

Márcio Borges Ferreira

**Observação da Variação Espectral e Posicional
da Frente Brasil–Malvinas por Sensoriamento
Remoto**

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, área de Oceanografia Física.

Orientador:

Prof. Dr. Paulo Simionatto Polito

São Paulo

2010

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO**

**Observação da Variação Espectral e Posicional da Frente
Brasil–Malvinas por Sensoriamento Remoto**

Márcio Borges Ferreira

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo,
como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, área de
Oceanografia Física.

Julgada em ____ / ____ / ____

Prof. Dr.

Conceito

Prof. Dr.

Conceito

Prof. Dr.

Conceito

*“Feliz aquele que transfere o que sabe
e aprende o que ensina.”*

Cora Coralina

Sumário

Agradecimentos	iii
Resumo	v
Abstract	vi
Lista de Siglas e Acrônimos	vii
Lista de Figuras	ix
Lista de Tabelas	xiii
1 Introdução	1
1.1 Preâmbulo	1
1.2 Síntese da Literatura	2
1.2.1 Corrente das Malvinas (CM)	3
1.2.2 Corrente do Brasil (CB)	6
1.2.3 Confluência Brasil-Malvinas (CBM)	8
1.3 Objetivos	17
1.3.1 Hipótese	17
1.3.2 Objetivos Específicos	17
2 Conjunto de Dados	20
2.1 Preâmbulo	20
2.2 Dados Altimétricos	21
2.3 Dados de Temperatura da Superfície do Mar	24
2.4 Dados de Velocidade Geostrófica	26

3	Análise dos Dados Altimétricos	29
3.1	Preâmbulo	29
3.2	Metodologia	29
3.2.1	Interpolação dos Dados de Altimetria	29
3.2.2	Aplicação dos Filtros de Resposta Impulsiva Finita	31
3.2.3	Análise de Fourier Bidimensional	36
4	Análise dos Dados de Temperatura	39
4.1	Preâmbulo	39
4.2	Metodologia	40
4.2.1	Interpolação dos Dados de TSM	40
4.2.2	Detecção da Frente Brasil-Malvinas	40
4.2.3	Estudo de Variabilidade da FBM	43
5	Análise dos Dados de Velocidade Geostrófica	45
5.1	Preâmbulo	45
5.2	Metodologia	46
5.2.1	Cálculo da Velocidade Geostrófica	46
5.2.2	Interpolação dos Dados de Velocidade Geostrófica	47
5.2.3	Estudo da Variabilidade da Velocidade Geostrófica	47
6	Resultados e Discussão	49
6.1	Preâmbulo	49
6.2	Estudo dos Dados de Altimetro	50
6.3	Estudo dos Dados de Temperatura	73
6.4	Estudo dos Dados de Velocidade Geostrófica	85
7	Considerações Finais	91
7.1	Síntese e Conclusões	91
7.2	Sugestões para Trabalhos Futuros	93
	Referências Bibliográficas	95

Agradecimentos

“Se você quiser ir rápido, vá sozinho. Se quiser ir longe, vá acompanhado.”

Desde minha matrícula nesse curso de pós-graduação tive plena convicção de todo esforço e superação que seriam necessários para concluí-lo com êxito. Porém, ao iniciá-lo, jamais poderia mensurar a quantidade de amigos que aqui faria e daqueles que colaborariam para que eu atingisse esse objetivo. Inspirado por esse provérbio africano agradeço:

À Marinha do Brasil pela confiança em mim depositada e pela oportunidade de realizar um curso de tão alto nível de conhecimento. Em especial ao CF Obino, pela consideração e apoio antes e durante o curso como Encarregado, ao Almirante Newton Cardoso, por ser favorável à minha vinda para São Paulo, não obstante a carência de recursos humanos na região amazônica, e ao Almirante Edison Lawrence Mariath Dantas, por autorizar minha participação no processo seletivo.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Paulo Simionatto Polito, por me aceitar como aluno e por todo o conhecimento e experiência transmitidos, paciência e compreensão, sem os quais eu seria incapaz de chegar ao fim dessa longa jornada.

Aos meus pais Aloisio e Vera por dedicarem suas vidas a minha educação e ao meu preparo para superar todas as vicissitudes que encontrei em meu caminho. Dedico mais essa conquista a vocês.

A minha irmã Aline pelos constantes exemplos de perseverança e apoio incontestes. Obrigado por ter sempre acreditado que eu chegaria até aqui.

A minha Amandinha por sua presença tranquilizadora e demonstrações de carinho, compreensão e confiança na árdua reta final deste curso. Mesmo ao longe, sempre tive você ao meu lado.

Aos amigos Franzé e Fabíola que comigo formaram o “trio parada dura” pelas

infindáveis horas de estudo que permitiram nossa “sobrevivência” durante a fase das disciplinas. Além disso, meu irmão Franzé, por sua amizade e apoio pessoal e logístico em minhas empreitadas após o regresso ao Rio de Janeiro, serei eternamente grato.

A amiga Hebe pelos ensinamentos, conselhos e atenção em todos os momentos difíceis deste mestrado.

Aos membros da banca examinadora pela fidalguia ao aceitar o convite. Sinto-me honrado com vossa presença.

Aos professores do curso, Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira, Prof. Dr. Belmiro Mendes de Castro Filho e Prof. Dr. Edmo José Dias Campos, pelos preciosos conhecimentos transmitidos. Em especial ao Prof. Ilson agradeço pela cordialidade, respeito e compreensão ao atender o corpo discente do IO durante suas gestões como Presidente da CCP e da CPG.

Aos amigos do Laboratório de Oceanografia por Satélites (LOS), Fabrício, Wandrey, Lucas, Sebastian e Márcio Yamashita pelos ensinamentos e companheirismo ao longo de todo o curso.

Aos amigos dos demais laboratórios Sandro, Felipe Santos, Rafael Soutelino, Leandro Ponsoni, Juliana, Piero, Cássia, Mariana Coppedê, Rafael Gonçalves, Raquel, Paulinha (FURG), Alexandre Lopes e Hélivio sou grato pelo ambiente de cooperação, amizade e momentos de descontração.

Ao amigo Fernando Marin por seu exemplo de conduta, amizade e apoio constante desde janeiro de 2007 quando, com muita honra, recebi de suas mãos o comando do Navio-Balizador “Tenente Castelo”.

À Dra. Olga Tiemi Sato, pela cordialidade, apoio e revisão deste trabalho.

Aos funcionários da biblioteca, da seção de informática, da secretaria, cantina, enfim, a todos os funcionários do Instituto Oceanográfico que, direta ou indiretamente, contribuíram para a minha jornada do mestrado.

Finalmente a Deus, por mais essa oportunidade de aprendizado da qual levarei amizades eternas.

Resumo

A Confluência Brasil–Malvinas (CBM) é formada pelo encontro da Corrente do Brasil (CB) com a Corrente das Malvinas (CM) no Atlântico Sul. Esta é uma das áreas mais energéticas do oceano global e é demarcada por um intenso gradiente meridional de temperatura. Imagens de satélites e observações *in situ* mostram a presença de meandros e vórtices, tanto ciclônicos como anticiclônicos, na região da CBM.

Com o conhecimento de campos de anomalia da altura da superfície do mar (AASM) e campos de temperatura da superfície do mar (TSM) para a região da Frente Brasil–Malvinas (FBM) é possível se estimar a variação da energia associada às ondas de Rossby anuais e bianuais existentes em seu entorno e detectar a posição da frente termal existente nesta região. Nesse contexto, foi realizado o estudo do deslocamento meridional da FBM numa escala de tempo interanual, da variação do espectro de ondas de Rossby na CBM e da variabilidade associada ao campo médio de velocidades geostróficas absolutas.

A comparação do espectro de ondas de Rossby na CBM para o período de 2001–2008 apresentou aumento da energia associada aos períodos anual e bianual em relação aos valores obtidos da análise do período de 1993–2000. Essa alteração do espectro não teve relação com a alteração média da frente termal detectada porém, houve aumento significativo da variabilidade meridional da posição da frente média, possivelmente devido a um aumento do fluxo da CB.

Maior variabilidade também foi observada nos mapas de velocidade geostrófica para o mesmo período de 2001–2008. Estes mapas exibiram ainda um possível posicionamento mais austral da CB, corroborando o aumento da variabilidade oriundo da maior instabilidade gerada por ondas planetárias na região da CBM.

Abstract

The Brazil–Malvinas Confluence (BMC) is formed by the encounter of the Brazil Current (BC) with the Malvinas Current (MC) at the South Atlantic ocean. This is one of the most energetic regions of the world oceans and it is characterized by intense meridional sea surface temperature gradients. Satellite data and *in situ* observations often reveal the presence of cyclonic and anticyclonic meanders and vortices at the BMC region.

The sea surface height anomaly (SSHA) and the sea surface temperature (SST) fields of the Brazil–Malvinas Frontal (BMF) region can be used to determine the energy variations associated with the annual and bi–annual Rossby waves that occur at its surroundings and to detect the position of the thermal front. Our study involved the determination of the BMF meridional displacement on an interannual scale, the spectral variations of the Rossby wave field at the BMC region, and the variability associated to the mean absolute geostrophic velocities.

The Rossby wave spectra at the BMC for 2001–2008 show an increase of the energy associated with both the annual and bi–annual periods relative to the 1993–2000 interval. These spectral changes are not directly related to the mean changes in the thermal front region, however we detected a significant meridional variability of the mean position of the front most probably due to an increase in the BC flux.

Large variations were also observed in the geostrophic velocity field for the 2001–2008 period. These maps exhibited a farther south location of the BC. This corroborates the variability increase due to a greater instability introduced by the planetary waves at the BMC region.

Lista de Siglas e Acrônimos

ASM	Altura da Superfície do Mar
AASM	Anomalia da Altura da Superfície do Mar
ACAS	Água Central do Atlântico Sul
ACP	Água Circumpolar Profunda
ACS	Água Circumpolar Superior
AIA	Água Intermediária Antártica
AOML	<i>Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory</i>
APAN	Água Profunda do Atlântico Norte
APMW	Água Profunda do Mar de Weddel
ASA	Água Subantártica de Superfície
ASM	Altura da Superfície do Mar
AT	Água Tropical
ATG	<i>Along Track Gridded</i>
AVGS	Anomalia da Velocidade Geostrófica de Superfície <i>cross-track</i>
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
AVISO	<i>Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data</i>
CA	Corrente das Agulhas
CAS	Corrente do Atlântico Sul
CB	Corrente do Brasil
CBg	Corrente de Benguela
CBM	Confluência Brasil-Malvinas
CCA	Corrente Circumpolar Antártica
CCI	Corrente de Contorno Intermediária
CCO	Corrente de Contorno Oeste
CCSE	Contracorrente Sul Equatorial
CHM	Centro de Hidrografia da Marinha
CM	Corrente das Malvinas
CMDT	<i>Combined Mean Dynamic Topography</i>
CNB	Corrente Norte do Brasil

CNES	<i>Centre National d'Etudes Spatiales</i>
CTD	<i>Conductivity, Temperature, and Depth</i>
CSE	Corrente Sul Equatorial
CSEc	Ramo Central da Corrente Sul Equatorial
CSEe	Ramo Equatorial da Corrente Sul Equatorial
CSEn	Ramo Norte da Corrente Sul Equatorial
CSEs	Ramo Sul da Corrente Sul Equatorial
DAC	<i>Drifter Data Assembly Center</i>
DUACS	<i>Data Unification and Altimeter Combination System</i>
FFT	<i>Fast Fourier Transform</i>
FIR	<i>Finite Impulse Response</i>
GMT	<i>Generic Mapping Tools</i>
GPS	<i>Global Positioning System</i>
FBM	Frente Brasil-Malvinas
JPL	<i>Jet Propulsion Laboratory</i>
MODIS	<i>Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
PO.DAAC	<i>Physical Oceanography Distributed Active Archive Center</i>
SCE	Subcorrente Equatorial
SEC	<i>South Equatorial Current</i>
SEUC	<i>South Equatorial Undercurrent</i>
SNB	Subcorrente Norte do Brasil
SNE	Subcorrente Norte Equatorial
SCSE	Subcorrente Sul Equatorial
TDM	Topografia Dinâmica Média
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
V_{geo}	Velocidade Geostrófica

Lista de Figuras

1.1	Esquema da circulação de larga escala para as correntes geostróficas no Atlântico Sul, entre 0 e 100 m. São mostradas: Subcorrente Equatorial (SCE); Corrente Norte do Brasil (CNB); Subcorrente Sul Equatorial (SCSE), Contracorrente Sul Equatorial (CCSE); Ramos central (CSEc), sul (CSEs) e equatorial (CSEe) da Corrente Sul Equatorial (CSE); Corrente do Brasil (CB); Corrente do Atlântico Sul (CAS); Corrente Circumpolar Antártica (CCA); Corrente das Malvinas (CM); Corrente das Agulhas (CA); Corrente de Benguela (CBg). As correntes estão sobrepostas a um mapa de TSM (em °C) oriundo do <i>World Ocean Atlas 2005</i> (WOA05). Modificado de <i>Stramma & England</i> [1999].	6
1.2	Diagrama da circulação de superfície no Atlântico Sudoeste. Modificado de <i>Piola & Matano</i> [2001].	9
1.3	Imagem AVHRR da Confluência Brasil-Malvinas editada a partir de <i>Olson et al.</i> [1988].	11
1.4	Distribuição das passagens 26, 204, 128 e 61 dos satélites TOPEX/Poseidon e Jason-1 selecionadas ao longo da CM. As linhas de diferentes cores demonstram os contornos f/H existentes na região: $-1,4 \times 10^{-7} \text{ms}^{-1}$ em negro, $-10 \times 10^{-8} \text{ms}^{-1}$ em vermelho, $-0,6 \times 10^{-7} \text{ms}^{-1}$ em verde, $-0,4 \times 10^{-7} \text{ms}^{-1}$ em azul escuro, $-0,3 \times 10^{-7} \text{ms}^{-1}$ em azul claro, $-0,25 \times 10^{-7} \text{ms}^{-1}$ em magenta e $-0,192 \times 10^{-7} \text{ms}^{-1}$ em cinza. A CM flui entre os contornos f/H $-1,5 \times 10^{-7} \text{ms}^{-1}$ e $-0,4 \times 10^{-7} \text{ms}^{-1}$. Os losangos demarcam as posições dos fundeios realizados pelos autores (fonte: <i>Spadone & Provost</i> [2009]).	16
2.1	Ciclo 171 do Satélite T/P.	22
2.2	Áreas selecionadas nas principais bacias oceânicas durante o processamento.	24

2.3	Topografia Dinâmica Absoluta para o Atlântico Sul em 01/08/2001.	27
3.1	Exemplo de aplicação do filtro FIR bidimensional para a latitude de 38,5°S no Atlântico.	35
4.1	Mapa de TSM média (°C) interpolado para o inverno de 2000 (painel superior) contendo as isotermas características (em branco) da CB (16°C) e da CM (11°C). No painel inferior, encontra-se a FBM demarcada (círculos negros) no interior da área delimitada pelas isotermas características (isolinhas em branco) sobre o mapa de gradiente de TSM médio (°C/m) para o inverno de 2000.	42
6.1	Espectro da primeira série dos dados altimétricos TOPEX/Poseidon/Jason-1 (painel superior esquerdo) e da segunda série (painel superior direito) em log10 (mm ² ·dia) e diferença entre os espectros da segunda série e da primeira série na latitude 34,5°S (painel inferior) no Atlântico em mm ² ·dia, para ondas de Rossby anuais. A velocidade de fase c_p é demarcada pela reta em negro. Para facilitar a compreensão, os valores de número de onda (abscissas) e frequência (ordenadas) foram convertidos para comprimento de onda e período. Comprimentos negativos indicam a direção para oeste.	51
6.2	Similar à figura 6.1 para 35,5°S.	52
6.3	Similar à figura 6.1 para 36,5°S.	53
6.4	Similar à figura 6.1 para 37,5°S	54
6.5	Similar à figura 6.1 para 38,5°S.	55
6.6	Similar à figura 6.1 para 39,5°S.	56
6.7	Espectro da primeira série dos dados altimétricos TOPEX/Poseidon/Jason-1 (painel superior esquerdo) e da segunda série (painel superior direito) em log10 (mm ² ·dia) e diferença entre os espectros da segunda série e da primeira série na latitude 34,5°S (painel inferior) no Atlântico em mm ² ·dia, para ondas de Rossby bianuais. A velocidade de fase c_p é demarcada pela reta em negro. Para facilitar a compreensão, os valores de número de onda (abscissas) e frequência (ordenadas) foram convertidos para comprimento de onda e período. Comprimentos negativos indicam a direção para oeste.	57
6.8	Similar à figura 6.7 para 35,5°S.	58

6.9	Similar à figura 6.7 para 36,5°S.	59
6.10	Similar à figura 6.7 para 37,5°S	60
6.11	Similar à figura 6.7 para 38,5°S.	61
6.12	Similar à figura 6.7 para 39,5°S.	62
6.13	Média da diferença entre os espectros dos dados altimétricos TOPEX/Poseidon/Jason-1 da segunda série e da primeira série por período e por comprimento de onda para ondas de Rossby anuais (painéis superiores) e bianuais (painéis inferiores), na latitude 34,5°S no Atlântico em $\log_{10}(\text{mm}^2 \cdot \text{dia})$	65
6.14	Similar à figura 6.13 para 35,5°S.	66
6.15	Similar à figura 6.13 para 36,5°S.	67
6.16	Similar à figura 6.13 para 37,5°S.	68
6.17	Similar à figura 6.13 para 38,5°S.	69
6.18	Similar à figura 6.13 para 39,5°S.	70
6.19	Média da FBM sazonal para o verão (em vermelho) de 1993 a 2000 (painel superior) e de 2001 a 2008 (painel inferior). As barras verticais ao longo da frente indicam o desvio padrão meridional da posição média dos oito anos da série. A legenda à direita indica os símbolos utilizados para as posições obtidas em cada ano que compõe a série de observações. Os símbolos em negrito indicam valores de posição extremos em relação à FBM média obtida na série (maiores ou menores que um desvio padrão em relação à média).	75
6.20	Semelhante à figura 6.19 para o outono.	76
6.21	Semelhante à figura 6.19 para o inverno.	77
6.22	Semelhante à figura 6.19 para a primavera.	78
6.23	No painel superior, gráfico referente a análise comparativa da FBM média sazonal durante o inverno obtida na primeira série (1993–2000 em azul) e na segunda série (2001–2008 em vermelho). No painel inferior, gráfico do desvio padrão meridional em relação à média descrita no painel superior (primeira série em azul e segunda série em vermelho).	79
6.24	Semelhante à figura 6.23 para o verão.	80
6.25	Semelhante à figura 6.23 para o outono.	81
6.26	Semelhante à figura 6.23 para a primavera.	82

6.27	Diagrama <i>waterfall</i> da FBM mensal para a série de 1993 a 2000 (painel direito) e de 2001 a 2008 (painel esquerdo). Os gráficos em azul indicam meses sob a influência de <i>El Niño</i> , em vermelho sob a influência de <i>La Niña</i> e em negro indicam meses estacionários, de acordo com o índice NINO 3.4 descrito na subseção 4.2.3.	83
6.28	Média da FBM sazonal para o verão (painel superior) e para o inverno (painel inferior) em meses com ocorrência de <i>El Niño</i> (em azul) e de <i>La Niña</i> (em vermelho) de 1993 a 2008.	84
6.29	Semelhante à figura 6.28 para o outono (painel superior) e para a primavera (painel inferior).	85
6.30	Mapas da média sazonal para o verão da magnitude da velocidade geostrófica (V_{geo}) durante o período de 1993 a 2000 (painel superior esquerdo) e durante o período de 2001 a 2008 (painel inferior esquerdo) com seus respectivos desvios padrão (σ) da V_{geo} (painel superior direito e inferior direito). A FBM média detectada por meio dos dados de TSM para o mesmo período encontra-se traçada sobre os mapas de V_{geo} na cor branca.	87
6.31	Semelhante à figura 6.30 para o inverno.	88
6.32	Semelhante à figura 6.30 para o outono.	89
6.33	Semelhante à figura 6.30 para a primavera.	90

Lista de Tabelas

4.1	Valores de TSM ($^{\circ}\text{C}$) característicos de cada Corrente (CB e CM) empregados para delimitar a área de busca do máximo gradiente no interior da região da CBM, por estação do ano.	41
6.1	Valores da média da diferença ($\text{mm}^2\cdot\text{dia}$) entre os espectros da segunda série e da primeira série, na região mais energética, referentes às ondas de Rossby anuais e bianuais para a região do Atlântico compreendida entre as latitudes $34,5^{\circ}\text{S}$ e $39,5^{\circ}\text{S}$, por latitude. Os valores máximos da média para cada período nessa faixa de latitude encontram-se em negrito.	50
6.2	Valores de média da diferença ($\text{mm}^2\cdot\text{dia}$) entre os espectros da segunda série e da primeira série, por período (P) e por comprimento de onda (K) característico, referentes às ondas de Rossby anuais e bianuais obtidos por meio dos dados altimétricos para a região do Atlântico compreendida entre as latitudes $34,5^{\circ}\text{S}$ e $39,5^{\circ}\text{S}$, por latitude.	64
6.3	Valores de amplitude média (mm) e de aumento (%) da amplitude média da segunda série temporal (A_2) em relação à amplitude média da primeira série temporal (A_1), referentes às ondas de Rossby anuais e bianuais obtidas por meio dos dados altimétricos para a região do Atlântico compreendida entre as latitudes $34,5^{\circ}\text{S}$ e $39,5^{\circ}\text{S}$, por latitude.	71
6.4	Valores de amplitude média (mm) e de aumento (%) da amplitude média da segunda série temporal (A_2) em relação à amplitude média da primeira série temporal (A_1), referentes às ondas de Rossby anuais e bianuais obtidas por meio dos dados altimétricos apenas para a região da FBM, por latitude. Os maiores valores de aumento por período foram marcados em negrito.	72

6.5	Valores de média do desvio padrão (σ) ($\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) no interior da área selecionada em negro nos mapas de σ da magnitude da velocidade geostrófica (V_{geo}) para cada sub-série por estação do ano.	86
-----	--	----

Capítulo 1

Introdução

1.1 Preâmbulo

A circulação de larga escala forçada pelo vento forma células praticamente fechadas ou giros oceânicos que se alinham zonalmente à linha de rotacional nulo do vento [Sverdrup, 1947]. Observam-se correntes bem mais intensas no lado oeste dos giros oceânicos que suas correspondentes do lado leste. Através de um estudo sobre a circulação dirigida pelo vento, considerando um oceano retangular e homogêneo, Stommel [1948] explicou o fato das correntes oceânicas serem mais intensas no lado oeste, demonstrando que a assimetria dos giros oceânicos é devida à variação do parâmetro de Coriolis com a latitude. Essas correntes mais intensas no lado oeste dos giros oceânicos são denominadas de Correntes de Contorno Oeste (CCO). As CCO são jatos geofísicos caracterizados como fluxos intensos, estreitos e bem definidos que representam o escoamento de retorno devido ao transporte de Sverdrup. Anderson & Gill [1975] sugeriram que o processo de intensificação das CCO está associado à propagação de energia do interior oceânico para a borda oeste por meio de ondas planetárias.

Por conservação de vorticidade potencial as CCO tem direção predominantemente meridional ajustando sua posição com a variação da vorticidade planetária a fim de compensar a vorticidade relativa fornecida pelo vento. Ao atingirem a linha de rotacional nulo do vento, as CCO fluem para o interior da bacia oceânica onde conservam sua vorticidade planetária numa determinada latitude em balanço com a vorticidade relativa adquirida.

O afastamento das CCO da costa ocorre de duas formas bastante distintas. Pode ocorrer suavemente, auxiliado pela inclinação da costa em direção ao interior da bacia oceânica como, por exemplo, na Corrente do Golfo. Pode também ocorrer de forma abrupta, devido ao encontro de massas de água de estrutura termohalina muito distintas como é o caso da Corrente do Brasil. A forma abrupta de afastamento das CCO recebe o nome de retroflexão e tem como exemplo no Atlântico Sul a separação da Corrente do Brasil (CB) em sua região de encontro com a Corrente das Malvinas (CM).

O foco do presente estudo é a variabilidade dinâmica na região de encontro da CB com a CM, conhecida como Confluência Brasil-Malvinas (CBM). Para tal foram analisadas as variações na densidade de potência na banda sub-inercial a intra-decadal do espectro de altura da superfície do mar (ASM), as variações na posição meridional da frente de temperatura da superfície do mar (TSM) e as variações na média e no desvio padrão da velocidade geostrófica média obtida via altímetro. Para a consecução deste estudo é essencial a descrição dos resultados obtidos previamente a fim de estabelecer valores comparativos como referência para a avaliação da variabilidade.

Neste capítulo será apresentada uma síntese da literatura acerca da CM, da CB e dos fenômenos associados à região de encontro destas (CBM). Serão também expostos os objetivos que nortearam os procedimentos e resultados analisados na presente dissertação.

1.2 Síntese da Literatura

Uma avaliação quantitativa da variabilidade dinâmica na região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) só pode ser iniciada após o estabelecimento das características típicas das correntes que interagem nesta região através de médias temporais. Para tal, traçaremos nas seções subseqüentes um perfil dos parâmetros físicos mais usuais no estudo da circulação na região. Este perfil é composto dos valores médios de velocidades de superfície e transporte de volume, além do conhecimento da região de formação e estrutura termohalina da CM e da CB, obtidos em estudos progressos. A CBM é também caracterizada ao final deste capítulo sob a mesma ótica empregada para o estudo das correntes que a compõem.

1.2.1 Corrente das Malvinas (CM)

A plataforma continental da Patagônia é banhada pelo oceano Atlântico Sul e estende-se do Rio da Prata ao norte até a Ilha Staten ao sul, avançando para leste a partir da costa da América do Sul até 463 quilômetros em média. No entorno das Ilhas Malvinas e sobre o Banco Burdwood ao sul da plataforma encontram-se áreas com profundidades menores que 200m. Além da isóbata de 200m, que pode ser considerada como a profundidade de quebra da plataforma na região, a descida para profundidades oceânicas é relativamente abrupta [Hart, 1946].

Em seus estudos sobre a hidrologia na região do Pacífico sul e Atlântico sul *Deacon* [1937] mencionou as constantes defleções para o norte e para o sul sofridas pelo fluxo principal da Água Subantártica em seu trajeto para leste. Essas alterações regionais de direção ocorrem devido ao efeito de massas de terra e ao relevo submarino. Dentre os acidentes topográficos mais notáveis nas imediações do continente Antártico encontra-se o Estreito de Drake. *Deacon* [1937] descreveu como a corrente de deriva principal provocada pelo vento de oeste no Pacífico Sul é comprimida ao atravessá-lo. Essa compressão intensifica sua velocidade e sua porção subantártica é acrescida de um relativamente pequeno, quente e pouco salino aporte de água costeira fluindo para sul à sudoeste da costa do Chile. A resultante destas forças é então chamada de Corrente do Cabo Horn que corresponde a uma intensificação local da deriva do vento de oeste.

À leste da Ilha Staten a Corrente do Cabo Horn guina rapidamente para o norte e bifurca-se em dois ramos. Um deles, fluindo para norte, banha as Ilhas Falkland a leste e a oeste, seguindo ao longo da costa da Patagônia até o Rio da Prata. Este fluxo é conhecido como Corrente das Malvinas. O segundo e principal ramo compõe a Corrente Circumpolar Antártica (CCA) e inicialmente segue na direção nordeste, fluindo em seguida para leste de forma a atravessar o Oceano Atlântico [Hart, 1946].

A Corrente das Malvinas (Falkland) foi definida mais precisamente por *Olson et al.* [1988] como aquela que é originada de um ramo da frente mais boreal (Frente Subantártica) associada com a Corrente Circumpolar Antártica no Estreito de Drake após a bifurcação das águas subantárticas ao passarem pelo Arquipélago das Malvinas ($\sim 40^\circ\text{W}$). Uma porção do fluxo contorna o Platô das Malvinas (Falkland) para oeste

até encontrar a região de quebra da Plataforma Continental Argentina, onde guina em direção ao norte. Este jato de água subantártica fria e pouco salina segue vigorosamente para o norte até encontrar a Corrente do Brasil, morna e salina, sendo ambas desviadas para leste em direção ao interior da bacia do Atlântico.

Peterson & Stramma [1991] realizaram um levantamento da literatura sobre a circulação nas camadas superiores do Atlântico Sul. Eles observaram através de dados hidrográficos que as características das massas de água em profundidade indicam que o fluxo em direção ao norte ao largo da plataforma da Patagônia se estende da superfície até o fundo. Esta estrutura termohalina indica que a Corrente das Malvinas apresenta uma componente barotrópica significativa que não pode ser contabilizada escolhendo um nível de referência arbitrário.

Esta observação é corroborada pela comparação da velocidade geostrófica de superfície calculada através de dados hidrográficos com a velocidade obtida de derivadores de superfície. *Gordon & Greengrove* [1986] empregaram o nível de referência de 1400m e obtiveram valores de transporte de volume da CM de 9,8Sv e 11,4Sv para norte em 42°S e 46°S respectivamente. Porém, observaram que as velocidades geostróficas de superfície na CM calculadas a partir destes dados ($0,17\text{ms}^{-1}$) representavam apenas a metade do valor obtido de um par de derivadores de superfície que atravessou a mesma região. Os autores concluíram então que os valores de transporte de volume obtidos foram subestimados e que velocidades diferentes de zero próximas ao fundo devem existir ao longo da CM.

A dificuldade para o cálculo do transporte de volume na CM fica evidenciada pela ampla variação de estimativas existentes na literatura. *Vivier & Provost* [1999b] estimaram o transporte de volume da CM em $41,5 \pm 12,2\text{Sv}$ para o norte. A componente barotrópica do fluxo respondeu por cerca de metade do transporte total. Outros estudos anteriores apresentaram valores bem diferentes destes e dos de *Gordon & Greengrove* [1986], dentre eles 75Sv em 42°S e 88Sv em 46°S por *Peterson* [1992]; 60Sv por *Saunders & King* [1995] e 45Sv por *Maamaatuaiahutapu et al.* [1998].

A CM é composta pela Água Subantártica de Superfície (ASA) com temperaturas menores que 10°C e salinidade inferior a 34,3 nos primeiros 500m de profundidade, segundo *Bianchi et al.* [1993]. Entre 600 e 1000m é também encontrada a Água Inter-

mediária Antártica (AIA) com temperaturas entre 3 e 5°C [Piola & Gordon, 1989]. Em profundidades maiores que 1000m a CM é composta da Água Circumpolar Profunda (ACP) até a profundidade de 3500m, onde *Maamaatuaiahutapu et al.* [1994] observaram a existência de Água Profunda do Mar de Weddel (APMW) até o fundo oceânico.

Medidas diretas de velocidade da CM realizadas por *Peterson* [1992] indicaram velocidades de superfície de aproximadamente $0,4\text{ms}^{-1}$. *Garzoli* [1993] encontrou valores de $1,02\text{ms}^{-1}$ em 36,5°S e de $-0,61\text{ms}^{-1}$ a $-0,62\text{ms}^{-1}$ em 37,6°S para a velocidade geostrófica, sendo estes associados respectivamente ao fluxo da CM para norte e ao fluxo de retorno desta para o sul, denotam o intenso cisalhamento típico de regiões frontais.

O fluxo da CM ao longo da plataforma apresenta grande variabilidade interanual, não aparentando possuir ciclos anuais e semianuais. Entretanto, *Vivier & Provost* [1999a] sugeriram a existência significativa de energia em períodos de cerca de 135 dias. Os autores evidenciaram a necessidade de uma série de observações mais longa a fim de resolver melhor o período semianual. *Smith et al.* [1994] resolveram satisfatoriamente este período empregando um modelo numérico isopical e encontraram coerência de 0,88 entre o transporte da Corrente Circumpolar Antártica (CCA) através do Estreito de Drake e o transporte da CM em 45°S, o que sugere uma forçante remota da CM. Em relação ao fluxo perpendicular à costa, *Vivier & Provost* [1999a] demonstraram claramente a existência de um ciclo anual associado com a variação da posição da Frente Subantártica.

Os valores de transporte de volume e velocidades observados na CM são superiores aos encontrados na Corrente do Labrador, sua análoga no Atlântico Norte de acordo com *Munk* [1950]. *Lazier & Wright* [1993] caracterizaram a estrutura da Corrente do Labrador ao longo da isóbata de 1000m como predominantemente baroclínica e observaram valores de transporte de volume de 11,9Sv e velocidades de $0,09\text{ms}^{-1}$ na superfície e de $0,19\text{ms}^{-1}$ na profundidade de 200m.

Em síntese, a CM é caracterizada como uma corrente predominantemente barotrópica [Piola & Matano, 2001]. Sua variabilidade é dominada por períodos de 135 dias [Vivier & Provost, 1999a]. Esta variabilidade é atribuída a interação com a Corrente Circumpolar Antártica [Smith et al., 1994].

1.2.2 Corrente do Brasil (CB)

A figura 1.1 apresenta um esquema da circulação de larga escala para as correntes geostróficas no Atlântico Sul, entre 0 e 100m. Nela, a Corrente Sul Equatorial (CSE) flui de leste para oeste e se bifurca ao se aproximar da costa brasileira entre 15°S e 25°S. Os estudos de *Molinari* [1982] e *Stramma* [1991] descreveram a CSE como um fluxo para oeste com três ramos distintos: sul (CSEs), central (CSEc) e norte (CSEn), onde os ramos CSEn e CSEc estariam separados pela Subcorrente Sul Equatorial (SCSE), e os ramos CSEc e CSEs pela Contracorrente Sul Equatorial (CCSE).

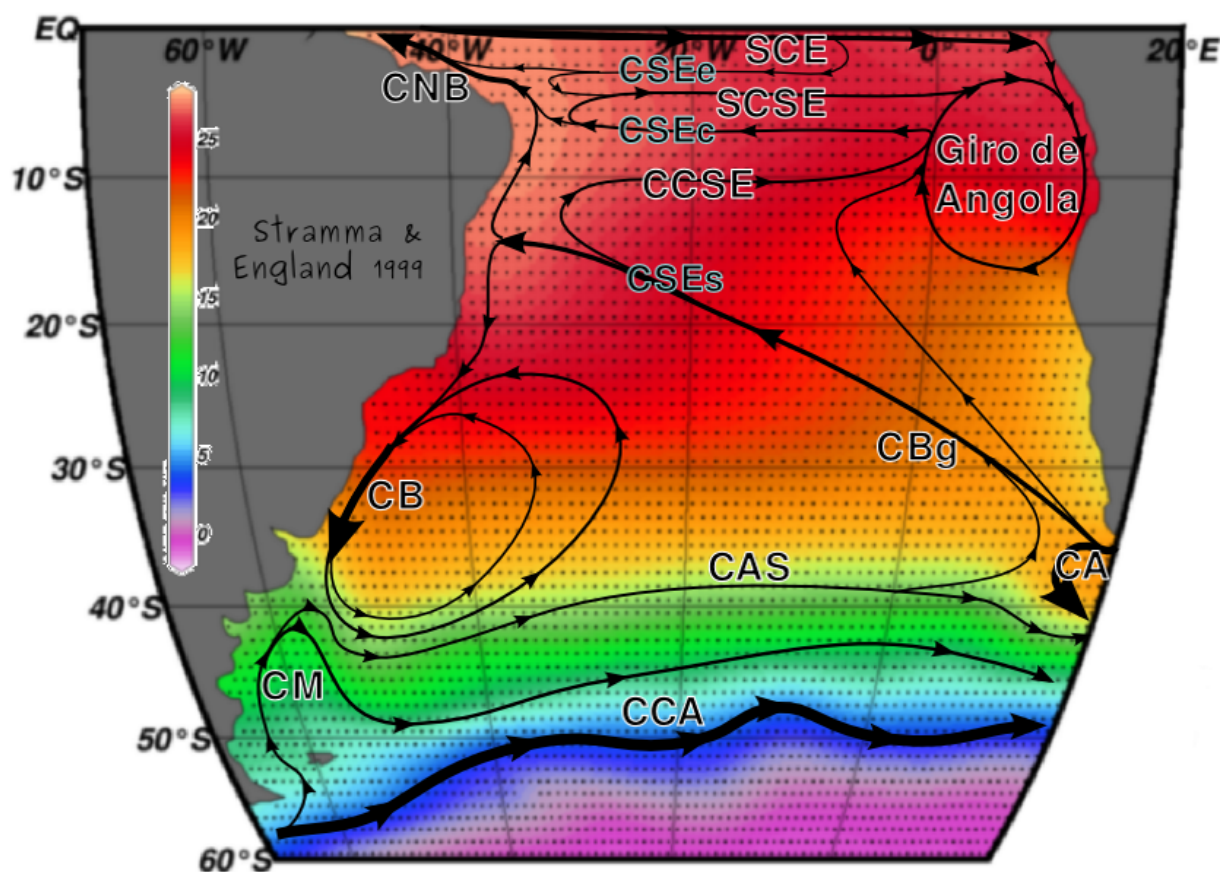


Figura 1.1: Esquema da circulação de larga escala para as correntes geostróficas no Atlântico Sul, entre 0 e 100 m. São mostradas: Subcorrente Equatorial (SCE); Corrente Norte do Brasil (CNB); Subcorrente Sul Equatorial (SCSE), Contracorrente Sul Equatorial (CCSE); Ramos central (CSEc), sul (CSEs) e equatorial (CSEe) da Corrente Sul Equatorial (CSE); Corrente do Brasil (CB); Corrente do Atlântico Sul (CAS); Corrente Circumpolar Antártica (CCA); Corrente das Malvinas (CM); Corrente das Agulhas (CA); Corrente de Benguela (CBg). As correntes estão sobrepostas a um mapa de TSM (em °C) oriundo do *World Ocean Atlas 2005* (WOA05). Modificado de *Stramma & England* [1999].

