

Laboratório Nacional de Computação Científica
Curso de Pós Graduação em Modelagem Computacional

**Métodos de Correção de Correntes após Assimilação de
Dados de Perfis de Temperatura com o Modelo Oceânico
MOM 3**

Por

Fabíola Valéria Barreto Teixeira

M.Sc. Ciências Atmosféricas - COPPE/ 2000

PETRÓPOLIS, RJ - BRASIL

MAIO DE 2007

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

MÉTODOS DE CORREÇÃO DE CORRENTES APÓS
ASSIMILAÇÃO DE DADOS DE PERFIS DE TEMPERATURA
COM O MODELO OCEÂNICO MOM 3

Fabíola Valéria Barreto Teixeira

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO LABORATÓRIO NA-
CIONAL DE COMPUTAÇÃO CIENTÍFICA COMO PARTE DOS REQUISITOS
NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM MODE-
LAGEM COMPUTACIONAL

Aprovada por:

Clemente Augusto Souza Tanajura, Ph.D. - LNCC
(Presidente)

Abimael Fernando Dourado Loula, D.Sc. - LNCC

José Karam Filho D.Sc. - LNCC

Regina Célia Cerqueira de Almeida, D.Sc. - LNCC

Mauro Cirano, Ph.D. - UFBA

Afonso de Moraes Paiva, Ph.D. - UFRJ

PETRÓPOLIS, RJ - BRASIL
MAIO DE 2007

Teixeira, Fabíola Valéria Barreto

T267m Métodos de correção de correntes após assimilação de dados de perfis de temperatura com o modelo oceânico MOM 3 / Fabíola Valéria Barreto Teixeira. Petrópolis, RJ. : Laboratório Nacional de Computação Científica, 2007.

xxii, 153 p. : il.; 29 cm

Orientador: Clemente Augusto Souza Tanajura

Tese (D.Sc.) – Laboratório Nacional de Computação Científica, 2007.

1. Oceanografia. 2. Métodos de Inicialização. 3. Assimilação de dados. 4. MOM 3. I. Tanajura, Clemente Augusto Souza. II. LNCC/MCT. III. Título.

CDD 551.43

“A mente que se abre para uma nova idéia,
jamais volta ao seu tamanho natural.”

Albert Einstein

“Aos meus pais, Waldemir e Nilza,
e ao meu filho Marcos.”

Agradecimentos

Ao Dr. Clemente A. S. Tanajura por sua orientação, dedicação e paciência nos momentos mais difíceis atravessados ao longo da elaboração deste trabalho.

Ao Programa de Pós Graduação do Laboratório Nacional de Computação Científica (LNCC) pela oportunidade e suporte.

A todos os professores e pesquisadores do LNCC que de alguma forma contribuíram para a elaboração deste trabalho.

Ao Dr. Konstantin Belyaev pelas discussões e auxílio com as metodologias de assimilação de dados e inicialização dos modelos.

Aos Drs. Haroldo Fraga Velho e Fabrício Harter pela colaboração fornecendo informações e rotinas do filtro digital usado neste trabalho.

Ao Dr. José Antônio Lima e ao M.Sc Luís Alexandre Guerra pelo apoio junto a Universidade Corporativa da Petrobras que subsidiou parte desta pesquisa.

A amiga Camila Magalhães com quem dividi sala durante todo o curso e que foi sempre companheira nos momentos bons e nos momentos difíceis, compartilhando as dúvidas e a busca das soluções.

As amigas Cláudia Mazza, Cláudia Marins, Karina Acosta, Patrícia Sanéz e Simone Delphim pelas discussões, bate-papos e ajuda durante a elaboração e principalmente na fase de conclusão deste trabalho.

A todos os amigos que dividiram sala comigo, aos que participaram da hora do café e dos momentos de descontração vividos no LNCC.

Às secretárias do Programa de Pós Graduação, aos funcionários da Biblioteca e do Suporte Computacional por toda ajuda nas questões de suas competências.

Aos amigos da Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil,

oficiais, praças e civis, que muito me apoiaram nos momentos finais deste trabalho.

Aos meus pais pela compreensão, paciência e apoio incondicionais.

Ao meu filho Marcos que muito me ensinou sobre renúncia, perseverança e amor, sentimentos que por diversas vezes me ajudaram a prosseguir neste longo e difícil caminho que foi o meu doutoramento.

Por fim, agradeço a Deus por tudo e por todos que participaram desta jornada.

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

**MÉTODOS DE CORREÇÃO DE CORRENTES APÓS
ASSIMILAÇÃO DE DADOS DE PERFIS DE TEMPERATURA
COM O MODELO OCEÂNICO MOM 3**

Fabíola Valéria Barreto Teixeira

Maio, 2007

Orientador: Clemente Augusto Souza Tanajura, Ph.D. - LNCC

A qualidade da condição inicial dos modelos previsores de tempo e clima é de fundamental importância para a previsibilidade. Esta condição inicial é produzida por métodos de assimilação de dados que combinam de forma ótima ou sub-ótima dados observados com estimativas dos modelos. Porém, na maioria das vezes, apenas algumas das variáveis prognósticas dos modelos dinâmicos são usadas no processo de assimilação. Isto causa um desequilíbrio entre as variáveis assimiladas e as variáveis que não foram assimiladas e, conseqüentemente, a geração de ondas internas de gravidade e ondas espúrias na busca da restauração do equilíbrio do sistema. Assim, a qualidade da solução numérica proveniente da integração do modelo a partir da condição inicial desbalanceada pode ser degradada. Para solucionar estes problemas torna-se necessária a utilização de técnicas de inicialização visando o ajuste dos campos do modelo após a assimilação de dados. Neste trabalho foram estudadas novas formas de inicialização de um modelo da circulação geral dos oceanos, através da correção dos campos de correntes após a assimilação de perfis de temperatura com o modelo oceânico MOM 3. A primeira delas é uma metodologia proposta por Belyaev e Tanajura e baseada nos modos normais de um modelo oceânico padrão, onde foi introduzida uma modificação na parametrização vertical de momento. A segunda é uma simplificação do método anterior onde

o sistema linearizado é resolvido diretamente supondo um ajuste instantâneo do campo de velocidades à variação da densidade causada pela análise dos perfis de temperatura. Por fim, foi realizado um experimento de inicialização com um filtro digital não recursivo aplicado ao campo de correntes. Dois métodos de assimilação de dados foram usados para a realização dos experimentos numéricos. O primeiro deles foi uma versão do Filtro de Kalman baseada na solução da equação de Fokker-Planck, e o outro foi um método mais simples onde a matriz de pesos é prescrita e depende unicamente da distância relativa entre os pontos da análise e os pontos das observações. Os dados usados na assimilação foram provenientes das bóias do projeto PIRATA. Devido à ausência de dados observados de correntes no Atlântico Tropical para a comparação, foi utilizado um experimento de assimilação de dados realizado pelo GFDL. O método de assimilação baseado na equação de Fokker-Planck produziu incrementos muito localizados, aumentando o impacto nas correntes e degradando a integração do modelo após o segundo mês de simulação. Entretanto, os métodos de correção de correntes diminuíram as regiões de convergência e divergência produzidas ao redor das bóias pela assimilação de dados e melhoraram a representação das correntes sub-superficiais, principalmente nos meses de maio e junho. O cálculo das diferenças quadráticas mostrou que a introdução dos métodos de correção das correntes reduziu as diferenças entre os experimentos e o GFDL. O método de assimilação de dados com pesos prescritos produziu uma análise de temperatura mais suave que o método FP e melhorou consideravelmente a representação dos perfis equatoriais de temperatura, tendo um impacto positivo sobre a representação das correntes durante todo o período da simulação. De maneira geral, pode-se afirmar que os procedimentos de correção de correntes propostos foram eficientes tanto quando o impacto da assimilação de dados foi grande (método FP), quanto no caso de incrementos pequenos (método BD).

Abstract of Thesis presented to LNCC/MCT as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Sciences (D.Sc.)

**CURRENT CORRECTION METHODS AFTER DATA
ASSIMILATION OF TEMPERATURE PROFILES WITH OCEAN
MODEL MOM 3**

Fabíola Valéria Barreto Teixeira

May, 2007

Advisor: Clemente Augusto Souza Tanajura, Ph.D. - LNCC

The quality of initial condition of weather and climate forecasts models is very important to predictability. Then initial condition is produced throughout the data assimilation methods that combine the observation data with models estimates in an optimal or sub-optimal way. However, most of times, only part of prognostic variables of the dynamics models are updated in the assimilation process. It results in an unbalanced between assimilated variables and no assimilated variables, and internal gravity waves and spurious waves are generated to restore the system balance. Thus, the quality of numerical solution of the model integration from unbalanced initial condition can be degraded. To solve these problems is necessary the use of initialization techniques to fit the model fields after data assimilation. In this work, new initializations methods of ocean general circulation models were studied, through the currents correction fields after assimilation of temperature profiles with ocean model MOM 3. The first method was proposed by Belyaev and Tanajura, and it is based in normal modes of a standard ocean model, where a modification in vertical momentum parameterization was introduced. The second method is a simplification of the first one, in which linearized system was directly, solved assuming an instantaneous adjustment between velocities and density changing caused by temperature profiles analyzed. Finally,

an initialization experiments was done with a non-recursive digital filter applied to currents fields. Two data assimilation methods were used in numerical experiments. The first one was a version of Kalman Filter based on Fokker-Planck equation and the second was a simpler method which weights matrix is prescribed and depends on the relative distance between analyses and observation points. The data set used in the assimilation procedure was provided by PIRATA buoys. Since the lack of currents observation data at Tropical Atlantic, a GFDL data assimilation experiment was used to compare with results. The assimilation method based on Fokker-Planck equation produced large increments around the buoys locations that increase the data assimilation impact on currents representation and degenerate the model integration after the second month of simulation. However, the currents correction methods reduced the convergence and divergence patterns generated by data assimilation around the buoys and improved the representation of sub-surface currents, mainly at May and June. The square differences were calculated and they showed that the difference between experiments and GFDL data was reduced when currents correction methods were applied. The data assimilation method with prescribed weights produced a smoother temperature analysis than FP method and improved the equatorial temperature profiles, with a positive impact on currents representation during all simulation period. In general, the currents correction procedures proposed here were efficient to large increments (FP method) than small increments (BD method).

