de forma que a banda de intensa divergência na componente meridional do vento permanece sobre a frente equatorial conforme meandra para norte e para sul. Quando o ar flui na direção sudeste sobre a pluma fria equatorial, de águas frias ressurgidas para águas aquecidas, há alterações na estabilidade da camada limite atmosférica que alteram os ventos. Sobre águas frias, a camada limite está com estratificação estável, e o fluxo vertical de momentum horizontal é inibido. Os ventos sobre a superfície do mar se intensificam conforme a estratificação vai se tornando mais instável sobre águas mais aquecidas, e ocorre mais transferência de momentum para o oceano.

Luther e Johnson (1990) analisaram dados de corrente coletados por ADCP no Pacífico equatorial, de fevereiro de 1979 a junho de 1980. Dentre seus principais resultados, eles encontraram três processos distintos de conversão de energia para geração das OITs no Pacífico. O primeiro seria gerado a partir do cisalhamento entre a SE e a CSE durante o inverno e primavera. Os outros dois seriam processos de instabilidade baroclínica, um ao longo da frente de temperatura (entre 3ºN e 6ºN) durante o verão, e o outro, acontecendo durante o outono, onde as ondas utilizariam a energia potencial associada com a variação vertical da termoclina abaixo da CCNE.

Weisberg e Hayes (1995) observaram a ocorrência das OITs no Pacífico, sobre o equador, nos dados de corrente coletados durante o programa TOGA (*Tropical Ocean-Global Atmosphere*), de 1988 a 1991. Durante os anos de 1988 até o começo de 1989, quando os ventos alíseos estavam mais intensos após um evento El-Niño, as OITs mostraram-se bem desenvolvidas. Porém, nos dois anos seguintes, com os ventos menos intensos, as OITs não tiveram o mesmo comportamento.

Qiao e Weisberg (1995) analisaram os dados de corrente no Pacífico coletados durante o programa TIWE (*Tropical Instability Wave Experiment*), cobrindo o período de maio de 1990 a junho de 1991, entre as longitudes de 138 a 142ºW e latitudes de 1ºS a 1ºN. Neste período no Pacífico, as OITs iniciaram junto com a aceleração da CSE, e terminaram quando esta corrente enfraqueceu. Assim, quando o fluxo em superfície para oeste estava em seu máximo, as ondas foram energéticas e regulares, enquanto que estavam ausentes quando o fluxo em superfície estava para leste (como observaram Philander *et al*, 1985). O fim da atividade das ondas coincidiu com o máximo desenvolvimento da SE, e com um intenso pulso de momentum para leste, se propagando como uma onda de Kelvin, que parece ter "paralisado" a CSE temporariamente. No entanto, quando a CSE retorna seu fluxo para oeste mais intenso,

porém sem a SE, as ondas não foram observadas, o que fez com que os autores sugerissem que somente o fluxo da CSE para oeste não constitui uma condição suficiente para instabilidade (é necessário ter a SE também). Suas análises sugerem que o máximo de conversão barotrópica ocorre nas camadas superficiais (nas regiões de cisalhamento ciclônico da CSE, e na fronteira entre a CSE e a SE).

Proehl em 1996, considerando condições de fluxo simétrico em relação ao equador, se concentrou nos processos de conversão de energia à luz do conceito de sobre-reflexão (*over reflection)*. Apesar da dificuldade de se aplicar este conceito aos fluxos observados (o autor considera neste estudo o Pacífico) devido à escolha do estado médio das correntes, Proehl obteve resultados, considerados por ele, representativos quando comparados com os de Luther e Johnson (1990). Além dos processos barotrópico e baroclínico, o autor ainda considera instabilidades de Kelvin-Helmoltz atuando na gênese das OITs.

Baturin e Niiler (1997) fazem uma breve e interessante discussão a respeito do grau de representação das OITs obtidas em modelagens oceânicas globais, até então consideradas de alta resolução espacial (horizontal). Os autores especulam que a energia cinética superficial de alta freqüência produzida pelos modelos gerais de circulação oceânica seja uma ordem de magnitude menor do que acontece na realidade, embora os padrões sazonais de circulação tenham sido obtidos. Como a amplitude destas ondas é determinada por um equilíbrio entre produção e dissipação de energia, então as resoluções espaciais do modelo e a viscosidade, seriam as responsáveis por tais diferenças. Assim, a falha na representatividade das OITs para a modelagem oceânica global gera subestimações nos transportes turbulentos horizontais de calor, gerando campos de temperaturas superficiais também subestimados. Assim motivados, Baturin e Niiler (1997) utilizaram uma combinação de informações de derivadores lagrangeanos e registros de corrente para a região equatorial do Pacífico, para investigar a influência das OITs sobre o balanço de energia superficial. Com a série temporal da componente meridional de velocidade, para o ponto 140ºW sobre o equador, de 1983 a 1994, os autores criaram um índice de ocorrência das OITs, baseado na quantidade de energia da banda com período de 15 a 30 dias do espectro de energia da componente meridional de velocidade (Figura 2.20 Dessa forma, eles observaram a variabilidade interanual da atividade das ondas, relacionando-a principalmente, com os anos de El-Niño de 1982-1983, 1987 e 1991 (ondas ausentes) e de La-Niña (ondas mais intensas). A partir deste índice, os autores

observaram o comportamento de alguns parâmetros nos períodos de ocorrência (*on*) e de ausência (*off*) das ondas. A diferença de velocidade observada entre os dois períodos foi atribuída ao caráter sazonal das OITs, diretamente influenciado pelas correntes CCNE e CSE. A componente $\overline{u'v'}$ da tensão de Reynolds teve valores intensos e positivos sobre o equador no período *on*, e mudou de sinal ao norte do equador. Este comportamento gerou uma redução no cisalhamento do lado sul do flanco norte da CSE, e no cisalhamento entre a CSE e a CCNE. No entanto, as maiores diferenças entre os dois períodos foram para o termo $\overline{v'v'}$, além de ter tido, também, maiores diferenças para o ponto 140ºW do que para o ponto 110ºW. Para o termo $\overline{u't'}$ sobre o equador, para o período *off*, teve valores positivos para o ponto 110ºW (o que significa que águas mais aquecidas foram transportadas para leste, ou que águas frias foram levadas para oeste),o que resulta em um transporte de calor ao longo do gradiente, uma vez que a temperatura média sobre o equador aumenta de leste para oeste. No entanto, para o período *on*, este transporte foi contra-gradiente. E por fim, o transporte de calor, para os dois períodos, foi para sul ($\overline{v't'}$ negativo), e o gradiente meridional ($\overline{v't'}_y$) foi negativo para o período *on*, o que significa que a pluma de água fria foi aquecida pelas OITs. Já ao norte de 3ºN, o efeito foi oposto (o gradiente foi positvo). A partir de comparações dos dados de derivadores com os ventos da base ECMWF (*European Centre for Médium-Range Weather Forecasts*) para o mesmo período, Baturin e Niiler (1997) observaram que existe uma interação entre a atmosfera e as ondas de instabilidades. Durante o período sem ondas, os ventos contribuíram para a energia da perturbação de corrente, mas para o período das ondas, o fornecimento de energia dos ventos para as instabilidades foi reduzido e até mesmo revertido, mostrando que o vento pode extrair energia das OITs. Com relação às variações de temperatura associadas com as ondas, os autores concluem que estas forçam uma interação significativa oceano-atmosfera. Quando isto não ocorre, intensos transportes de calor vertical turbulento são gerados de forma a compensar a produção de variação de temperatura na superfície. A existência das ondas seria diretamente afetada pela presença de pelo menos um dos dois processos. Zonalmente foram observadas diferenças na produção de energia cinética turbulenta e variação de temperatura durante os dois períodos (*on* e *off*). Na longitude de 110ºW, durante o período *off*, houve produção de energia e variação de temperatura o que levou os autores a crer que houve um equilíbrio entre produção e dissipação de energia, de forma que não

fosse possível observar as ondas neste período. Diferentemente de Qiao e Weisberg (1995), Baturin e Niiler (1997) encontraram a região de maior importância de produção de energia cinética a área leste e central do Pacífico, na latitude de 5ºN. Esta é a região do cisalhamento anciclônico entre o flanco norte da CSE e a CCNE. De maneira geral, a conclusão de Baturin e Niiler (1997) foi de que as OITs reduzem o cisalhamento das correntes médias e aquecem a pluma equatorial, atuando como reguladoras de momentum, calor e energia cinética e potencial, mostrando assim sua importância para análises climáticas em escala sazonal. Os valores encontrados para energia cinética turbulenta por Baturin e Niiler (1997) para os períodos de ocorrência das OITs no Pacífico estão entre os maiores observados nos oceanos, segundo os autores.

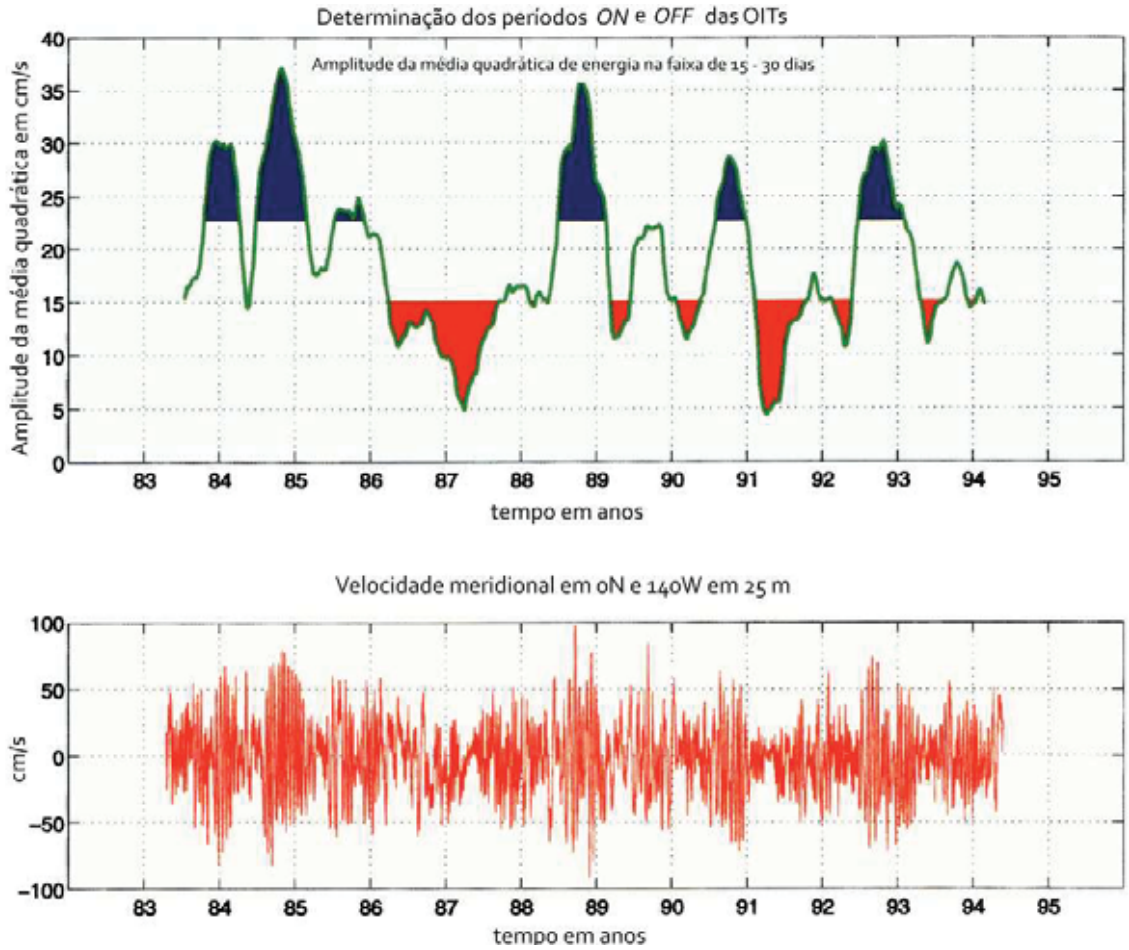
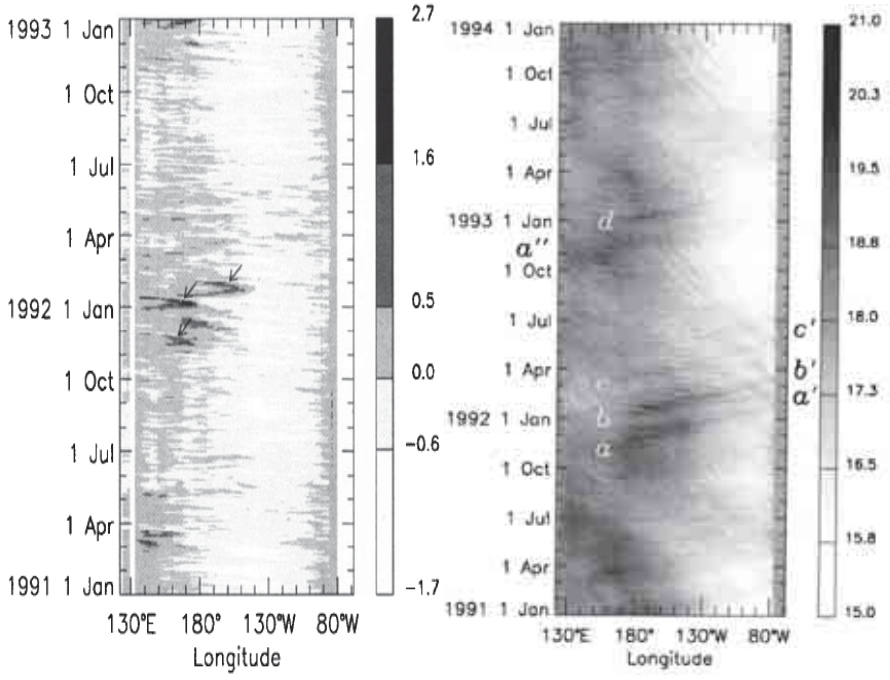


Figura 2.20: Índice de ocorrência das OITs no Pacífico em 0ºN e 140ºW. A linha verde é a amplitude da média quadrática da energia na faixa de 15-30 dias. As colorações azul e vernelha correspondem aos períodos *on* e *off*, respectivamente. *Adaptado de*: Baturin e Niiler (1997).

Analisando o balanço de momentum zonal da SE no Pacífico, a partir dos dados coletados durante a expedição TIWE, Qiao e Weisberg (1997) observaram que as OITs atuam desacelerando a CSE e a SE.

Em 1998, Lawrence e colaboradores discutiram a possível interação entre as ondas de instabilidade e ondas de Kelvin e de Rossby. Eles apresentaram evidências que corroboram Allen *et al* (1995, *apud*, Lawrence *et al*, 1998), de que a fase das OITs é controlada pela tensão do vento, através da onda de Rossby (gerada por uma reflexão de uma onda de Kelvin) e seu impacto no cisalhamento das correntes. Para investigar tais efeitos, os autores forçaram o modelo oceânico MOM (*Modular Ocean Model*) com médias diárias de atrito de vento da base ECMWF. Para o período de estudo, entre os anos de 1991 a 1993, foram observadas ocorrências de rajadas de vento (*wind bursts*) de intensificação dos ventos de oeste na região oeste – central do Pacífico equatorial. Essas intensificações dos ventos geram ondas oceânicas livres de Kelvin que se propagam para leste ao longo do equador, e tem sua estrutura dependente da estratificação de temperatura. Seus resultados mostraram que uma vez que o modelo oceânico forçado por ventos é capaz de reproduzir melhor a velocidade de fase dos dois modos mais dominantes da onda de Kelvin no Pacífico equatorial, e da onda de Rossby gerada a partir da reflexão dela na fronteira leste (Figura 2.21), as OITs serão bem representadas na simulação. Um dos experimentos realizados foi uma simulação forçada com ventos filtrados, de forma que a variabilidade, com períodos menores que 120 dias, foi eliminada. As OITs geradas neste experimento foram menos intensas do que na simulação que foi forçada com o campo de ventos sem filtragem, mostrando que a variabilidade intrasazonal dos ventos é importante na geração das OITs. Já foi sugerido anteriormente que é possível que as OITs gerem oscilações de 20 a 30 dias na atmosfera (Halpern *et al*, 1988). No entanto, não foi encontrada tal evidência nos ventos do ECMWF utilizados como forçante, ainda que estes gerem a variabilidade real das OITs, o que levou os autores a especularem que uma forçante remota poderia influenciar a estrutura da fase das OITs, pois o modelo gerou ondas de acordo com observações (fase das ondas). Os autores relembraram que ondas de Kelvin sazonais podem alterar a fase das OITs, uma vez que elas mudam o cisalhamento, alterando a fase e a amplitude das ondas (Harrison e Giese, 1988, *apud*, Lawrence *et al*, 1998). Na TSM gerada pelo MOM forçado com ventos sem filtragem, os autores observaram que as OITs têm a mesma velocidade de fase da onda de Rossby gerada pela rajada de vento de oeste, e onda mais instável tem sua fase coincidente com a fase desta onda de

Rossby. Assim, os autores sugeriram que uma modulação da fase das OITs pela onda de Rossby é bastante plausível, uma vez que a onda de Rossby tem impacto direto no cisalhamento das correntes, da seguinte forma: a propagação da onda de Rossby pela região de cisalhamento induz movimento ciclônico (ou, meio período depois, anticiclônico), pois os elementos do fluido são deslocados em direção ao equador (altas latitudes) da sua posição de equilíbrio, reduzindo (aumentando) o cisalhamento anticiclônico das correntes. Portanto, a passagem de uma onda de Rossby pode desestabilizar um fluxo cisalhado marginalmente estável, e é provável que se formem instabilidades preferencialmente no ponto de máximo cisalhamento no ciclo da onda de Rossby. Após a sua passagem, as OITs se tornam ondas livres e sua velocidade de fase é determinada puramente pelo fluxo médio. Assim, alguns experimentos deles mostraram que a variabilidade nos ventos que faz iniciar a temporada das OITs não é local, no entanto, ao retirar a variabilidade local, houve variação na estrutura da fase das ondas. E seus últimos experimentos em que a ocorrência das rajadas de vento de oeste foi alterada confirmaram a evidência de que há uma concordância de fase entre a onda de Rossby refletida e as OITs.



(a) (b)

Figura 2.21: Gráfico tempo x longitude da componente zonal dos ventos (a) e da temperatura (b) ao longo de 2ºN extraída da simulação *a*, *b* e *c* denotam as ondas de Kelvin, geradas pelas rajadas de vento de oeste, que excitam ondas de Rossby (*a'*, *b'* e *c'*) ao refletir na fronteira leste. *Fonte*: Lawrence *et al* (1998).

Donohue e Wimbush (1998) estudaram as OITs no Pacífico utilizando um modelo de duas camadas e meia, forçados com ventos de um ano sem ocorrência de El-Niño, e para as suas análises, eles estudaram dois tipos de onda, associadas com processos de conversão de energia distintos. Um tipo de onda com período de 15 dias (comprimento de onda de 1.100 km), intenso sinal de velocidade meridional centrado no equador, enquanto que os máximos de velocidade zonal e nível do mar estavam próximos a 1,5ºN e 1,5ºS. O outro tipo de onda tem período de 30 dias (comprimento de aproximadamente 1.100 km também), antissimétrica em relação ao equador, com nível e velocidade meridional máximos em 6ºN e 4ºN, respectivamente. As análises energéticas mostraram que entre o equador e 3ºN as conversões dominantes na camada superior foram do tipo barotrópica, coincidentes com o cisalhamento ciclônico ao longo da margem equatorial da CSE. O segundo máximo foi entre 3ºN e 5ºN, onde os termos de conversão são uma combinação de conversão barotrópica da camada superior ao longo da margem em direção ao pólo da CSE (cisalhamento anticiclônico) e conversão baroclínica embebida na CSE. Todos os processos de conversão apresentaram variação temporal e longitudinal, e os autores atribuíram essa variação à energia disponível, diretamente associada à sazonalidade da CSE (se torna instável durante o inverno (verão, hemisfério norte) e até o verão (inverno, hemisfério norte)).

Em 1998, complementando o trabalho de 1995, Qiao e Weisberg apresentaram novas análises das trocas de energia utilizando dados da expedição TIWE, analisando como cada termo das equações de energia da perturbação se comporta durante a temporada das ondas. Os termos da equação de energia cinética da perturbação que foram mais importantes para o balanço de energia das ondas de instabilidade no Pacífico, foram: $-\overline{u'v'}U_y$, $-\overline{v'v'}V_y$, $-\overline{u'w'}U_z$, $-\frac{1}{2}\overline{\left(u'^2+v'^2\right)v'}_y$, $-\overline{p'_y v'}$, $-\overline{p'_x u'}$, $-\overline{p'_z w'}$, $g\overline{\rho' w'}$. Os primeiros três termos representam a conversão de energia entre as ondas de instabilidade e o fluxo médio; o quarto termo representa a divergência de fluxo de energia cinética de perturbação pela própria perturbação; do quinto ao sétimo termo estão representados o trabalho de pressão; e o último termo é a conversão de energia cinética para energia potencial. A soma dos primeiros dois termos (Figura 2.22) ao norte do equador e acima da profundidade do núcleo da SE tem um valor alto e positivo durante o começo da temporada das OITs, e foi quantitativamente considerável para o crescimento da onda de instabilidade inicial durante o TIWE. Sua variação temporal está modulada com a amplitude das flutuações da componente

meridional da onda de instabilidade, o que mostra que a instabilidade barotrópica dentro da região de cisalhamento ciclônico do campo médio de velocidade horizontal foi uma importante fonte de energia para a origem das OITs. Próximo à superfície, valores negativos do termo $-\overline{v'v}V_y$ resultaram da divergência de Ekman, e em subsuperfície, valores positivos resultaram de convergência geostrófica (Figura 2.23). Seu padrão de valores negativos sobre e ao sul do equador foi interpretado como dissipação de energia, e ao norte, tanto valores positivos quanto negativos foram encontrados mostrando que podem ocorrer fontes ou sumidouros nesta faixa latitudinal. E o terceiro termo de interação, $-\overline{u'w'}U_z$, tende a enfraquecer as ondas de instabilidade na latitude mais ao norte. O termo $-\frac{1}{2}\overline{\left(u'^2+v'^2\right)v'}_y$ foi o mais significativo da divergência de energia cinética de perturbação pela velocidade de perturbação e representa o efeito de propagação de energia da onda. Outro termo que tende a enfraquecer a onda de instabilidade através da radiação meridional de energia para regiões externas é $-\overline{p'_y v'}$. Os autores explicam que poderia acontecer uma compensação de propagação de energia para o interior, através de $-\overline{p'_x u'}$, mas seria necessário ter dados pretéritos ao seu estudo. Os autores destacaram os valores positivos e negativos (assimétricos em relação ao equador) destes termos que foram observados nos meses que termina a temporada das ondas (novembro e dezembro). Eles atribuiram esta alternância entre valores positivos e negativos aos movimentos de subsidência e ressurgência de águas devido à passagem de uma onda de Kelvin pelas estações, e não às ondas de instabilidade em si, que estão relacionadas à compomente meridional de velocidade e gradientes de pressão meridionais simétricos em relação ao equador. Sobre o equador, $-\overline{p'_z w'}$ representa uma convergência de energia cinética dentro da região entre 80 a 180 metros, onde é convertida para energia potencial pelo termo $g\overline{\rho' w'}$.

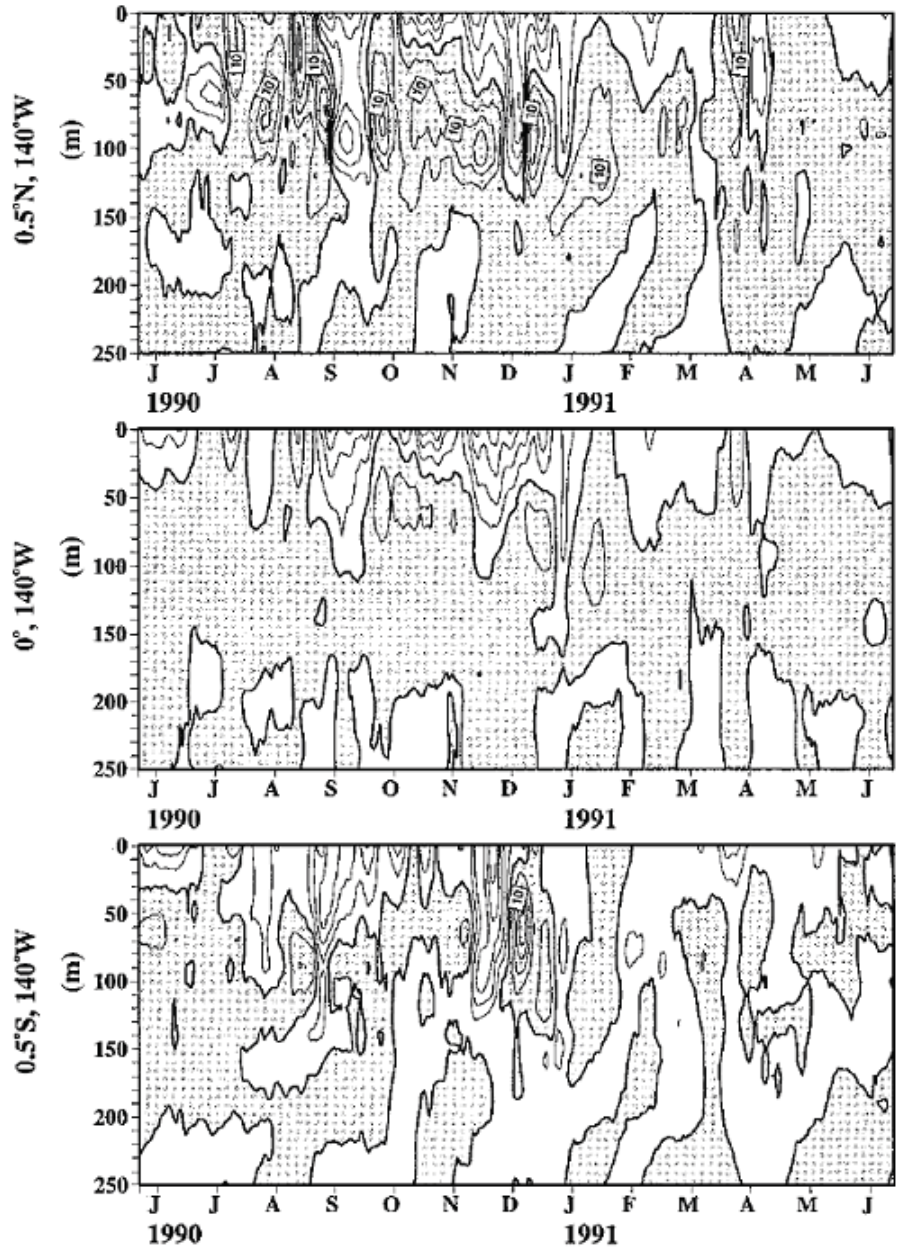


Figura 2.22: Soma dos dois principais termos de trabalho de deformação $-(\overline{u'v}U_y + \overline{v'v}V_y)$ em função do tempo e profundidade. Valores positivos estão sombreados e o intervalo dos contornos é 5 x 10^{-4} cm^2s^{-3}. *Fonte*: Qiao e Weisberg (1998).

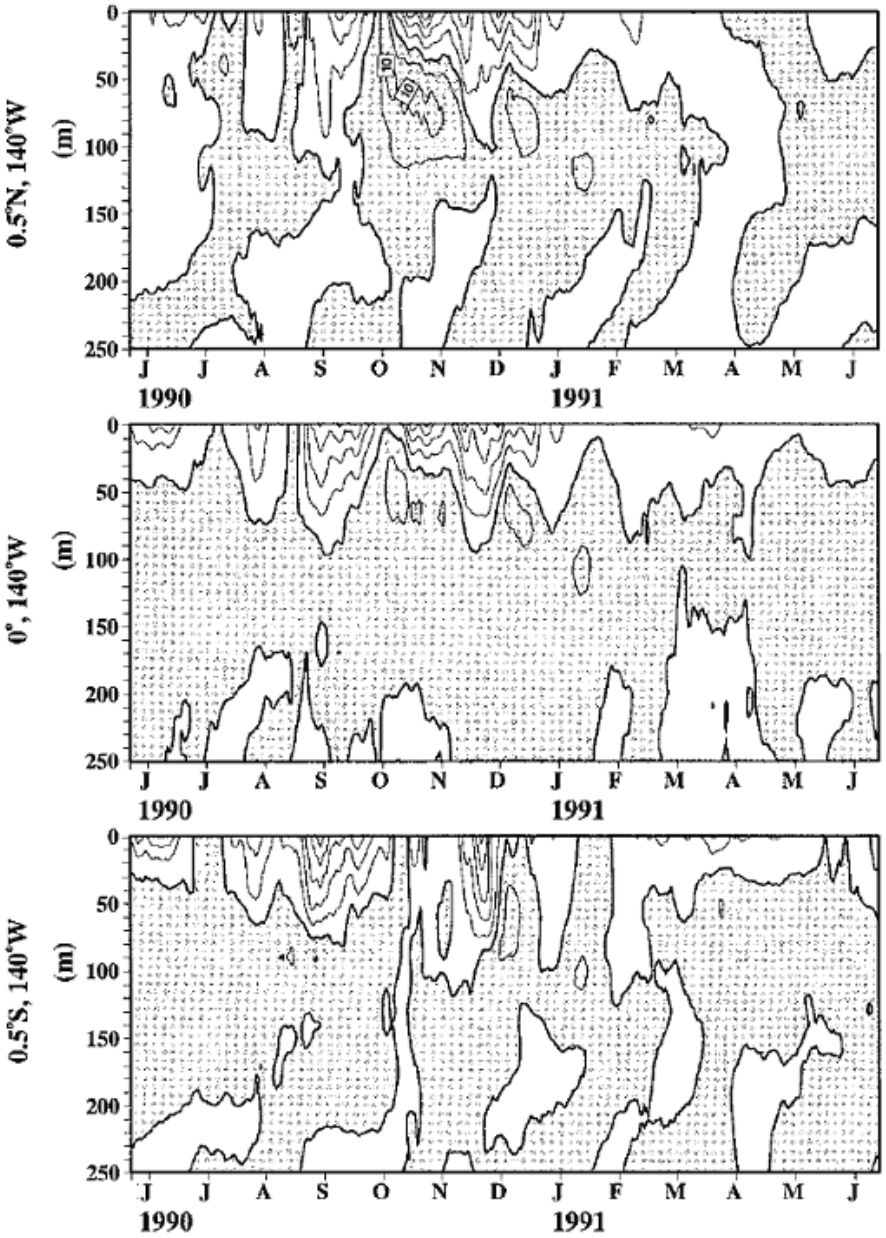


Figura 2.23: Termo de trabalho de deformação $-\overline{v'v}V_y$, em função do tempo e profundidade. Valores positivos estão sombreados e o intervalo dos contornos é 5 x 10^{-4} cm^2s^{-3}. *Fonte*: Qiao e Weisberg (1998).

A contribuição relevante encontrada pelos autores foi a conversão de energia potencial à custa de energia cinética. Sobre o equador o aumento de energia potencial foi então considerado como uma conseqüência da presença das OITs, e não como uma causa. Resumindo, as OITs sobre o equador e logo ao norte, estão associadas ao mecanismo de instabilidade barotrópica entre a CSE e a porção superior da SE, acima do seu núcleo. No entanto, esta geração é neutralizada pela ação do termo $-\overline{u'w'}U_z$, que se opõem à conversão do fluxo médio para a perturbação. A maior contribuição deste

trabalho foi a conclusão de que o termo $-\overline{v'v}V_y$ (relacionado com convergência meridional do fluxo médio e da energia cinética associada às ondas) pode ser utilizado para modular as OITs, pois ele reproduz os padrões de convergência meridional de fluxo. O fim da temporada das ondas culminou com a passagem de uma onda de Kelvin pelas estações onde foram realizadas as observações. Os autores especularam que a onda de Kelvin pode afetar as ondas de instabilidade através de alterações no fluxo médio, diminuindo o cisalhamento meridional da CSE / SE e alterando as conversões de energia.

Em 1999, Masina, juntamente com Philander e Bush, publicaram os dois trabalhos que juntos constituiam o estudo mais completo sobre as ondas de instabilidade tropical no Pacífico até então. Eles fizeram um estudo utilizando modelagem oceânica (com o MOM), explorando diversos questionamentos, até então não discutidos, relacionados às ondas de instabilidade. Seu estudo foi para o Pacífico, impondo condições típicas de La-Niña. Na configuração do MOM, os autores estimaram que a resolução espacial de 1º em longitude, 1/3º em latitude e 18 níveis verticais (sendo 10 nos primeiros 100 metros) seria suficiente para resolver a física das ondas de instabilidade. Nos seus resultados ficou evidente que as ondas de instabilidade apresentam uma não-homogeneidade espacial, e se desenvolvem preferencialmente ao norte do equador e na porção leste do Pacífico, apesar de algumas ondas estarem presentes ao sul do equador, no entanto, em uma faixa latitudinal menor (cerca de 2º apenas) do que da região ao norte (até 4 ºN ou 6ºN). Uma feição interessante observada por Masina e Philander (1999) foi uma mudança na velocidade de fase ao sul do equador, entre as longitudes de 160 ºW e 180ºW (Figura 2.24). Os autores atribuíram esta diferença de velocidade de fase aos diferentes locais de geração de instabilidade, sendo que na porção sul-central do Pacífico, ela é gerada abaixo da superfície (na SE), enquanto que na porção leste a instabilidade é gerada na superfície, dentro da CSE. Verticalmente, o mesmo padrão de convergência nas cristas frias (movimento subsidente) e divergente nas cavas quentes (ressurgência) foi observado. A escala vertical dos movimentos associados com as OITs foi observada somente até a região da termoclina. Quanto à região de geração das instabilidades, observou-se que os cisalhamentos meridionais mais intensos (com mudança do sinal do gradiente latitudinal de vorticidade potencial) ocorreram entre a SE a o braço norte da CSE na latitude de 1ºN, e na SE em si, em 2ºS. Novamente concluiu-se que o cisalhamento meridional entre a CSE e a CCNE não afeta significativamente a geração

das ondas de instabilidade no Pacífico. O gradiente meridional de temperatura foi máximo entre 4 e 6ºN, sugerindo que esta região poderia estar baroclinicamente instável.

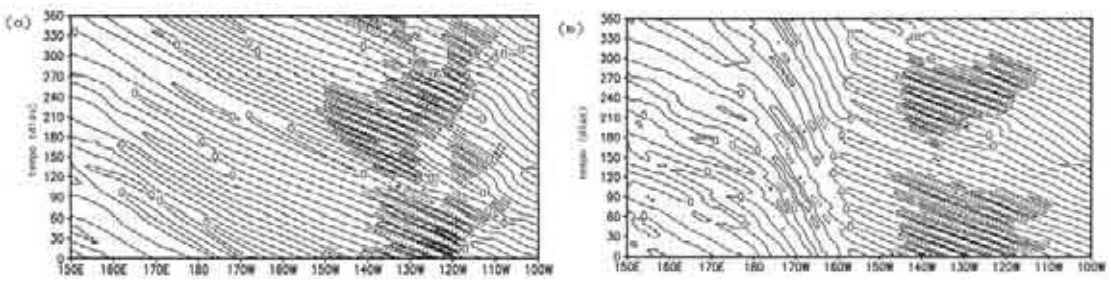


Figura 2.24: Diagrama de Hovmöller de velocidade meridional perturbada (velocidade total menos a média do ano inteiro) a 95 metros de profundidade em 2ºN (a) e 2ºS (b). *Adaptado de*: Masina e Philander (1999).

Para analisar a variabilidade espacial do período e do comprimento de onda das OITs, Masina e Philander (1999) empregaram a técnica de ondeletas nos resultados da simulação. Suas análises mostraram que as mais altas freqüências foram encontradas na porção leste do Pacífico e as mais baixas na porção oeste, e o sinal das OITs esteve presente somente da superfície até a base da termoclina. Na região de geração (140ºW, 2ºN) o período se torna maior com o aumento da profundidade, e também com o aumento da latitude (ao norte) (Figura 2.25). Quanto à variabilidade do comprimento de onda, no Pacífico leste sobre a latitude de 2ºN e em superfície, foram encontrados os maiores comprimentos de onda (comprimento dominante de 800km) (Figura 2.26a). Já nas porções central e oeste, a análise de ondeleta não foi capaz de representar os comprimentos de onda demonstrando que estes são significativamente inferiores que os da porção leste. Abaixo da termoclina (em 713 metros de profundidade), os comprimentos de onda são mais longos, chegando a 1.200 km a leste de 140ºW (Figura 2.26b).

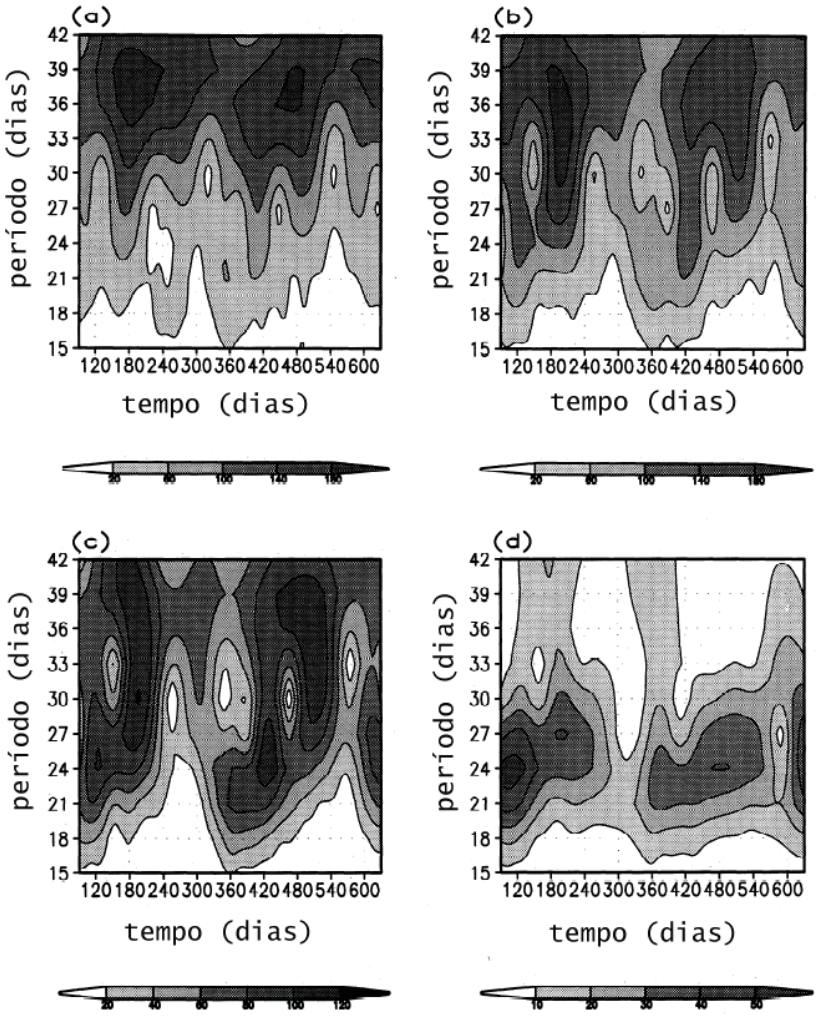


Figura 2.25: Módulo do coeficiente da transformada de ondeleta da velocidade meridional, em 110ºW, na latitude 2ºN em 5 metros (a), 75 metros (b), 113 metros (c) e 713 metros (d) de profundidade. O intervalo do contorno está em cm/s de acordo com a escala de cores. Os maiores valores representam na escala de cor indicam alta correlação entre os dados e a ondeleta. *Adaptado de*: Masina e Philander (1999).

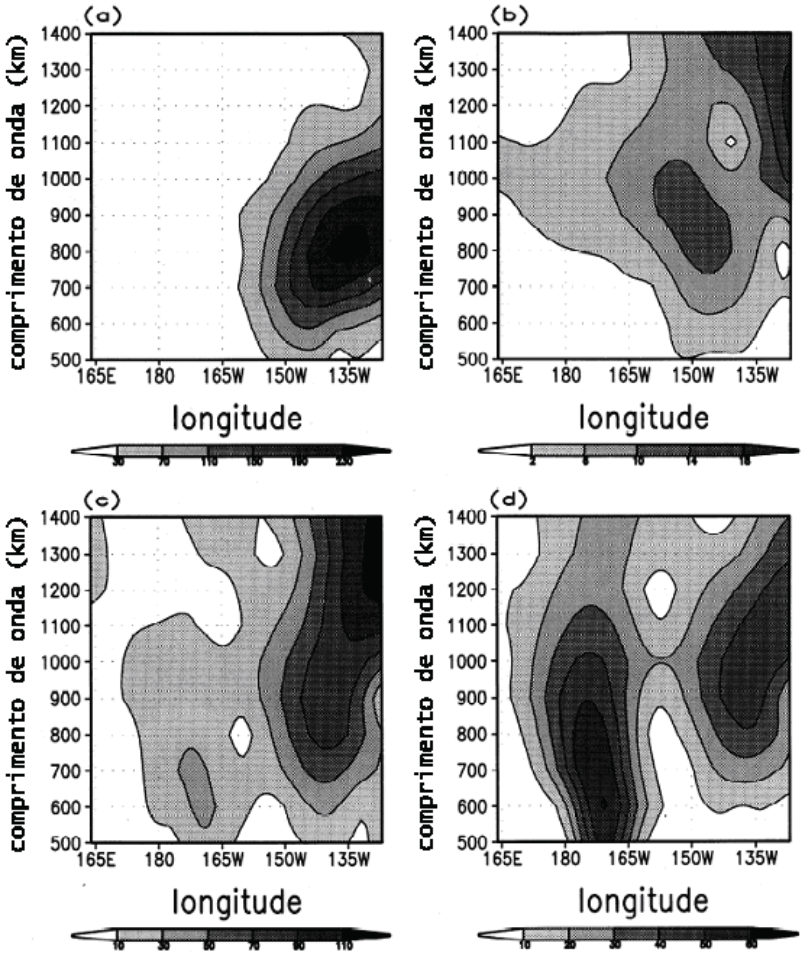


Figura 2.26: Módulo do coeficiente da transformada de ondeleta da velocidade meridional, na latitude 2ºN em 5 metros (a) e 713 metros (b) de profundidade, e na latitude 2ºS em 5 metros (c) e 713 metros (d) de profundidade. O intervalo do contorno está em cm/s de acordo com a escala de cores. Os maiores valores representam na escala de cor indicam alta correlação entre os dados e a ondeleta. *Adaptado de*: Masina e Philander (1999).

Nos seus resultados foram encontradas evidências de que parte da energia gerada na superfície próximos a 135ºW se propaga em direção ao fundo e se divide em dois sinais que se propagam para leste e para oeste (Figura 2.26b e d), podendo ser a onda excitada em superfície pela instabilidade que se propaga para o fundo, conforme citado em Weisberg *et al* (1979). Os autores discorrem brevemente, de forma especulativa, sobre a possibilidade de as instabilidades em superfície irradiarem energia através de ondas neutras equatoriais.

Na segunda parte de seu estudo, Masina *et al* (1999) investigaram a importância relativa de conversões de energia barotrópica e baroclínica, e se estes são processos associados ou não. Além disso, avaliam o papel da CCNE nos processos de instabilidade. Para tal, utilizaram a análise de energia local, inicialmente aplicada a estudos na atmosfera, analisando cada termo de fluxo e conversão. Ao calcular a

energia cinética da perturbação e analisar sua distribuição espacial, Masina *et al* (1999) observaram que na camada superficial do modelo, a energia estava concentrada na região coincidente com a região de flutuação de temperatura das OITs encontradas por Masina e Philander (1999), entre 2ºS e 4ºN, sendo sua distribuição zonal mais longa ao sul do equador. A magnitude da energia cinética da perturbação diminuiu com o aumento da profundidade, no entanto, em 1.800 metros foi observado um padrão de distribuição que sugere que as instabilidades de superfície excitam ondas equatoriais neutras que se propagam para o fundo em ambos os lados (leste e oeste) das instabilidades. Já com relação à distribuição vertical, os resultados mostraram duas regiões de máxima energia em ambos os lados do equador, indicando que as instabilidades estão desacopladas abaixo da superfície, e confinadas à camada de mistura (Figura 2.27). Para o caso simulado, os autores observaram que ambas as conversões barotrópicas e baroclínicas são importantes para o desenvolvimento das ondas de instabilidade no Pacífico, com variações espaciais. Quanto às distribuições espaciais de conversão barotrópica e baroclínica, na camada superficial o primeiro tipo de conversão esteve mais intenso sobre o equador e na região bem próxima, enquanto que a conversão baroclínica foi intensa somente ao norte do equador, e ambas entre as longitudes de ~110 ºW e 150ºW. Quando analisadas em profundidade, a 95 metros, ambas as conversões apresentaram distribuição e magnitudes similares as superfície, com alguma variação (a conversão barotrópica teve seu máximo deslocado 10º para oeste). O máximo de conversão barotrópica ao sul do equador em 170ºW (Figura 2.27b) é explicado parcialmente por advecção de energia cinética turbulenta proveniente de outras regiões. Verticalmente, a conversão barotrópica está localizada nos primeiros 150 metros, na região de intenso cisalhamento entre a SE e o braço norte da CSE (Figura 2.28a). Embora a magnitude do cisalhamento meridional entre estas duas correntes ao sul do equador seja comparável com a região ao norte do equador, ao sul ela não é barotropicamente instável, mesmo se o gradiente meridional de vorticidade potencial $\beta - U_{yy}$ mudar de sinal na vertical em ambas as regiões próximas a 1ºN e 2ºS (Masina, 1996, *apud*, Masina *et al*, 1999). Porém, os autores consideraram que este critério, o qual foi criado para latitudes médias sob condições quase geostróficas e não-divergentes, não é exatamente o ideal para a região próxima ao equador devido às características de intensa divergência e efeitos ageostróficos.

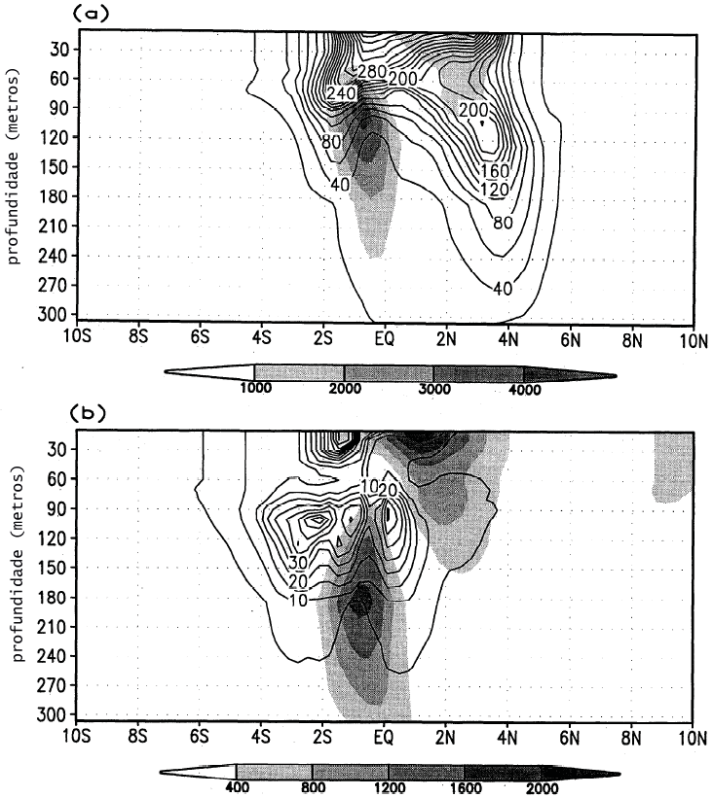


Figura 2.27: Seções verticais da média temporal de energia cinética (sombreado) e média temporal da energia cinética turbulenta (contorno), em 130ºW (a) e em 170ºW (b). *Adaptado de*: Masina *et al* (1999).

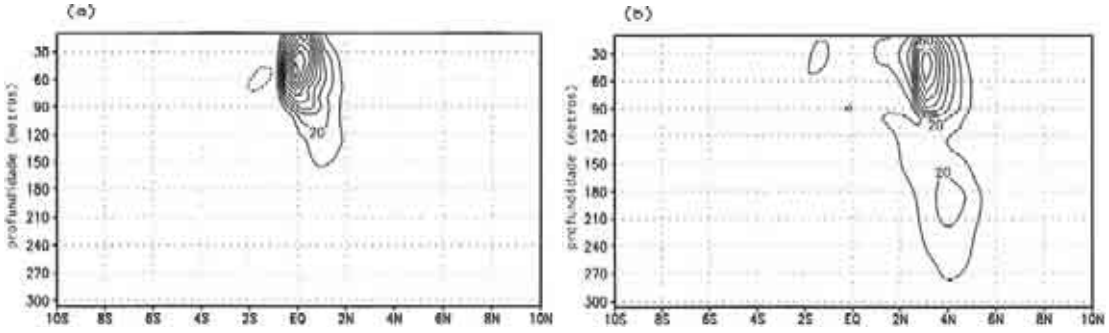


Figura 2.28: Seções verticais em 130ºW da média temporal de conversão barotrópica (a) e conversão baroclínica (b). *Adaptado de*: Masina *et al* (1999).

Na simulação realizada por Masina *et al* (1999), a CCNE obtida não foi tão intensa a ponto de gerar instabilidade barotrópica, na fronteira com a CSE, sendo essa, portanto considerada uma condição potencial para instabilidade barotrópica, dependendo da intensidade da CCNE. Já a conversão baroclínica apresentou um máximo entre 1 ºN e 5ºN nos primeiros 300 metros de profundidade, que coincide com a região da frente de temperatura devido à ressurgência induzida pelo vento (Figura 2.28b). Entre as

latitudes de 1ºS e 2ºS, uma pequena região de conversão baroclínica foi encontrada, nos primeiros 60 metros, que coincide com a frente de temperatura ao sul do equador. Nas latitudes ao norte e ao sul (2ºN e 2ºS) as conversões baroclínicas foram dominantes sobre as barotrópicas. Assim, foram identificadas duas estruturas com fases associadas que determinam a estrutura das OITs, com naturezas distintas, sendo barotrópica sobre o equador (cisalhamento entre a CSEn e a SE) e baroclínica ao norte, na região da frente de temperatura. Estes dois mecanismos ocorreram simultaneamente, diferentemente do que foi identificado por Luther e Johnson (1990). Os autores explicaram ainda que a geração das OITs por instabilidade baroclínica na frente de temperatura possui heterogeneidade espacial (ao norte do equador na porção leste, e ao sul na porção central) devido às diferentes intensidades da frente (mais intensa ao norte no leste, e mais intensa ao sul do equador na região central).