A bifurcação da CSE quando de sua aproximação da costa leste da América do Sul foi descrita por *Stramma & England* [1999] como tendo uma configuração complexa

e estratificada, ocorrendo em diferentes profundidades para diferentes latitudes. A bifurcação da CSE em nível de superfície ocorre em torno de 15°S, resultando nas duas CCO que fluem junto à costa brasileira: a porção superficial da Subcorrente Norte do Brasil (SNB) e a Corrente do Brasil (CB). A bifurcação ocorre em torno de 20°S em níveis picnoclínicos (de 150 a 500m de profundidade) no domínio vertical da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) onde parte flue para norte, acompanhando a Corrente de Contorno Intermediária (CCI) e contribuindo com a região do núcleo da SNB, e parte flue para sul, espessando verticalmente o fluxo da CB. De 500 a 1000m a bifurcação se dá aproximadamente em 25°S.

A CB flui para sul ao largo da costa do Brasil desde a bifurcação da CSE até a região de Convergência Subtropical (33° – 38°S), onde conflui com a Corrente das Malvinas e se separa da costa [Silveira *et al.*, 2000]. Formada pelo empilhamento das massas de água características do Atlântico Sul, a CB é composta nos primeiros 3000m de coluna d'água pela Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), AIA, Água Circumpolar Superior (ACS) e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). Diversos estudos versam sobre a organização vertical da CB apresentando algumas divergências quanto aos locais de bifurcação e mudanças de direção das massas de água supracitadas. Entretanto, em latitudes superiores a 25°S, a porção setentrional da CB encontra-se bem consolidada com a AT, a ACAS, a AIA e a APAN bordejando a costa do Brasil e fluindo para sul [Silveira *et al.*, 2000].

Goni & Wainer [2001] empregaram uma série temporal de seis anos (1993–1998) de dados altimétricos para indicar que a posição meridional da frente da CB na região da CBM apresenta intensa variabilidade interanual com amplitudes médias anuais de 1° a 6° de latitude, o que corresponde a até aproximadamente 650km de distância meridional. As componentes anual e semianual responderam por mais de 75% da variabilidade das oscilações da frente. Segundo os autores o ciclo anual dessa variação está fortemente relacionado às flutuações do transporte baroclínico da CB.

Os valores estimados para o transporte de volume geostrófico da CB variam de acordo com o nível de referência adotado. Entretanto, existe um consenso entre os trabalhos de Signorini [1978]; Evans *et al.* [1983] e Evans & Signorini [1985] quanto ao valor de 9Sv a 11Sv na direção sudoeste para o transporte estimado relativo ao nível de

600m na latitude de 24°S. *Silveira et al.* [2004] obtiveram valores de 6Sv a 7Sv na direção sudoeste para o transporte de volume da CB até 500m de profundidade nas latitudes de 22 a 23°S. Corroborando estes estudos, *Stramma* [1989] obteve o valor de 10Sv para o transporte da CB junto à isóbata de 1000m na latitude de 24°S e detectou a existência de uma célula de recirculação ao sul de 28°S, cujo transporte de 7,5Sv incrementa o transporte da CB ao valor de 17,5Sv na latitude de 33°S. Este transporte adequa-se bem ao valor ligeiramente maior de 19Sv para sul em 38°S obtido por *Gordon & Greengrove* [1986]. Ademais, *Signorini* [1978]; *Evans et al.* [1983]; *Evans & Signorini* [1985] e *Stramma* [1989] encontraram valores da ordem de $-0,50\text{ms}^{-1}$ para as velocidades geostróficas de superfície observadas na CB em 24°S. Estes valores são substancialmente inferiores em relação aos apresentados pela Corrente do Golfo, CCO análoga da CB no Atlântico Norte. Na Corrente do Golfo são observados transportes de volume de até 150Sv e velocidades de superfície superiores a $1,50\text{ms}^{-1}$ [*Tomczak & Godfrey*, 1994].

Stommel [1965] atribuiu essa diferença entre a Corrente do Golfo e a CB no que se refere aos valores de transporte de volume e de velocidades de superfície à hipótese da componente termohalina da circulação oceânica ter sentido oposto daquela gerada pelo vento no Atlântico Sul. Tal fato não ocorre no Atlântico Norte, onde as componentes se somariam, provocando valores de transporte de volume e intensidades de velocidades de superfície substancialmente maiores na Corrente do Golfo quando comparados aos obtidos na CB.

Em suma, a CB é caracterizada como uma corrente predominantemente baroclínica. Sua variabilidade é dominada por períodos de 130 a 300 dias e é associada à variação na tensão de cisalhamento do vento sobre o Atlântico Sul [*Olson et al.*, 1988].

1.2.3 Confluência Brasil-Malvinas (CBM)

A CB flui quase meridionalmente para sul até aproximadamente 36°S, iniciando seu afastamento da costa até 38°S devido ao encontro de suas águas quentes e salinas com as águas de origem subpolar da CM, conforme *Garzoli & Garrafo* [1989]. Essa região de encontro recebe o nome de Confluência Brasil-Malvinas (CBM). A diferença na estrutura vertical de densidade das duas correntes aliada às velocidades relativamente grandes em direções opostas propicia a ocorrência de instabilidades. Estas se

da CBM, observando valores médios de aproximadamente 10Sv para sul. Medidas posteriores realizadas por *Garzoli* [1993] apresentaram valores de velocidades máximas de $0,55\text{ms}^{-1}$ em torno de 38°S , com valores médios de $0,35\text{ms}^{-1}$ e transporte com valores máximo de 18Sv e médio de 11Sv, todos para sul. Meandramentos de grande amplitude da CB foram observados por *Martos & Piccolo* [1988], fazendo-a atingir regiões mais ao sul, em torno de 44°S . Estes provocam a emissão de vórtices de núcleo quente que atingem a Corrente Circumpolar Antártica (CCA).

O estudo da variabilidade de mesoescala da CBM por meio de observações de derivadores e imagens satélites por sensor infra-vermelho *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) efetuado por *Olson et al.* [1988] indicou que o lóbulo principal de retroflexão da CB frequentemente se alonga para sul, emitindo vórtices anticiclônicos dentro do giro subpolar. Foi observada ainda, por *Gordon & Greengrove* [1986], a formação de vórtices ciclônicos desenvolvendo-se a partir de meandros ciclônicos a leste do lóbulo da retroflexão. *Lentini et al.* [2002] observaram através de uma série temporal de seis anos de dados de TSM que a CB desprende vórtices anticiclônicos com uma frequência de 7 a 9 por ano. Estes vórtices apresentaram duração de 11 a 95 dias, velocidade de rotação variando de $0,05\text{ms}^{-1}$ a $0,31\text{ms}^{-1}$ e formato elíptico após a formação. As dimensões dos semi-eixos observadas foram de $126\pm 50\text{km}$ para o maior e $65\pm 22\text{km}$ para o menor. A figura 1.3 apresenta um destes vórtices e o lóbulo principal de retroflexão da CB por meio de uma imagem AVHRR da Confluência Brasil-Malvinas.

Souza et al. [2006] detectaram em novembro de 2002, através de imagens satélite de *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* (TSM MODIS), a emissão de um vórtice de núcleo quente pela CB na região da CBM próximo de 44°S e 56°W . O acompanhamento subsequente deste vórtice pelos autores indicou sua permanência ao sul da CBM por 64 dias até ser reassimilado pelo fluxo de retorno da CB. Dados *in situ* revelaram que sua estrutura vertical atingiu 150m de profundidade e que seu perfil termohalino era $5,5^{\circ}\text{C}$ mais quente e 1 unidade mais salino que o das águas adjacentes. O vórtice apresentou ainda velocidade de rotação média de $0,07\text{ms}^{-1}$ e geometria variando de círculo a elipse orientada zonalmente com dimensões horizontais médias de 111km para o eixo maior e 106km para o eixo menor, consistentes com as observações

escala espacial de 500 – 600km, propagação para oeste e velocidades de fase variando de 6 a 4cms^{-1} , características consistentes com o que é previsto na teoria linear das ondas de Rossby. Não foi possível observar a existência de sinais interanuais devido à curta duração da série temporal empregada pelos autores.

O valor de raio de deformação de Rossby interno para o primeiro modo baroclínico utilizado por *Provost & LeTraon* [1993] a fim de caracterizar as ondas de Rossby na região foi de 27km, conforme estudos de *Houry et al.* [1987]. Os autores calcularam um período de aproximadamente 19 meses na ausência de qualquer fluxo zonal para a propagação de ondas de Rossby baroclínicas com comprimento de onda de 500km e um período de aproximadamente 75 dias, na região da CBM, para a propagação de ondas de Rossby barotrópicas com o mesmo comprimento. Uma corrente zonal média para leste como a observada na CBM posteriormente aumentaria o período dessas ondas, assim como o declive meridional do fundo aumentaria o período das ondas barotrópicas, porém o valor obtido na ausência de corrente zonal média para as ondas de Rossby barotrópicas foi coerente com o sinal obtido nos estudos de *Provost & LeTraon* [1993].

Vivier & Provost [1999b] empregaram uma radial composta por 17 correntômetros distribuídos em quatro fundeios lançados entre 40°S e 41°S , nas profundidades de 450, 1507, 2200 e 3043m, de modo a amostrar toda a extensão transversal da CM. A radial permaneceu fundeada por 18 meses de dezembro de 1993 a junho de 1995. A partir de uma série inicial de 254 dias os autores estimaram o valor de $41,5 \pm 12,2\text{Sv}$ para o transporte de volume da CM através de toda a seção transversal da radial. Uma parte significativa deste desvio padrão é devida à atividade de mesoescala da Confluência Brasil-Malvinas, pois retirando-se os sinais com período inferior a 2 meses o desvio padrão reduz-se aproximadamente à metade. A disponibilidade simultânea de medidas de subsuperfície por correntômetros, anomalias da velocidade geostrófica de superfície *cross-track* oriundas do satélite altímetro TOPEX/Poseidon e dados hidrográficos *in situ* propiciou aos autores a oportunidade de estimar a velocidade média de superfície. *Vivier & Provost* [1999b] demonstraram que pode-se inferir a velocidade média geostrófica na superfície a partir do cálculo da velocidade *cross-track* numa determinada profundidade de referência para cada dado de satélite altímetro. A veloci-

dade *cross-track* é calculada conhecendo-se o cisalhamento geostrófico entre a profundidade de referência e a superfície para uma passagem específica do satélite altímetro.

Empregando esta metodologia *Vivier & Provost* [1999b] observaram que com os dados altimétricos do satélite TOPEX/Poseidon, em conjunto com informações estatísticas da estrutura vertical da corrente, podem monitorar o fluxo. Uma série de 3 anos do transporte foi derivada a partir deste estudo e apresentou uma correlação de 0,8 com as estimativas obtidas a partir dos dados oriundos dos correntômetros na CM (40° – 41°S). Cerca de 60% da variância dos dados foi explicada por períodos superiores a 20 dias. Dois períodos dominaram a variação de posição da frente na CBM: 50 – 80 dias e 180 dias. As oscilações interanuais observadas tiveram mais energia que as de período anual. Foi sugerido pelos autores que a CM tem pouco impacto sobre as migrações anuais da confluência. A predominância do ciclo semianual da migração da frente é compatível com forçantes remotas como sugerido por estudos observacionais de *Goni et al.* [1996] e de *Provost et al.* [1992], e numéricos de *Smith et al.* [1994].

Smith et al. [1994] empregando um modelo isopical forçado por ventos realísticos no Atlântico Sul relacionaram o ciclo semianual de variação da posição da Frente Brasil-Malvinas (FBM) com o transporte no Estreito de Drake. Eles observaram que enquanto existiu uma alta correlação entre o transporte no Estreito de Drake, o transporte na CM e os movimentos meridionais sazonais da CBM, o ciclo do transporte na CB exibiu um pico significativo de energia somente no período anual. Tal fato denotou que o sinal semianual local forçado pelo vento ao sul da CBM é extremamente atenuado antes de alcançar a região da CB por diversos fatores: atrito, o próprio fluxo oposto da corrente e a incapacidade das densas massas de água que compõe a CM de penetrar a circulação subtropical que é confinada às camadas superiores do modelo. *Goni et al.* [1996] observaram aproximadamente o mesmo ciclo semianual em 37,5°S, assim como o estudo de *Provost et al.* [1992] por meio de 3 anos de dados de TSM.

Spadone & Provost [2009] instalaram três fundeios compostos de dois correntômetros cada entre 40°S e 41°S, atravessando a CM e sob o trajeto da passagem 26 do satélite TOPEX/Poseidon/Jason. Esta radial permaneceu fundeada de dezembro de 2001 a fevereiro de 2003 na mesma localização da radial empregada por *Vivier & Provost* [1999b]. Um dos objetivos do estudo foi verificar se a correlação significativa entre o transporte

derivado de dados *in situ* e o transporte derivado de dados altimétricos para o conjunto de dados de 1993 – 1995 persistiu no tempo. Além dos dados de correntometria e de altimetria Spadone & Provost [2009] empregaram dados de velocidade de superfície obtidos de derivadores pertencentes ao IOC-WMO *Drifting Buoy Programme* disponibilizados, após procedimentos de controle de qualidade e interpolados para intervalos de 6 horas, pelo *Drifter Data Assembly Center* (DAC) localizado no *Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory* (AOML).

Spadone & Provost [2009] calcularam o transporte de volume médio da CM na região da CBM até 1500m de profundidade por meio dos dados de correntometria durante os primeiros 254 dias do estudo de 1993 – 1995 e durante os primeiros 179 dias do estudo de 2001 – 2003. Os valores obtidos foram 32,8Sv para o primeiro período e 32Sv para o segundo. O transporte de volume da CM para o mesmo nível foi então calculado empregando dados altimétricos de outubro de 1992 a maio de 2007. Os autores obtiveram o valor de $34,3 \pm 7,4$ Sv. A média dos 14 anos de dados foi estatisticamente idêntica à média derivada dos dados de correntometria. O coeficiente de correlação entre o transporte derivado da altimetria e o transporte derivado dos dados *in situ* foi superior a 0,7 para ambos períodos. O erro médio quadrático entre os transportes de volume foi de 5,6Sv para o período de 1993 – 1995 (comparável à estimativa de erro de 6Sv para o transporte derivado dos correntômetros) e de 4,7Sv para o período de 2001 – 2003 (erro estimado de 4Sv para o transporte calculado nos primeiros 179 dias de dados de correntômetro). A série temporal do transporte de volume calculado por altimetria teve correlação maior que 0,9 com a série temporal da anomalia da velocidade geostrófica média de superfície entre as isóbatas de 1000m e 1500m, o que era esperado devido ao caráter predominantemente barotrópico da CM. A CM flui ao longo de contornos de f/H (vorticidade potencial, onde f é o parâmetro de Coriolis e H é a profundidade) e as isóbatas de 1000 e 1500m correspondem aproximadamente aos contornos f/H de -10×10^{-8} e $-6,4 \times 10^{-8} \text{ms}^{-1}$ respectivamente. Os autores calcularam séries temporais de anomalia da velocidade geostrófica de superfície *cross-track* (AVGS) média entre os mesmos contornos f/H nas passagens 204, 128 e 61 do altímetro, as quais são transversais à CM, assim como a 26, e mais ao sul em relação a esta passagem. A orientação destas passagens é aceitável para o cálculo pois diferem em menos de 30°

da perpendicular aos contornos f/H , conforme demonstrado na figura 1.4. Todas as séries temporais de AVGS média evidenciaram uma mudança em seu espectro com o surgimento de um ciclo sazonal a partir do ano 2000. De outubro de 1992 a outubro de 1997, as variações de transporte da CM eram predominantemente semianuais e pareciam seguir a variabilidade temporal do balanço de Sverdrup, respondendo em menos de 20 dias às mudanças na tensão de cisalhamento do vento ao norte de 50°S no setor Pacífico.

Ainda segundo *Spadone & Provost* [2009], diferenças na anomalia do nível médio do mar de 1992 a 2000 e de 2001 a 2007 mostram um aumento de até 10cm na média da anomalia do nível do mar ao norte de 40°S ao longo do talude continental, o que seria indicativo de uma mudança de posição da CBM para o sul. A evolução temporal da anomalia do nível do mar no local da máxima diferença ($37^{\circ} - 39^{\circ}\text{S}$ e $53^{\circ} - 54^{\circ}\text{W}$) exhibe variações sazonais. Além disso, tanto uma janela móvel de dois anos quanto um ajuste polinomial de segundo grau sugerem uma tendência geral de elevação de mais de 20cm de 1993 a 2006. Entretanto, médias anuais de anomalia da altura do nível do mar em relação à média temporal no mesmo local não sustentam nenhuma relação clara com as médias anuais do transporte de volume da CM. As médias anuais da anomalia do nível do mar apontam uma retroflexão da CB significativamente mais forte que o habitual de 2002 a 2005, com uma anomalia excepcionalmente alta em 2005 (valor médio de 38cm) ocorrendo simultaneamente com a média anual mais fraca do transporte da CM. Assim, quando as variações de transporte da CM tiveram energia concentrada em torno do período anual (de 2001 a 2006) ocorreu uma localização anormalmente mais ao sul da CBM e da retroflexão da CB.

Polito & Sato [2008] aplicaram filtros zonais-temporais de resposta impulsiva finita em dados de anomalia da altura da superfície do mar (AASM) obtidos de dados altimétricos *along-track* dos satélites TOPEX/Poseidon e Jason. Os autores estudaram a tendência local da AASM em treze anos e observaram tendências positivas mais intensas nas metades oeste das bacias e em latitudes médias. Nessas áreas, a tendência média da AASM é positiva o que redundava em mais energia potencial disponível. Além disso, tendências da AASM diferentes em pontos próximos ($\sim 400\text{km}$) indicam alterações na inclinação da superfície do mar, nesse caso específico aumento

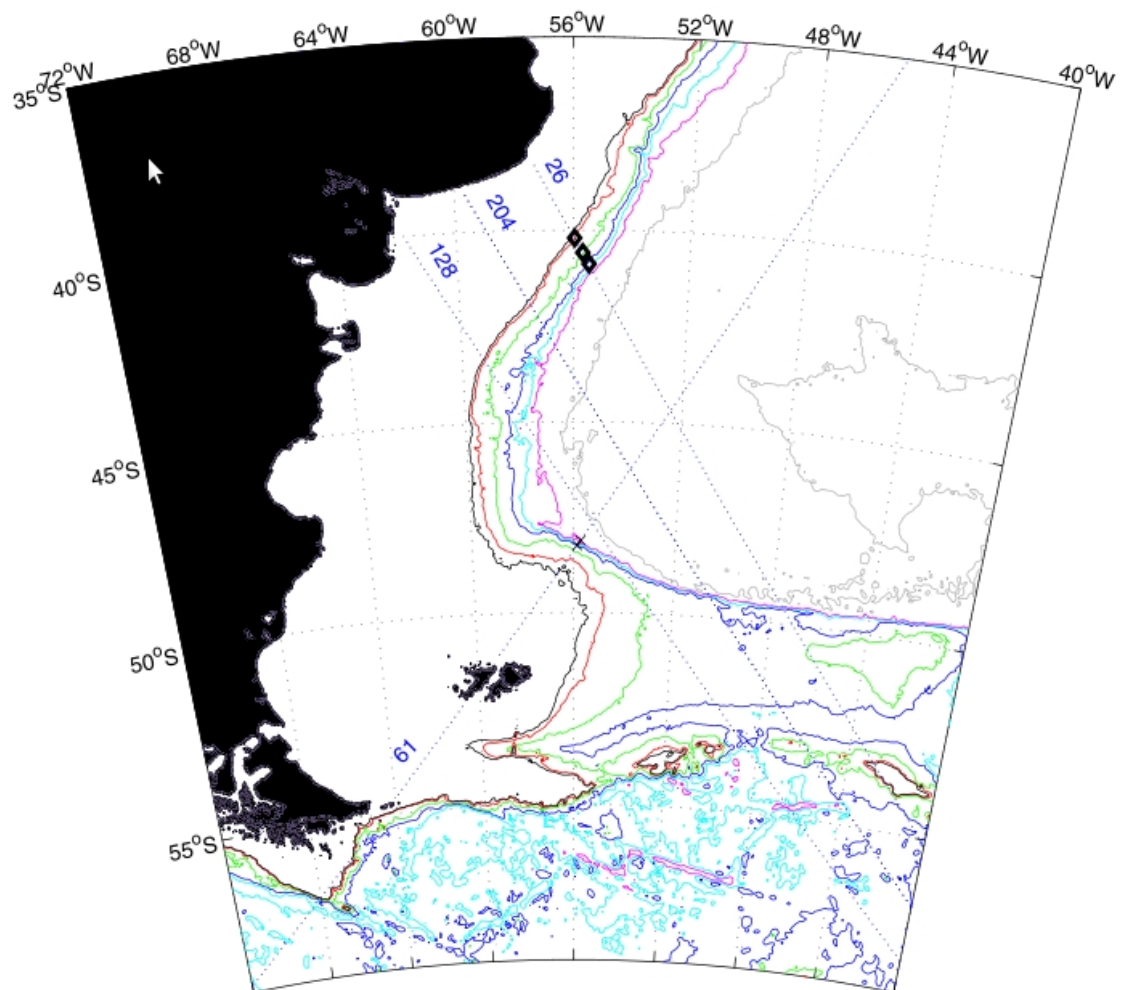


Figura 1.4: Distribuição das passagens 26, 204, 128 e 61 dos satélites TOPEX/Poseidon e Jason-1 selecionadas ao longo da CM. As linhas de diferentes cores demonstram os contornos f/H existentes na região: $-1,4 \times 10^{-7} \text{ms}^{-1}$ em negro, $-10 \times 10^{-8} \text{ms}^{-1}$ em vermelho, $-0,6 \times 10^{-7} \text{ms}^{-1}$ em verde, $-0,4 \times 10^{-7} \text{ms}^{-1}$ em azul escuro, $-0,3 \times 10^{-7} \text{ms}^{-1}$ em azul claro, $-0,25 \times 10^{-7} \text{ms}^{-1}$ em magenta e $-0,192 \times 10^{-7} \text{ms}^{-1}$ em cinza. A CM flui entre os contornos f/H $-1,5 \times 10^{-7} \text{ms}^{-1}$ e $-0,4 \times 10^{-7} \text{ms}^{-1}$. Os losangos demarcam as posições dos fundeios realizados pelos autores (fonte: Spadone & Provost [2009]).

desta inclinação. Este aumento da inclinação provoca aumento da intensidade das correntes geostróficas, tornando maior a quantidade de energia cinética disponível e gerando mais instabilidade. Foi observado aumento de amplitude tanto de ondas de Rossby como de vórtices nessas regiões e os fenômenos físicos supracitados constituem causa que se adequa essas observações.

Polito & Sato [2008] observaram que a tendência de aumento da amplitude dos vórtices é maior do que a das ondas de Rossby. Segundo os autores a tendência predominantemente positiva na amplitude das ondas de Rossby e dos vórtices sugere que estes eventos estão, em uma média global, ficando mais energéticos. A energia, nesse caso, é transferida do fluxo médio para as ondas e vórtices através de processos de instabilidade barotrópica e baroclínica que são mais pronunciados nas regiões onde ocorre a extensão para leste das CCO após seu afastamento da costa.

As possíveis alterações interanuais de posição da FBM reforçam a necessidade de estudos da variabilidade espaço-temporal na região da CBM por meio de séries temporais de longo período que permitam a análise de ciclos maiores que o bianual. Este estudo pretende aprofundar as observações de *Polito & Sato* [2008] e investigar se há uma tendência de deslocamento meridional da FBM, numa escala de tempo interanual, e suas implicações na região da CBM, por meio do emprego de dados altimétricos obtidos dos satélites TOPEX/Poseidon e Jason.

1.3 Objetivos

1.3.1 Hipótese

Há o deslocamento meridional, numa escala de tempo interanual, da Frente Brasil-Malvinas (FBM) e este deslocamento ocorre juntamente com a variação da energia associada às ondas de Rossby anuais e bianuais na região da CBM.

1.3.2 Objetivos Específicos

Os objetivos desta dissertação consistem em:

1. Obter campos de altura da superfície do mar (ASM) por dados altimétricos e

quantificar a variação espacial e temporal da Frente Brasil-Malvinas a partir da análise dos mesmos;

2. Verificar a variação do espectro de ondas de Rossby no Atlântico Sul entre as latitudes de 34,5°S a 39,5°S e quantificar as alterações de amplitude dessas ondas ocorridas na região da Frente Brasil-Malvinas;
3. Obter a posição média e quantificar a variação espacial e temporal da Frente Brasil-Malvinas por meio de dados de TSM.

A disponibilidade e a resolução espaço-temporal de dados de satélite na região de estudo permite efetuar a análise das imagens obtidas nas escalas temporal e espacial previamente observadas na região a fim de verificar a variação do espectro de energia na CBM. No Capítulo 2, serão apresentados os dados que serviram de base para a presente dissertação.

A aplicação de filtros de resposta impulsiva finita aos dados altimétricos viabiliza a análise dos fenômenos responsáveis pela geração da anomalia da altura da superfície do mar separadamente. No Capítulo 3, serão apresentados os procedimentos metodológicos empregados no tratamento e análise dos dados altimétricos coletados.

Os dados de TSM viabilizam a determinação da posição da FBM e sua variação ao longo do tempo, além de permitir a análise da variabilidade da temperatura na CBM e sua correlação com a variação meridional da posição da FBM. No Capítulo 4, serão apresentados os procedimentos metodológicos empregados no tratamento e análise dos dados de TSM.

Como estudo complementar, a fim de realizar uma comparação preliminar da dinâmica da CBM com a FBM termal obtida, são analisados dados de velocidade geostrófica oriundos de satélites altímetro. No Capítulo 5, serão apresentados os procedimentos metodológicos empregados no tratamento e análise dos dados de velocidade geostrófica.

As análises realizadas nos capítulos supracitados são consolidadas no Capítulo 6, onde serão discutidos os resultados das estimativas de alteração da densidade de potência espectral para a região da FBM, da alteração de posição desta obtida por meio de dados de TSM e da comparação dos mapas de velocidade geostrófica com a posição

da FBM obtida por meio dos dados de TSM. E, finalmente, no Capítulo 7, será apresentado um sumário dos resultados, bem como as conclusões e sugestões para trabalhos futuros.

Capítulo 2

Conjunto de Dados

2.1 Preâmbulo

O estudo de dados meteo-oceanográficos obtidos por satélites tem importância crescente no meio científico devido, principalmente, à baixa densidade de dados *in situ* em determinadas regiões dos oceanos e à agilidade na aquisição e processamento dos dados obtidos conferindo aos mesmos um caráter sinóptico.

Desde o início da década de 1990, a aquisição quase simultânea de medidas da altura da superfície do mar (ASM) e radiométricas da temperatura da superfície do mar (TSM) através de sensores que operam na banda de microondas (radar) e infravermelho, respectivamente, têm fornecido informações significativas sobre a circulação oceânica e sobre as interações entre o oceano e a atmosfera. A ASM é uma quantidade dependente da estrutura termohalina da coluna de água. Nas escalas de tempo e espaço tratadas neste estudo os dados altimétricos podem descrever feições que não sejam perceptíveis nas imagens termais devido à cobertura de nuvens ou devido à perda da assinatura termal superficial através de interações oceano-atmosfera.

A TSM obtida por radiômetros de infravermelho é um parâmetro derivado dos primeiros $3\mu\text{m}$ da superfície oceânica. Variações térmicas da fina camada de mistura influem significativamente nas medidas radiométricas e estão ligadas a fenômenos de curta duração, como frentes. Por outro lado, as variações térmicas da espessa camada acima da termoclina dominam as medidas altimétricas e estão associadas a fenômenos de maior duração, como sazonalidade e ondas planetárias.

Por mais acurados que sejam os sistemas de medição por sensoriamento remoto, não podemos olvidar das medidas *in situ*, que servem também a esses como mecanismo de validação e, cuja coleta deve ser intensificada e densificada ao máximo. Soma-se a isso o fato dos dados *in situ* serem inerentemente amostrados em três dimensões em sua maioria, enquanto os dados oriundos de satélite estão limitados à medidas bidimensionais.

Os dados que serviram de base para a presente dissertação são dados provenientes dos satélites altímetros TOPEX/Poseidon e Jason-1/2, dados de TSM obtidos através de sensores AVHRR existentes a bordo de satélites empregados no sistema de processamento PATHFINDER versão 5 da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) e dados de velocidade geostrófica disponibilizados pela *Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data* (AVISO). A seguir serão apresentados esses dados, bem como algumas características dos sistemas e equipamentos utilizados na coleta dos mesmos. O processamento dos mesmos será apresentado separadamente, nos Capítulos 3, 4 e 5, respectivamente.

2.2 Dados Altimétricos

A missão de satélites altimétricos TOPEX/Poseidon (T/P) e Jason-1/2 tem realizado coleta de dados de grande utilidade para a determinação da circulação oceânica, de mudanças climáticas e elevação do nível médio do mar. Os sensores a bordo destes satélites foram os primeiros a atingir a precisão nominal de 2cm o que constitui uma evolução considerável quando comparada à precisão de mais de 10 cm do satélite GEOSAT lançado em 1985.

Essa missão espacial de coleta de dados altimétricos, implementada pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) em parceria com o *Centre National d'Etudes Spatiales* (CNES), foi a primeira especificamente planejada e conduzida para estudo da circulação nos oceanos [Fu et al., 1994]. Seu início ocorreu em 25 de setembro de 1992 com o ciclo 1 do satélite TOPEX/Poseidon, o qual permaneceu em órbita até 8 de outubro de 2005 embora tenha sido concebido para durar apenas 3 anos.

Entende-se por ciclo uma navegação completa do satélite em torno da Terra rea-

lizando a coleta de informações de toda sua superfície. Os satélites desta missão navegam em órbitas de repetição exata, ou seja, o satélite passa exatamente sobre o mesmo ponto da superfície da Terra uma vez por ciclo e o intervalo de tempo entre duas passagens consecutivas sobre o mesmo ponto (tempo de revisita) é constante e corresponde ao tempo necessário para que o satélite conclua a cobertura total da Terra.

O último ciclo do satélite TOPEX/Poseidon foi o de número 481, sendo então substituído pelo satélite Jason-1, que se encontra em operação desde 7 de dezembro de 2001, tendo feito seu primeiro ciclo de coleta de dados (ciclo 1) em 15 de janeiro de 2002. Em continuidade ao programa de monitoramento da anomalia de elevação da superfície do mar desenvolvido pela NASA foi lançado o satélite Jason-2 em 20 de junho de 2008.

Os satélites supracitados permaneceram em funcionamento simultâneo durante um determinado período. Inicialmente navegando na mesma órbita a fim de realizar a inter-calibração dos instrumentos e posteriormente em órbitas paralelas dobrando a resolução espacial. Ao término desse período o equipamento em atividade por mais tempo deixou de operar, e então foi substituído por seu sucessor em plenas condições operacionais.

Cada ciclo destes satélites é constituído de 254 passagens, necessárias para cobertura total da Terra. Sua resolução temporal é de 9,9156 dias, tempo despendido para a conclusão de um ciclo. Sua resolução espacial ao longo da órbita (*along-track*) é de 7km, sendo a separação entre passagens “paralelas” de 315km sobre o equador. Cada medida presente nos dados MGDR que dão origem aos dados ATG constitui uma média de 10 pulsos de radar, cujo desvio padrão é da ordem

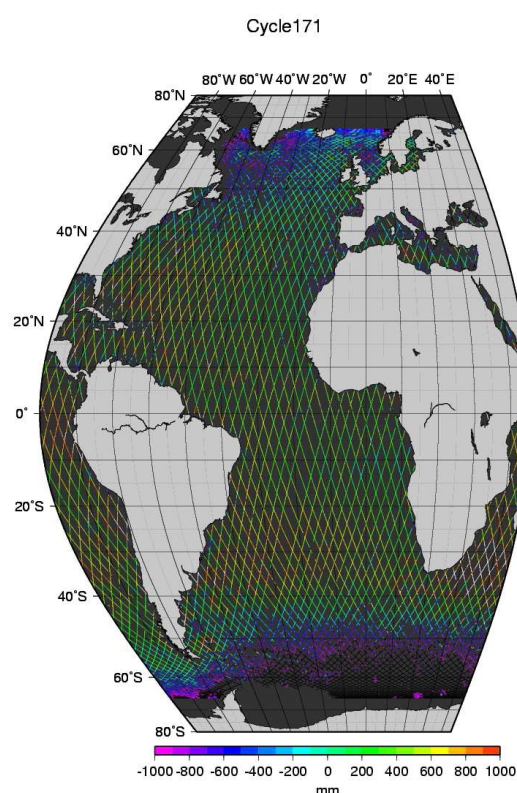


Figura 2.1: Ciclo 171 do Satélite T/P.

de 2cm, o que nos remete a precisão nominal de 2cm mencionada anteriormente. Embora a separação dos pontos seja de 7km, essas medidas não são estatisticamente independentes, pois a cada pulso o radar “ilumina” uma elipse com eixo maior projetado na superfície do oceano medindo 30km. Na figura 2.1 é exposta uma representação gráfica exemplificando um ciclo do satélite TOPEX/Poseidon sobre o Atlântico.

A separação espacial média entre duas passagens “paralelas” do satélite, na região de estudo, é de 251km. Tais características viabilizam a análise da variabilidade temporal com períodos que vão de interanual até 19,83 dias, assim como a observação de fenômenos de escalas espaciais superiores a 502km.

O radar altímetro utilizado pelos satélites desta missão opera nas bandas Ku (e C) de radar na frequência de 13,6GHz (e 5,3GHz). Para estas frequências a atmosfera e as nuvens são essencialmente transparentes, o que possibilita a coleta de dados quase sem falhas. O princípio físico de funcionamento do radar altímetro é a medição do tempo de retorno do pulso emitido após reflexão especular na superfície do oceano. A altura da superfície do mar é obtida por meio de algoritmos a partir da medição do tempo de retorno. Essa altura tem por referência o geóide, que nesta escala de tempo não varia. Portanto erros no geóide implicam em erros no cálculo de correntes médias.

Foram empregados no presente estudo dados altimétricos *along-track* das missões TOPEX/Poseidon e Jason mantidos pelo *Physical Oceanography Distributed Active Archive Center* (PO.DAAC) pertencente ao *Jet Propulsion Laboratory* (JPL) da NASA. Este centro de estudo realiza diversas correções ao sinal adquirido pelo altímetro antes de disponibilizá-lo. As correções padrão empregadas pelo PO.DAAC [Benada, 1997] visam minimizar os seguintes efeitos:

- Efeitos de ionização da alta atmosfera e de atraso devido à umidade troposférica;
- Efeito do peso da atmosfera ou efeito de barômetro invertido;
- Efeito de maré oceânica empregando modelos que tem maior acurácia em profundidades maiores que 1000m;
- Efeito de maré de terra sólida;
- Efeitos devidos às condições de superfície (desvio eletromagnético);

- Efeito da oscilação dos pólos; e
- Efeito provocado pelos erros do geóide.

Depois de aplicadas as correções os dados foram pré-interpolados pelo JPL ao longo de órbitas canônicas onde os pontos de coleta de dados estão alinhados e espaçados em intervalos regulares de 7km [Polito, 2005]. A fim de evitar as distorções causadas pela imprecisão dos modelos de redução de maré devido à influência da topografia de fundo nas profundidades menores que 1000m, uma “máscara” responsável por excluir estas profundidades foi aplicada aos mapas da AASM. Construída a partir dos dados topográficos com resolução de 2 minutos do ETOPO2v2 disponibilizados pela NOAA, esta “máscara” também exclui dos mapas pequenas ilhas ($x \leq 3^\circ$), permanecendo durante a filtragem apenas áreas contínuas em oceano aberto com dimensão zonal maior que 20° conforme ilustrado na figura 2.2.