Sumário

1	Introdução	1
2	O Modelo Oceânico	13
3	Métodos de Assimilação e Dados Utilizados	16
3.1	Métodos de Assimilação	16
3.2	Conjunto da Dados da Observação	22
4	Metodologias de Correção de Correntes	25
4.1	Metodologia de Correção de Correntes baseada em Modos Normais .	26
4.2	Modos Normais Modificado e Método Direto	32
4.3	Filtro Digital	33
5	Experimentos	37
5.1	Simulação de Controle	42
5.2	Experimentos com o método de assimilação FP	62
5.2.1	Experimento ASSIM I - Fokker Planck	62
5.2.2	Experimento 1 - FP+MN	65
5.2.3	Experimento 2 - FP+MN _m	70
5.2.4	Experimento 3 - FP+MD	75
5.2.5	Discussão dos Resultados	79
5.2.6	Análise das EOFs	86
5.3	Experimento ASSIM II - Bergthorsson e Döös	93

5.3.1	Experimento ASSIM II-a	93
5.3.2	Experimento ASSIM II-b	97
5.3.3	Experimento 4 - BD+MNm	100
5.3.4	Experimento 5 - BD+MD	103
5.3.5	Discussão dos Resultados	106
5.4	Experimentos Complementares	110
5.4.1	Experimentos 6 e 7 - FP+sT+MNm e FP+sT+MD	110
5.4.2	Experimento 8 - FP+FD	113
6	Conclusões	116
	Referências Bibliográficas	121

Lista de Figuras

Figura

3.1	Localização dos dados do PIRATA utilizados na assimilação.	23
5.1	Média da temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$), em 1999, para os meses de (a)março; (b)abril; (c)maio; e (d)junho, da simulação de controle.	42
5.2	Média da temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$), em 1999, para os bimestres (a)março-abril; e (b)maio-junho, da simulação de controle.	43
5.3	Perfil equatorial da média de temperatura da simulação de controle no Atlântico ($^{\circ}\text{C}$) em 1999 para os meses de (a)março; (b)abril; (c)maio; e (d)junho.	44
5.4	Perfil equatorial da média de temperatura da simulação de controle no Atlântico ($^{\circ}\text{C}$) em 1999 para os bimestres (a)março-abril; e (b)maio-junho.	45
5.5	Perfil equatorial da média de temperatura da simulação com o MOM4 do GFDL no Atlântico ($^{\circ}\text{C}$) para os meses de (a)março; (b)abril; (c)maio; e (d)junho, de 1999.	46
5.6	Perfil equatorial da média de temperatura da simulação com o MOM4 do GFDL no Atlântico ($^{\circ}\text{C}$) para os bimestres (a)março-abril; e (b)maio-junho, de 1999.	47
5.7	Perfil meridional da média de temperatura da simulação de controle no Atlântico ($^{\circ}\text{C}$) em 30°W no ano de 1999 para os meses de (a)março; (b)abril; (c)maio; e (d)junho.	48

5.8	Perfil meridional da média de temperatura da simulação com o MOM4 do GFDL (°C) em 30°W para os meses de (a)março; (b)abril; (c)maio; e (d)junho de 1999.	49
5.9	Média da componente zonal do campo de correntes superficiais da simulação de controle no Atlântico (cm/s) no ano de 1999 para os meses de (a)março; (b)abril; (c)maio; e (d)junho.	50
5.10	Média da componente zonal do campo de correntes superficiais da simulação de controle no Atlântico (cm/s) no ano de 1999 para os bimestres de (a)março-abril e (b)maio-junho.	50
5.11	Média da componente meridional do campo de correntes superficiais da simulação de controle no Atlântico (cm/s) no ano de 1999 para os meses de (a)março; (b)abril; (c)maio; e (d)junho.	51
5.12	Média da componente meridional do campo de correntes superficiais da simulação de controle no Atlântico (cm/s) no ano de 1999 para os bimestres de (a)março-abril e (b)maio-junho.	51
5.13	Perfil equatorial da média da componente zonal do campo de correntes da simulação de controle no Atlântico (cm/s) no ano de 1999 para os meses de (a)março; (b)abril; (c)maio; e (d)junho.	52
5.14	Perfil equatorial da média da componente zonal do campo de correntes da simulação de controle no Atlântico (cm/s) no ano de 1999 para os bimestres (a)março-abril e (b)maio-junho.	53
5.15	Perfil equatorial da média da componente meridional do campo de correntes da simulação de controle no Atlântico (cm/s) no ano de 1999 para os meses de (a)março; (b)abril; (c)maio; e (d)junho.	54
5.16	Perfil equatorial da média da componente meridional do campo de correntes da simulação de controle no Atlântico (cm/s) no ano de 1999 para os bimestres (a)março-abril e (b)maio-junho.	55

5.17	Perfil meridional da média da componente zonal do campo de correntes da simulação de controle no Atlântico (cm/s) em 30°W no ano de 1999 para os meses de (a)março; (b)abril; (c)maio; e (d)junho.	56
5.18	Perfil meridional da média da componente zonal do campo de correntes da simulação de controle no Atlântico (cm/s) em 30°W no ano de 1999 para os bimestres (a)março-abril e (b)maio-junho.	57
5.19	Perfil meridional da média da componente meridional do campo de correntes da simulação de controle no Atlântico (cm/s) em 30°W no ano de 1999 para os meses de (a)março; (b)abril; (c)maio; e (d)junho.	58
5.20	Perfil meridional da média da componente meridional do campo de correntes da simulação de controle no Atlântico (cm/s) em 30°W no ano de 1999 para os bimestres (a)março-abril e (b)maio-junho.	59
5.21	Média da componente zonal do campo de correntes superficiais (cm/s) da simulação do GFDL no Atlântico para os bimestres (a)março-abril e (b)maio-junho de 1999.	59
5.22	Perfil equatorial da média da componente zonal do campo de correntes superficiais (cm/s) da simulação do GFDL no Atlântico para os bimestres (a)março-abril e (b)maio-junho de 1999.	60
5.23	Média da componente meridional do campo de correntes superficiais (cm/s) da simulação do GFDL no Atlântico para os bimestres (a)março-abril e (b)maio-junho de 1999.	60
5.24	Perfil equatorial da média da componente meridional do campo de correntes superficiais (cm/s) da simulação do GFDL no Atlântico para os bimestres (a)março-abril e (b)maio-junho de 1999.	61
5.25	Diferença (ASSIM I-Controle) da média de temperatura no bimestre março-abril de 1999 (a)no primeiro nível e (b)no quarto nível do modelo (°C).	62

5.26	Perfil equatorial da média da temperatura, para os meses de março e abril (a) para a simulação ASSIM I; e diferença do perfil equatorial de temperatura entre as simulações de ASSIM I e controle. (Unidade: °C)	63
5.27	Média das componentes zonal (a) e meridional (b) das correntes superficiais para o bimestre março-abril da simulação ASSIM I. (Unidade: cm/s)	64
5.28	Perfil equatorial da média da componente zonal das correntes para os meses de março e abril da simulação ASSIM I. Unidade: cm/s	64
5.29	Média da temperatura no (a) primeiro e (b) quarto nível do modelo (°C), para o bimestre março-abril, do experimento 1.	66
5.30	(a) Média da componente zonal das correntes em superfície e (b) perfil equatorial da componente zonal das correntes, para o bimestre março-abril, para o experimento 1. (Unidade: cm/s)	67
5.31	(a) Média da componente meridional das correntes em superfície e (b) perfil equatorial da componente meridional das correntes, para o bimestre março-abril, para o experimento 1. (Unidade: cm/s)	67
5.32	(a) Média da componente zonal das correntes em superfície e (b) perfil equatorial da componente zonal das correntes, para o bimestre maio-junho, para o experimento 1. (Unidade: cm/s)	68
5.33	(a) Média da componente meridional das correntes em superfície e (b) perfil equatorial da componente meridional das correntes, para o bimestre maio-junho, para o experimento 1. (Unidade: cm/s)	68
5.34	Série temporal da magnitude da velocidade em $z = 87,5$ m, para (a) controle, (b) ASSIM I, (c) experimento 1 e (d) experimento 2. (Unidade: cm/s)	71
5.35	Perfil equatorial da média da componente zonal da velocidade das correntes para o bimestre março-abril, do experimento 2. (Unidade: cm/s)	72

5.36	Perfil equatorial da diferença entre experimento 2 e controle da média da magnitude da velocidade no bimestre março-abril de 1999. (Unidade: cm/s)	72
5.37	(a) Média da componente zonal das correntes em superfície e (b) perfil equatorial da componente zonal das correntes, para o bimestre maio-junho, do experimento 2. (Unidade: cm/s)	73
5.38	(a) Média da componente meridional das correntes em superfície e (b) perfil equatorial da componente meridional das correntes, para o bimestre maio-junho, do experimento 2. (Unidade: cm/s)	74
5.39	Média das componentes (a) zonal e (b) meridional da velocidade das correntes, para o bimestre março-abril, no experimento 3. (Unidade: cm/s)	75
5.40	Perfil equatorial da diferença da média da componente zonal, experimento 3 menos controle, para o bimestre março-abril. (Unidade: cm/s)	76
5.41	Série temporal da magnitude da velocidade em $z = 87,5$ m, para o experimento 3. (Unidade: cm/s)	76
5.42	Perfil equatorial médio da componente zonal da velocidade das correntes para bimestre março-abril do experimento 3. (Unidade: cm/s)	77
5.43	(a) Média da componente zonal das correntes em superfície e (b) perfil equatorial da componente zonal das correntes, para o bimestre maio-junho, do experimento 3. (Unidade: cm/s)	78
5.44	(a) Média da componente meridional das correntes em superfície e (b) perfil equatorial da componente meridional das correntes, para o bimestre maio-junho, do experimento 3. (Unidade: cm/s)	78
5.45	Série temporal da energia cinética média por unidade de massa: controle, ASSIM I, experimento 1, experimento 2, experimento 3. (Unidade: cm^2/s^2)	84

5.46	Amplitudes do espectro da energia cinética por unidade de massa para as simulações: controle, ASSIM I, experimento 1, experimento 2, experimento 3. (a)Espectro completo e (b)amplitude máxima. . .	85
5.47	(a) EOF 1, (b) EOF 2, (c) EOF 3 e (d) série temporal da componente principal da componente zonal das correntes para a simulação de controle.	87
5.48	(a) EOF 1, (b) EOF 2, (c) EOF 3 e série temporal da componente principal (d), da componente zonal das corrente para a simulação ASSIM I.	88
5.49	(a) EOF 1, (b) EOF 2, (c) EOF 3 e série temporal da componente principal (d), da componente zonal das corrente para o experimento 1.	89
5.50	(a) EOF 1, (b) EOF 2, (c) EOF 3 e série temporal da componente principal (d), da componente zonal das corrente para o experimento 2.	90
5.51	(a) EOF 1, (b) EOF 2, (c) EOF 3 e série temporal da componente principal (d), da componente zonal das corrente para o experimento 3.	91
5.52	Média da diferença de temperatura no primeiro nível do modelo (°C), em 1999, para o bimestre março-abril, da simulação ASSIM II-a.	93
5.53	Diferença da média de temperatura ASSIM II-a menos controle para o bimestre março-abril no (a) primeiro e no (b) quarto nível do modelo. (Unidade: °C)	94
5.54	Perfil equatorial da média da temperatura, para o bimestre março-abril (a) para a simulação ASSIM II-a; e (b) diferença do perfil equatorial de temperatura ASSIM II-a menos controle. (Unidade: °C)	95