Masina *et al* (1999) também investigaram se a propagação para oeste das OITs no Pacífico era localmente dominada por processos instáveis ou se a radiação de energia por fluxos de pressão tinha um papel importante. Assim, eles concluíram que o mecanismo que dispara o desenvolvimento das OITs no Pacífico leste é dominantemente instabilidade baroclínica que inicia abaixo da superfície. Para acompanhar os processos associados com a propagação, eles estudaram duas ondas (Figura 2.29) para as quais foram feitas análises detalhadas. A crista da onda 2 é caracterizada por dois máximos de energia cinética que se desenvolvem em ambos os lados da crista. O máximo de energia cinética na parte leste da onda 1 (seta verde) se desenvolve por instabilidade baroclínica. O pico indicado pela seta vermelha, ao sul do equador, é resultado de instabilidade barotrópica que se desenvolve próximo à superfície. E ao norte do equador, indicado pela seta azul, é o máximo de energia que se desenvolve por convergência de fluxo turbulento de pressão e por conversão baroclínica. Assim, os fluxos verticais turbulentos são essenciais para o desenvolvimento das ondas de instabilidade. Para ambas as ondas o crescimento delas se deu com maior contribuição de conversão baroclínica, enquanto que a divergência do fluxo turbulento de pressão atuou no decaimento. As conversões barotrópicas e a advecção de energia cinética foram insignificantes para este caso. A principal indicação é de que os fluxos turbulentos transportam energia para longe da região ao norte do equador.

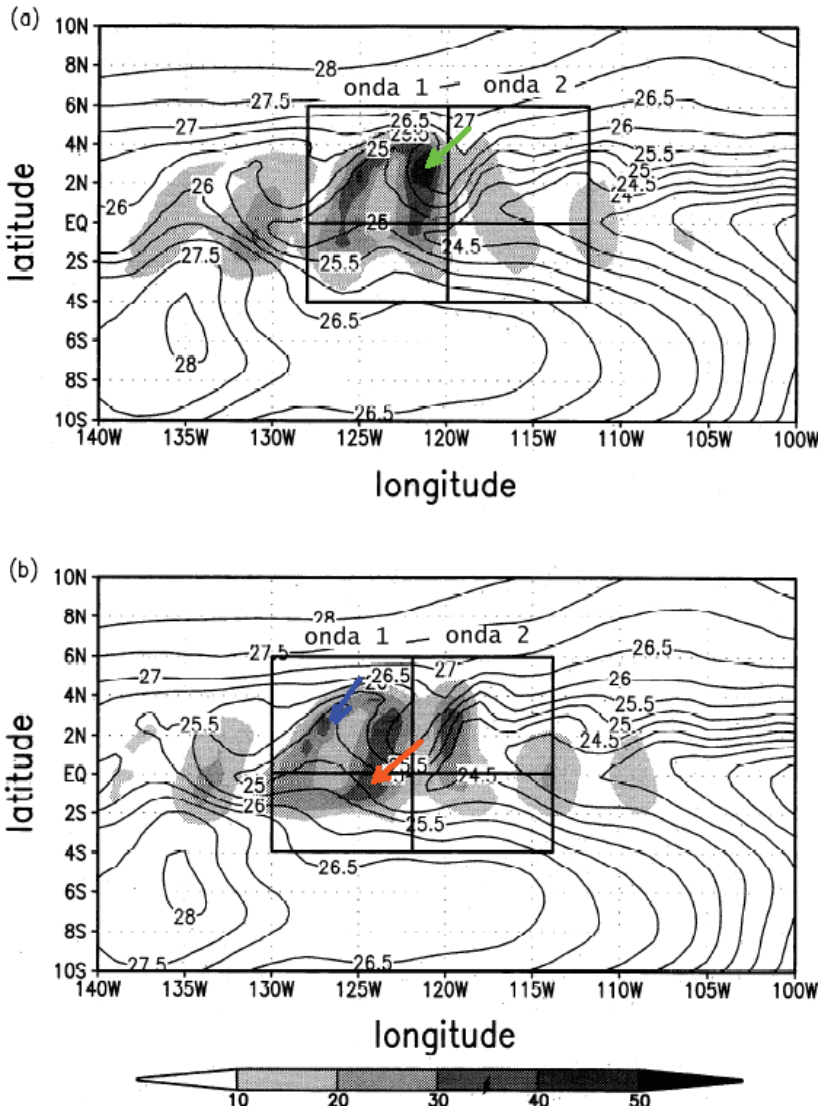


Figura 2.29: Gráfico no tempo t = 3 dias (a) e 9 dias (b) da distribuição de energia cinética turbulenta (sombrado) e TSM (contorno). *Adaptado de*: Masina *et al* (1999).

Utilizando os dados coletados durante a segunda fase do experimento TIWE, chamado de TIWE-2, Kennan e Flament (2000) aprofundaram o estudo de Flament *et al* (1996), e exploraram a cinemática do vórtice observado nestes dados, entre a CSE e a CCNE, entre 2ºN e 7ºN, no Pacífico, e similarmente, Menkes *et al* (2002) no Atlântico. Os autores diferenciaram os vórtices por eles estudados, chamados de vórtices de instabilidade tropical, das OITs, principalmente quanto a sua localização, sendo os vórtices localizados na região de cisalhamento entre a CSE e a CCNE e as OITs, mais ao sul, nas regiões cisalhantes entre a CSE e a SE. Como estes são tratados como fenômenos distintos (Kennan e Flament, 2000), os vórtices de instabilidade não serão tratados no presente estudo.

Liu *et al* (2000) apresentaram o primeiro estudo que utilizou TSM e parâmetros atmosféricos simultâneos, estimados por radar a bordo de satélite na faixa da microonda, para o período de La-Niña da segunda metade 1999 no Pacífico, para investigar as relações entre os padrões de TSM gerados pelas OITs e os ventos locais (Figura 2.30). Seus resultados mostraram que a seguinte hipótese, postulada em literatura, seria a mais condizente a respeito da relação entre TSM e ventos locais nos oceanos tropicais: a TSM estaria acoplada com o vento através da mudança de estabilidade na camada limite atmosférica. Assim, sobre águas mais quentes, o ar é mais instável, a mistura aumenta e o cisalhamento do vento é reduzido na camada limite, e os ventos em superfície se intensificam por conseqüência. O oposto é verdadeiro sobre águas mais frias, e a velocidade do vento em superfície estaria em fase com a TSM. A Figura 2.31 ilustra seus resultados. A TSM esteve em fase com a compomente meridional da velocidade do vento, e em fase oposta (um pouco menos de 180º) com a componente zonal.

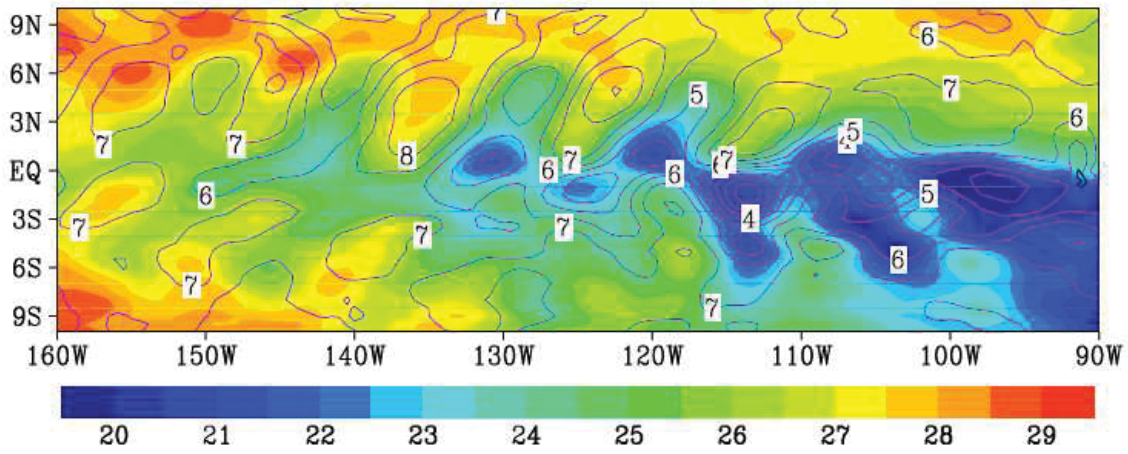
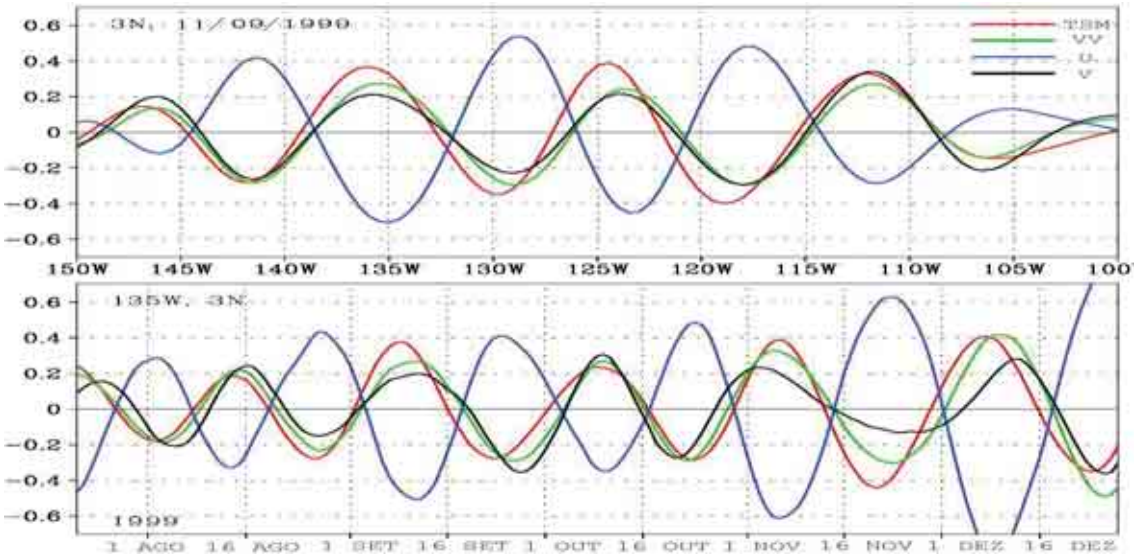
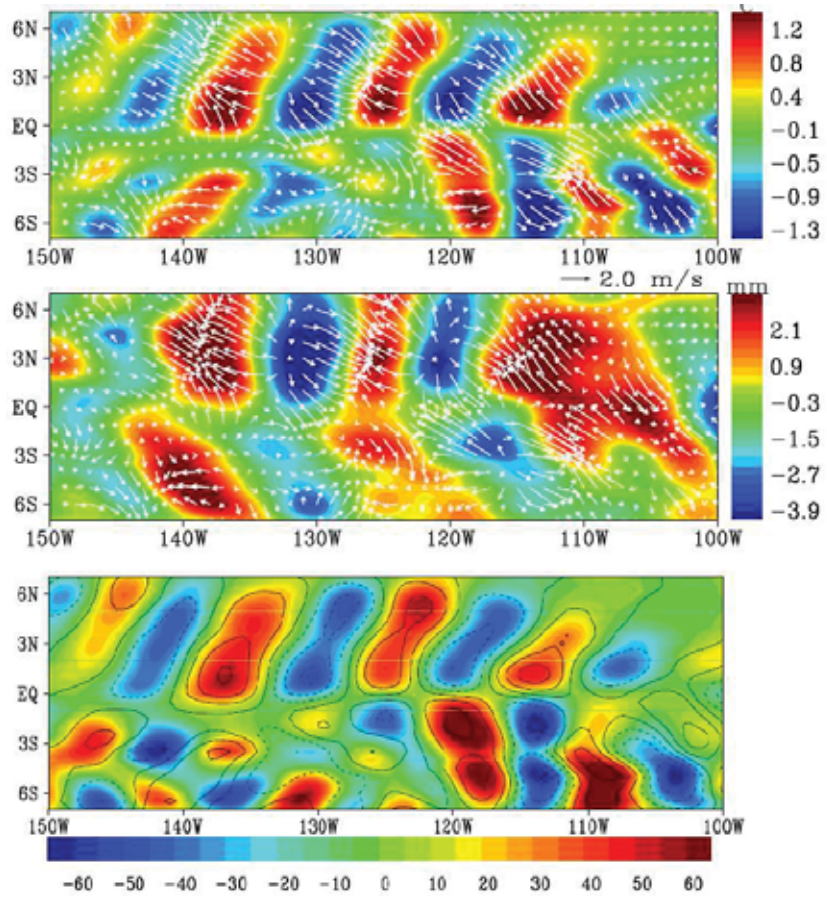


Figura 2.30: Temperatura da superfície do mar (colorido, em ºC) estimada pelo TMI e velocidade do vento em superfície (contorno, em m/s) estimado pelo *SeaWinds* em 11 de setembro de 1999. *Fonte*: Liu *et al* (2000).



(a)



(b)

Figura 2.31: (a) Variações longitudinais em 3ºN em 11 de setembro de 1999, e a série temporal das anomalias filtradas de TSM, velocidade do vento em superfície, e as duas componentes da velocidade de corrente oceânica, em 3ºN, 135ºW. (b) Anomalias dos vetores de vento (setas brancas) sobrepostas às anomalias de TSM e vapor dágua (dois primeiros painéis), em 11 de setembro de 1999. O último painel em (b) é a anomalia de temperatura filtrada sobreposta (contorno, ºC) ao fluxo de calor latente (colorido, W/m²) também em 11 de setembro de 1999. *Adaptado de*: Liu *et al* (2000).

Conforme o vento flui cruzando as isotermas de TSM, ele acelera e desacelera, gerando centros de convergência e divergência nos gradientes máximos de TSM. Os centros de convergência do vento estiveram quase que sobrepostos as anomalias positivas de vapor d'água (Figura 2.31). A convergência do vento carreia umidade para a atmosfera, e o aumento de vapor d'água na atmosfera pode ser gerado por aquecimento em superfície e/ou advecção pelo vento. O calor latente depende da velocidade do vento e do gradiente de umidade ar-mar, e o calor latente esteve em fase com a TSM e velocidade do vento. O intenso acoplamento entre a TSM e a velocidade do vento aumenta o resfriamento por evaporação e pode inibir o crescimento das OITs. As flutuações do vento geradas pelo vento foram de aproximadamente 2m/s.

Continuando na mesma linha de investigação das características e comportamento das OITs no Pacífico durante a La-Niña de 1999, e sua interação com a atmosfera, Hashizume *et al* (2001) também utilizaram a base de dados do TMI e do QuickScat, no entanto, aplicando regressão linear para avaliar a relação entre variações atmosféricas (principalmente na umidade e nuvens) e a TSM associadas às OITs. A anomalia encontrada na velocidade do vento em superfície foi dominada por flutuações na componente meridional, correlacionada com a anomalia de TSM gerada pelas OITs. Um aumento na cobertura de nuvens não-precipitáveis sobre as cavas das ondas foi observado pelos campos de água líquida e precipitação. A evidência de que a anomalia de vento gerada pela pressão do nível do mar, fluindo de regiões de águas mais frias para mais quentes das OITs, levou os autores a investigarem e concluírem que há uma resposta remota nos campos de vento, vapor d'água, água líquida, e precipitação da ZCIT em sua porção mais ao sul (Figura 2.32).

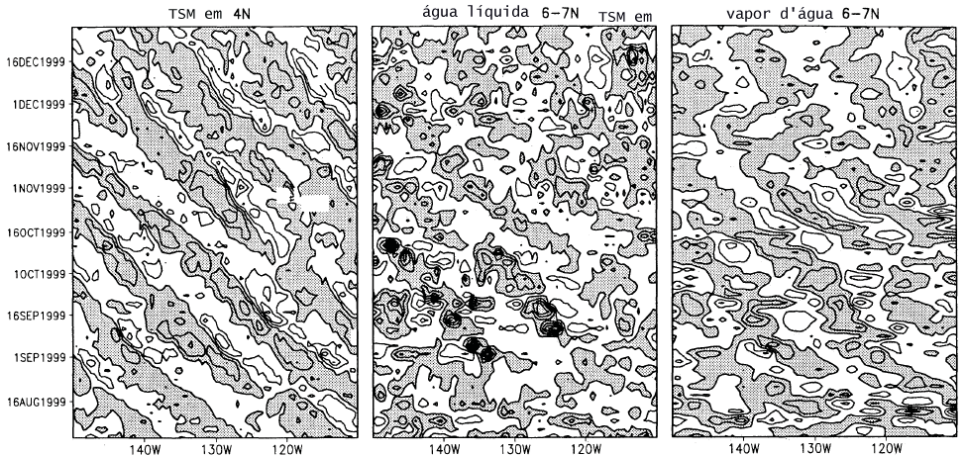


Figura 2.32: Seções de longitude x tempo de anomalia de TSM em 4ºN, água líquida e vapor d'água. *Adaptado de*: Hashizume *et al* (2001).

Polito *et al* (2001) utilizaram as informações de altimetria do WOCE TOPEX / POSEIDON, de TSM do AVHRR *Pathfinder* e ventos do NASA *Scaterometer* do período de setembro de 1996 a maio de 1997 para estudar as OITs no Pacífico e observaram que a perturbação de temperatura e de elevação do nível do mar, ambas associadas com as ondas de instabilidade, apresentaram quadratura de fase, o que levou os autores a concluírem que a advecção do gradiente meridional de temperatura pela corrente geostrófica gerada pelas OITs é responsável pelas perturbações de TSM. Ou seja, correntes para norte (sul) associadas com inclinações zonais positivas (negativas) de elevação das OITs advectam águas frias (quentes) para norte (sul). E o resultado mais interessante de seu trabalho foi a hipótese de que o sinal intenso das OITs encontrado nos ventos do escaterômetro seria afetado pela rugosidade da superfície do mar gerada pelas OITs.

Contreras (2002) apresentou um estudo de variabilidade temporal das OITs no Pacífico, utilizando a TSM da NOAA, conhecida como *Reynolds SST data*, para o período de janeiro de 1992 a julho de 2000, e informações de vento de escaterômetro para o mesmo período, e comparou as características das ondas durante períodos de El-Niño, La-Niña e neutro. Seus resultados foram condizentes com estudos isolados anteriores, mostrando que a época de maior intensidade das ondas de instabilidade no Pacífico foi o período de La-Niña e o de menor intensidade foi em anos de El-Niño. Contreras percebeu que enquanto houve um gradiente mínimo de 0,25ºC / 100 km no Pacífico (2,5ºN, 140ºW), foi possível observar as OITs nas imagens de TSM, mostrando que houve períodos em que a atividade das ondas não cessou de um ano para o outro, e assim, não deve-se utilizar filtragem que elimine freqüências de 3 a 4 meses quando se quer estudar estas ondas (ao menos no Pacífico).

Vialard *et al* (2003) investigaram a sensibilidade das OITs no Pacífico às condições iniciais do modelo, estudando assim, o comportamento caótico deste tipo de onda. Se as OITs se desenvolvem como resultado de perturbações aleatórias do fluxo médio, seria de se esperar que a fase das ondas também fosse aleatória, segundo eles. Assim, as OITs seriam altamente sensíveis às condições iniciais e de contorno oceânicas, e os autores realizaram dois experimentos com um modelo de circulação oceânica variando ligeiramente as condições de contorno (ventos). O primeiro experimento foi forçado com ventos semanais de 1993 – 99 (combinação de escaterômetro e dados de bóia – TAO, e fluxos de calor e precipitação do ERA-15), e o outro foi reiniciado em julho de 1993, a partir do campo médio de 1993 – 96, do

experimento anterior (Figura 2.33). Apesar de ter havido grande diferença nos primeiros anos de simulação, após alguns anos as fases convergiram. O principal resultado deste estudo foi o fato de que as OITs são fracamente sensíveis às variações impostas nas forçantes de vento e sua fase fortemente acoplada aos ventos, de forma que apesar de terem sido observadas alterações na forma e amplitude das ondas, a fase permaneceu inalterada. No entanto, o mecanismo de acoplamento em si não é explicado pelos autores. Os autores definiram um índice de atividade das OITs baseado no valor da média quadrática da TSM filtrada na janela de 10 – 50 dias, dentro da região 0º–4ºN, 100ºW–106ºW. Desta forma, obtêm-se valores altos quando há grandes variações de amplitude de TSM. A quantificação da discordância da fase e a amplitude entre os experimentos foram obtidas pela distribuição espacial da média quadrática da diferença entre os campos filtrados de TSM dos experimentos.

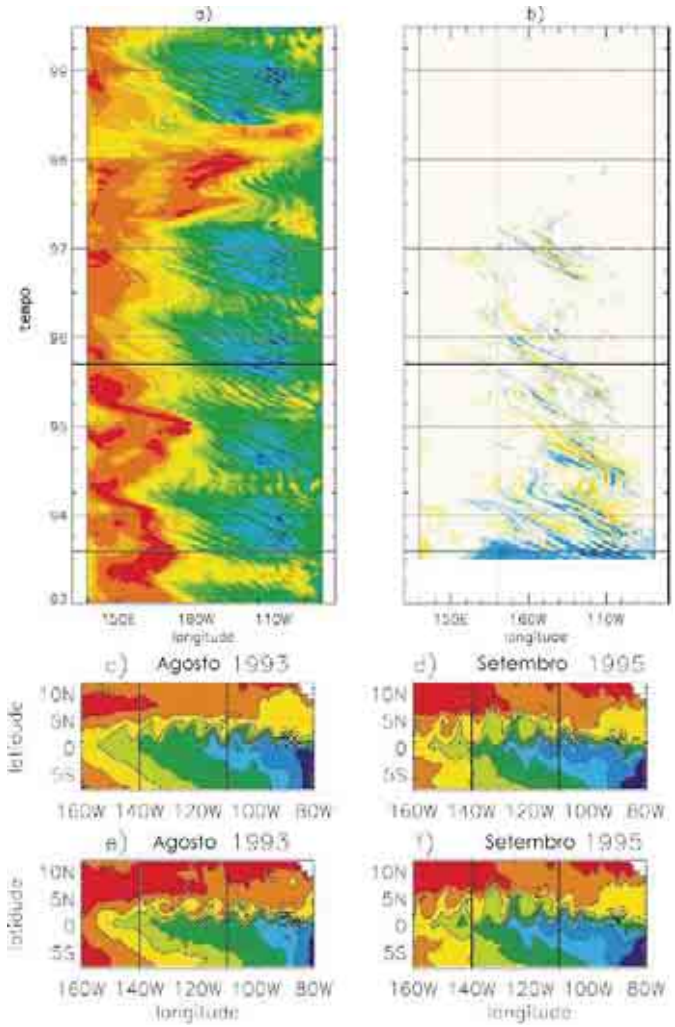


Figura 2.33: Diagrama de tempo x longitude de TSM ao longo de 2ºN, no experimento REF (a) e campo de diferença de TSM do experimento perturbado menos o REF (b). Campo de TSM para o experimento REF (c, d) e perturbado (e, f). *Adaptado de*: Vialard *et al* (2003).

Pezzi e Richards (2003) estudaram a sensibilidade do estado médio do sistema de correntes equatorial (Pacífico) e da atividade das OITs à variação dos parâmetros de mistura de um modelo geral de circulação oceânica. Seus resultados mostraram que todo o sistema é muito sensível à intensidade e forma da mistura lateral. Tanto as correntes médias (média anual) quanto a atividade das OITs se tornaram mais energéticas com a diminuição da magnitude do coeficiente de mistura. Para as OITs, características como sazonalidade, intensidade e ocorrência (durante o ano) dos termos de conversão de energia barotrópica e baroclínica se mostraram diretamente afetadas à escolha do coeficiente de mistura lateral, de onde se conclui que o ajuste dos parâmetros físicos no modelo deve ser bem analisado a fim de representar de forma adequada as OITs. Os autores frisaram que o simples aumento da resolução espacial do modelo não resulta, necessariamente, em melhor representação dos fenômenos se a física em si do modelo não estiver adequada aos processos que se deseja analisar.

Pezzi *et al* (2004) estudaram descritivamente como é a resposta das OITs à tensão do vento afetado pelas anomalias de TSM geradas pelas ondas, através de uma parametrização imposta à simulação oceânica realizada para a região do Pacífico equatorial. O atrito do vento se intensifica (diminui) sobre anomalias quentes (frias) de TSM, gerando centros de convergência e divergência (Figura 2.34).

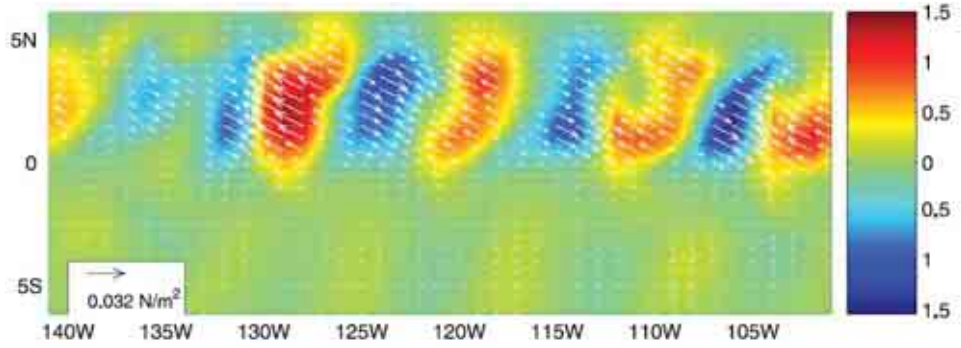


Figura 2.34: Atrito do vento (vetores) e TSM (colorido, em ºC) filtrados. *Fonte*: Pezzi *et al* (2004).

O acoplamento apresentou importante influência sobre a faixa de variação de temperatura das ondas de instabilidade, especialmente na camada superficial, no entanto o comprimento de onda e a velocidade de fase foram apenas ligeiramente afetados, mesmo quando a intensidade do acoplamento foi variada. Já a componente meridional de velocidade também foi desintensificada (o que condiz com a observação de Baturin e Niiler (1997) de que a componente meridional de velocidade é a principal responsável pela variabilidade de temperatura), o contrário da componente zonal, que

foi intensificada. Os autores atribuiram o resfriamento da pluma de água fria, quando o acoplamento é considerado, ao fato de que a redução da atividade das OITs diminui o fluxo de calor em direção ao equador (de acordo com a variabilidade de temperatura e componente meridional de velocidade observada). No sistema de correntes equatoriais, a CSE foi pouco afetada pelo acoplamento, enquanto que a SE foi intensificada. Dessa forma, seu estudo mais uma vez demonstra a importância da inclusão destas ondas para estudos climáticos.

Utilizando uma aproximação diferente das apresentadas até agora, Lyman *et al* (2005) estudaram as OITs no Pacífico através da projeção das componentes de velocidade e pressão em um conjunto de autovetores verticais baroclínicos. Segundo eles, este método permite a identificação das OITs, no domínio do número de onda – freqüência, analisando o nível da superfície livre através do equador extraído de uma simulação oceânica de 5 anos, forçada por campos de atrito do vento e fluxos de calor das reanálises do ECMWF (*European Centre for Médium-Range Weather Forecast*).

Menkes *et al* (2006) utilizaram a modelagem numérica para investigar o efeito das OTIs para o balanço de calor tropical no Pacífico, de forma a tentar esclarecer a importância das ondas para estudos de longos períodos. Em seus resultados eles observaram que o balanço de calor na camada de mistura é dominado por advecção horizontal aquecendo a pluma fria e resfriando ao norte da frente equatorial (na camada de mistura), sem contribuições significativas de advecção vertical (apesar de ser importante abaixo da camada de mistura, tendo assim importância para estudos climáticos). Na Figura 2.35a observa-se que na camada de mistura a advecção é dominada por aquecimento das OITs, sendo mais intenso entre o equador e 4ºN, chegando a 2ºC/mês. Abaixo da camada de mistura, a advecção zonal é dominada por aquecimento devido às correntes médias, com a SE levando calor para leste, chegando também a 2ºC/mês no núcleo da corrente (Figura 2.35b). A advecção induzida pelas OITs está mais concentrada entre as latitudes de 1ºS e 1ºN, com um aquecimento de até 1ºC/mês na camada de mistura (Figura 2.35c). Já a advecção meridional de calor reflete a célula de circulação equatorial, com divergência na superfície, exportando águas frias da pluma fria, e convergência de fluxo embaixo, trazendo águas mais aquecidas para o equador (Figura 2.35d). Já a advecção vertical é responsável por um resfriamento de mais de 2,5ºC/mês devido à ressurgência, e aquecimento moderado (0,5ºC/mês) na região de subsidência no entorno de 5ºN (Figura 2.35f). A advecção vertical induzida pelas ondas de instabilidade tem um efeito de resfriamento (mais de 1,5ºC/mês) e é

mais intenso abaixo da base da termoclina, entre 2ºS e 5ºN (Figura 2.35e), mesma região em que a advecção horizontal induzida pelas ondas tem um efeito de aquecimento.

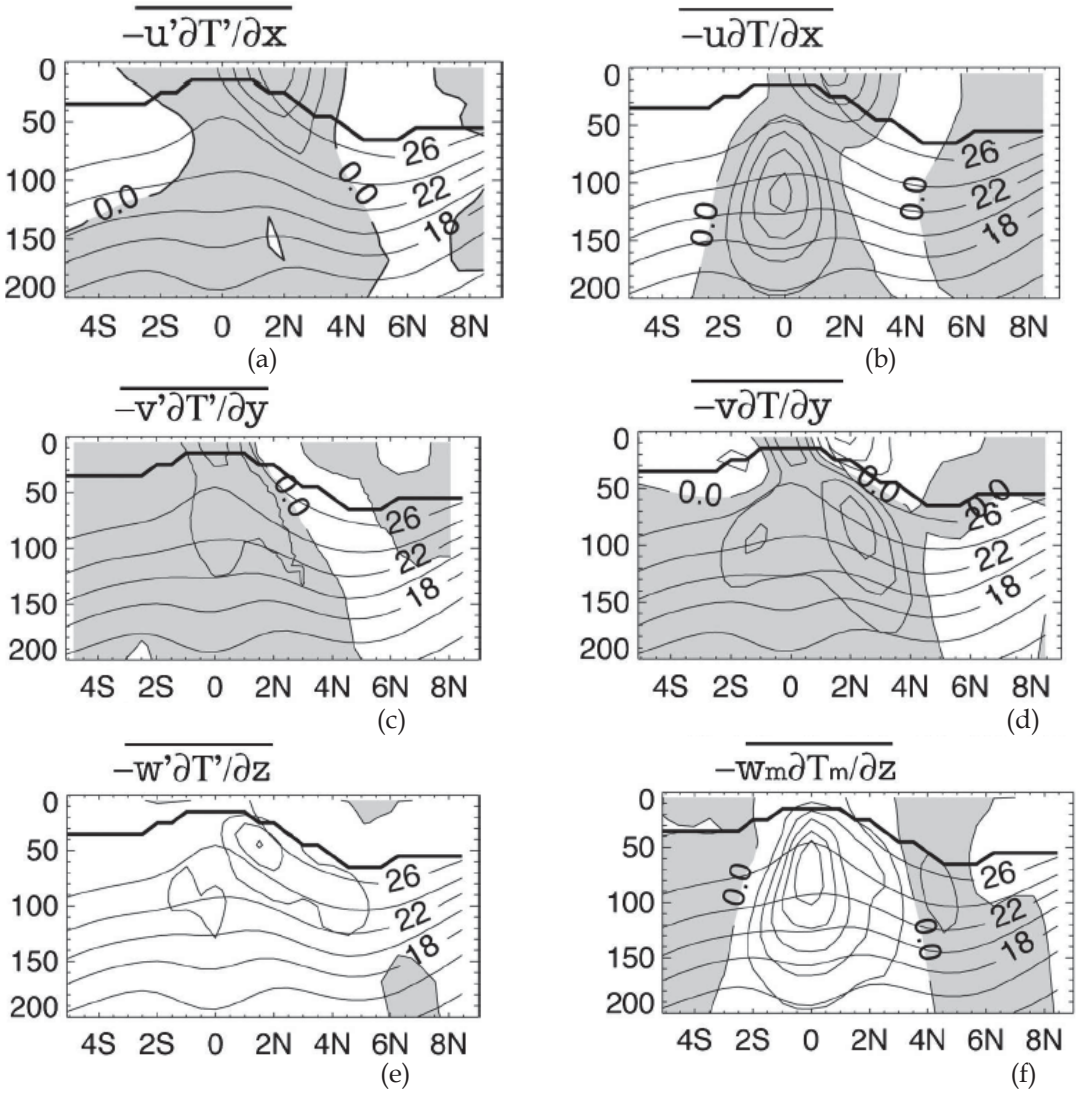


Figura 2.35: Seções verticais médias de temperatura para o período de 1993 – 96, para a região de 160º - 90ºW, com os termos da equação de balanço de calor. A linha grossa indica a profundidade da camada de mistura, os sombreados indicam valores positivos dos termos, com contornos a cada 0,5ºC/mês, com as isotermas superimpostas. *Adaptado de*: Menkes *et al* (2006).

Assim, as instabilidades contribuem para um aquecimento da camada de mistura de mais de 2ºC/mês, entre 2ºS e 4ºN. Abaixo da camada de mistura, entre 2ºS e 2ºN, os efeitos horizontais e verticais se compensam, resultando em um fraco aquecimento. Mais ao norte, entre 3ºN – 5ºN, o efeito das instabilidades é de resfriamento de mais de 1ºC/mês, entre 50 e 130 metros de profundidade. Dessa forma, as OITs tendem a diminuir o gradiente de temperatura entre a pluma fria e a região mais quente ao norte. Na Tabela 2 está resumido o balanço de calor para a região estudada de 2ºS – 6ºN, 160 ºW – 90ºW, mostrando que as OITs possuem uma contribuição importante

para o balanço na região da pluma de água fria, porém com advecção vertical de calor desprezível para o balanço de longo prazo. Resultados similares foram encontrados para o Atlântico (Peter *et al*, 2006, *apud* Menkes *et al*, 2006), segundo os autores.

Tabela 2:. Balanço de TSM entre 2ºS-6ºN, 160º-90ºW. *Adaptado de*: Menkes *et al* (2006).

Balanço de TSM entre 2ºS-6ºN, 160º-90ºW. OITs são definidas como fenômenos que ocorrem em escalas da ordem de um mês ou menos. Baixa frequência é definida como escalas temporais maiores que um mês.

Balanço de TSM (ºC mês $^{-1}$)	Total	Baixa freq.	OIT
Advecção zonal	0.38	-0.16	0.57
Advecção meridional	-0.04	-0.30	0.27
Advecção vertical	-0.11	-0.11	0.00
Advecção total	0.24	-0.59	0.85
Difusão vertical	-1.06	-1.43	0.37
Difusão lateral	0.08		
Forçante atmosférica	0.77		

Jochum e Murtugudde (2006), através de modelagem numérica, estudaram a estrutura do balanço de calor para o Pacífico tropical (Figura 2.36) e observaram que a advecção média e sazonal de temperatura é dominada pelo transporte de Ekman (divergente) de águas mais frias de ressurgência equatorial, em direção aos pólos. O entranhamento é mais intenso no equador por causa da divergência de Ekman, e a pluma de água fria equatorial induz um mínimo de perda de calor latente, o que leva a um máximo no fluxo de calor atmosférico no equador. A curva de aquecimento zonal e meridional turbulento não é compensada por nenhum resfriamento, fazendo com que as OITs intensifiquem o fluxo de calor entre o oceano e a atmosfera, atuando como uma bomba vertical de calor. A oscilação meridional das águas superficiais induzida pelas OITs aumenta a área do oceano em que o oceano absorve calor, e o entranhamento vertical bombeia este calor para a termoclina (Figura 2.36). Assim, as OITs retiram calor acumulado na região extra-equatorial e transportam-no em direção ao equador, onde ele é removido por entranhamento, o que gera um resfriamento extra-equatorial e um aquecimento equatorial. Neste estudo, os autores consideram que as OITs geram um processo de bombeamento vertical de calor e aumentam o fluxo de calor entre o oceano e a atmosfera na média anual. Posteriormente, Jochum *et al* (2007) verificaram este mesmo padrão de convergência de fluxos através da análise de dados de corrente.

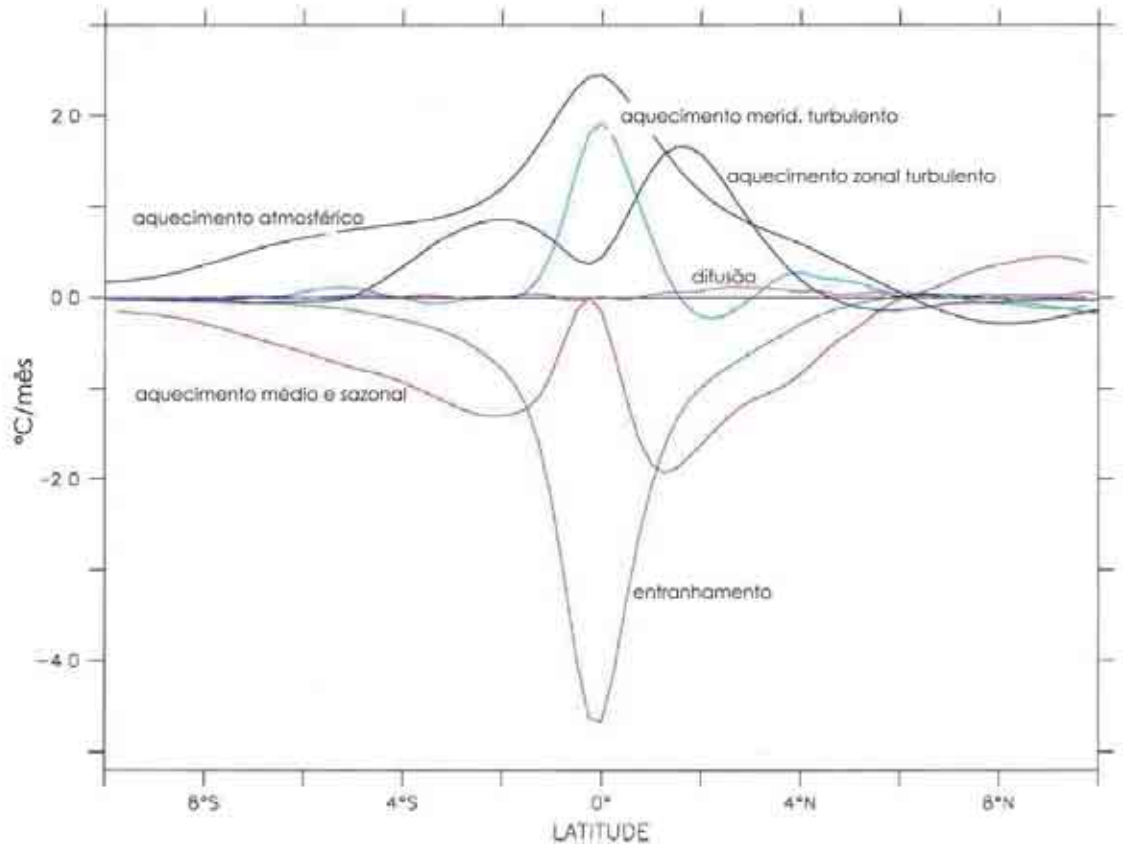


Figura 2.36: Balanço médio anual de temperatura para o Pacífico tropical entre 145 e 135ºW. Preto: fluxo de calor na superfície, vermelho: advecção média e sazonal de temperatura, azul escuro: advecção turbulenta zonal de temperatura, azul claro: advecção turbulenta meridional de temperatura, verde: entranhamento, lilás: difusão. *Adaptado de*: Jochum e Murtugudde (2006).

Pezzi *et al* (2006) estudaram a variabilidade interanual das OITs no Pacífico, entre os anos de 1998 e 2002, de maneira similar ao estudo de Caltabiano *et al* (2005) para o Atlântico. Utilizando dados estimados por satélites de TSM, ventos e anomalia do nível do mar, eles observaram que as características espectrais das ondas de instabilidade variaram de acordo com a intensidade da ressurgência equatorial, com maiores comprimentos de onda para épocas de ressurgência mais intensa. O mecanismo de interação oceano-atmosfera que ocorre na escala das OITs já observado anteriormente por Hashizume *et al* (2001) e Liu *et al* (2000) foi observado, inclusive, em anos em que a atividade das ondas não foi tão intensa.

Retornando ao tema de advecção de calor pelas ondas de instabilidade tropical, complementando o seu estudo anterior (Jochum e Murtugudde, 2006), Jochum *et al* (2007a) explicaram que a propagação destas ondas, alternando entre ciclones e anticiclones ao norte e ao sul do equador que não estão em equilíbrio geostrófico, produz aquecimento na camada de mistura. Como os ciclones estão associados com uma diminuição da profundidade da termoclina (o que torna a camada de mistura

mais rasa e aumenta a mistura vertical), águas mais aquecidas das bordas das ondas encontram isotermas mais rasas, gerando aquecimento. No entanto, os autores discutiram que os resultados da advecção de calor são altamente dependentes dos modelos e por isso, realizaram este estudo observacional. Utilizando dados de bóia e séries temporais de TSM do TMI, para três pontos equatoriais no Pacífico, eles complementam o estudo de Jochum e Murtugudde (2006), e observaram que as OITs são responsáveis por gerar aquecimento na camada de mistura equatorial variando de 0,8ºC/mês a 2,8ºC/mês, tendo importância tanto a advecção zonal quanto a advecção meridional de calor.

Wu e Bowman (2007a) observaram (utilizando TSM do TMI para o período de 1998 a 2005) que as maiores variações de TSM relacionadas às OITs no Pacífico estavam associadas com períodos de La-Niña.

Jochum *et al* (2007b) realizaram experimentos com o modelo atmosférico CAM3 (*Community Atmospheric Model*) para investigar a influência das OITs na variabilidade atmosférica, com um experimento com TSM climatológica como condição de contorno, e o outro somando à climatologia, as anomalias de TSM geradas pelas OITs. Eles concluíram que, diferentemente das ondas planetárias lineares, as OITs contribuem para o balanço de calor porque elas não só transportam calor horizontalmente em direção ao equador como também aumentam a mistura vertical na parte superior do oceano e, portanto, os fluxos de calor entre oceano-atmosfera. Como a mistura é um processo irreversível, as OITs bombeiam calor da camada de mistura equatorial para a termoclina. Assim, novamente corroborando os estudos anteriores sobre a influência das OITs na atmosfera, os autores mostraram que modelos climáticos que não captam os sinais de feições de mesoescala como as OITs estarão subestimando seus resultados.

Lyman *et al* (2007) descreveram dois tipos de ondas na região equatorial do Pacífico que seriam tipos diferentes de OITs a partir da análise de dados observados durante o TOGA. Através da análise do espectro de freqüências, os autores viram que a onda com período de 33 dias possui maior sinal sobre a latitude de 5ºN, e seria uma onda de Rossby instável (anteriormente modelada por Lyman *et al*, 2005), e outra sobre a latitude de 2ºS com período de 17 dias que seria uma onda de Yanai, e em profundidade com ambas as ondas com sinal mais intenso na região da termoclina. No entanto, estas ondas são observadas em diferentes variáveis (a onda de 17 dias foi observada na componente meridional da velocidade, e a onda de 33 dias, na temperatura). Os autores sugeriram que pudesse haver algum tipo de interação entre

estas duas ondas devido à similaridade entre suas modulações anuais e comprimento de onda e período.

An (2008a) aplicou análises estatísticas aos resultados das reanálises do SODA (*Simple Ocean Data Assimilation*), versão 1.4.2, para o período de 1958 a 2001 no oceano Pacífico, para estudar a variabilidade das OITs a longo prazo. A variabilidade das OITs foi definida como a subtração da componente meridional do modelo (disponibilizado a cada 10 dias) menos a média mensal climatológica. A esta variabilidade foi aplicada a análise de componentes principais para identificar os padrões espaciais e temporais dominantes das OITs. Os dois primeiros modos explicam 27% e 11% da variância total. O modo principal está confinado à região nordeste equatorial (160ºW – 120ºW, 4ºN) e, de acordo com Masina *et al* (1999), é a região associada com instabilidades baroclínicas da frente de temperatura, com variação interanual de 2 – 4 anos. O segundo modo está localizado ligeiramente ao sul do equador, com escala temporal dominante de 5 anos, e as instabiliades neste local estão associadas à conversões barotrópicas (cisalhamento entre a CSE e a SE). Assim, foi identificada intensa variabilidade sazonal na atividade das OITs, e uma variabilidade interanual associada com a ocorrência dos eventos El-Niño (aparentemente sem OITs) e La-Niña (OITs mais intensas). Em conjunto com este estudo, An (2008b) verificou a que influência das OITs sobre o El-Niño, através de um modelo conceitual, é a de gerar assimetria espacial devido ao aquecimento gerado pela convergência de fluxo de calor associado às ondas de instabilidade.

Análises espectrais de frequência-número de onda aplicados a dados de altura da superfície do mar, TSM e correntes superficiais estimados por sensoriamento remoto para o Pacífico equatorial, realizadas por Shinoda *et al* (2009) mostraram que as OITs apresentaram maior atividade durante períodos de La-Niña e menor intensidade em períodos de El-Niño, corroborando com os estudos de variabilidade apresentados anteriormente.

Estudando o sinal da onda parecida com onda de Yanai com período entre 17 e 20 dias, encontradas por Lyman *et al* (2007) e nos processos de instabilidade barotrópica associados, Zhou e Boyd (2009) investigaram como a não-linearidade altera as propriedades deste tipo de onda. Utilizando um modelo de água rasa de uma camada e meia, ondas de Yanai foram geradas a partir do crescimento das OITs em vórtices não-lineares, estabilizando totalmente o fluxo médio. No entanto, existe uma alta sensibilidade relacionando o tipo de onda desenvolvida e a intensidade do fluxo médio (Figura 2.37).

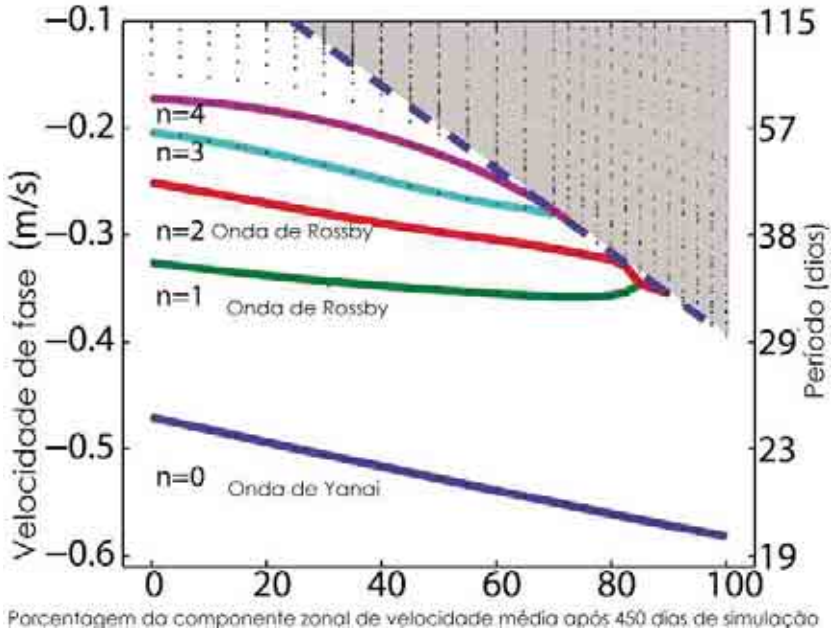


Figura 2.37: Relação entre a velocidade de fase e o período dos três modos livres obtidos da onda de 995km de comprimento, aumentando a intensidade do fluxo médio zonal de 0% a 100%. A linha pontilhada em azul representa a igualdade entre a velocidade de fase e a velocidade do fluxo médio. *Adaptado de:* Zhou e Boyd (2009).

2.3.4 Resumo

De acordo com a revisão apresentada é possível concluir que os trabalhos seguem diversas abordagens de forma a compreender este fenômeno. No entanto, por este mesmo fato, torna-se difícil definir com precisão as características e processos relacionados a estas ondas com a leitura desta revisão. Por esta razão, nesta seção é apresentado um resumo com a compreensão obtida a partir destes trabalhos anteriores.

As ondas de instabilidade tropical possuem velocidade de fase para oeste, com período variando de 20 a 50 dias (média de ~30 dias) e comprimento de onda de 600 a 2.000 km (média de 1.000 km).

Alguns autores classificam este tipo de onda como onda mista de Rossby-gravidade (ou de Yanai), onda parecida com onda de Rossby, e ainda há autores que discutem que, apesar de as OITs possuírem características que se aproximam das características destas ondas, elas constituem um fenômeno altamente não-linear. O consenso é de que a propagação de energia (velocidade de grupo) destas ondas é para leste e em direção ao oceano profundo.

O panorama é parecido para as conversões de energia que disparam as ondas de instabilidade. Há diferentes evidências quanto ao local (em superfície e em profundidade, latitude e longitude) e época do ano que são identificadas as principais conversões, muitas vezes atrelada ao método de investigação utilizado (resultados de modelos – simplificados ou de circulação geral, dados de satélite, ou dados coletados *in situ*). A concordância maior é de que conversões barotrópicas ocorrem no cisalhamento ciclônico da CSEn, e entre a CSE e a SE.