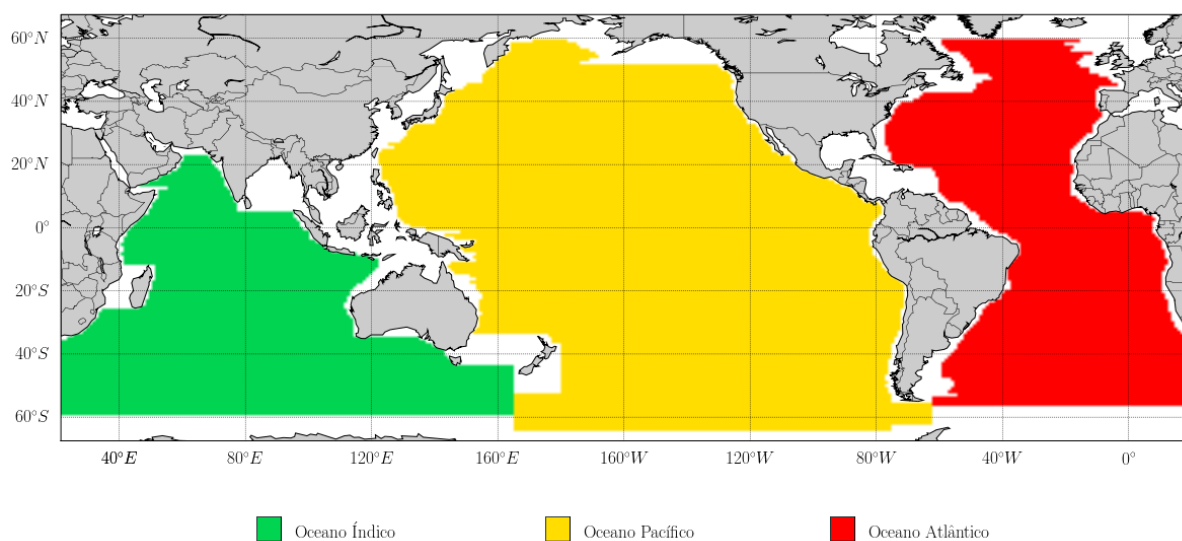


Figura 2.2: Áreas selecionadas nas principais bacias oceânicas durante o processamento.

2.3 Dados de Temperatura da Superfície do Mar

Foram utilizados no presente estudo dados de temperatura da superfície do mar (TSM) do programa *Pathfinder* distribuídos pelo PO.DAAC/JPL/NASA.

Este programa teve início nos primeiros anos da década de 90, com o propósito de gerar mapas globais de TSM com resolução de 9,28km com amplo emprego e grande

difusão no meio científico. Apesar de seu sucesso, alguns problemas com a versão 4 deste banco de dados limitaram seu uso. Dentre eles, são conhecidos os ruídos existentes em áreas fortemente atingidas por aerossóis atmosféricos. Adicionalmente, a máscara de terra relativamente grosseira criava problemas significantes para aplicações litorâneas e a falta de informação de gelo marinho limitava o uso dos dados em altas latitudes propensas a sua existência [Kilpatrick *et al.*, 2001].

A fim de corrigir estas imperfeições, após um esforço de três anos de trabalho do *National Oceanographic Data Center* (NODC) pertencente à *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) em parceria com a *University of Miami's Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science* (RSMAS), foi realizada a reanálise do banco de dados AVHRR por meio de uma versão aperfeiçoada do algoritmo Pathfinder e de suas etapas de processamento. Este trabalho produziu mapas globais de TSM e seus parâmetros relacionados desde 1981 com resolução de 4km, a maior possível para o banco de dados AVHRR global. Esta versão 5 do programa Pathfinder produz desde 2001 mapas de TSM com médias temporais de 5 dias, 7 dias, 8 dias, mensais e anuais.

Foram empregados dados de TSM obtidos pelo sensor AVHRR a bordo de satélites de órbita polar NOAA-N pertencentes ao programa *Pathfinder* Versão 5 (V5) com resolução espacial de 4km e temporal de 8 dias, mais compatível com a resolução apresentada pelos dados altimétricos dos satélites T/P e Jason-1/2 supracitados.

O sensor AVHRR possui seis canais permitindo uma análise multi-espectral. Os canais 4 e 5 (comprimentos de onda de 10,5–11,3 e 11,5–12,5 μ m respectivamente) deste sensor operam na banda de infravermelho termal para a medição de TSM. Essa banda do espectro é muito sensível à presença de vapor d'água na atmosfera. Se vapor estiver condensado na forma de nuvens a atmosfera é opaca e prejudica a medição da TSM por este sensor. Caso contrário, na presença de vapor não condensado, uma correção atmosférica deve ser aplicada aos dados a fim de obter a TSM. Esta correção é obtida pelo canal 3 (comprimentos de onda de 3,55–3,93 μ m) do sensor AVHRR e foi agregada aos dados usados neste estudo pelo NODC antes de sua distribuição.

2.4 Dados de Velocidade Geostrófica

A utilização de dados provenientes de diferentes altímetros orbitais simultaneamente aumenta a área escaneada melhorando a resolução espacial dos mapas de ASM [Ducet et al., 2000]. O *Data Unification and Altimeter Combination System* (DUACS) é parte do segmento multi-missão (SSALTO) do *Centre National d'Etudes Spatiales* (CNES). Este sistema processa dados de todas as missões que empregam satélites altímetros: OSTM/Jason-2, Jason-1, TOPEX/Poseidon, Envisat, GFO, ERS-1/2 e GEOSAT.

O DUACS disponibiliza dois produtos principais com objetivo científico: dados próximos de tempo real e dados com atraso. Dentre os dados com atraso produzidos pelo SSALTO/DUACS são distribuídos pela *Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data* (AVISO) com apoio do CNES mapas globais contendo dados de velocidade geostrofica absoluta.

A velocidade geostrofica absoluta empregada neste estudo foi obtida destes mapas e é processada pelo DUACS a partir de mapas de topografia dinâmica absoluta. A figura 2.3 demonstra um destes mapas apresentando maior presença de vórtices característica das proximidades da Corrente das Agulhas e da CBM. A topografia dinâmica absoluta consiste da soma da AASM em relação à média da altura da superfície do mar (MASM) de longo período (1993–1999) e a topografia dinâmica média (TDM) obtida do *Combined Mean Dynamic Topography* (CMDT) RIO05. O CMDT RIO05 é um mapa de topografia dinâmica que utiliza a combinação de dados altimétricos, medidas *in situ* hidrográficas e de velocidade por derivadores e o modelo geoidal EIGEN-GRACE03S. Rio & Hernandez [2004] procederam o cálculo desse CMDT empregando os dados hidrográficos e de derivadores para calcular a topografia dinâmica instantânea em vários locais durante sete anos (1993–1999). Dados altimétricos medidos nos mesmos pontos de coleta dos dados *in situ* foram então usados para converter os resultados em estimativas locais da topografia dinâmica média. Esta foi em seguida utilizada para corrigir a primeira aproximação baseada no método direto que emprega a média da altura da superfície do mar menos o geóide e a climatologia Levitus, a fim de obter o CMDT RIO05. Neste caso a topografia dinâmica é medida em metros e é derivada da anomalia do geopotencial (medida em metros dinâmicos $-m^2s^{-2}$) dividida pela aceleração

da gravidade (ms^{-2}).

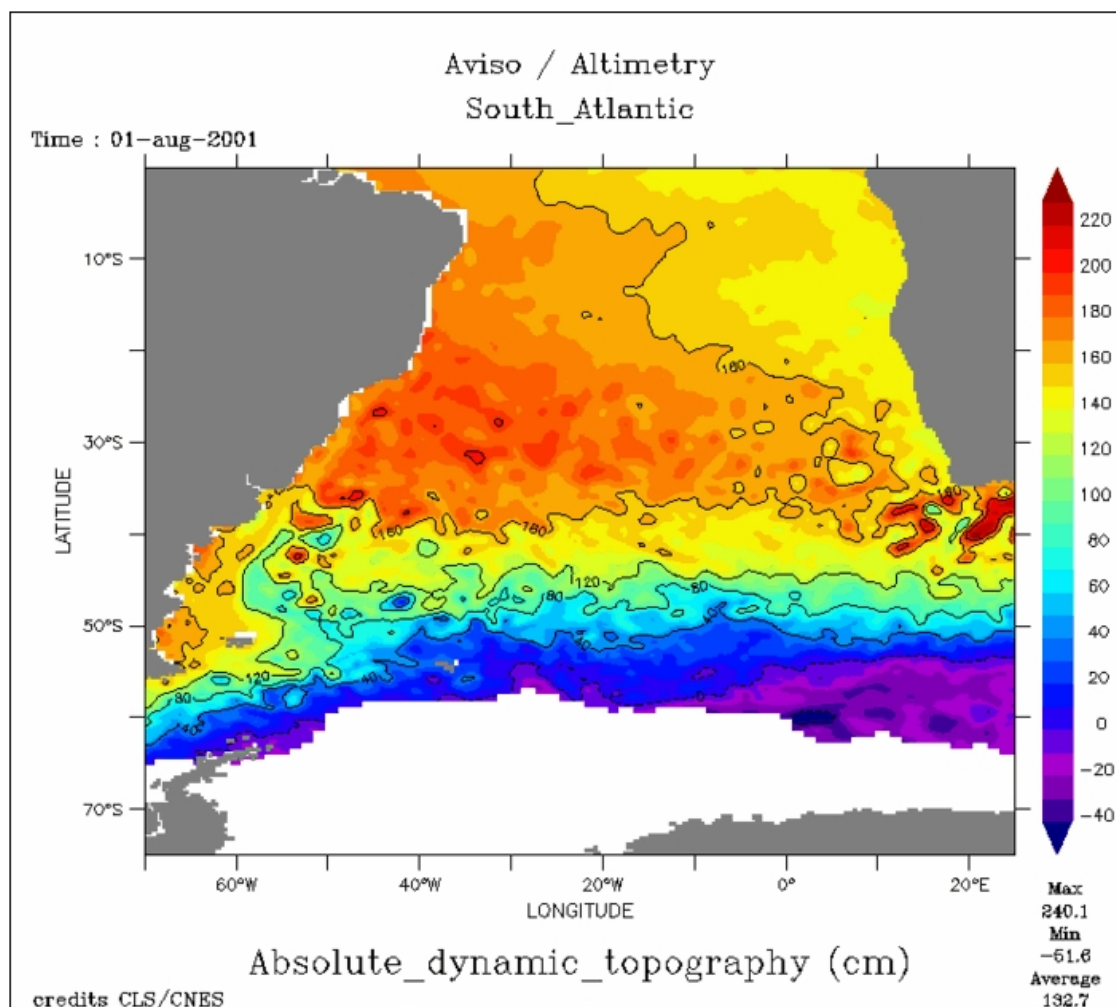


Figura 2.3: Topografia Dinâmica Absoluta para o Atlântico Sul em 01/08/2001.

(fonte: http://bulletin.aviso.oceanobs.com/html/produits/aviso/welcome_u.k.php3).

Estes mapas contêm as componentes zonal (u) e meridional (v) da velocidade geostrófica absoluta distribuídas em uma grade de resolução espacial de $1/3^\circ \times 1/3^\circ$ e resolução temporal de 7 dias. São utilizados pelo DUACS dados altimétricos oriundos de dois satélites operando simultaneamente para o processo de construção dos mapas de velocidade geostrófica absoluta, são eles: Jason-2 + ENVISAT ou Jason-1 + ENVISAT ou TOPEX/Poseidon + ERS. O uso de dois satélites garante a constância da densidade média de dados no tempo, importante no estudo de tendências. Não há dados ERS entre janeiro de 1994 e março de 1995. O satélite ERS-2 esteve disponível de junho de 1996 a junho de 2003, sendo então substituído pelo ENVISAT.

O comprimento total das séries de dados altimétricos, de TSM e de velocidade

geográfica utilizado no presente estudo é de 16 anos. Isso nos permite o estudo de fenômenos de períodos menores ou iguais a bianual, com a divisão da série temporal de dados em dois períodos de oito anos.

Capítulo 3

Análise dos Dados Altimétricos

3.1 Preâmbulo

Os dados altimétricos empregados neste estudo são dados de anomalia de altura já corrigida (seção 2.2), porém interpolados para uma grade 1D ao longo das passagens do satélite, daí o termo *along track gridded* (ATG).

Observando com mais atenção a figura 2.1 no capítulo anterior é possível perceber que a distribuição dos dados em cada ciclo é regular, porém os pontos não são igualmente espaçados na direção zonal, o que dificulta a análise espectral. Desta forma, para obter mapas com a mesma distribuição espacial independente da latitude é necessário interpolar os dados altimétricos para uma grade regular cujos pontos são igualmente espaçados em termos de latitude e longitude.

O método de interpolação utilizado no presente estudo e os demais processos empreendidos para tratamento e interpretação dos dados altimétricos serão descritos a seguir.

3.2 Metodologia

3.2.1 Interpolação dos Dados de Altimetria

O método de interpolação empregado no presente estudo foi o de mínima curvatura com tensão variável, que é um interpolador determinístico. Diferentemente

de outros métodos de interpolação polinomial que utilizam apenas um polinômio de grande ordem para interpolação de todo o conjunto de dados, este método divide a série de dados em subconjuntos e utiliza polinômios de pequena ordem (3) para cada subconjunto (*spline*). A soma ou junção destes subconjuntos é que forma a interpolação sobre todo o domínio [Emery & Thomson, 1998]. A tensão permite controlar a contribuição do termo harmônico (curvatura zero) relativa à do de mínima curvatura.

Muito utilizado em geociências este método gera superfícies suaves, preservando a fidelidade aos dados coletados, não sendo, entretanto, um interpolador exato. Outras vantagens são sua rápida convergência, aproximações precisas das derivações e boa estabilidade na presença de erros de aproximação [Emery & Thomson, 1998]. O algoritmo de curvatura mínima gera uma superfície que interpola todas as observações disponíveis através da solução da equação diferencial modificada biharmônica com tensão [Smith & Wessel, 1990],

$$(1 - T) \nabla^2 (\nabla^2 z) + T \nabla^2 z = 0,$$

onde $z(x, y)$ é a variável a ser interpolada e T é um parâmetro de tensão para o contorno e varia entre 0 e 1. Cabe aqui examinarmos dois casos extremos. Se $T = 0$, a solução de mínima curvatura (*spline*) prevalece. Esta solução bicúbica pode causar oscilações indesejadas e falsos máximos e mínimos locais; estes problemas acontecem geralmente nas bordas e nas regiões onde a densidade espacial de dados é baixa. Se $T = 1$, a solução de curvatura zero (linear) prevalece. Neste caso, a solução gera uma superfície harmônica onde não são possíveis máximos ou mínimos exceto nos pontos de controle dos dados. Em geral valores de T em torno de 0,25 geram mapas mais verossímeis para variáveis geofísicas.

No presente estudo foram utilizados para o parâmetro de tensão T os valores de 0,25 no interior do domínio e 0,75 nos contornos. Esses valores foram aplicados a fim de suprimir oscilações espúrias no interior do domínio e aplainar a solução junto aos contornos continentais ou, mais precisamente, a isóbata de 1000m.

Os dados altimétricos foram interpolados com o emprego de um programa de domínio público que é parte do *Generic Mapping Tools* (GMT) [Smith & Wessel, 1990] a cada 7 ciclos consecutivos para uma grade espacial regular de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$. O raio

de busca empregado para inicialização da grade foi de 3° . Foi necessária apenas uma iteração para estabelecer a superfície de mínima curvatura na precisão requerida pelo estudo ($\sim 1\text{mm}$).

Os satélites TOPEX/Poseidon e Jason-1 operaram simultaneamente de 15 de janeiro de 2002 (ciclo 1 do satélite Jason-1) até 8 de outubro de 2005 (último ciclo do satélite TOPEX/Poseidon). Para este período de operação concomitante a interpolação dos dados é efetuada concatenando-se os ciclos de ambos satélites a fim de formar um novo conjunto de dados em que as diferenças de medida existentes entre os dois altímetros que não tenham sido corrigidas (conforme experimentos de *Leben & Powell* [2003] e *Leuliette et al.* [2004]) sejam amenizadas.

3.2.2 Aplicação dos Filtros de Resposta Impulsiva Finita

Os dados foram interpolados conforme descrito anteriormente, numa grade regular de $1^\circ \times 1^\circ \times 10$ dias, constituindo então um conjunto de 563 mapas de $\eta_0(x, y)$. A série de mapas de η_0 é então reorganizada em um conjunto de 136 diagramas zonais-temporais ou de *Hovmöller* de $\eta_0(x, t)$. Esses diagramas são construídos por faixa de latitude em ambos hemisférios de $0,5^\circ$ em $0,5^\circ$.

Os diagramas de anomalia da altura da superfície do mar (AASM) $\eta_0(x, t)$ oriundos de satélites altímetro TOPEX/Poseidon e Jason-1 são caracterizados por dois fenômenos: a variabilidade do sinal não propagante na escala de bacia e a propagação de sinais de meso e larga escala para oeste. O sinal na escala de bacia está principalmente associado à sazonalidade, à fenômenos como El Niño e La Niña e à advecção pelos grandes giros. O sinal propagante tem escala temporal de meses a anos e apresenta-se de forma distinta em diferentes regiões da Terra. Na região equatorial os sinais propagantes para oeste são devidos às ondas de Rossby baroclínicas longas cujo modo vertical não é identificado claramente [*Polito et al.*, 2000]. Fora da faixa equatorial (6°S – 6°N), as anomalias propagantes para oeste são identificadas como ondas de Rossby baroclínicas longas do primeiro modo [*Polito & Cornillon*, 1997].

As ondas de Rossby baroclínicas longas são a resposta básica do oceano às perturbações na profundidade da picnoclina [*Gill*, 1982]. Variações na profundidade da picnoclina podem ser interpretadas como o estiramento ou a compressão da co-

luna de água, gerando conseqüentemente variações no campo de vorticidade potencial (VP). Estas são variações em relação a um gradiente de VP imposto pela vorticidade planetária β , que é o gradiente meridional do parâmetro de Coriolis f . Oscilações ocorrem quando uma parcela de água é perturbada do seu estado básico de VP (f/H onde H é a espessura da camada). A conservação de VP atua como um agente restaurador e assegura as oscilações em torno do estado, i. e. da latitude, inicial.

A metodologia usada por *Polito & Liu* [2003] será resumida a seguir. Ela consiste no emprego de uma seqüência de filtros passa-banda bidimensionais de resposta impulsiva finita (FIR – *Finite Impulse Response*), a fim de decompor o sinal de $\eta_0(x, t)$ em componentes associadas ao sinal não-propagante na escala de bacia, sinal de ondas de Kelvin equatoriais, e sinal de ondas de Rossby propagantes para oeste com períodos aproximados de 24, 12, 6, 3 e 1,5 meses.

Os filtros de resposta impulsiva finita são baseados na convolução de duas matrizes no domínio do espaço-tempo, onde uma corresponde ao parâmetro geofísico de interesse e a outra é a própria matriz filtro. Sendo a série de AASM representada por $\eta_0(x, t)$ e a matriz filtro por $\psi(i, j)$, tem-se que:

$$\eta_\psi(x, t) = \sum_{i=-m}^m \sum_{j=-n}^n \eta_0(x + i, t + j) \psi(i, j),$$

onde $\eta_\psi(x, t)$ é a matriz filtrada referente ao fenômeno a ser detectado, m e n são as dimensões vertical e horizontal do filtro, neste caso um período e um comprimento de onda. O filtro não impõe qualquer forma funcional aos dados, o que o torna plenamente ajustável à detecção de bandas espectrais relacionadas a diferentes fenômenos. Para cada uma das componentes é empregado um filtro, sendo η_0 escrito na forma

$$\eta_0 = \eta_t + \eta_{24} + \eta_{12} + \eta_6 + \eta_3 + \eta_1 + \eta_K + \eta_E + \eta_r ,$$

onde η_t é o sinal termostérico não-propagante na escala de bacia, incluídos nesta componente os sinais termais advectados pelas correntes e a variabilidade devida às trocas de calor entre a atmosfera e o oceano com períodos sazonal e interanual. As componentes devidas às ondas de Rossby propagantes para oeste com períodos aproximados de 24, 12, 6, 3 e 1,5 meses são representadas por η_{24} a η_1 . Encontrada somente na

região equatorial, a componente η_K apresenta-se como um sinal rápido propagando-se para leste caracterizado como ondas de Kelvin equatoriais. Vórtices de mesoescala são representados na componente η_E . Sinais residuais de pequena escala ou alta frequência e ruído instrumental compõem a parcela η_r . A figura 3.1 apresenta diagramas de *Hovmöller* para o sinal original (η_0) e para as componentes filtradas resultantes da aplicação do filtro supracitado em 38,5°S no Oceano Atlântico.

A aplicação dos filtros se dá de forma progressiva do maior para o menor período e, em seguida, comprimento de onda para cada bacia e latitude independentemente. O sinal filtrado é retirado do sinal original na saída do filtro, não sendo aplicado no filtro subsequente.

O primeiro filtro aplicado é o que obtém o sinal não-propagante na bacia. Sua construção considerou o relevante aspecto de distinguir o sinal de ondas de Rossby anual do sinal sazonal não-propagante, pois uma atuação incorreta deste filtro poderia retirar totalmente ambos sinais do sinal original ou ainda permitir que o sinal não-propagante sazonal “contamine” o sinal de ondas de Rossby. Para tal, o filtro para η_t é constituído por uma função Gaussiana bidimensional, decaindo de 1 no centro a 0 nas bordas e normalizada pelo somatório total dos seus elementos a fim de representar, por analogia e de forma simplificada, uma onda com comprimento de onda comparável à largura da bacia e muito maior que o comprimento típico de uma onda de Rossby anual, para a faixa de latitude em que ele está sendo aplicado.

Os sinais propagantes são filtrados por uma função cossenoidal bidimensional de padrão inclinado, característica da autocorrelação de sinais ondulatórios. O cálculo da velocidade de fase c_p é realizado considerando-se cada diagrama de *Hovmöller* correspondente a cada uma das componentes propagantes $z(x, t)$. A velocidade de fase de propagação das ondas é obtida por meio do cálculo da transformada de Radon da função de autocorrelação da matriz $z(t, x)$ em um ponto y específico. O coeficiente de autocorrelação é calculado por:

$$c(x_l, t_l) = \frac{\sum_x \sum_t z(x, t) z(x + x_l, t + t_l)}{\sqrt{\sum_x \sum_t z(x, t)^2 \sum_x \sum_t z(x + x_l, t + t_l)^2}},$$

onde x_l é o atraso em longitude e t_l é o atraso no tempo [Bisagni, 1991]. Sendo (x_r, t_r) um sistema de coordenadas rotacionado θ radianos no sentido anti-horário em relação à (x_l, t_l) :

$$x_l = x_r \cos \theta - t_r \sin \theta ;$$

$$t_l = x_r \sin \theta + t_r \cos \theta .$$

A transformada de Radon $P(x_r, \theta)$ de $c(x_l, t_l)$ é a soma de $c(x_r, t_r)$ projetada no eixo x_r , isto é:

$$P(x_r, \theta) = \int_{-\infty}^{\infty} c(x_r, t_r) dt_r .$$

$P(x_r, \theta)$ é a soma dos coeficientes de autocorrelação $c(x_l, t_l)$ na direção t_r , perpendicular a x_r . Entretanto, os coeficientes de autocorrelação são distribuídos num espaço discreto sobre uma região finita. A integral acima pode portanto ser aproximada como uma soma finita, $p(x_r, \theta)$, executada entre os valores mínimo e máximo de t_r na matriz de autocorrelação:

$$p(x_r, \theta) = \sum_{t_{rmin}}^{t_{rmax}} c(x_r, t_r) .$$

O ângulo θ para o qual o desvio padrão da transformada $p(\theta)$ é máximo é o ângulo usado para estimar a velocidade de fase c_p . A velocidade de fase c_p é a tangente do ângulo de rotação θ , para o valor de θ em que a projeção no eixo horizontal da variabilidade do padrão de propagação no diagrama zonal-temporal é máxima [Polito & Liu, 2003], ou seja:

$$\tan(\theta) = c_p = \frac{\lambda}{T} ,$$

para o valor de θ supramencionado, onde λ é o comprimento de onda referente ao período T da onda em estudo.

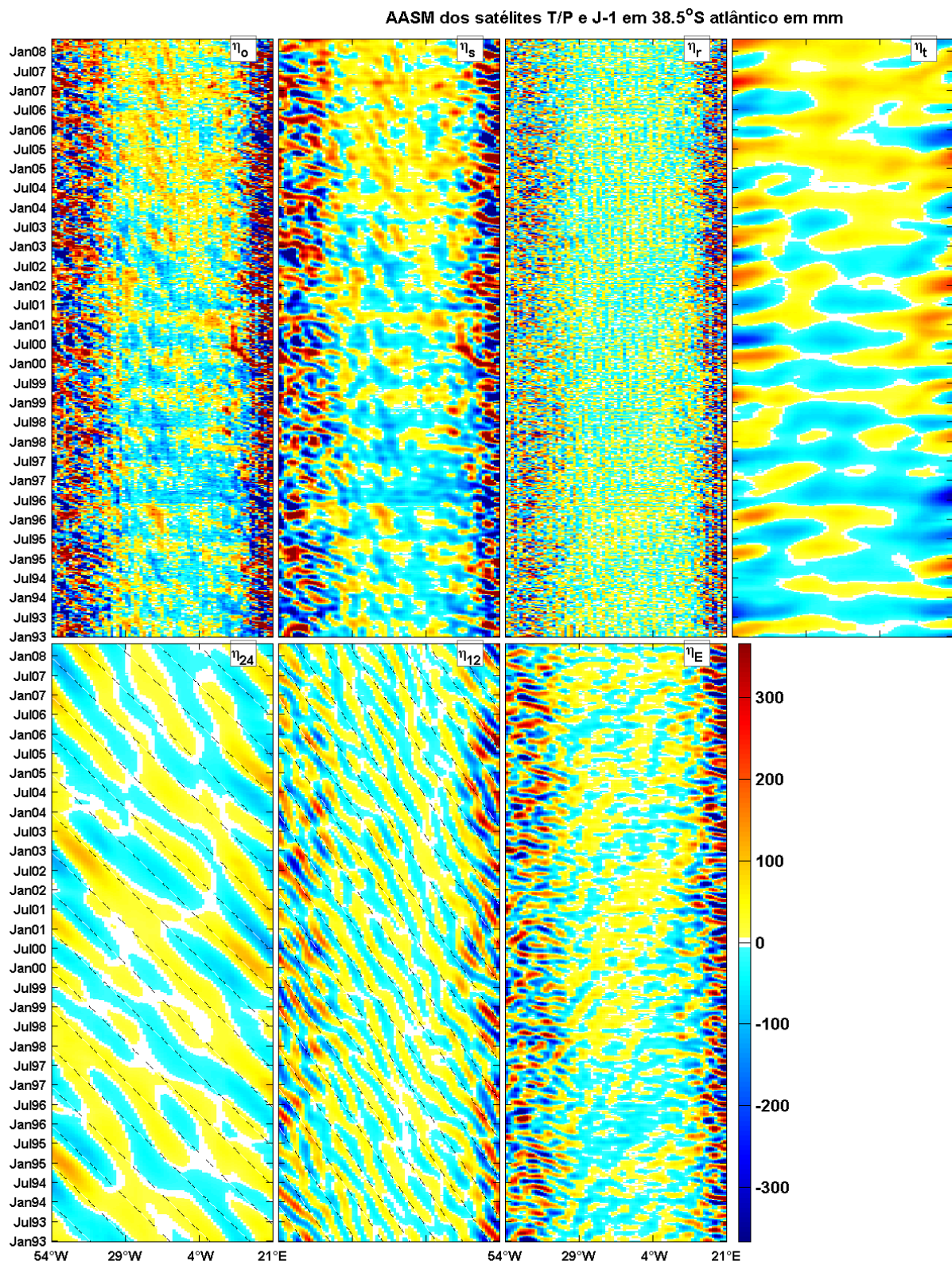


Figura 3.1: Exemplo de aplicação do filtro FIR bidimensional para a latitude de 38,5°S no Atlântico.

O valor de c_p empregado inicialmente corresponde a uma estimativa da velocidade de fase baseada na teoria linear clássica [Gill, 1982]. Como c_p guarda uma forte dependência da latitude (ϕ), é possível assumir para primeira aproximação que $c_p \propto \frac{\cos \phi}{\sin^2 \phi}$. A velocidade de fase c_p tem o mesmo valor inicial para todas as componentes e bacias, apenas variando com a latitude. Após a aplicação de cada filtro um novo valor de c_p é atribuído e o processo de iteração é sistematicamente repetido até que este valor de velocidade convirja para um valor estável entre metade e duas vezes a estimativa inicial de c_p [Polito & Liu, 2003].

O comprimento de onda (λ) é estimado através de $\lambda = c_p \cdot T$, onde T é o período estimado para determinado tipo de onda na latitude de interesse. O limite para a propagação das ondas é imposto ao período característico dessas pela latitude crítica. A frequência máxima (ω_{max}) permitida para a propagação de uma onda numa determinada latitude é calculada, de acordo com a teoria linear quase-geostrófica [Gill, 1982], por $\omega_{max} = \frac{\beta a}{2}$, onde a é o raio de deformação de Rossby interno para o local. Para a região da CBM a latitude onde ω_{max} corresponde ao período semi-anual é aproximadamente 33,5°S, para o período anual ω_{max} é atingida em 40,5°S e para o período bianual a latitude crítica ocorre em aproximadamente 44,5°S. Ao sul destas latitudes a dinâmica local não é capaz de suportar a propagação de ondas planetárias semi-anuais, anuais e bianuais, respectivamente.

O emprego de filtros FIR bidimensionais para tratamento de dados altimétricos oriundos do T/P e do Jason-1 apresenta restrições em altas latitudes, onde os comprimentos de onda são comparáveis à resolução zonal dos satélites, e em baixas latitudes, onde o sinal sazonal não-propagante dificilmente é distinguido do sinal rápido de ondas de Kelvin com largura similar à da bacia. Os filtros operam com menor quantidade de dados nas áreas próximas às margens continentais em comparação ao oceano profundo, portanto são também menos efetivos junto à costa.

3.2.3 Análise de Fourier Bidimensional

Uma imagem digital monocromática é uma função $f(x, y)$ discretizada no espaço e na intensidade da propriedade medida em um ponto qualquer (x, y) , e pode ser escrita na forma de uma matriz. Neste caso particular, x é uma dimensão espacial e y

o tempo. Neste contexto, qualquer imagem pode ser representada por uma transformada de Fourier (FFT) bidimensional, a qual pode ser decomposta em uma parte real e uma parte imaginária. A FFT bidimensional é um mapeamento de valores de pixel de imagem no espaço de frequência da imagem espacial. Executando a FFT bidimensional de uma função $z(x, t)$, cria-se um mapa bidimensional amplitude quadrática em função das frequências e comprimentos de onda. Por meio da FFT bidimensional é possível realizar a análise espectral da ASM, verificando onde ocorrem as maiores concentrações de energia do espectro e permitindo identificar, a partir das amplitudes, as componentes mais significativas do sinal altimétrico.

No presente estudo, a série temporal de dados devido às ondas de Rossby anual e bianual para cada latitude obtidas através da aplicação dos filtros FIR foi então dividida em dois períodos iguais de 294 ciclos dos satélites TOPEX/Poseidon e Jason-1, sendo construída a primeira série de 05 de janeiro de 1993 a 29 de dezembro de 2000, e a segunda série de 07 de janeiro de 2000 a 31 de dezembro de 2007. Por meio da aplicação da FFT bidimensional aos dois períodos separadamente, foi possível realizar a comparação dos espectros de Fourier construídos para as latitudes de $34,5^{\circ}\text{S}$ a $39,5^{\circ}\text{S}$ na bacia do Atlântico, a fim de verificar se houve variação significativa da amplitude das componentes anual e bianual das ondas de Rossby do primeiro modo baroclínico. As ondas de Rossby semianuais não foram utilizadas devido a latitude crítica para este período encontrar-se próxima do limite norte da área de estudo. Em seguida, subtraindo-se os valores do espectro da primeira série dos valores do espectro da segunda série, obtém-se a diferença entre os espectros e, posteriormente, por meio do cálculo da média das diferenças dos espectros, tem-se a variação média entre os espectros por comprimento de onda e por período.

De modo a verificar o cálculo das médias das diferenças dos espectros obtidas utilizando-se a FFT2D aplicada às duas séries, foi efetuada a análise da variação da amplitude média das ondas de Rossby anuais e bianuais para as duas séries. O cálculo da amplitude média foi feito multiplicando-se o desvio padrão da AASM, ao longo do tempo para cada longitude da bacia, por $\sqrt{2}$, o que assume implicitamente que as ondas tem forma senoidal.

O mesmo cálculo de amplitude foi refeito, porém confinado apenas à região

da Frente Brasil-Malvinas e sua extensão para leste, limitada nas mesmas latitudes utilizadas anteriormente pelas longitudes de 56°W e 42°W, de acordo com *Saraceno et al.* [2004].

Capítulo 4

Análise dos Dados de Temperatura

4.1 Preâmbulo

O Atlântico Sudoeste é uma região onde a circulação oceânica gera fortes frentes. Dentre elas, a frente oriunda do encontro da CB, que é composta por água morna e salina, com a água subantártica fria e pouco salina transportada pela CM é caracterizada por intensos gradientes de TSM devido à disparidade termohalina dessas correntes.

Imagens obtidas pelo sensor AVHRR revelam padrões de TSM associados às correntes das camadas superiores no Atlântico Sudoeste. Em particular, elas mostram claramente os fortes gradientes termais de superfície associados com regiões frontais [Olson *et al.*, 1988]. Desta forma, o estudo de dados de TSM nessa região é essencial para a verificação da variabilidade da posição da FBM, a partir do estabelecimento de sua posição média.

Neste Capítulo, serão descritos o método de interpolação utilizado e os demais processos empreendidos para tratamento e interpretação dos dados de TSM obtidos por sensor AVHRR a bordo dos satélites da NOAA pertencentes ao programa *Pathfinder* Versão 5 (V5).

4.2 Metodologia

4.2.1 Interpolação dos Dados de TSM

Conforme mencionado na seção 2.3 os dados AVHRR do programa PATHFINDER V5 são disponibilizados com resolução espacial de $4\text{km} \times 4\text{km}$ e temporal de 8 dias. A fim de adequar o banco de dados de TSM à grade utilizada para a análise dos dados de altímetro descrita no capítulo 3, o método de interpolação empregado no estudo dos dados de velocidade geostrófica foi o de mínima curvatura com tensão variável [Smith & Wessel, 1990]. A descrição do princípio de funcionamento deste interpolador determinístico se encontra na subseção 3.2.1. Para a interpolação dos dados de TSM foram utilizados para o parâmetro de tensão T os valores de 0,25 no interior do domínio e 0,75 nos contornos. Esses valores foram aplicados a fim de suprimir oscilações espúrias no interior do domínio e aplainar a solução junto aos contornos.

Os dados de TSM foram interpolados com o emprego de um programa de domínio público que é parte do *Generic Mapping Tools* (GMT) [Smith & Wessel, 1990] para uma grade espacial regular de $0,25^\circ \times 0,25^\circ \times 8$ dias a fim de adequá-los à distribuição espacial dos dados altimétricos mencionados na seção 3.2.1. O raio de busca empregado para inicialização da grade foi de 1° . Foi necessária apenas uma iteração para estabelecer a superfície de mínima curvatura na precisão requerida pelo estudo ($\sim 0,1^\circ\text{C}$).

4.2.2 Detecção da Frente Brasil-Malvinas

Comumente é empregada a distribuição espacial de isotermas a fim de definir o limite de uma determinada massa de água e realizar o estudo da variabilidade de sua posição, como executado por Olson *et al.* [1988]. Porém, a fim de identificar com maior precisão a presença de uma frente em regiões altamente energéticas, faz-se necessário associar ao emprego das isotermas o estudo do gradiente espacial da TSM.

No presente estudo, o método empregado para a detecção da FBM consiste na seleção visual do máximo valor do gradiente de temperatura encontrado no interior da área delimitada pelas isotermas características que são observadas tipicamente na superfície da CB e da CM.

Desta forma, após obtidos os mapas de TSM para a região da CBM, foi calculado

o gradiente e para cada ciclo de oito dias foi plotado com a sobreposição das isotermas características da CB e da CM. A escolha dessas isotermas foi efetuada com base nos estudos de *Olson et al.* [1988] para o verão. Devido à variação dos campos de TSM na região da CBM acompanhar a alteração das estações climáticas ao longo do ano, não foi possível empregar as mesmas isotermas durante todo o período. Sendo assim, foram empregadas as isotermas constantes da tabela 4.1 por estação do ano, mantido o intervalo de 5°C entre as mesmas obtido no verão por *Olson et al.* [1988], a fim de delimitar a área de busca do máximo gradiente de TSM no interior da região da CBM.

Tabela 4.1: Valores de TSM (°C) característicos de cada Corrente (CB e CM) empregados para delimitar a área de busca do máximo gradiente no interior da região da CBM, por estação do ano.