5.55 Média das componentes (a) zonal e (b) meridional das correntes, para o bimestre março-abril da simulação ASSIM II-a. (Unidade: cm/s)	95
5.56 Perfil equatorial da média da diferença da componente zonal das correntes, para o bimestre março-abril, entre as simulações ASSIM II-a e controle. Unidade: cm/s.	96
5.57 Perfil equatorial da média da componente zonal das correntes, para o bimestre março-abril, da simulação ASSIM II-a. Unidade: cm/s.	96
5.58 Média da (a) componente zonal e da (b) componente meridional do campo de correntes superficiais; perfis equatoriais da média da média da (c) componente zonal e da (d) componente meridional das correntes para o experimento ASSIM II-a no Atlântico (cm/s) para o ano de 1999 no bimestre maio-junho.	97
5.59 Média da componente zonal das correntes no primeiro nível do modelo (cm/s), para o mês de março, da simulação ASSIM II-b.	98
5.60 Média na área da energia cinética no primeiro nível do modelo, para o mês de março, da simulação ASSIM II-b. (Unidade: cm^2/s^2)	98
5.61 Perfil equatorial da média da componente zonal das correntes (cm/s), para o mês de março, da simulação ASSIM II-b.	99
5.62 Média da correção da componente zonal das correntes, para o bimestre março-abril, (a) no primeiro nível do modelo e (b) o perfil equatorial, para o experimento 4. (Unidade: cm/s)	101
5.63 Perfil equatorial da temperatura média do experimento 4, no bimestre março-abril. (Unidade: $^{\circ}C$)	101
5.64 Perfil médio equatorial da componente zonal das correntes para o experimento 4, no bimestre março-abril. (Unidade: cm/s)	102
5.65 Média da componente zonal das correntes, para o mês de março, (a) no primeiro nível do modelo e (b) o perfil equatorial, para o experimento 4. (Unidade: cm/s)	102

5.66	Média da correção da componente zonal das correntes, para o bimestre março-abril, (a) no primeiro nível do modelo e (b) o perfil equatorial, para o experimento 5. (Unidade: cm/s)	104
5.67	Perfil médio equatorial da componente zonal das correntes para o experimento 5, no bimestre março-abril. (Unidade: cm/s)	104
5.68	Média da componente zonal das correntes, para o mês de março, (a) no primeiro nível do modelo e (b) o perfil equatorial, para o experimento 5. (Unidade: cm/s)	105
5.69	Média das componentes (a)zonal e (b)meridional das correntes superficiais e (c)perfil médio da componente zonal, para o bimestre março-abril do experimento 6. (Unidade: cm/s)	111
5.70	Média das componentes (a)zonal e (b)meridional das correntes superficiais e (c)perfil médio da componente zonal, para o bimestre março-abril do experimento 7. (Unidade: cm/s)	112
5.71	Média (a)meridional e (b)zonal da energia cinética das séries filtradas.	114
5.72	Componentes zonal das correntes (a) no primeiro e (b) no quarto nível; e componente meridional das correntes (c) no primeiro e (d) no quarto nível do experimento 8.	115
5.73	Componente zonal das correntes para o dia 15 de março nas simulações de (a) controle e (b) ASSIM I.	115

Lista de Tabelas

Tabela

2.1	Profundidade, em metros, dos níveis do MOM 3.	15
3.1	Profundidade, em metros, dos níveis das bóias do PIRATA.	22
3.2	Coordenadas das bóias PIRATA usadas na assimilação de dados. . .	24
5.1	Resumo dos experimentos realizados	40
5.2	Profundidade, em metros, dos níveis do MOM4.	41
5.3	Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a temperatura na área compreendida entre o equador e 40°S e as longitudes de 0° e 60°W.	79
5.4	Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a componente zonal das correntes na área compreendida entre o equador e 40°S e as longitudes de 0° e 60°W.	80
5.5	Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a componente meridional das correntes na área compreendida entre o equador e 40°S e as longitudes de 0° e 60°W.	80
5.6	Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a temperatura na área compreendida entre o equador e 40°N e as longitudes de 0° e 60°W.	81
5.7	Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a componente zonal das correntes na área compreendida entre o equador e 40°N e as longitudes de 0° e 60°W.	82

5.8	Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a componente meridional das correntes na área compreendida entre o equador e 40°N e as longitudes de 0° e 60°W.	82
5.9	Variância dos primeiros cinco modos de EOFs para os experimentos de controle, ASSIM I, EXP 1, EXP 2 e EXP 3 no primeiro nível do modelo.	86
5.10	Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a temperatura na área compreendida entre o equador e 40°S e as longitudes de 0° e 60°W.	106
5.11	Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a componente zonal das correntes na área compreendida entre o equador e 40°S e as longitudes de 0° e 60°W.	107
5.12	Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a componente meridional das correntes na área compreendida entre o equador e 40°S e as longitudes de 0° e 60°W.	107
5.13	Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a temperatura na área compreendida entre o equador e 40°N e as longitudes de 0° e 60°W.	108
5.14	Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a componente zonal das correntes na área compreendida entre o equador e 40°N e as longitudes de 0° e 60°W.	109
5.15	Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a componente meridional das correntes na área compreendida entre o equador e 40°N e as longitudes de 0° e 60°W.	109

Lista de Siglas e Abreviaturas

- ASM: altura da superfície do mar
- CLIVAR: Climate Variability and Predictability Program
- DHN: Diretoria de Hidrografia e Navegação
- GFDL: Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
- INPE: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
- HOPE: Hamburg Ocean Primitive Equation
- HRM: High Resolution Model
- LEKF: Local Ensemble Kalman Filter
- MOM3: Modular Ocean Model versão 3
- NCEP: National Center for Environmental Prediction
- NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration
- OPA: Océan Parallélisé
- PIRATA: Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic
- TSM: temperatura da superfície do mar
- 3D-Var: análise variacional tridimensional
- 4D-Var: análise variacional quadridimensional

Capítulo 1

Introdução

Devido ao avanço tecnológico das últimas décadas, a modelagem computacional vem cada vez mais se tornando uma ferramenta imprescindível para as geociências. A utilização de modelos matemáticos na previsão e diagnóstico do sistema climático e da circulação atmosférica e dos oceanos é hoje em dia bastante comum. A boa qualidade das previsões de tempo e clima depende fortemente da representação físico-matemática dos mecanismos que integram o sistema climático, dos métodos numéricos empregados e das condições iniciais e de contorno. Os oceanos são um componente chave deste sistema e um bom entendimento dos processos físicos envolvidos na circulação oceânica é uma forma de melhorar as simulações climáticas e sua previsibilidade.

A estimativa do estado físico e da circulação dos oceanos é um problema que merece atenção especial. Visando produzir essas estimativas, métodos de assimilação de dados são empregados para complementar o monitoramento e construir a condição inicial dos modelos previsores de tempo e clima.

Na meteorologia esses métodos vêm sendo utilizados desde os primeiros experimentos numéricos realizados por RICHARDSON (1922) e CHARNEY (1950). Eles realizaram interpolações subjetivas de observações para pontos de grade de um modelo de previsão de tempo para a construção da condição inicial. Devido à necessidade de automatização deste processo, métodos de ajuste de dados por polinômios foram desenvolvidos (PANOFSKY (1949), GILCHRIST and CRESS-

MAN (1954)). Mais tarde, outros tipos de análises foram realizadas onde os pesos utilizados eram prescritos (BERGTHORSSON and DOOS, 1955). Este método foi o precursor dos métodos de correções sucessivas que surgiram quando CRESSMAN (1959) e BARNES (1964), sugeriram formas funcionais para os pesos e propuseram métodos iterativos para a solução, visando obter maior acurácia das análises. Outros métodos foram desenvolvidos, onde se requer uma estimativa a priori das matrizes de covariância dos erros do modelo e das observações, como o de interpolação estatística e o 3D-Var.

Em oceanografia, os primeiros trabalhos em assimilação de dados oceanográficos em modelos globais foram realizados por BENNET and BUDGELL (1987), MILLER (1985), MOORE et al. (1987), RIENECKER et al. (1987). Entretanto, grande sucesso em aplicações oceanográficas foi obtido por DERBER and ROSATI (1989), que empregaram o método de interpolação estatística nos seus experimentos no Oceano Pacífico. Eles usaram dados convencionais de TSM e perfis verticais de temperatura, nos primeiros 248 m de profundidade. Na abordagem de Derber e Rosati, são necessárias as matrizes de covariâncias dos erros do modelo e das observações para o cálculo da análise. A matriz de covariância dos erros do modelo foi fixada a priori, tal que as correlações na direção vertical não são consideradas e as correlações horizontais são idênticas em cada nível do modelo, apesar de depender da latitude e da distância relativa entre o ponto da observação e o da análise. A matriz de covariância dos erros das observações é assumida diagonal e constante, logo somente são usadas as variâncias. Na região equatorial, o esquema não é isotrópico, isto é, as covariâncias dos erros do modelo nesta região dependem da direção, sendo que, a direção zonal é privilegiada em relação à meridional tendo em vista as características da dinâmica equatorial. O método de assimilação foi aplicado em cada passo de tempo visando produzir pequenos incrementos de correção do modelo e assim evitar choques e instabilidades numéricas e dinâmicas. Nota-se que muitas aproximações e ajustes são necessários para a plena realização do método.

Ainda hoje, pode-se afirmar que a interpolação estatística é o método de assimilação de dados mais usado em oceanografia, um exemplo disso são as previsões operacionais de clima realizadas com o modelo acoplado do NCEP (National Centers for Environmental Prediction) GODAS/NCEP (2007) que utilizam o método proposto por Derber e Rosati no componente oceânico.

Muitas são as dificuldades encontradas na implementação das diversas formulações propostas para a análise de dados meteorológicos e oceanográficos. Devido a isto, metodologias simplificadas são amplamente usadas. Um exemplo é a técnica de *nudging* ou relaxação Newtoniana onde os dados são ajustados suavemente para a solução do modelo em cada passo de tempo através de um termo de relaxação que é adicionado às equações do modelo. Esta metodologia de assimilação foi usada no estudo de HINES and KILLWORTH (2001). Eles utilizaram um modelo de física simples onde as ondas de gravidade não são permitidas, contudo capaz de representar as correntes de contorno oeste, e um esquema de *nudging* para a assimilação de dados. Neste experimento o objetivo era verificar o quanto um modelo não geostrófico é capaz de transportar a informação assimilada. Apesar da simplicidade do esquema de assimilação, eles mostraram que um único perfil de temperatura e salinidade pode causar mudanças da massa d'água em regiões distantes da origem.

Outras metodologias de assimilação aplicadas aos oceanos são: métodos 3D-Var e 4D-Var, assimilação de dados contínua, como a metodologia proposta por MALLANOTTE-RIZZOLI and HOLLAND (1986) e, ainda, versões do Filtro de Kalman como o LEKF (Local Ensemble Kalman Filter), a versão do Filtro de Kalman baseada na equação de Fokker-Planck (BELYAEV and TANAJURA, 2001) e Ensemble Kalman Filter (EVENSEN, 2004).

O método 3D-Var é formulado como a soma de dois termos quadráticos onde um avalia a diferença entre as análises e as observações e outro a diferença entre a análise e o modelo num instante de tempo fixo. A minimização é atingida com a obtenção de uma matriz de pesos ótima que depende dos erros do modelo e dos

erros das observações (DALEY, 1996). Contudo, cabe ressaltar que estes erros e suas covariâncias não são bem conhecidos, pois dependem de uma minuciosa validação do modelo e da qualidade das observações.