O começo das atividades das ondas (identificação das ondulações na frente térmica da pluma de água fria equatorial), nos oceanos Atlântico e Pacífico está relacionado à variação sazonal da CSE, que por sua vez, tem sua variabilidade anual influenciada pelos ventos alíseos. A posição da Zona de Convergência Intertropical é a principal responsável pela variação dos ventos na região equatorial, estando mais ao sul a partir dos meses de março a abril, quando o oceano equatorial está mais quente e a circulação oceânica mais fraca. É neste período que ocorre um enfraquecimento dos ventos sobre a superfície do mar. Já nos meses de agosto a setembro, a ZCIT encontra-se mais ao norte e os alíseos estão mais intensos. É neste período que se observa a CCNE mais bem desenvolvida. Este ciclo anual da ZCIT e conseqüente variação dos ventos em superfície geram variações no gradiente de pressão zonal da bacia oceânica, em fase com os ventos. As OITs constituem uma feição que compõem o ajuste do oceano em resposta a estas variações do gradiente de pressão. Assim, no oceano Atlântico, sua temporada inicia-se a partir de maio, se estendendo até setembro, apesar de haver observações para períodos mais longos do ano (de maio a janeiro, Bunge *et al*, 2007). Já no oceano Pacífico, sua ocorrência anual abrange mais meses do ano devido à extensão da bacia. Como Weisberg afirma em seus artigos, "as OITs são caracterizadas como feições não-lineares moduladas por processos lineares (de ajuste ao gradiente de pressão zonal)". Quando a CCNE se intensifica, simultaneamente à aceleração da CSE, ocorre o máximo de vorticidade positiva (U_{yy}) centrado em 2ºN, com magnitudes comparáveis à β, o gradiente de vorticidade planetária (Weisberg e Weingartner, 1988). Há um consenso de que a presença da CCNE não é crucial para que as condições de instabilidade se estabeleçam, porém, ela pode modificar a dispersão, taxa de crescimento e estrutura da onda linear mais instável através dos seus efeitos sobre o fluxo médio em que as OITs se propagam (Proehl, 1998). Além disso, em ambos os lados destes núcleos de intensas velocidades, as correntes diminuem rapidamente, gerando intensos cisalhamentos. Assim, dinamicamente, as OITs desaceleram a CSE ao

norte do equador e reduzem seu cisalhamento ciclônico (ao norte do equador) (Weisberg e Weingartner, 1988, Baturin e Niiler, 1997). No entanto, a CSE desacelera com a intensificação do gradiente de pressão zonal mesmo na ausência das ondas (Weisberg e Weingartner, 1988). Portanto, a modulação das OITs no Atlântico deve ser considerada como uma conseqüência do ajuste do gradiente de pressão zonal da bacia (Weisberg e Weingartner, 1988). Este fato explica, em parte, a maior duração e extensão das OITs no Pacífico (Weisberg e Weingartner, 1988). Além disso, a presença da SE fornece condições (cisalhamento) para a CSE se tornar instável, embora a SE em si seja estável (devido à vorticidade planetária e à convergência meridional de fluxos) (Philander, 1976; Seigel, 1985; Qiao e Weisberg, 1998). Assim, devido aos intensos cisalhamentos entre a CSE e a SE, as OITs removem energia cinética da SE e dissipam-na na termoclina equatorial, o que desacelera as SE e remove parte da energia mecânica imposta pelos ventos (Qiao e Weisberg, 1997; Jochum *et al*, 2004). Há um consenso que a energia das OITs está confinada na camada superficial da região equatorial dos oceanos, acima do núcleo da SE.

Os resultados de Weisberg e Weingartner (1988) mostraram que as taxas de produção de energia da perturbação por instabilidade barotrópica relacionadas às OITs no Atlântico são similares aos níveis observados para correntes de bordo oeste, e os níveis de energia cinética perturbada durante a estação das ondas estão entre os mais altos de todos os oceanos (Baturin e Niiler, 1997). Portanto, quando visto da perspectiva de produção de energia total da perturbação, as OITs no Atlântico são comparáveis às correntes de bordo oeste dos oceanos e, diferente do que ocorre nestas correntes onde processos contínuos de trocas de energia entre fluxo médio e instabilidades ocorrem, elas constituem uma feição de modulação sazonal da bacia equatorial em resposta à intensificação anual do atrito do vento. Ainda em escala global, Cox (1980) também discorre a respeito de sua importância, a propagação vertical de energia de perturbação gerada por ondas planetárias e ondas equatoriais aprisionadas (Weisberg *et al*, 1979; Philander *et al*, 1986; Masina e Philander, 1999; Masina *et al*, 1999) reduzem o acúmulo de energia da perturbação nas camadas superiores dos oceanos onde elas foram geradas. E ainda que a propagação lateral desta energia seja considerada relativamente pequena quando comparada com o balanço total de energia, uma quantidade significativa de energia é alimentada para leste e para os pólos. Seu ponto de vista concorda com o de Weisberg e Horigan (1981),

"como um todo, elas representam um efeito estabilizador dos oceanos, uma vez que elas redirecionam o excesso de energia deles".

Quanto aos movimentos verticais associados, cada crista fria está associada a um vórtice anticiclônico de núcleo quente. Na região das cristas das ondas, onde as águas são mais frias, há convergência de fluxo em superfície, devido à circulação ciclônica (hemisfério norte) que se desenvolve. O contrário acontece nas cavas, onde as águas são mais quentes e há divergência de fluxo em superfície (circulação anticiclônica). Estes movimentos verticais, que são observados até a região da termoclina, estão relacionados com instabilidades baroclínicas (Masina e Philander, 1999). Espacialmente, estes vórtices possuem 500 km de diâmetro e foram observados próximos às longitudes de 33ºW, 25ºW e 17ºW por Steger e Carton (1991), entre outros. Estes autores ainda observaram que ele levou cerca de três semanas para se desenvolver e durou aproximadamente seis semanas. Existe uma diferenciação na literatura a respeito das ondas de instabilidades e os vórtices de instabilidade que ocorrem em regiões mais ao norte, no cisalhamento entre a CSE e a CCNE (Flament *et al*, 1996; Kennan e Flament, 2000; Menkes *et al* (2002); Willet *et* al, 2006; entre outros).

Estes movimentos verticais, associados com a propagação das ondas ao longo da região equatorial se traduzem em uma importante contribuição para as trocas de calor entre o oceano e a atmosfera. As OITs são consideradas responsáveis por exportar calor da região equatorial dos oceanos (Hansen e Paul, 1984). Analisando-se este efeito, a pluma de água fria é aquecida por essas ondas, devido à advecção de calor resultante (Philander *et al* , 1986 ;Baturin e Niiler, 1997; Polito *et* al, 2001; Jochum *et al,* 2004b; Jochum *et al,* 2007a). Este transporte de calor resultante seria suficiente para fornecer o aquecimento necessário para remover o erro por resfriamento gerado por outros modelos oceânicos tropicais (Jochum *et al,* 2004b). Porém, há uma discussão na literatura sobre o balanço de calor na região equatorial associados às OITs (Jochum *et al*, 2004b; Menkes *et al*, 2006; Jochum e Murtugudde, 2006; Jochum *et al*, 2007a).

A variabilidade mais estudada para as OITs é a relacionada com El-Niño e La-Niña no Pacífico, sendo observado que as ondas possuem sinal fraco ou ausente durante El-Niño e muito mais intensas durante La-Niña (Legeckis *et al*, 1983; Philander *et al*, 1985; Baturin e Niiler, 1997; Contreras, 2002; Wu e Bowman, 2007a; An, 2008a; Shinoda *et al*, 2009). Isto se deve porque a ocorrência das OITs está diretamente relacionada ao período de reversão das correntes zonais em superfície, as ondas estão ausentes quando o fluxo está para leste. Assim, o modo de variabilidade descrito por

Zebiak (1993) no Atlântico similar ao El-Niño do Pacífico também rege o mesmo padrão observado (Wu e Bowman, 2007a).

Para finalizar, algumas observações são importantes quanto à representação das ondas de instabilidades em modelos oceânicos, de forma a se obter resultados satisfatórios. Em dois estudos foi observada, por exemplo, a dependência da solução destas ondas com relação à intensidade das correntes médias. Seigel (1985) observou que quanto mais intensas as correntes (ou seja, mais instáveis elas se tornam), as ondas se organizam mais rapidamente e apresentam um período mais curto (20 dias), e o comprimento das ondas mais instáveis permanecem inalterados (Philander, 1978). Recentemente, Zhou e Boyd (2009), utilizando um modelo de água rasa de uma camada e meia, observaram que o tipo de onda gerado a partir das instabilidades tropicais é altamente sensível à intensidade do fluxo médio. Sabe-se também que a escolha do coeficiente de mistura do modelo é crucial para resolver este tipo de onda (Pezzi e Richards, 2003). Algumas propriedades das OITs também são sensíveis à freqüência dos ventos como condição de contorno. Vialard *et al* (2003) observaram que as OITs são fracamente sensíveis às variações impostas nas forçantes de vento no entanto, sua fase está fortemente acoplada aos ventos, de forma que apesar de terem sido observadas alterações na forma e amplitude das ondas, a fase permaneceu inalterada. Athie *et al* (2009) por sua vez, identificaram que a velocidade superficial meridional e a energia cinética de perturbação obtidas são dependentes do tipo de vento (base de dados) utilizado como forçante, influenciando também o número (quantidade) de ondas e amplitude das OITs, além da sua extensão meridional e distância em que elas se propagam para oeste. Alguns esforços foram dedicados para melhor representação das OITs com modelos acoplados oceano-atmosfera (Seo *et ali*, 2006; Seo *et al*, 2007). E quando o modelo oceânico é forçado por ventos que foram gerados por modelos atmosféricos que utilizaram como condição de contorno as anomalias de temperatura associadas às OITs, o resultado é um resfriamento da pluma de água fria, atribuído à redução da atividade das ondas (Pezzi *et al,* 2004; Seo *et al*, 2006), tendo inclusive efeito retificador na atmosfera, em um mecanismo de retroalimentação (Seo *et al*, 2007). No entanto, é necessário ter resolução espacial compatível e condições de contorno de TSM semanais a fim de gerar a resposta atmosférica das OITs em modelos atmosféricos (Wu *et al*, 2008). Todas estas considerações podem levar a avaliação de resultados por vezes divergentes, principalmente na análise da advecção de calor (Jochum *et al,* 2007a).

A seguir, são listados as principais propriedades e processos relacionados às OITs, resumidos a partir da revisão apresentada neste capítulo.

****

Características:

Atlântico:

- Düing *et al* (1975): 2.600km e de 2 a 3 semanas
- Weisberg (1979): 16 dias (camada superficial) e 32 dias no nível do núcleo da SE.
- Weisberg *et al* (1979): Golfo da Guiné, 1.220km (zonal) e 990m (vertical), 31 dias.
- Weisberg (1984): 1.000km e 25 dias
- Legeckis e Reverdin (1987): por TSM de AVHRR, de junho e julho de 1983, ~1.000km a oeste de 10ºW, e ~600km a leste de 10ºW.
- Dudley *et al* (2000): velocidade de fase 0,31 m/s
- Jochum *et al* (2004b): 600 a 1.200km e período centrado em 25 dias.
- Caltabiano *et al* (2005): em 1ºN: de 7,9º a 11,9º de longitude, de 24 a 33 dias, e de 31 a 40cm/s; 4ºN: de 7,9 a 11,9 graus de longitudes, de 21 a 37 dias, e de 35 a 67cm/s, de 1998 a 2001.

Pacífico:

* Qiao e Weisberg (1995) apresentam uma revisão completa destas características para o oceano Pacífico até então.

- Legeckis (1977): 800 a 1.200 km e 20 a 30 dias, de outubro a novembro de 1975
- Philander (1978): 1.10km e 1 mês
- Masina e Philander (1999): as mais altas freqüências na porção leste do Pacífico e as mais baixas na porção oeste, e o sinal das OITs esteve presente somente da superfície até a base da termoclina. Na região de geração (140ºW, 2ºN) o período se torna maior com o aumento da profundidade, e também com o aumento da latitude (ao norte).

****

Época do ano de ocorrência:

Atlântico:

- Weisberg (1984): de julho a setembro de 1983
- Jochum *et al* (2004b): começando sempre em maio (começo, meio ou fim), simulação idealizada.
- Grodsky *et al* (2005): de junho a setembro de 2005.
- Bunge *et al* (2007): entre dez/2001 e dez/2002, observadas durante quase todo o ano

Pacífico:

- Qiao e Weisberg (1995): iniciaram junto com a aceleração da CSE, e terminaram com o enfraquecimento dela (entre maio de 1990 a junho de 1991, entre as longitudes de 138ºW a 142ºW e latitudes de 1ºS a 1ºN), coincidindo da SE, e com um intenso pulso de momentum para leste, se propagando como uma onda de Kelvin.

****

Sinal mais intenso:

Atlântico:

- Philander *et al* (1986): por modelagem, região do cisalhamento entre 3ºS e 5ºN, nos primeiros 100 metros.
- Weisberg e Weingartner (1988): perturbações de energia com valores máximos sobre o equador (de 28ºW a ~15ºW, e quase ausentes em 4ºW).
- Jochum *et al* (2004b): média da energia cinética de perturbação (do ano todo) centrada na porção central do Atlântico, sobre o equador e nos primeiros 100 metros de profundidade.
- Caltabiano *et al* (2005): entre as latitudes de 1ºN e 2ºN e longitudes de 25ºW a 10ºW (de 1998 a 2001), sendo o ano mais intenso o de 2001.
- Athie e Marin (2008): amplitudes mais intensas em 2ºN e 2ºS, a oeste de 10ºW.

Pacífico:

- Donohue e Wimbush (1998): intenso sinal de velocidade meridional centrado no equador da onda com período de 15 dias (comprimento de onda de 1.100

km), enquanto que os máximos de velocidade zonal e nível do mar estavam próximos a 1,5ºN e 1,5ºS. O outro tipo de onda tem período de 30 dias (comprimento de aproximadamente 1100 km também), antissimétrica em relação ao equador, com nível e velocidade meridional máximos em 6ºN e 4ºN, respectivamente.

- Lyman *et al* (2007): onda com período de 33 dias sobre a latitude de 5ºN (seria uma onda de Rossby instável). Outra sobre a latitude de 2ºS com período de 17 dias (seria uma onda de Yanai). Em profundidade, ambas com sinal mais intenso na região da termoclina

****

Limites a oeste e a leste:

Atlântico:

- Steger e Carton (1991): até 45ºW e 0º de longitude (no ano de 1985).

****

Gênese:

Atlântico:

Instabilidade barotrópica:

- Philander (1976): cisalhamento entre a CSE e a CCNE.
- Weisberg (1984), Philander *et al* (1986): instabilidade barotrópica na região de cisalhamento negativo (anticiclônico, h.n., => CSE/CCNE) para as ondas da superfície até 50 metros, com a região de produção acima da termoclina, em 28ºW e entre as latitudes de 0º45'N e o equador,.
- Weisberg e Weigartner (1988): valores máximos dos atritos de Reynolds no entorno do equador (simétricos), diminuindo em 50% em + 0,75º. Instabilidade barotrópica a 10m, ligeiramente acima do equador, no cisalhamento ciclônico da CSE, e não-significativa no cisalhamento anticiclonico da CSE/CCNE.
- Proehl (1998): instabilidade barotrópica nos flancos norte e sul da CSE.
- Jochum *et al* (2004b): ao longo do equador, as conversões barotrópicas foram as principais fontes de energia, no cisalhamento entre a SE e o flanco norte da CSE.

- Grodsky *et al* (2005): cisalhamento ciclônico da CSE
- von Schuckman (2008): ao norte do equador no cisalhamento entre a CSEn e a CCNE e, sobre o equador no cisalhamento entre a CSEn e a SE, até cerca de 100m. Modelagem entre 2001 e 2005.

Instabilidade baroclínica:

- Philander *et al* (1986): na região das cristas e cavas das ondas.
- Weisberg e Weingartner (1988): insignificante.
- Yu *et al* (1995): frente de temperatura seria a principal fonte de energia, em um modelo de duas camadas e meia
- Grodsky *et al* (2005): magnitudes similares às instabilidades barotrópicas para o ano de 2002, em 4 metros de profundidade sobre o equador e 23ºW
- von Schuckman (2008): ao norte do equador no cisalhamento vertical da CSEn e, ao sul no cisalhamento vertical. Modelagem entre 2001 e 2005.

Pacífico:

Instabilidade barotrópica:

- Philander (1976), Cox (1980): cisalhamento entre a CSE e a CCNE.
- Luther e Johnson (1990): cisalhamento entre a SE e a CSE, durante o inverno e a primavera.
- Qiao e Weisberg (1995): nas camadas superficiais, nas regiões de cisalhamento ciclônico da CSE, e na fronteira entre a CSE e a SE.
- Proehl (1996)
- Baturin e Niiler (1997): área leste e central do Pacífico, na latitude de 5ºN no cisalhamento anciclônico entre a CSEn e a CCNE.
- Donohue e Wimbush (1998): entre o equador e 3ºN cisalhamento ciclônico ao longo da margem equatorial da CSE. Um segundo máximo entre 3ºN e 5ºN, na camada superior ao longo da margem em direção ao pólo da CSE (cisalhamento anticiclônico).
- Qiao e Weisberg (1998): cisalhamento ciclônico da componente zonal de velocidade dentro da CSE e SE, acima do seu núcleo, logo ao norte do equador. As ondas foram mantidas por esta instabilidade (cisalhamento ciclônico), e intensificadas e moduladas pela instabilidade gerada pela componente meridional de velocidade também logo ao norte do equador, até que a

temporada das ondas de instabilidade termina coincidentemente com a passagem de uma onda de Kelvin.

- Masina e Philander (1999): entre a SE a o braço norte da CSE na latitude de 1ºN, e na SE em si, em 2ºS. O cisalhamento meridional entre a CSE e a CCNE não é significativo.
- Masina *et al* (1999): mais intenso sobre o equador e na região bem próxima (cisalhamento entre a CSEn e a SE) entre as longitudes de ~110ºW e 150ºW, com padrão similar a 95 metros, com alguma variação (seu máximo foi deslocado 10º para oeste). Ao sul do equador em 170ºW, nos primeiros 150 metros, no cisalhamento entre a SE e a CSEn.

Kelvin-Helmholtz:

- Proehl (1996)

Instabilidade baroclínica:

- Cox (1980), Hansen e Paul (1984).
- Luther e Johnson (1990): ao longo da frente térmica (entre 3ºN e 6ºN) durante o verão. E outro, acontecendo durante o outono, onde as ondas utilizariam a energia potencial associada com a variação vertical da termoclina abaixo da CCNE.
- Proehl (1996).
- Donohue e Wimbush (1998): conversão baroclínica embebida na CSE.
- Masina e Philander (1999): O gradiente meridional de temperatura foi máximo entre 4ºN e 6ºN, sugerindo que esta região poderia estar baroclinicamente instável.
- Masina *et al* (1999): intensa somente ao norte do equador entre as longitudes de ~110ºW e 150ºW, com padrão similar a 95 metros. O máximo entre 1ºN e 5ºN nos primeiros 300 metros de profundidade coincide com a região da frente de temperatura devido à ressurgência induzida pelo vento. Entre as latitudes de 1ºS e 2ºS, uma pequena região de conversão baroclínica foi encontrada, nos primeiros 60 metros, que coincide com a frente de temperatura ao sul do equador.

****

Tipo de onda:

Atlântico:

- Weibserg *et al* (1979), Weisberg e Horigan (1981): no Golfo da Guiné, onda de Rossby-gravidade com propagação zonal e vertical. Velocidade de fase para oeste e do fundo do oceano para a superfície, velocidade de grupo para leste e da superfície do oceano para o fundo.
- Weibserg (1984): velocidade de grupo para leste e da superfície para o fundo.
- Weisberg e Weigartner (1988): fluxo de energia para leste.
- Jochum *et al* (2004): a leste de 4ºW comprimentos de onda e velocidade de grupo que indicam onda de Yanai.
- Han *et al* (2008): entre 3ºS e 3ºN a dominância é de ondas de Kelvin (40-60 dias) e não de OITs (de períodos entre 10 e 40 dias). Em latitudes mais afastadas do equador (entre 3-5ºN/S), a dominância no espectro de 40-60 dias é de OITs.
- Ahtie *et al* (2009): dois sinais distintos: (i) ondas equatoriais aprisionadas de Yanai, com períodos entre 10 e 20 dias, e (ii) ondas de inércia-gravidade extra-equatoriais, com períodos entre 2 e 10 dias.

Pacífico:

- Cox (1980): ondas equatoriais aprisionadas (com propagação zonal e vertical) e ondas de Rossby (com propagação zonal e meridional)

****

Fluxos de calor:

Atlântico:

- Philander *et al* (1986): na região entre o equador e 3ºN, entre a superfície e a termoclina, o fluxo de calor é sentido equatorial, tendo uma diferença significativa ao longo da bacia devido à inclinação zonal da termoclina.
- Jochum *et al* (2004b): os fluxos de calor meridional são compensados pelos fluxos verticais das OITs, totalizando entre 40ºW e 10ºW, e entre 2ºS e 3ºN, na camada de mistura durante o inverno (h.s.) aproximadamente 10W/m².

Pacífico:

- Polito *et al* (2001): a advecção do gradiente meridional de temperatura pela corrente geostrófica gerada pelas OITs é responsável pelas perturbações de TSM. Ou seja, correntes para norte associadas com inclinações zonais positivas de elevação das OITs advectam águas frias para norte, e o oposto é verdadeiro.
- Menkes *et al* (2006): aquecimento da camada de mistura de mais de 2ºC/mês, entre 2ºS e 4ºN. Abaixo da camada de mistura, entre 2ºS e 2ºN, os efeitos horizontais e verticais se compensam, resultando em um fraco aquecimento. Entre 3ºN – 5ºN, o efeito das instabilidades é de resfriamento de mais de 1ºC/mês, entre 50 e 130 metros de profundidade. Dessa forma, as OITs tendem a diminuir o gradiente de temperatura entre a pluma fria e a região mais quente ao norte.
- Jochum e Murtugudde (2006), Jochum *et al* (2007): as OITs retiram calor acumulado na região extra-equatorial e transportam-no em direção ao equador, onde ele é removido por entranhamento, o que gera um resfriamento extra-equatorial e um aquecimento equatorial. Há um processo de bombeamento vertical de calor e um aumento do fluxo de calor entre o oceano e a atmosfera na média anual.

****

Ondas ao sul do equador:

Atlântico:

- Steger e Carton (1991): em torno de 4ºS com velocidades de fase similares às ondas ao norte, associadas a vórtices anticiclônicos de núcleo quente.
- Dudley *et al* (2000): não observaram as ondas ao sul do equador nos anos de 1998 e 1999 nos dados do TMI.
- Athie e Marin (2008): concordância de fase entre as ondas ao sul e ao norte do equador, por análise da anomalia de elevação da superfície, e diferença de fase (quadratura) ao analisar a TSM. As ondas ao sul (2ºS) tinham metade da amplitude das ondas ao norte (2ºN)

Pacífico:

- Hansen e Paul (1984): A energia é transferida do campo médio de correntes para as instabilidades ao norte do equador, e o contrário acontece em uma faixa de latitudes ao sul do equador, para ambos os processos (barotrópico e baroclinico).

****

Resposta na atmosfera:

Atlântico:

- Hashizume *et al* (2001), Caltabiano *et al* (2005): variabilidade na ZCIT com o mesmo comprimento de onda dominante das OITs.
- Seo *et al* (2006): mudanças na estrutura de ventos da ZCIT, que por sua vez influenciam diretamente as OITs (Seo *et al*, 2007).
- Wu e Bowman (2007a): estudaram a relação entre o El-Niño do Atlantico e as OITs, entre 1998 e 2005, quando o índice ATL3 é positivo, as OITs apresentam sua atividade reduzida, e vice-versa.
- Wu e Bowman (2007b), Seo *et al* (2007): vento intensificado (enfraquecido) sobre anomalias quentes (frias) de TSM, associadas as OITs.

Pacífico:

- Hayes *et al* (1989), Liu *et al* (2000): os alíseos de sudeste tendem a ser intensificados durante períodos de TSM mais quentes e vice-versa.
- Baturin e Niiler (1997): as variações de temperatura associadas com as ondas forçam uma interação significativa oceano-atmosfera que, quando não ocorre, intensos transportes verticais turbulentos de calor são gerados de forma a compensar a produção de variação de temperatura na superfície.
- Liu *et al* (2000): Conforme o vento flui cruzando as isotermas de TSM, ele acelera e desacelera, gerando centros de convergência e divergência nos gradientes máximos de TSM.
- Hashizume *et al* (2001) observaram uma variabilidade na ZCIT com o mesmo comprimento de onda dominante das OITs, além de encontrar variações em

variáveis atmosféricas como umidade e água líquida associadas com as anomalias das OITs.

- Polito *et al* (2001) salientam que o sinal intenso das OITs encontrado nos ventos do escaterômetro seria afetado pela rugosidade da superfície do mar gerada pelas OITs.

3. Metodologia

3.1 SODA 2.1.6

A simulação SODA 2.1.6 foi realizada com o modelo de circulação geral oceânica *Parallel Ocean Program* (POP) (Carton e Giese, 2008). O POP é um modelo derivado dos modelos Bryan-Cox-Semtner do *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL) da Universidade de Princeton. No *Los Alamos National Laboratory* o modelo original de Bryan-Cox-Semter (Semter (1986) e Bryan (1969) *apud* Smith *et al*, 1992) foi adaptado para ser utilizado com computação massivamente paralela para resolver as equações primitivas tri-dimensionais sobre uma esfera, utilizando a aproximação hidrostática e de Boussinesq, com técnicas de diferenças finitas. Foi inserida no modelo a formulação que calcula a elevação da superfície livre (variável prognóstica) em função do campo de pressão (Smith *et al*, 1992). Com estas modificações, o modelo foi chamado de *Parallel Ocean Program* (POP) (Figura 3.1). No POP é possível utilizar grades globais em que o a convergência dos meridianos é deslocada para regiões sobre o continente. O POP atualmente é o modelo oceânico do projeto *Community Climate System Model* (CCSM), desenvolvido pelo *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) (http://climate.lanl.gov/Models/POP/).

As simulações do SODA possuem resolução espacial horizontal de 0,25º x 0,4º, e 40 níveis verticais (Figura 3.1.1), com espaçamento de 10 metros entre as camadas próximas à superfície (Carton e Giese, 2008). Nesta versão do SODA, assim como em algumas anteriores (Carton *et al*, 2000), o modelo global foi inicializado com informações hidrográficas da base global de dados *World Ocean Database 2005* (Wod05), desenvolvida e distribuída pela *National Oceanographic Data Center* (NODC) da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). Como condição de contorno de fundo, foi utilizada uma topografia de 1/30º (Carton e Giese, 2008). Os parâmetros de mistura adotados no SODA foram o esquema KPP (*non-local K-profile parametrization*) na vertical e mistura biharmônica, na horizontal (Carton e Giese, 2008). Os ventos (com freqüência diária) foram provenientes da reanálise ERA-40 do ECMWF (*European Centre for Médium-Range Weather Forecast*) para o período de 1958 a 2001. De 2002 a 2008 (para a versão SODA 2.1.6), os ventos utilizados foram da base ERA-Interim (Czeschel *et al*,

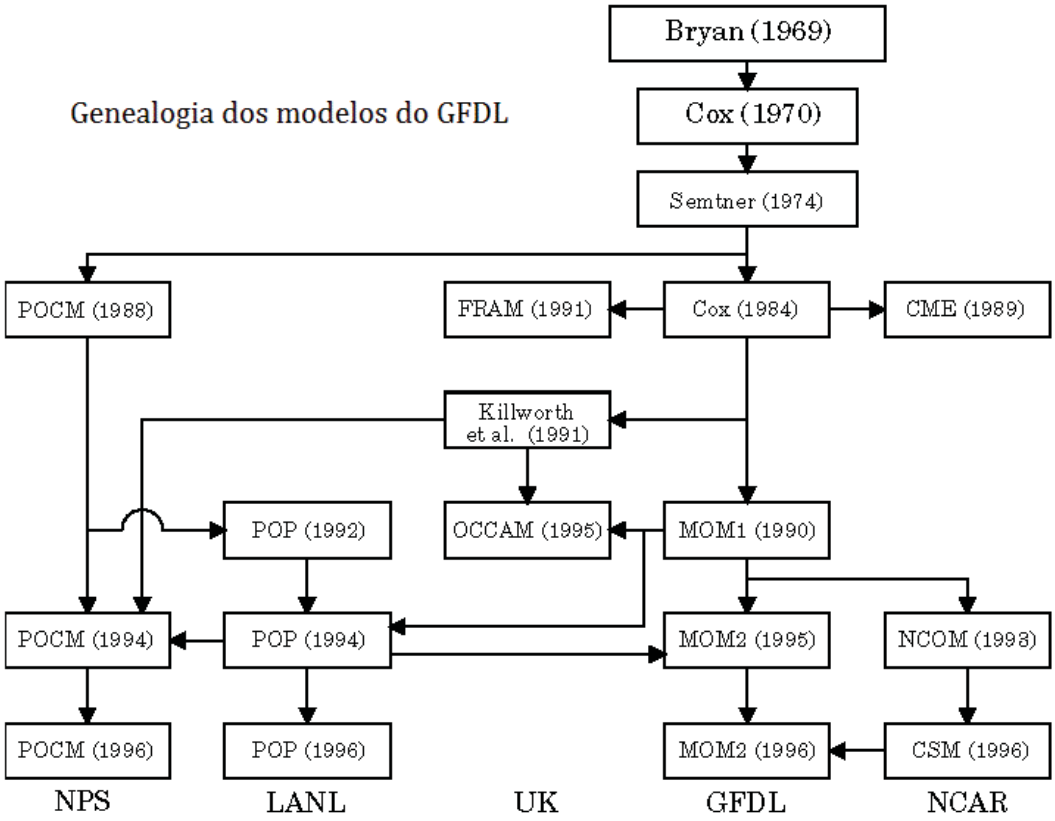


Figura 3.1: Organograma do histórico dos modelos do GFDL (*Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*) e a origem do POP (*Parallel Ocean Program*). *Fonte*: http://climate.lanl.gov/Models/POP/

2011), que possui a inclusão de algumas propriedades da atmosfera e melhorias no esquema de assimilação de dados, comparados com o ERA-40 (http://www.ecmwf.int/research/era/do/get/era-interim). As informações sobre precipitação utilizadas no modelo foram oriundas do projeto *Global Precipitation Climatology*, que é parte integrante do *Global Energy and Water Cycle Experiment* (GEWEX) do *World Climate Research Programme* (WCRP). As taxas de evaporação e os termos de fluxo de calor foram calculados por parametrização (Carton e Giese, 2008). Dados hidrográficos da base global *World Ocean Database 2009* são assimilados ao POP (para a versão SODA 2.1.6, Czeschel *et al*, 2011) a cada 10 dias, embora as correções sejam incrementadas a cada passo de tempo do modelo (Carton e Giese, 2008). Maiores detalhes sobre os dados assimilados e o esquema de assimilação no SODA podem ser encontradas em Carton *et al* (2000) e Carton e Giese (2008). O único estudo publicado em que foi utilizada esta versão SODA até o presente é o de Czeschel *et al* (2011).

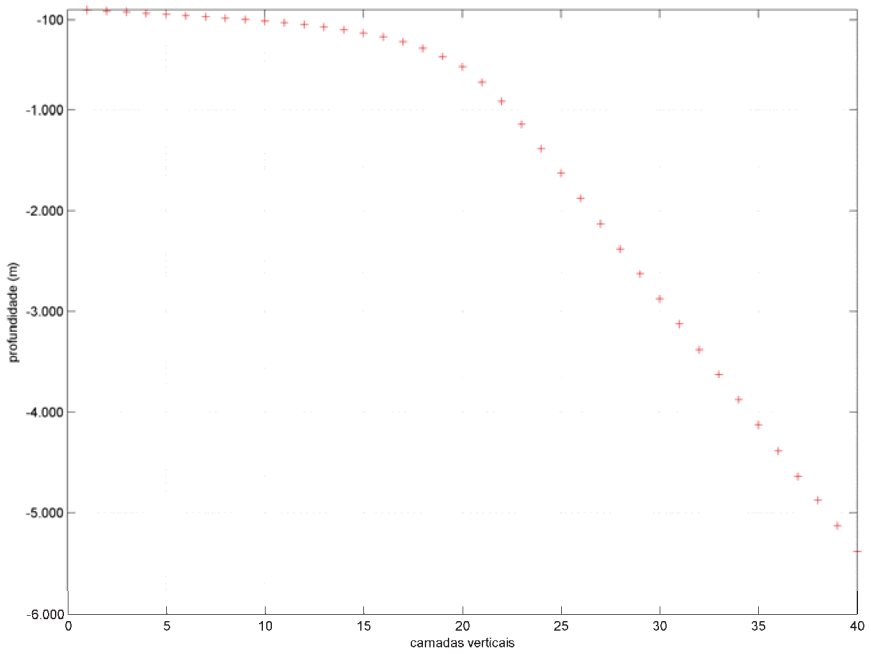


Figura 3.2: Discretização vertical do SODA 2.1.6.

Os resultados do SODA 2.1.6 foram disponibilizados, em formato netcdf (*Network Common Data Form*), em rede pública com resolução espacial horizontal de 0,5º e temporal de 5 dias, no seguinte endereço:

http://soda.tamu.edu/assim/SODA_2.1.6/5DAY/.

3.2 TSM estimada por sensoriamento remoto

Os dados de TSM, estimados por sensoriamento remoto, utilizados para comparar com as análises dos resultados do SODA pertencem ao projeto *Remote Sensing Systems* (http://www.remss.com/). Trata-se de um conjunto de dados de TSM com resolução espacial de cerca de 25km, gerado pelo método de interpolação ótima (amplamente utilizado em oceanografia e meteorologia onde se faz uso de propriedades estatísticas de dados irregularmente espaçados no tempo e no espaço para interpolar para uma grade regular (http://www.remss.com/sst/microwave_oi_sst_data_description.html), através do qual é possível ter uma cobertura global completa, sem falhas de dados). Este conjunto de dados é composto de observações realizadas pelo radar *Tropical Rainfall Measuring*

Mission Microwave Imager (TMI) a bordo do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), com órbita equatorial e cobertura entre as latitudes de 40ºS e 40ºN, e pelo radar *Advanced Microwave Scanning Radiometer* (AMSR-E) a bordo do satélite AQUA da NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), com órbita quase polar e cobertura global. Estes radares trabalham na faixa de micro-ondas, o que diminui sensilvelmente a interferência de nuvens na recepção do sinal. Os dados foram obtidos para o intervalo de junho de 2002 até o presente (freqüência diária), com cobertura global em longitude e em latitude, de 40°S a 40°N, com resolução espacial de um quarto de grau. Estes dados encontram-se disponíveis em:
http://www.remss.com/sst/microwave_oi_sst_browse.html.

3.3 Manipulação e filtragem dos dados

Os resultados referentes à simulação global de 51 anos somaram 3725 arquivos, que foram obtidos por *download* e armazenados. Cada arquivo de 151294,2 kb gerou um armazenamento total de aproximadamente 563 GB. Utilizando o programa *Matlab*, foi elaborado um algoritmo para ler os arquivos e recortar uma matriz entre as latitudes de 20,25ºN e 20,25ºS e longitudes de 40,25ºW e 10,25ºE, com os 40 níveis verticais, de forma que pudessem ser manipulados (3725 arquivos de ~18 MB). As matrizes de cada variável (temperatura, salinidade, componentes zonal e meridional de corrente e elevação da superfície livre) recortadas para esta região do Atlântico, passaram a possuir a dimensão zonal, meridional, profundidade (exceto para elevação da superfície livre) e temporal de 62, 112, 40, e 3725 elementos, respectivamente (ilustradas na Figura 3.3a).

As matrizes de dados recortados na região equatorial do Atlântico receberam um tratamento inicial para que dados espúrios no meio do oceano e sobre o continente fossem excluídos de maneira que eles não invalidassem a análise espectral e estatística a ser aplicada em seguida.

Com o intuito de distinguir nas séries temporais o sinal das ondas de instabilidade, aplicou-se um filtro utilizando o a função transformada rápida de Fourier. A análise de Fourier, basicamente, aproxima uma função por uma soma de termos de senos e cossenos, chamada de representação por série de Fourier (Chatfield, 1989). Assim, considera-se que uma série temporal é uma coleção de coeficientes de

Fourier como função da frequência, ao invés de ser vista como uma coleção de pontos de dados medidos em função do tempo (Wilks, 2006). Este método permite identificar as contribuições, separadamente, de processos de diferentes freqüências para a série temporal (Wilks, 2006).

No programa *Matlab*, um novo algoritmo foi elaborado de maneira que cada matriz de dados equatoriais fosse lida e, a cada passo de tempo da escrita dos dados (a cada 5 dias), fosse aplicado o filtro espacial utilizando a função de transformada rápida de Fourier do *Matlab* ao longo de cada latitude, para observar o espectro de freqüências espaciais (Figura 3.3b). A janela de corte estabelecida foi entre 5^o e 25^o de longitude. Em seguida, o sinal referente a esta faixa espectral foi reconstituído utilizando a função de inverso da transformada rápida de Fourier. Após ter a série reconstituída em cada ponto do espaço (latitude / longitude), no tempo, foi novamente aplicada a transformada rápida de Fourier ao longo da dimensão temporal (Figura 3.3c). Neste caso a faixa espectral mantida foi para as freqüências relativas aos períodos entre 20 e 50 dias, para finalmente obter-se o sinal reconstituído de cada variável filtrada espaço-temporalmente. As escolhas de corte foram feitas de acordo com o resumo apresentado no Capítulo 2.3.4 e pela tentativa de eliminar oscilações que não sejam ondas de instabilidade (por exemplo, ondas de Kelvin (Han *et al*, 2008) e oscilações não propagantes a leste de 10^oW (Athie e Marin, 2008)).

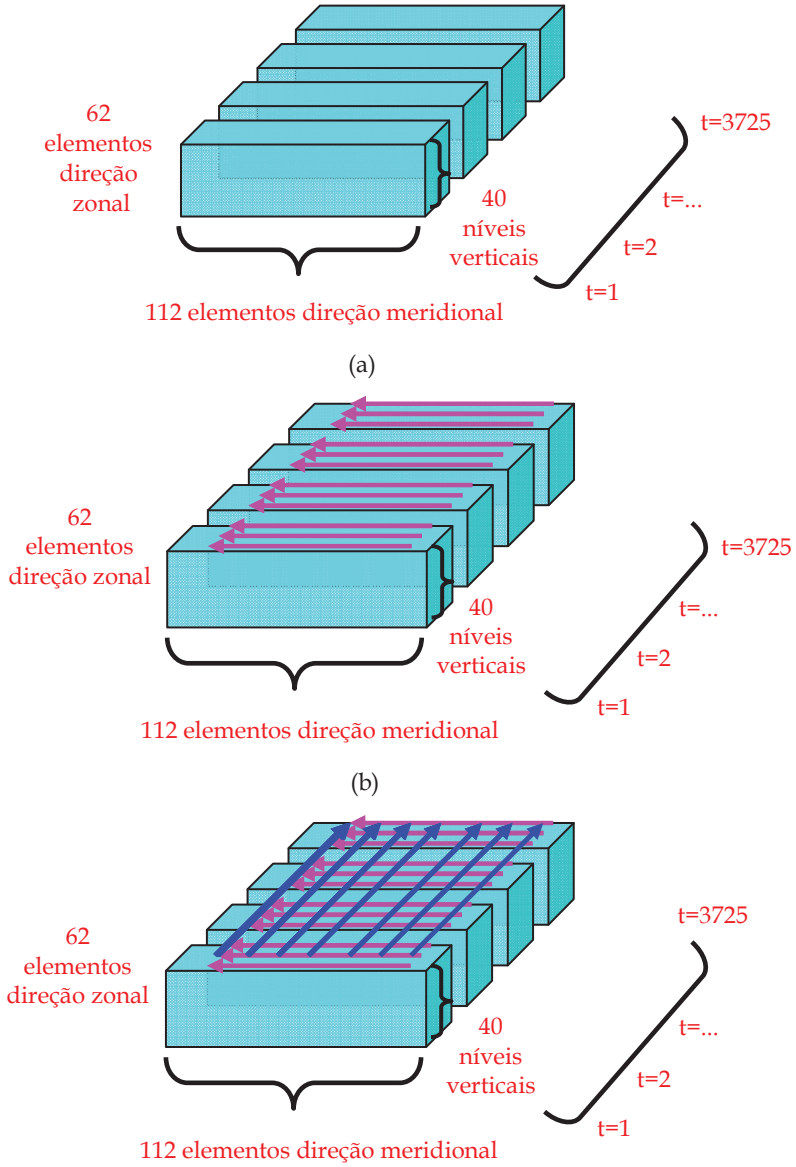


Figura 3.3: Ilustração da filtragem dos dados. Matrizes de dados da simulação oceânica e suas dimensões (a), direção do filtro espacial (setas rosas), a cada intervalo de tempo (b), direação do filtro temporal (setas azuis) sobre os dados já filtrados espacialmente (c).

4. Resultados

Neste capítulo é apresentada uma análise inicial a fim de verificar se as condições médias da circulação oceânica gerada pelo SODA estão condizentes com os padrões encontrados em literatura para a região do Atlântico tropical.

Em seguida, são analisados os campos filtrados (espacialmente entre 2º e 25º de longitude, e temporalmente entre os períodos de 20 e 50 dias), conforme foi descrito na Metodologia. É apresentada uma avaliação destes campos de forma a identificar os sinais que o filtro foi capaz de manter. Em seguida, a dinâmica oceânica associada às ondas de instabilidade é discutida de maneira a obter uma compreensão da propagação do sinal deste fenômeno nas diferentes propriedades do oceano. Por fim, em uma discussão sobre as freqüências dominantes em toda a faixa equatorial do Atlântico, são apresentados os resultados da análise estatística aplicada, com o objetivo de identificar as regiões de máxima variabilidade e as freqüências (temporal e espacial) mais energéticas, ao longo dos 51 anos de simulação do SODA.

4.1 Médias mensais dos resultados do SODA

Para avaliar as condições médias da circulação oceânica foram aplicadas médias aritiméticas para todos os meses do período de 51 anos dos dados da região do oceano Atlântico equatorial, entre as latitudes de 20,25ºN e 20,25ºS e longitudes de 40,25ºW e 10,25ºE. Os principais padrões observados são descritos a seguir.

Na Figura 4.1 estão ilustrados os mapas de médias mensais da temperatura na primeira camada vertical (aproximadamente 5 metros de profundidade). Observa-se que sobre o equador somente prevalecem águas mais aquecidas durante os meses de fevereiro, março e abril. Nos meses de maio a setembro, a pluma de água fria está mais bem desenvolvida gerando intensos gradientes térmicos meridionais nas proximidades do equador. Este padrão está de acordo com o encontrado por Carton e Zhou (1997)

É interessante notar que na média do mês de outubro as ondas de instabilidade tropical aparecem entre as longitudes de ~40ºW e 25ºW, denotando sua dominância

sobre a variabilidade deste mês, ainda que o gradiente térmico da porção leste equatorial já esteja enfraquecido.

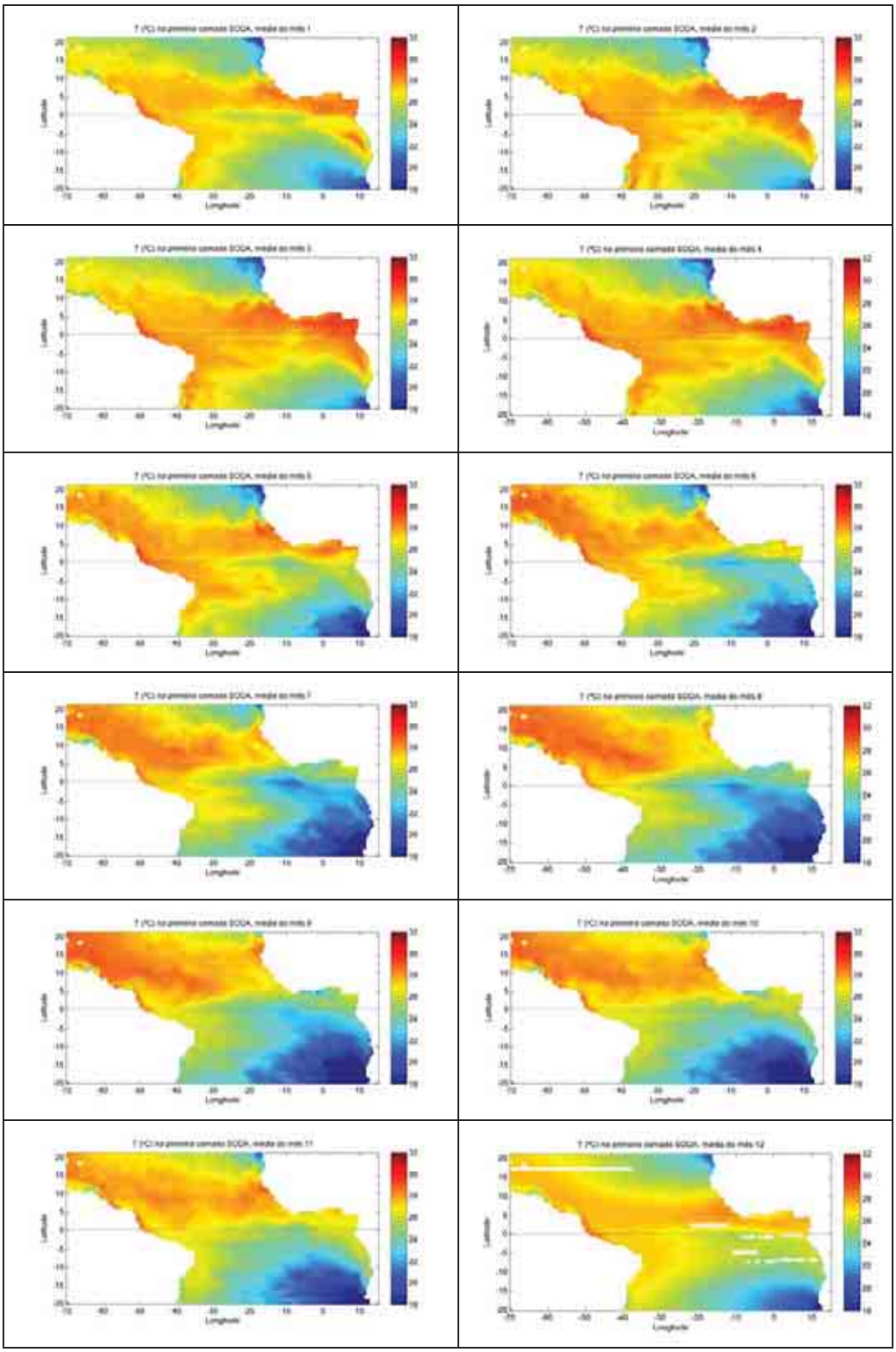


Figura 4.1:. Médias mensais de temperatura (em graus Celsius) na primeira camada do SODA.

Para avaliar a distribuição vertical de temperatura na faixa equatorial foi escolhida a latitude de 0,25ºN para análise. Na Figura 4.2 são apresentadas seções zonais verticais com as médias mensais do campo de temperatura, ao longo de 0,25ºN.

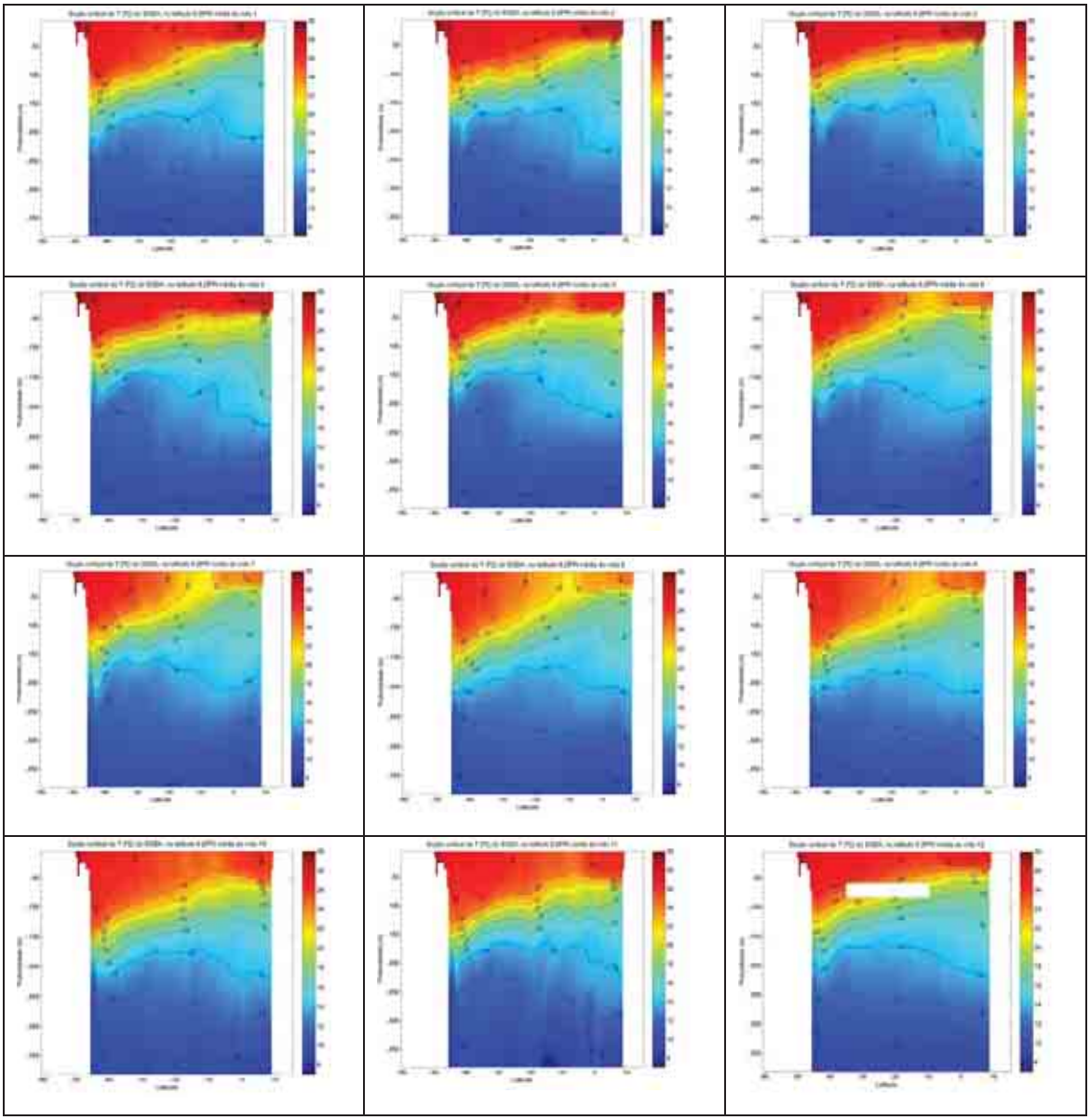


Figura 4.2: Médias mensais de temperatura (em graus Celsius) gerada pelo SODA na seção zonal vertical ao longo da latitude de 0,25ºN.

Nota-se que o modelo oceânico representou a inclinação típica leste-oeste da termoclina, sendo mais rasa na porção leste (variando entre 40 e 80 metros de profundidade ao longo do ano), e mais funda na parte oeste (oscilando em torno de 150 metros de profundidade). Este padrão está de acordo com o descrito por Gill (1972, *apud*, Düing, 1974) e Ding *et al* (2009).