Isoterma característica (CB e CM) por Estação do Ano		
Estação	Isoterma CB (°C)	Isoterma CM (°C)
Verão	21,0	16,0
Outono	19,0	14,0
Inverno	16,0	11,0
Primavera	17,0	12,0

O traçado da FBM ligando visualmente e de forma aproximada os pontos de máximo gradiente de temperatura existentes no interior da área delimitada pelas isotermas típicas de cada estação do ano foi realizado para cada um dos 720 ciclos de oito dias (45 ciclos por ano) compondo a série temporal de posições da FBM no período de 1993 a 2008. Foi também efetuado o traçado da FBM seguindo a mesma metodologia de detecção sobre o mapa de gradiente médio por estação do ano para todo o período de estudo.

Uma frente é, por definição, uma região de gradiente máximo. Porém, no caso da FBM, a linha de máximo gradiente absoluto por vezes evade a área caracterizada por massas d'água da CB e da CM. Assumir uma isoterma como linha demarcadora da frente contraria a definição de frente como gradiente máximo. Contudo, a definição baseada no gradiente máximo não se aplica de forma irrestrita à área de estudo em toda a série temporal de dados. Dessa forma, a solução aqui adotada é a de confiar

num "observador treinado" utilizando ambos os critérios de avaliação. A figura 4.1 demonstra a importância do emprego simultâneo dos mapas de TSM associados aos mapas de gradiente de TSM. Ela exemplifica também a detecção da FBM em um mapa de gradientes médios para o inverno do ano 2000, sendo esta demarcada pelos valores de gradiente máximos encontrados na região delimitada pelas isothermas de 16°C e 11°C, características respectivamente da CB e da CM nessa estação do ano.

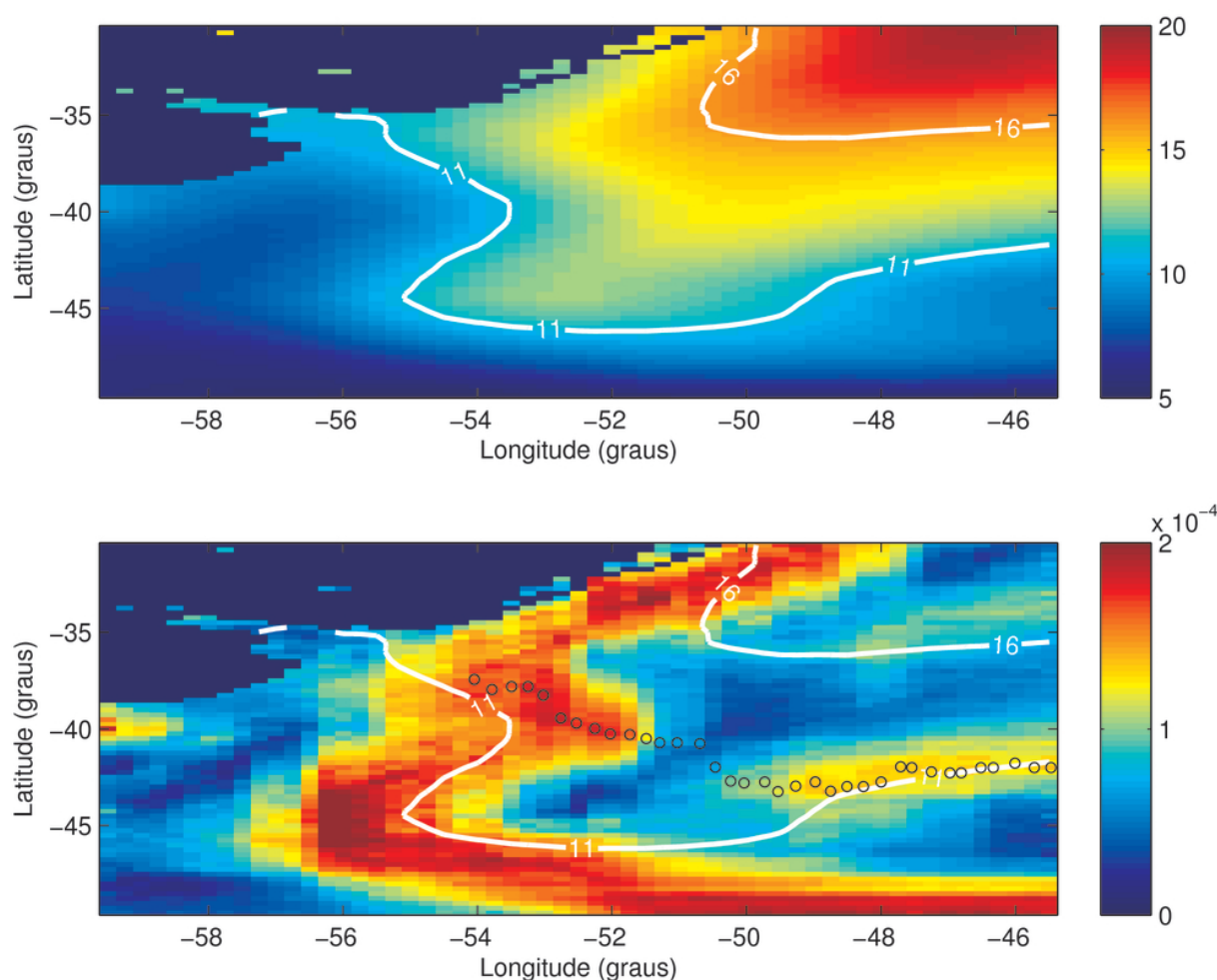


Figura 4.1: Mapa de TSM média (°C) interpolado para o inverno de 2000 (painel superior) contendo as isothermas características (em branco) da CB (16°C) e da CM (11°C). No painel inferior, encontra-se a FBM demarcada (círculos negros) no interior da área delimitada pelas isothermas características (isolinhas em branco) sobre o mapa de gradiente de TSM médio (°C/m) para o inverno de 2000.

4.2.3 Estudo de Variabilidade da FBM

A escala temporal da variação meridional da FBM observada por *Olson et al.* [1988] foi de 30 – 60 dias a até escalas anuais e semianuais. Já *Saraceno et al.* [2004] não corroboram essas observações. Os autores encontraram um padrão oscilatório da FBM em torno de um ponto fixo localizado aproximadamente em 39,5°S e 53,5°W, com mudança sazonal da orientação da frente (N–S ao longo de 53,5°W no inverno e direção NW–SE entre 38° e 40°S no verão).

As tendências positivas da AASM observadas por *Polito & Sato* [2008] com maior intensidade nas metades oeste das bacias e a ocorrência de máximos e mínimos locais da ASM em pontos próximos exatamente onde as CCO mais intensas guinam para leste, sugerem que nessas regiões houve aumento da instabilidade. A ocorrência de uma variação meridional interanual da posição de frentes existentes em regiões de encontro de duas CCO, tais como a FBM, ou de uma intensificação destas correntes constituem possíveis causas para o aumento da instabilidade.

De modo a confirmar a ocorrência desta variação interanual, após a detecção da FBM sobre os mapas de gradiente de TSM feita na subseção 4.2.2, foi efetuado o estudo da variabilidade temporal da FBM por meio da análise da média meridional e seu respectivo desvio padrão e por meio de diagramas *waterfall* na tentativa de se observar feições propagantes.

A análise da posição média da FBM foi efetuada dividindo-se a série contendo as posições detectadas da frente pelo gradiente médio por estação do ano em dois períodos. Um período do ano 1993 ao ano 2000 e outro do ano 2001 ao ano 2008. Dessa forma, foi possível avaliar se ocorreu variação interanual considerável na posição da FBM por estação do ano em cada período de oito anos e qual foi o comportamento da variabilidade meridional da mesma neste período.

A fim de detectar padrões propagantes no tempo *Cornillon et al.* [1994] construíram uma variação de diagrama de *Hovmoller* que apresenta a mesma configuração de uma frente em longitudes diferentes e em períodos subsequentes para a Corrente do Golfo. Estes diagramas, denominados pelos autores de *waterfall*, foram empregados no estudo para observar padrões propagantes numa escala de tempo interanual na região da FBM.

Garzoli & Giulivi [1994] sugeriram que a variabilidade interanual ocorrida na CBM pode ser causada por padrões anômalos do rotacional da tensão de cisalhamento do vento no Atlântico sudoeste ao sul da CBM. A ocorrência de fenômenos *El Niño* e *La Niña* no oceano Pacífico, por meio de alterações no padrão de circulação da atmosfera, pode provocar variações meridionais na posição da linha de rotacional nulo da tensão de cisalhamento do vento e alterar a posição ou intensidade do giro subtropical, introduzindo mudanças no Atlântico Sul.

Como aperfeiçoamento à técnica dos diagramas supracitados, foi aplicado, para efeito de classificação, o índice NINO 3.4 disponibilizado pelo *Climate Prediction Center* (CPC) da NOAA aos diagramas *waterfall* construídos neste estudo. Este índice mensal indica a anomalia de TSM em torno da média histórica de dados de TSM de 1950–1979 para a região do Pacífico compreendida entre 170°W e 120°W e de 5°N a 5°S de latitude. A fim de caracterizar a ocorrência do fenômeno *El Niño* por meio deste indicador foi estabelecido o critério da avaliação da média do índice NINO 3.4 para o período do estudo (1993–2008). Valores do índice NINO 3.4 maiores que a média para o período do estudo mais o desvio padrão (σ) desta média são considerados como característicos do fenômeno *El Niño*. Já valores do índice NINO 3.4 menores que a média para o período do estudo menos o desvio padrão (σ) desta média são considerados como característicos do fenômeno *La Niña*. Os períodos em que o índice apresentou valores dentro do intervalo de um σ em torno da média são considerados normais.

Este critério de avaliação baseado no índice NINO 3.4 foi aplicado aos diagramas *waterfall* a fim de se visualizar uma possível influência dos fenômenos *El Niño* e *La Niña* sobre os padrões propagantes ao longo do tempo observados na FBM detectada anteriormente.

Capítulo 5

Análise dos Dados de Velocidade Geostrófica

5.1 Preâmbulo

A maior parte das medidas obtidas por sensores remotos são superficiais e quando muito, revelam valores integrados na camada superior. Sua extrapolação vertical depende do mecanismo considerado, sendo seu cálculo complexo e propenso à acumulação de erros experimentais. O altímetro, entretanto, nos permite inferir informações sobre a estrutura interna dos oceanos, uma vez que os fatores que causam a elevação da superfície dos mesmos estão associados ao efeito integrado da dinâmica e da termodinâmica dos oceanos em todas as profundidades. Portanto, mediante algumas aproximações sobre a estrutura vertical do oceano, podemos estimar o que ocorre abaixo da superfície, tal como a velocidade das correntes geostróficas, a quantidade de calor armazenado na coluna d'água e variações na profundidade da termoclina a partir de medidas altimétricas [Robinson, 2004].

Por hipótese, o deslocamento meridional da FBM juntamente com a variação da energia associada às ondas de Rossby anuais e bianuais na região da CBM têm influência direta sobre o aumento da instabilidade desta região, introduzindo variações no campo de velocidades geostróficas ao longo do tempo e, por consequência, no campo de AASM que é observado pelo altímetro.

A fundamentação teórica para emprego dos dados altimétricos no cálculo das

velocidades geostróficas, o método de interpolação utilizado no presente estudo e os demais processos empreendidos para tratamento e interpretação dessas velocidades serão descritos a seguir.

5.2 Metodologia

5.2.1 Cálculo da Velocidade Geostrófica

O balanço entre a força do gradiente de pressão e a força de Coriolis é possível para fluidos considerados invíscidos, com escala horizontal de movimento muito maior que a escala vertical e onde a aceleração de Coriolis seja mais determinante para o movimento do que as acelerações local e advectiva. Essas características são observadas em movimentos de larga e meso escala espaço-temporal, tornando as equações do movimento simplificadas na forma:

$$\left\{ \begin{array}{l} -fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \\ fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \\ \rho g = -\frac{\partial p}{\partial z} \end{array} \right.$$

onde u e v são as velocidades geostróficas, f é o parâmetro de Coriolis, ρ é a densidade e g a aceleração da gravidade assumindo o equilíbrio hidrostático. São equações diagnósticas, isto é, independentes do tempo.

Para o cálculo de correntes na superfície do mar, o gradiente horizontal de pressão é proporcional à inclinação da superfície do mar medida em relação à superfície equipotencial. No fluxo geostrófico, a altura da superfície do mar em relação ao geóide é η e o gradiente de pressão é gerado devido à existência de um gradiente horizontal de densidade [Robinson, 2004].

Em relação à componente vertical da equação do movimento, o termo $p' = \rho_0 g \eta$ se refere à anomalia de pressão (em relação à hidrostática) integrada, tomando-se a altura média da interface ar-mar ou geóide marinho ($z = 0$) como referência. O nível

de referência arbitrário é então dispensado e as equações supracitadas colocadas em termos de ρ simplificam-se [Pedlosky, 1987] e tornam-se

$$\begin{cases} v = \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ u = -\frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y} \end{cases}$$

As anomalias de ASM obtidas dos dados de altímetro, correspondem aos valores de η que, aplicados nas equações para o balanço geostrófico obtidas acima, tornam possível o cálculo da corrente geostrófica. A corrente calculada é a barotrópica, nesse caso representando a média vertical das correntes de larga escala.

5.2.2 Interpolação dos Dados de Velocidade Geostrófica

Os dados de velocidade geostrófica disponibilizados pelo programa multi-missão SSALTO/DUACS do CNES foram descritos na seção 2.4 e possuem resolução espacial de $1/3^\circ \times 1/3^\circ$ e resolução temporal de 7 dias. A fim de adequar estes dados à grade de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ empregada para o estudo realizado nos capítulos 3 e 4, o método de interpolação empregado no estudo dos dados de velocidade geostrófica foi o de mínima curvatura com tensão variável [Smith & Wessel, 1990]. O princípio de funcionamento deste interpolador foi descrito na subseção 3.2.1. Para a interpolação dos dados de velocidade geostrófica foi utilizado o programa de domínio público que é parte do *Generic Mapping Tools* (GMT) [Smith & Wessel, 1990]. Foram empregados para o parâmetro de tensão T os valores de 0,25 no interior do domínio e 0,75 nos contornos. O raio de busca usado na inicialização da grade foi de $0,3^\circ$.

5.2.3 Estudo da Variabilidade da Velocidade Geostrófica

A análise da posição média da FBM e de sua variabilidade interanual efetuada na subseção 4.2.3 suscitou a necessidade do aprofundamento do estudo de alterações ocorridas nos campos de velocidade geostrófica na região da CBM ao longo do tempo.

Para tal, foi calculada a magnitude da velocidade geostrófica oriunda dos mapas interpolados para cada ciclo de 7 dias. A média por estação do ano por período de oito

anos (1993–2000 e 2001–2008) dessas magnitudes de velocidade geostrófica foi então obtida e efetuado o estudo da variabilidade em torno desta média, a fim de comparar a FBM média obtida por meio dos dados de TSM com o campo médio da magnitude das velocidades geostróficas para a região da CBM em cada um dos intervalos de tempo de oito anos.

Capítulo 6

Resultados e Discussão

6.1 Preâmbulo

Um dos objetivos específicos do presente trabalho é verificar as alterações de amplitude das ondas de Rossby ocorridas na região da Frente Brasil-Malvinas (FBM). Para tal é estudada a variação do espectro da anomalia da altura da superfície no Atlântico Sul para as latitudes entre $34,5^{\circ}\text{S}$ e $39,5^{\circ}\text{S}$. Isto é proposto com o intuito de aprofundar as observações de tendências na amplitude de ondas de Rossby e o caráter regional da variabilidade espacial da amplitude dessas ondas apresentado por *Polito & Sato* [2008].

Tendo em mente o papel das ondas de Rossby proposto por *Anderson & Gill* [1975], variações no espectro da região da CBM provocam a curiosidade de confirmar sua interdependência com alterações da posição da FBM através do estudo de sua posição média e variabilidade meridional. Neste estudo buscamos determinar esses parâmetros e quantificar sua associação à variação da dinâmica de meso e larga escala na região por meio de dados de TSM, analisados no Capítulo 4.

A velocidade geostrófica constitui um dos parâmetros mais sensíveis para a quantificação de alterações na dinâmica de determinada região. A fim de avaliar as variações no campo de velocidades geostróficas na região da CBM e sua associação com a posição média da FBM obtida por meio dos dados de TSM, foram realizadas as análises do Capítulo 5.

Neste capítulo são apresentados os resultados e discussões das análises efetuadas nos Capítulos 3, 4 e 5, assim como a compilação e estudo comparativo dos mesmos.

6.2 Estudo dos Dados de Altímetro

A análise da diferença entre os espectros da primeira (de 1993 a 2000) e da segunda (de 2001 a 2008) séries (figuras de 6.1 a 6.12), tanto de ondas de Rossby anuais quanto bianuais, apresentou valores positivos para 75% das latitudes de 34,5°S a 39,5°S em toda a bacia do Atlântico. Este resultado demonstra que nos períodos considerados houve, em média, aumento da energia associada a estas duas regiões espectrais.

Esse aumento é confirmado a partir do cálculo da média da diferença entre os espectros da segunda série e da primeira série na região mais energética. Entende-se por região mais energética do espectro oriundo da FFT2D aquela em que o filtro permite que haja uma quantidade significativa de energia após sua aplicação. Para ondas anuais essa região compreende valores próximos do período de 365 dias e do comprimento de onda característico das ondas de Rossby para a latitude em questão. Já para as bianuais o período de referência é de 730 dias para essa região. Os valores da média da diferença entre os espectros na região mais energética são descritos na tabela 6.1.

Tabela 6.1: Valores da média da diferença ($\text{mm}^2 \cdot \text{dia}$) entre os espectros da segunda série e da primeira série, na região mais energética, referentes às ondas de Rossby anuais e bianuais para a região do Atlântico compreendida entre as latitudes 34,5°S e 39,5°S, por latitude. Os valores máximos da média para cada período nessa faixa de latitude encontram-se em negrito.

Média da Diferença por Latitude na Região mais Energética ($\text{mm}^2 \cdot \text{dia}$)		
Latitude	Ondas de Rossby Anuais	Ondas de Rossby Bianuais
34,5°S	-0,04	6,78
35,5°S	1,34	7,80
36,5°S	1,86	10,51
37,5°S	2,56	-0,72
38,5°S	5,84	5,32
39,5°S	1,75	-4,89

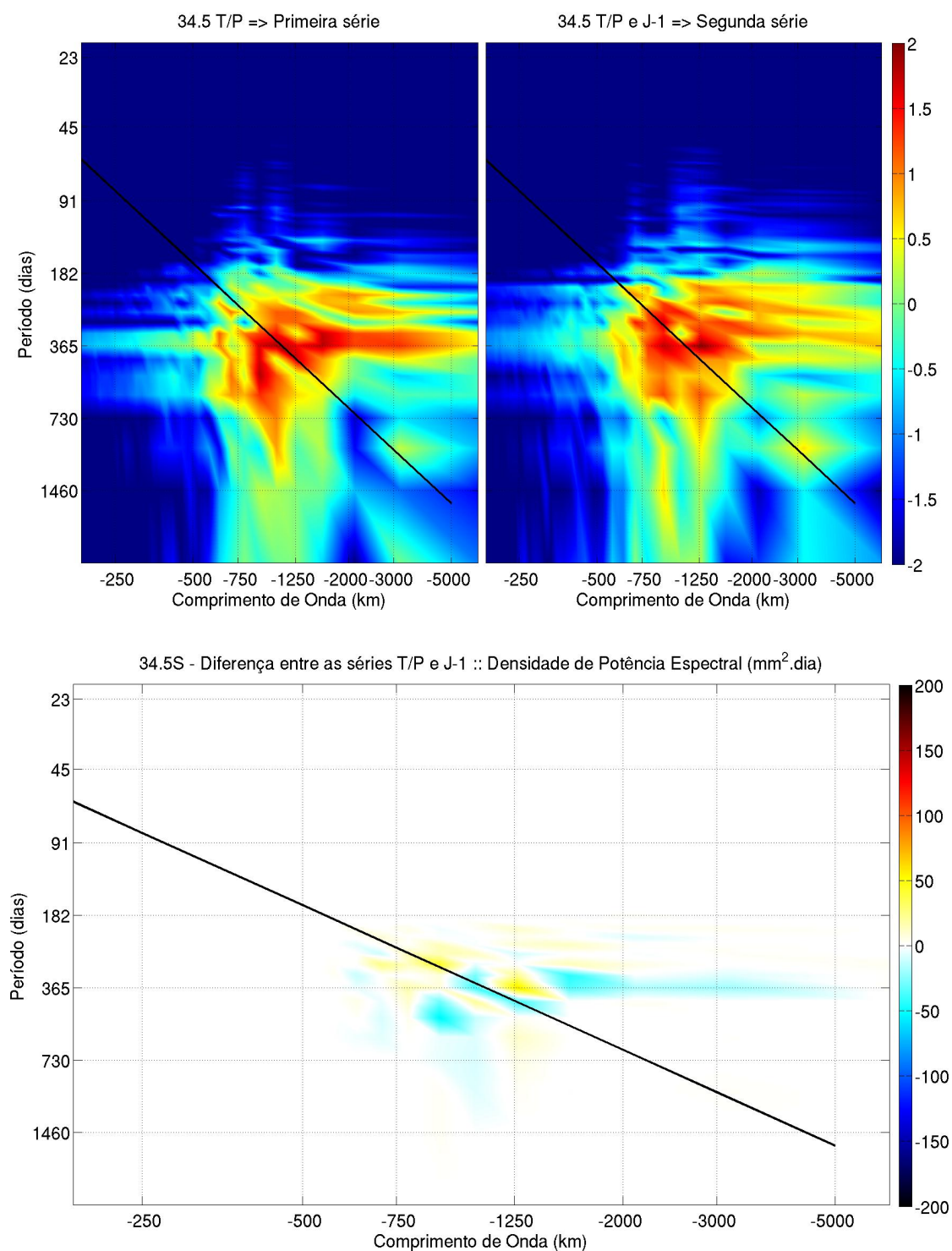


Figura 6.1: Espectro da primeira série dos dados altimétricos TOPEX/Poseidon/Jason-1 (painel superior esquerdo) e da segunda série (painel superior direito) em $\log_{10} (\text{mm}^2 \cdot \text{dia})$ e **diferença** entre os espectros da segunda série e da primeira série na latitude $34,5^\circ\text{S}$ (painel inferior) no Atlântico em $\text{mm}^2 \cdot \text{dia}$, para ondas de Rossby anuais. A velocidade de fase c_p é demarcada pela reta em negro. Para facilitar a compreensão, os valores de número de onda (abscissas) e frequência (ordenadas) foram convertidos para comprimento de onda e período. Comprimentos negativos indicam a direção para oeste.

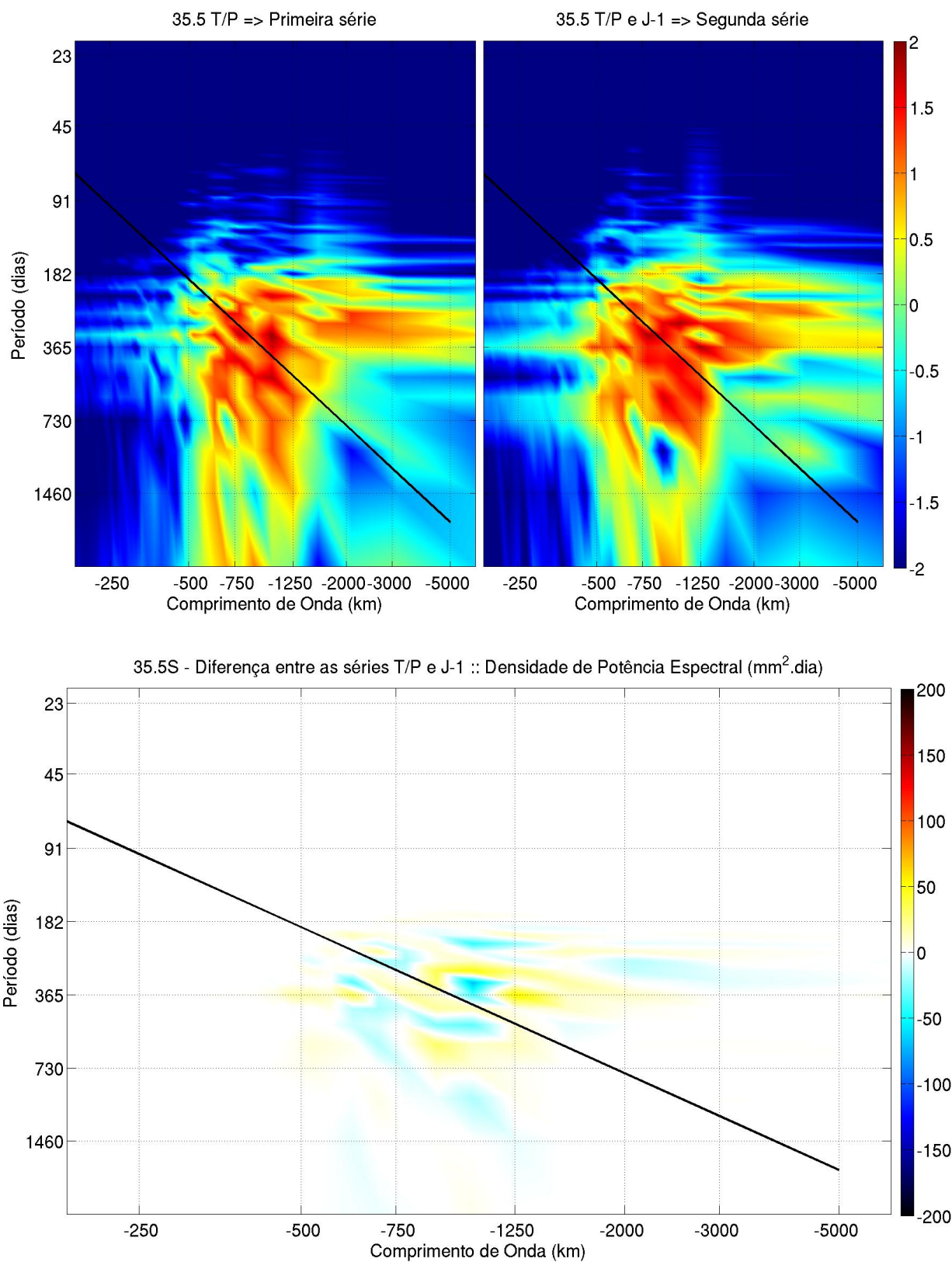


Figura 6.2: Similar à figura 6.1 para 35,5°S.

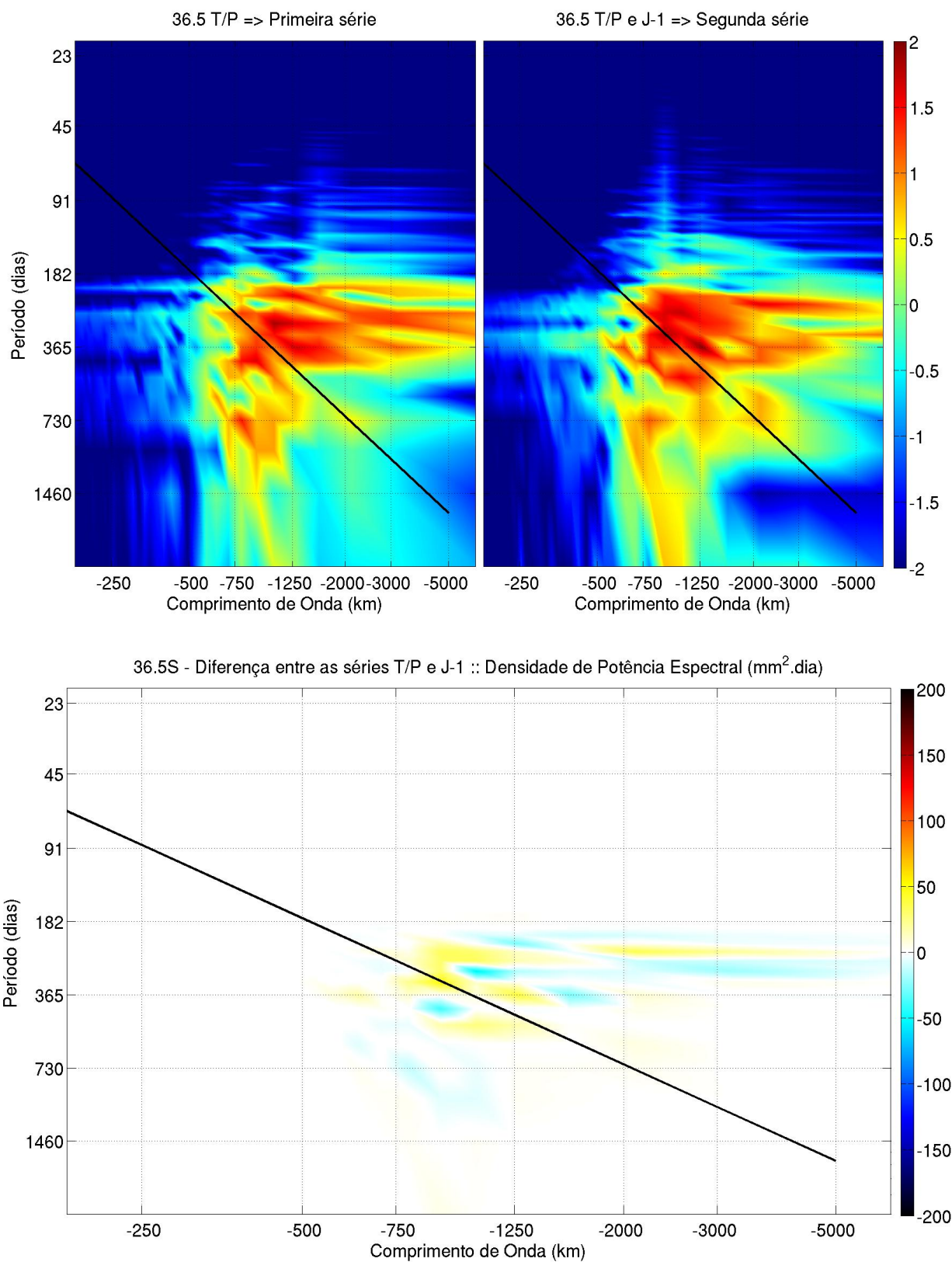


Figura 6.3: Similar à figura 6.1 para 36,5°S.

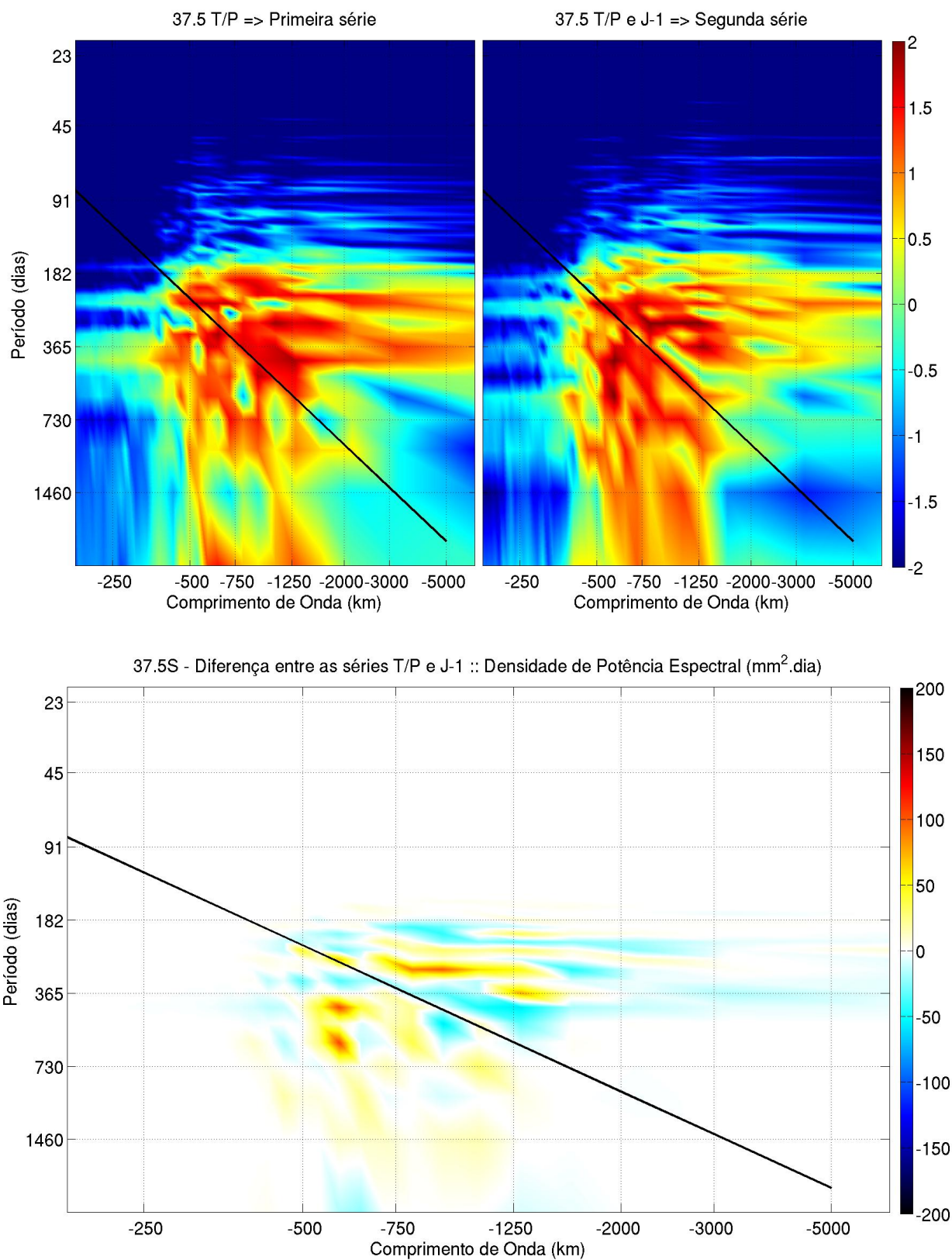


Figura 6.4: Similar à figura 6.1 para 37,5°S

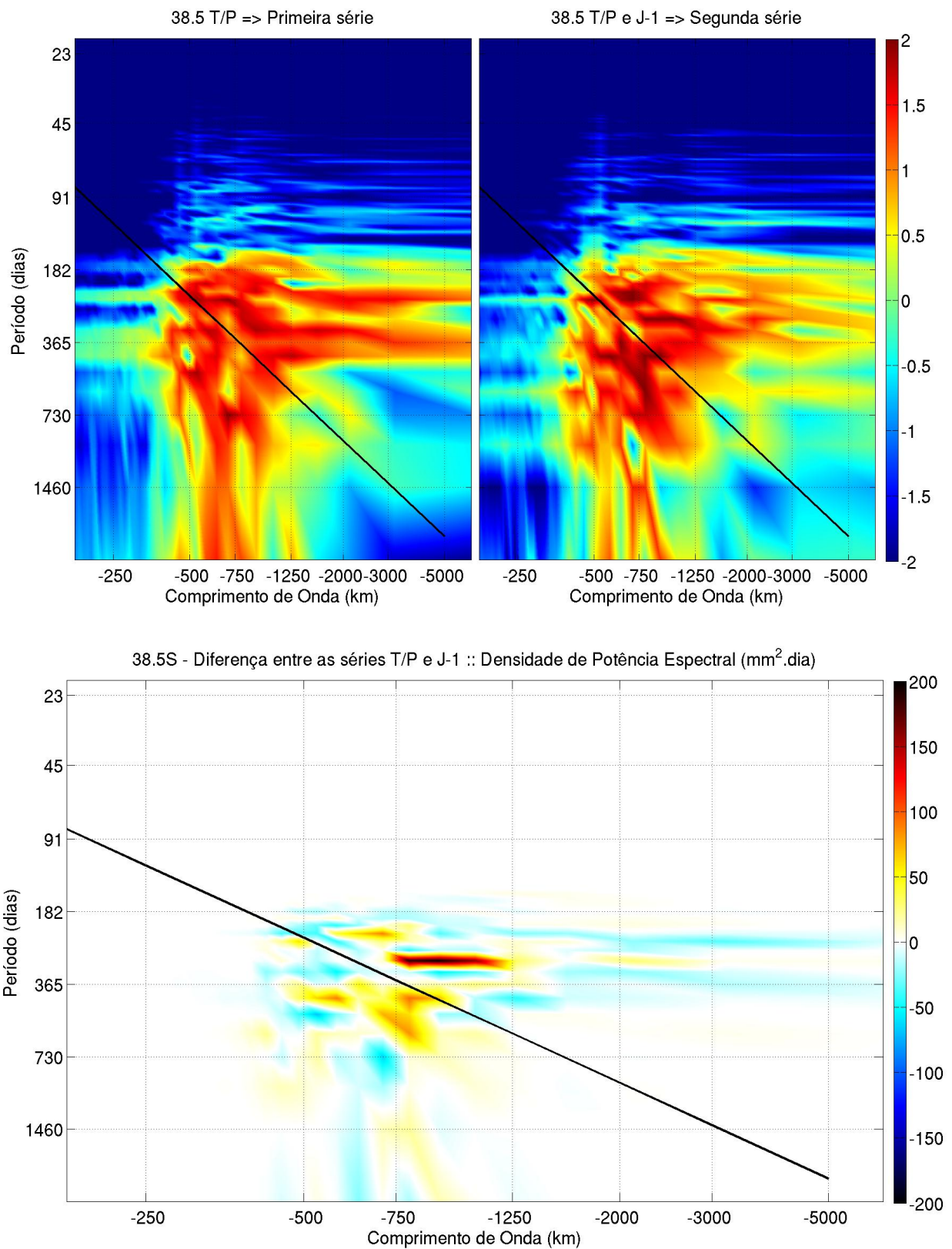


Figura 6.5: Similar à figura 6.1 para 38,5°S.