No trabalho de ISHIKAWA et al. (2001), eles usaram um esquema 3D-Var de assimilação de dados, onde a análise foi obtida através da minimização de uma função custo dada pela soma de uma parte estatística, J_s e uma parte dinâmica, J_d , conforme a seguir:

$$J = J_s + J_d \quad (1.1)$$

onde J_s é formulado segundo um esquema de interpolação ótima e J_d é formulado com os termos da derivada temporal das equações do modelo. Ou seja, minimizar esta função significa minimizar a diferença no tempo de cada variável, fazendo com que a restrição dinâmica funcione como um filtro passa-baixa.

O modelo usado no estudo de ISHIKAWA et al. (2001), foi um modelo de equações primitivas cobrindo uma área de 40° por 40° , na região oeste do Pacífico Norte, com uma grade de $\frac{1}{12}^\circ$ de resolução horizontal. Observou-se uma melhoria dos campos analisados em relação ao esquema clássico de interpolação ótima. Notou-se, ainda, a redução das ondas de gravidade inerciais geradas pelo esquema de assimilação.

Porém, esquemas como esse são computacionalmente caros e por isso difíceis de serem aplicados em previsões numéricas com modelos de circulação geral dos oceanos.

No método 3-DVAR as funções custo não possuem uma dependência no tempo, ou seja, o esquema é aplicado em cada instante de tempo desejado considerando os dados e o campo do modelo apenas no instante de assimilação. No método 4D-VAR a dimensão temporal é incluída na formulação variacional. Então pode-se afirmar que o método 4D-Var é uma importante extensão do método 3D-Var que permite a distribuição das observações dentro de um intervalo de tempo finito (KALNAY (2002) e DALEY (1996)). De uma forma bem simplificada, a idéia do esquema 4D-VAR é minimizar as diferenças entre as séries de tempo da

análise objetiva e da previsão do modelo numérico num período finito de tempo.

No método 4D-Var, a função custo é definida por um termo que representa a diferença entre modelo e análise no início do intervalo de tempo e um somatório da função custo para cada incremento da observação (diferença entre a observação e a análise) calculado num intervalo finito de tempo.

Chama-se variável de controle àquela com relação a qual a função custo é minimizada. Ela representa o estado inicial do modelo. Durante o processo de minimização é necessária a construção do operador adjunto do modelo.

BONEKAMP et al. (2001), usaram o modelo HOPE (Hamburg Ocean Primitive Equation) com uma metodologia de assimilação 4D-VAR para ajustar a temperatura do modelo e a temperatura observada, sendo a tensão do vento usada como variável de controle. Os experimentos realizados mostraram que o método produziu incrementos de temperatura comparáveis aos obtidos com esquema de interpolação ótima na região do Pacífico equatorial. Entretanto, fora da região equatorial os resultados não foram tão eficazes. O método 4D-VAR é computacionalmente muito caro pois requer a construção do adjunto e maior número de iterações.

O trabalho de WEAVER et al. (2003), também investiga o desempenho dos esquemas 3D-VAR e 4D-VAR na assimilação de dados com modelos oceânicos. Os dois esquemas foram usados com uma versão do modelo oceânico OPA (Océan Parallélisé) do Laboratoire d’Océanographie Dynamique et de Climatologie, onde as condições de contorno na superfície eram do tipo tampa rígida. Os esquemas 3D-VAR e 4D-VAR usados neste estudo diferem principalmente na escolha do operador linear usado para propagar o incremento. No primeiro caso o incremento evolui pela persistência do modelo e no segundo utiliza-se um operador tangente linear. Os dados assimilados são de temperaturas observadas no oceano Pacífico Tropical. Em geral, os esquemas de assimilação reduziram o viés de temperatura observado no experimento de controle sem assimilação. Entretanto, o esquema 4D-VAR teve melhor desempenho que o 3D-VAR em relação à qualidade da análise.

Diversas são as técnicas de assimilação de dados utilizadas e todas combinam de forma ótima ou sub-ótima, dados observados com resultados de modelos numéricos (DERBER and ROSATI, 1989)). Desta forma, os campos corrigidos pela assimilação de dados, as chamadas análises objetivas, possuem erros menores que aqueles gerados pelos modelos.

Entretanto, na maioria das vezes, apenas algumas variáveis prognósticas dos modelos dinâmicos são assimiladas e isso gera um desbalanceamento nos campos do modelo. Há, entre outras consequências, a produção de ondas internas de gravidade buscando a restauração do equilíbrio (DALEY (1996) e LYNCH (1985)). Os campos do modelo e o impacto da assimilação de dados pode então ser positivo na variável assimilada, mas ser negativo quando todas as variáveis do sistema são consideradas. Para resolver este problema, é necessária a utilização de técnicas de inicialização visando a obtenção de uma condição inicial balanceada ou mais próxima do equilíbrio.

O problema da inicialização surgiu associado à previsão numérica de tempo. De um modo bem simplificado, este problema pode ser explicado tomando o exemplo de uma atmosfera em equilíbrio hidrostático, onde podem ser identificados basicamente dois modos normais nas equações que governam os movimentos desta atmosfera: ondas atmosféricas de altas ou baixas frequências. Nos sistemas de larga-escala - $O(1000 \text{ km})$ - o modo de baixa frequência é o que contém mais energia, ou seja, é o que representa a maior parte dos movimentos de interesse para a previsão de tempo na troposfera. Assim sendo, para a modelagem numérica da atmosfera, as altas frequências são indesejáveis na condição inicial. Um problema típico é o de *aliasing*, que poderia causar uma cascata de energia das ondas com frequências mais altas, não resolvidas pelo modelo, para as ondas com frequências mais baixas. Isto pode degradar completamente a solução do modelo com a produção de modos espúrios.

Os procedimentos de inicialização serão então discutidos separadamente para a atmosfera e os oceanos.

a) A Inicialização na Atmosfera

Os primeiros procedimentos de inicialização para modelos atmosféricos foram baseados na teoria quase-geostrófica. CHARNEY (1955), propôs o uso de uma equação de balanço não linear para o cálculo da função corrente não divergente a partir de uma análise ou observação de geopotencial; HINKELMANN (1959) e PHILLIPS (1960), demonstraram que a técnica proposta por Charney não era suficiente para suprimir as ondas de gravidade inerciais. Seus resultados sugeriam o cálculo da velocidade potencial inicial a partir da função corrente e do geopotencial usando a equação omega quasi-geostrófica que permite a avaliação do movimento vertical através de propriedades do campo de pressão, (HOLTON (1972), GILL (1992), SATYAMURTY (2004)).

No final dos anos 60, a inicialização foi formulada como um problema variacional (THOMPSON (1969)), onde a análise objetiva produzida pelo modelo satisfaz implicitamente alguma restrição dinâmica. A restrição dinâmica imposta era, geralmente, o balanço quasi-geostrófico.

Outra técnica também introduzida no final dos anos 60 foi a inicialização dinâmica. Nela são adicionados termos aos modelos de equações primitivas para amortecer as oscilações de alta frequência, como em um processo difusivo.

No início dos anos 70 o método de inicialização por modos normais foi proposto por DICKINSON and WILLIAMSON (1972). Neste procedimento determinam-se os modos normais dos modelos já discretizados e estes são usados no cálculo de coeficientes de expansão para determinar uma análise onde os modos correspondentes às altas frequências são eliminados. Até hoje esta metodologia ainda é utilizada em modelos atmosféricos.

b) A Inicialização nos Oceanos

A modelagem oceânica é uma área ainda nova se comparada a modelagem da atmosfera, já que mesmo com a formulação do primeiro modelo baroclínico do oceano global tendo acontecido em 1969 realizada por Kirk Bryan (BRYAN, 1969), apenas a partir da década de 80, após o evento El Niño de 1982/1983, foi

observado um maior crescimento dessa área (KANTHA and CLAYSON, 2000). Da mesma forma a assimilação de dados e o problema da inicialização são objetos de pesquisas bastante recentes na oceanografia dinâmica. Além disso, também vale ressaltar que a circulação oceânica ainda não é tão bem entendida quanto a circulação atmosférica devido, em parte, à relativa escassez de observações nos oceanos (DALEY, 1996).

São diversas as técnicas de inicialização usadas na modelagem oceânica. Em seguida, algumas delas serão apresentadas.

A inicialização dinâmica é uma técnica onde as equações da dinâmica do modelo são utilizadas para obter o campo analisado. Estes esquemas evitam problemas de desbalanceamento da condição inicial que os métodos tradicionais de assimilação de dados costumam causar. Neste tipo de inicialização o modelo predictor é integrado avançando e retrocedendo no tempo a partir de um estado observado/analísado usando procedimentos de integração no tempo que tendem a amortecer as oscilações de alta frequência. Após muitas integrações obtém-se um estado inicializado (DALEY, 1996). Apesar da simplicidade desta técnica ela apenas tornou-se mais amplamente usada após a introdução da inicialização dinâmica baseada em filtros digitais (LYNCH and HUANG (1992) e LYNCH (1997)), já que a formulação clássica necessitava de muitas iterações para reduzir à metade a frequência das ondas (KALNAY, 2002).

O esquema variacional proposto no estudo de ISHIKAWA et al. (2001) citado anteriormente, funciona como um esquema de inicialização dinâmica. Devido à sua formulação o método proposto por eles é capaz de produzir um campo analisado que satisfaz à dinâmica do modelo.

A metodologia de inicialização por modos normais foi amplamente aplicada para modelos atmosféricos e ainda hoje pode ser encontrada em modelos de previsão de tempo de centros operacionais como o modelo HRM usado pelo Centro de Hidrografia da Marinha. No oceano, esta técnica foi usada por MOORE (1990), com um modelo de água rasa, linear, com uma camada e meia. Ele usou

o método de correções sucessivas combinado com o método de interpolação estatística. Os resultados apresentados por Moore mostraram que o esquema de inicialização foi eficiente em filtrar ondas geradas pelo processo de assimilação de dados. Ele mostrou, ainda, que a taxa de crescimento dos erros da assimilação entre um passo e o seguinte foram consideravelmente reduzidos. Outro resultado interessante deste estudo é que a inicialização foi mais importante em apenas uma estreita faixa próxima do equador, já que o esquema de assimilação afeta principalmente as ondas de Kelvin equatoriais e as ondas de Yanai que influenciam a circulação oceânica na região do equador ao se propagarem para leste (GILL, 1992).

Uma desvantagem da metodologia usada por Moore é que não é possível distinguir as ondas de Kelvin espúrias geradas pela assimilação de dados daquelas legítimas contidas no sistema balanceado. Desta forma, ao filtrar as ondas legítimas, informações importantes presentes no modelo e no dado observado podem ser perdidas. Outra dificuldade na utilização deste tipo de esquema nos oceanos é a derivação dos modos normais. Devido a presença dos continentes, impondo limites laterais e condições de contorno ao modelo, criam-se dificuldades matemáticas para a decomposição dos modos zonais e meridionais. Este problema é similar ao encontrado na atmosfera com modelos de área limitada quando usa a inicialização por modos normais. Maiores detalhes são discutidos por BRIERE (1982), BOURKE and MCGREGOR (1983), JUVANON DU VACHAT (1986) e TEMPERTON (1988).