A variação da média mensal da salinidade a 5 metros de profundidade (Figura 4.3) apresenta uma variação marcante na faixa equatorial, com gradiente salino mais intenso entre os meses de maio e novembro. Este padrão acompanha a migração da

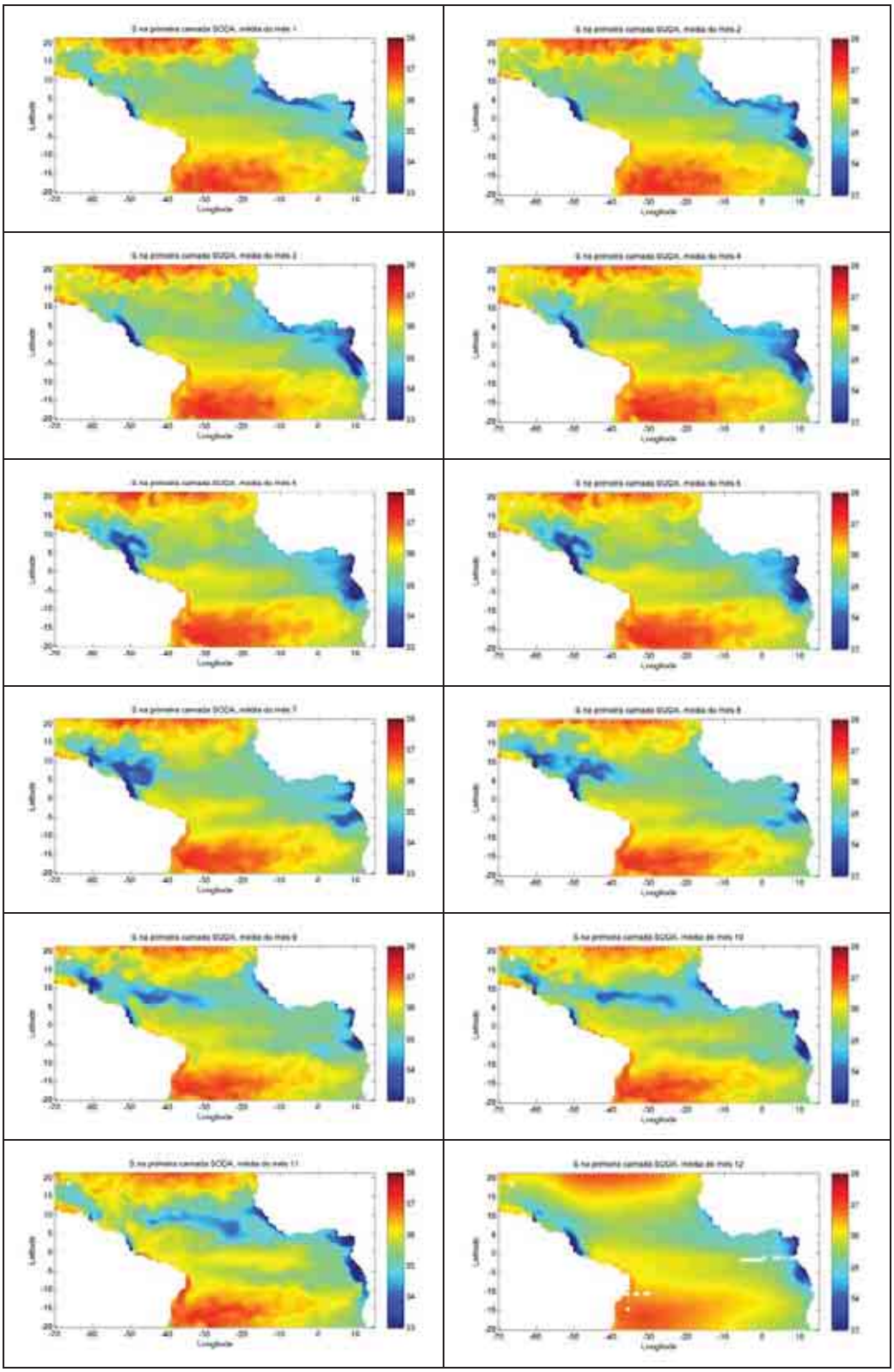


Figura 4.3:. Médias mensais de salinidade gerada pelo SODA na seção zonal vertical ao longo da latitude de 0,25ºN.

Zona de Convergência Intertropical (Figura 2.3), estando a faixa equatorial menos salina nos meses mais chuvosos nesta região (entre o verão e o outono).

Avaliando a estrutura vertical da variação média mensal de salinidade (Figura 4.4) ao longo da latitude de 0,25ºN, observa-se que a profundidade de máxima salinidade possui pouca sazonalidade, com inclinação zonal mais suave do que a da temperatura. No entanto, na camada de mistura a influência da variação sazonal de evaporação, de acordo com os meses de maior incidência dos raios solares na faixa equatorial (entre novembro e abril, aproximadamente), aparentemente controla a

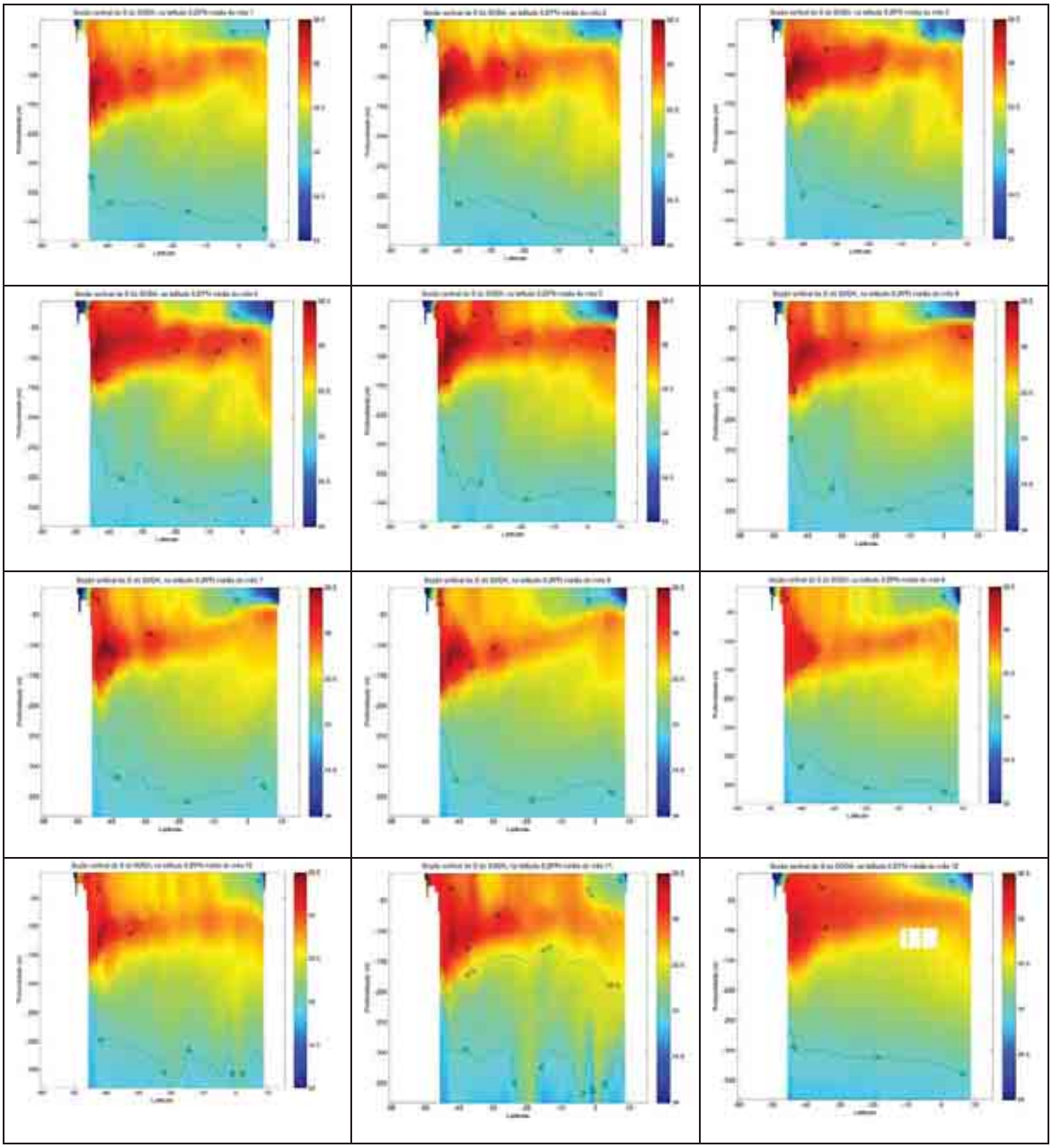


Figura 4.4:. Médias mensais de salinidade gerada pelo SODA na seção zonal vertical ao longo da latitude de 0,25ºN.

variação da salinidade das camadas superficiais na porção oeste equatorial. Porém, a parte leste, bem próxima à costa africana, apresenta um padrão sazonal similar ao aparecimento da pluma de água fria, embora sendo mais intenso mais cedo do que na temperatura, entre os meses de fevereiro e agosto (aproximadamente).

As médias mensais do campo de correntes superficiais (Figura 4.5) apresentam o ciclo sazonal característico da faixa equatorial. As principais características deste ciclo constituem os períodos de reversão das correntes zonais equatoriais. A Corrente Sul Equatorial (CSE) está presente o ano todo fluindo para oeste, entre as latitudes de 2ºN e 5ºS, aproximadamente. A sua porção norte (CSEn) apresenta reversão de fluxo (para leste) nos meses de fevereiro a abril, retornando seu sentido oeste a partir de maio. Nesta mesma época observa-se o ramo fraco de velocidades para leste, descrito por Lumpkin e Garzoli (2005), presente entre a CSE e a CSEn. A Contra-Corrente Norte Equatorial (CCNE) apresenta-se mais bem desenvolvida entre os meses de junho e outubro.

Estes intensos cisalhamentos zonais são mais bem observados no campo médio mensal das correntes oceânicas, que está ilustrado na Figura 4.1.6. Observa-se que somente durante os meses de maio a setembro ocorre um cisalhamento mais intenso na porção leste do Atlântico equatorial (entre as longitudes de 30ºW e 10ºE), ao norte do equador (região apontada em literatura como sendo a área em que as instabilidades são geradas). Isto está associado à intensificação da CSEn, nesta época do ano (Figura 4.5). É interessante notar que nos meses em que ocorrem os cisalhamentos nesta região são opostos à ocorrência do cisalhamento na região logo ao sul do equador, na porção mais central do oceano. A sazonalidade do fluxo para leste logo ao sul do equador é devido à subida (em direção à superfície) da Subcorrente Equatorial, como pode ser observado na Figura 4.1. Já a sazonalidade do fluxo para oeste é dominada pelas variações da Corrente Sul Equatorial.

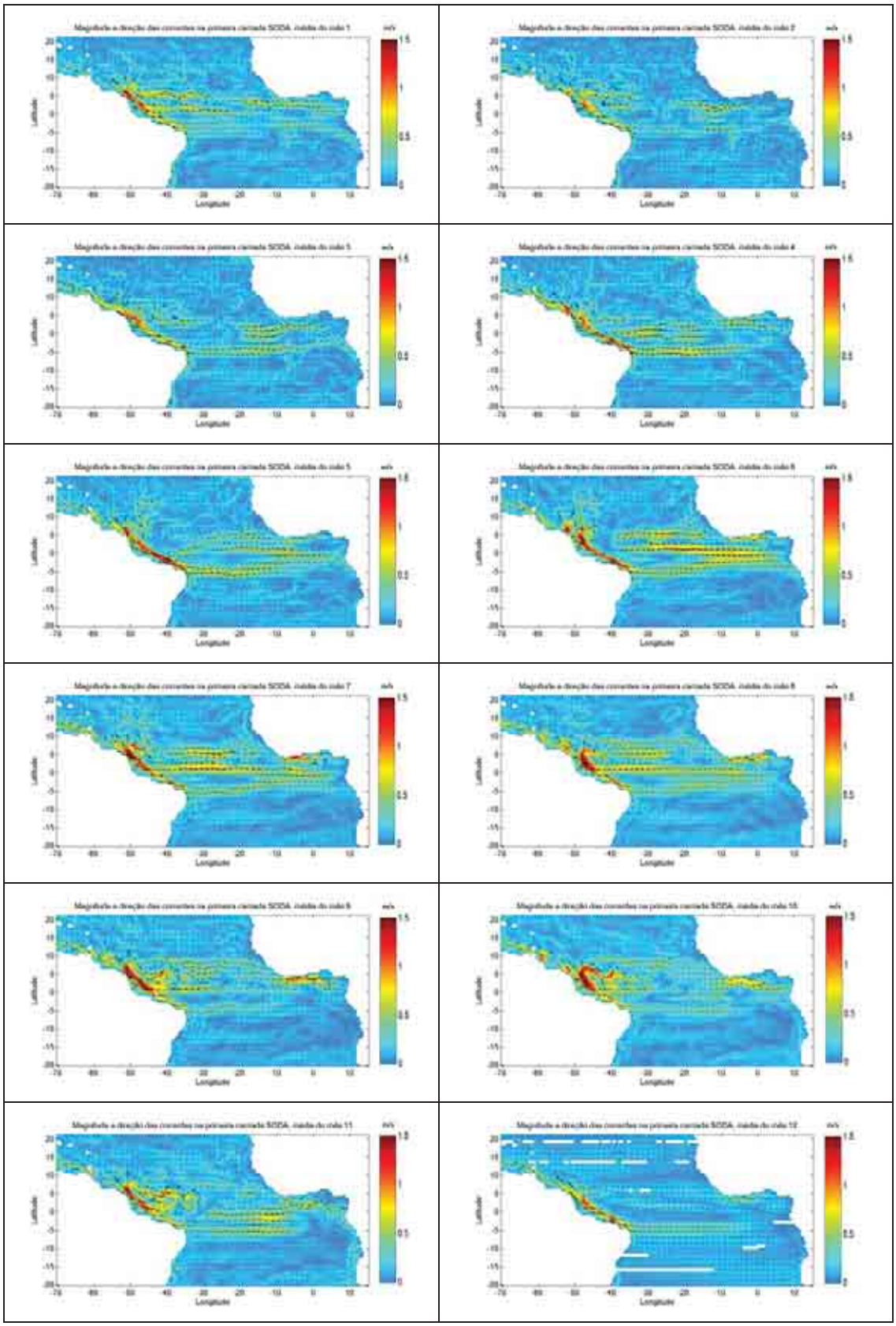


Figura 4.5: Médias mensais das correntes oceânicas na primeira camada do SODA.

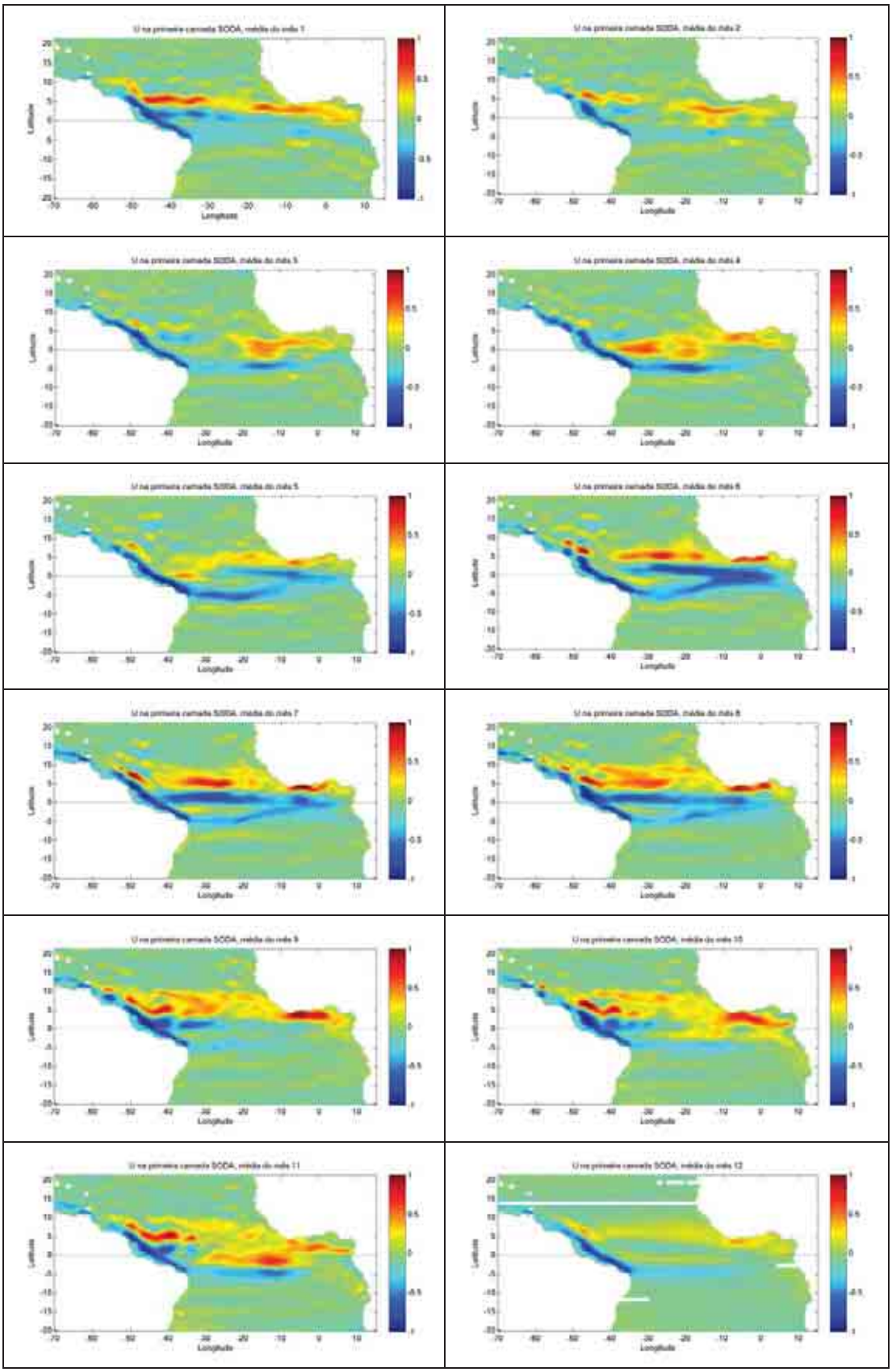


Figura 4.6: Médias mensais da componente zonal de velocidade na primeira camada do SODA.

Na Figura 4.7, observa-se a sazonalidade da ocorrência destes intensos cisalhamentos zonais na região da camada de mistura, nas seções verticais da componente zonal de velocidade, ao longo da longitude de 29,75ºW. A intensificação da CSEn é bem identificada a partir do mês de abril, adjacente à CCNE e à SE, e persiste até o mês de outubro. Além disso, observa-se também a variação mensal do posicionamento da SE, com valores de velocidade, em média, de cerca de 1/ms, o que está de acordo com o padrão encontrado por Peterson e Stramma (1991).

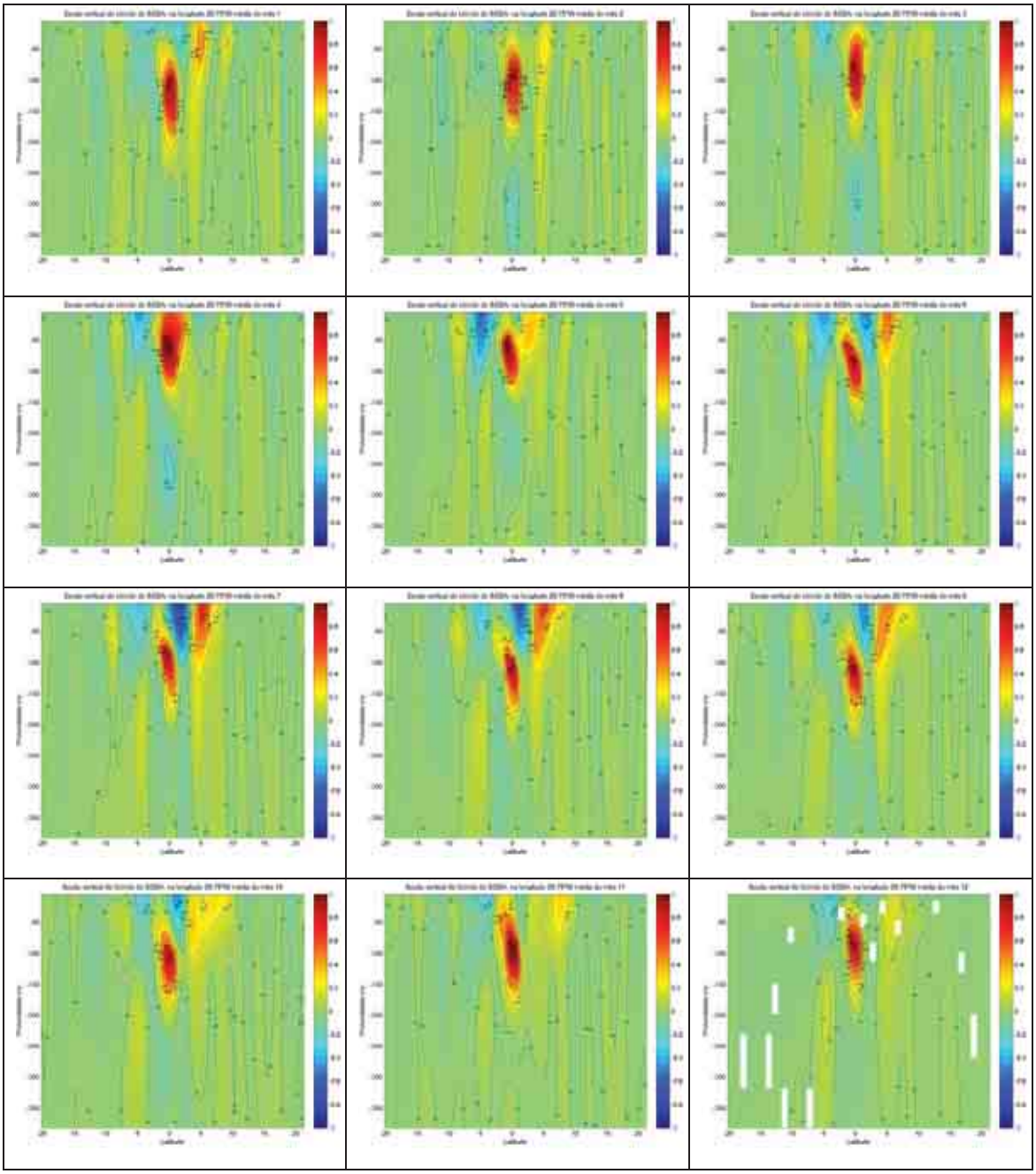


Figura 4.7: Seções meridionais das médias mensais da componente zonal de velocidade ao longo da longitude de 29,75ºW do SODA.

4.2 Ondas de Instabilidade Tropical

4.2.1 Descrição dos campos filtrados

Ao analisar os campos filtrados, foi observado que as freqüências de corte escolhidas mantiveram outras ondas além das ondas de instabilidade tropical, como ondas de Kelvin. Na Figura 4.8 é possível observar diagramas de Hovmöller dos resultados filtrados, na camada superficial do modelo, pois desta forma permitem melhor identificar o sentido de propagação das ondas, durante um determinado intervalo de tempo (escolhido como exemplo entre 1968 a 1972). Observa-se claramente que há oscilações que se propagam para oeste e para leste.

Para examinar as ondas encontradas nos diferentes campos, foi escolhido o ano de 1971 (como exemplo) para verificar estes sinais com maior detalhamento (Figura 4.9), na latitude de 0,25^{o}N. Neste ano é possível observar que existem três tipos de oscilações: para oeste, para leste e sinais que não se propagam zonalmente, em todos os campos analisados. No diagrama de Hovmöller do campo filtrado da elevação da superfície livre (Figura 4.9a) observam-se durante todo o ano ondulações lentas se propagando para leste, ao longo de toda a região analisada. É notável que esta onda, ao chegar à costa africana, além de possuir seu sinal intensificado, gera uma resposta no campo de temperatura (Figura 4.9b) e da componente zonal de velocidade (Figura 4.9d). Isto ocorre durante todo o ano, mas é mais evidente entre os meses de janeiro a abril. Entre os meses de maio e agosto, próximo à longitude de 40^{o}W, identifca-se um sinal na elevação da superfície que não se propaga, com alterações correspondentes na salinidade (Figura 4.9c) e componente zonal de corrente, fato que está provavelmente relacionado às reversões do campo de correntes (Figura 4.5), pois este mesmo padrão pode ser observado nos outros anos, aproximadamente na mesma época do ano (Figura 4.8), ainda que com variações interanuais. Entre as longitudes de 20 ^{o}W e 10^{o}W, entre os meses de julho a setembro, observa-se uma intensificação do sinal tanto das ondas para leste quanto das OITs que passam por ali naquele período que, por se tratar se variações zonais do cisalhamento das correntes, interfere diretamente nas OITs, gerando um sinal mais intenso nessa região, encontrado em todas as variáveis.

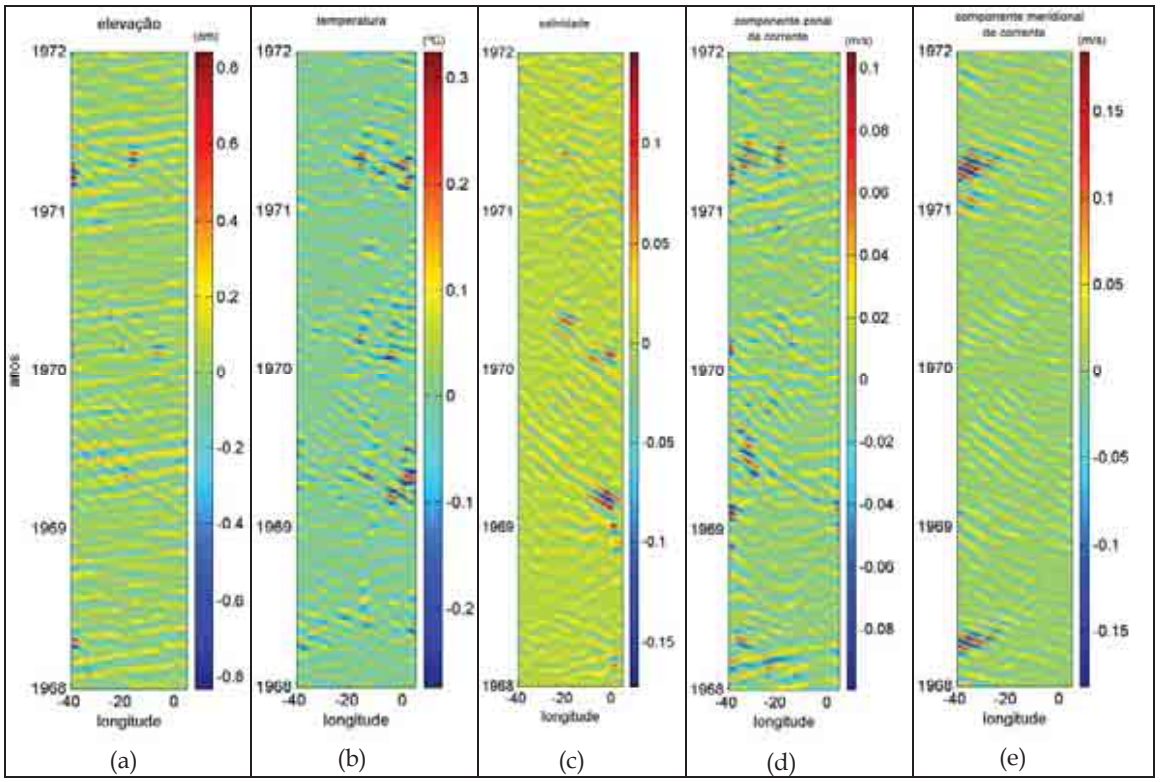


Figura 4.8: Diagramas de Hovmöller dos resultados do SODA, filtrados para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, na primeira camada (cerca de 5 metros de profundidade), na latitude de 0,25ºN, ao longo do tempo (entre 1968 e 1972). (a) elevação da superfície livre (cm), (b) temperatura (ºC), (c) salinidade (d) componente zonal (m/s) e (e) meridional da velocidade (m/s).

Na Figura 4.10 estão ilustrados, também na forma de diagramas de Hovmöller, os campos referentes ao mesmo ano (1971) sem aplicar o filtro, para comparar com os resultados filtrados apresentados na Figura 4.9. Observa-se que a ondulação caracterizada como OIT no campo filtrado de elevação da superfície livre (onda para oeste na Figura 4.9a), iniciando aproximadamente em maio na longitude de 0º, coincide com a transição do gradiente zonal de elevação da superfície de toda a bacia equatorial (Figura 4.10a). Esta observação corrobora o ponto de vista de Weisberg e Weingartner (1988) que diz que as OITs constituem um fator de equilíbrio do ajuste do gradiente de pressão da bacia.

Na temperatura (Figura 4.9b), o que se observa além das OITs é somente a oscilação propagante para leste. No entanto, é possível notar que a inclinação das anomalias de temperatura na porção leste da região equatorial é diferente, aparentando possuir velocidade de propagação mais lenta do que na parte oeste. Há autores que relatam a presença destas oscilações estacionárias na porção leste equatorial do Atlântico (Bunge *et al*, 2007; Athie e Marin, 2008), as quais foram melhor identificadas quando não se aplica filtro espacial.

Ao fazer a comparação entre os campos filtrados e não filtrados de temperatura, observa-se que a primeira OIT de 1971 foi gerada em maio (Figura 4.9b), mesma época do início da ressurgência da porção leste equatorial (Figura 4.10b). Ainda no sinal de temperatura é possível notar que, ao comparar com os diagramas de Hovmöller dos

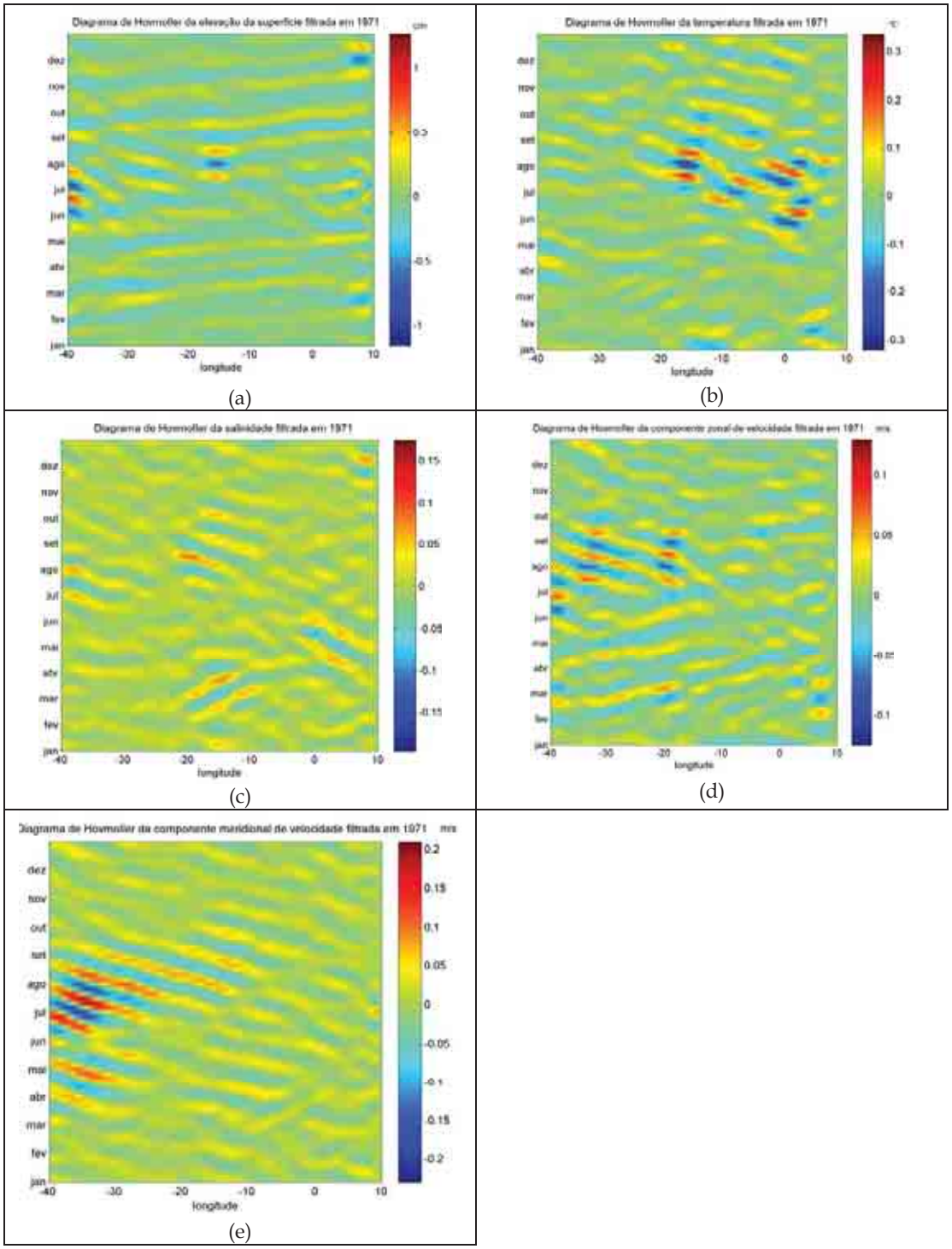


Figura 4.9: Diagramas de Hovmöller dos resultados do SODA, filtrados para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, na primeira camada (cerca de 5 metros de profundidade), ao longo da latitude de 0,25ºN, durante o ano de 1971. (a) elevação da superfície livre (cm), (b) temperatura (ºC), (c) salinidade (d) componente zonal (m/s) e (e) meridional da velocidade (m/s).

gradientes zonal e meridional de temperatura (sem filtrar) (Figura 4.11), as regiões e épocas do ano em que o sinal das OITs é intensificado (a leste de 20ºW, entre e outubro) coincide com as mesmas regiões e épocas em que ocorreram mudanças no gradiente tanto zonal quanto meridional de temperatura.

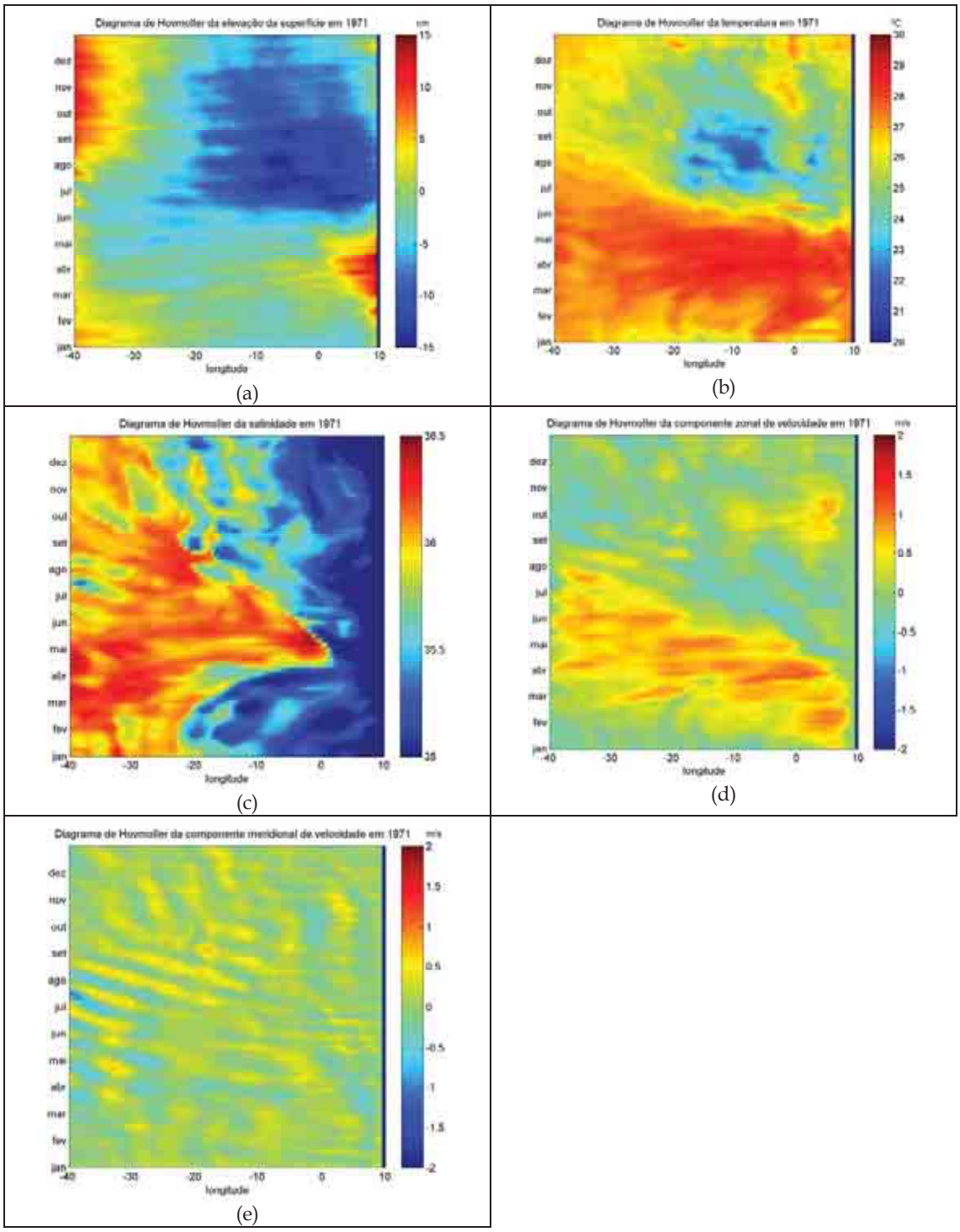
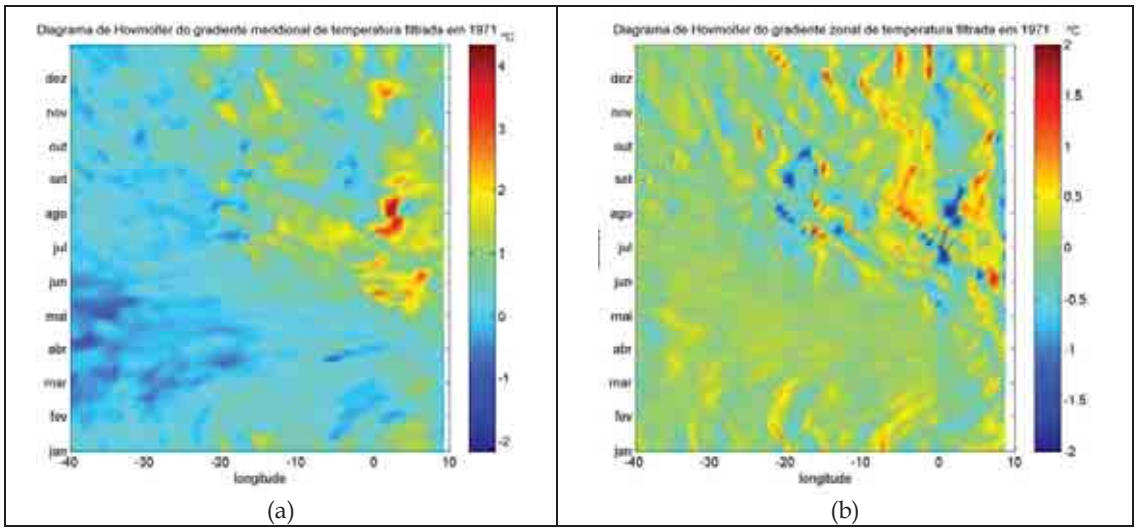


Figura 4.10: Diagramas de Hovmöller dos resultados do SODA na primeira camada (cerca de 5 metros de profundidade), ao longo da latitude de 0,25ºN, durante o ano de 1971. (a) elevação da superfície livre (cm), (b) temperatura (ºC), (c) salinidade (d) componente zonal (m/s) e (e) meridional da velocidade (m/s).



(a) (b)

Figura 4.11: Diagramas de Hovmöller dos gradientes meridional (a) e zonal (b) da temperatura (em ºC) gerada pelo SODA na primeira camada (cerca de 5 metros de profundidade), ao longo da latitude de 0,25ºN, durante o ano de 1971.

Ao analisar o campo filtrado de salinidade (Figura 4.9c) observam-se dois fenômenos. O mais evidente são as OITs, com algumas regiões de sinal mais intenso. No caso do ano de 1971, a região oeste (próxima à longitude de 40ºW), a porção central (entre as longitudes de 20ºW e 10ºW) e a parte leste que possuem uma intensificação na variação das amplitudes estão relacionadas com as alterações descritas do campo de elevação da superfície livre. No entanto, é notável uma ondulação propagando-se para leste, a partir do centro da área analisada (aproximadamente 20ºW), em direção à costa africana, que claramente não possui a mesma velocidade de propagação que a onda que se propaga para leste, observada na elevação da superfície livre. Ao comparar com o campo de salinidade extraído diretamente dos resultados do modelo (Figura 4.10c), identifica-se que ela ocorre ao longo do gradiente salino desta região, entre os meses de fevereiro e março, aproximadamente.

Uma característica interessante em relação ao início da temporada das OITs é observada nos campos de salinidade e temperatura. As OITs tornam-se visíveis primeiro no campo de salinidade (Figura 4.9c) do que no de temperatura (Figura 4.9b). No entanto, verificando este padrão em outros anos, apesar de não ser notável sequencialmente em todos os anos, observaram-se também nos anos de 1973 e 1988 (Figura 4.12), começando em meados de abril na salinidade (Figura 4.12b) e em junho na temperatura (Figura 4.12a) e, em 1988, começando em março na salinidade (Figura 4.12d) em março em junho na temperatura (Figura 4.12c).

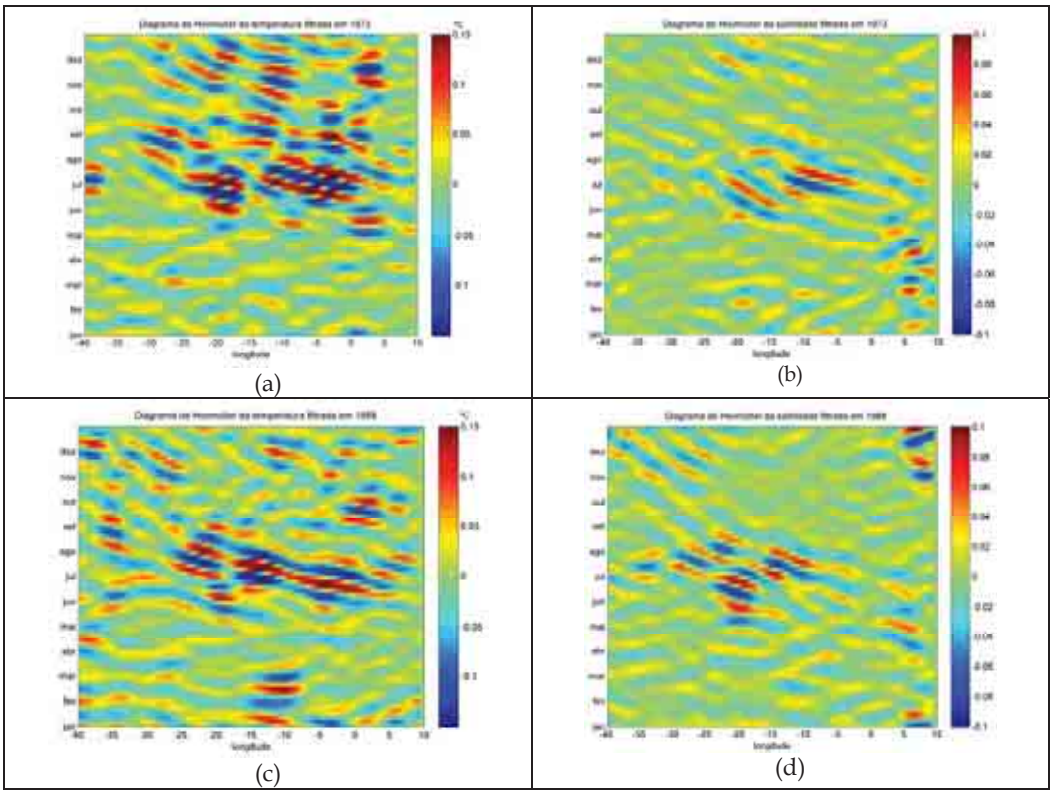


Figura 4.12: Diagramas de Hovmöller dos resultados do SODA, filtrados para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, na primeira camada (cerca de 5 metros de profundidade), ao longo da latitude de 0,25ºN, durante os anos de 1973 na (a) temperatura (ºC) e (b) salinidade, e de 1988 na (a) temperatura (ºC) e (b) salinidade.

O campo da componente zonal de velocidade (Figura 4.9d) apresenta, de maneira geral, os mesmos padrões de propagação encontrados no campo de temperatura (Figura 4.9b).

Por fim, o campo da componente meridional de velocidade é o que apresenta maior uniformidade do sinal das OITs (Figura 4.8e e Figura 4.9e), com sinal mais intenso a oeste de 10ºW e apenas na segunda metade do ano. Destacam-se duas características importantes. A primeira é que as OITs são observadas o ano inteiro no Atlântico. Isto também foi observado no campo de temperatura em todo o ano de 1999 (não mostrado). Neste caso (temperatura), as OITs podem ter tornado-se visíveis devido à ausência de ondas para leste, ou por uma intensificação das instabilidades devido à mudança do gradiente de pressão zonal equatorial não só no outono, mas também entre os meses de dezembro e janeiro. Este aspecto, no entanto, necessita de mais investigação.

A segunda característica importante é que o sinal que se propaga para leste vísivel nos primeiros meses do ano (descrito para os campos de elevação da superfície livre, temperatura e componente zonal de corrente) não é observado nos campos da

componente meridional de velocidade. Isto leva a crer que este sinal para leste trata-se de uma onda de Kelvin. No entanto, a onda que se propaga para leste ao longo do gradiente salino, observada anteriormente, também é encontrada nestes campos.

A onda aparentemente estacionária na porção leste, que é observada no campo de elevação próximo à região costeira africana e que coincide com o fim da propagação do que se sugere ser a propagação da onda de Kelvin equatorial na forma de onda de Kelvin costeira. Polo *et al* (2008) já observaram este padrão de propação em dados de altimetria de satélite para o Atlântico. Porém, este aspecto não será abordado em detalhes neste estudo.

Apesar de serem observadas ondas de Kelvin além de ondas de instabilidade nos resultados filtrados, percebe-se que nos meses em que as OITs estão mais ativas (a partir de maio até meados de outubro, aproximadamente), as OITs dominam a variabilidade desta faixa espectral, pois quase não se notam as ondas de Kelvin nesta época do ano. Isto pode acontecer porque as amplitudes relacionadas às instabilidades tropicais estão mais intensas ou porque as ondas de Kelvin estão menos ativas nesta época do ano. No entanto, especula-se que há uma interação entre estas duas ondas, pois é notável a intensificação da amplitude das cristas das OITs durante o período em que, aparentemente, está passando uma onda de Kelvin. Alguns autores já identificaram ondas de Kelvin no mesmo conjunto de dados filtrados em foram estudadas as OITs (Qiao e Weisberg, 1995; Qiao e Weisberg, 1998; Lawrence *et al,* 1998; Han *et al*, 2008). Apesar de Han *et al* (2008) terem discutido a dominância espectral destes dois fenômenos no Atlântico, não houve nenhuma relação de interação estabelecida entre estes dois tipos de onda.

Os dados filtrados foram também avaliados para latitudes um pouco mais afastadas do Equador, nas latitudes de 2,25ºN (Figura 4.13) e de 2,25ºS (Figura 4.14). O que se observa é o sinal da onda de Kelvin menos intensa, e as OITs durante todo o ano. É interessante notar que as amplitudes das OITs observadas nos campos filtrados de elevação da superfície livre e da componente zonal de velocidade são mais intensas na latitude 2,25ºS (Figura 4.14) do que na latitude 2,25ºN (Figura 4.13).

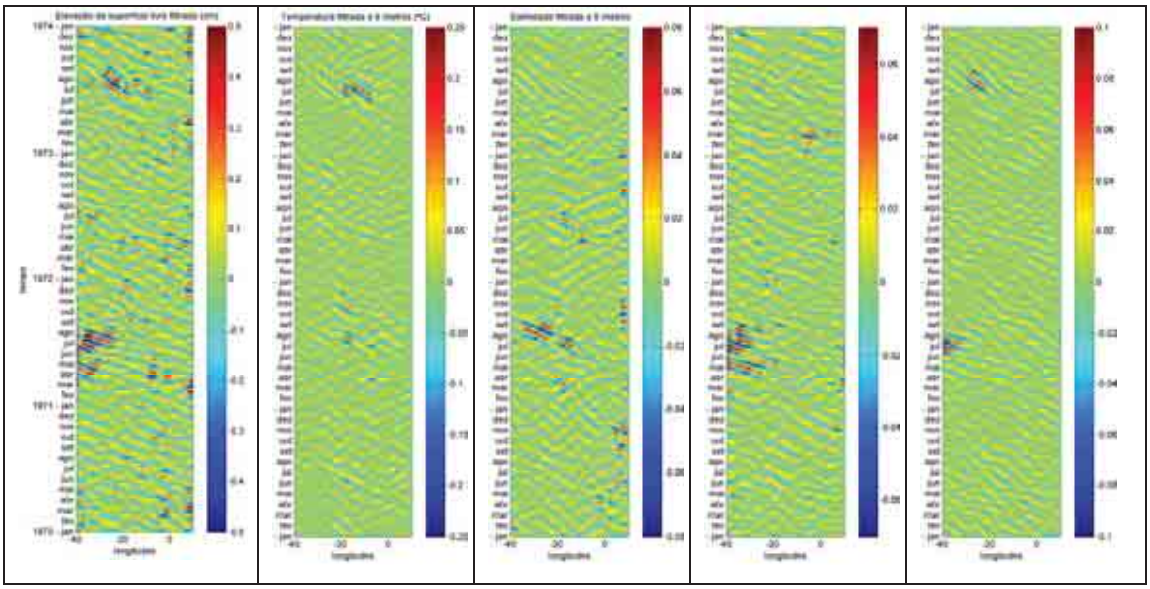


Figura 4.13: Diagramas de Hovmöller dos resultados do SODA, filtrados para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, na primeira camada (cerca de 5 metros de profundidade), na latitude de 2,25ºN, ao longo do tempo (entre 1968 e 1972). (a) elevação da superfície livre (cm), (b) temperatura (ºC), (c) salinidade (d) componente zonal (m/s) e (e) meridional da velocidade (m/s).