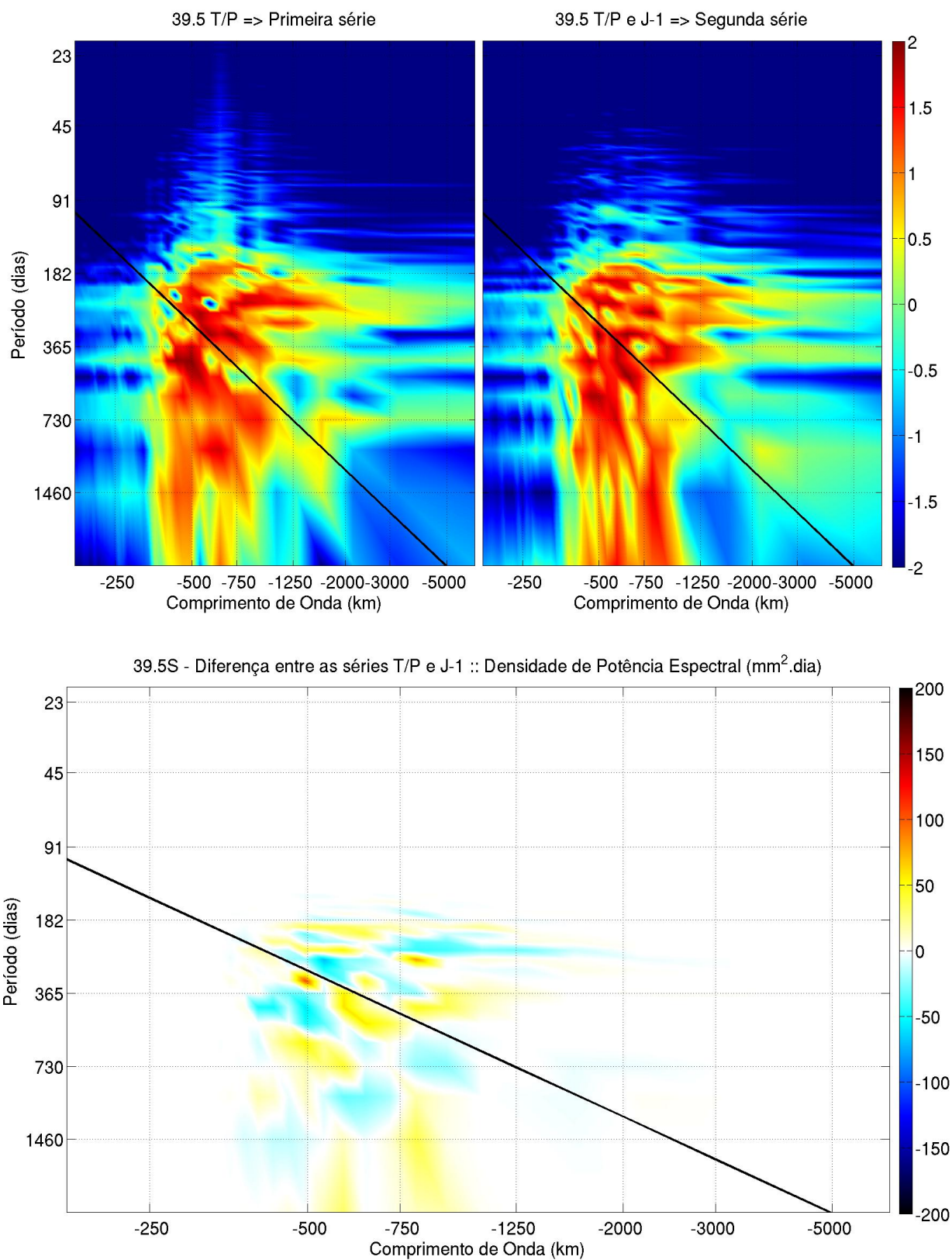


Figura 6.6: Similar à figura 6.1 para 39,5°S.

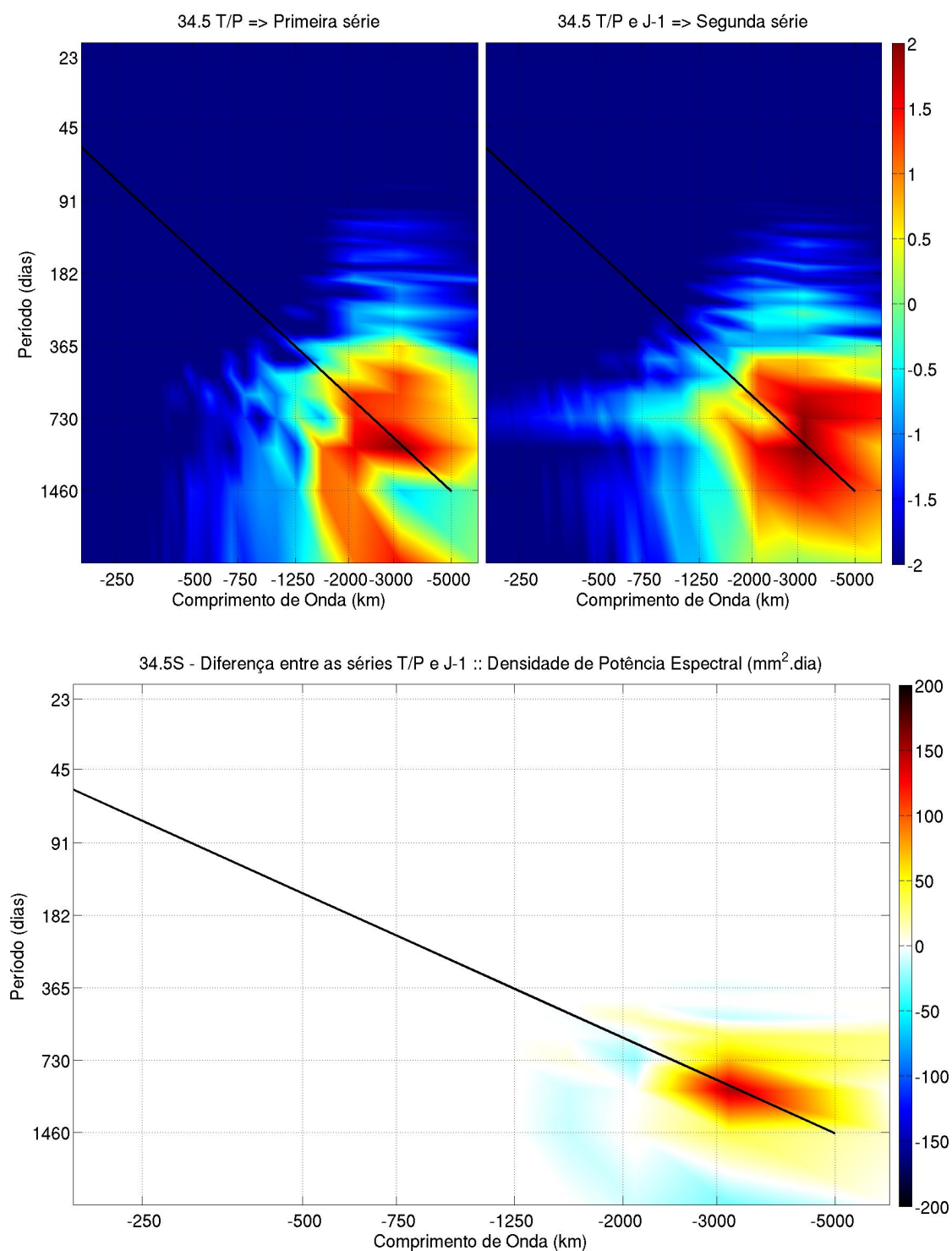


Figura 6.7: Espectro da primeira série dos dados altimétricos TOPEX/Poseidon/Jason-1 (painel superior esquerdo) e da segunda série (painel superior direito) em $\log_{10}(\text{mm}^2 \cdot \text{dia})$ e **diferença** entre os espectros da segunda série e da primeira série na latitude $34,5^\circ\text{S}$ (painel inferior) no Atlântico em $\text{mm}^2 \cdot \text{dia}$, para ondas de Rossby bianuais. A velocidade de fase c_p é demarcada pela reta em negro. Para facilitar a compreensão, os valores de número de onda (abscissas) e frequência (ordenadas) foram convertidos para comprimento de onda e período. Comprimentos negativos indicam a direção para oeste.

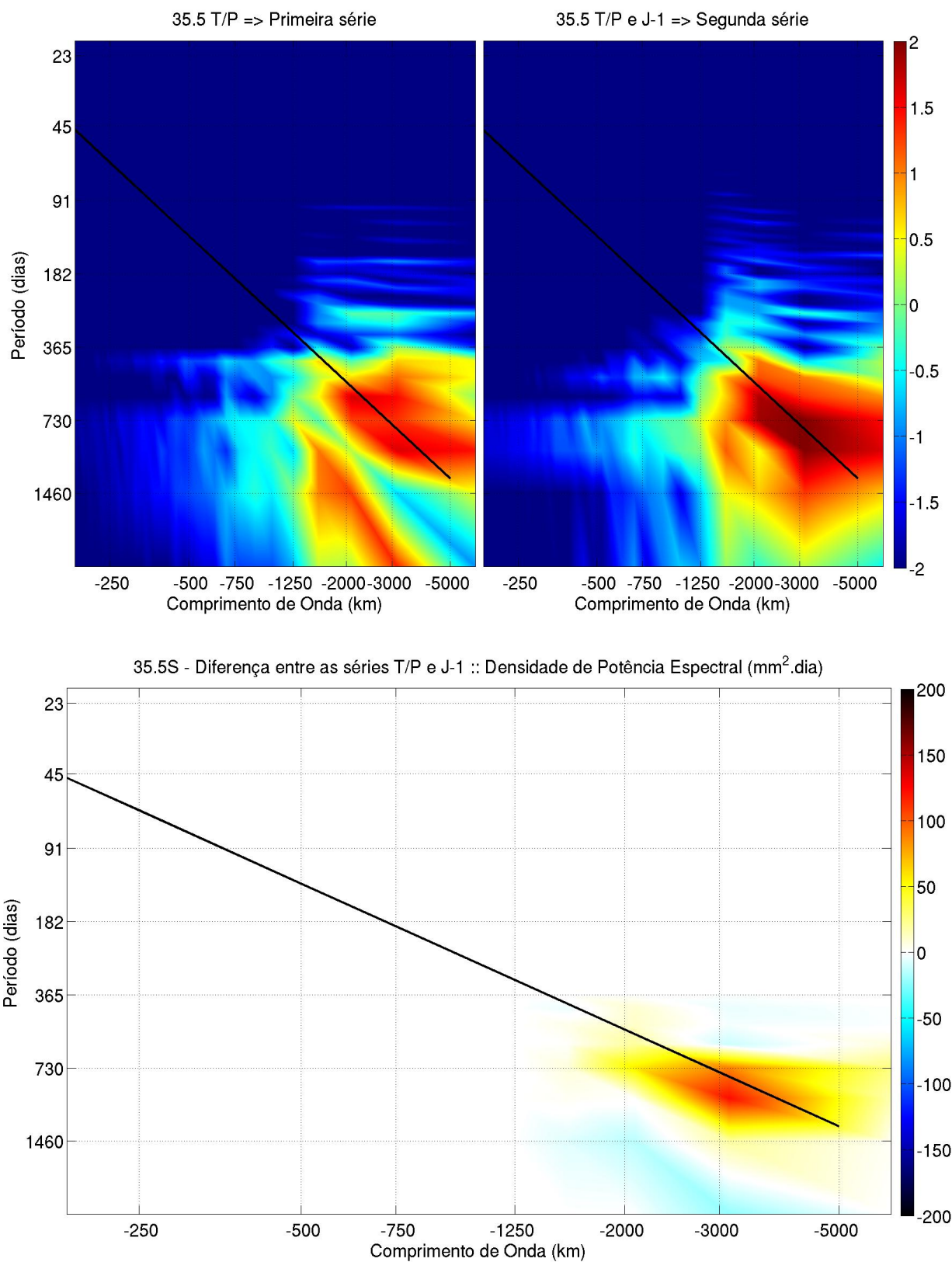


Figura 6.8: Similar à figura 6.7 para 35,5°S.

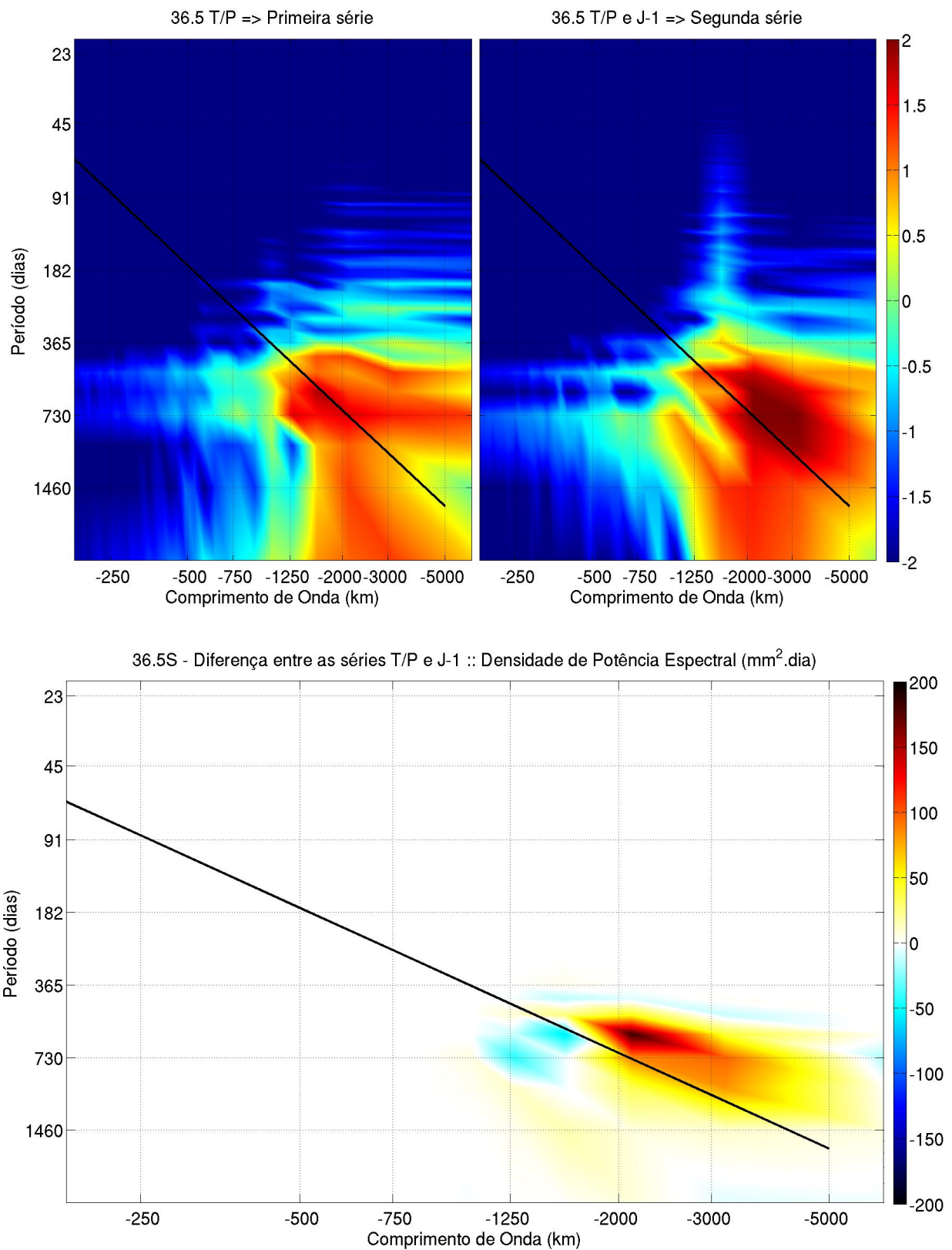


Figura 6.9: Similar à figura 6.7 para 36,5°S.

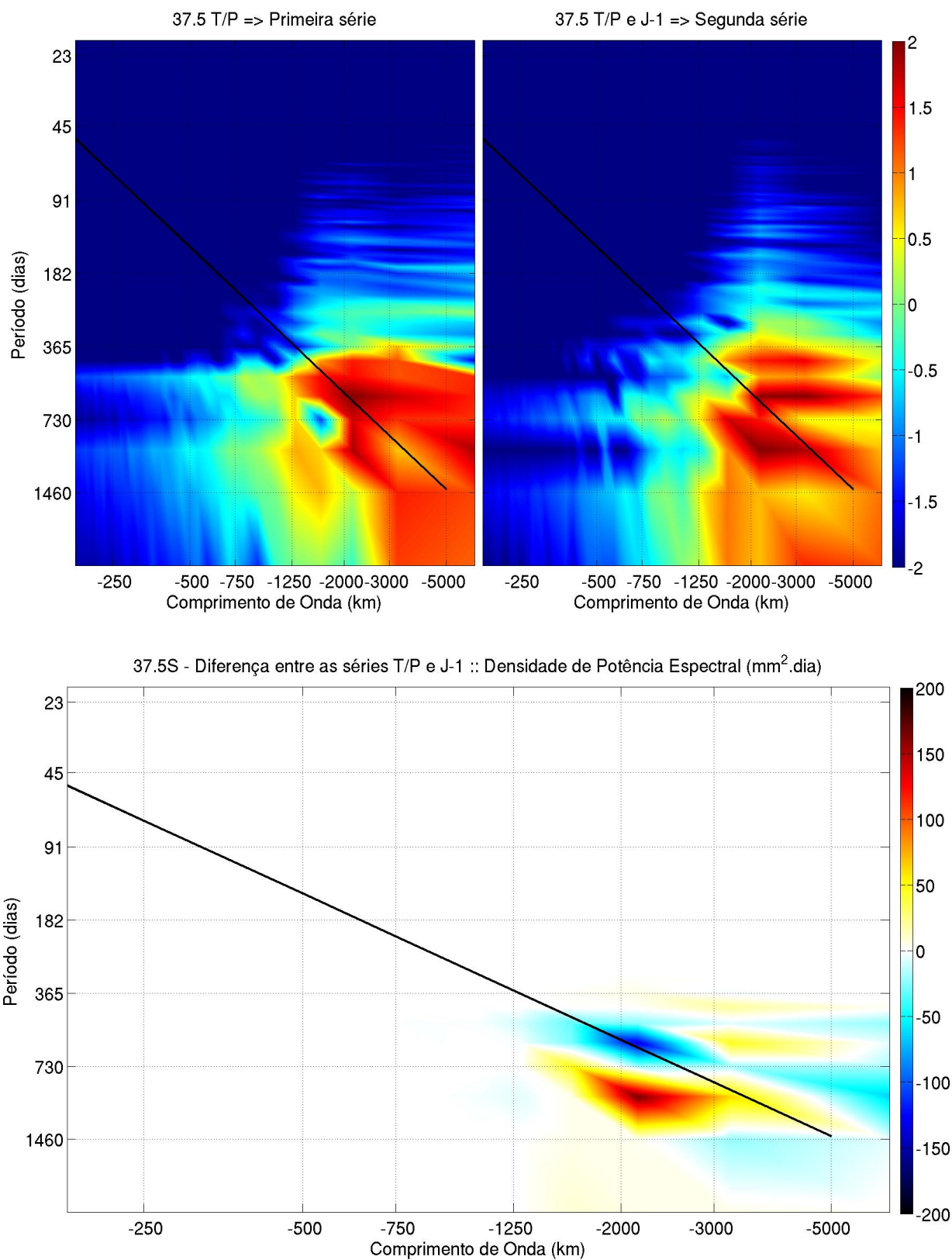


Figura 6.10: Similar à figura 6.7 para 37,5°S

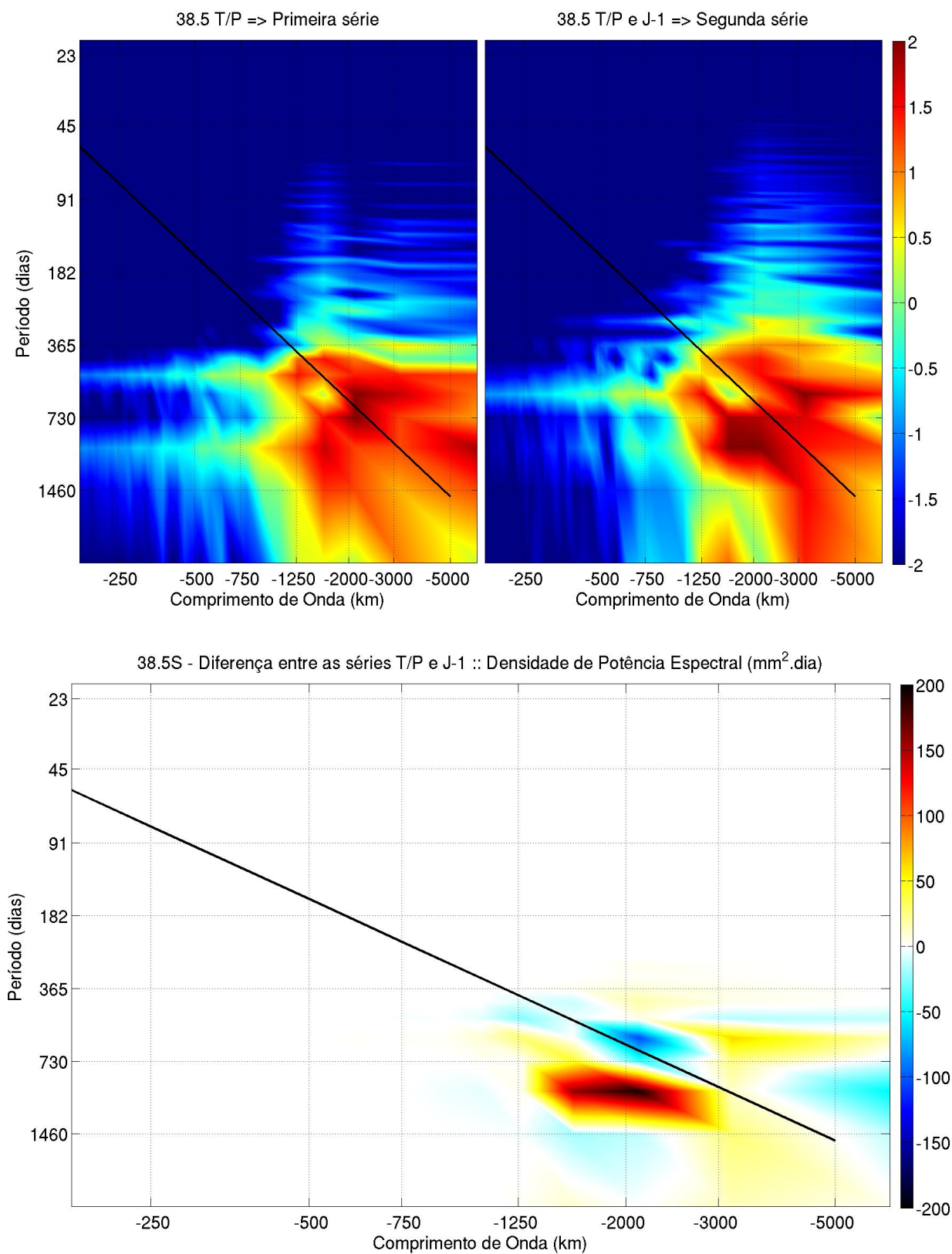


Figura 6.11: Similar à figura 6.7 para 38,5°S.

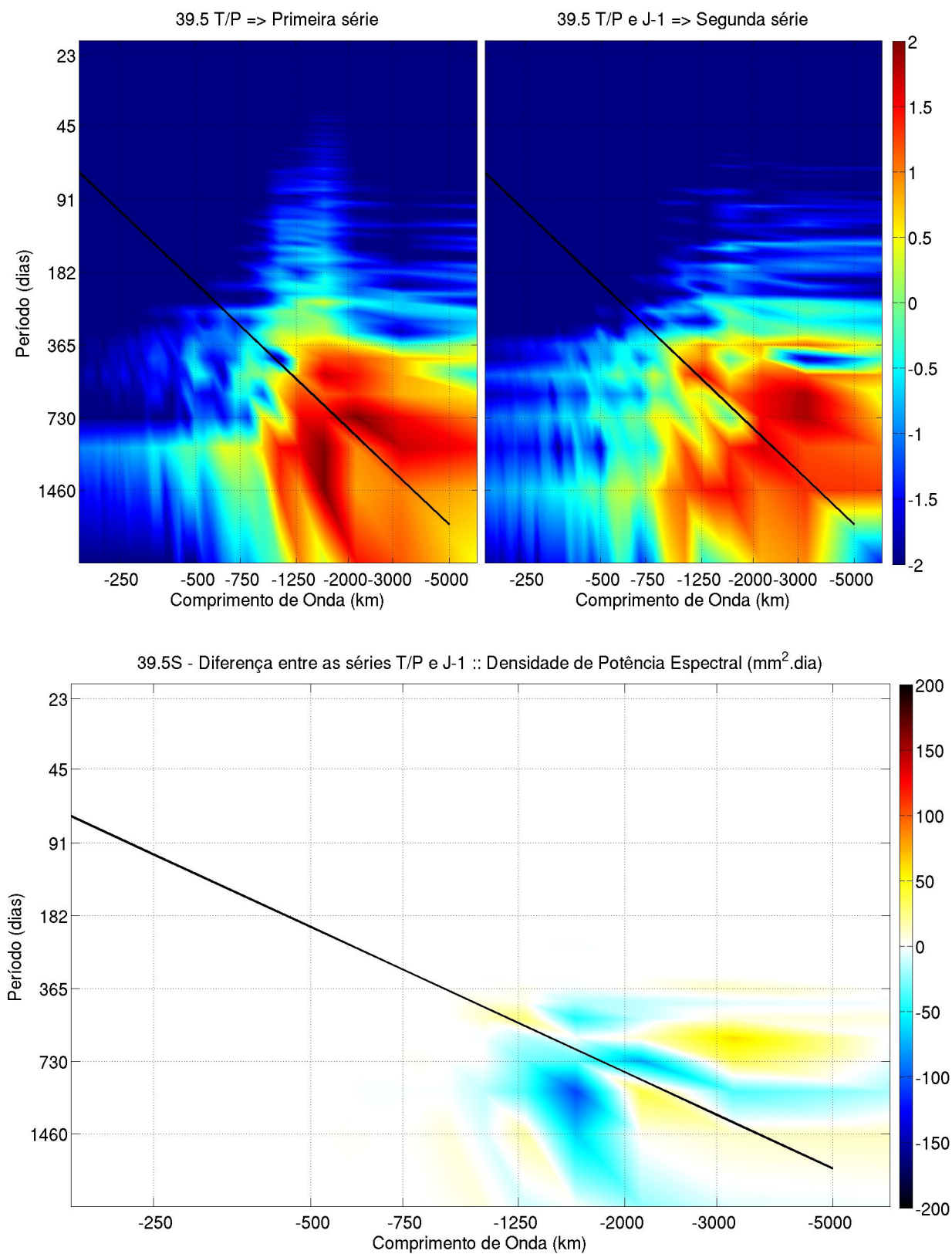


Figura 6.12: Similar à figura 6.7 para 39,5°S.

Em relação ao período anual, na latitude de 34,5°S (figura 6.1 painel inferior e tabela 6.1) a variação espectral é pequena, negativa e, considerando-se o comprimento relativo das séries temporais, pouco significativa. Da latitude 35,5°S a 39,5°S (painel inferior das figuras 6.2, 6.3, 6.4, 6.5, 6.6 e tabela 6.1) ocorre aumento de energia para esse período, com valor máximo da diferença entre os espectros de 5,84mm²·dia em 38,5°S para a região mais energética.

Para as ondas de Rossby bianuais, nas latitudes de 34,5°S a 36,5°S (painel inferior das figuras 6.7, 6.8, 6.9 e tabela 6.1) há um aumento de energia, com valor máximo da diferença entre os espectros, na região mais energética, de 10,51mm²·dia observado em 36,5°S. Este máximo da diferença dos espectros é aproximadamente duas vezes maior que o correspondente para o período anual. Isto sugere que, na região de estudo, o aumento da energia mecânica associada às ondas de Rossby longas é dominado por períodos bianuais. É interessante notar que em 37,5°S e 38,5°S há também uma aparente migração da energia em direção a períodos ligeiramente mais longos que o bianual, o que pode indicar que o processo que causa tais mudanças ocorre em escala de tempo interanual.

O aumento da energia associada às regiões espectrais de ondas de Rossby anual e bianual constatado nos gráficos anteriores conduziu ao cálculo da média da diferença entre os espectros da segunda série e da primeira série, por período e por comprimento de onda, analisados separadamente conforme demonstrado nas figuras de 6.13 a 6.18 para as ondas propagantes para oeste. As médias calculadas foram filtradas a fim de evitar o vazamento espectral, evidenciando os valores mais notáveis e reduzindo o ruído. Para tal foi usada uma janela móvel do tipo *blackman* com 5 pontos para a filtragem da média por comprimento de onda e 11 pontos para a filtragem da média por período. Os valores de média da diferença por período e por comprimento de onda característico obtidos para cada latitude da área de estudo são descritos na tabela 6.2.

Tabela 6.2: Valores de média da diferença ($\text{mm}^2\cdot\text{dia}$) entre os espectros da segunda série e da primeira série, por período (P) e por comprimento de onda (K) característico, referentes às ondas de Rossby anuais e bianuais obtidos por meio dos dados altimétricos para a região do Atlântico compreendida entre as latitudes $34,5^\circ\text{S}$ e $39,5^\circ\text{S}$, por latitude.

Média da Diferença por Latitude – Ondas de Rossby Anuais		
Latitude	Média por P ($\text{mm}^2\cdot\text{dia}$)	Média por K ($\text{mm}^2\cdot\text{dia}$)
$34,5^\circ\text{S}$	-0,45	0,08
$35,5^\circ\text{S}$	0,51	-0,04
$36,5^\circ\text{S}$	0,5	0,37
$37,5^\circ\text{S}$	0,3	0,35
$38,5^\circ\text{S}$	1,2	1,12
$39,5^\circ\text{S}$	-0,35	0,35
Média da Diferença por Latitude – Ondas de Rossby Bianuais		
Latitude	Média por P ($\text{mm}^2\cdot\text{dia}$)	Média por K ($\text{mm}^2\cdot\text{dia}$)
$34,5^\circ\text{S}$	0,82	0,54
$35,5^\circ\text{S}$	1,13	0,48
$36,5^\circ\text{S}$	1,5	0,86
$37,5^\circ\text{S}$	-0,5	0,09
$38,5^\circ\text{S}$	1,15	0,42
$39,5^\circ\text{S}$	-0,83	-0,65

Na latitude $38,5^\circ\text{S}$ foi verificada a maior média da diferença entre os espectros por período e por comprimento de onda de -750km para ondas de Rossby anuais, obtendo-se o valor de $1,2\text{mm}^2\cdot\text{dia}$ e $1,12\text{mm}^2\cdot\text{dia}$, respectivamente. Para as ondas de Rossby bianuais foi observado em $36,5^\circ\text{S}$ a maior média da diferença entre os espectros por comprimento de onda de -2000km e por período, obtendo-se o valor de $0,86\text{mm}^2\cdot\text{dia}$ e $1,5\text{mm}^2\cdot\text{dia}$, respectivamente.

Os valores médios apresentados na tabela 6.2 corroboram os da tabela 6.1 nas duas bandas espectrais e reforçam a idéia de que há um aumento significativo na energia no segundo período (de 2001 a 2008) em relação ao primeiro (de 1993 a 2000) e que tal aumento é maior na banda bianual das ondas planetárias.

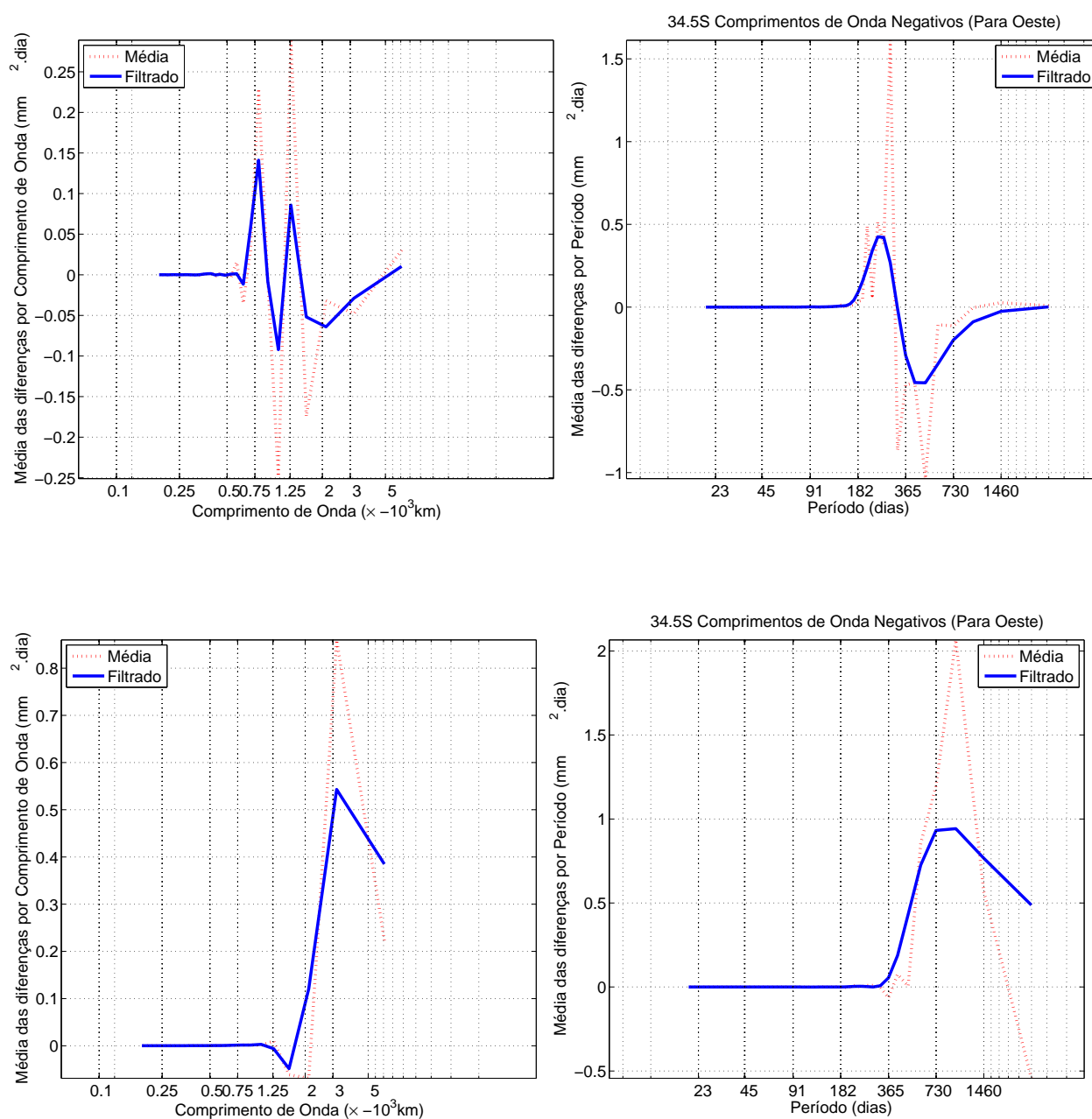


Figura 6.13: Média da diferença entre os espectros dos dados altimétricos TOPEX/Poseidon/Jason-1 da segunda série e da primeira série por período e por comprimento de onda para ondas de Rossby anuais (painéis superiores) e bianuais (painéis inferiores), na latitude $34,5^{\circ}\text{S}$ no Atlântico em $\log_{10}(\text{mm}^2 \cdot \text{dia})$.