Um grande problema que a assimilação de dados enfrenta com os modelos oceânicos é a escassez de dados observados. Entretanto, se torna cada vez mais comum a utilização de dados da superfície obtidos via satélites. Os principais campos observados via satélite para a oceanografia são a temperatura da superfície do mar (TSM) e altura da superfície do mar (ASM). No estudo realizado por SEGSCHEIDER et al. (2001), foram usados dados observados *in situ* e dados obtidos via satélite com um esquema de interpolação ótima para a produção das

análises. O modelo utilizado é uma versão modificada do HOPE, desenvolvida no Instituto Max Planck. A grande diferença deste trabalho para outros onde dados de satélites são usados na assimilação, é que uma correção do perfil de salinidade é realizada. Ou seja, o desbalanceamento gerado pela introdução das observações é amenizado pela atualização do perfil de salinidade através da relação local de T-S. Os resultados desse estudo mostraram uma melhoria na previsão da anomalia de TSM na região do Niño-3 para o esquema com a inicialização.

Outros experimentos com este tipo de inicialização, onde há correção de salinidade, podem ser citados. Dentre eles, o trabalho de TROCCOLI et al. (2002) sobre o oceano Pacífico, onde os incrementos de salinidade são derivados da temperatura observada, usando os perfis de T e S obtidos pelo modelo e considerando que a relação T-S do modelo é preservada. Este esquema é eficiente na manutenção de estruturas termais e halinas abaixo da termoclina, evitando convecção espúria. As comparações realizadas mostraram, ainda, que a variabilidade da salinidade no Pacífico Oeste é melhor reproduzida.

Além de corrigir o perfil de salinidade, para melhorar os campos obtidos após a assimilação da temperatura, outra forma de inicialização após a assimilação de perfis verticais de temperatura é discutida no estudo de BURGERS et al. (2002). Neste caso, é proposta uma atualização da velocidade zonal das correntes, em função do novo campo de densidade usando a relação geostrófica. Os primeiros testes de BURGERS et al. (2002), foram realizados usando um modelo linear de água rasa e dois esquemas simples de *nudging* para a realização da assimilação de dados. No primeiro esquema de *nudging* a altura dinâmica analisada é obtida através da equação:

$$h_{ana} = h_{fg} + \alpha (h_{obs} - h_{fg}) \quad (1.2)$$

onde α é uma constante, h_{ana} é a altura depois da assimilação, h_{fg} é a altura calculada pelo modelo e h_{obs} é a altura observada.

No segundo esquema, a componente zonal da velocidade, u , na direção oeste-

leste, é corrigida em função de $\Delta h = h_{ana} - h_{fg}$. Neste caso, o incremento é proporcional à variação Δu_{geo} , que está em balanço geostrófico com Δh :

$$u_{ana} = u_{fg} + \gamma \Delta u_{geo} (\Delta h) \quad (1.3)$$

A relação entre Δu_{geo} e Δh , fora do equador, é dada por:

$$\Delta u_{geo} = -\frac{g'}{f} \frac{\partial \Delta h}{\partial y} \quad (1.4)$$

onde g' é a gravidade, $f = \beta y$ é o parâmetro de Coriolis na aproximação do plano beta e y é a direção meridional (sul-norte).

No equador, onde a equação 1.4 não pode ser aplicada diretamente pois $f = 0$, u_{geo} é estimada tomando a derivada em y de $f \Delta u$:

$$\Delta u_{geo} = -\frac{g'}{\beta} \frac{\partial^2 \Delta h}{\partial y^2} \quad (1.5)$$

Os resultados de BURGERS et al. (2002) mostraram que no esquema onde a atualização da velocidade zonal não foi realizada, os campos do modelo degradam-se rapidamente e que no esquema onde a atualização foi empregada a integração do modelo com assimilação teve êxito. Também foram realizados testes preliminares com modelos oceânicos de circulação geral com física complexa. Os resultados mostraram um bom desempenho da metodologia. No caso em que não é realizada a correção da velocidade observou-se uma circulação irrealista na região equatorial, e isso foi resolvido com a aplicação da inicialização.

Tendo em vista a importância da inicialização para a produção de análises objetivas em balanço com todas as variáveis dos modelos oceânicos de equações primitivas, o presente trabalho apresenta uma contribuição para a inicialização. Aqui são estudadas formas de inicialização de um modelo da circulação geral dos oceanos após a assimilação de perfis verticais de temperatura no Oceano Atlântico Tropical. A ênfase é na correção dos campos de correntes.

A primeira metodologia foi recentemente proposta por BELYAEV and TANA-

JURA (2005), e é baseada nos modos normais das equações linearizadas de um modelo oceânico. Entretanto, na formulação original o modelo foi escrito em coordenadas cartesianas e o método foi empregado para realizar um único passo de correção após um mês de assimilação diária de perfis de temperatura. Neste trabalho o método foi escrito e realizado em coordenadas esféricas e implementado como uma subrotina do MOM3 para realizar múltiplos passos de correção de correntes.

Também foi introduzida uma modificação do coeficiente de difusão vertical de momento para impor seu decréscimo na camada de mistura.

A segunda metodologia é uma simplificação da primeira, onde o modelo linearizado do oceano é resolvido diretamente para calcular instantaneamente a correção no campo de velocidades (TEIXEIRA and TANAJURA, 2006).

Outro método abordado foi um filtro digital aplicado diretamente sobre o campo de correntes em uma janela de tempo.

Experimentos numéricos foram realizados com o modelo oceânico MOM 3 do GFDL/NOAA, com os métodos de assimilação de dados Filtro de Kalman FP (BELYAEV and TANAJURA (2001) e BELYAEV et al. (2001)) e BD (BERGTHORSSON and DOOS (1955)) e dados do PIRATA SERVAIN et al. (1998).

O capítulo 2 contém uma breve descrição do modelo oceânico MOM 3. O capítulo 3 apresenta os métodos de assimilação e os dados do PIRATA. O capítulo 4 apresenta as metodologias de inicialização estudadas neste trabalho. O capítulo 5 contém a descrição dos experimentos realizados e a discussão dos resultados. As conclusões são apresentadas no capítulo 6.

Capítulo 2

O Modelo Oceânico

O modelo oceânico utilizado neste trabalho é a versão 3 do Modular Ocean Model, desenvolvido pelo Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/National Oceanic and Atmospheric Administration (GFDL/NOAA). O MOM 3 é um modelo de equações primitivas utilizado para estudar a circulação oceânica de grandes massas d'água. Uma versão sequencial deste modelo encontra-se instalada nas máquinas SGI Origin2000 e SGI Octane do Laboratório Nacional de Computação Científica.

As equações do modelo MOM 3 (PACANOWSKI and GRIFFIES, 1999) representam os balanços de momento, massa, energia e salinidade em coordenadas esféricas, sujeitas às aproximações hidrostática e de Boussinesq. A forma contínua deste sistema é a seguinte:

$$u_t + L(u) - \frac{uv \tan \phi}{a} - fv = -\frac{1}{\rho_o a \cos \phi} P_\lambda + (\kappa_m u_z)_z + F^u \quad (2.1)$$

$$v_t + L(v) - \frac{u^2 \tan \phi}{a} + fu = -\frac{1}{\rho_o a} P_\phi + (\kappa_m v_z)_z + F^v \quad (2.2)$$

$$w_z = -\frac{1}{a \cos \phi} (u_\lambda + (v \cos \phi)_\phi) \quad (2.3)$$

$$P_z = -\rho g \quad (2.4)$$

$$T_t + L(T) = (\kappa_h T_z)_z + \nabla \cdot (A_h \nabla T) \quad (2.5)$$

$$S_t + L(S) = (\kappa_h S_z)_z + \nabla \cdot (A_h \nabla S) \quad (2.6)$$

$$\rho = \rho(T, S, P) \quad (2.7)$$

onde os termos de fricção, advecção e difusão são dados por

$$F^u = \nabla \cdot (A_m \nabla u) + A_m \left(\frac{(1 - \tan^2 \phi)u}{a^2} - 2 \frac{\text{sen} \phi v_\lambda}{a^2 \cos^2 \phi} \right) \quad (2.8)$$

$$F^v = \nabla \cdot (A_m \nabla v) + A_m \left(\frac{(1 - \tan^2 \phi)v}{a^2} - 2 \frac{\text{sen} \phi u_\lambda}{a^2 \cos^2 \phi} \right) \quad (2.9)$$

$$L(\alpha) = \nabla \cdot (\alpha \mathbf{u}) = \frac{1}{a \cos \phi} (u\alpha)_\lambda + \frac{1}{a \cos \phi} (v\alpha \cos \phi)_\phi + (w\alpha)_z \quad (2.10)$$

$$\Delta \alpha = \frac{1}{\alpha^2 \cos^2 \phi} \alpha_{\lambda\lambda} + \frac{1}{\alpha^2 \cos \phi} (\alpha_\phi \cos \phi)_\phi \quad (2.11)$$

A notação adotada nas equações anteriores foi a seguinte: λ e ϕ representam a longitude e a latitude, respectivamente; a é o raio médio da Terra; $\mathbf{u} = (u, v, w)$, onde u , v , w são as componentes zonal, meridional e vertical da velocidade; f é o parâmetro de Coriolis, $f = 2\Omega \sin \phi$, onde Ω é a velocidade angular da Terra; ρ_o é a densidade de referência e ρ é a densidade potencial; P é a pressão; g é a gravidade média; A_m e κ_m são os coeficientes de viscosidade horizontal e vertical, respectivamente; A_h e κ_h são os coeficientes de difusão horizontal e vertical, respectivamente.

As equações do modelo foram discretizadas em diferenças finitas na grade do tipo B de Arakawa. Utilizou-se resolução horizontal uniforme e igual a 1° nas direções zonal e meridional com o domínio cobrindo todo o globo. Na direção vertical, o modelo foi discretizado em 15 níveis espaçados de forma não homogênea, com maior resolução próximo à superfície do oceano e menor nas camadas inferiores, conforme a tabela 2.1. O passo de integração foi de 4 horas e a condição de tampa rígida na superfície.

A condição inicial para as integrações realizadas neste trabalho foram geradas a partir de um **spin-up** de 15 anos. Esta integração de **spin-up** serve para impôr circulação ao modelo e foi realizada usando a base de dados do MOM3, composta por dados de topografia, climatologia da tensão do vento (HELLERMAN and ROSENSTEIN, 1983) e climatologia da temperatura do ar à 2 m (OORT, 1983). O modelo foi integrado a partir repouso, e a condição inicial de temperatura e

Tabela 2.1: Profundidade, em metros, dos níveis do MOM 3.

Nível	Prof. (m)	Nível	Prof. (m)
1	12.5	9	748.76
2	37.5	10	1181.16
3	62.5	11	1748.76
4	87.5	12	2446.08
5	112.5	13	3257.14
6	156.75	14	4156.74
7	257.15	15	5112.5
8	446.08	-	-

salinidade foi obtida de médias de janeiro do banco de dados LEVITUS (LEVITUS, 1982). A condição de contorno na superfície foi gerada de uma relaxação dos campos de temperatura e salinidade para as climatologias de tensão de vento e temperatura da superfície do banco de dados do MOM3.