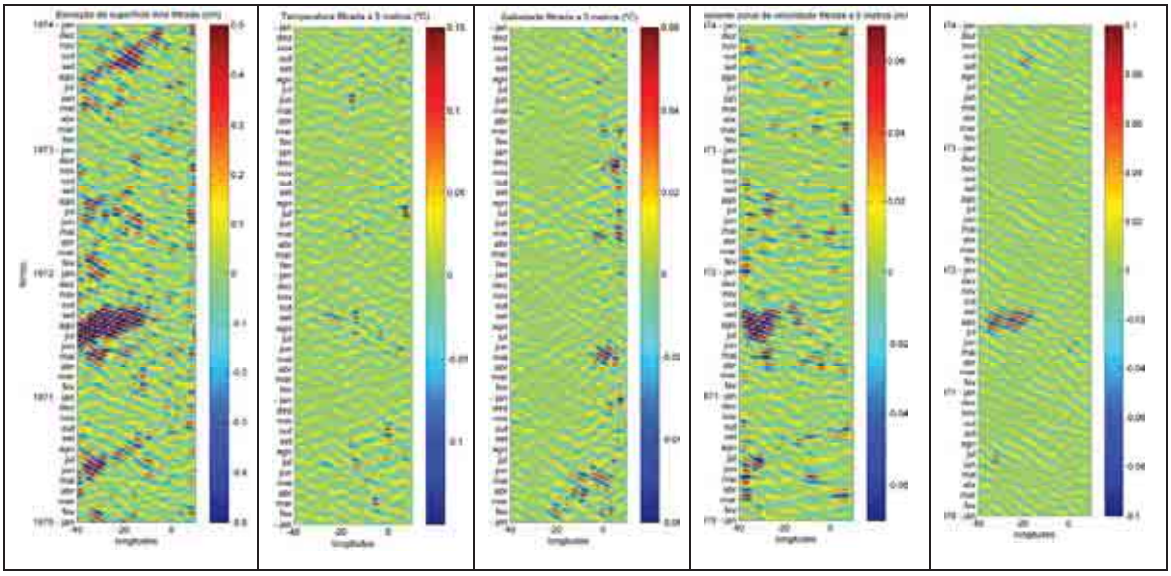
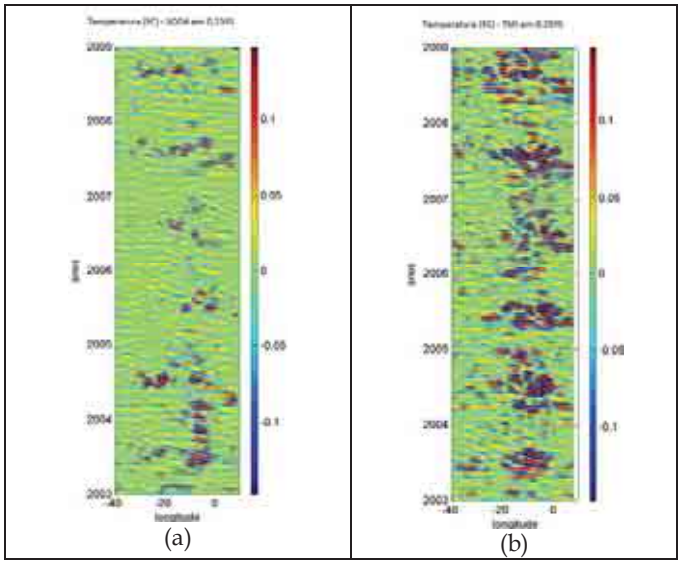


Figura 4.14: Diagramas de Hovmöller dos resultados do SODA, filtrados para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, na primeira camada (cerca de 5 metros de profundidade), na latitude de 2,25ºS, ao longo do tempo (entre 1968 e 1972). (a) elevação da superfície livre (cm), (b) temperatura (ºC), (c) salinidade (d) componente zonal (m/s) e (e) meridional da velocidade (m/s).

Com o intuito apenas de comparar as ondas de instabilidades geradas pela simulação do SODA com outra base de dados, o campo filtrado de temperatura da camada superficial (~5 metros) do SODA foi comparado com o campo de TSM do TMI/AMSRE, submetido ao mesmo filtro, para o mesmo intervalo de tempo (para os

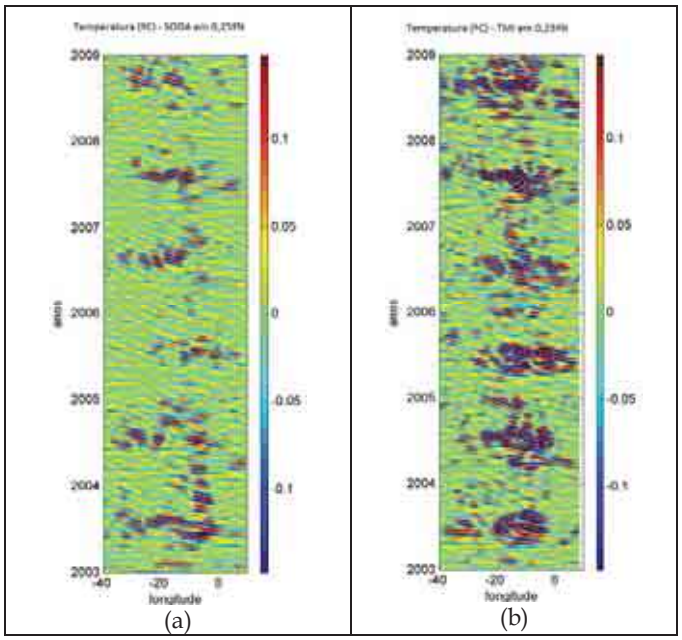
anos de 2003 a 2008). Nas Figuras 4.15 e 4.16 observam-se a evolução temporal do sinal fitlrado ao longo das latitudes de 0,25ºS e 0,25ºN, respectivamente.

Notavelmente o modelo representou estas instabilidades com menor intensidade do que foi estimado pelo modelo do TMI/AMSRE para o oceano durante o mesmo período. Isto está relacionado, provavelmente, aos parâmetros de mistura utilizados na simulação oceânica. No entanto, a inclinação dos gradientes térmicos parece bem similar nos dois campos de temperatura, sugerindo uma semelhança na velocidade de propagação.



(a) (b)

Figura 4.15: Temperatura na primeira camada (cerca de 5 metros de profundidade) do SODA (a) e TSM do TMI/AMSRE, ambos filtrados para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, ao longo da latitude de 0,25ºS, entre 2003 e 2008.



(a) (b)

Figura 4.16: Temperatura na primeira camada (cerca de 5 metros de profundidade)do SODA (a) e TSM do TMI/AMSRE, ambos filtrados para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, ao longo da latitude de 0,25ºN, entre 2003 e 2008.

4.2.2 Dinâmica associada às OITs

Na análise do Capítulo 4.2.1 tornou-se evidente que as respostas espectrais obtidas são distintas para as diferentes propriedades filtradas. Isto decorre diretamente da dinâmica associada às anomalias relativas às ondas de instabilidade tropical. Neste capítulo, esta dinâmica é apresentada para um determinado intervalo de tempo que se possa compreender melhor a propagação das OITs.

As ondas escolhidas para este estudo estão ilustradas na Figura 4.17, onde se observam as correntes oceânicas e o campo de temperatura da camada superficial do modelo para o período entre os dias 14 e 19 de julho de 2000, na camada superficial. Neste campo (que é a média deste intervalo de 5 dias) se observa o gradiente térmico bem intenso nas proximidades da longitude de 20ºW, e três ondas de instabilidade se propagando até 40ºW, entre o equador e a latitude de ~5ºN, com vórtices anticiclônicos associados.

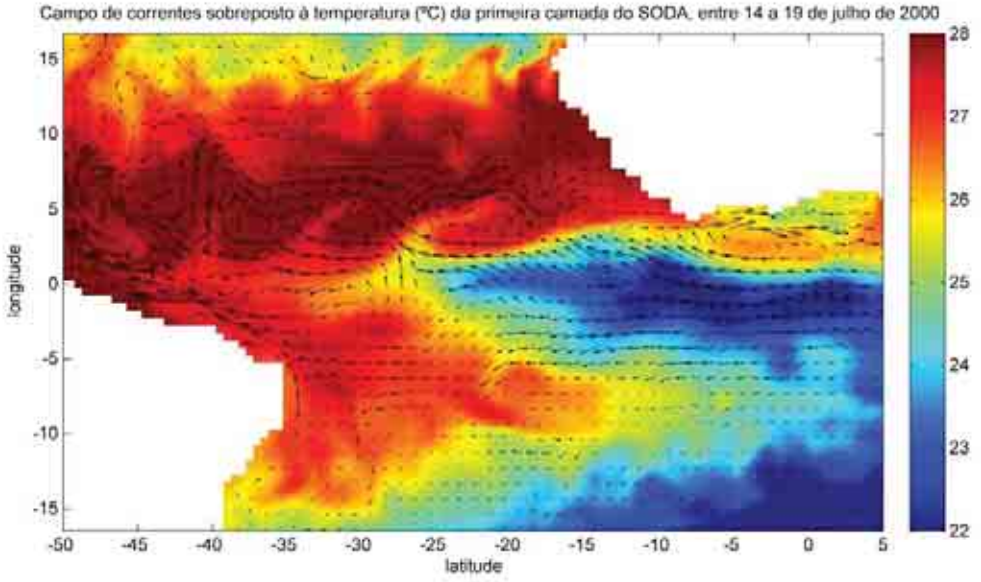


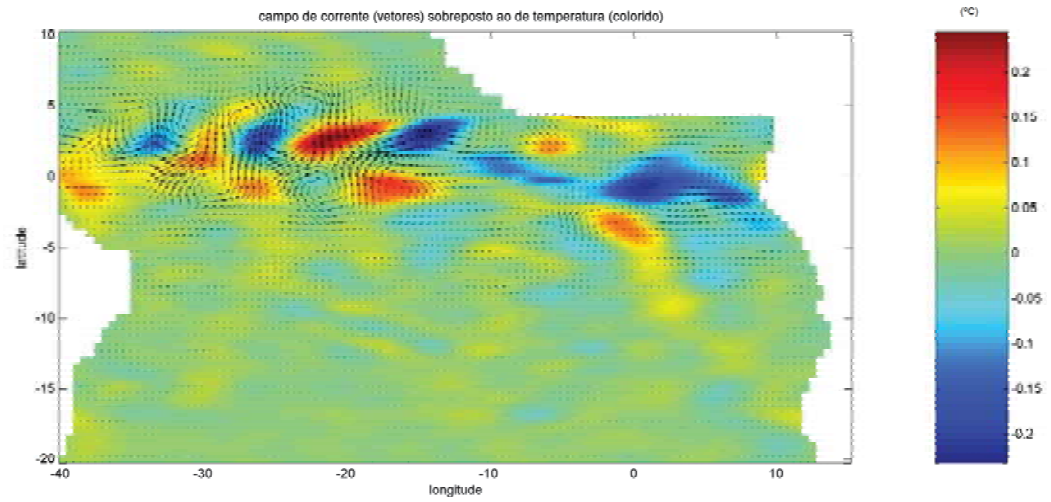
Figura 4.17: Campo de temperatura (em cores, em graus Celsius) e direção das correntes na camada superficial (cerca de 5 metros de profundidade), gerado no SODA entre os dias 14 e 19 de julho de 2000.

Na Figura 4.18 observam-se os campos filtrados para o mesmo intervalo de tempo. Observa-se na Figura 4.18a que sobre águas quentes a circulação resultante é em direção ao equador, e sobre águas mais frias a circulação é na direção oposta. Este padrão é mais bem observado ao norte do equador do que ao sul uma vez que as OITs estão mais bem organizadas nesta região. Outra característica desta temporada de OITs

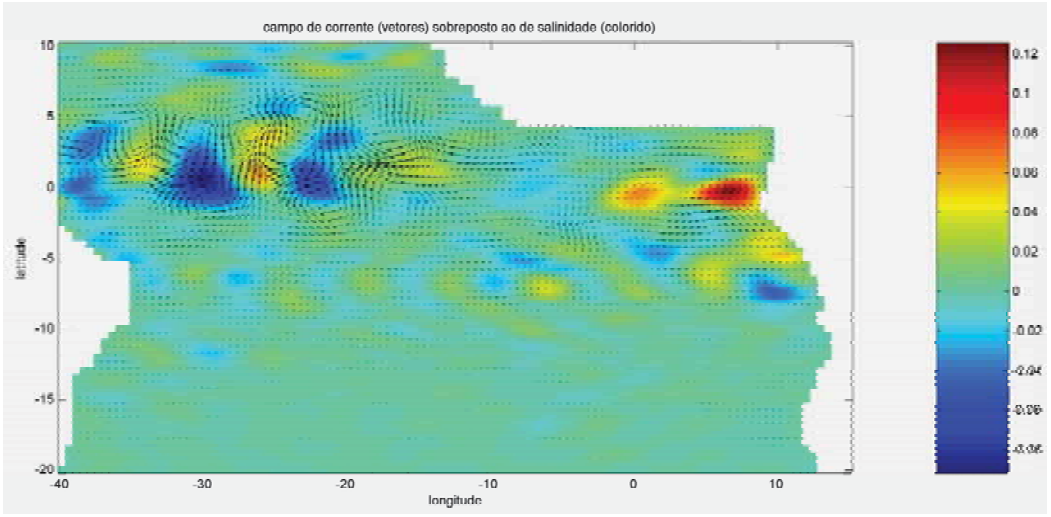
é que elas estão se propagando dentro da CSEn (não mostrado), delimitada ao norte pela margem sul da CCNE. Ao comparar as Figuras 4.18a e b, é possível notar que anomalias positivas (negativas) de temperatura estão relacionadas às anomalias negativas (positivas) de salinidade, o que resulta em um tranporte de águas menos densas para o equador e mais densas na direção oposta. Isto gera uma mistura intensa que é carreada para oeste pela CSEn. Na Figura 4.18c identifica-se que o campo de elevação está diretamente relacionado à circulação resultante das OITs, com valores positivos sobre águas mais quentes e negativos sobre águas frias, conforme observado no Pacífico por Shinoda *et al* (2009). Este padrão de circulação e de anomalias de temperatura observado foi identificado recentemente por Polito *et al* (2001) e Seo *et al (*2007).

Avaliando verticalmente os campos filtrados de temperatura (Figura 4.19a) ao longo da latitude de 2,25ºN, o que se observa é que o padrão de alternância entre anomalias positivas e negativas se mantem verticalmente até cerca da metade da profundidade da termoclina. Da metade da termoclina até a termoclina, este padrão de inverte (alterna a fase). O mesmo é observado para a salinidade (Figura 4.19b). Já para as correntes (Figuras 4.19c e d), o padrão observado em superfície se mantem até a profundidade da termoclina.

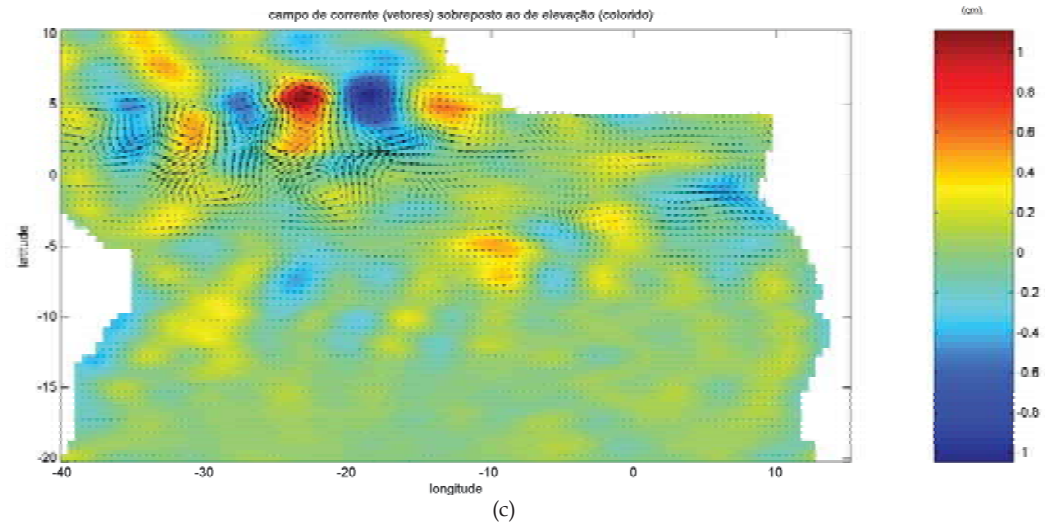
Esta inversão das anomalias de temperatura e salinidade dentro da camada de mistura (Figura 4.20a) pode estar associada ao gradiente salino que se observa entre as profundidades de 60 e 80 metros, na porção oeste (Figura 4.20b). Nota-se na Figura 4.20c que as OITs estão se propagando (com sinal mais intenso) dentro da CSEn. Pode-se considerar que as OITs, para este intervalo de tempo, apresentam uma dominância sobre os movimentos meridionais da circulação oceânica uma vez que a distribuição de anomalias da componente meridional de velocidade das OITs (Figura 4.19d) e a intensidade dela são bastante similares ao campo total de circulação meridional (Figura 4.20d).



(a)



(b)



(c)

Figura 4.18: Campos dos resultados do SODA filtrados para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, na primeira camada (cerca de 5 metros de profundidade), entre os dias 14 e 19 de julho de 2000. (a) Em cores está a temperatura (ºC), os contornos pretos representam a elevação da superfície livre (intervalo de 0,002 m) e as setas correspondem às correntes. (b) O mesmo que em (a), exceto que o campo colorido representa a salinidade. (c) Comparação entre o campo de temperatura (cores, ºC) e salinidade (contorno preto).

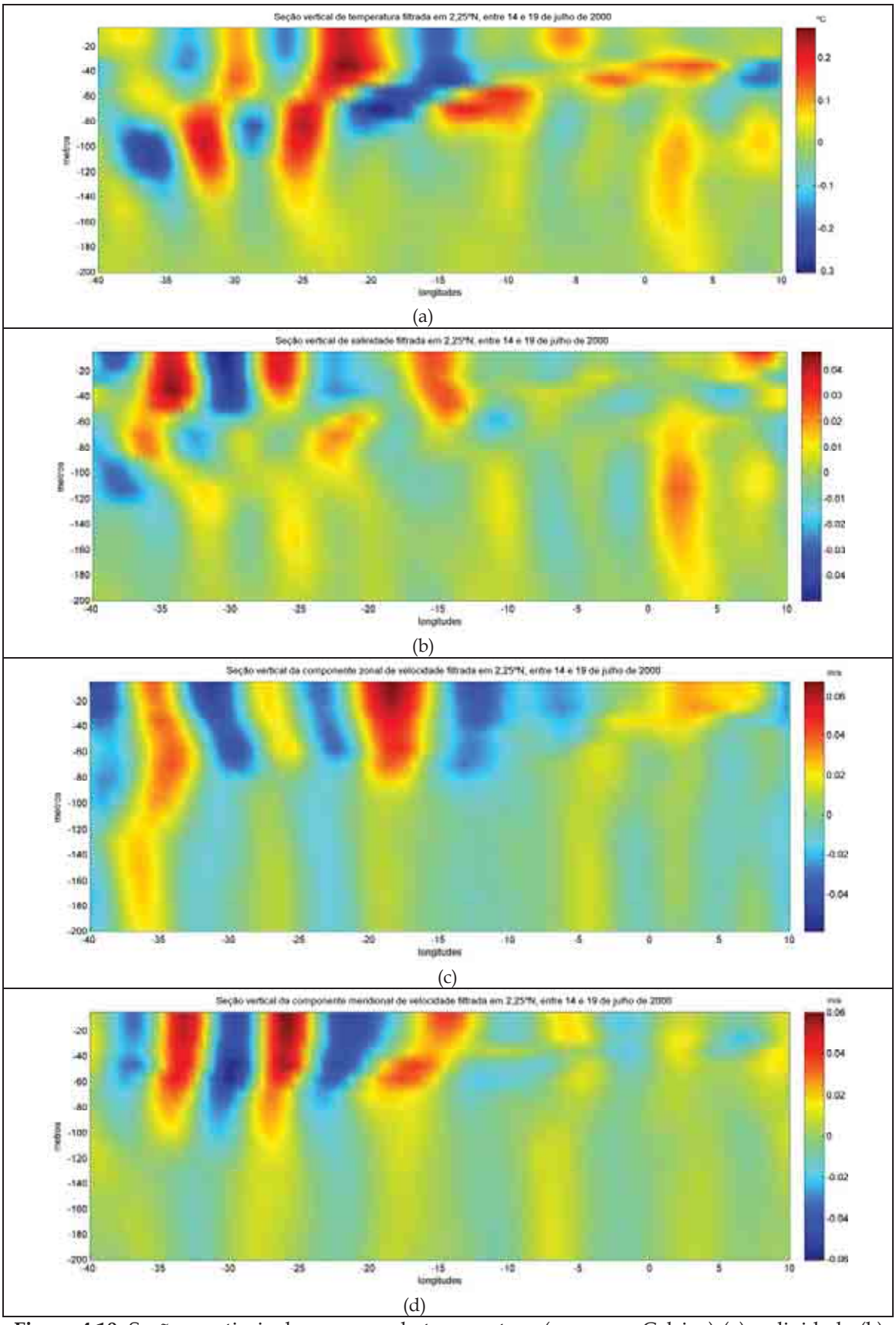


Figura 4.19: Seções verticais dos campos de temperatura (em graus Celsius) (a), salinidade (b), componente zonal (c) e meridional (d) (em m/s), filtrados para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, ao longo da latitude de 2,25ºN, entre os dias 14 e 19 de julho de 2000.

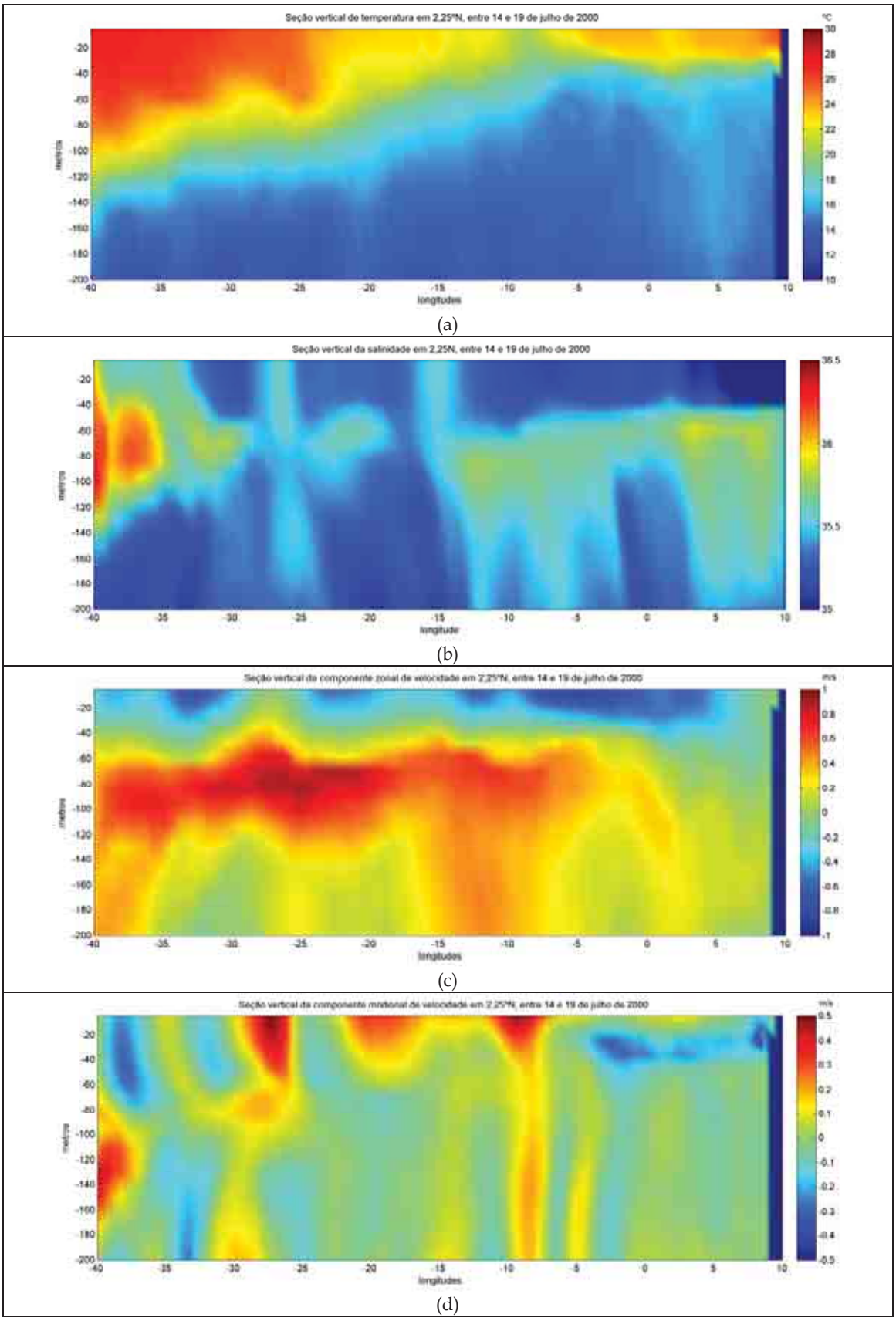


Figura 4.20: Seções verticais dos campos de temperatura (em graus Celsius) (a), salinidade (b), componente zonal (c) e meridional (d) (em m/s), ao longo da latitude de 2,25ºN, entre os dias 14 e 19 de julho de 2000.

Ao analisar os campos filtrados em profundidade em pontos no oceano (Figura 4.21) onde as OITs são observadas frequentemente, nota-se que as maiores variações ocorrem, aproximadamente, na profundidade da termoclina ao longo de todo o ano. É interessante ressaltar também que apesar a característica sazonal é marcante na camada superficial (maiores amplitudes entre os meses de junho a outubro, aproximadamente).

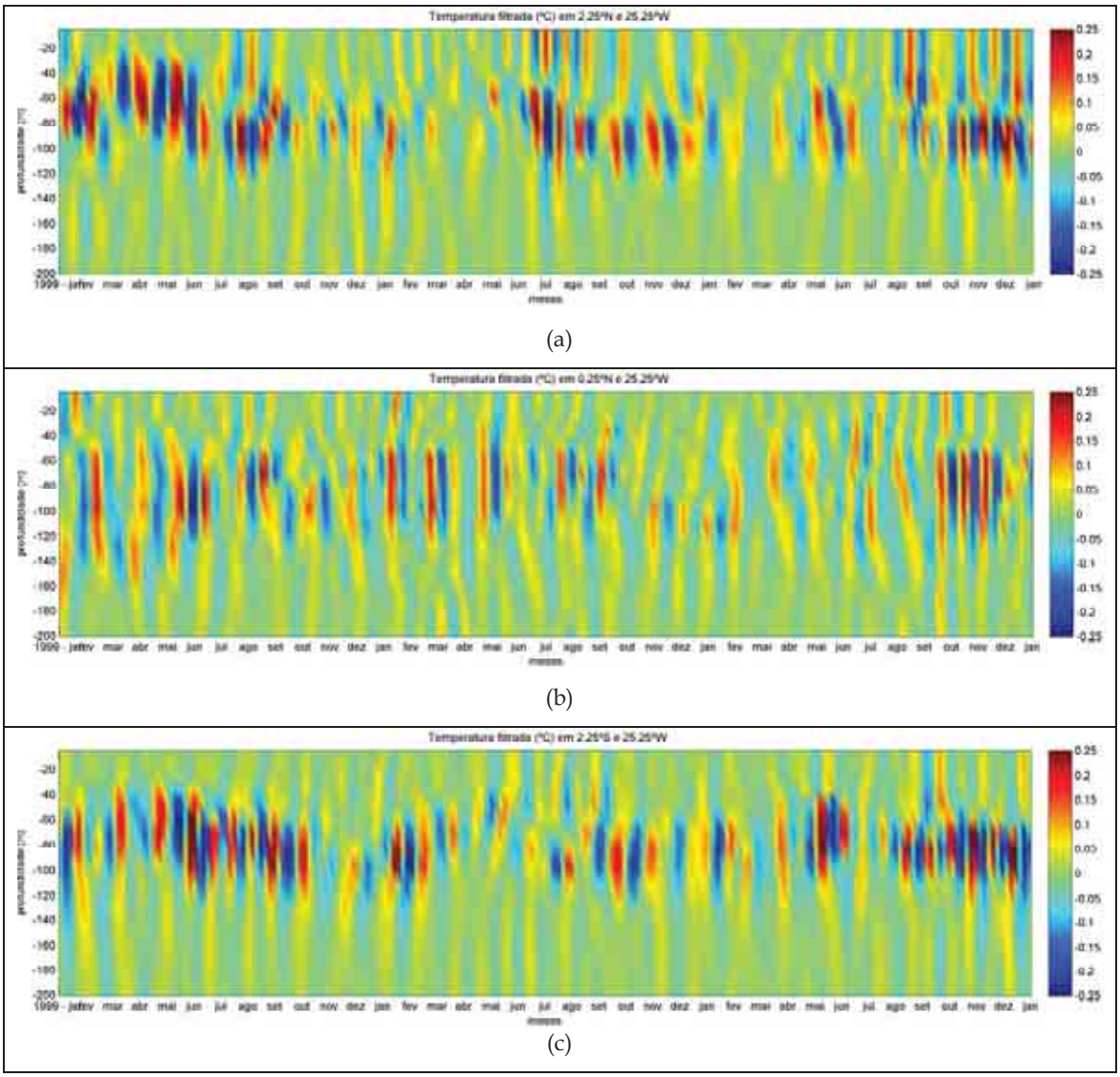
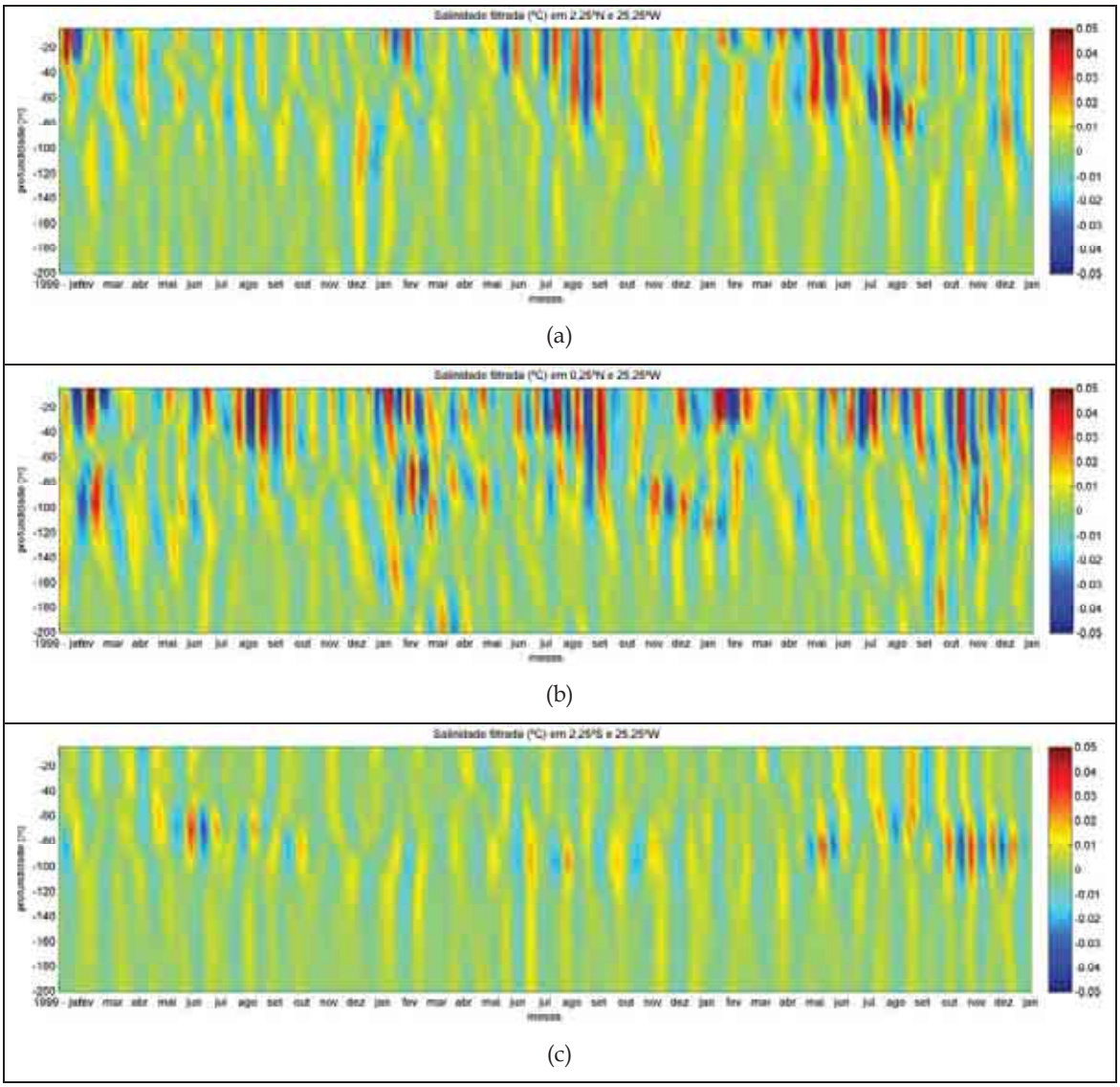


Figura 4.21: Perfis verticais ao longo do tempo dos campos filtrados de temperatura (em graus Celsius), sobre a longitude de 25,25ºW e latitude de 2,25ºN (a), 0,25ºN (b) e 2,25ºS (c), entre 1999 e 2002.

Para a salinidade (Figura 4.22), as maiores amplitudes são observadas mais frequentemente na camada mais superficial, entre a superfície e cerca de 40 a 60 metros de profundidade.



(a)

(b)

(c)

Figura 4.22: Perfis verticais ao longo do tempo dos campos filtrados de salinidade, sobre a longitude de 25,25ºW e latitude de 2,25ºN (a), 0,25ºN (b) e 2,25ºS (c), entre 1999 e 2002.

Para a componente zonal de velocidade (Figura 4.23), as maiores amplitudes estão dentro da camda de mistura, sendo que na região mais equatorial (Figura 4.23b) também se observam amplitudes intensas abaixo da termoclina.

Para a componente meridional de velocidade (Figura 4.24) as maiores amplitudes também são observadas dentro da camada de mistura. No entanto, na faixa equatorial (Figura 4.24b), o sinal das OITs parece propagar-se para o oceano profundo entre os meses de junho e julho de 1999 e entre julho e agosto de 2000. Este propagação de energia poderá ser mais bem estudada, posteriormente, estendendo a profundidade de análise.

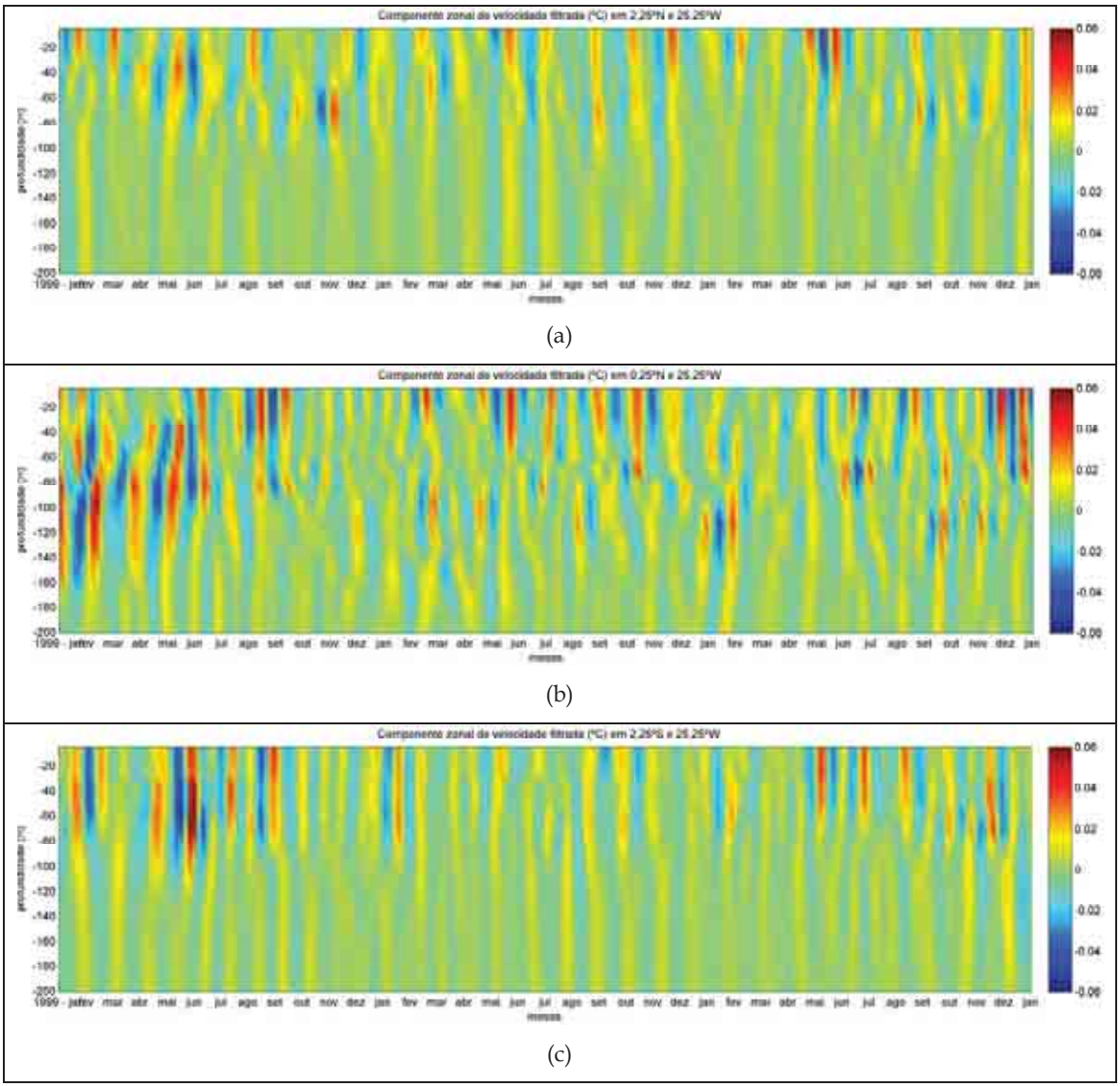


Figura 4.23: Perfis verticais ao longo do tempo dos campos filtrados da componente zonal de velocidade (m/s), sobre a longitude de 25,25ºW e latitude de 2,25ºN (a), 0,25ºN (b) e 2,25ºS (c), entre 1999 e 2002.

Como não se tem a resposta da onda de Kelvin na componente meridional de velocidade, pode-se afirmar que ao analisar esta variável tem-se somente o sinal das OITs. Portanto, esta avaliação em profundidade corrobora a sugestão de que estas ondas ocorrem o ano todo, embora mais intensas entre o inverno e a primavera (h.s.), aproximadamente.

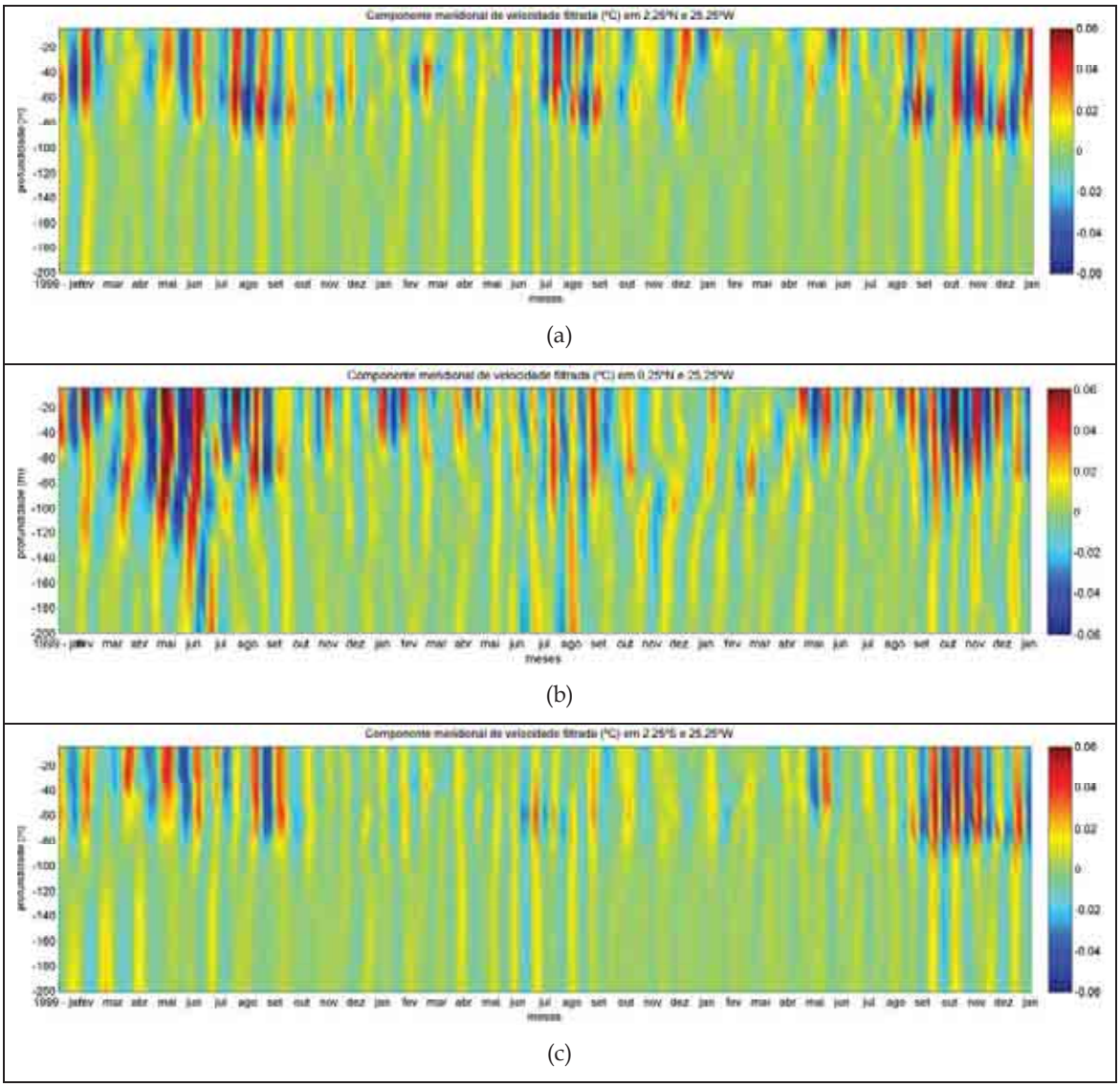


Figura 4.24: Perfis verticais ao longo do tempo dos campos filtrados da componente meridional de velocidade (m/s), sobre a longitude de 25,25ºW e latitude de 2,25ºN (a), 0,25ºN (b) e 2,25ºS (c), entre 1999 e 2002.

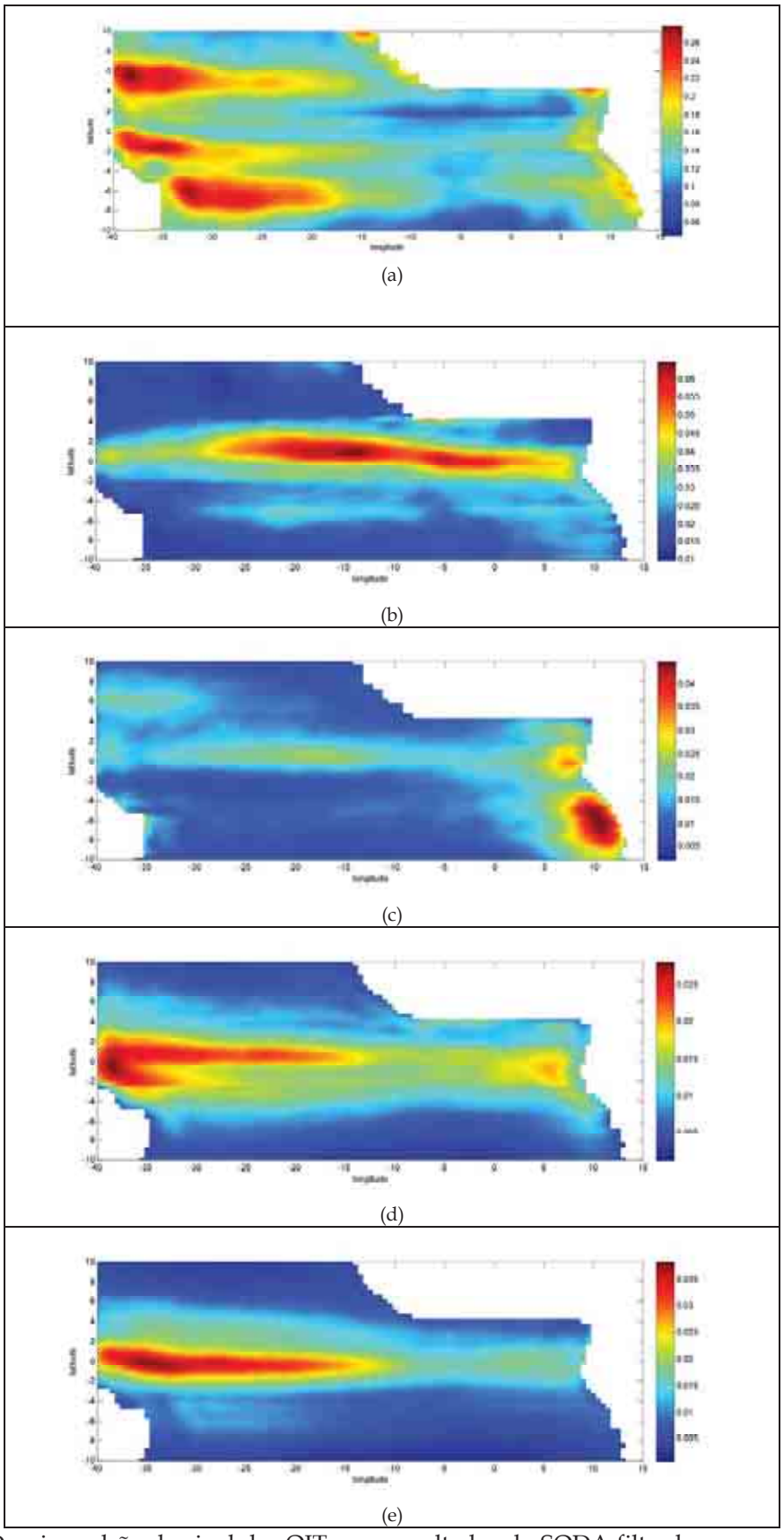
4.2.3 Análise das freqüências dominantes das OITs

4.2.3.1 Distribuição espacial de variabilidade máxima

A região de máxima variabilidade, relativa à faixa espectral das ondas de instabilidade no Atlântico, nos campos filtrados das variáveis dos resultados do SODA foi identificada com a análise do desvio padrão. Para tal, foram utilizados os campos filtrados espacialmente entre 5º e 25º de longitude e temporalmente entre 20 e 50 dias, de elevação da superfície livre, temperatura, salinidade, e componente zonal e meridional de velocidade, da primeira camada vertical do modelo (cerca de 5 metros de profundidade). Os desvios padrões foram calculados com estes campos, relativos a todo o intervalo de 51 anos.

Observando os mapas de desvio padrão na Figura 4.25, foi possível notar as diferentes respostas espectrais nas diferentes variáveis. Assim, exceto para a elevação da superfície livre, percebe-se que há uma região de maior variabilidade comum a todas as variáveis na faixa equatorial entre ~2ºS e ~2ºN, no entanto com menor extensão zonal no campo de salinidade. Estes limites foram também identificados por Athie e Marin (2008) no campo de TSM de satélite na região da latitude de 2ºN, 2ºS e sobre o equador, com um padrão bastante similar, apesar de apresentarem uma ordem de grandeza maior de variação e não terem utilizado filtro espacial.

Para a elevação da superfície livre (Figura 4.25a) o padrão é diferente. Três regiões de máxima variação são observadas. Uma ao norte do equador, centrada em aproximadamente 6ºN, com extensão entre 40ºW e 20ºW; outra ao sul, centrada em aproximadamente 6ºS e com extensão entre 35ºW e 17ºW, aproximadamente; e uma região intermediária, entre o equador e ~4ºS, centrada em 2ºS e entre as longitudes de 40ºW e ~25ºW. Estas três regiões estão bem similares às áreas de máxima flutuação de anomalia de elevação (por satélite) encontradas por von Shuckmann *et al* (2008). Esta diferença na região de máxima variação das OITs entre a temperatura e a elevação também foi observada no oceano Pacífico (Shinoda *et al*, 2009; entre outros).



(a)

(b)

(c)

(d)

(e)

Figura 4.25: Desvio padrão do sinal das OITs nos resultados do SODA filtrados para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, na primeira camada (cerca de 5 metros de profundidade). (a) elevação da superfície livre (m), (b) temperatura (ºC), (c) salinidade (d) componente zonal (m/s) e (e) meridional da velocidade (m/s). Variação para os 51 anos de simulação.

Em profundidade esta análise é realizada para a faixa latitudinal entre 2,25ºS e 2,25ºN, região de maior variabilidade das OITs em superfície.

Na temperatura, observa-se na Figura 4.26 que a profundidade de máxima flutuação relacionada à faixa espectral filtrada acompanha a região da termoclina. Ao norte do equador, a latitude com maiores desvios padrões é 1,25ºN (Figura 4.26a), e a menos intensa 0,25ºN (Figura 4.26c). Nota-se uma camada mais espessa de máxima variabilidade entre as longitudes de 40ºW a 30ºW, diminuindo gradativamente em direção leste, atingindo uma espessura mínima e mais rasa entre, aproximadamente, 5ºW e 0º de longitude. E próximo à costa africana é observada uma pequena região, a cerca de 50 metros da superfície, de magnitude semelhante à região a oeste. Ao sul do equador, este padrão zonal é similar, e da mesma forma sendo menos intenso em 0,25ºS (Figura 4.26d). No entanto, é interessante notar que nesta latitude há uma região de altos valores de desvio padrão na longitude de 40ºW, entre ~80 e 200 metros, que corresponde à região de cisalhamento das correntes (não mostrado). Ainda nesta latitude, o máximo encontrado adjacente à costa africana está ainda mais próximo do continente e é mais intenso. Este padrão é enfraquecido na latitude de 1,25ºS (Figura 4.26e), se tornando ligeiramente mais intenso em 2,25ºS (Figura 4.26f). Nesta latitude, a variabilidade desta faixa espectral se extende em profundidade entre 40ºW e 35ºW.

Estas análises permitem concluir que as OITs influenciam na profundidade termoclina, consequentemente influenciando o balanço de calor da região equatorial. E do contrário do que se espera ao observar a assinatura destas instabilidades em superfície, as maiores variações não se encontram em superfície.