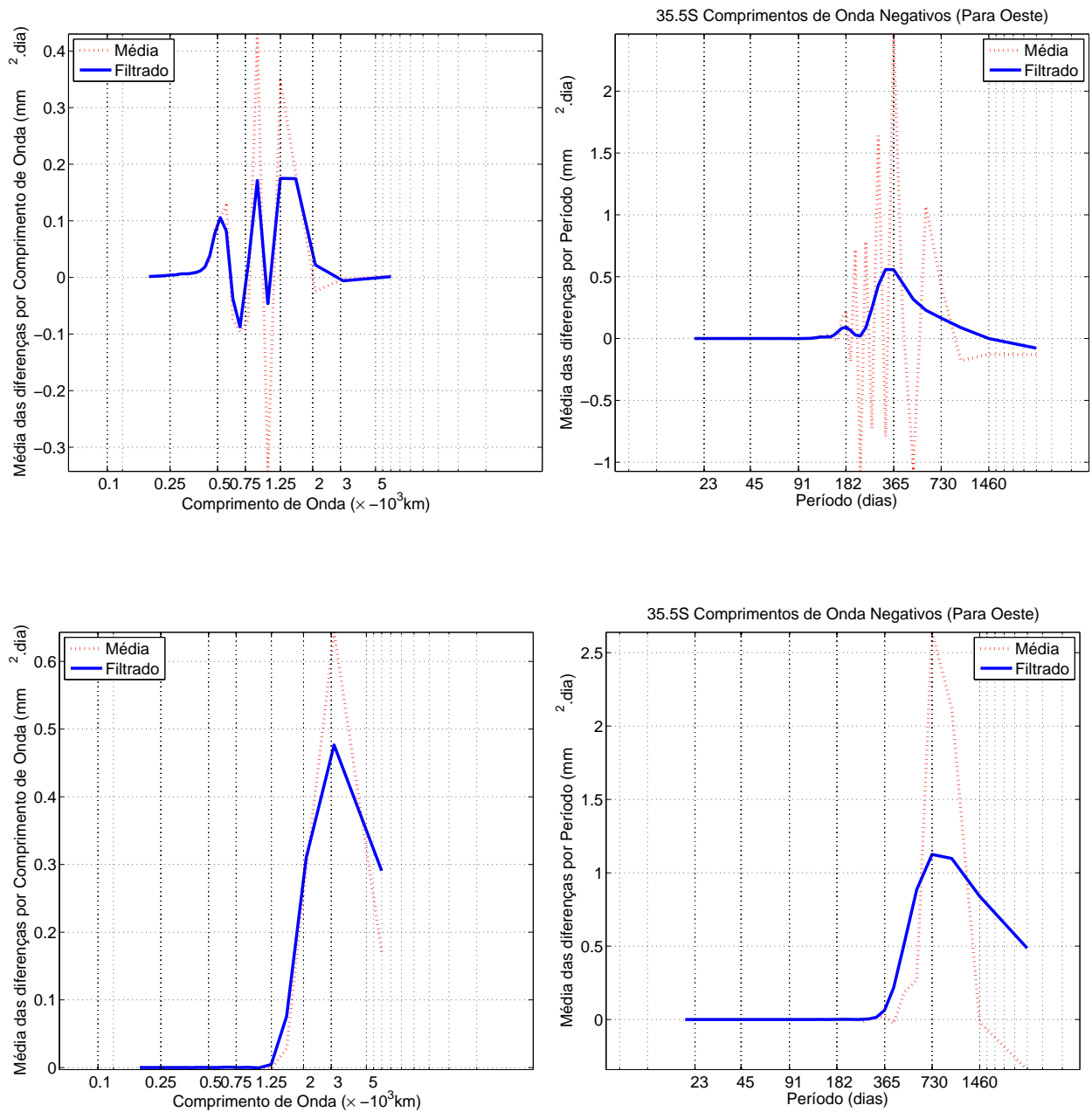


Figura 6.14: Similar à figura 6.13 para 35,5°S.

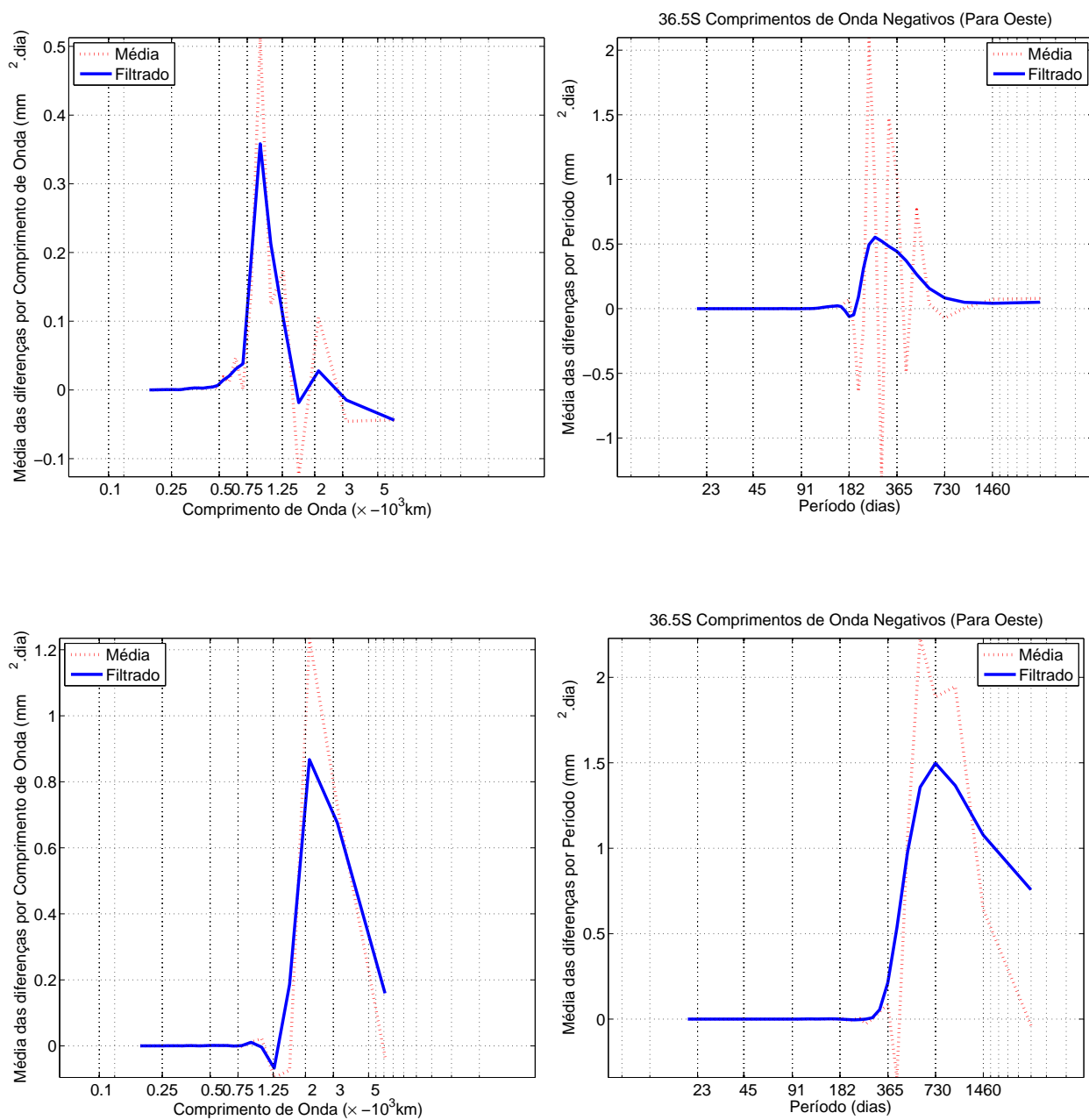


Figura 6.15: Similar à figura 6.13 para 36,5°S.

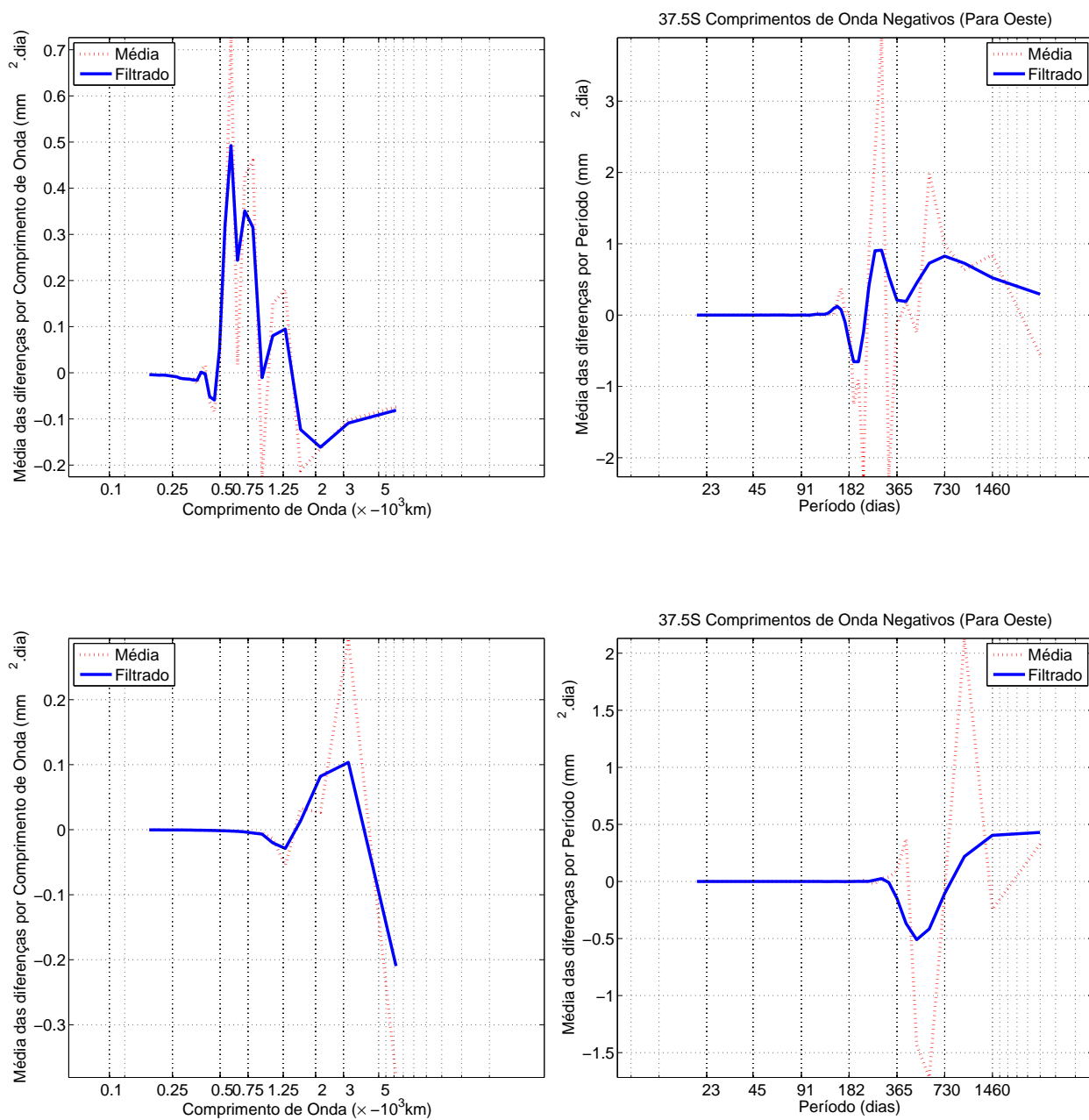


Figura 6.16: Similar à figura 6.13 para 37,5°S.

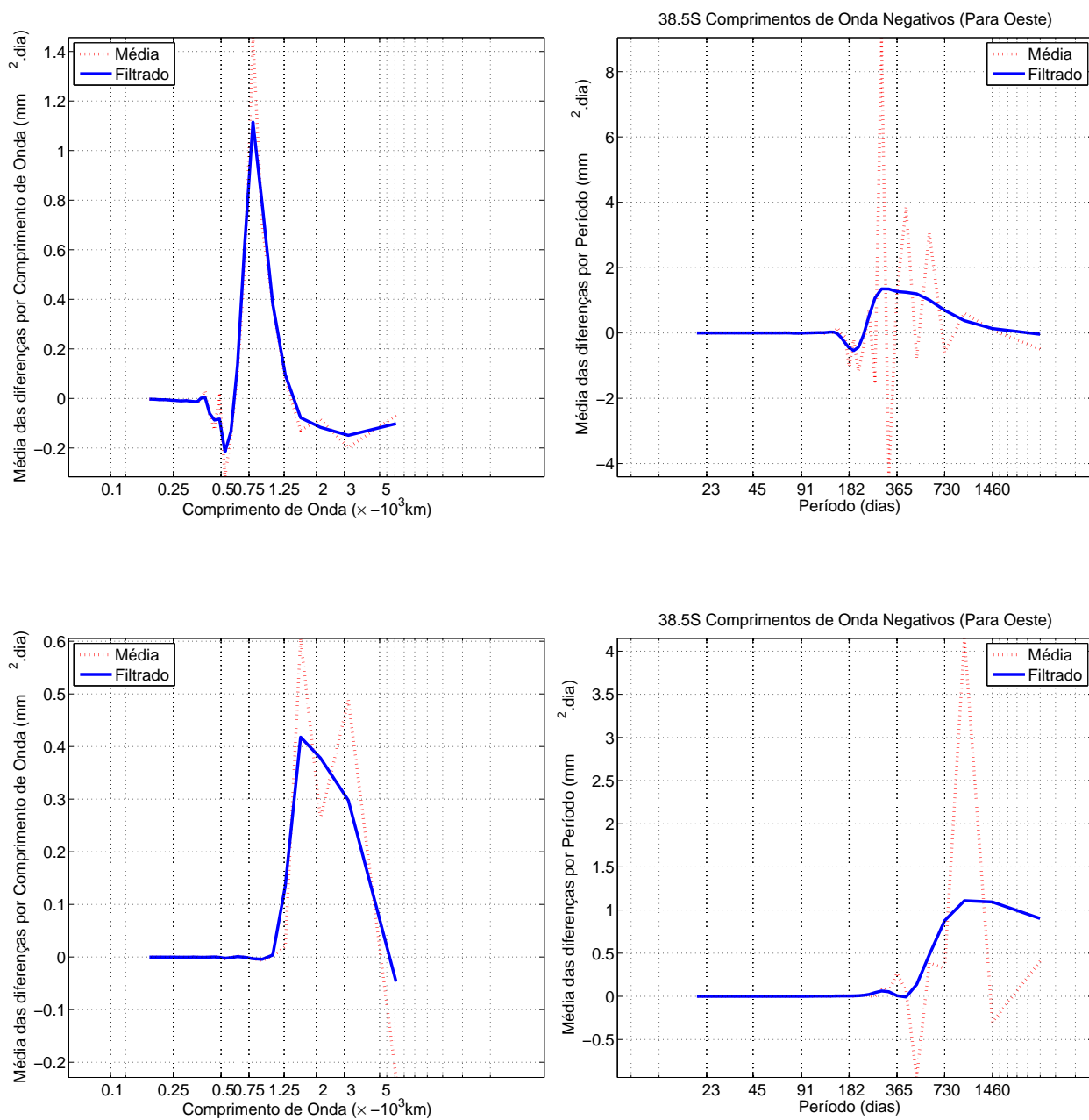


Figura 6.17: Similar à figura 6.13 para 38,5°S.

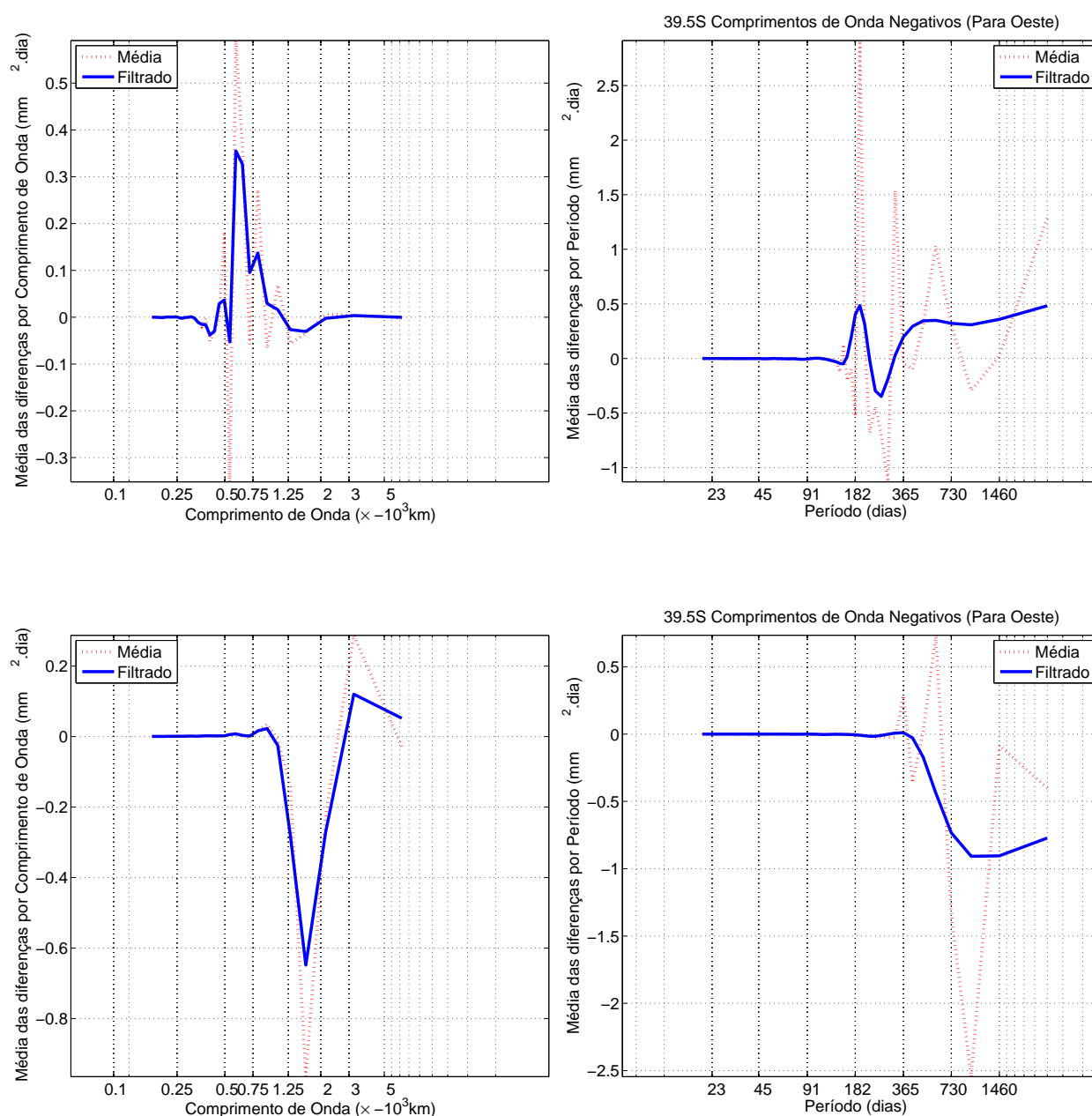


Figura 6.18: Similar à figura 6.13 para 39,5°S.

As diferenças de amplitude entre as duas séries para a bacia do Atlântico apresentaram resultados semelhantes aos da análise da diferença entre os espectros, com aumento de amplitude médio, de 34,5°S a 39,5°S, em relação à média da amplitude das ondas de Rossby da primeira série de 18,4% para o sinal bianual e 5,5% para o sinal anual. A maior amplitude média verificada na segunda série ocorreu em 38,5°S, atingindo 45,5mm para ondas de Rossby bianuais e 85,2mm para ondas de Rossby anuais. Os valores obtidos para cada latitude da área de estudo são descritos na tabela 6.3.

Tabela 6.3: Valores de amplitude média (mm) e de aumento (%) da amplitude média da segunda série temporal (A_2) em relação à amplitude média da primeira série temporal (A_1), referentes às ondas de Rossby anuais e bianuais obtidas por meio dos dados altimétricos para a região do Atlântico compreendida entre as latitudes $34,5^\circ\text{S}$ e $39,5^\circ\text{S}$, por latitude.

Amplitude Média por Latitude – Ondas de Rossby Anuais			
Latitude	A_1 (mm)	A_2 (mm)	Aumento (%)
$34,5^\circ\text{S}$	42,4	43,3	2,2
$35,5^\circ\text{S}$	52,3	55,7	6,5
$36,5^\circ\text{S}$	44,9	48,6	8,4
$37,5^\circ\text{S}$	72,5	77,3	6,6
$38,5^\circ\text{S}$	80,7	85,2	5,5
$39,5^\circ\text{S}$	72,1	74,7	3,7
Amplitude Média por Latitude – Ondas de Rossby Bianuais			
Latitude	A_1 (mm)	A_2 (mm)	Aumento (%)
$34,5^\circ\text{S}$	27,3	35,7	30,5
$35,5^\circ\text{S}$	25,7	36,1	40,5
$36,5^\circ\text{S}$	32,0	44,8	39,9
$37,5^\circ\text{S}$	40,5	40,9	0,8
$38,5^\circ\text{S}$	39,9	45,5	13,8
$39,5^\circ\text{S}$	43,7	37,2	-15,0

Para a região da Frente Brasil-Malvinas e sua extensão para leste, limitada nas mesmas latitudes utilizadas anteriormente pelas longitudes de 56°W e 42°W [Saraceno *et al.*, 2004], alguns valores de variação de amplitude diferem dos resultados da análise para toda a bacia do Atlântico. Foi observado nesta região aumento da amplitude média de ondas de Rossby anuais nas latitudes $34,5^\circ\text{S}$ e $35,5^\circ\text{S}$ e redução nas demais latitudes estudadas. Porém, a média da variação da amplitude para a região foi de 0,7% de aumento em relação à primeira série para ondas de Rossby anuais. Para ondas de Rossby bianuais, a região da FBM apresentou decréscimo das amplitudes apenas nas latitudes $37,5^\circ\text{S}$ e $39,5^\circ\text{S}$, com média positiva da variação para a região de 3,1% de aumento em relação à primeira série. Os valores obtidos para cada latitude da área de estudo na região da FBM são descritos na tabela 6.4.

O resultado obtido com a aplicação da FFT2D não pode ser confirmado quando

Tabela 6.4: Valores de amplitude média (mm) e de aumento (%) da amplitude média da segunda série temporal (A_2) em relação à amplitude média da primeira série temporal (A_1), referentes às ondas de Rossby anuais e bianuais obtidas por meio dos dados altimétricos apenas para a região da FBM, por latitude. Os maiores valores de aumento por período foram marcados em negrito.

Amplitude Média por Latitude – Ondas de Rossby Anuais			
Latitude	A_1 (mm)	A_2 (mm)	Aumento (%)
34,5°S	44,1	45,8	3,8
35,5°S	68,3	82,6	21,1
36,5°S	82,1	73,5	-10,5
37,5°S	132,7	132,1	-0,5
38,5°S	146,2	138,0	-5,6
39,5°S	145,1	139,0	-4,2
Amplitude Média por Latitude – Ondas de Rossby Bianuais			
Latitude	A_1 (mm)	A_2 (mm)	Aumento (%)
34,5°S	18,4	18,6	0,9
35,5°S	22,7	26,4	16,6
36,5°S	45,4	56,4	24,3
37,5°S	64,8	53,9	-16,9
38,5°S	61,3	71,3	16,2
39,5°S	70,0	54,1	-22,7

da análise das amplitudes apenas na região da FBM e sua extensão para leste pois a área é comparável a um comprimento de onda. Isto sugere que a amplitude dos vórtices e/ou meandros é muito grande, dificultando a análise da amplitude na região em uma série temporal curta como a empregada neste estudo.

Fu [2007] observou que uma redução da energia associada às ondas de mesoescala na Plataforma Argentina implica em aumento da amplitude de ondas de Rossby, sugerindo uma troca de energia entre as ondas de mesoescala e as de larga escala (~1000km). Desta forma, o aumento de amplitude das ondas de Rossby verificado em nosso estudo pode representar uma redução da energia inerente às ondas de mesoescala (período ~25 dias) na Plataforma Argentina.

É possível observar por meio deste estudo que houve aumento da densidade de potência espectral na região do Atlântico Sul compreendida entre as latitudes 34,5°S

a 39,5°S para as ondas de Rossby anuais e bianuais, nos últimos oito anos, quando comparados ao mesmo período anterior. Este aumento é confirmado pelo aumento das amplitudes médias dessas ondas na região, sugerindo a ocorrência de alterações da estrutura termohalina dessas massas de água.

6.3 Estudo dos Dados de Temperatura

Para o estudo da variabilidade da posição da FBM foi necessário separar a série de dados por estação do ano devido à variação dos valores de TSM na região da CBM não permitir que a detecção da frente fosse efetuada para todo o período de estudo seguindo os mesmos limites de isotermas obtidas dos mapas de TSM interpolados.

Essa variação sazonal também foi constatada quando da detecção e digitalização da FBM, não sendo possível estabelecer um padrão coerente com o máximo gradiente para a frente a oeste da longitude 54°W no inverno, principalmente durante os primeiros oito anos da série temporal (1993–2000). Esse fenômeno se deve à migração da CM para o norte e provavelmente está associado ao enfraquecimento da CB durante o inverno, permitindo o avanço da CM para latitudes menores. Nas demais estações do ano foi possível detectar a presença da FBM desde 56°W com sua extensão para leste avançando em direção ao interior da bacia do Atlântico até a latitude aproximada de 46°W, corroborando as observações de *Saraceno et al.* [2004]. Alguns padrões anômalos com relação ao ponto inicial da digitalização da FBM ocorreram em estações e anos específicos na série temporal do estudo e serão tratados a seguir.

No inverno de 1998 a CM não apresentou o avanço para o norte observado nos primeiros cinco anos da série temporal do estudo e a retroflexão da CB apresentou seu limite mais austral anormalmente mais ao sul quando comparado ao restante da série temporal do estudo. Este padrão de circulação anômalo foi descrito por *Spadone & Provost* [2009] e associado pelos autores a uma possível mudança de posição da linha de rotacional nulo do vento sobre o Atlântico Sul devida ao *El Niño* ocorrido naquele ano. Esse mesmo padrão com menor intensidade (a partir de 55°W) foi verificado ainda durante o inverno na série de 2001–2008. *Spadone & Provost* [2009] constataram que nos anos em que as variações de transporte da CM tiveram energia concentrada em torno

do período anual (2001 a 2006) a CBM e a retroflexão da CB posicionaram-se anormalmente mais ao sul. A variação do transporte da CM observada pelos autores é coerente com a de uma migração menos intensa da CM para o norte durante o inverno de 2001 a 2008 obtida no presente estudo, constituindo uma possível causa dos resultados das análises de variabilidade da FBM para o inverno de 2001–2008.

As figuras de 6.19 a 6.22 exibem a FBM média sazonal obtida para as duas séries de oito anos, o desvio padrão meridional posição da frente e os anos em que foram observados valores extremos destacados em relação aos demais componentes da série.

Os mapas de gradiente de TSM na segunda série de oito anos do estudo (2001–2008) apresentaram uma aproximação das isotermas limites empregadas para a delimitação da região da CBM. Com isso, os gradientes de TSM máximos observados ao longo da FBM foram ligeiramente maiores ($1,5 \cdot 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C/m}$) quando comparados aos observados ao longo da FBM durante o primeiro período do estudo ($1,2 \cdot 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C/m}$ de 1993 a 2000). Os valores do gradiente térmico observados de 1993 a 2000 neste estudo são semelhantes aos resultados obtidos por *Saraceno et al.* [2004] para 1987–1995.

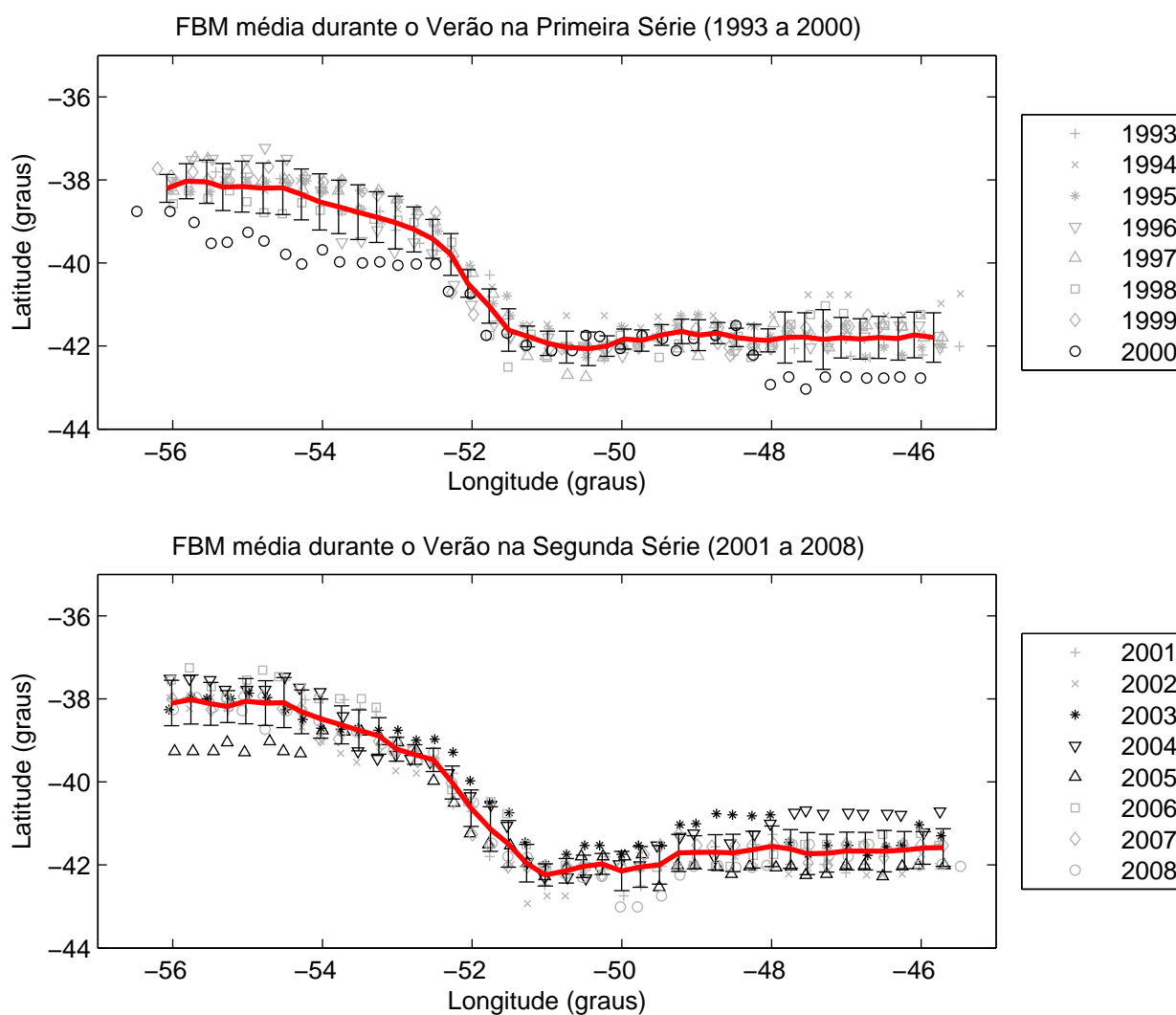


Figura 6.19: Média da FBM sazonal para o verão (em vermelho) de 1993 a 2000 (painel superior) e de 2001 a 2008 (painel inferior). As barras verticais ao longo da frente indicam o desvio padrão meridional da posição média dos oito anos da série. A legenda à direita indica os símbolos utilizados para as posições obtidas em cada ano que compõe a série de observações. Os símbolos em negrito indicam valores de posição extremos em relação à FBM média obtida na série (maiores ou menores que um desvio padrão em relação à média).

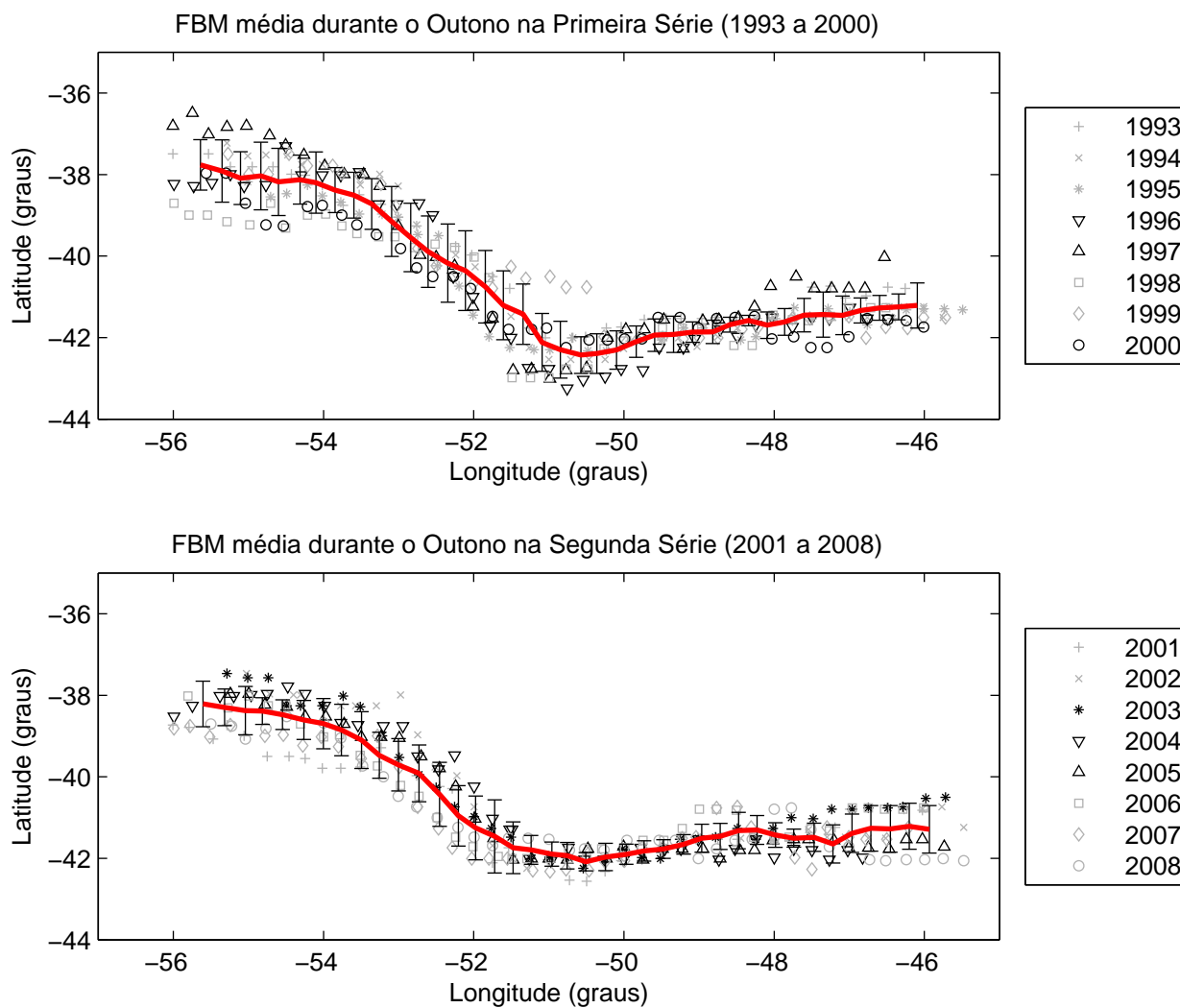


Figura 6.20: Semelhante à figura 6.19 para o outono.