Os valores usados para os coeficientes verticais de viscosidade e difusão foram constantes e iguais a $\kappa_m = 10.0cm^2/s$ e $\kappa_h = 1.0cm^2/s$. Os coeficientes horizontais de viscosidade e difusão foram $A_m = 1.42 \times 10^9 dynecm/s$ e $A_h = 1.0 \times 10^7 dynecm/s$. A densidade do modelo é calculada segundo a equação de estado definida pelo Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards (UNESCO, 1981).

Capítulo 3

Métodos de Assimilação e Dados

Utilizados

Um sistema de assimilação de dados é composto basicamente por três componentes: método de assimilação, modelo dinâmico e conjunto de dados. O modelo dinâmico já foi apresentado no capítulo anterior. Nas próximas seções serão apresentados os métodos de assimilação e o conjunto de dados usados para este trabalho.

3.1 Métodos de Assimilação

Pode-se afirmar que a análise objetiva de uma variável produzida por um método de assimilação de dados tem, basicamente, a seguinte forma:

$$f_A(\mathbf{r}_i) = f_B(\mathbf{r}_i) + W_{ik}[f_o(\mathbf{r}_k) - f_B(\mathbf{r}_k)] \quad (3.1)$$

onde f_A é a variável analisada no ponto \mathbf{r}_i que é a coordenada do **i-ésimo** ponto da grade do modelo; \mathbf{r}_k é a coordenada do **k-ésimo** ponto da observação, que normalmente não coincide com o ponto \mathbf{r}_i do modelo; W_{ik} é o peso do **k-ésimo** erro dado o **i-ésimo** ponto de grade; f_o é a variável observada; e f_B é o **background** ou primeira estimativa, que pode ser proveniente de um modelo ou climatologia.

A equação anterior estabelece que a análise de uma variável é dada pela soma do campo gerado pelo modelo com uma correção que é calculada ponderando-se a

diferença entre o dado do modelo e a observação. De um modo geral, o que varia em cada método de assimilação de dados é a forma como se calcula a matriz de pesos W_{ik} .

Neste trabalho, foram utilizadas duas diferentes metodologias de assimilação de dados de perfis verticais de temperatura.

A primeira delas é uma versão modificada do filtro de Kalman. Nesta metodologia, a análise da temperatura é obtida calculando-se a matriz de covariância de erros com o auxílio da equação de Fokker-Planck (BELYAEV et al., 2001) e será chamada aqui de filtro de Kalman FP.

O segundo método é mais simples e foi desenvolvido por Bergthorsson e Doos (DALEY (1996) e PACHECO (2006)) e será denominado método BD. Nesta metodologia a matriz de pesos é prescrita e depende unicamente da distância relativa entre os pontos da análise e os pontos das observações. Os pesos são tais que quanto maior a distância entre o ponto da análise e o ponto da observação, menor é a influência da observação na análise.

a) O Filtro de Kalman baseado na equação de Fokker-Planck

Os filtros de Kalman utilizam as equações prognósticas do modelo para prever os erros da análise, ou mais precisamente, para prever a matriz de covariância dos erros da análise. Estes filtros são de difícil realização devido à necessidade de inversão de matrizes de ordem N , onde N é o número de graus de liberdade do modelo discreto.

O filtro de Kalman consiste, então, em achar a melhor estimativa da variável de estado dadas as observações e um campo do modelo. Isto é feito achando-se a probabilidade condicional da variável de estado no instante t_n dadas as observações $Y_t = \{y^o(\tau), \tau \leq t\}$.

Seja a evolução de uma variável dada por:

$$\frac{\partial \zeta_f}{\partial t} = \Lambda(t)\zeta_f \quad (3.2)$$

onde Λ é o operador de um modelo contínuo; $\zeta_f(x, t)$ é a variável do modelo, x é um ponto do domínio espacial e t representa o tempo.

Uma hipótese básica da teoria do filtro de Kalman é que a observação da variável $\zeta(x, t)$ satisfaz a expressão:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \Lambda(t)\zeta + \eta \quad (3.3)$$

onde o operador $\Lambda(t)$ é dado em 3.2, e η é um ruído aleatório com distribuição estocástica conhecida.

Seja o erro do modelo definido como $\Theta(x, t) = \zeta_f(x, t) - \zeta(x, t)$. Se $\Lambda(t)$ é linear, então:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \Lambda(t)\Theta + \eta \quad (3.4)$$

Para um modelo não linear a equação anterior ainda é válida, mas com uma distribuição diferente para o ruído.

Considerando as seguintes condições para o ruído:

$$E\eta = 0 \quad (3.5)$$

$$E\eta(x, \tau)\eta(y, t) = R(r)\delta(t - \tau) \quad (3.6)$$

onde E denota a esperança matemática; $\delta(t)$ é a função delta de Dirac e $R(r)$ é uma função conhecida da distância r entre dois pontos (x, y) do domínio.

Então o problema considerado é encontrar uma estimativa ótima $\hat{\zeta}(x, t)$ de $\zeta(x, t)$ que satisfaça às condições:

$$E(\hat{\zeta} - \zeta) = 0 \quad (3.7)$$

$$E(\hat{\zeta} - \zeta)^2 = \min E(\omega - \zeta)^2 \text{ para alguma estimativa de } \omega \quad (3.8)$$

A estimativa ótima é dada pela seguinte equação:

$$\hat{\zeta}(x, t) = \zeta_f(x, t) + \int_0^t \sum_{(i=0)}^{(N\tau)} \alpha(\tau, x, x_i) \Theta(\tau, x_i) d\tau \quad (3.9)$$

onde $\hat{\zeta}(x, t)$ e $\zeta_f(x, t)$ são a estimativa linear ótima e o valor do modelo no tempo t e nos pontos da análise e observação x e x_i , respectivamente. $N(\tau)$ é o número de pontos de observações no tempo τ , que foram considerados continuamente distribuídos no tempo.

Os erros das observações $\Theta(x_i, t)$ foram desprezados. Os pesos $\alpha_i = \alpha(\tau, x, x_i)$ são desconhecidos e foram determinados usando a condição de variância mínima. Esta condição é equivalente a calcular α_i tal que:

$$\frac{\partial}{\partial \alpha_i} E(\hat{\zeta} - \zeta)^2 = 0 \quad (3.10)$$

O que equivale a resolver a equação de Wiener-Hopf:

$$K(t, x, x_i) = \int_0^t \sum_{(i=0)}^{N(\tau)} \alpha(\tau, x, x_i) K(t - \tau, x, x_i) d\tau \quad (3.11)$$

onde $K(t, x_1, x_2)$ é a função de covariância do erro, dada por:

$$\begin{aligned} K(t, x_1, x_2) &= \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} s_1 s_2 p(t, s_1, s_2) ds_1 ds_2 - \\ &\quad \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} s_1 p(t, s_1, s_2) ds_1 ds_2 \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} s_2 p(t, s_1, s_2) ds_1 ds_2 \\ K(t, x_1, x_2) &= E\Theta(x_1, t)\Theta(x_2, t) - E\Theta(x_1, t)E\theta(x_2, t) \end{aligned}$$

e $p(t, s_1, s_2)$ é a densidade de probabilidade conjunta dos erros $s_1 = \Theta(x_1, t)$ e $s_2 = \Theta(x_2, t)$.

O problema agora passa a ser encontrar a densidade de probabilidade conjunta dos erros.

Considerando que a evolução do vetor de um par de erros $\bar{\Theta}(t) = (\Theta(x, t), \Theta(y, t))$

pode ser representada pela equação de Langevin:

$$d\bar{\Theta}(t) = \bar{a}(\bar{\Theta}, t)dt + B(\bar{\Theta}, t)dW \quad (3.12)$$

onde $\bar{a} = (a_1, a_2)$ é o vetor deriva; $B = b_{ij}$, $i, j = 1, 2$ é a matriz de difus ao e W é um processo de Wiener bi-dimensional. Então, a equação de Fokker-Planck pode ser usada para representar a evolução da densidade de probabilidade conjunta. A equação de Fokker-Planck é:

$$\frac{\partial p(t, \bar{s})}{\partial t} = -\frac{\partial(\bar{a}(t, \bar{s})p(t, \bar{s}))}{\partial \bar{s}} + \frac{1}{2} \frac{\partial^2}{\partial \bar{s}^2} (B(t, \bar{s})p(t, \bar{s})) \quad (3.13)$$

onde $\bar{s} = (s_1, s_2)$ e o vetor deriva e a matriz de difus ao s ao definidas como:

$$\begin{aligned} \bar{a}(t, \bar{s}) &= \frac{\partial}{\partial t} E(d\bar{\Theta}(t)/\bar{\Theta}(t) = \bar{s}) \\ B(t, \bar{s}) &= \frac{\partial}{\partial t} E[d\bar{\Theta}(t)(d\bar{\Theta}(t))'/\bar{\Theta}(t) = \bar{s}] \end{aligned}$$

o símbolo ' denota a transposta do vetor.

A seguinte notação foi usada:

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\bar{a}p)}{\partial \bar{s}} &= \frac{\partial a_1 p}{\partial s_1} + \frac{\partial a_2 p}{\partial s_2} \\ \frac{\partial^2}{\partial \bar{s}^2} (Bp) &= \frac{\partial^2}{\partial s_1^2} (b_{11}p) + 2 \frac{\partial^2}{\partial s_1 \partial s_2} (b_{12}p) + \frac{\partial^2}{\partial s_2^2} (b_{22}p) \end{aligned}$$

As condições iniciais e de contorno para a equação de Fokker Planck são:

$$\begin{aligned} p(0, \bar{s}) &= \delta(\bar{s} - \bar{s}_0) \\ p(t, +\infty) &= p(t, -\infty) = 0 \end{aligned}$$

O vetor deriva a e a matriz de difusão B são calculados de acordo com o modelo dinâmico usando uma técnica de histograma. Seu cálculo requer a construção

da probabilidade condicional do erro:

$$p(\bar{\Theta}_{n+1} = \bar{u}/\bar{\Theta}_n = \bar{s}) = p_n(\bar{u}/\bar{s})$$

onde a análise no passo de assimilação anterior menos sua média no espaço é tomada como condição e o resultado do modelo menos sua média no espaço é usada para estimar a evolução da probabilidade condicional. A média é subtraída dos campos porque uma condição necessária para a variável é que ela tenha média zero.

Então, o vetor deriva e a matriz de difusão são calculados:

$$\begin{aligned}\bar{a}_n(\bar{s}) &= \lambda_n^{-1} \int_{-\infty}^{\infty} (\bar{u} - \bar{s}) p(\bar{u}/\bar{s}) d\bar{u} \\ \bar{B}_n(\bar{s}) &= \lambda_n^{-1} \int_{-\infty}^{\infty} (\bar{u} - \bar{s})(\bar{u} - \bar{s})' p(\bar{u}/\bar{s}) d\bar{u} + R_n(r) \\ \lambda_n &= t_{n+1} - t_n \\ R_n(r) &= (N(n) - 1)^{-1} \left(\sum_{i=1}^{N(n)} \Theta_i^2 \right) / (1 + r^2)\end{aligned}$$

b) O método de Bergthorsson e Döös

Nesta metodologia, a análise calculada de acordo com a equação 3.1, usa pesos prescritos da seguinte forma:

$$W_{ik} = \frac{w(r_{ik})}{\sum_{k=1}^{K_i} w(r_{ik}) + \varepsilon_O} \quad (3.14)$$

$$w(r_{ik}) = \exp\left\{-\frac{6|r_{ik}|^2}{R^2}\right\} \quad (3.15)$$

onde $|r_{ik}|$ é a distância relativa entre o ponto onde há observação \mathbf{r}_k e o ponto da grade \mathbf{r}_i , $\varepsilon_O = \frac{E_O}{E_B}$, E_O , E_B são o valor esperado do erro de observação e o valor esperado do erro do **background**, respectivamente.