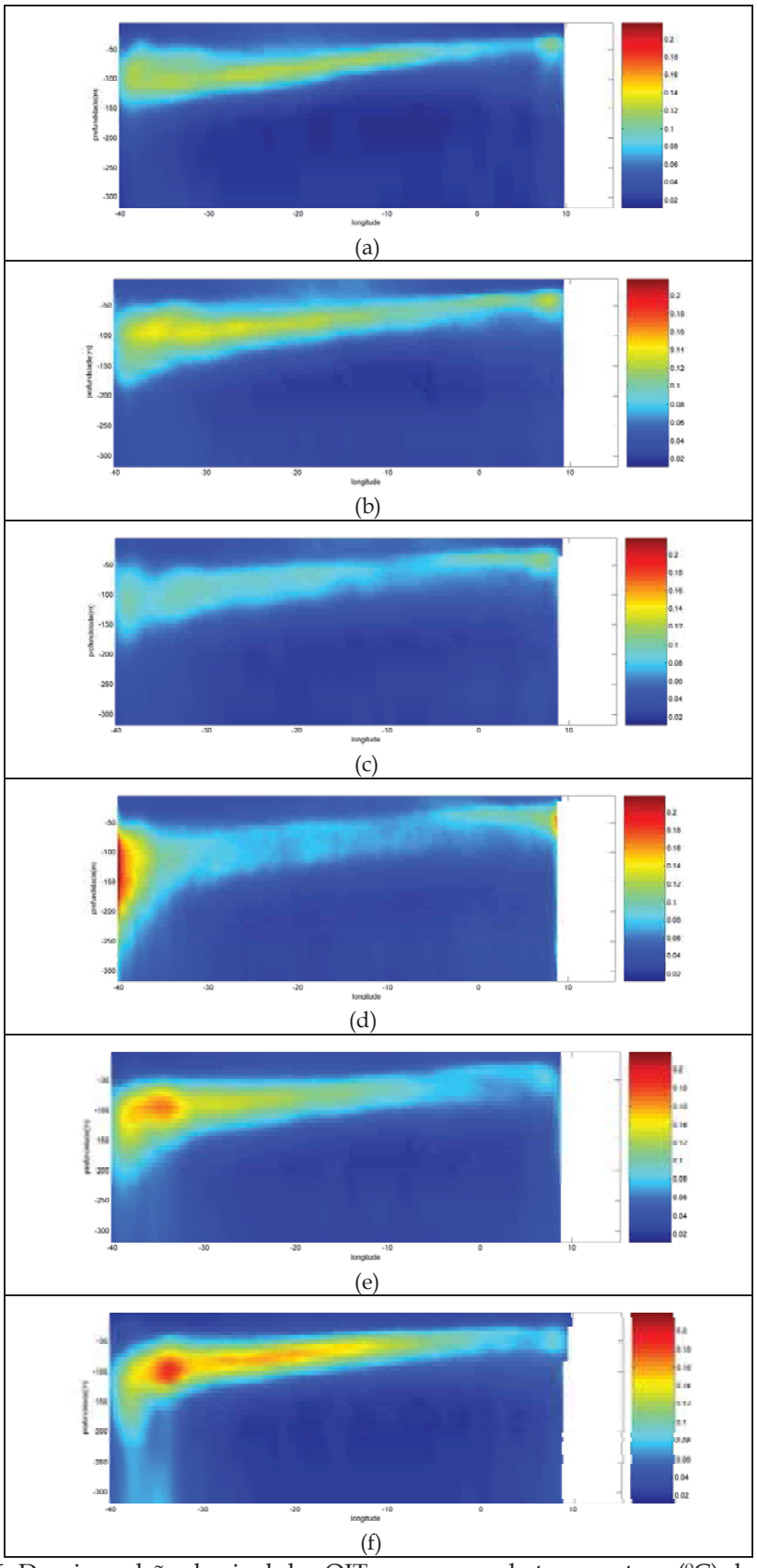


Figura 4.26: Desvio padrão do sinal das OITs no campo de temperatura (ºC) do SODA, filtrado para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, entre a superfície e 330 metros, ao longo das latitudes de 2,25ºN (a), 1,25ºN (b), 0,25ºN (c), 0,25ºS (d), 1,25ºS (e) e 2,25ºS (f).

Para a salinidade, observa-se na Figura 4.27 que as maiores variações estão entre a termoclina e a superfície. Além disso, os valores mais altos encontram-se na parte mais superficial do oceano, diferentemente da temperatura, provavelmente relacionado diretamente com a intensa evaporação tropical. As regiões de máximo em superfície no leste, e em profundidade no oeste são similares às observadas para a temperatura. No entanto, a região mais próxima ao equador (Figura 4.27c e d) é a que possui maior variabilidade, diminuindo em direção oposta.

Analisando os desvios padrões para a componente zonal de corrente foi observado que o padrão se assemelha bastante ao da componente meridional de corrente descrito a seguir, e foram percebidos valores altos na região a oeste, em toda a camada de mistura, se extendendo em profundidade nas latitudes de 1,25ºS e 2,25ºS (não mostrado).

Para a componente meridional de corrente, o padrão de máxima variabilidade é bastante similar para a toda a região equatorial entre 1,25ºS e 1,25ºN (Figura 4.28), com os maiores desvios padrão entre a superfície e 100 metros de profundidade, e entre 40ºW e ~10ºW, se tornando mais raso na direção leste. Nas duas latitudes mais afastadas do equador, 2,25ºS e 2,25ºN (Figura 4.28a e e), o padrão é semelhante, porém com valores mais baixos.

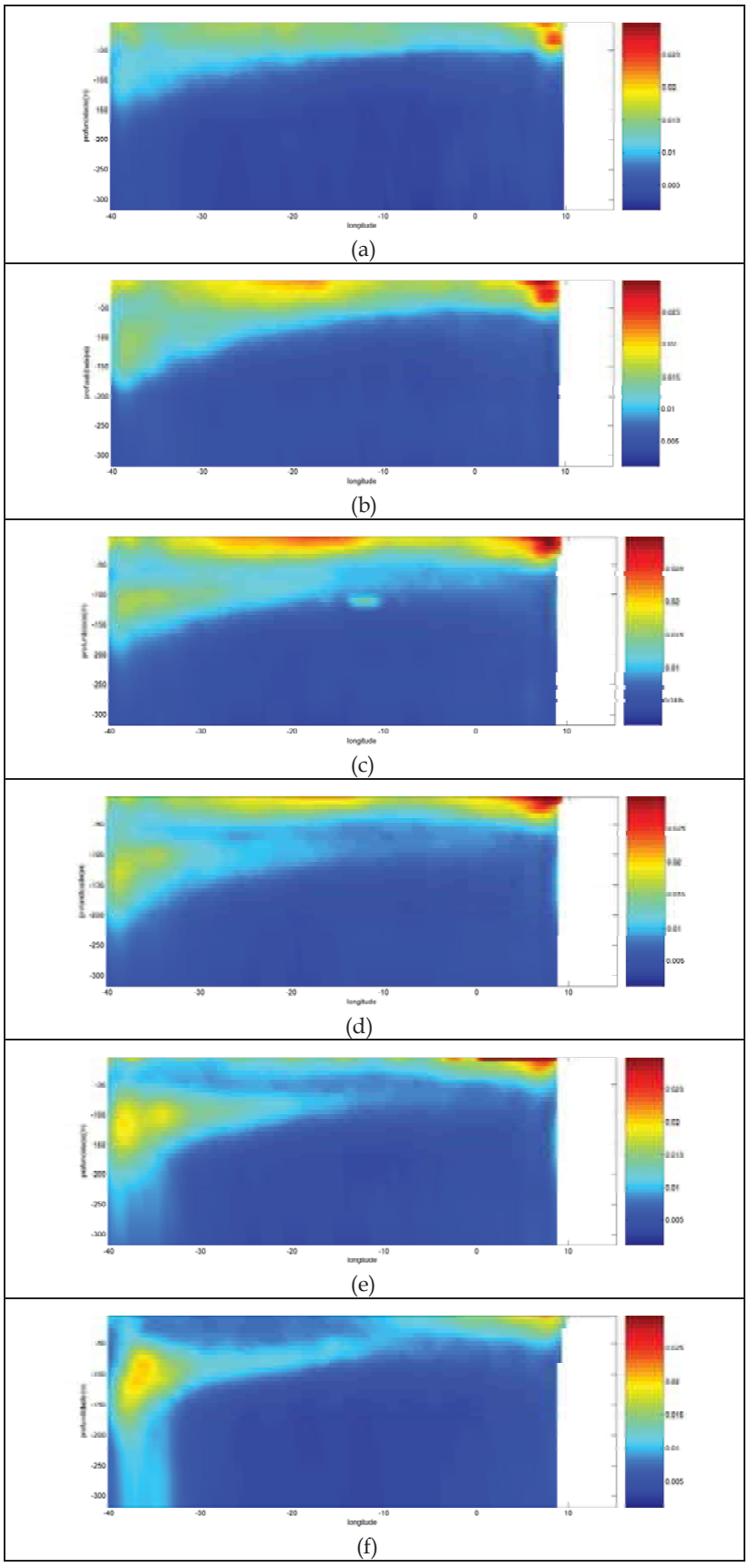


Figura 4.27: Desvio padrão do sinal das OITs no campo de salinidade do SODA, filtrado para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, entre a superfície e 330 metros, ao longo das latitudes de 2,25ºN (a), 1,25ºN (b), 0,25ºN (c), 0,25ºS (d), 1,25ºS (e) e 2,25ºS (f).

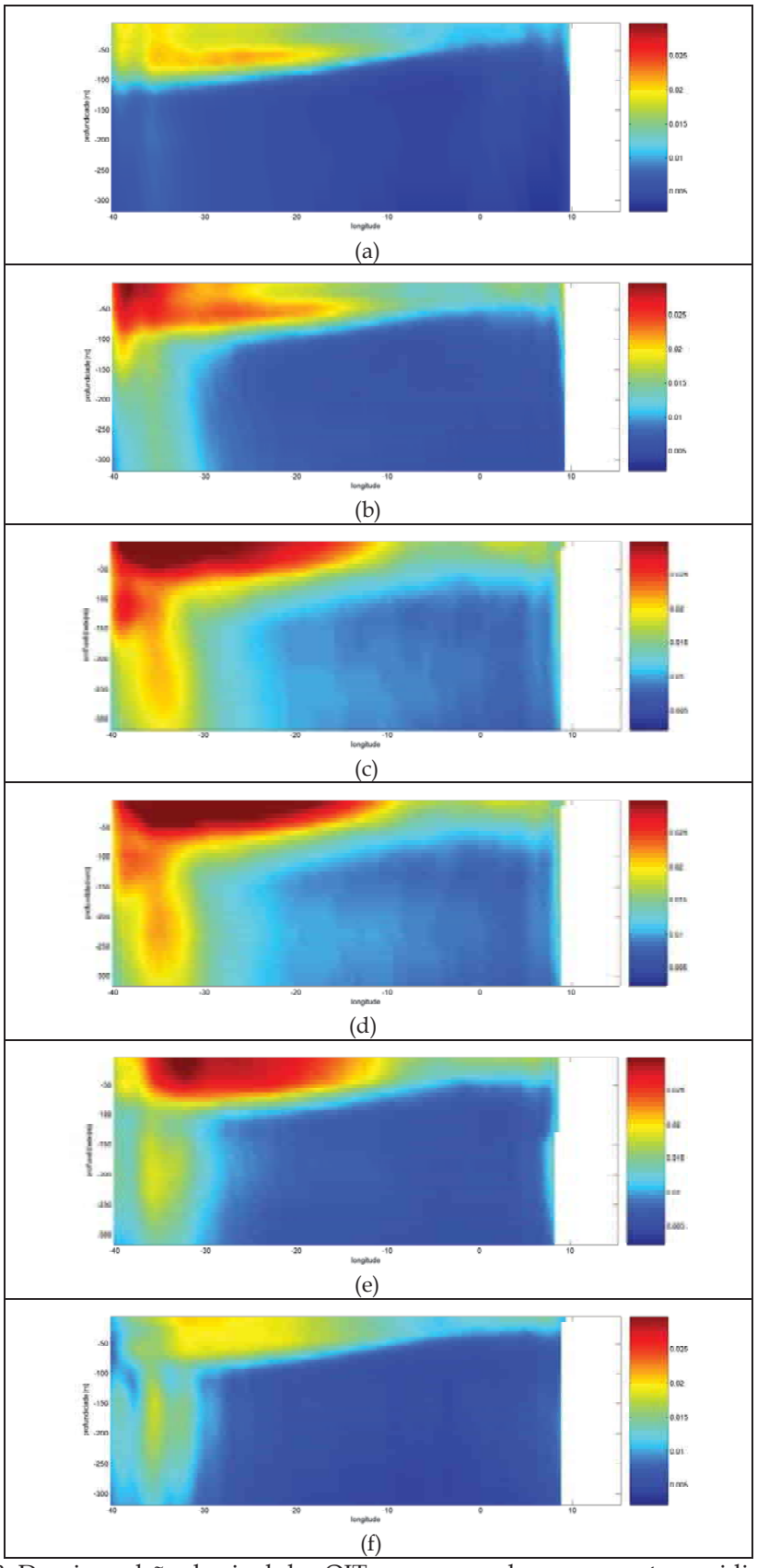


Figura 4.28: Desvio padrão do sinal das OITs no campo da componente meridional de corrente (m/s) do SODA, filtrado para o período entre 20 a 50 dias, e 5º e 25º de longitude, entre a superfície e 330 metros, ao longo das latitudes de 2,25ºN (a), 1,25ºN (b), 0,25ºN (c), 0,25ºS (d), 1,25ºS (e) e 2,25ºS (f).

4.2.3.2 Identificação da freqüência temporal dominante

A partir do espectro de Fourier estimado para cada variável foi possível observar as freqüências temporais com maior energia espectral das ondas de instabilidade tropical. Foram calculados 51 espectros médios anuais de freqüência temporal, e a partir deles foram obtidos os períodos correspondentes às maiores energias espectrais de cada ano, os quais foram utilizados para estimar o valor médio dos 51 anos. Considera-se que estes períodos médios sejam representativos da freqüência temporal mais energética das OITs no Atlântico, sendo chamadas daqui em diante de freqüências dominantes. Na Figura 4.29 estão ilustrados os mapas de período dominante nas cinco variáveis analisadas.

No campo de elevação da superfície livre (Figura 4.29a) observa-se uma maior variação de períodos na região ao sul de ~2ºN e a oeste de ~25ºW, com períodos variando entre 27 e 50 dias. Entre 20ºW e 10ºW, o período médio varia entre 33 e 50 dias, e a leste de 10ºW a dominância espacial é de períodos de 50 dias. É interessante notar que as três regiões de máxima variação relacionadas ao campo filtrado (Figura 4.25a) correspondem aos períodos de 50 dias ao norte do equador, entre 27 e 42 dias na faixa equatorial e ~33 dias ao sul do equador.

No mapa de período dominante na temperatura (Figura 4.29b) identifca-se uma extensão zonal e meridional menor de variação do que na elevação. Pode-se considerar que a região entre 25ºW e 10ºW, e entre ~3ºS e 3ºN, apresenta períodos variando entre 23 e 50 dias, enquanto que a oeste desta região a variação está entre 33 e 50 dias.

O campo de salinidade (Figura 4.29c) é o que apresenta menor variação, entre 30 e 50 dias na faixa equatorial a oeste de 10ºW.

O período dominante na componente zonal de corrente (Figura 4.29d) apresentou duas regiões distintas principais. A primeira entre ~40ºW e 17ºW, ao norte do equador, e a segunda entre ~40ºW e 30ºW e entre ~5ºS e o equador, ambas com períodos entre 25 e 50 dias.

O mapa com maior variação espacial do período dominante foi o da componente meridional de velocidade (Figura 4.29e). Uma característica comum aos cinco mapas é a predominância do período de 50 dias, com alguns locais com 42 dias na maior parte da porção leste. Porém, como se concluiu no Capítulo 4.2.1 que a

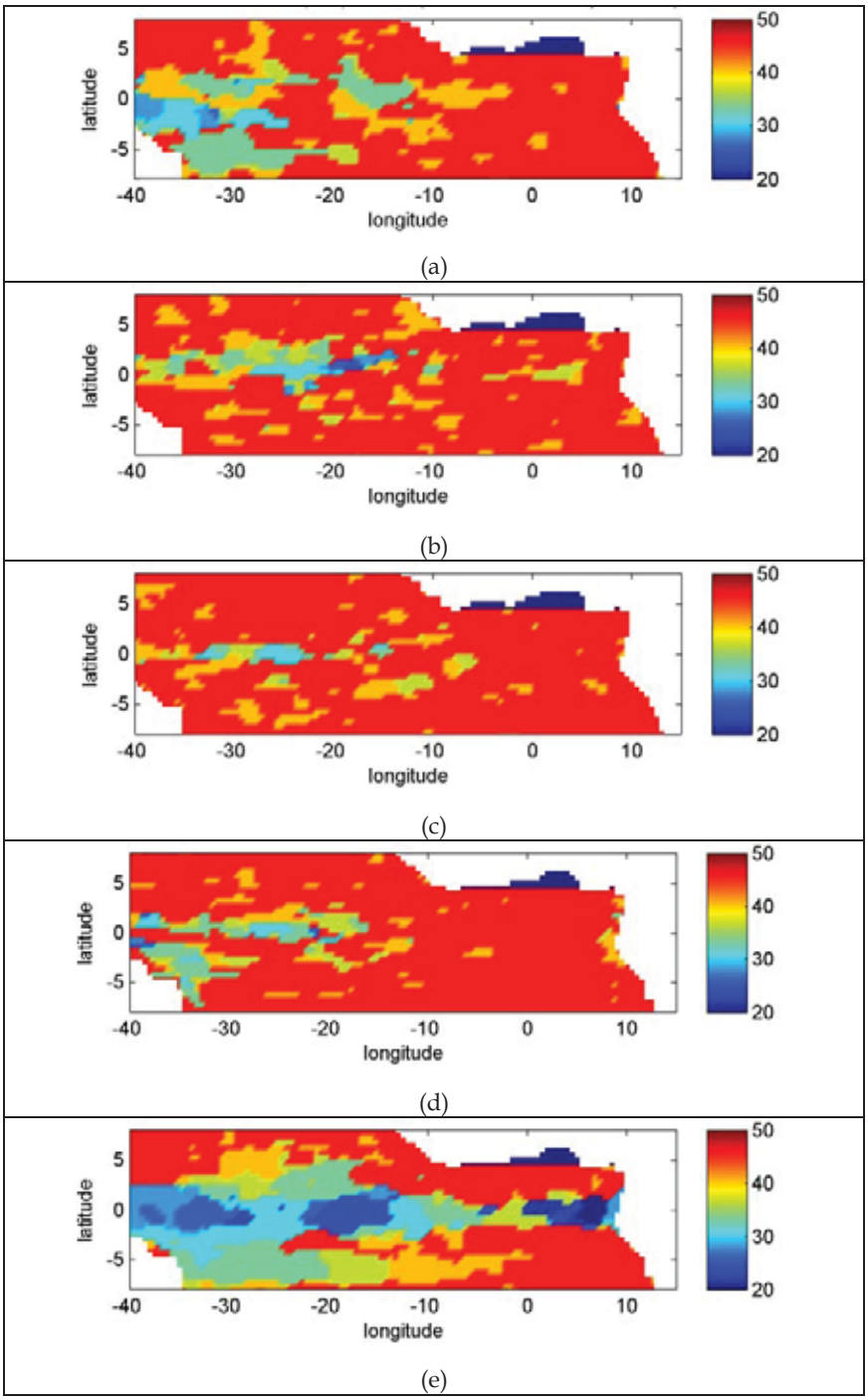


Figura 4.29: Períodos dominantes (em dias) nos sinais de elevação da superfície livre (a), temperatura (b), salinidade (c) e componente zonal (d) e meridional (e) de corrente, filtrados entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias.

maior uniformidade do sinal das OITs (uma vez que há ondas de Kelvin nos resultados filtrados) na componente meridional de corrente, considera-se que há duas regiões de maior energia das OITs em cada variável. A região principal é a área compreendida entre 3ºN e 7ºS, a oeste de 10ºW. A segunda é a porção leste, entre 2ºS e 2ºN a leste de 10ºW, com períodos variando em todo o espectro filtrado para ambas as regiões.

Para complementar a análise da variação da freqüência temporal da faixa espectral filtrada, os espectros anuais médios foram avaliados por variável e por faixa latitudinal.

Na Figura 4.30 observam-se os espectros médios da elevação da superfície livre, referentes à região de máxima variação ao norte do equador. Nota-se que nas duas latitudes mais ao norte (Figura 4.30a e b), a dominância espectral não muda muito (com períodos mais energéticos acima de 27 dias). Em direção ao equador, a energia espectral de períodos maiores na porção leste dminui. Os valores mais altos de energia espectral na porção oeste entre as latitudes de 5ºN e 4ºN podem estar relacionados com variações na CCNE.

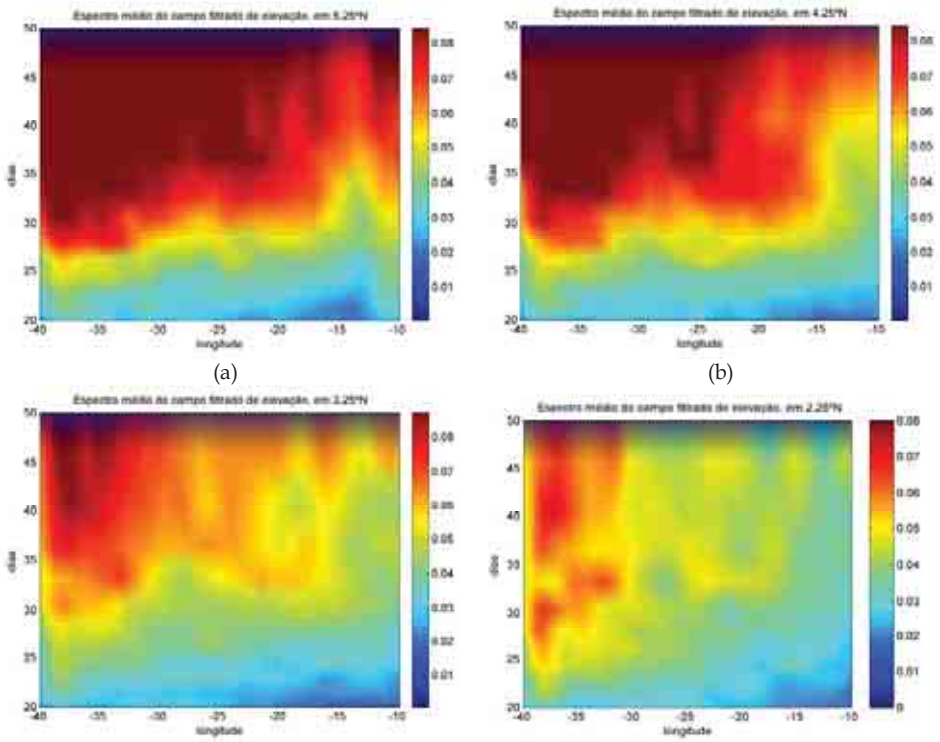


Figura 4.30: Espectro anual médio do campo de elevação da superfície livre, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, em 5,25ºN (a), 4,25ºN (b), 3,25ºN (c), 2,25ºN (d).

Na segunda região de máxima variação analisada no campo de elevação (Figura 4.31), observa-se a energia espectral aumenta na direção sul, a oeste de 10ºW, porém, sem variações significativas no período. A região a leste de ~5ºE não apresenta variações.

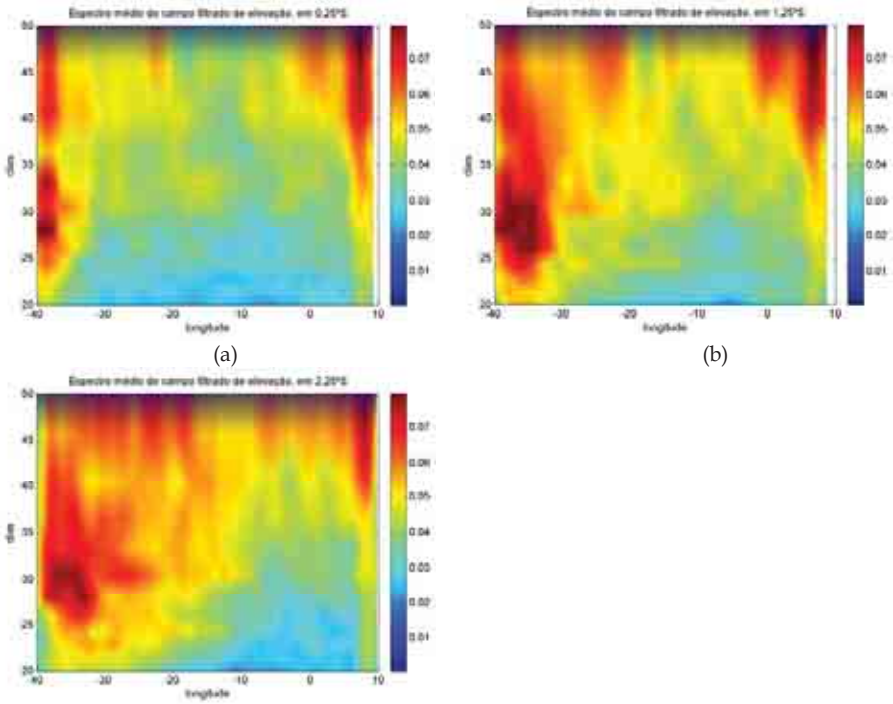


Figura 4.31: Espectro anual médio do campo de elevação da superfície livre, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, em 0,25ºS (a), 1,25ºS (b) e 2,25ºS (c).

Na última região do campo de elevação analisada, ao sul de 3ºS (Figura 4.32), o mais interessante de se observar é a intensificação de energia espectral na latitude de 5,25ºS.

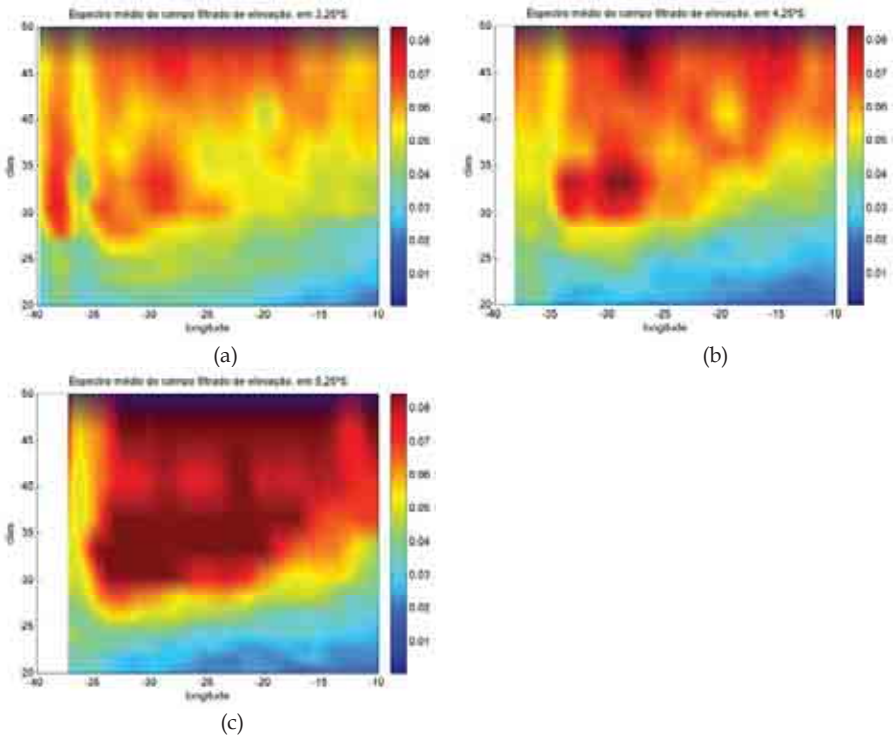


Figura 4.32: Espectro anual médio do campo de elevação da superfície livre, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, em 3,25ºS (a), 4,25ºS (b) e 5,25ºS (c).

Ao analisar a distribuição de energia espectral do espectro médio anual no campo filtrado de temperatura (Figura 4.33) observa-se que as maiores energias estão concentradas na porção central da bacia nas latitudes mais ao norte (Figuras 4.33a e b). Na faixa equatorial (Figuras 4.33c e d), as maiores energias estão deslocadas para leste, e ao sul de 0,25ºS, elas concentram-se a leste de 10ºW (Figuras 4.33e e f).

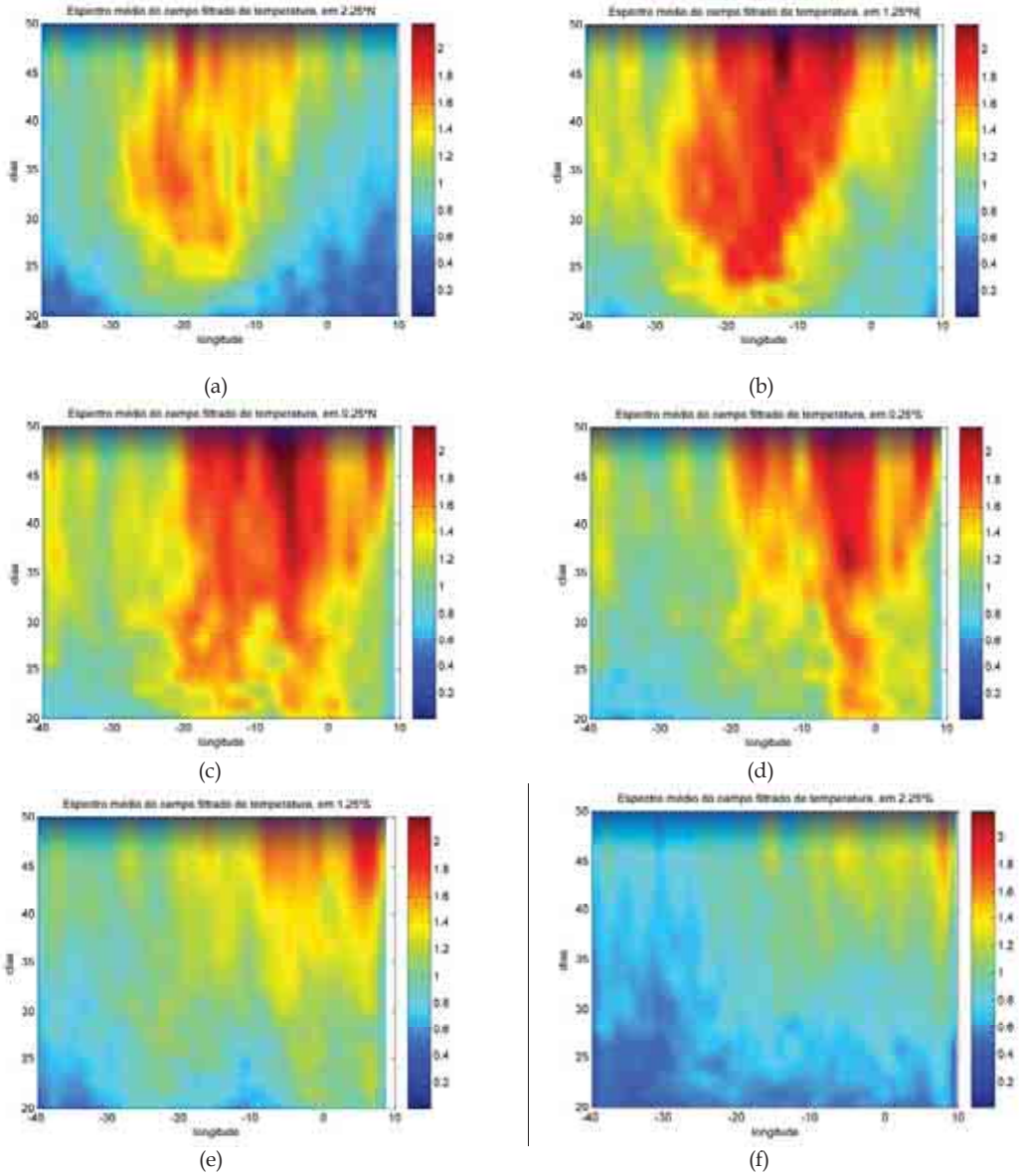


Figura 4.33: Espectro anual médio do campo de temperatura, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, em 2,25ºN (a), 1,25ºN (b), 0,25ºN (c), 0,25ºS (d) 1,25ºS (e) e 2,25ºS (f).

Os espectros médios anuais para salinidade não apresentaram grandes variações latitudinais e por isso não são mostrados. As maiores energias concentram-se na porção a leste de 5ºE com períodos entre 40 e 50 dias.

Na componente zonal de corrente, os espectros médios anuais possuem, de maneira geral, as maiores energias nas duas extremidades oeste e leste (exceto para as latitudes ao norte de 1,25ºN), com dominância de períodos entre 25 e ~40 dias no oeste e períodos acima de 40 dias no leste (Figura 4.34).

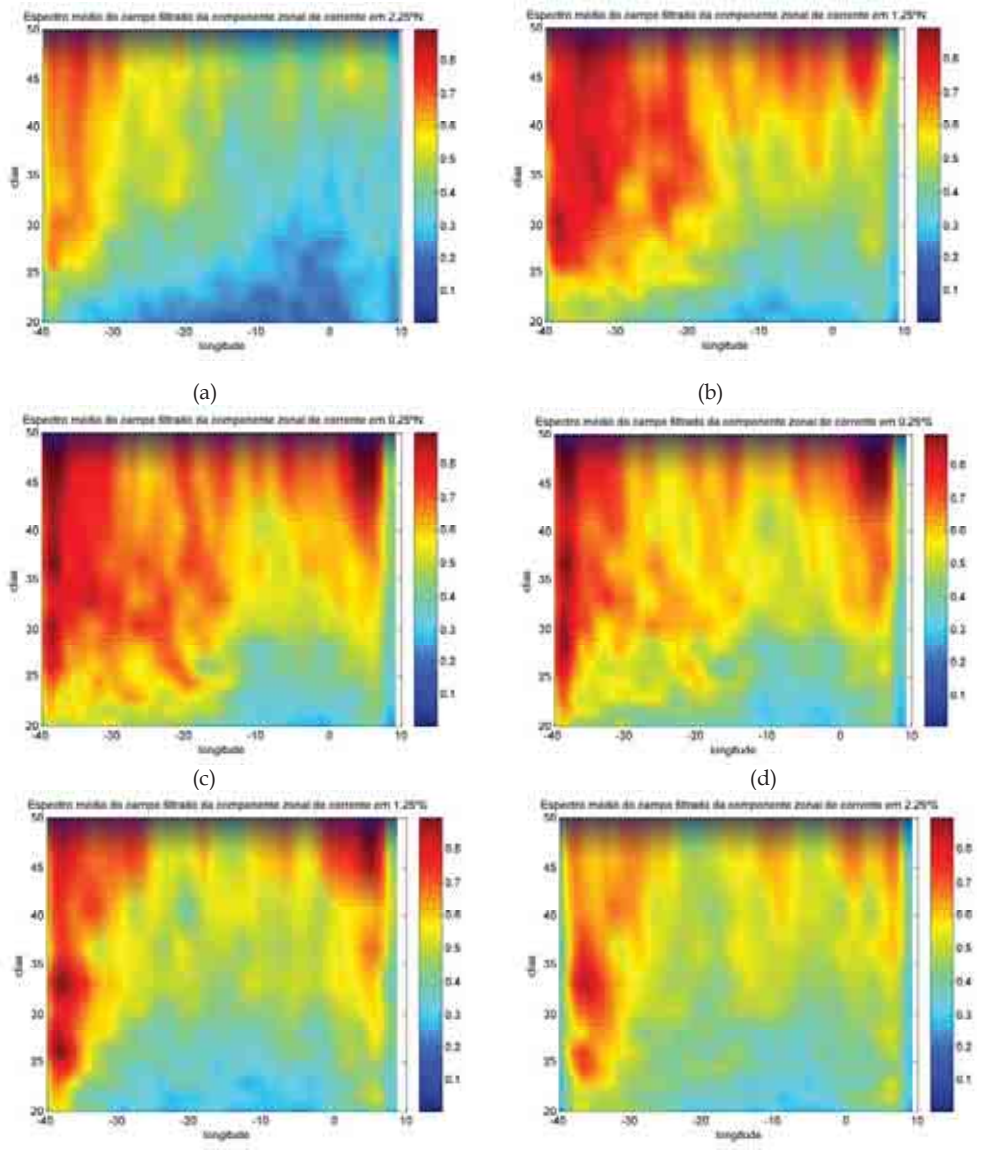


Figura 4.34: Espectro anual médio do campo da componente zonal de corrente, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, em 2,25ºN (a), 1,25ºN (b), 0,25ºN (c), 0,25ºS (d) 1,25ºS (e) e 2,25ºS (f).

E por fim, na componente meridional de velocidade (Figura 4.35) as maiores energias espectrais estão confinadas entre as latitudes de 0,25ºN e 1,25ºS, e a oeste de 10ºW, região onde foram observados os maiores desvios padrões.

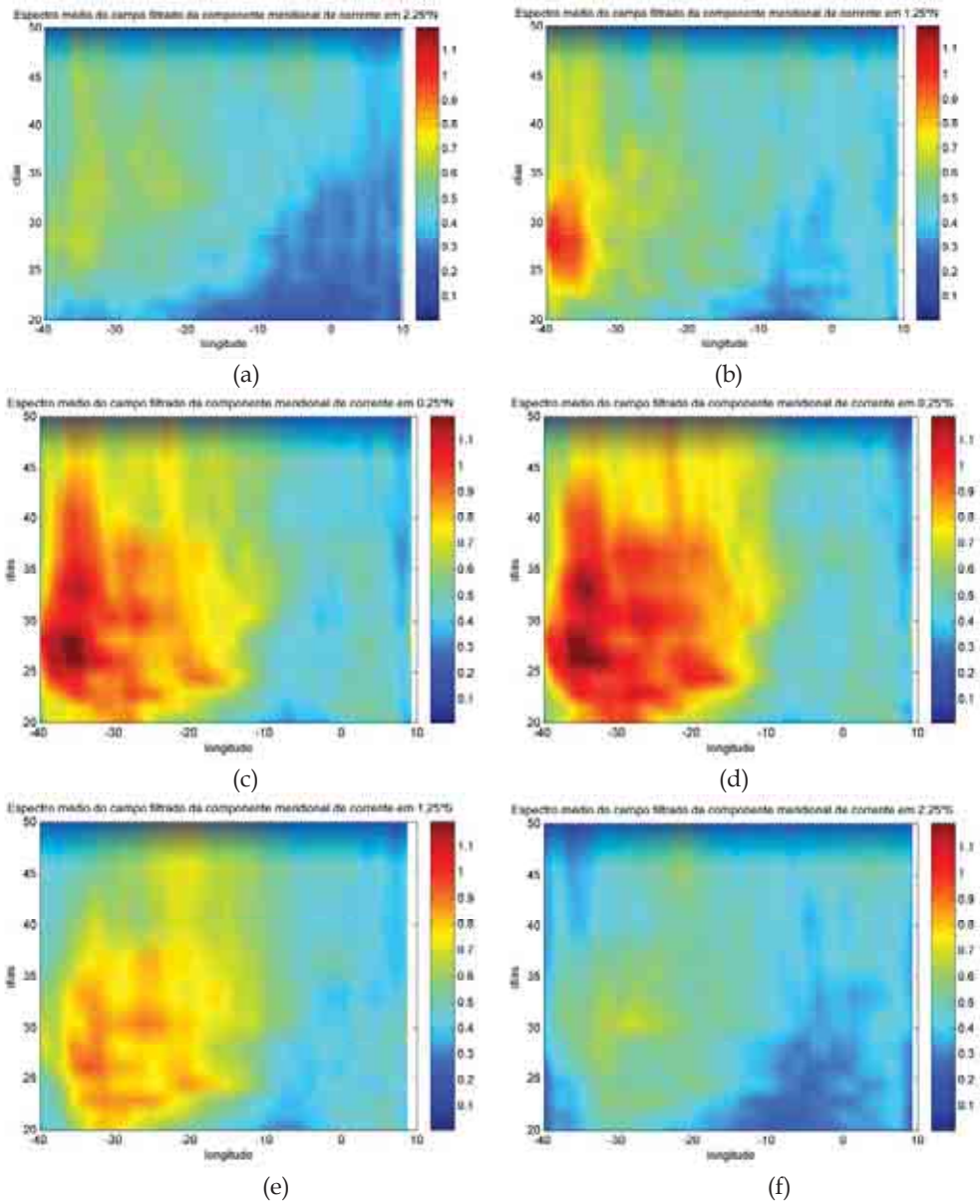
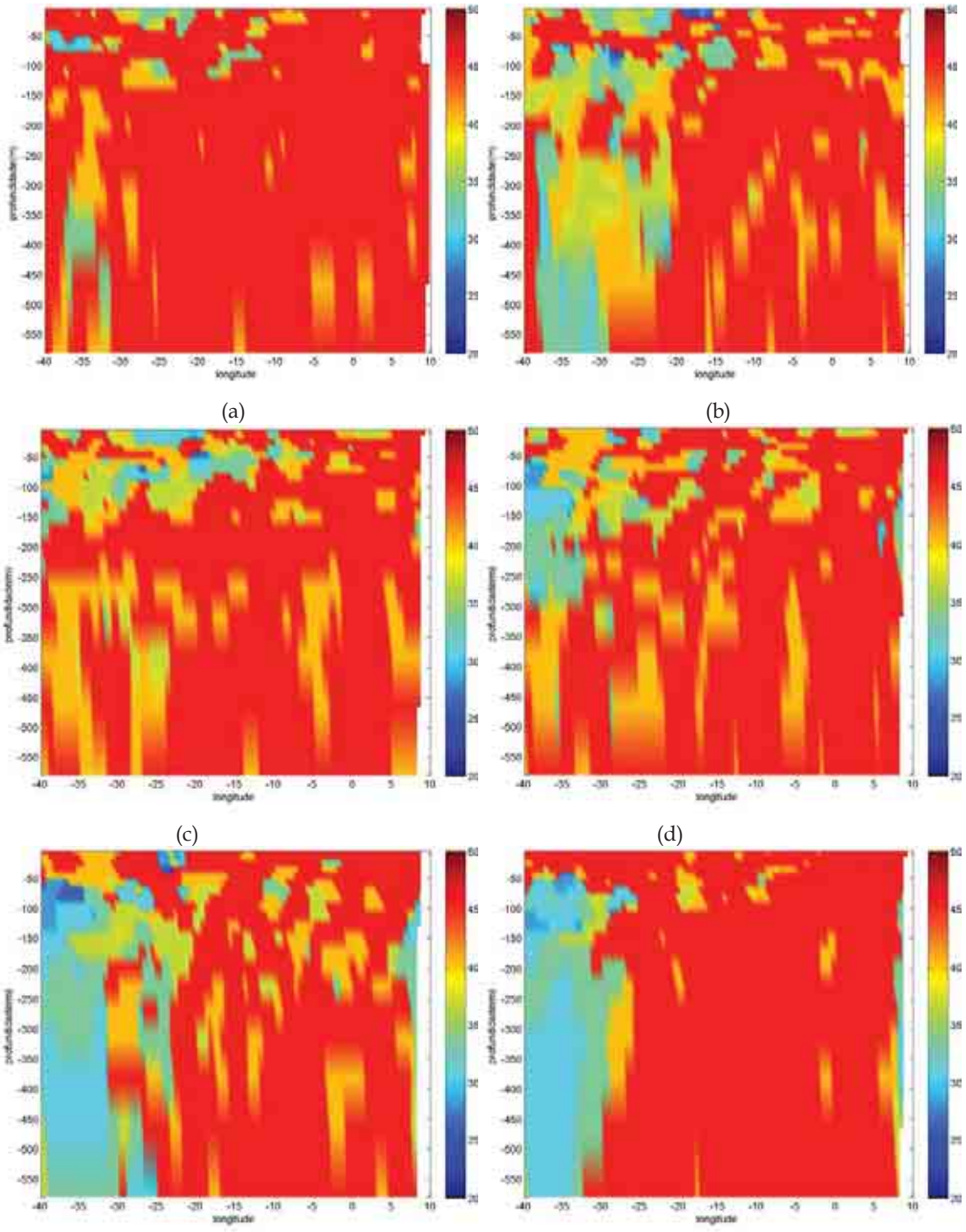


Figura 4.35: Espectro anual médio do campo da componente meridional de corrente, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, em 2,25ºN (a), 1,25ºN (b), 0,25ºN (c), 0,25ºS (d) 1,25ºS (e) e 2,25ºS (f).

A análise da freqüência temporal dominante prossegue em profundidade. Na Figura 4.34 estão ilustradas as seções verticais ao longo das latitudes entre 2,25ºS e 2,25ºN. Novamente destaca-se que a maior variabilidade de períodos está dentro da camada de mistura entre as latitudes de 1,25ºS e 1,25ºN. Nas latitudes mais afastadas do equador (2,25ºS e 2,25ºN) a variabilidade dentro da camada de mistura é menor, predominando períodos mais longos entre 40 e 50 dias. Abaixo da termoclina nas duas latitudes mais ao sul, a oeste de 25ºW há a predominância de períodos entre 30 e 35 dias.



(a) (b)

(c) (d)

(e) (f)

Figura 4.36: Períodos dominantes (em dias) no sinal de temperatura filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, nas seções verticais ao longo da latitude de 2,2,5ºN (a), 1,25ºN (b), 0,25ºN (c), 0,25ºS (d), 1,25ºS (e) e 2,25ºS (f).

Para o campo de salinidade (Figura 4.37) o padrão é bastante similar ao descrito para temperatura.

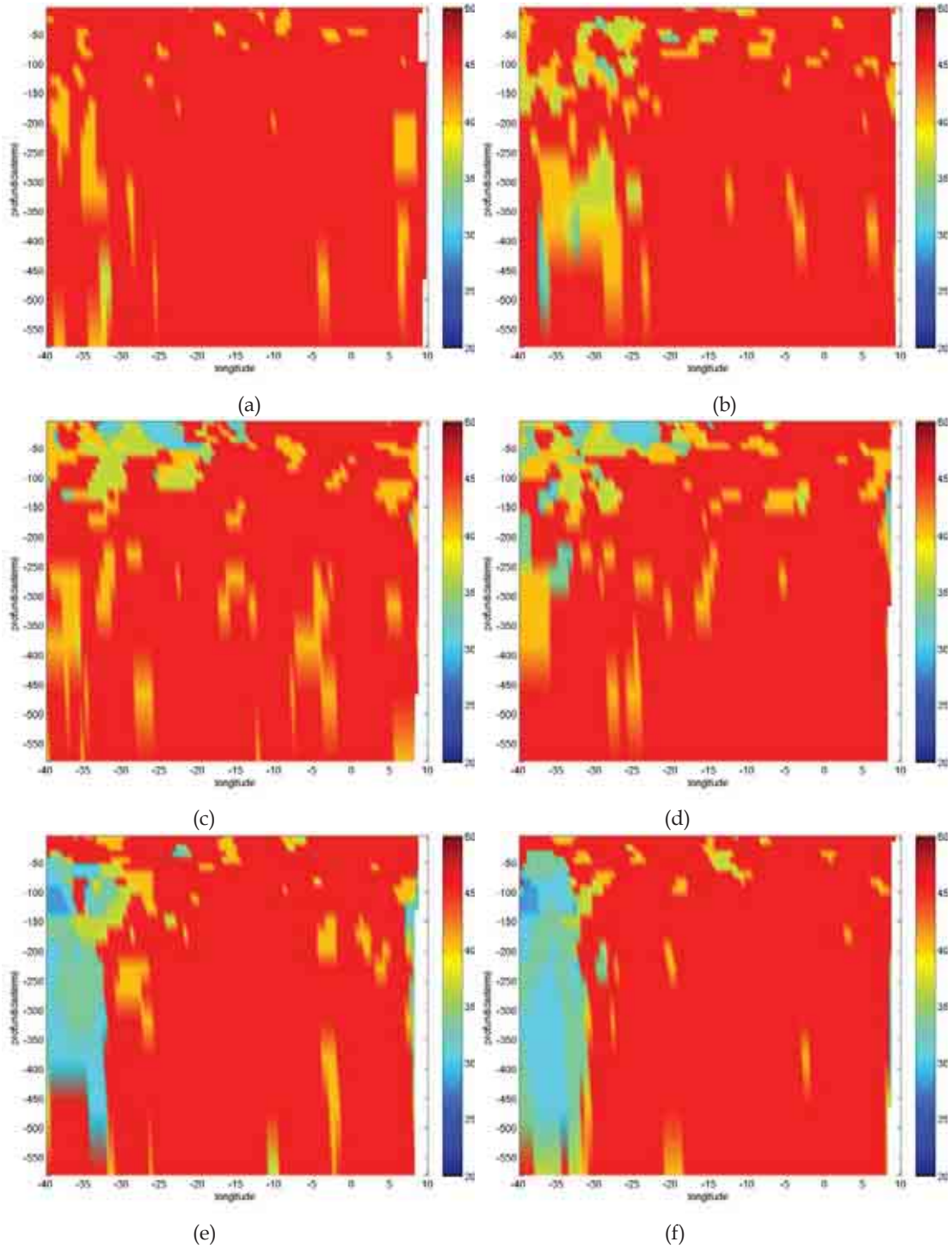
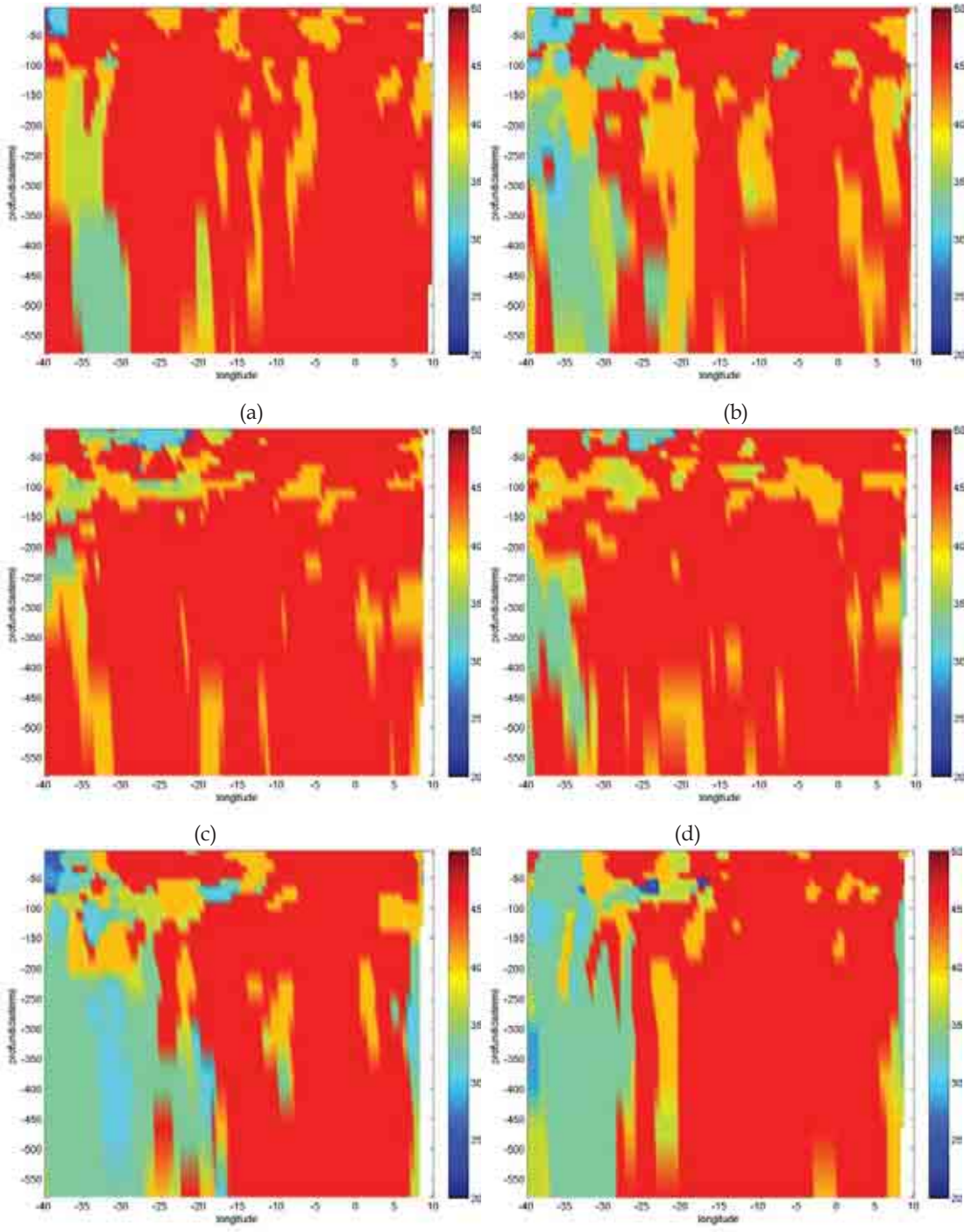


Figura 4.37: Períodos dominantes (em dias) no sinal de salinidade filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, nas seções verticais ao longo da latitude de 2,2,5ºN (a), 1,25ºN (b), 0,25ºN (c), 0,25ºS (d), 1,25ºS (e) e 2,25ºS (f).