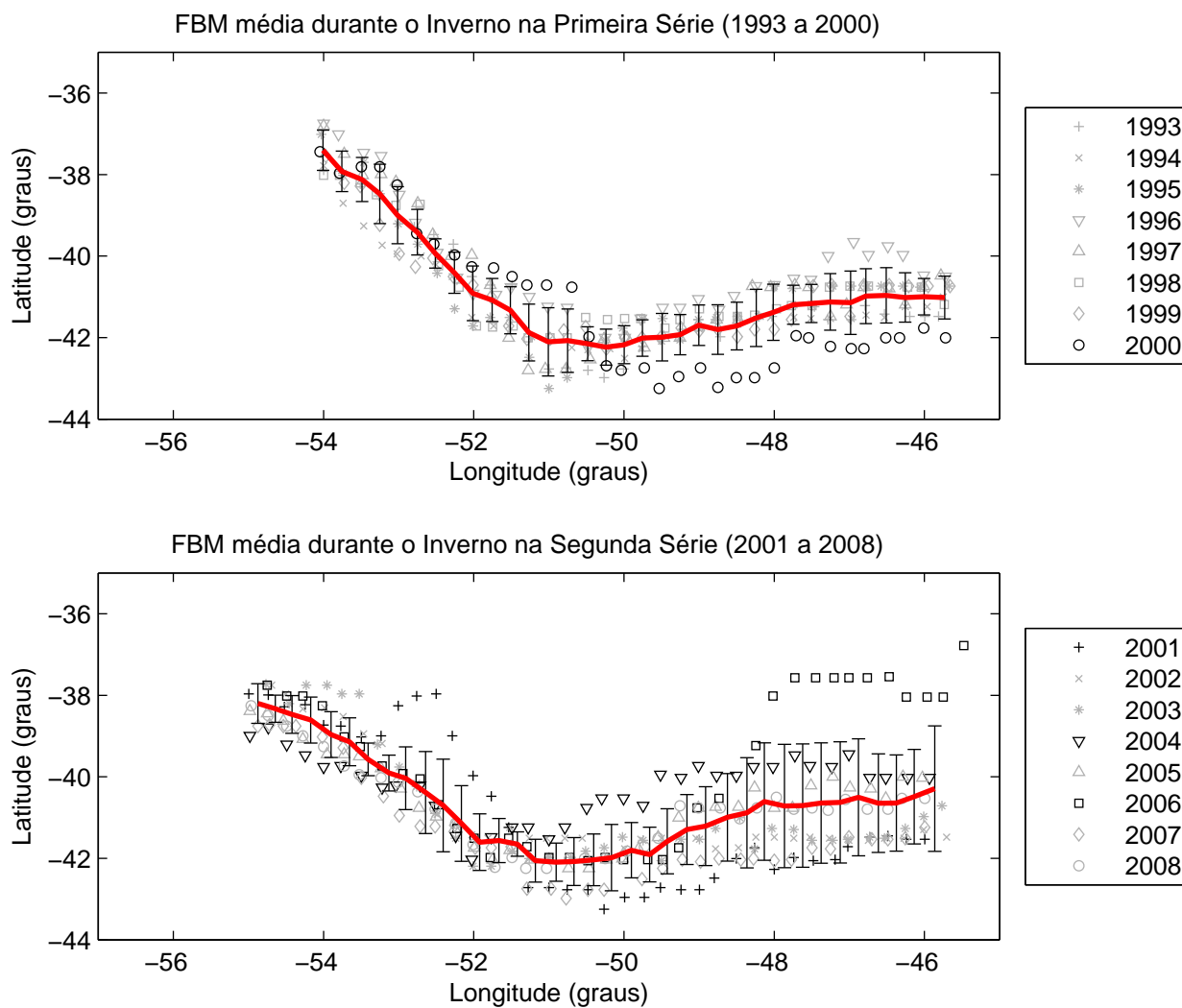


Figura 6.21: Semelhante à figura 6.19 para o inverno.

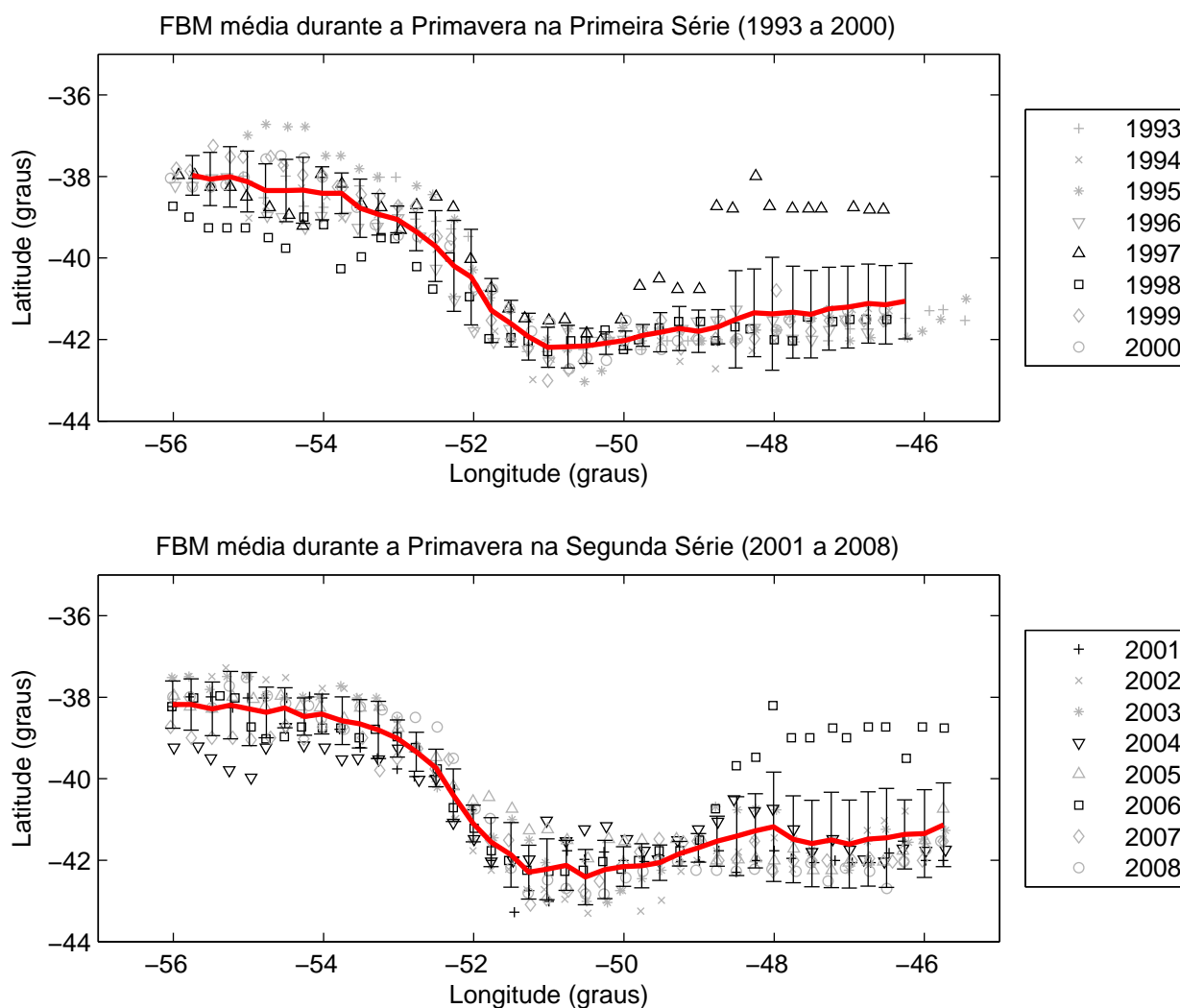


Figura 6.22: Semelhante à figura 6.19 para a primavera.

A análise comparativa da posição média da FBM na primeira série de oito anos (1993–2000) em relação à posição média obtida na segunda série mostrou que a frente esteve praticamente inalterada, porém foi observado um aumento considerável da variabilidade meridional da mesma a leste de 50°W , principalmente no inverno. Isso é demonstrado pelo desvio padrão meridional da posição na segunda série ser cerca de três vezes maior nessa região em relação ao valor obtido nos primeiros oito anos do estudo, conforme representado na figura 6.23.

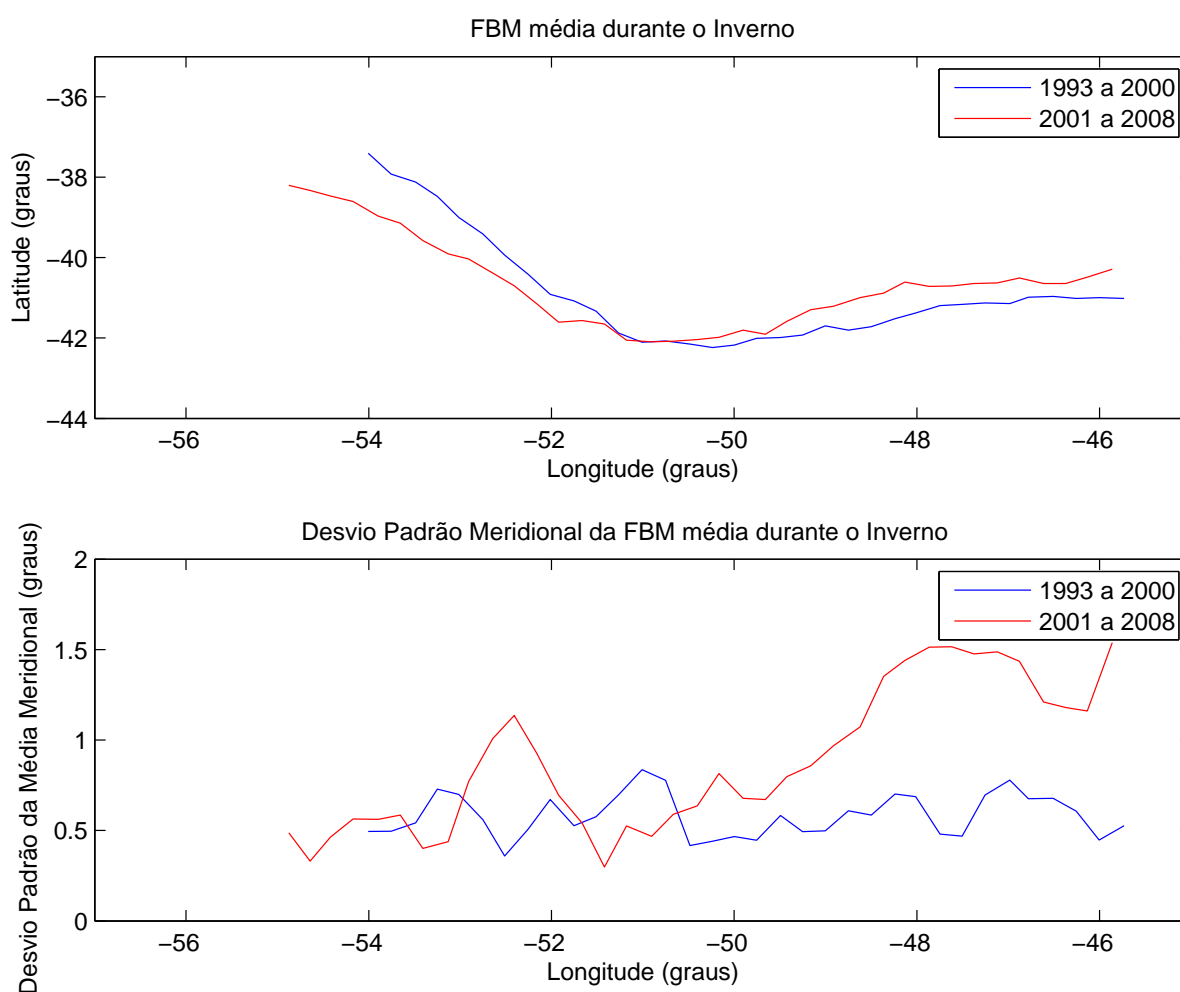


Figura 6.23: No painel superior, gráfico referente a análise comparativa da FBM média sazonal durante o inverno obtida na primeira série (1993–2000 em azul) e na segunda série (2001–2008 em vermelho). No painel inferior, gráfico do desvio padrão meridional em relação à média descrita no painel superior (primeira série em azul e segunda série em vermelho).

As figuras 6.24, 6.25 e 6.26 demonstram a análise comparativa da posição média da FBM na primeira série de oito anos (1993–2000) em relação à posição média obtida na segunda série. Nestas estações não foi possível verificar alteração relevante da posição da FBM média e, apenas na primavera, ocorreu alteração da variabilidade da FBM na longitude de $\sim 52,5^\circ\text{W}$. Nesta posição foi observado um decréscimo de 50% no desvio padrão meridional da FBM obtido na primeira série em relação ao calculado na segunda série.

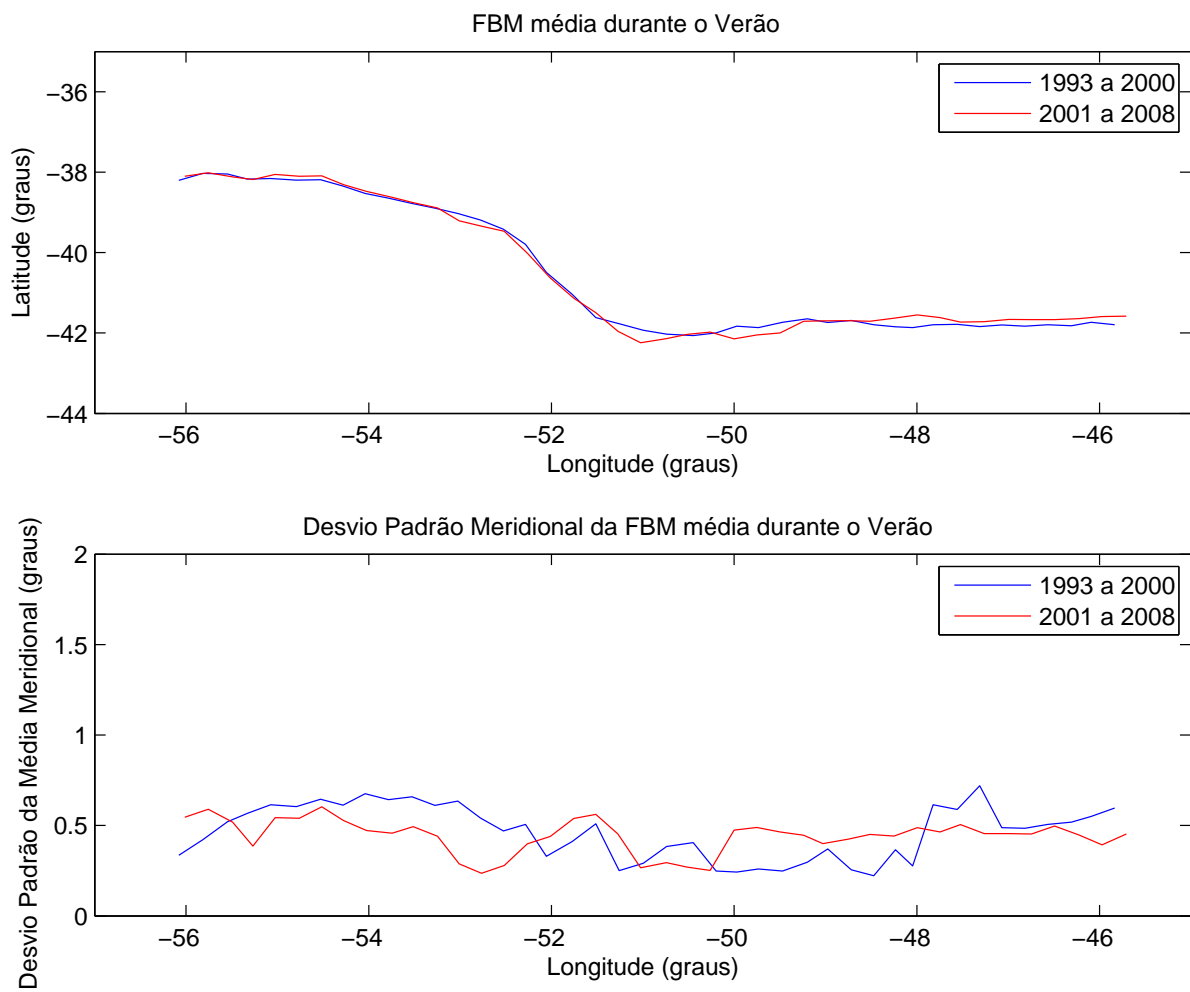


Figura 6.24: Semelhante à figura 6.23 para o verão.

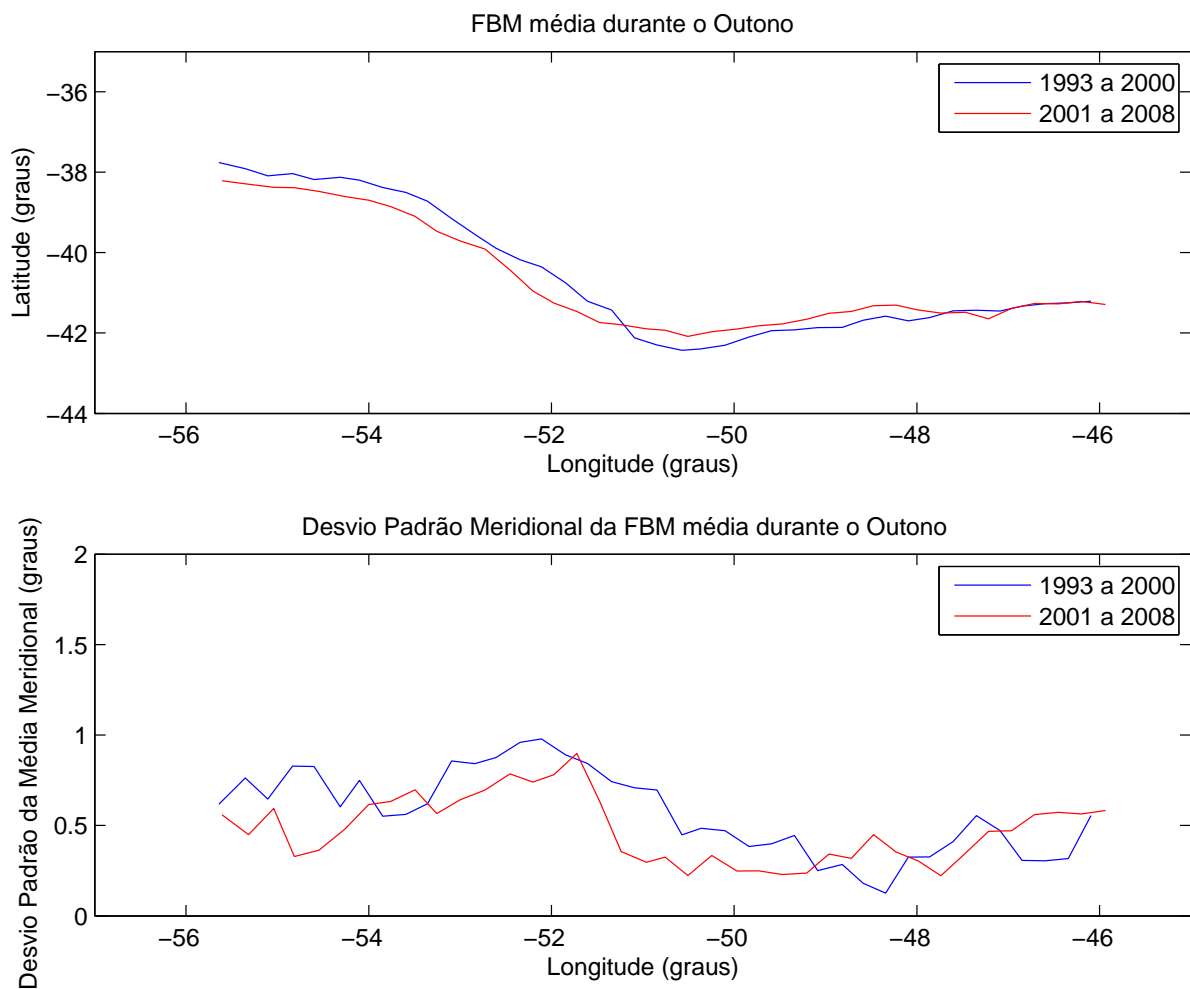


Figura 6.25: Semelhante à figura 6.23 para o outono.

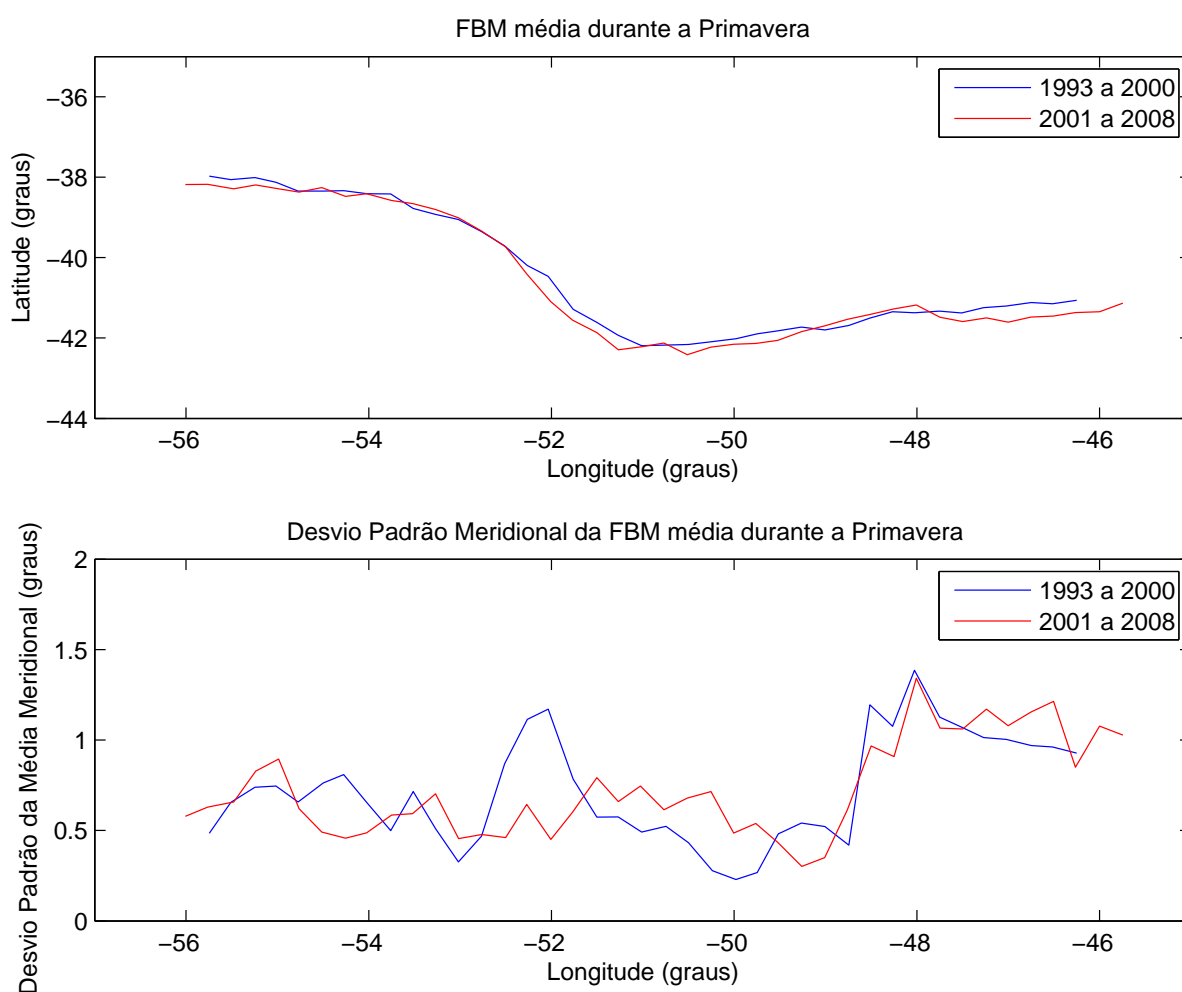


Figura 6.26: Semelhante à figura 6.23 para a primavera.

Segundo *Saraceno et al.* [2004] em seu estudo baseado em nove anos de dados de TSM oriundos de sensores AVHRR, mais especificamente uma série temporal de janeiro de 1987 a dezembro de 1995, a FBM varia sazonalmente e gira em torno de um ponto fixo aproximadamente situado em $39,5^{\circ}\text{S}$ e $53,5^{\circ}\text{W}$, alterando apenas sua orientação em torno desse ponto. No inverno, a FBM é orientada na direção N-S e no verão NW-SE, assumindo uma orientação intermediária a essas no outono e na primavera de acordo com os autores. O aumento da variabilidade meridional da FBM observado mais notadamente durante o inverno no presente estudo, sugere a presença mais marcante de um ciclo anual na posição da FBM em detrimento da ocorrência de variações sazonais observadas em estudos anteriores. Contudo, não ocorreu alteração

sazonal considerável da direção de orientação da FBM conforme observado por *Saraceno et al.* [2004].

A fim de detectar a propagação de meandros ao longo da FBM, foi empregada a técnica de diagramas *waterfall* utilizada por *Cornillon et al.* [1994] na detecção de meandros propagantes na Corrente do Golfo. Não foi possível observar no presente estudo a presença de meandros propagantes nesses diagramas (figura 6.27).

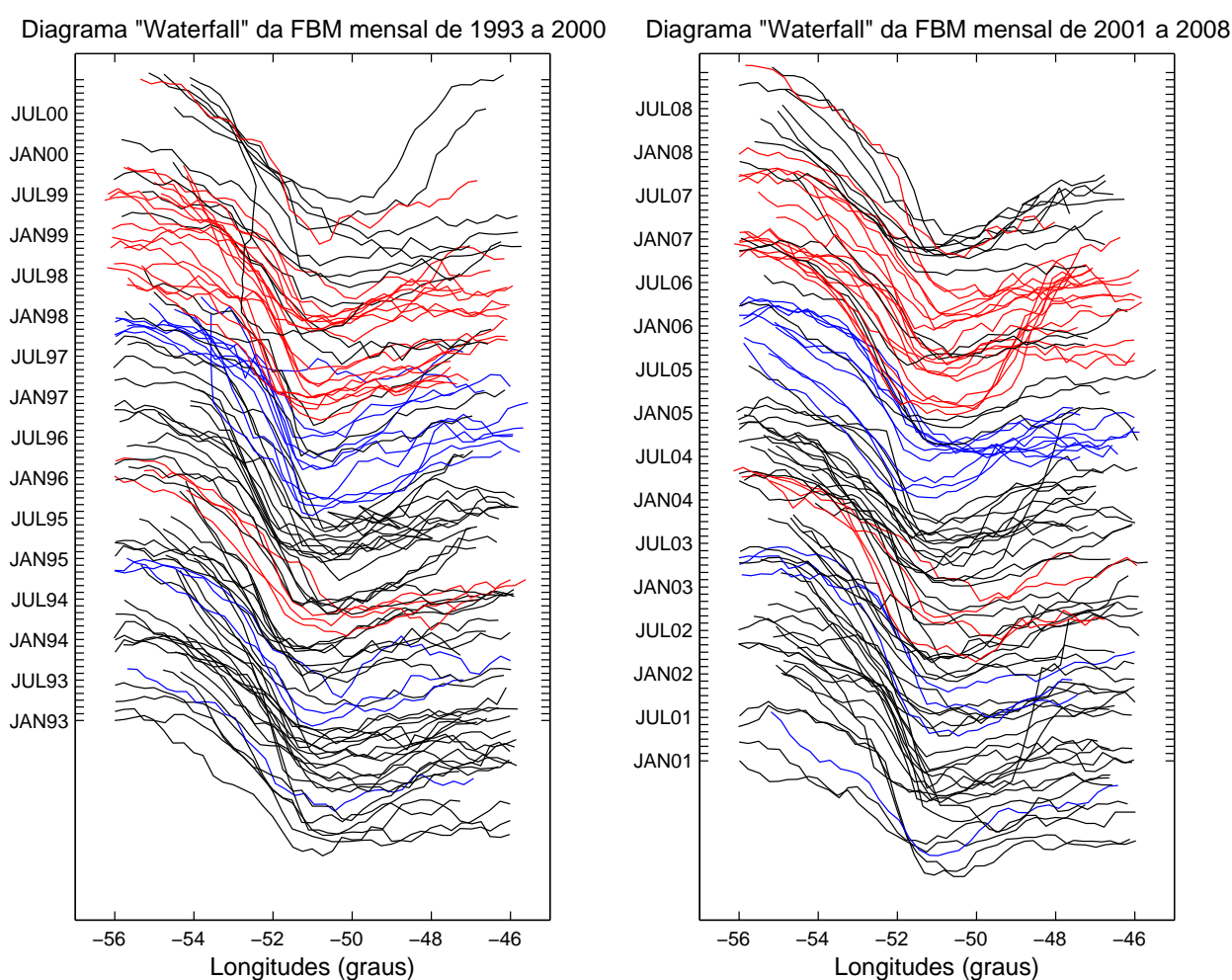


Figura 6.27: Diagrama *waterfall* da FBM mensal para a série de 1993 a 2000 (painel direito) e de 2001 a 2008 (painel esquerdo). Os gráficos em azul indicam meses sob a influência de *El Niño*, em vermelho sob a influência de *La Niña* e em negro indicam meses estacionários, de acordo com o índice NINO 3.4 descrito na subseção 4.2.3.

As figuras 6.28 e 6.29 mostram a FBM média sazonal para todo o período do

estudo em períodos sob influência de fenômenos de *El Niño* e *La Niña*. Este resultado, *a priori*, sugere que a ocorrência destes fenômenos pode interferir na orientação da FBM introduzindo um período interanual ao espectro da mesma.

Mais especificamente, as mudanças atmosféricas durante o período de *La Niña* induzem uma migração da frente como um todo para o sul, durante o verão e primavera. Tanto *El Niño* como *La Niña* não são capazes de induzir uma oscilação como a demonstrada na figura 6.23 (painel superior). Portanto as mudanças que induzem a oscilação da FBM entre o primeiro e o segundo período de oito anos do estudo não estão associadas ao ciclo *El Niño/La Niña*.

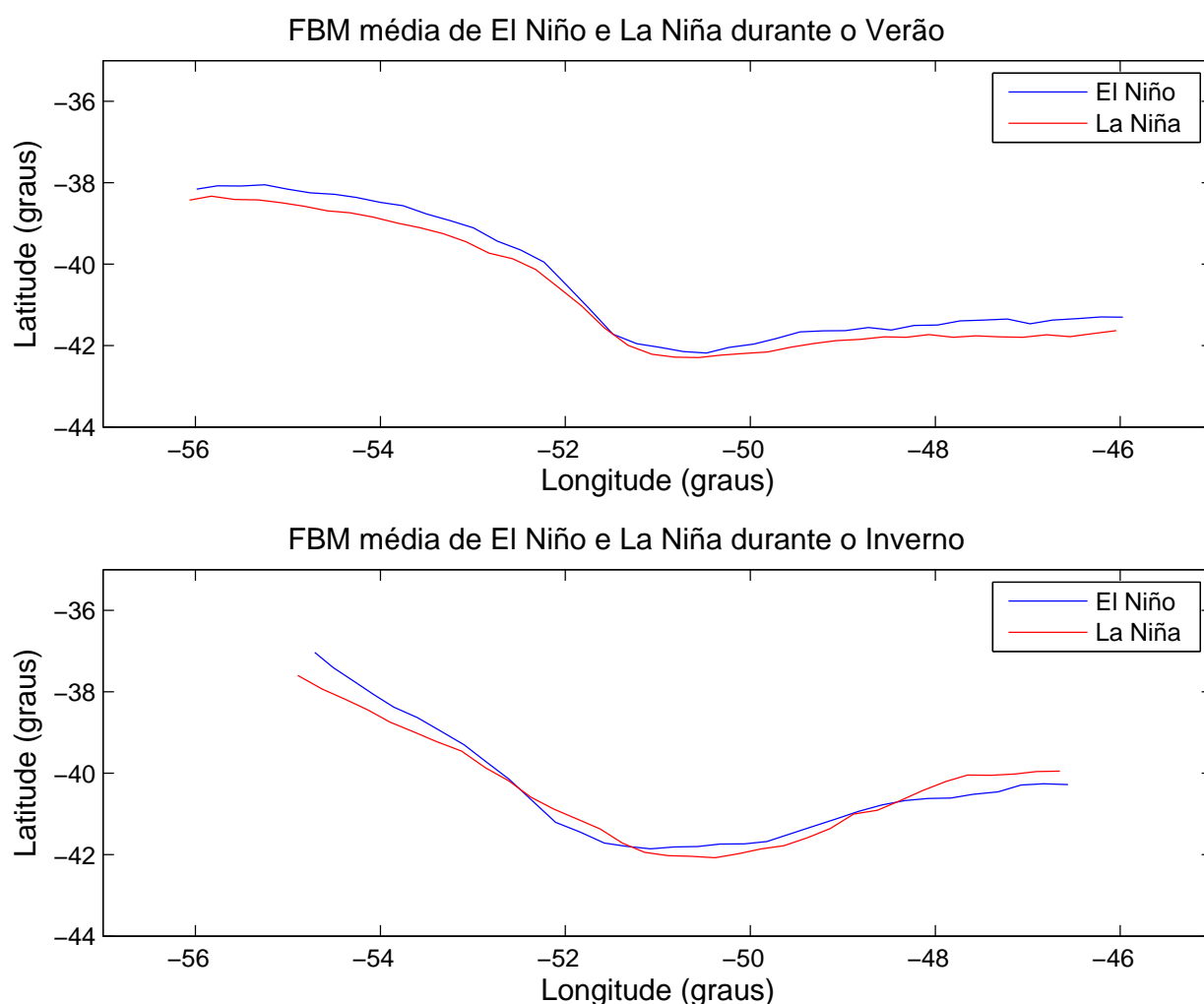


Figura 6.28: Média da FBM sazonal para o verão (painel superior) e para o inverno (painel inferior) em meses com ocorrência de *El Niño* (em azul) e de *La Niña* (em vermelho) de 1993 a 2008.

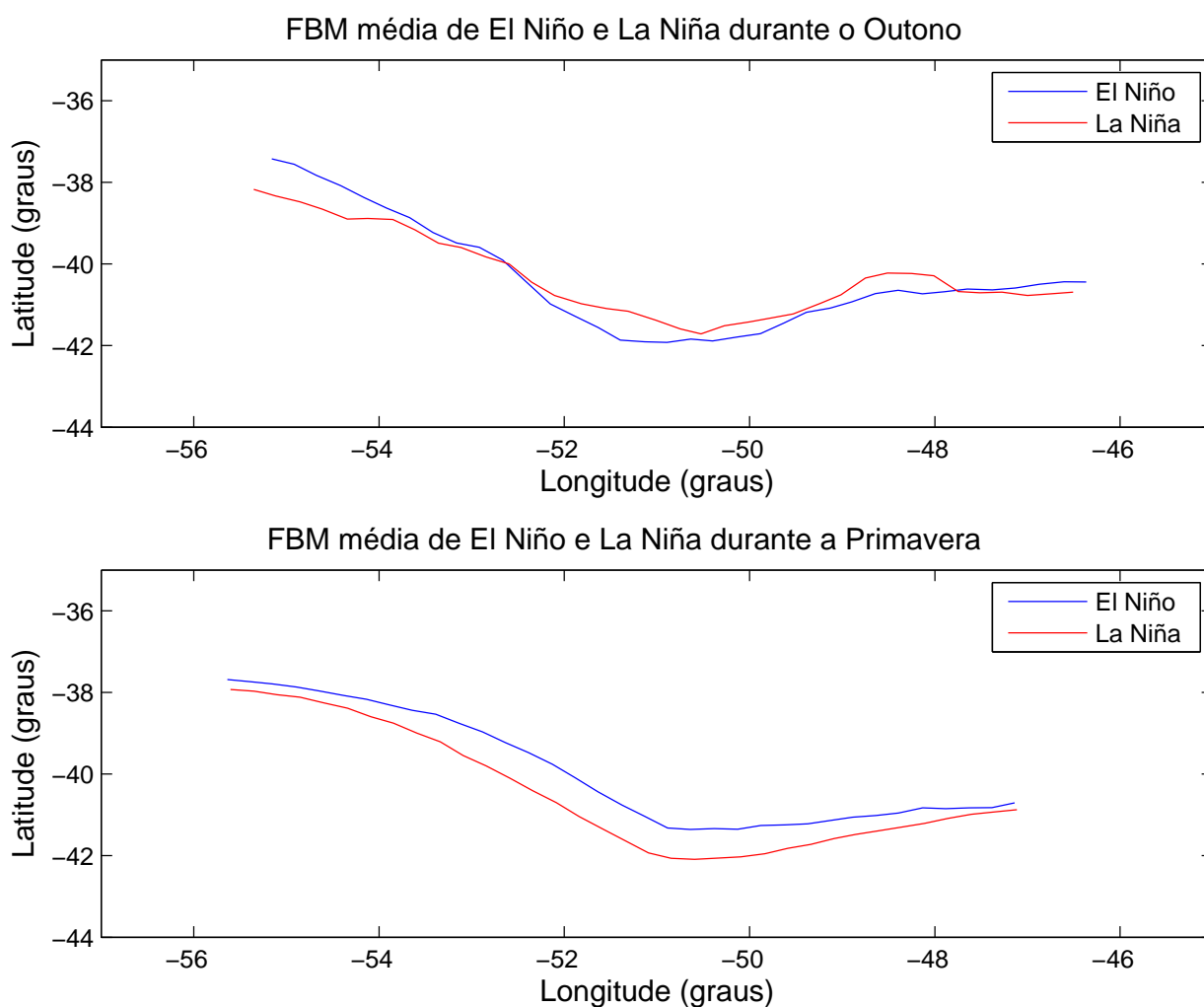


Figura 6.29: Semelhante à figura 6.28 para o outono (painel superior) e para a primavera (painel inferior).

6.4 Estudo dos Dados de Velocidade Geostrófica

Seguindo a mesma metodologia aplicada nas demais seções deste estudo a série temporal de dados foi dividida em dois períodos de oito anos (1993–2000 e 2001–2008). Nestas sub-séries foi feita uma análise das variações da magnitude da velocidade geostrófica, que implicam em variações da energia cinética, foi realizado o estudo dos valores sazonais médios destas velocidades e do respectivo desvio padrão.

As figuras 6.30 a 6.33 exibem mapas de velocidade geostrófica média sazonal por estação do ano e o respectivo desvio padrão destes mapas para cada sub-série.

As áreas de maior variabilidade nos mapas de desvio padrão foram demarcadas pelo retângulo em negro. A tabela 6.5 contém os valores para a média do desvio padrão no interior da área demarcada por mapa sazonal de cada sub-série.