3.2 Conjunto de Dados da Observação

Diferente do que acontece na atmosfera, onde existe uma ampla rede de observação já implantada, e as análises objetivas fornecem uma boa representação de seu estado e variabilidade, ainda não existe uma rede observacional semelhante para monitorar o oceano tridimensional. Portanto, há grandes incertezas na estimativa da circulação, do estado físico e da variabilidade dos oceanos. Para superar esta dificuldade, estão sendo realizados muitos esforços em nível internacional, para produzir grandes bases de dados com acesso público.

Para obtenção de dados no oceano Atlântico tropical foi implementado desde 1997 um programa de monitoramento oceanográfico operacional chamado PIRATA (Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic), SERVAIN et al. (1998). Este projeto foi elaborado por um grupo de cientistas envolvidos nas atividades do CLIVAR (Climate Variability and Predictability Program) e sua rede inicial era composta de 10 bóias ancoradas. Atualmente, o PIRATA sustenta uma rede de 16 bóias do tipo Atlas que capturam dados de pressão, temperatura, salinidade entre a superfície e 500 m de profundidade, distribuídos em 11 níveis (tabela 3.1. As observações de pressão são realizadas em 2 níveis, a temperatura em 11 níveis e 4 para a salinidade, além de dados na superfície de temperatura e umidade do ar, ventos, precipitação e radiação solar.

Tabela 3.1: Profundidade, em metros, dos níveis das bóias do PIRATA.

Nível	Prof. (m)	Nível	Prof. (m)
1	1	7	120
2	20	8	140
3	40	9	180
4	60	10	300
5	80	11	500
6	100	-	-

O objetivo do projeto PIRATA é apoiar o estudo das interações oceano-atmosfera no Atlântico Tropical e a variabilidade climática regional em escala sazonal e interanual. O projeto é mantido pela colaboração de três países: a

França com participação do IRD (Institut de Recherche pour le Développement), Météo France, o CNRS (Centre National de Recherche Scientifique), e o Ifremer (Institut Français de Recherche et d'Exploitation de la Mer); o Brasil com INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) e DHN (Diretoria de Hidrografia e Navegação); e os Estados Unidos através da NOAA (National Ocean Atmospheric Administration).

Neste trabalho foram usados dados de perfis de temperatura do projeto PIRATA nos esquemas de assimilação apresentados. A figura 3.1 mostra a localização das bóias em 1999. Durante o mês de março de 1999, período em que os experimentos de assimilação foram iniciados, três das doze bóias instaladas na época não coletaram dados. As coordenadas das bóias usadas são apresentadas na tabela 3.2.

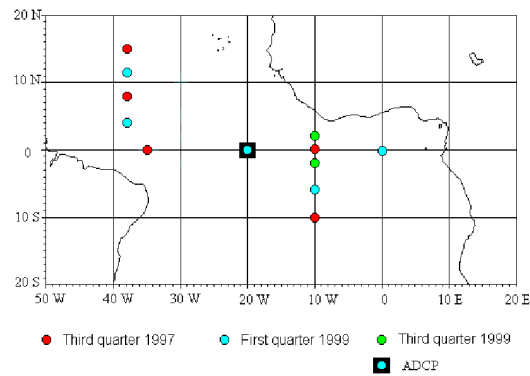


Figura 3.1: Localização dos dados do PIRATA utilizados na assimilação.

Tabela 3.2: Coordenadas das bóias PIRATA usadas na assimilação de dados.

Bóias	Latitude	Longitude
1	0°	010° W
2	0°	023° W
3	0°	035° W
4	10° S	010° W
5	12° N	038° W
6	15° N	038° W
7	05° S	010° W
8	04° N	038° W
9	08° N	038° W

Capítulo 4

Metodologias de Correção de Correntes

Conforme citado na introdução, a assimilação de dados pode causar desbalanceamento nos campos do modelo dinâmico. Assim, o principal objetivo deste trabalho é propor métodos de inicialização para modelagem oceânica após a assimilação de perfis verticais de temperatura e discutir através de experimentos numéricos os impactos destes métodos em simulações sobre o Atlântico Tropical.

No capítulo anterior foram apresentadas as metodologias de assimilação usadas neste trabalho para assimilar perfis verticais de temperatura. Como será mostrado adiante, os processos de análise destes perfis geram perturbações no campo das correntes oceânicas. Existem muitas maneiras de se solucionar este problema, conforme apresentado na introdução deste trabalho. Neste estudo, optou-se por aplicar uma correção ao campo de correntes que é calculada levando em consideração a variação da densidade causada pela análise dos perfis de temperatura. Então, três métodos de inicialização são propostos e testados com esta finalidade. O primeiro deles é o desenvolvido por BELYAEV and TANAJURA (2005) e é baseado nos modos normais de um modelo oceânico simplificado e será denominado MN. O segundo é uma modificação do primeiro, onde é usada uma parametrização vertical de momento que garante o decréscimo do coeficiente de difusão turbulenta vertical do modelo com a profundidade. Neste trabalho essa metodologia será chamada MNm. O terceiro método é uma simplificação do proposto em BELYAEV and TANAJURA (2005), sendo denominado MD.

Além das metodologias de inicialização já comentadas, também é discutido um experimento com um filtro digital aplicado diretamente sobre o campo de correntes em uma janela de tempo. Cada uma das metodologias será apresentada e discutida a seguir.

4.1 Metodologia de Correção de Correntes baseada em Modos Normais

No método de BELYAEV and TANAJURA (2005), o seguinte modelo hidrodinâmico simplificado do oceano é considerado:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = A_h \Delta u + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial P}{\partial x} \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = A_h \Delta v + A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial P}{\partial y} \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4.3)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (4.4)$$

$$\rho = \rho(T, S, P) \quad (4.5)$$

onde u , v e w são as componentes zonal, meridional e vertical das correntes; o eixo x representa a direção leste-oeste, o eixo y a direção norte-sul e o eixo z a direção vertical; t é o tempo; P é a pressão; T é a temperatura; S é a salinidade; ρ é a densidade; $\bar{\rho}$ é a densidade média da camada; g é a aceleração da gravidade; f é o parâmetro de Coriolis, $f = 2\Omega \sin\varphi$, onde Ω é a velocidade angular da Terra e φ é a latitude; Δ é o operador de Laplace. Os coeficientes horizontal e vertical de difusão de momento são constantes e representados por A_h e A_z , respectivamente. Com a aproximação de Boussinesq, $\bar{\rho}$ pode ser considerado independente da profundidade.

Na formulação de Belyaev e Tanajura, o modelo foi considerado em coordenadas cartesianas. No presente trabalho, este modelo é escrito e realizado em coordenadas esféricas, sendo $\delta y = a\delta\phi$ e $\delta x = a\cos\delta\lambda$, onde λ e ϕ representam a longitude e a latitude, respectivamente, e a é o raio médio da Terra.

Para obter as equações das componentes da velocidade em uma camada arbitrária do modelo, divide-se o eixo vertical em N camadas e integra-se em z cada equação do sistema 4.1-4.5 para cada camada do modelo. Depois da integração, pode-se reescrever as equações para a i ésima camada como:

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \bar{u}_i \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x} + \bar{v}_i \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial y} + \bar{w}_i (\bar{u}(z_{i-1}) - \bar{u}(z_i)) - f \bar{v}_i = A_h \Delta \bar{u}_i + A_z \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_{z_i}^{z_{i-1}} - \frac{g}{\bar{\rho}} \int_{z_i}^{z_{i-1}} \frac{\partial \rho}{\partial x} dz \quad (4.6)$$

$$\frac{\partial \bar{v}_i}{\partial t} + \bar{u}_i \frac{\partial \bar{v}_i}{\partial x} + \bar{v}_i \frac{\partial \bar{v}_i}{\partial y} + \bar{w}_i (\bar{v}(z_{i-1}) - \bar{v}(z_i)) + f \bar{u}_i = A_h \Delta \bar{v}_i + A_z \frac{\partial v}{\partial z} \Big|_{z_i}^{z_{i-1}} - \frac{g}{\bar{\rho}} \int_{z_i}^{z_{i-1}} \frac{\partial \rho}{\partial y} dz \quad (4.7)$$

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}_i}{\partial y} + w(z_{i-1}) - w(z_i) = 0 \quad (4.8)$$

Como os valores da componente vertical da velocidade, w , são pequenos em comparação com os valores das componentes horizontais, todos os termos com esta componente são negligenciados. Para simplificar a notação utilizada, daqui por diante $\bar{u}_i = \int_{z_{i-1}}^z u dz$, $\bar{v}_i = \int_{z_{i-1}}^z v dz$ e $\bar{w}_i = \int_{z_{i-1}}^z w dz$, serão denotados apenas por u , v e w . Ou seja, a barra e o índice i serão omitidos. A notação $F \Big|_a^b = F(b) - F(a)$ é usada.

Os termos correspondentes às derivadas verticais das componentes horizon-

tais da velocidade são aproximados da seguinte forma:

$$\frac{\partial u}{\partial z}(z_i) = \frac{u_{i+1} - u_i}{z_{i+1} - z_i} = \frac{u_{i-1} + (u_i - u_{i-2})(z_i - z_{i-2})^{-1}(z_{i+1} - z_{i-1}) - u_i}{z_{i+1} - z_i}$$

Após manipulação matemática, o sistema para uma camada arbitrária i obtido é:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv = A_h \Delta u - A_z(z)u + A_z u^* - \frac{g}{\bar{\rho}} \int_{z_{i-1}}^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz \quad (4.9)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu = A_h \Delta v - A_z(z)v + A_z v^* - \frac{g}{\bar{\rho}} \int_{z_{i-1}}^z \frac{\partial \rho}{\partial y} dz \quad (4.10)$$

onde,

$$A_z(z) = \frac{A_z(z_{i-1} - z_{i-2})}{(z_{i+1} - z_i)(z_i - z_{i-2})} \quad (4.11)$$

$$u^* = \frac{u(z_{i-1})}{(z_{i+1} - z_i)} - \frac{u(z_{i-2})(z_{i+1} - z_{i-1})}{(z_i - z_{i-2})(z_{i+1} - z_i)} \quad (4.12)$$

$$v^* = \frac{v(z_{i-1})}{(z_{i+1} - z_i)} - \frac{v(z_{i-2})(z_{i+1} - z_{i-1})}{(z_i - z_{i-2})(z_{i+1} - z_i)} \quad (4.13)$$

Nesta formulação u_* e v_* devem ser iguais a zero nas primeiras duas camadas. Os três primeiros termos do lado direito do sistema de equações 4.9 e 4.10 representam a parametrização dos fluxos horizontal e vertical de momento.