Na componente zonal de velocidade (Figura 4.38) é marcante a maior variabilidade do período dominante a oeste de 15ºW do que a leste. A leste, em toda a

extensão zonal analisada, a predominância é de períodos entre 40 e 50 dias, tanto em superfície quanto em profundidade. A oeste de 15ºW, ao norte de 0,25ºS, existe uma faixa superficial (acima de ~50 metros) com períodos variando entre 25 e 50 dias. Ao sul desta latitude, a predominância do período de cerca de 35 dias é observada desde a superfície até 550 metros de profundidade.



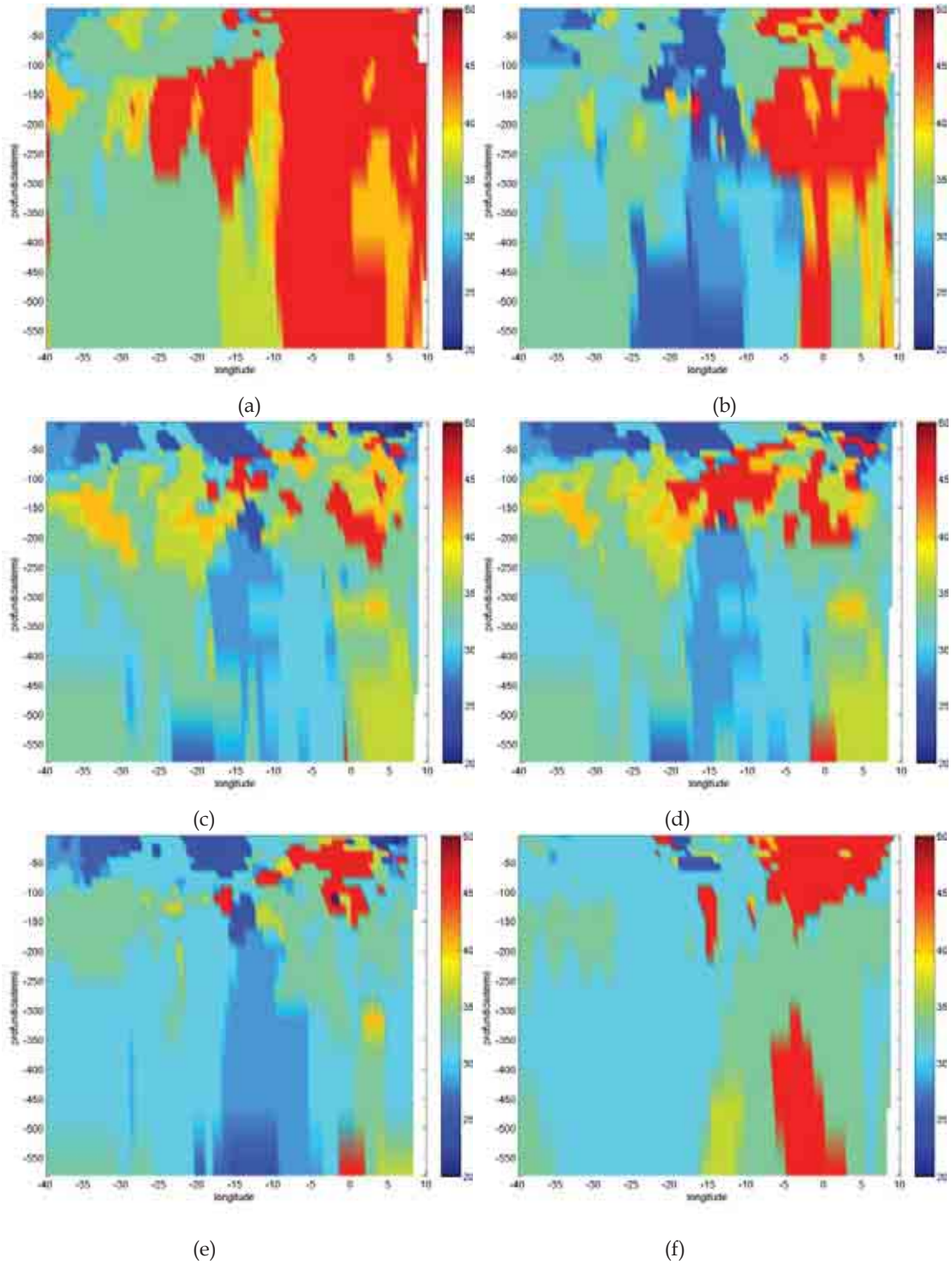
(a) (b)

(c) (d)

(e) (f)

Figura 4.38: Períodos dominante (em dias) no sinal da componente zonal de corrente, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, nas seções verticais ao longo da latitude de 2,2,5ºN (a), 1,25ºN (b), 0,25ºN (c), 0,25ºS (d), 1,25ºS (e) e 2,25ºS (f).

Na componente meridional de velocidade (Figura 4.39), a distinção de variação do período dominante entre as regiões a leste e a oeste de ~10ºW ocorre nas latitude mais afastadas do equador (2,2,5ºS e 2,25ºN), com períodos mais longos a leste e predominância de períodos mais curtos a oeste.



(a) (b) (c) (d) (e) (f)

Figura 4.39: Período dominante (em dias) no sinal da componente zonal de corrente, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, nas seções verticais ao longo da latitude de 2,2,5ºN (a), 1,25ºN (b), 0,25ºN (c), 0,25ºS (d), 1,25ºS (e) e 2,25ºS (f).

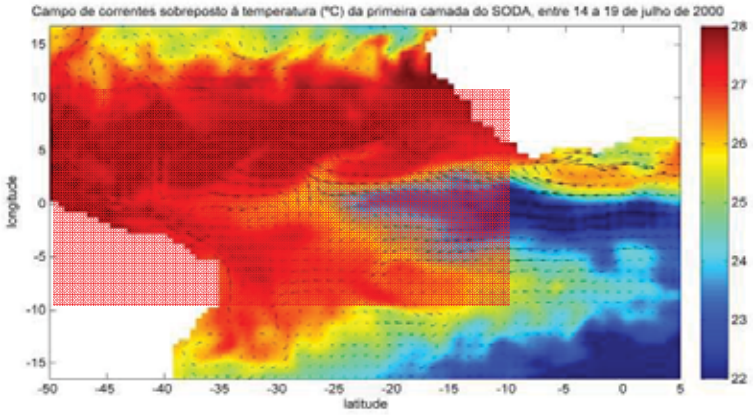
Entre a superfície e cerca de 200 metros é observada uma grande variação do período dominante, entre 1,25ºS e 1,25ºN. Abaixo desta profundidade, o período dominante é mais uniforme, entre 25 e 35 dias.

4.2.3.3 Identificação do comprimento de onda dominante

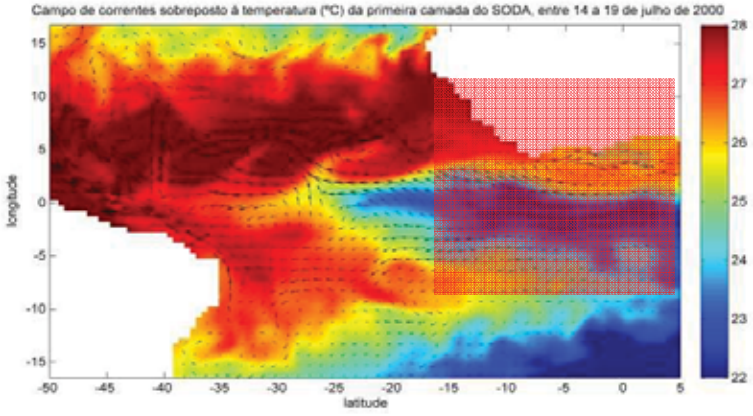
Nos mesmos campos filtrados que foram usados para identificar o período dominantes das OITs no SODA foram observados também o comprimento de onda dominante em cada latitude. De maneira similar ao cálculo do período dominante, o comprimento de onda dominante foi obtido da seguinte maneira: foram calculados espectros de freqüência espacial ao longo de cada latitude, em cada intervalo de tempo. Desta maneira, foram obtidos 3725 espectros. De cada espectro foi extraída a freqüência espacial (transformada em comprimento de onda) de máxima energia. Com 3725 valores de comprimento de onda para cada latitude, foram então calculados os comprimentos de onda médios por latitude, chamados de comprimentos de onda dominantes.

Uma vez que nas análises apresentadas houve uma clara distinção espectral entre as porções oeste e leste da região equatorial, a identificação do comprimento de onda dominante foi realizada seguindo esta divisão. Assim, foram estimados os comprimentos de onda dominante para a porção oeste entre 40,25ºW e 10,25ºW, e para a porção leste, entre as longitudes de 15,25ºW a 10,25ºE (Figura 4.40).

Uma característica marcante da região a oeste é um comprimento de onda máximo na faixa equatorial entre ~2ºS e 2ºN (Figura 4.41), comum em todas as variáveis, porém, com comprimentos de onda dominantes distintos. Na elevação da superfície livre é observado o máximo comprimento de onda desta faixa equatorial, com cerca de 23º (~ 2.553 km). O segundo maior comprimento de onda dominante é enconrado no sinal da componente zonal de velocidade, com aproximadamente 21º (~ 2.331 km), seguido da temperatura (20º, cerca de 2.220 km), salinidade (14º, cerca de 1.554 km) e componente meridional de velocidade (12º, aproximadamente 1.332 km). No restante da faixa latitudinal analisada, o comprimento de onda dominante varia entre 10º (~1.110 km) e 15º (~ 1.665 km) de longitude.



(a)



(b)

Figura 4.40: Divisão das áreas divididas para a análise do comprimento de onda dominante, ilustradas sobre o campo de temperatura e corrente na camada superficial do SODA, a oeste de 10,25ºW (a) e a leste de 15,25ºW (b).

A leste de 15.25ºW, os comprimentos de onda dominantes (Figura 4.42) observados são significativamente menores do que os encontrados a oeste de 10.25ºW, e até mesmo inexistente para esta faixa espectral (entre 5 e 25 graus de longitude) para o campo de salinidade (não mostrado). O sinal mais intenso verificado para os campos de elevação da superfície (Figura 4.42a) e componente zonal de corrente (Figura 4.42c) (cerca de 12,5º, ou aproximadamente 1.388 km) sugerem que o fenômeno com máxima energia nesta região seja uma onda de Kelvin. No entanto, não é possível descartar a possibilidade de existam OITs nesta área do oceano Atlântico equatorial. Esta análise apenas indica que elas não são o fenômeno com maior energia na faixa espectral mantida pelo filtro.

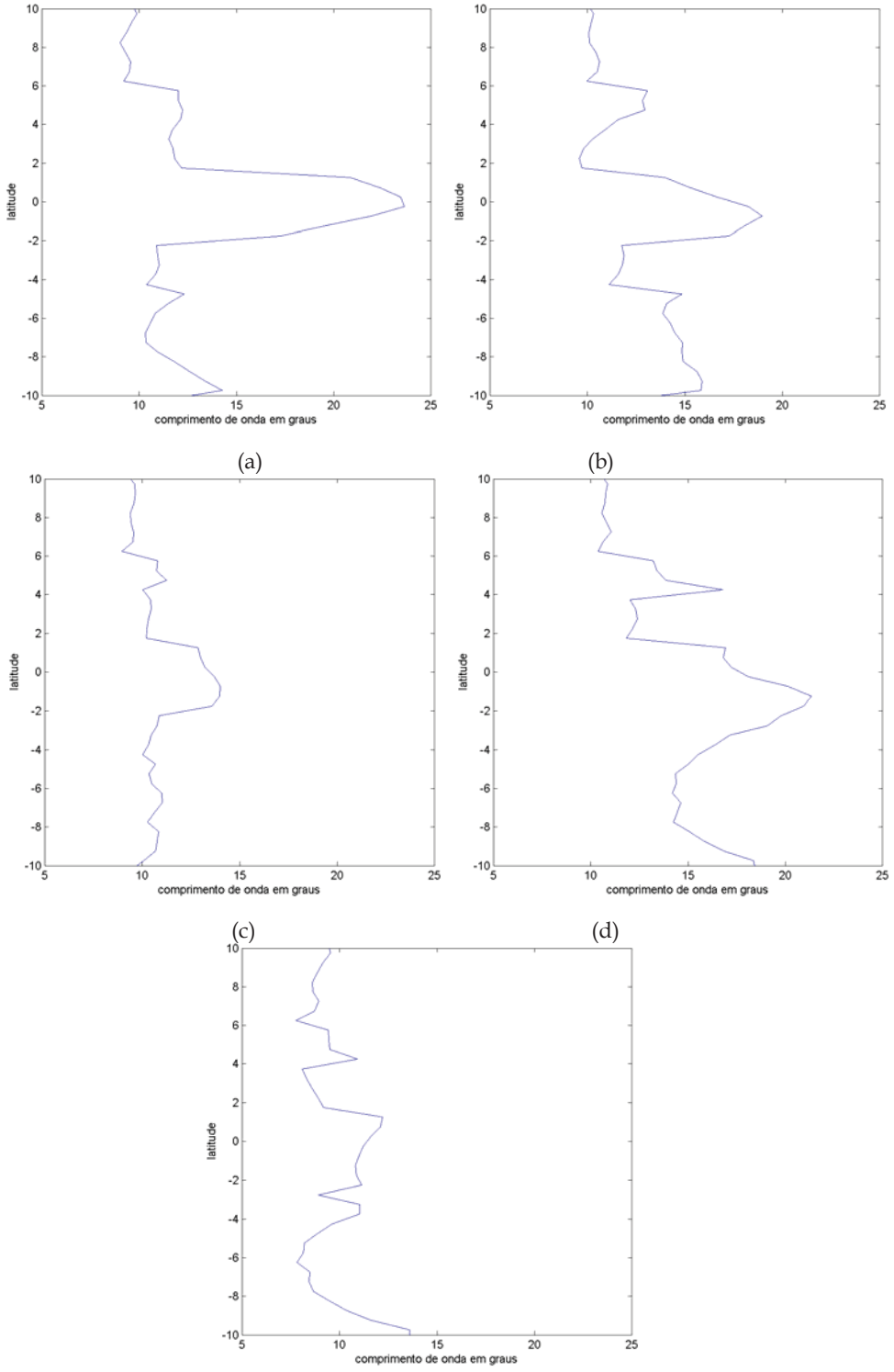


Figura 4.41: Comprimento de onda dominante (em graus) na região entre 40,25ºW e 10,25ºW, na camada superficial, nos sinais de elevação da superfície livre (a), temperatura (b), salinidade (c) e componente zonal (d) e meridional (e) de corrente, filtrados entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias.

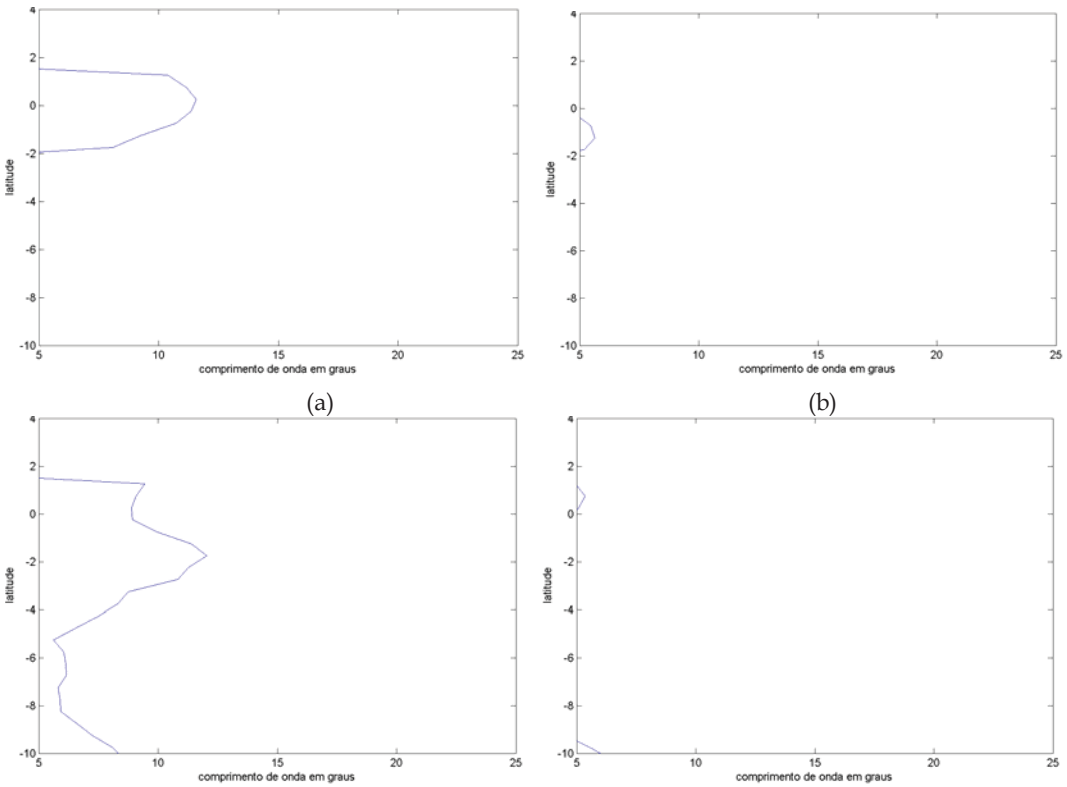


Figura 4.42: Comprimento de onda dominante (em graus), na região entre 15,25ºW e 10,25ºE, nos sinais de elevação da superfície livre (a), temperatura (b), componente zonal (c) e meridional (d) de corrente, filtrados entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias.

Para avaliar o comprimento de onda dominante em profundidade foram elaborados os mesmos gráficos para alguns níveis verticais, continuando com a divisáo oeste-leste. Para facilitar a observação, a análise é dividida por variável.

Na temperatura (Figura 4.43), a faixa equatorial com os maiores comprimentos de onda dominante apresenta uma diminuição dos valores com o aumento da profundidade, a oeste de 10,25ºW, chegando a ~15º na profundidade de 229 metros.

Para a salinidade (Figura 4.44), para a mesma faixa equatorial, náo há quase variação da superfície até a profundidade de 46 metros. Nos níveis de 83 e 96 metros há um ligeiro aumento, com comprimentos de onda dominante de cerca de 17º (~ 1.887 km), para então diminuir para 12º (~ 1.332 km) na profundidade de 229 metros.

Na componente zonal de velocidade (Figura 4.45) o comprimento de onda dominante da faixa equatorial permanece quase inalterado (cerca de 20º, ou aproximadamente 2.220 km) em profundidade, diminuindo a partir do nível de 148 metros (15º, cerca de 1.665 km).

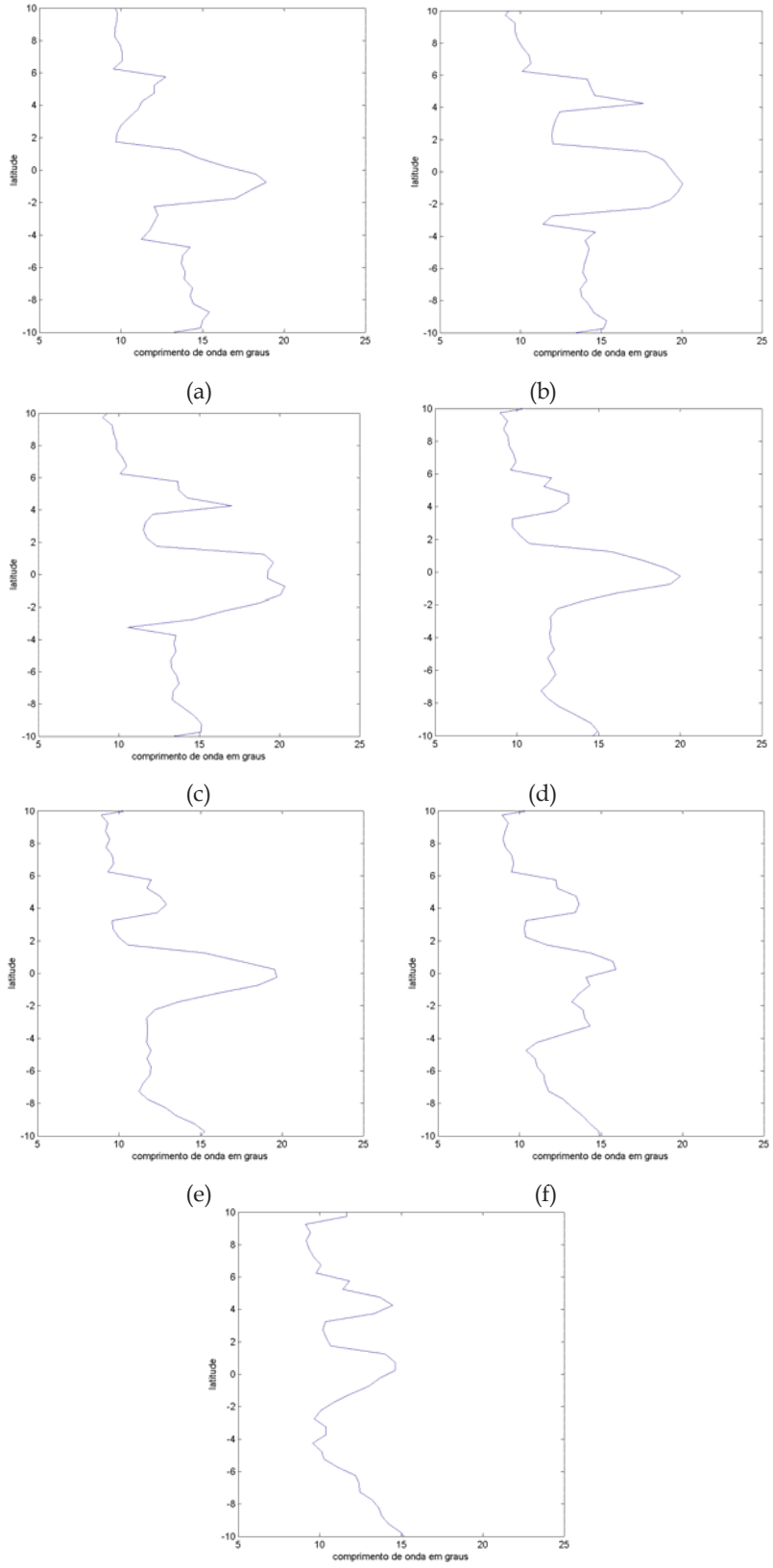


Figura 4.43: Comprimento de onda dominante (em graus) na região entre 40,25ºW e 10,25ºW, no sinal de temperatura, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, a 15 (a), 35 (b), 46 (c), 83 (d), 96 (e), 148 (f) e 229 (g) metros de profundidade.

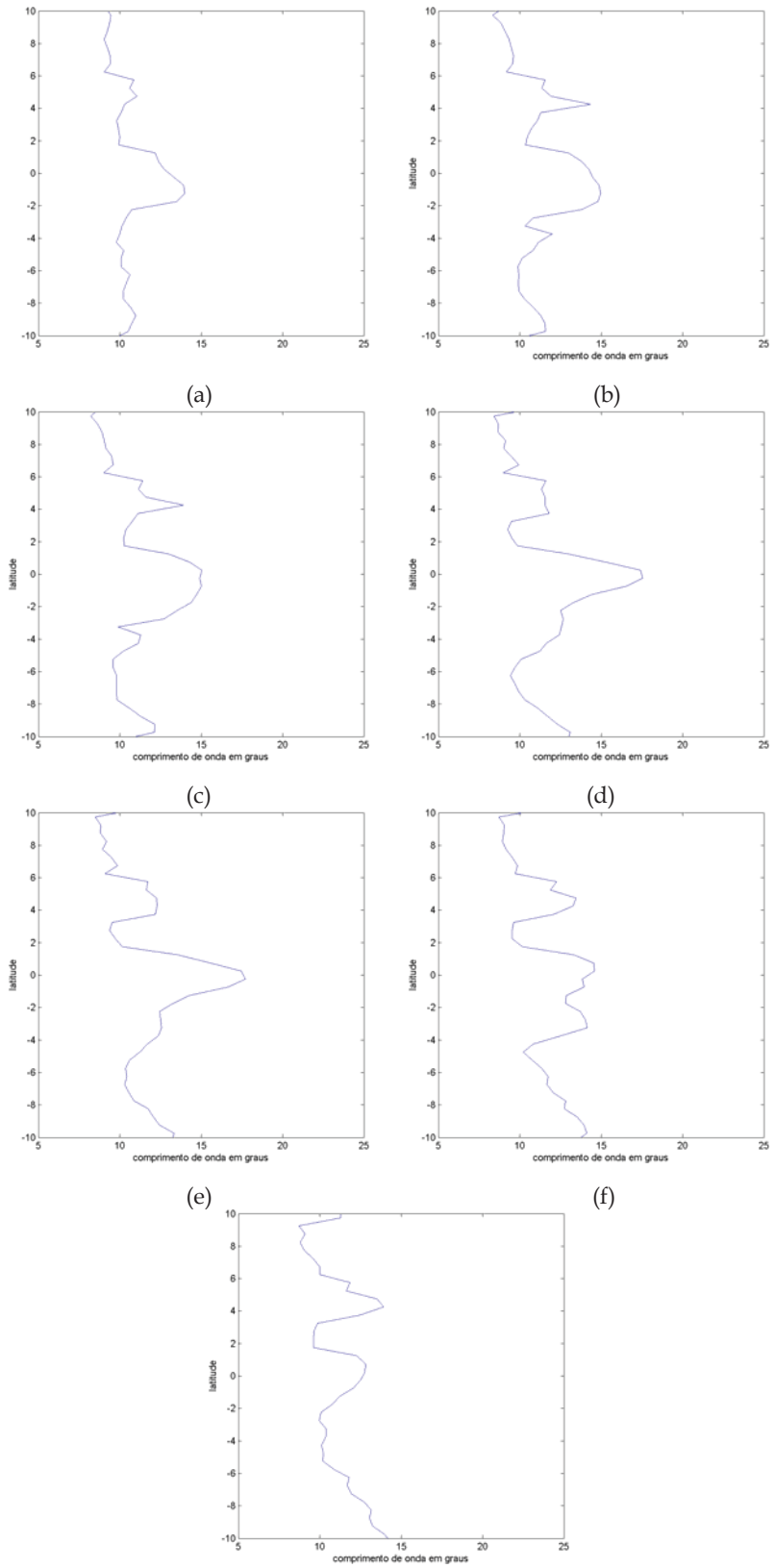
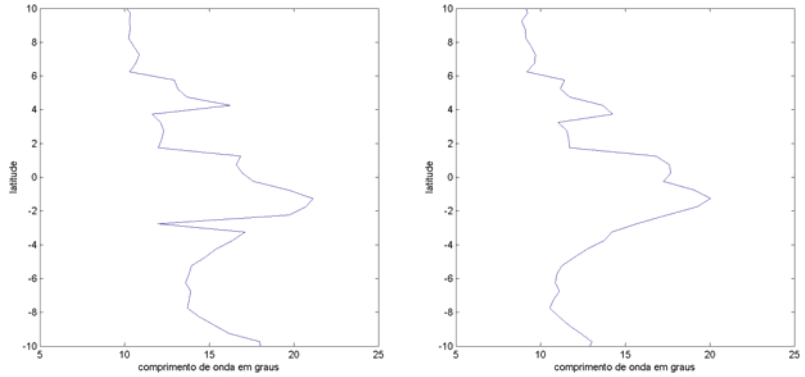
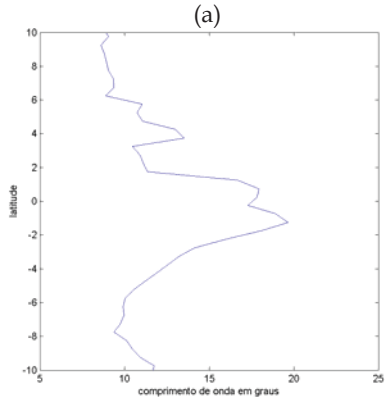


Figura 4.44: Comprimento de onda dominante (em graus) na região entre 40,25ºW e 10,25ºW, no sinal de salinidade, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, a 15 (a), 35 (b), 46 (c), 83 (d), 96 (e), 148 (f) e 229 (g) metros de profundidade.

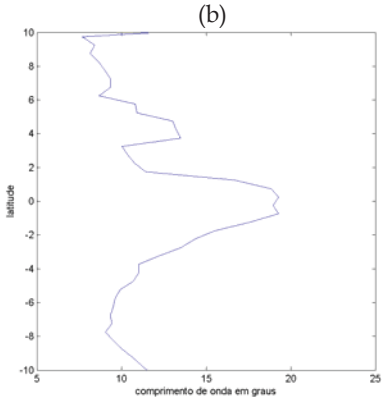


(a)

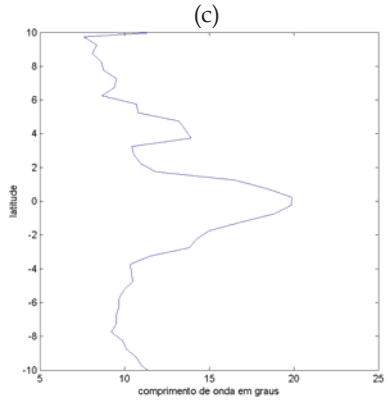
(b)



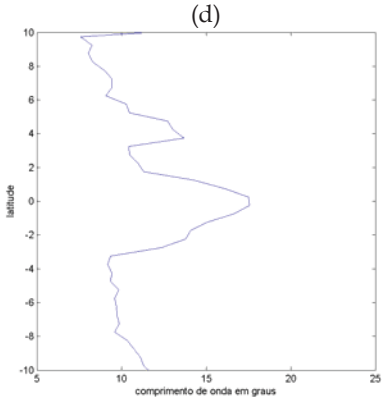
(c)



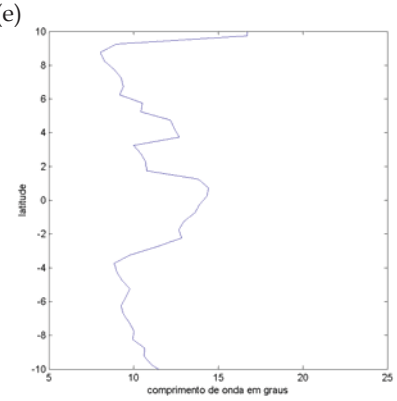
(d)



(e)



(f)



(g)

Figura 4.45: Comprimento de onda dominante (em graus) na região entre 40,25ºW e 10,25ºW, no sinal da componente zonal de corrente, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, a 15 (a), 35 (b), 46 (c), 83 (d), 96 (e), 148 (f) e 229 (g) metros de profundidade.

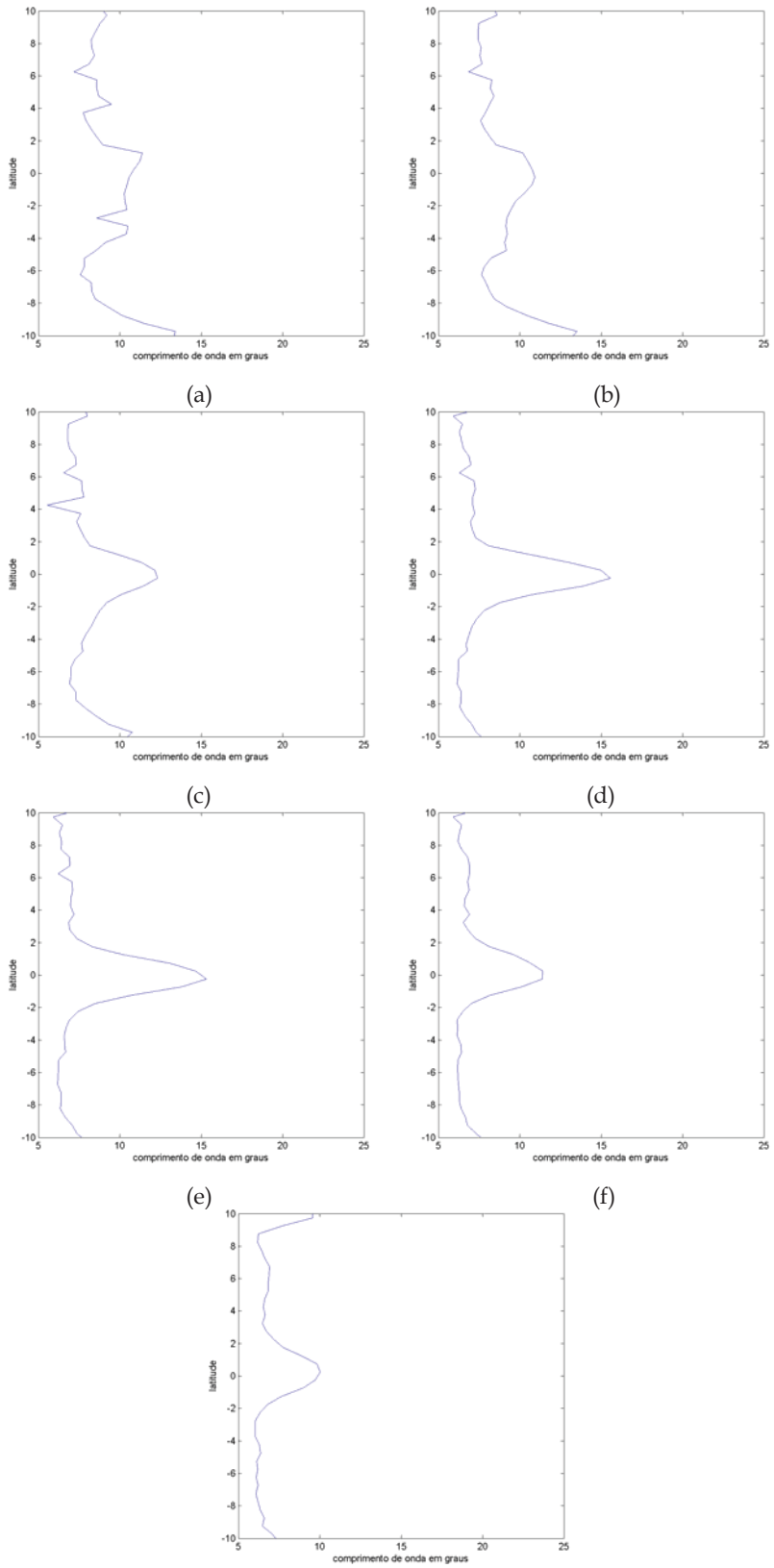


Figura 4.46: Comprimento de onda dominante (em graus) na região entre 40,25ºW e 10,25ºW, no sinal da componente meridional de corrente, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, a 15 (a), 35 (b), 46 (c), 83 (d), 96 (e), 148 (f) e 229 (g) metros de profundidade.

Novamente, a componente meridional de velocidade (Figura 4.46) é a que apresenta variações mais suaves, com comprimentos de onda dominante chegando a 16º de longitude (~ 1.776 km) na camada de mistura, e diminuindo para até 10º (~ 1.110 km) em 229 metros de profundidade.

Na porção leste, o que nota-se é a aparente dominância da onda de Kelvin, uma vez que nesta faixa espectral os comprimentos de onda dominantes aparecem mais proeminentes na temperatura (Figura 4.47), na salinidade (Figura 4.48) e na componente zonal de velocidade (Figura 4.49), com cerca de 10º (~ 1.110 km) de comprimento e ocorrendo entre 2ºN e 4ºS, aproximadamente.

Relembrando que se considerou que as OITs estão representadas mais uniformemente na componente meridional de velocidade, com a análise do comprimento de onda dominante na porção leste equatorial (Figura 4.50) é possível relatar algumas conclusões. Na Figura 4.50 não são apresentados os gráficos para todas as profundidades analisadas, pois somente foram obtidos valores para os níveis de 46, 83 e 96 metros. Nestas profundidades os comprimentos de onda dominantes variaram entre 6º a 8º, aumentando com a profundidade. Isto permite concluir que nesta porção leste do oceano Atlântico equatorial, as OITs que se propagam nesta área não possuem comprimentos de onda entre 5º e 25º de longitude, ou que as oscilações nesta região são outros fenômenos que sofrem influência direta da morfologia da costa africana que a delimita.

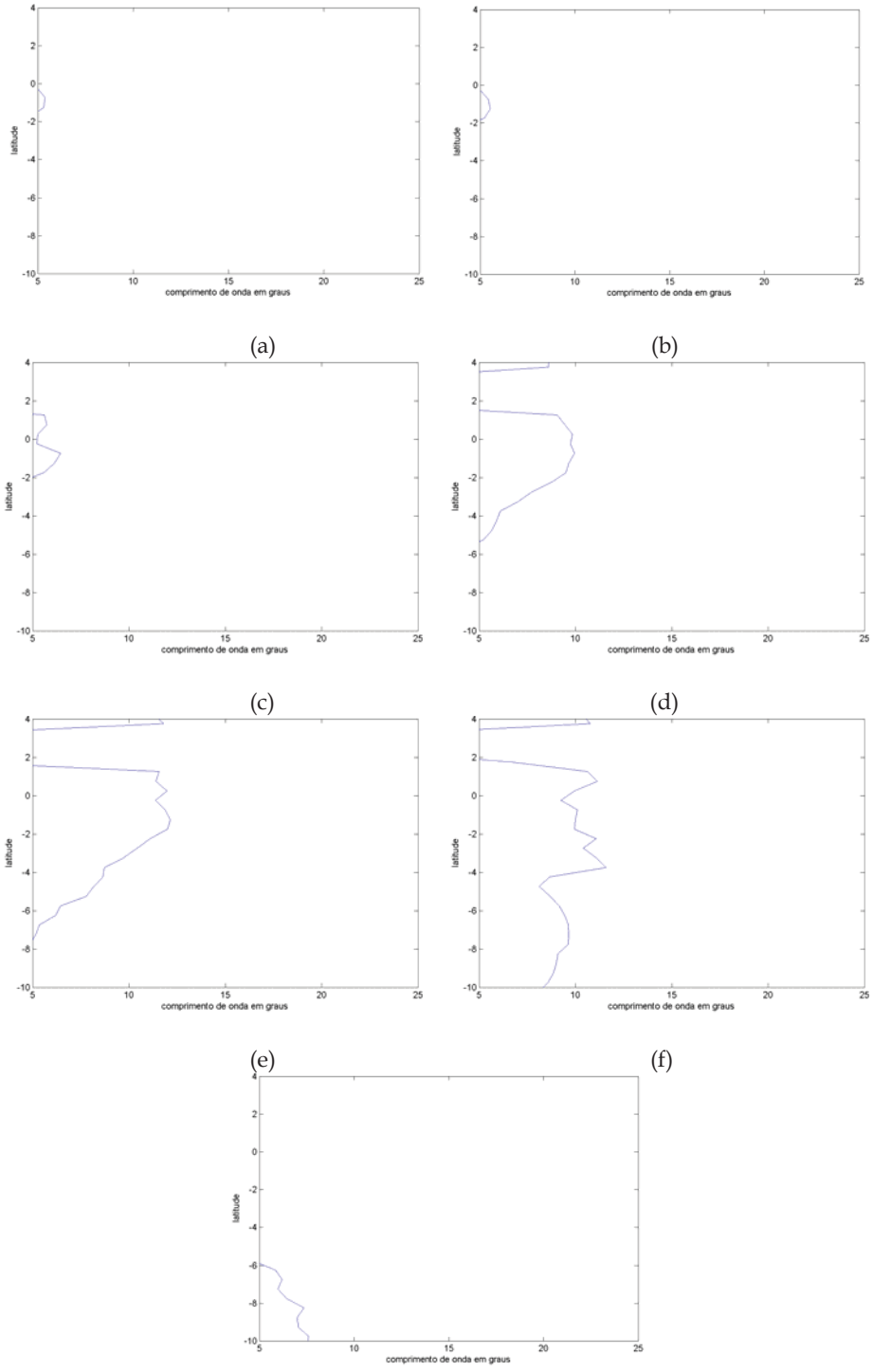


Figura 4.47: Comprimento de onda dominante (em graus) na região entre 15,25ºW e 15,25ºE, no sinal de temperatura, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, a 15 (a), 35 (b), 46 (c), 83 (d), 96 (e), 148 (f) e 229 (g) metros de profundidade.

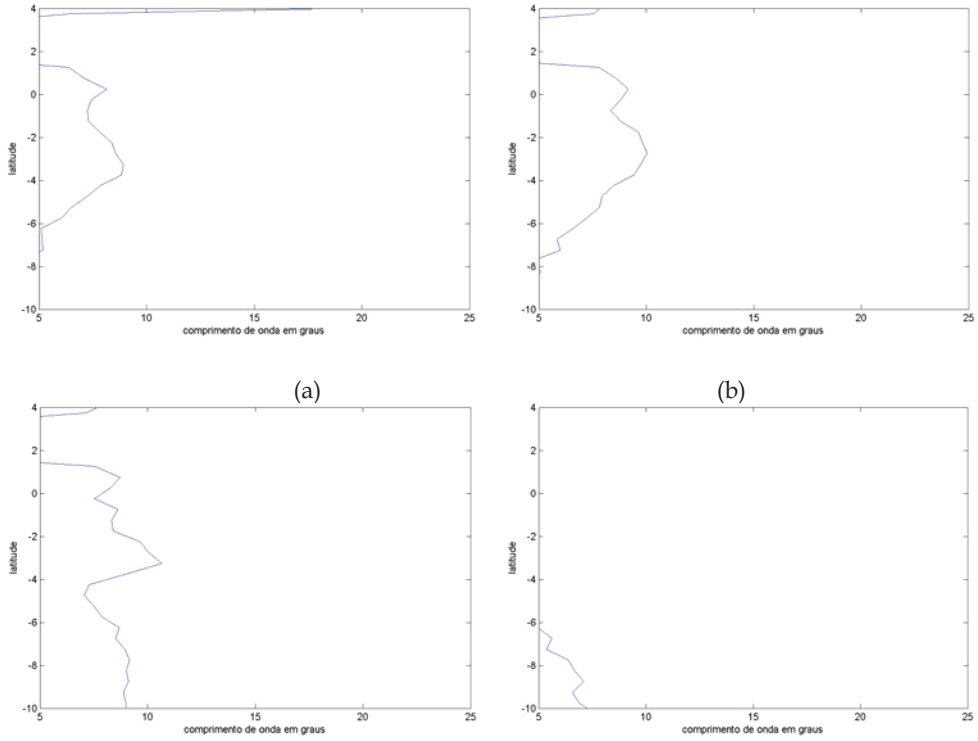


Figura 4.48: Comprimento de onda dominante (em graus) na região entre 15,25ºW e 15,25ºE, no sinal de salinidade, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, a 83 (a), 96 (b), 148 (c) e 229 (d) metros de profundidade.

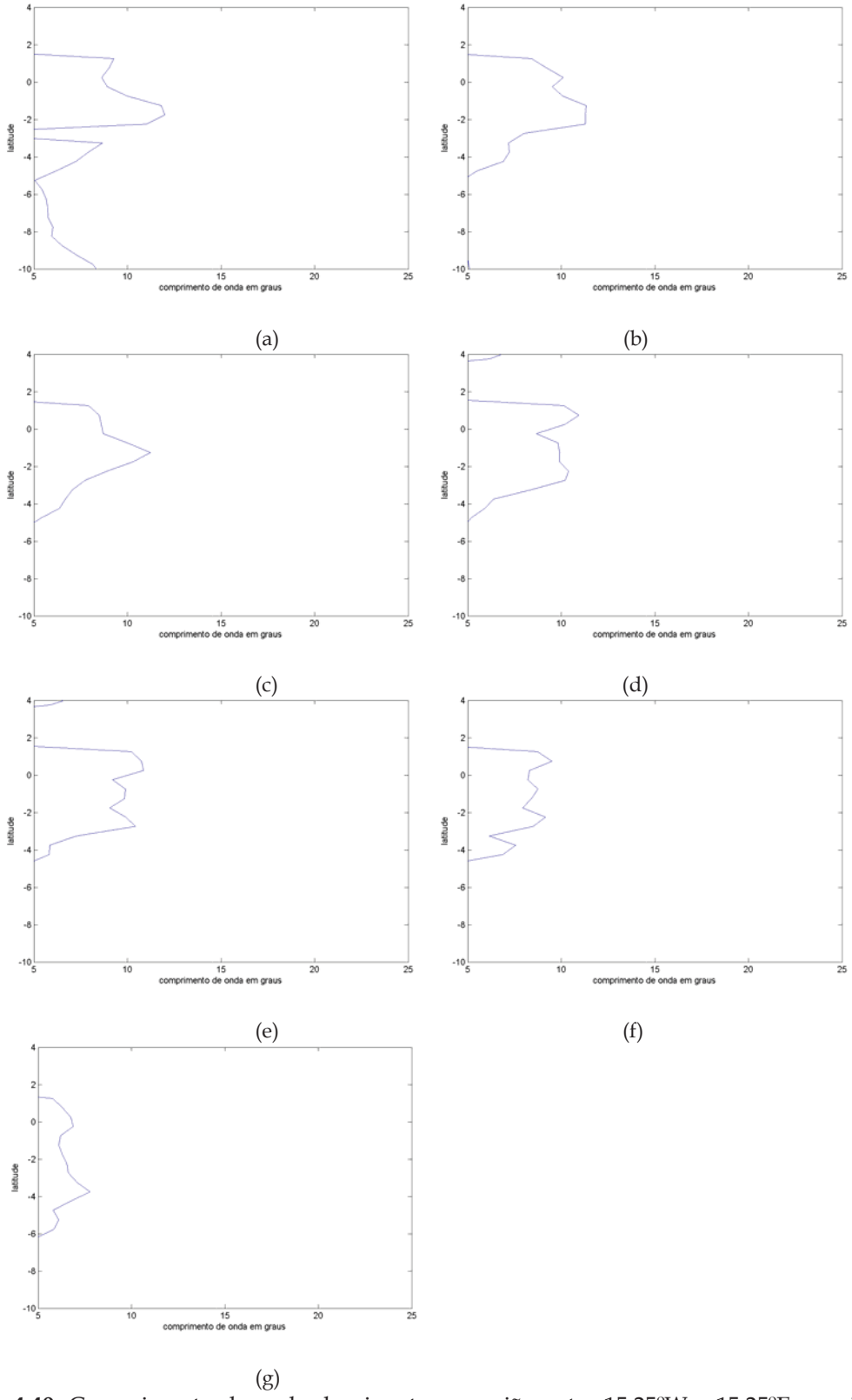


Figura 4.49: Comprimento de onda dominante na região entre 15,25ºW e 15,25ºE, no sinal da componente zonal de corrente, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, a 15 (a), 35 (b), 46 (c), 83 (d), 96 (e), 148 (f) e 229 (g) metros de profundidade.

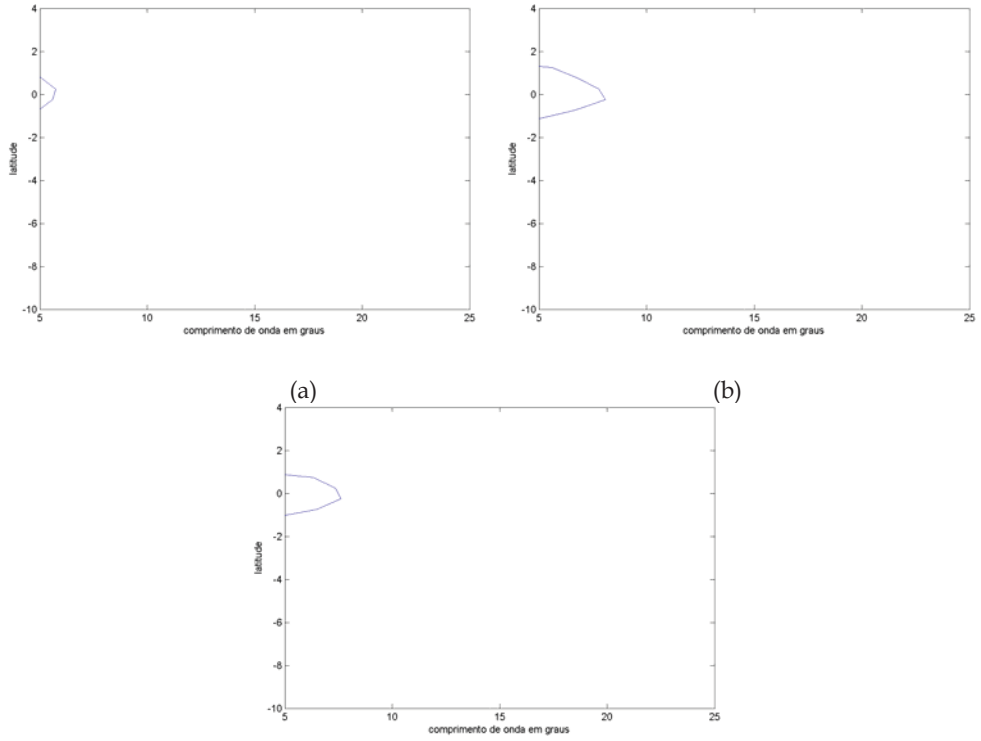


Figura 4.50: Comprimento de onda dominante (em graus) na região entre 15,25ºW e 15,25ºE, no sinal da componente meridional de corrente, filtrado entre 5 e 25º de longitude e 20 e 50 dias, a 46 (a), 83 (b) e 96 (c) metros de profundidade.