Tabela 6.5: Valores de média do desvio padrão (σ) ($\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) no interior da área selecionada em negro nos mapas de σ da magnitude da velocidade geostrófica (V_{geo}) para cada sub-série por estação do ano.

Média Sazonal do Desvio Padrão da V_{geo} por Sub-série			
Estação	1993–2000 ($\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$)	2001–2008 ($\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$)	Aumento (%)
Verão	13,92	15,68	12,7
Outono	13,45	13,49	0,3
Inverno	11,89	12,58	5,8
Primavera	13,77	14,54	5,6

Foi possível observar que nos mapas de velocidade geostrófica média sazonal para todas estações houve aumento do desvio padrão e consequentemente da variância. Em particular, para o verão (figura 6.30) o aumento da média do desvio padrão foi consideravelmente maior na região da FBM na série de 2001 a 2008, o que denota o aumento da variabilidade nesse período. Esse aumento pode ser consequência da presença da CB atingindo áreas anormalmente mais ao sul conforme mencionado por *Spadone & Provost* [2009], cuja percepção no verão é mais facilitada devido a esta corrente apresentar maiores valores de transporte neste período [*Matano et al.*, 1993], provocando alteração da variabilidade na segunda série. É perceptível ainda o posicionamento da região de máximo desvio padrão mais ao sul em relação a mesma região na primeira série, o que corrobora o estudo de *Spadone & Provost* [2009].

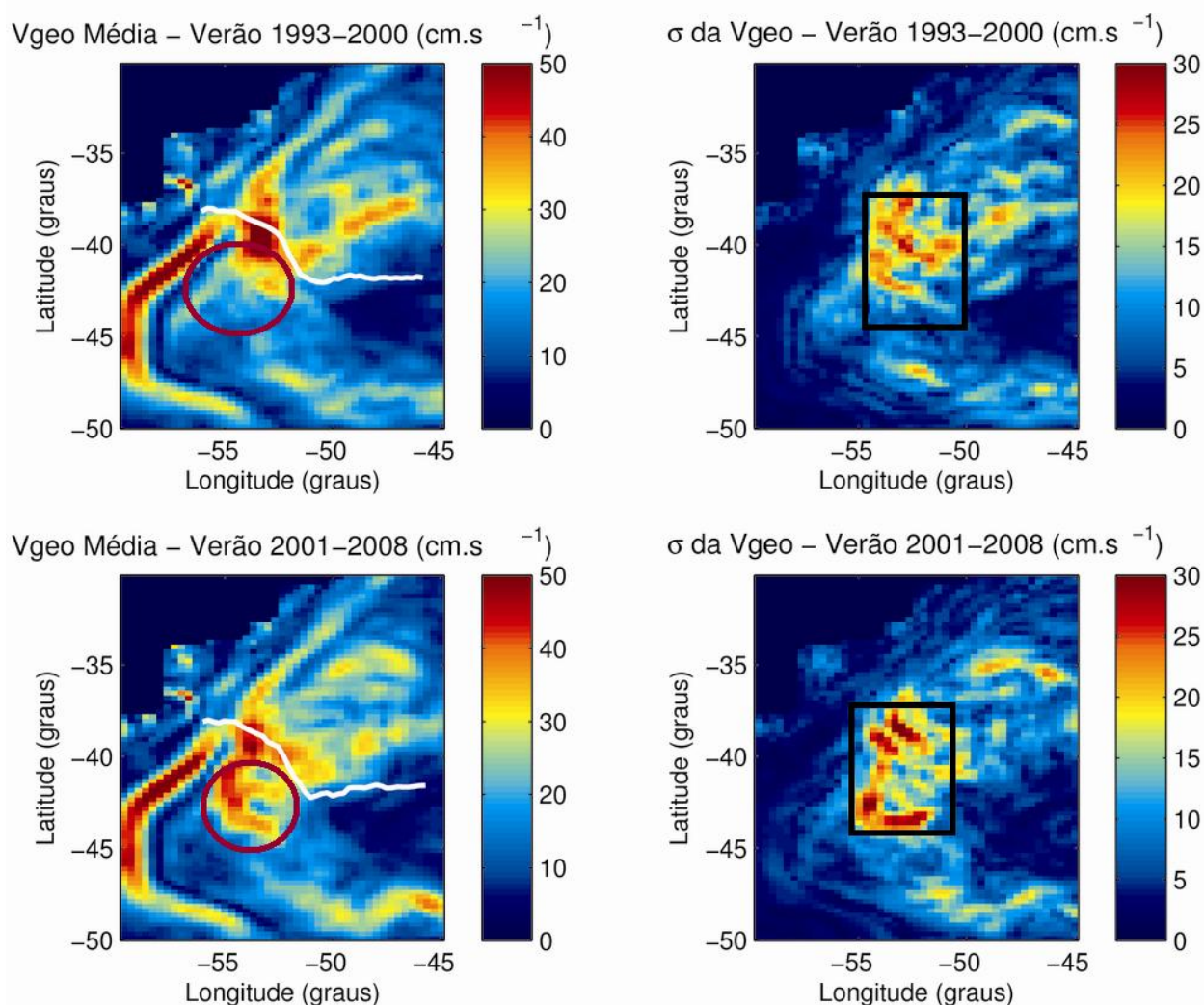


Figura 6.30: Mapas da média sazonal para o verão da magnitude da velocidade geostrófica (V_{geo}) durante o período de 1993 a 2000 (painel superior esquerdo) e durante o período de 2001 a 2008 (painel inferior esquerdo) com seus respectivos desvios padrão (σ) da V_{geo} (painel superior direito e inferior direito). A FBM média detectada por meio dos dados de TSM para o mesmo período encontra-se traçada sobre os mapas de V_{geo} na cor branca.

Durante o inverno (figura 6.31) foi observado aumento da variabilidade da magnitude da velocidade geostrófica média sazonal comparando-se a segunda série com a primeira porém, em menor intensidade do que o observado para o verão. Ainda no inverno é possível perceber a influência da CB, durante o período de 2001–2008, em regiões mais ao sul do que o observado na primeira série nos mapas de V_{geo} da figura 6.31 onde o círculo demarca o aumento de intensidade da CB e o posicionamento mais austral do meandro existente na FBM. É perceptível também o aumento da variabilidade na segunda série (interior do retângulo em negro) somente ao sul do ponto onde

há o aporte de *momentum* da CB no sistema.

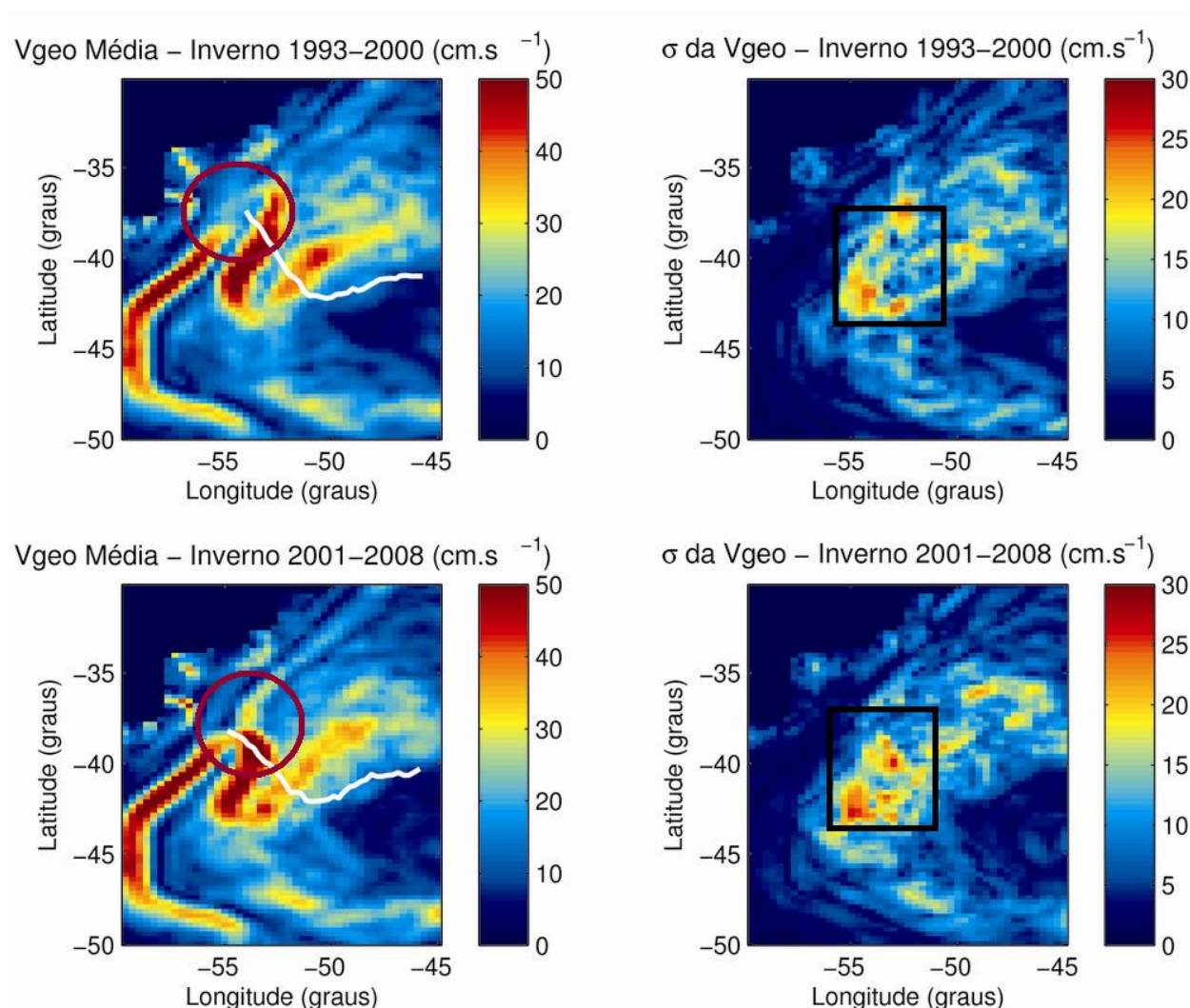


Figura 6.31: Semelhante à figura 6.30 para o inverno.

No outono e na primavera (figuras 6.32 e 6.33) foi possível constatar alterações nos padrões de variabilidade da magnitude da velocidade geostrófica média sazonal, porém com menor intensidade. Em ambas estações houve o movimento para o sul da região de maior variabilidade no período de 2001-2008. Uma possível intensificação da CB (demarcada pelos círculos) é notável nos mapas de magnitude da velocidade geostrófica, assim como a maior parte da variabilidade concentrou-se à sudoeste do observado de 1993-2000, provavelmente devido a esta intensificação.

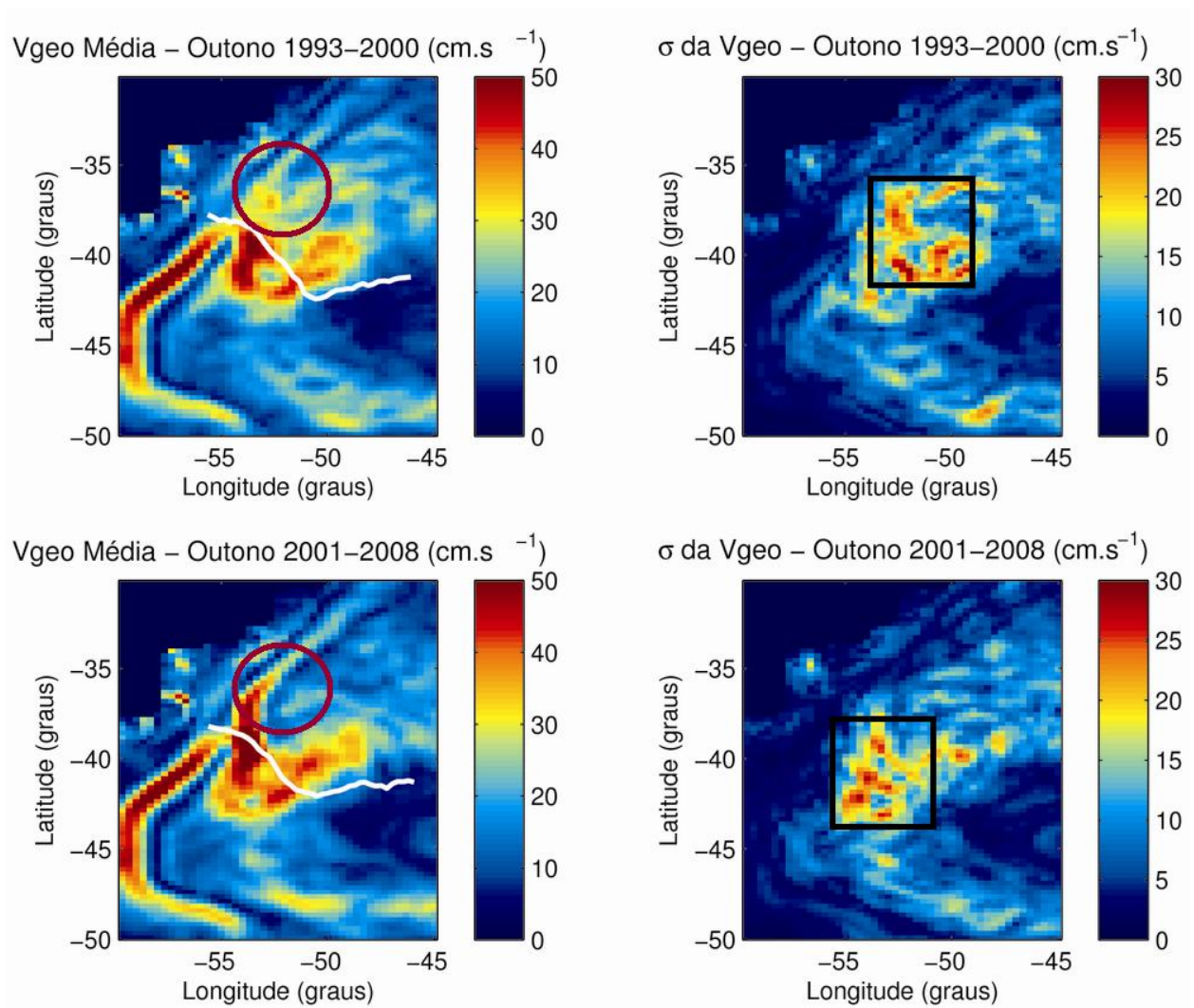


Figura 6.32: Semelhante à figura 6.30 para o outono.

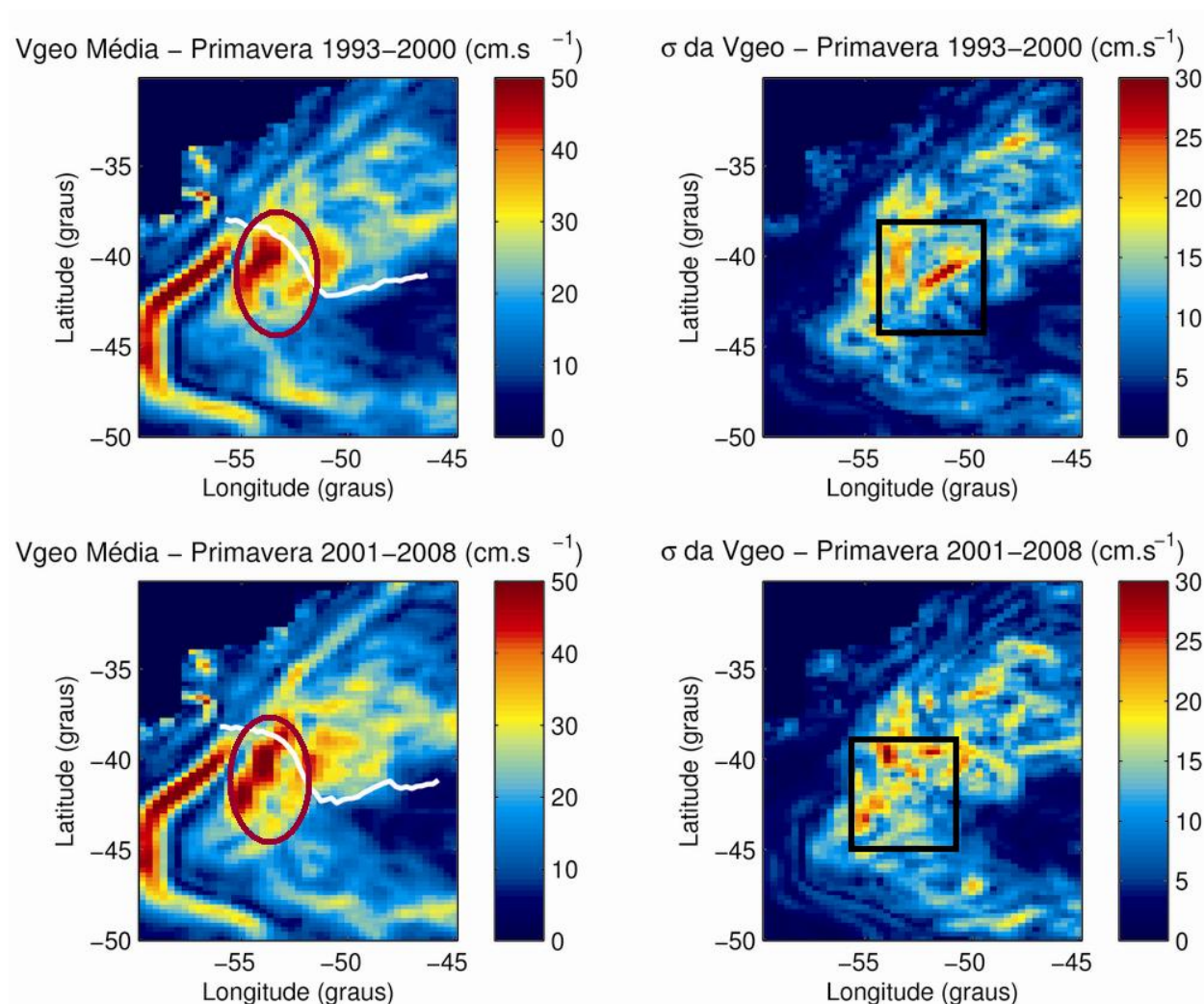


Figura 6.33: Semelhante à figura 6.30 para a primavera.

Em todos os mapas da magnitude da velocidade geostrófica média sazonal construídos neste estudo foi observado que a frente termal média obtida dos dados de TSM intercepta a corrente barotrófica média, não havendo uma correspondência estrita entre a frente dinâmica e a frente termal. Isso se deve ao fato da frente termal sofrer influência não somente da advecção do gradiente de temperatura pelas correntes, mas também do fluxo local de calor pela superfície e de processos turbulentos de mistura junto à superfície, extremamente intensos na região da CBM.

Capítulo 7

Considerações Finais

7.1 Síntese e Conclusões

A região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) apresenta intensa atividade vortical e oscilatória. A intensa interação oceano-atmosfera que caracteriza esta região é devida principalmente a dois fatores: o forte gradiente de temperatura da água que caracteriza a região e os ventos intensos de oeste. A compreensão dos fenômenos oceânicos e atmosféricos no Atlântico Sudoeste é fundamental para o conhecimento de sua variabilidade. Pesquisas sobre essa região viabilizariam o aumento da acurácia dos modelos numéricos de previsão, como por exemplo, aqueles empregados pelo Centro de Hidrografia da Marinha (CHM).

Os estudos prévios realizados na região da CBM indicam que a mesma configura um cenário dinamicamente complexo. Neste, a Corrente do Brasil (CB) apresenta características mais baroclínicas enquanto a Corrente das Malvinas (CM) é predominantemente barotrópica. Em decorrência de processos de instabilidade barotrópica e baroclínica induzidos pelas correntes, há intensa atividade de meso e larga escala na região de encontro destas correntes (Frente Brasil-Malvinas). Contudo, ainda há espaço para avançar o conhecimento acerca da variabilidade da posição dessa frente, principalmente quanto ao período interanual devido à curta extensão das séries temporais estudadas previamente nessa região. Em face disso, foram estabelecidos os objetivos do presente trabalho.

De acordo com os objetivos estabelecidos, foram elaborados estudos de variação

do espectro de ondas de Rossby para a região da CBM, mapas de distribuição horizontal da velocidade geostrófica oriunda de altímetro, mapas de distribuição horizontal do gradiente de temperatura da superfície do mar (TSM) e por meio destes feita a digitalização da FBM.

Polito & Sato [2008] observaram tendência de aumento da inclinação da superfície associada a um aumento na intensidade ou a uma mudança na posição das correntes de contorno oeste (CCO). Os autores verificaram também um aumento da energia associada a ondas planetárias do primeiro modo baroclínico que é significativo nas regiões onde as CCO guinam para leste. No caso da CBM aqui estudado, observamos um aumento do fluxo da CB (figuras 6.30 a 6.33, painéis esquerdos). A análise espectral 2D executada corrobora o estudo de *Polito & Sato* [2008] nas latitudes de 34,5°S a 39,5°S (figuras de 6.1 a 6.12 e tabela 6.1). Portanto é razoável concluir que diferenças regionais na tendência da anomalia da altura estão associadas a um aumento do fluxo da CB e que este, por processos de instabilidade, transfere energia para ondas de Rossby longas gerando o aumento de amplitude observado nos espectros.

Citamos, como principais observações advindas de nossos resultados:

- A comparação da segunda série de oito anos (2001–2008) com a primeira série de oito anos (1993–2000) de dados altimétricos na região da CBM apresentou aumento da energia associada às ondas de Rossby anuais e bianuais;
- A alteração do espectro das ondas de Rossby não está associada *a priori* à alteração da posição média da frente termal detectada no presente estudo pois esta não apresentou variação considerável de posição entre o primeiro e o segundo período de estudo. Entretanto, houve aumento significativo da variabilidade da posição meridional da frente média termal para o segundo período de oito anos (2001–2008). Isto ocorreu principalmente no inverno onde o desvio padrão meridional foi três vezes maior, a leste de 51°W, do que o valor observado na primeira série;
- Foi observado que o padrão oscilatório de variação da orientação da FBM entre o primeiro e o segundo período de oito anos do estudo não está associado à ocorrência de fenômenos *El Niño* e *La Niña*;
- O aumento da variabilidade da FBM termal foi acompanhado do aumento da va-

riabilidade observado nos mapas de velocidade geostrófica para o mesmo período de 2001 a 2008, tanto no verão quanto no inverno, em que foi observado o maior aumento dos valores de desvio padrão em relação à média dos oito primeiros anos de estudo (tabela 6.5). Estes mapas mostraram também o possível posicionamento mais ao sul do fluxo da CB, o que justifica o aumento da variabilidade na região da CBM.

7.2 Sugestões para Trabalhos Futuros

Os resultados apresentados no presente trabalho evidenciaram a suscetibilidade da CBM à ocorrência de variações interanuais e anuais da posição da FBM devido, principalmente, à instabilidade gerada pelo encontro de correntes de contorno oeste (CCO) tão díspares quanto a suas estruturas termohalinas.

O emprego de dados de satélite incrementa sobremaneira o estudo de áreas em que a distribuição espaço-temporal de dados *in situ* seja rarefeita, como a região do presente estudo. Porém, a fim de associar com maior precisão os padrões dinâmicos aos padrões termais observados nos resultados deste trabalho, apresentamos como sugestões para trabalhos futuros:

- Empregar dados de modelo atmosférico e de escaterômetro, para estudo de campos de vento, e dados de altímetro e flutuadores lagrangeanos, para estudo de campos de corrente, a fim de verificar o aumento de amplitude das ondas planetárias. Esse aumento provoca a intensificação da CB e tem como causas possíveis o aumento do bombeamento de Ekman ou ainda a maior eficiência do processo de forçamento por coincidência de fase, com base no estudo da participação das ondas de Rossby no processo de spin-up descrito por *Anderson & Gill* [1975].
- Realizar um número maior de coletas de dados de temperatura e salinidade *in situ* por meio de equipamentos CTD (*Conductivity, Temperature, and Depth*) ou perfiladores lagrangeanos Argo na região da CBM, a fim de permitir o estudo simultâneo dos perfis de temperatura e salinidade e incrementar a detecção da FBM com características completas da estrutura termohalina da CB e da CM em sua região de encontro;

- Associar a FBM termal obtida dos dados de TSM à estudos de mapas de distribuição horizontal de campos de salinidade à superfície obtidos da missão AQUARIUS/SAC-D da NASA com lançamento do satélite previsto para o término de 2010;
- Desenvolver um método de detecção da frente dinâmica a partir de uma primeira aproximação obtida da frente termal na região da CBM por meio do cálculo da menor divergência meridional do campo de velocidades geostróficas absolutas de superfície obtido do programa multi-missão de satélites da AVISO.

Referências Bibliográficas

- Anderson, D. L. T. & A. E. Gill, 1975: Spin-up of a stratified ocean, with applications to upwelling. *Deep-Sea Research*, 22, 583–596.
- Benada, J. R., 1997: *MERGED GDR (TOPEX/POSEIDON) Generation B (MGDR-B) User's Handbook*. Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (PO.DAAC), California, version 2.0 edição, JPL D-11007 pp.
- Bianchi, A. A., C. F. Giulm, & A. R. Piola, 1993: Mixing in the Brazil – Malvinas Confluence. *Deep-Sea Research*, 40(7), 1345–1358.
- Bisagni, J. J., 1991: Ocean surface topography measured by the Geosat radar altimeter during the frontal air-sea interaction experiment. *Journal of Geophysical Research*, 96, 22,087–22,099.
- Böebel, O., R. E. Davis, M. Ollitraul, R. G. Peterson, P. L. Richard, C. Schmid, & W. Zenk, 1999: The intermediate depth circulation of the Western South Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 26(21), 3329–3332.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, D. L. Witter, & J. G. Richman, 1990: Geosat Altimeter Observations of the Surface Circulation of the Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 95, 17.877–17.903.
- Cornillon, P., T. Lee, & G. Fall, 1994: On the Probability that a Gulf Stream Meander Crest Detaches to Form a Warm Core Ring. *Journal of Physical Oceanography*, 24, 159–171.
- Deacon, G. E. R., 1937: The Hydrology of the Southern Ocean. *Discovery Reports*, 15, 1–124.

- Ducet, N., P. Y. L. Traon, & G. Reverdin, 2000: Global high resolution mapping of ocean circulation from the combination of TOPEX/Poseidon and ERS-1/2. *Journal of Geophysical Research*, 105(C8), 19.477–19.498.
- Emery, W. J. & R. E. Thomson, 1998: *Data analysis methods in physical oceanography*. Pergamon, Great Britain, 634 pp.
- Evans, D. & S. R. Signorini, 1985: Vertical structure of the Brazil Current. *Nature*, 315, 48–50.
- Evans, D., S. R. Signorini, & L. Miranda, 1983: A note on the transport of the Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, 13, 1732–1738.
- Fu, L., 2007: Interaction of Mesoscale Variability with Large-Scale Waves in the Argentine Basin. *Journal of Physical Oceanography*, 37, 787–793.
- Fu, L., E. Christensen, C. Y. Jr., M. Lefebvre, Y. Ménard, M. Dorrer, & P. Escudier, 1994: TOPEX/POSEIDON mission overview. *Journal of Geophysical Research*, 99(C12), 24.369–24.381.
- Garzoli, S. L., 1993: Geostrophic velocity and transport variability in the Brazil – Malvinas Confluence. *Deep-Sea Research*, 40(7), 1379–1403.
- Garzoli, S. L. & A. Bianchi, 1987: Time-space variability of the local dynamics of the Malvinas – Brazil Confluence as revealed by inverted echo sounders. *Journal of Geophysical Research*, 92, 1914–1922.
- Garzoli, S. L. & Z. Garrafo, 1989: Transports, frontal motions and eddies at the Brazil – Malvinas currents confluence. *Deep-Sea Research*, 36(5), 681–703.
- Garzoli, S. L. & C. Giulivi, 1994: What forces the variability of the southwestern Atlantic boundary currents? *Deep-Sea Research*, 41(10), 1527–1550.
- Gill, A. E., 1982: *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, Inc., San Diego, 1 edição, 662 pp.

- Goni, G., S. Kamholz, S. Garzoli, & D. Olson, 1996: Dynamics of the Brazil – Malvinas Confluence based on inverted echo sounders and altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 101(C7), 16.273–16.289.
- Goni, G. & I. Wainer, 2001: Investigation of the Brazil Current front variability from altimeter data. *Journal of Geophysical Research*, 106(C12), 31.117–31.128.
- Gordon, A. L. & C. Greengrove, 1986: Geostrophic circulation of the Brazil – Falkland Confluence. *Deep-Sea Research*, 33(5), 573–585.
- Hart, T. J., 1946: Report on Trawling Surveys on the Patagonian Continental Shelf. *Discovery Reports*, 23, 223–408.
- Houry, S., E. Dombrowsky, P. D. Mey, & J. F. Minster, 1987: Brünt-Väisälä frequency and Rossby radii in the South Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 17(10), 1619–1626.
- Kilpatrick, K. A., G. P. Podesta, & R. Evans, 2001: Overview of the NOAA/NASA Advanced Very High Resolution Radiometer Pathfinder algorithm for sea surface temperature and associated matchup database. *Journal of Geophysical Research*, 106(C5), 9179–9197.
- Lazier, J. R. N. & D. G. Wright, 1993: Annual Velocity Variations in the Labrador Current. *Journal of Physical Oceanography*, 23, 659–678.
- Leben, R. R. & B. S. Powell, 2003: Accuracy Assessment of Jason-1 and TOPEX/POSEIDON Along-Track Sea Surface Slope. *Marine Geodesy*, 26(3), 355–366.
- Lentini, C. A. D., D. B. Olson, & G. P. Podesta, 2002: Statistics of Brazil Current rings observed from AVHRR: 1993 to 1998. *Geophysical Research Letters*, 29(16), 1811.
- Leuliette, E. W., R. S. Nerem, & G. T. Mitchum, 2004: Calibration of TOPEX/Poseidon and Jason Altimeter Data to Construct a Continuous Record of Mean Sea Level Change. *Marine Geodesy*, 27(1), 79–94.
- Maamaatuaiahutapu, K., V. C. Garçon, C. Provost, M. Boulahdid, & A. A. Bianchi, 1994: Spring and winter water mass composition in the Brazil – Malvinas Confluence. *Journal of Marine Research*, 52, 397–426.

- Maamaatuaiahutapu, K., V. C. Garçon, C. Provost, & H. Mercier, 1998: Transports of the Brazil and Malvinas Currents at their Confluence. *Journal of Marine Research*, 56(2), 417–438.
- Martos, P. & M. Piccolo, 1988: Hydrography of the Argentine continental shelf between 38° and 42°S. *Continental Shelf Research*, 8(9), 1043–1056.
- Matano, R. P., M. G. Schlax, & D. B. Chelton, 1993: Seasonal Variability in the Southwestern Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 98(C10), 18,027–18,035.
- Molinari, R., 1982: Observations of eastward currents in the tropical South Atlantic Ocean: 1978–1980. *Journal of Geophysical Research*, 87, 9707–9714.
- Munk, W. H., 1950: On the wind-driven ocean circulation. *Journal of Meteorology*, 7(2), 79–93.
- Olson, D. B., G. P. Podesta, R. H. Evans, & O. B. Brown, 1988: Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas Currents. *Deep-Sea Research*, 35(12), 1971–1990.
- Pedlosky, J., 1987: *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer, Berlin, 2 edição, 710 pp.
- Peterson, R. G., 1992: The boundary currents in the western Argentine Basin. *Deep-Sea Research*, 39(3/4), 623–644.
- Peterson, R. G. & L. Stramma, 1991: Upper-level Circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress In Oceanography*, 26, 1–73.
- Piola, A. R. & A. L. Gordon, 1989: Intermediate waters in the southwest South Atlantic. *Deep-Sea Research*, 36(1), 1–16.
- Piola, A. R. & R. P. Matano, 2001: Brazil and falklands (malvinas) currents. In *Encyclopedia of Ocean Sciences*, J. H. Steele (editor). Academic Press, Oxford, 340–349.
- Polito, P. S., 2005: Utilização de dados de altímetro em oceanografia. In *Oceanografia por Satélites*, R. B. Souza (editor). Oficina de Textos, São Paulo, 33–49.
- Polito, P. S. & P. Cornillon, 1997: Long baroclinic Rossby waves detected by TOPEX/POSEIDON. *Journal of Geophysical Research*, 102(C2), 3215–3235.

- Polito, P. S. & W. T. Liu, 2003: Global characterization of Rossby waves at several spectral bands. *Journal of Geophysical Research*, 108(C1), 3018.
- Polito, P. S. & O. T. Sato, 2008: Global Inter Annual Trends and Amplitude Modulations of the Sea Surface Height Anomaly from the TOPEX/Jason – 1 Altimeters. *Journal of Climate*, 21, 2824–2834.
- Polito, P. S., O. T. Sato, & W. T. Liu, 2000: Characterization and validation of the heat storage variability from TOPEX/Poseidon at four oceanographic sites. *Journal of Geophysical Research*, 105(C7), 16.911–16.921.
- Provost, C., O. Garcia, & V. Garçon, 1992: Analysis of Satellite Sea Surface Temperature Time Series in the Brazil – Malvinas Current Confluence Region: Dominance of the Annual and Semiannual Periods. *Journal of Geophysical Research*, 97(C11), 17.841–17.858.
- Provost, C. & P. Y. LeTraon, 1993: Spatial and temporal scales in altimetric variability in the Brazil – Malvinas Current Confluence Region: Dominance of the semiannual period and large spatial scales. *Journal of Geophysical Research*, 98(C10), 18.037–18.051.
- Rio, M.-H. & F. Hernandez, 2004: A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model. *Journal of Geophysical Research*, 109(C12032), 1–19.
- Robinson, I. S., 2004: *Measuring the Oceans from Space: The Principles and Methods of Satellite Oceanography*. Springer, Chichester, 669 pp.
- Saraceno, M., C. Provost, A. R. Piola, J. Bava, & A. Gagliardini, 2004: Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data. *Journal of Geophysical Research*, 109(C05027).
- Saunders, P. M. & B. A. King, 1995: Bottom currents derived from a shipborne ADCP on WOCE cruise A11. *Journal of Geophysical Research*, 25, 329–347.
- Signorini, S. R., 1978: On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. *Deep-Sea Research*, 25(5), 481–490.

- Silveira, I. C. A., L. Calado, B. M. Castro, M. Cirano, J. A. M. Lima, & A. S. Mascarenhas, 2004: On the baroclinic structure of the Brazil Current–Intermediate Western Boundary Current system at 22°–23°S. *Geophysical Research Letters*, 31(14), L14.308.
- Silveira, I. C. A., A. C. K. Schmidt, E. J. D. Campos, S. S. Godoi, & Y. Ikeda, 2000: A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 48(2), 171–183.
- Smith, L. T., E. P. Chassignet, & D. B. Olson, 1994: Wind-forced variations in the Brazil – Malvinas confluence region as simulated in a coarse resolution numerical model of the South Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 99(C3), 5095–5117.
- Smith, W. & P. Wessel, 1990: Gridding with continuous curvature splines in tension. *Journal of Geophysics*, 55(3), 293–305.
- Souza, R. B., M. M. Mata, C. A. E. Garcia, M. Kampel, E. N. Oliveira, & J. A. Lorenzetti, 2006: Multi-sensor satellite and in situ measurements of a warm core ocean eddy south of the Brazil – Malvinas Confluence region. *Remote Sensing of Environment*, 100(1), 52–66.
- Spadone, A. & C. Provost, 2009: Variations in the Malvinas Current volume transport since October 1992. *Journal of Geophysical Research*, 114(C02002), 1–21.
- Stommel, H., 1948: The westward intensification of wind-driven ocean currents. *Transactions American Geophysical Union*, 29, 202–206.
- Stommel, H., 1965: *The Gulf Stream: a physical and dynamical description*. University of California Press, Berkeley, 248 pp.
- Stramma, L., 1989: The Brazil Current transport south of 23°S. *Deep-Sea Research*, 36(4), 639–646.
- Stramma, L., 1991: Geostrophic Transport of the South Equatorial Current in the Atlantic. *Journal of Marine Research*, 49(2), 281 – 294.
- Stramma, L. & M. England, 1999: On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 104(C9), 20.863–20.883.

- Stramma, L. & R. G. Peterson, 1990: The South Atlantic Current. *Journal of Physical Oceanography*, 20, 846–859.
- Sverdrup, H. U., 1947: Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents off the eastern Pacific. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 33, 318–336.
- Tomczak, M. & J. S. Godfrey, 1994: *Regional oceanography: an introduction*. Pergamon, Great Britain, 422 pp.
- Vivier, F. & C. Provost, 1999a: Direct velocity measurements in the Malvinas Current. *Journal of Geophysical Research*, 104(C9), 21.083–21.103.
- Vivier, F. & C. Provost, 1999b: Volume transport of the Malvinas Current: Can the flow be monitored by TOPEX/POSEIDON? *Journal of Geophysical Research*, 104(C9), 21.105–21.122.