4.2.3 Índice OITs no Atlântico

Com base na distribuição de variabilidade máxima (análise do desvio padrão) discutida, foram criados índices que foram chamados de índices de ocorrência das OITs no Atlântico, calculados para as cinco variáveis analisadas na camada superficial do modelo.

Para cada variável (elevação da superfície livre, temperatura, salinidade, componente zonal e meridional de velocidade) foram definidas regiões de máxima variação (de acordo com o Capítulo 4.2.3.1), para as quais foram calculados seus valores médios na camada superficial. Desta forma, a área do índice para a elevação da superfície livre foi definida entre as latitudes de 3,75ºS e 0,25ºN, e longitudes entre 40,25ºW a 30,25ºW. Para a temperatura, a área do índice está entre as latitudes 2,25ºS e 2,25ºN, e longitudes 40,25ºW a 8,25ºE. Para a salinidade, a área é a compreendida entre 2,25ºS e 2,25ºN, e 30,25ºW e 10,25ºW. E por fim, para ambas as componentes da velocidade, a área em que o índice foi calculado está entre 2,25ºS e 2,25ºN, e 40,25ºW e 15,25ºW.

No entanto, como foi verificado no Capítulo 4.2.1 que nestes campos filtrados utilizados nas análises há ondas de instabilidade tropical e de Kelvin. Portanto, os índices temporais de ocorrência de OITs no Atlântico para a elevação da superfície livre, temperatura, salinidade e componente zonal de velocidade, também possuem informações sobre ondas de Kelvin. E continuando com a consideração feita ao longo de todo este estudo, o índice calculado que melhor representará a ocorrência das OITs no Atlântico será o da componente meridional de velocidade.

Como se trata de uma série temporal longa, os índices são apresentados divididos por períodos de 17 anos, para facilitar a visualização. Assim, observam-se na Figura 4.51 os índices para as cinco variáveis para o intervalo temporal de 1958 a 1974; na Figura 4.52 para o intervalo entre 1975 e 1991; e na Figura 4.53, entre os anos de 1992 e 2008. Nota-se claramente que existem OITs durante todo o ano no Atlântico. Porém, provavelmente existe um mínimo de energia destas ondas que permite que elas sejam visualizadas no campo de temperatura superficial. Assim, uma investigação mais aprofundada a este respeito (não realizada) será bastante esclarecedor. Estes índices, em estudos futuros, permitirão relacionar as variações interanuais das OITs no Atlântico.

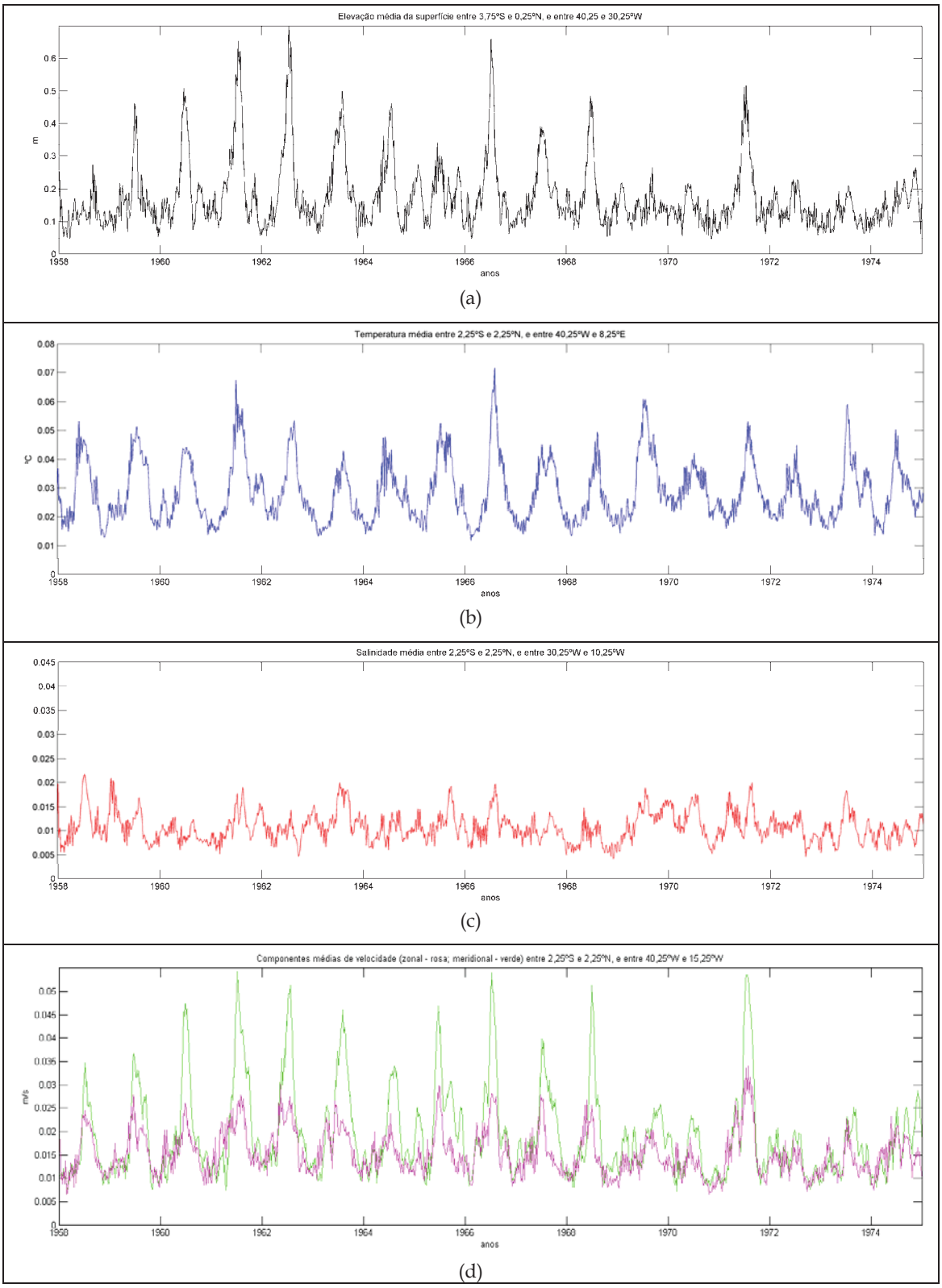


Figura 4.51: Valores médios das variáveis nas regiões de maior desvio padrão dos campos filtrados, entre os anos de 1958 e 1974. Média da elevação da superfície livre na região entre as os limites de 3,75ºS a 0,25ºN e 40,25ºW a 30,25ºW (a), média da temperatura entre os limites de 2,25ºS a 2,25ºN e 40,25ºW a 8,25ºE (b), média da salinidade entre os limites de 2,25ºS a 2,25ºN e 30,25ºW a 10,25ºW (c), e média das componentes zonal (rosa) e meridional (verde) da velocidade entre os limites de 2,25ºS a 2,25ºN e 40,25ºW a 15,25ºW.

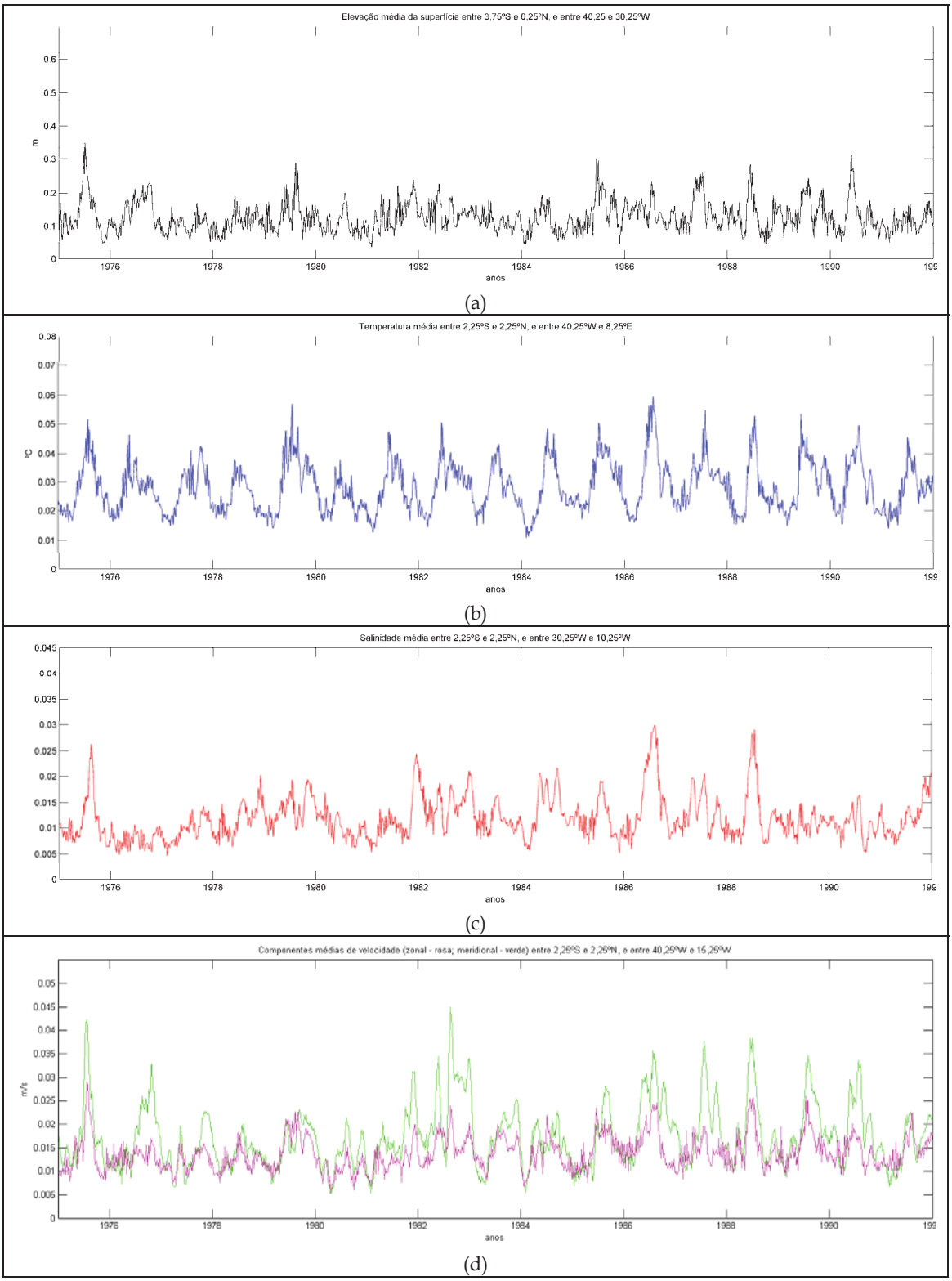


Figura 4.52: Valores médios das variáveis nas regiões de maior desvio padrão dos campos filtrados, entre os anos de 1975 e 1991. Média da elevação da superfície livre na região entre as os limites de 3,75ºS a 0,25ºN e 40,25ºW a 30,25ºW (a), média da temperatura entre os limites de 2,25ºS a 2,25ºN e 40,25ºW a 8,25ºE (b), média da salinidade entre os limites de 2,25ºS a 2,25ºN e 30,25ºW a 10,25ºW (c), e média das componentes zonal (rosa) e meridional (verde) da velocidade entre os limites de 2,25ºS a 2,25ºN e 40,25ºW a 15,25ºW.

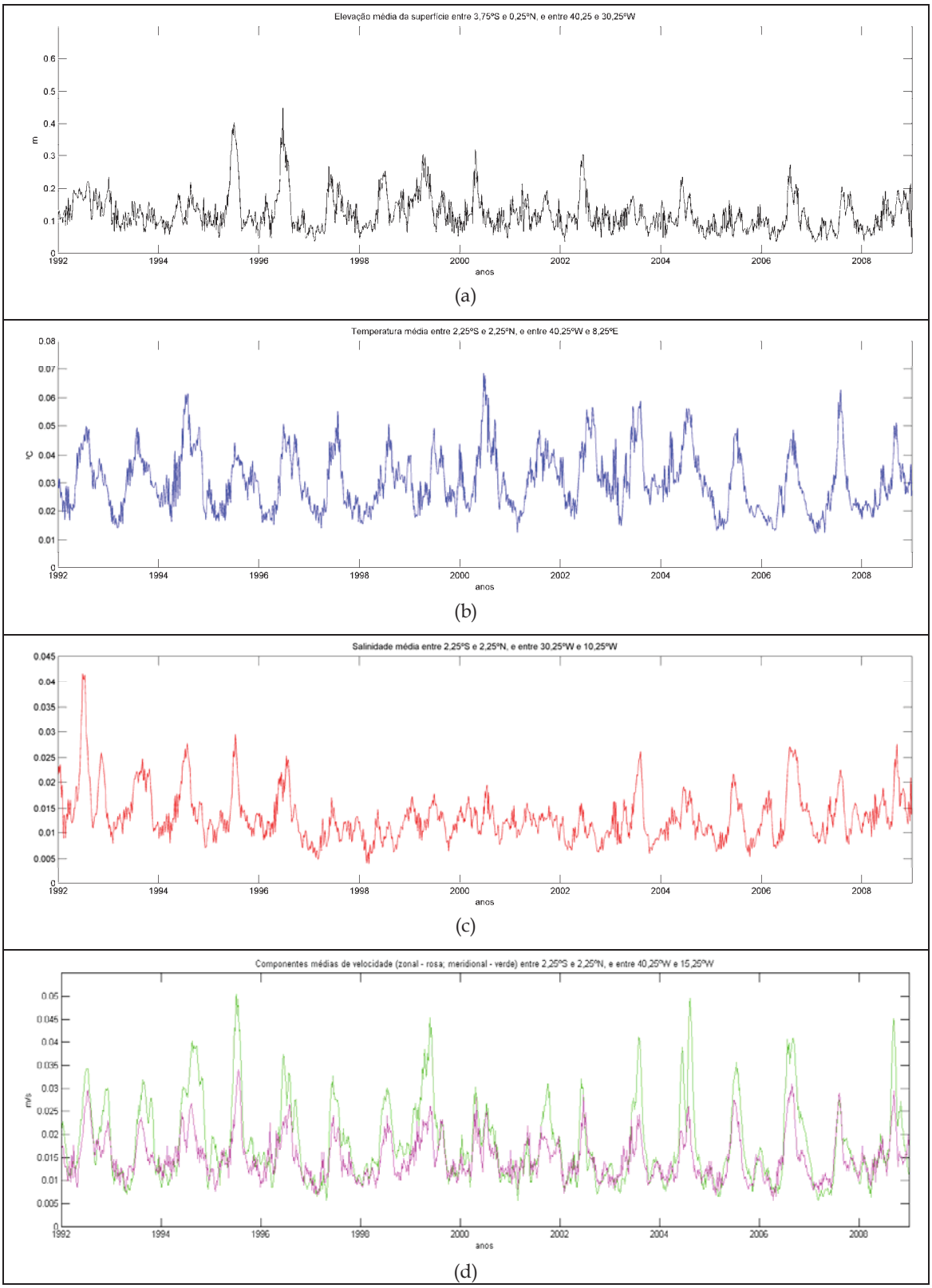


Figura 4.53: Valores médios das variáveis nas regiões de maior desvio padrão dos campos filtrados, entre os anos de 1992 e 2008. Média da elevação da superfície livre na região entre as os limites de 3,75ºS a 0,25ºN e 40,25ºW a 30,25ºW (a), média da temperatura entre os limites de 2,25ºS a 2,25ºN e 40,25ºW a 8,25ºE (b), média da salinidade entre os limites de 2,25ºS a 2,25ºN e 30,25ºW a 10,25ºW (c), e média das componentes zonal (rosa) e meridional (verde) da velocidade entre os limites de 2,25ºS a 2,25ºN e 40,25ºW a 15,25ºW.

5. Conclusões

Neste trabalho buscou-se estudar os padrões de variação das ondas de instabilidade tropical (OITs) no oceano Atlântico, identificando suas características espectrais e dinâmicas. A abordagem sinótica, utilizando dados de modelagem oceânica global, permitiu aprofundar o estudo deste fenômeno uma vez que foi possível investigar suas propriedades dinâmicas no oceano equatorial como um todo, bem como estudar a variabilidade espacial e temporal associada às OITs.

As ondas de instabilidade tropical foram analisadas utilizando os resultados da simulação oceânica global SODA. A chamada reanálise do SODA refere-se à simulação do modelo oceânico global POP de 51 anos (de 1958 a 2008). Para isolar a dinâmica oceânica associada às OITs, foi utilizado um filtro com a transformada rápida de Fourier nos campos de elevação da superfície livre, temperatura, salinidade, e componente zonal e meridional de velocidade, mantendo somente as anomalias referentes à faixa espectral filtrada de comprimentos de onda entre 5º e 25º graus de longitude, e de períodos entre 20 e 50 dias.

A análise da dinâmica associada às OITs em profundidade é a principal contribuição inédita deste estudo. Identificou-se que as maiores variações ocorrem relacionadas às ondas ocorrem na camada de mistura. Além disso, com a análise sinótica foi possível especular que as OITs ocorrem durante todo o ano, com amplitudes maiores entre os meses de maio e outubro (aproximadamente). Foi observado que o início de uma onda é identificado em diferentes momentos para as diferentes variáveis analisadas. Isto demonstra que esse fenômeno é mais bem estudado quando utilizados dados de modelos oceânicos.

Apesar das limitações da modelagem numérica, foi observado que a simulação gerou resultados com a física destas instabilidades representada de maneira satisfatória, ainda que com menor intensidade quando comparado com campos de temperatura da superfície do mar estimados por sensoriamento remoto.

Porém, discutiu-se que esta banda de freqüências no oceano Atlântico equatorial inclui, além das OITs, outros fenômenos intrasazonais do Atlântico como ondas de Kelvin e outras ondas que se propagam para leste ao longo do gradiente salino que se forma sazonalmente nos primeiros meses do ano. Destaca-se que para

isolar as ondas de instabilidade tropical nos resultados seria necessário utilizar, adicionalmente, um filtro direcional de fase, mantendo somente os sinais com propagação para oeste.

Apesar da presença das ondas de Kelvin, foi possível estudar, descritivamente, alguns aspectos importantes das instabilidades tropicais. A variabilidade dos campos filtrados é dominada pelas OITs na época do ano em que as instabilidades tropicais estão mais intensas (entre maio e outubro, aproximadamente), uma vez que a magnitude de suas anomalias é visualmente mais intensa do que as de anomalias relativas às ondas de Kelvin, por exemplo. Foi observado que há uma nítida interação entre as ondas de Kelvin e de instabilidade tropical. Embora a onda de Kelvin tenha sido considerada como um ruído, uma vez que ela não é alvo de estudo, esta interação é interessante e seria necessária uma investigação mais detalhada a respeito.

Foram encontradas diferenças espectrais marcantes entre as porções a leste e a oeste de ~10ºW. Na porção a oeste desta longitude, a região de maior variabilidade das OITs na componente meridional de velocidade está compreendida entre 2,25ºS e 2,25ºN, se estendendo até a longitude de 40,25ºW. Em profundidade, esta região compreende a coluna d'água entre a superfície e a termoclina. No entanto, na faixa equatorial entre 1,25ºS e 1,25ºN, a região de máxima variação se estende para profundidades maiores que 300 metros (abaixo desta profundidade não foram realizadas análises).

O período dominante observado nesta região variou espacialmente entre 20 e 33 dias, aproximadamente. Em profundidade, períodos dominantes ligeiramente mais longos foram encontrados (entre 25 e 35 dias). O comprimento de onda dominante nesta faixa equatorial, na camada superficial, foi de cerca de 12º de longitude (~1.330km). Na região da termoclina o comprimento de onda dominante observado foi maior, de aproximadamente 17º de longitude (~1.880 km).

Na porção a leste de 10ºW, as OITs apresentam propagação zonal somente na profundidade da termoclina. Isto sugere que as instabilidades nesta região, se existirem, possuem freqüências espaciais fora da faixa espectral filtrada. Além disso, a morfologia costeira do Golfo da Guiné pode ter influência sobre a propagação das instabilidades tropicais. É necessário um estudo mais detalhado nesta região para esclarecer tais questões.

Para complementar a análise de variabilidade das OITs, foram criados índices temporais de ocorrência das OITs no Atlântico. Foram criados cinco índices temporais,

um para cada variável analisada, para a área de máxima variação observada correspondente. Porém, este índice necessita de ajustes em seu cálculo uma vez que foram identificadas outras ondas nos campos filtrados além das OITs. No entanto, após as devidas correções, este índice contribuirá significativamente para análises de variabilidade interanual das OITs no Atlântico.

Na revisão bibliográfica apresentada no Capítulo 2.3 tornou-se evidente que o conhecimento das OITs no Atlântico necessita de maior investigação em diversos aspectos. A partir do presente trabalho, será possível contribuir significativamente para este conhecimento com o aprofundamento das seguintes questões. Foi claramente observado que há uma interação entre as ondas de Kelvin e as OITs ao longo dos anos, inclusive aparentando que a onda de Kelvin intensifica o sinal das OITs quando as propagações das duas ondas se cruzam. Estudar como ocorre esta interação e que alterações dinâmicas as ondas de Kelvin geram nas OITs é uma recomendação de trabalhos futuros. Além disso, identificar e monitorar no tempo as conversões de energia que geram as OITs contribuirá para o esclarecimento da gênese destas ondas. Outro aspecto é conhecer a propagação de energia meridionalmente e em profundidade, a partir das OITs.

A interação das anomalias de temperatura associadas às OITs é um assunto de interesse científico que necessita de maiores esclarecimentos. Poucos estudos já foram realizados para o oceano Atlântico utilizando modelos com acoplamento oceano-atmosfera (Seo *et al*, 2006; Seo *et al*, 2007; Wu *et al*, 2008; Seo e Xie, 2011). Certamente um estudo utilizando modelagem de maneira acoplada entre o oceano e atmosfera seria a maneira mais adequada de investigar tal interação, pois permitiria uma flexibilidade de avaliação dos processos de retroalimentação dos fluxos de calor na interface.

6. Referências Bibliográficas

AN, S.-I. 2008a, "Interannual changes in the variability of tropical Pacific instability waves ". *Asia-Pacifc Journal of Atmospheric Sciences*, v. 44 (3), pp. 249 – 258.

AN, S.-I. 2008b, "Interannual variations of the tropical ocean instability wave and ENSO ". *Journal of Climate*, v. 21, pp. 3680 – 3686.

ATHIÉ, G., MARIN, F., 2008, "Cross-equatorial structure and temporal modulation of intraseasonal variability at the surface of the tropical Atlantic ocean". *Journal of Geophysical Research*, v. 113, C08020, doi: 10.1029/2007JC004332.

ATHIÉ, G., MARIN, F., TREGUIER, A.-M., BOURLÈS, B., GUIAVARC'H, C. 2009, "Sensitivity of near-surface Tropical Instability Waves to submonthly wind forcing in the tropical Atlantic ". *Ocean Modelling*, v. 30, pp. 241 – 255.

BATURIN, N. G., NIILER, P. P. 1997, "Effects of instability waves in the mixed layer of the equatorial Pacific". *Journal of Geophysical Research*, v. 102 (C13), pp. 27771 – 27793.

BOURLÈS, B., LUMPKIN, R., McPHADEN, M. J., HERNANDEZ, F., NOBRE, P., CAMPOS, E., YU, L., PLANTON, S., BUSALACCHI, A., MOURA, A. D., SERVAIN, J., TROTTE, J., 2008, "The PIRATA Program. History, accomplishments, and future directions". *Bulletim of American Meteorological Society*, *August*.

BUNGE, L., PROVOST, C., KARTAVTSEFF, A. 2007, "Variability in horizontal current velocities in the central and eastern equatorial Atlantic in 2002". *Journal of Geophysical Research*, v. 112, doi:10.1029/2006JC003704

CALTABIANO, A. C. V., ROBINSON, I. S. e PEZZI, L. P. 2005, "Multi-year satellite observations of instability waves in the Tropical Atlantic Ocean", *Ocean Science*, v. 1, pp. 97 – 112.

CARTON, J. A., ZHOU, Z. 1997, "Annual cycle of sea surface temperature in the Tropical Atlantic Ocean". *Journal of Geophysical Research*, v. 102 (C13), pp. 27813 – 27824.

CARTON, J. A., CHEPURIN, G., CAO, X., GIESE, B. S. 2000, "A Simple Ocean Data Assimilation analysis of the global upper ocean 1950 - 95". *Journal of Physical Oceanography*, v. 30, pp. 294 – 309.

CARTON, J. A., GIESE, B. S. 2008, "A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA)". *Monthly Weather Review*, v. 136, pp. 2999 – 3017.

CHANG, P., JI, L., LI, H., 1997, "A decadal climate variation in the Tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions". *Nature*, vol. 385 (6), pp. 516 – 518.

CHATFIELD, C. ***The analysis of time series: An introduction***. Chapman and Hall, 4ª Edição, 241p. New York, 1989.

CHELTON, D. B., WENTZ, F. J., GENTEMANN, C. L., de SZOEKE, R. A., SCHLAX, M. G. 2000, "Satellite microwave SST observations of transequatorial tropical instability waves". *Geophysical Research Letters*, v. 27 (9), pp. 1239 – 1242.

CHIANG, J. C. H., KUSHNIR, Y. E GIANNINI, A. 2002, "Deconstructing Atlantic Intertropical Convergence Zone variability: Influence of the local cross-equatorial sea surface temperature gradient and remote forcing from the eastern equatorial Pacific". *Journal of Geophysical Research*, v. 107 (0), doi: 10.1029/2000JD000307.

CONTRERAS, R. F. 2002, "Long-term observations of Tropical Instability Waves". *Journal Physical Oceanography*, v. 32. pp. 2715 – 2722.

COX, M. D. 1980, "Generation and Propagation of 30-Day Waves in a Numerical Model of the Pacific", *Journal of Physical Oceanography*, v. 10, pp. 1168 – 1186.

CZESCHEL, R., STRAMMA, L., SCHWARZKOPF, F. U., GIESE, B. S., FUNK, A., KARSTENSEN, J., 2011, "Middepth circulation of the eastern tropical South Pacific and

its link to the oxygen minimum zone", *Journal of Geophysical Research*, v. 116, C01015, doi: 10.1029/2010JC006565.

DING, H., KEENLYSIDE, N. S., LATIF, M., 2009, "Seasonal cycle in the upper equatorial Atlantic ocean", *Journal of Geophysical Research*, v. 114, doi: 10.1029/2009JC005418.

DONOHUE, K. A., WIMBUSH, M. 1998, "Model results of flow instabilities in the tropical Pacific ocean". *Journal of Geophysical Research*, vol. 103 (C10), pp. 21401 – 21412.

DÜING, W. 1974, "Review of the Equatorial Oceanographic Experiment". *Bulletin of American Meteorological Society*, v. 55 (5), pp. 398 – 404.

DÜING, W., HISARD, P., KATZ, E., MEINCKE, J., MILLER, L., MOROSHKIN, K. V., PHILANDER, G., RIBNIKOV, A. A., VOIGT, WEISBERG, R. 1975, "Meanders and long waves in the Equatorial Atlantic", *Nature*, v. 257, pp. 280 – 284.

EVANS, W., STRUTTON, P. G., CHAVEZ, F. P., 2009, "Impact of tropical instability waves on nutrient and chlorophyll distributions in the equatorial Pacific", *Deep-Sea Research I*, v. 56, pp. 178 – 188.

FLAMENT, P., KENNAN, S. C., KNOX, R. A., NIILER, P. P., BERNSTEIN, R. L., 1996, "The three-dimensional structure of an upper vortex in the tropical Pacific Ocean", *Nature*, v. 383, pp. 610 – 613.

FLORENCHIE, P., REASON, C. J. C., LUTJEHARMS, J. R. E., ROUAULT, M. 2004, "Evolution of interannual warm and cold events in the Southeast Atlantic Ocean". *Journal of Climate*, v. 17, pp. 2318 – 2334.

GREENBERG, D. A., DUPONT, F., LYARD, F. H., LYNCH, D. R., WERNER, F. E., 2007, "Resolution issues in numerical models of oceanic and coastal circulation", *Journal of Continental Shelf Research*, v. 27, pp. 1317 – 1343.

GRIFFIES, S. M., BONING, C., BRYAN, F. O., CHASSIGNET, E. P., GERDES, R., HASUMI, H., HIRST, A., TREGUIER, A. M., WEBB, D., 2000, "Developments in ocean climate modeling". *Ocean Modelling*, vol. 2, pp. 123 – 192.

GRODSKY, S. A., CARTON, J. A., PROVOST, C., SERVAIN, J., LORENZZETTI, J. A. e McPHADEN, M. J. 2005, "Tropical instability waves at 0°N, 23°W in the Atlantic: A case study using Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA) mooring data", *Journal of Geophysical Research*, v. 110, C08010, doi:10.1029/2005JC002941.

GUIAVARC'H, C., TREGUIER, A. M., VANGRIESHEIM, A., 2009, "Deep currents in the Gulf of Guinea: along slope propagation of intraseasonal waves", *Ocean Science*, v. 5, pp. 141 – 153.

HALPERN, D., KNOX, R. A., LUTHER, D. S. 1988, "Observations of 20-day period meridional current oscillations in the upper ocean along Pacific equator", *Journal of Physical Oceanography*, v. 18, pp. 1514 – 1534.

HAM, Y.-G., KANG, I.-S., 2010, "Improvement of seasonal forecasts with inclusion of tropical oinstability waves on initial conditions", *Climate Dynamics*, doi 10.1007/s00382-010-0743-0.

HAN, W., WEBSTER, P. J., LIN, J., LIU, W. T., FU, W., YUAN, D., HU, A. 2008, "Dynamics of intraseasonal sea level and thermocline variability in the Equatorial Atlantic during 2002 -03", ", *Journal of Physical Oceanography*, v. 38, pp. 945 – 967.

HANSEN, D. V., PAUL, C. A. 1984, "Genesis and Effects of Long Waves in the Equatorial Pacific", *Journal of Geophysical Research*, v. 89 (C6), pp. 10431 – 10440.

HASHIZUME, H., XIE, S.-P., LIU, W. T, TAKEUCHI, K., 2001, "Local and remote atmospheric response to tropical instability waves: A global view from the space", *Journal of Geophysical Research*, vol. 106 (D10), pp. 10173 – 10185.

HASTENRATH, S., 2007, "Equatorial zonal circulations: Historical perspectives". *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, v. 43, pp. 16 – 24.

HAYES, S. P., McPHADEN, M. J., WALLACE, J. M. 1989, "The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern Equatorial Pacific: weekly to monthly variability*", *Journal of Climate*, vol. 2, pp. 1500 – 1506.

HELLERMAN, S., ROSENSTEIN, M. 1983, "Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates". *Journal of Physical Oceanography*, v. 13, pp. 1093 – 1104.

HISARD, P., HENIN, C., HOUGHTON, R., PITON, B., RUAL, P., 1986, "Oceanic conditions in the tropical Atlantic during 1983 and 1984". *Nature*, v. 322, pp. 243 – 245.

HOLTON, J. R. 2004, "An Introduction to Dynamic Meteorology". Elsevier Academic Press, 4ª Edição, EUA. 542 p.

HOREL, J. D., KOUSKY, V. E., KAGANO, M. T., 1986, "Atmospheric conditions in the Atlantic sector during 1983 and 1984". *Nature*, v. 322, pp. 248 – 251.

JOCHUM, M. e MALANOTTE-RIZZOLI, P. 2004, "A new theory for the generation of the Equatorial Subsurface Countercurrents", *Journal of Physical Oceanography*, v. 34, pp. 755 – 771.

JOCHUM, M., MURTUGUDDE, R., MALANOTTE-RIZZOLI, P. e BUSALACCHI, A. 2004a, "Internal variability of the Tropical Atlantic Ocean" em "Ocean-atmosphere interaction and climate variability", *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 147, pp. 181 – 188, disponível em: http://www.cgd.ucar.edu/oce/markus/atla.pdf.

JOCHUM, M., MALANOTTE-RIZZOLI, P. e BUSALACCHI, A. 2004b, "Tropical instability waves in the Atlantic Ocean", *Ocean Modelling*, v. 7, pp. 145 – 163.

JOCHUM, M. e MURTUGUDDE, R. 2006, "Temperature advection by tropical instability waves". *Journal of Physical Oceanography*, v. 36, pp. 592 – 605.

JOCHUM, M., CRONIN, M. F., KESSLER, W. S. e SHEA, D. 2007a, "Observed horizontal temperature advection by tropical instability waves", *Geophysical Research Letters*, v. 34 (9), L09604, doi: 10.1029/2007GL029416.

JOCHUM, M., DESER, C. e PHILLIPS, A. 2007b, "Tropical atmospheric variability forced by oceanic internal variability". *Journal of Climate*, v. 20, pp. 765 – 771.

JOCHUM, M., DANABASOGLU, G., HOLLAND, M., KWON, Y.-O., LARGE, W. G., 2008, "Ocean viscosity and climate", *Journal of Geosphysical Research*, v. 113, doi:10.1029/2007JC004515.

JOHNSON, G. C., SABINE, C. L., McTAGGART, K. E., HUMMON, J. M. 2004, "Physical oceanographic conditions during GasEx-2001". *Journal of Geophysical Research*, v.109, C08S04, doi:10.1029/2002JC001718.

KATZ, E. J. 1997, "Waves along the Equator in the Atlantic", *Journal of Physical Oceanography*, v. 27, pp. 2536 – 2544.

KELLY, B. G., MEYERS, S. D., O'BRIEN, J. J. 1995, "On a generating mechanism for Yanai waves and the 25-day oscillation", *Journal of Geophysical Research*, v. 100 (C6), pp. 10589 – 10612.

KENNAN, S. C. e FLAMENT, P. J. 2000, "Observations of a Tropical Instability Vortex*", *Journal of Physical Oceanography*, v. 30, pp. 2277 - 2301.

LAWRENCE, ALLEN, M. R., ANDERSON, D. L. T., LLEWELLYN-JONES, D., T. 1998, "Effects of subsurface ocean dynamics on instability waves in the tropical Pacific", *Journal of Geophysical Research*, v. 109 (C9), pp. 18649 – 18663.

LEE, S.-K., CSANADY, G.T., 1999, "Warm water formation and escape in the upper tropical Atlantic ocean 1. A literature review", *Journal of Geophysical Research*, v. 105 (C12), pp. 29561 – 29571.

LEGECKIS, R. 1977, "Long waves in the Eastern Equatorial Pacific Ocean: A view from a geostationary satellite", *Science*, v. 197, pp. 1179 – 1181.

LEGECKIS, R., PICHEL, W. E NESTERCZUK, G. 1983, "Equatorial long waves in geostationary satellite observations and in a multichannel sea surface temperature analysis", *Bulletin American Meteorological Society*, v. 64 (2), pp. 133 – 139.

LEGECKIS, G., REVERDIN, G. 1987, "Long waves in the Equatorial Atlantic Ocean during 1983", *Journal of Geophysical Research*, v. 92 (C3), pp. 2835 – 2842.

LIU, W. T., XIE, X., POLITO, P. S., XIE, S.-P., HASHIZUME, H., 2000, "Atmospheric manifestation of tropical instability wave observed by QuickSCAT and Tropical Rain Measuring Mission". *Geophysical Research Letters*, vol. 27 (16), pp. 2545 – 2548.

LUMPKIN, R., GARZOLI, S. L., 2005, "Near-surface circulation in the Tropical Atlantic Ocean". *Deep-Sea Research I*, v.52 (3), pp. 495 – 518.

LUTHER, D. S., JOHNSON, E. S., 1990, "Eddy energetics in the upper equatorial Pacific during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment". *Journal of Physical Oceanography*, vol. 20, pp. 913 – 944.

LYMAN, J. M., CHELTON, D. B., deSZOEKE, R. A., SAMELSON, R. M. 2005, "Tropical instability waves as a resonance between Equatorial Rossby waves". *Journal of Physical Oceanography*, v. 35, pp. 232 – 254.

LYMAN, J. M., JOHSON, G. C., KESSLER, W. S. 2007, "Distinct 17- and 33- day tropical instability waves in subsurface observations". *Journal of Physical Oceanography*, v. 37 (4), pp. 855 – 872.

MALANOTTE-RIZZOLI, P., STONE, P. H., 2009, "The role of oceanos in climate change", MIT Faculty Newsletter, vol. XXI, No. 5.

MALTRUD, M. E., McCLEAN, J. L., 2005, "An eddy resolving global $1/10^{o}$ ocean simulation", *Ocean Modelling*, v. 8, pp. 31-54.

MARSHALL, J., KUSHNIR, Y., BATTISTI, D., CHANG, P., CZAJA, A., DICKSON, R., HURRELL, J., McCARTNEY, M., SARAVANAN, R., VISBECK, M. 2001, "North Atlantic climate variability: Phenomena, impacts and mechanisms", *International Journal of Climatology*, v. 21, pp. 1863 – 1898.

MASINA, S., PHILANDER, S. G. H. 1999, "An analysis of tropical instability waves in a numerical model of the Pacific Ocean 1. Spatial variability of the waves", *Journal of Geophysical Research*, v. 104 (C2), pp. 29613 – 29635.

MASINA, S., PHILANDER, S. G. H., BUSH, A. B. G. 1999, "An analysis of tropical instability waves in a numerical model of the Pacific Ocean 2. Generation and energetics of the waves", *Journal of Geophysical Research*, v. 104 (C2), pp. 29637 – 296661.

MENKES, C. E., KENNAN, S. C., FLAMENT, P., DANDONNEAU, Y., MASSON, S., BIESSY, B., MARCHAL, E., ELDIN, G., GRELET, J., MONTEL, Y., MORLIÈRE, A., LEBOURGES-DHAUSSY, A., M,OULIN, C., CHAMPALBERT, G., HERBLAND, A., 2002, "A whirling ecosystem in the equatorial Atlantic". *Geophysical Research Letters*, vol. 29 (11), 10.1029/2001GL014576.

MENKES, C. E., VIALARD, J. G., KENNAN, S. C., BOULANGER, J.-P., MADEC, G. V., 2006, "A modeling study of the impact of Tropical Instability Waves on the heat budget of the eastern equatorial Pacific". *Journal of Physical Oceanography*, vol. 36, pp 847 - 865.

MERLE, J., FIEUX, M. e HISARD, P. 1979, "Annual signal and interannual anomalies of sea surface temperature in the eastern equatorial Atlantic ocean". *Deep-Sea Research*, v. 26, pp. 77 – 101.

MOURA, A.D., SHUKLA, J. 1981, "On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model". *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 38, pp. 2653 – 2675.

NOBRE, P., SHUKLA, J. 1996, "Variations of sea surface temperature, wins stress, and rainfall over the Tropical Atlantic and South America". *Journal of Climate*, v. 9, pp. 2464 – 2479.

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

PEZZI, L. P., CAVALCANTI, I. F. A., 2001, "The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. *Climate Dynamics*, v. 17, pp. 205 – 212.

PEZZI, L. P., RICHARDS, K. J., 2003, "Effects of lateral mixing on the mean state and eddy activity of an equatorial ocean". *Journal of Geophysical Research*, vol. 108 (C12), doi:10.1029/2003JC001834.

PEZZI, L. P., VIALARD, J., RICHARDS, K. J., MENKES, C. e ANDERSON, D. 2004, "Influence of ocean-atmosphere coupling on the properties of tropical instability waves", *Geophysical Research Letters*, v. 31, L16306, doi:10.1029/2004GL019995.

PEZZI, L. P., CALTABIANO, A., CHALLENOR, P., 2006, "Satellite observations of the Pacific tropical instability wave characteristics and their interannual variability", *International Journal of Remote Sensing*, v. 27 (8), pp. 1581 – 1599.

PHILANDER, S. G. H. 1976, "Instabilities of Zonal Equatorial Currents", *Journal of Geophysical Research*, v. 81, pp. 3725 – 3735.

PHILANDER, S. G. H. 1978, "Instabilities of Zonal Equatorial Currents, 2", *Journal of Geophysical Research*, v. 83 C7, pp. 3679 – 3682.

PHILANDER, S. G. H. 1979, "Upwelling in the Gulf of Guinea", *Journal of Marine Research*, v. 37 (1), pp. 23 – 33.

PHILANDER, S. G. H., HALPERN, D., HANSEN, D., LEGECKIS, R., MILLER, L., PAUL, C., WATTS, R., WEISBERG, R., WIMBUSH, M. 1985, "Long waves in the

Equatorial Pacific Ocean", *EOS Transactions, American Geophysical Union*, v. 66 (14), pp. 154 – 156.

PHILANDER, S. G. H., HURLIN, W. J., PACANOWSKI, R. C. 1986, "Properties of long Equatorial waves in models of the seasonal cycle in the Tropical Atlantic and Pacific Oceans", *Journal of Geophysical Research*, v. 91 C12, pp. 14207 – 14211.

PHILANDER, S. G. H., 1990, *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. International Geophysical Series, vol. 46. Boston. 293pp.

PHILANDER, S. G. H., GU., D., HALPERN, D., LAMBERT, G., LAU, N. –C., LI, T., PACANOWSKI, R. C., 1996, "Why the ITCZ is mostly north of the Equator", *Journal of Climate*, v. 9, pp. 2958 – 2972.

PHILANDER, S. G. H., 2001, "Atlantic ocean equatorial currents". Em *Encyclopedia of Ocean Sciences*, pp. 188 – 191.

PICAUT, J. 1983, "Propagation of the seasonal upwelling in the Eastern Equatorial Atlantic", *Journal of Physical Oceanography*, v. 13, pp. 18 – 37.

POLITO, P. S., RYAN, J. P., LIU, W. T., CHAVEZ, F. P. 2001, "Oceanic and atmospheric anomalies of Tropical Instability Waves", *Geophysical Research Letters*, v. 28 (11), pp. 2233 – 2236.

POLO, I., LAZAR, A., RODRIGUEZ-FONSECA, B., ARNAULT, S., 2008, "Oceanic Kelvin waves and tropical Atlantic intraseasonal variability: 1. Kelvin wave characterization". *Journal of Geophysical Research*, vol. 113, doi:10.1029/2007JC004495.

PROEHL, J. A. 1996, "Linear stability of equatorial zonal flows", *Journal of Physical Oceanography*, v. 26, pp. 601 – 621.

PROEHL, J. A. 1998, "The role of meridional flow asymmetry in the dynamics of tropical instability", *Journal of Geophysical Research*, v. 103 (C11), pp. 24597 – 24618.

QIAO, L. e WEISBERG, R. H. 1995, "Tropical instability wave kinematics: Observations from the Tropical Instability Wave Experiment", *Journal Geophysical Research*, v. 100 (C5), pp. 8677 - 8693.

QIAO, L. e WEISBERG, R. H. 1997, "The zonal momentum balance of the Equatorial Undercurrent in the central Pacific", *Journal of Physical Oceanography*, v. 27, pp. 1094 - 1119.

QIAO, L. e WEISBERG, R. H. 1998, "Tropical instability wave energetics: observations from the Tropical Instability Wave Experiment", *Journal of Physical Oceanography*, v. 28, pp. 345 - 360.

SCHOTT, F., CARTON, J., HAZELEGER, W., JOHNS, W., KUSHNIR, Y., REASON, C., XIE, S.-P., BOURLES, B., DOMMENGET, D., LATIF, M., MALANOTTE-RIZZOLI, P., ZHANG, C. 2004, White Paper on a "Tropical Atlantic Climate Experiment". Disponível em:
http://www.clivar.org/organization/atlantic/TACE/TACE_whitepaper.pdf

SEO, H., JOCHUM, M., MURTUGUDDE, R., MILLER, A. J. 2006, "Effect of ocean mesoscale variability on the mean state of tropical Atlantic climate". *Geophysical Research Letters*, v. 33, L09606, doi:10.1029/2005GL025651.

SEO, H., JOCHUM, M., MURTUGUDDE, R., MILLER, A. J. E ROADS, J. O. 2007, "Feedback of Tropical Instability-Wave-Induced Atmospheric Variability onto the Ocean", *Journal of Climate*, v. 20, pp. 5842 – 5855.

SEO, H., XIE, S.-P., 2011, "Response and impact of equatorial ocean dynamics and tropical instability waves in the tropical Atlantic under global warming: A regional coupled downscaling study", *Climate Dynamics*, *in press*.

SHINODA, T., KILADIS, G. N., ROUNDY, P. E., 2009, "Statistical representation of equatorial waves and tropical instability waves in the Pacific ocean". *Atmospheric Research*, vol. 94, pp. 37 – 44.

SEIGEL, A. D. 1958, "A comment on long waves in the Pacific Ocean". *Journal of Physical Oceanography*, v. 15, pp. 1881 – 1883.

SMITH, R.D., DUKOWICZ, J.K., MALONE, R.C., 1992, "Parallel ocean general circulation modeling". *Physica D.*, vol. 60, pp. 38 – 61.

STEGER, J. M., CARTON, J. A. 1991, "Long waves and eddies in the Atlantic Ocean: 1984 – 1990", *Journal of Geophysical Research*, v. 96 (C8), pp. 15161 – 15171.
STRAMMA, L., SCHOTT, F. 1999, "The mean flow field of the Tropical Atlantic Ocean". *Deep-Sea Research II*, vol. 46, pp. 279 – 303.

STRAMMA, L., FISCHER, J., BRANDT, P., SCHOTT, F., 2003, "Circulation, variability and near-equatorial meridional flow in the central tropical Atlantic". Em: *Goni, G.J., Malanotte-Rizzoli, P. (Eds.), Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic ocean*, Elsevier, Amsterdam, pp. 1 – 22.

TOMCZAK, M. e GODFREY, J. S. 2005, "Regional Oceanography: An Introduction". Versão PDF: http://www.lei.furg.br/ocfis/mattom/regoc/pdfversion.html.

VIALARD, J. MENKES, C., ANDERSON, D. L. T., BALMASEDA, M. A., 2003, "Sensitivity of Pacific ocean tropical instability waves do initial conditions". *Journal of Physical Oceanography,* vol. 33, pp. 105 – 121.

VISBECK, M. 2002, "The ocean's role in Atlantic climate variability". *Science*, v. 297, pp. 2223 – 2224.

von SCHUCKMANN, K., P. BRANDT, EDEN, C. 2008, "Generation of tropical instability waves in the Atlantic Ocean", *Journal of Geophysical Research*, v. 113, C08034, doi:10.1029/2007JC004712.

YU, Z., McCREARY Jr., J. P. e PROEHL, J. A. 1995, "Meridional asymmetry and energetics of Tropical Instability Waves", *Journal of Physical Oceanography*, v. 25, pp. 2997 – 3007.

ZEBIAK, S. E. 1993, "Air-sea interaction in the Equatorial Atlantic region". *Journal of Climate*, v. 6, pp. 1567 – 1586.

ZHOU, C., BOYD, J. P. 2009, "Nonlinear shallow water tropical instability waves on the equatorial β-plane: Genesis of two distinct types of waves". *Geophysical Research Letters*, vol. 36, L02702, doi:10.1029/2008GL036141.

WANG, H., FU, R., 2007, "The influence of Amazon rainfall on the Atlantic ITCZ through convectively coupled Kelvin waves", *Journal of Climate*, v. 20, pp. 1188 – 1201.

WEISBERG, R. H. 1979, "Equatorial waves during GATE and their relation to the mean zonal circulation", Deep-Sea Research – Supl. II, v. 26, pp. 179 – 198.

WEISBERG, R. H., HORIGAN, A. M., COLIN, C. 1979, "Equatorially trapped Rossby-gravity wave propagation in the Gulf of Guinea", *Journal of Marine Research*, v. 37(1), pp. 67 – 86.

WEISBERG, R. H., HORIGAN, A. M., 1981, "Low frequency variability in the Equatorial Atlantic", *Journal of Physical Oceanography*, v. 11, pp. 913 – 920.
WEISBERG, R. H. 1984, "Instability waves observed on the Equator in the Atlantic Ocean during 1983", *Geophysical Research Letters*, v. 11 (8), pp. 753 – 756.

WEISBERG, R. H. 1985, "Equatorial Atlantic velocity and temperature observations: February – November 1981", *Journal of Physical Oceanography*, v. 15 (5), pp. 533 – 543.

WEISBERG, R. H., WEINGARTNER, T. J. 1988, "Instability waves in the Equatorial Atlantic Ocean", *Journal of Physical Oceanography*, v. 18, pp. 1641 – 1657.

WEISBERG, R. H., HAYES, S. P. 1995, "Upper ocean variability on the equator in the Pacific at 170ºW", *Journal of Geophysical Research*, v. 100 (C10), pp. 20485 – 20498.

WILKS, D. S. 2006. *Statistical methods in the atmospheric sciences*. International Geophysics Series, 2ª edição. Elsevier Academic Press. Boston.

WILLET, C. S., LEBEN, R. R., LAVÍN, M. F. 2006, "Eddies and tropical instability waves in the eastern tropical Pacific: A review". *Progress in Oceanography*, vol. 69, pp. 218 – 238.

WILSON, W.D., JOHNS, E., MOLINARI, R.L., 1994, "Upper layer circulation in the western tropical North Atlantic Ocean during August 1989". *Journal of Geophysical Research*, vol. 99(C11), pp. 22513 – 22523.

WU, Q., BOWMAN, K. P., 2007a, "Interannual variations of tropical instability waves observed by the Tropical Rainfall Measuring Mission", *Geophysical Research Letters*, v. 34, L09701, doi:10.1029/2007GL029719.

WU, Q., BOWMAN, K. P., 2007b, "Multiyear satellite observations of the atmospheric response to Atlantic tropical instability waves", *Journal of Geophysical Research*, v. 112, D19104, doi:10.1029/2007JD008627.

WU, Q., BOWMAN, K. P., 2008, "Atmospheric response to the Atlantic tropical instability waves in Community Atmosphere Model version 3", *Journal of Geophysical Research*, v. 113, D15125, doi:10.1029/2007JD009474.