A densidade no modelo é calculada através de uma equação de estado que é função da temperatura, salinidade e pressão (PACANOWSKI and GRIFFIES, 1999). Então, após a assimilação de qualquer destas variáveis a densidade será instantaneamente modificada e esta modificação pode ser representada como:

$$\rho_A = \rho(T_A, S, P) = \rho(T, S, P) + \rho' \quad (4.14)$$

onde (ρ_A) indica a variável após a assimilação e ρ' é o incremento devido à assimilação.

Quando a densidade ρ_A é inserida no sistema de equações (4.9-4.10), este campo produzirá um impacto no campo de velocidades. A magnitude deste impacto será proporcional a diferença entre a análise da temperatura e a do modelo. O modelo pode gerar ondas internas de gravidade para restaurar o equilíbrio no sistema de equações. Para evitar ou mitigar esses efeitos, propõe-se um ajuste das velocidades do modelo com o novo campo de densidade após cada passo de assimilação.

Substituindo (4.14) no sistema (4.9-4.10), considerando que as variáveis prognósticas do modelo podem ser representadas pela soma entre um estado básico não perturbado e uma perturbação causada pela assimilação e fazendo uso da teoria das perturbações, pode-se escrever o seguinte sistema para cada camada vertical:

$$\frac{\partial u'}{\partial t} + u_o \frac{\partial u'}{\partial x} + u' \frac{\partial u_o}{\partial x} + v_o \frac{\partial u'}{\partial y} + v' \frac{\partial u_o}{\partial y} - f v' = A_h \Delta u' - A_z(z) u' + A_z v^* - \frac{g}{\bar{\rho}} \int_{z_{i-1}}^z \frac{\partial \rho_a}{\partial x} dz \quad (4.15)$$

$$\frac{\partial v'}{\partial t} + u_o \frac{\partial v'}{\partial x} + u' \frac{\partial v_o}{\partial x} + v_o \frac{\partial v'}{\partial y} + v' \frac{\partial v_o}{\partial y} + f u' = A_h \Delta v' - A_z(z) v' + A_z v^* - \frac{g}{\bar{\rho}} \int_{z_{i-1}}^z \frac{\partial \rho_a}{\partial y} dz \quad (4.16)$$

onde u' e v' são as perturbações nas velocidades zonal e meridional causadas pela perturbação da densidade; u_o e v_o são os valores das velocidades antes da assimilação da temperatura.

A condição inicial do sistema é considerada zero, já que antes da assimilação as variáveis do modelo estão em equilíbrio. A condição de contorno é obtida fazendo u e v iguais a zero no fundo e nas laterais do domínio considerado. O sistema é resolvido da superfície do oceano para o fundo do oceano, com os incrementos de velocidade das camadas superiores sendo usados para forçar as camadas inferiores, através da parametrização do fluxo vertical de momento e dos gradientes

horizontais de densidade. Assim pode-se definir os termos forçantes F_u e F_v como:

$$F_u = A_z u^* - \frac{g}{\rho} \int_{z_{i-1}}^z \frac{\partial \rho_a}{\partial x} dz \quad (4.17)$$

$$F_v = A_z v^* - \frac{g}{\rho} \int_{z_{i-1}}^z \frac{\partial \rho_a}{\partial y} dz \quad (4.18)$$

Para obtenção dos modos normais assume-se que as velocidades possam ser representadas através de uma separação de variáveis na parte homogênea do sistema (4.15-4.16), onde há uma componente no tempo e outra no espaço:

$$u(t, x, y, z) = \Gamma(t)U(x, y, z) \quad (4.19)$$

$$v(t, x, y, z) = \Gamma(t)V(x, y, z) \quad (4.20)$$

Desta forma obtém-se o seguinte problema espectral:

$$\Delta U - u_o \frac{\partial U}{\partial x} - v_o \frac{\partial U}{\partial y} + (A_z(z) - \frac{\partial u_o}{\partial x})U + (f - \frac{\partial u_o}{\partial y})V = \lambda U \quad (4.21)$$

$$\Delta V - u_o \frac{\partial V}{\partial x} - v_o \frac{\partial V}{\partial y} + (A_z(z) - \frac{\partial v_o}{\partial y})V - (f + \frac{\partial v_o}{\partial x})U = \lambda V \quad (4.22)$$

$$\frac{d\Gamma}{dt} = \lambda \Gamma \quad (4.23)$$

onde λ tem unidade de frequência.

O sistema de equações (4.21-4.22), é discretizado usando diferenças finitas e resolvido com condição de contorno zero, obtendo os autovetores, g_i , e autovalores, λ_i .

Os autovetores deste sistema formam uma base para descrever sua solução. Projetando os termos forçantes, F_u e F_v , nesta base de autovetores, pode-se calcular

os correspondentes coeficientes de Fourier, c_l , da expansão:

$$F = \begin{bmatrix} F_u \\ F_v \end{bmatrix} = \sum_{l=1}^{\infty} c_l g_l \quad (4.24)$$

Para resolver o sistema de autovetores e os autovalores foi utilizado o pacote LAPACK (ANDERSON et al., 1999).

A solução geral do sistema não homogêneo dado em (4.15-4.16) tem a seguinte forma:

$$u(t, x, y, z) = \sum_{l=1}^{\infty} \left(K_o e^{\lambda_l t} g_l^u + e^{\lambda_l t} \frac{c_l^u}{\lambda_l} g_l^u \right) \quad (4.25)$$

$$v(t, x, y, z) = \sum_{l=1}^{\infty} \left(L_o e^{\lambda_l t} g_l^v + e^{\lambda_l t} \frac{c_l^v}{\lambda_l} g_l^v \right) \quad (4.26)$$

onde K_o e L_o são constantes associadas à perturbação inicial da velocidade. Como neste caso a perturbação inicial é zero, isto é, o modelo está em equilíbrio com o campo de densidade antes da assimilação, as constantes serão também iguais a zero, e apenas a solução forçada permanecerá.

Para obter a velocidade após a assimilação, os incrementos calculados devem ser adicionados ao campo de velocidade u_o e v_o conhecido antes da assimilação. Seja τ o passo de tempo do modelo logo após a reinicialização do modelo. Assim, uma vez que neste intervalo de tempo o modelo restaura o equilíbrio entre a velocidade e a densidade, as correções de velocidade serão consideradas como médias neste passo de tempo. Tomando as médias das velocidades como:

$$\bar{u} = \tau^{-1} \int_0^{\tau} u(t, x, y, z) dt \quad (4.27)$$

$$\bar{v} = \tau^{-1} \int_0^{\tau} v(t, x, y, z) dt \quad (4.28)$$

As componentes da velocidade corrigidas após a assimilação serão iguais a soma entre os valores das componentes antes da assimilação e a correção calculada

com base no novo campo de densidade, ou seja:

$$u(t, x, y, z) = u_o(x, y, z) - \frac{1}{\tau} \sum_{l=0}^{\infty} \frac{(1 - e^{\lambda_l \tau})}{\lambda_l^2} c_l^u g_l^u \quad (4.29)$$

$$v(t, x, y, z) = v_o(x, y, z) - \frac{1}{\tau} \sum_{l=0}^{\infty} \frac{(1 - e^{\lambda_l \tau})}{\lambda_l^2} c_l^v g_l^v \quad (4.30)$$

4.2 Modos Normais Modificado e Método Direto

Nesta seção serão apresentadas as duas metodologias desenvolvidas a partir do método de correção de correntes baseado nos modos normais apresentado na seção anterior. O primeiro a ser considerado é o método que será chamado de modos normais modificado e em seguida será apresentada a formulação do método onde não são consideradas as derivadas temporais, chamado neste trabalho de método direto.

Observando a metodologia proposta na seção anterior, notou-se que a formulação original da parametrização vertical de momento não garantia a redução do transporte vertical de momento com a profundidade quando camadas de mesma espessura são empregadas. Como a configuração do modelo MOM 3 usada neste trabalho, considera o espaçamento vertical dos primeiros cinco níveis constante e igual a 25 m, o valor de $A_z(z)$ dado pela equação 4.11 é constante nestes níveis. Este fato, como será mostrado nos experimentos, faz com que haja uma superestimativa do transporte de momento das camadas superiores para as inferiores. Buscando aprimorar a representação física deste transporte vertical de momento propôs-se aqui uma nova forma para A_z , garantindo a redução do transporte vertical de momento com a profundidade. O novo coeficiente é dado por:

$$A'_z = \frac{z_o}{z_i - z_o} A_z \quad (4.31)$$

Com esta modificação, a formulação apresentada anteriormente não é alterada e os passos a serem seguidos são os mesmos da metodologia anterior e o mesmo procedimento para obtenção das correções de correntes é utilizado.

A segunda metodologia é uma simplificação das anteriores, onde supõe-se um ajuste instantâneo entre as correntes e o campo de densidades e não ao longo do passo de tempo do modelo após a assimilação. Então, elimina-se a dependência temporal do sistema linearizado obtido em 4.15, e:

$$u_o \frac{\partial u}{\partial x} + u \frac{\partial u_o}{\partial x} + v_o \frac{\partial u}{\partial y} + v \frac{\partial u_o}{\partial y} - f v = A_h \Delta u - A_z(z) u + A_z u^* - \frac{g}{\bar{\rho}} \int_{z_{i-1}}^z \frac{\partial \rho_a}{\partial x} dz \quad (4.32)$$

$$u_o \frac{\partial v}{\partial x} + u \frac{\partial v_o}{\partial x} + v_o \frac{\partial v}{\partial y} + v \frac{\partial v_o}{\partial y} + f u = A_h \Delta v - A_z(z) v + A_z v^* - \frac{g}{\bar{\rho}} \int_{z_{i-1}}^z \frac{\partial \rho_a}{\partial y} dz \quad (4.33)$$

O sistema linear anterior é resolvido diretamente após cada assimilação e o novo campo de correntes é dado pela soma entre as velocidades antes da assimilação e as perturbações calculadas com as equações 4.32 e 4.33:

$$u(x, y, z) = u_o(x, y, z) + u'(x, y, z) \quad (4.34)$$

$$v(x, y, z) = v_o(x, y, z) + v'(x, y, z) \quad (4.35)$$

4.3 Filtro Digital

Os filtros digitais também são uma ferramenta amplamente utilizada tanto em meteorologia quanto em oceanografia para inicialização de modelos numéricos de forma a reduzir a amplitude de ondas de alta frequência LYNCH and HUANG (1992) geradas nos processos de assimilação de dados.

Neste trabalho, foi realizado um experimento com um filtro digital não recursivo como aquele usado por Härter, HÄRTER (1999) para reduzir as perturbações causadas pela análise dos perfis de temperatura e posterior comparação com os

métodos de correção de correntes descritos neste capítulo.

A forma geral deste filtro digital é dada por:

$$f_n^* = \sum_{k=-\infty}^{+\infty} h_k f_{n-k} \quad (4.36)$$

onde os coeficientes h_k são constantes do filtro, f_{n-k} são os dados de entrada e f_n^* são os dados de saída. Pode-se notar que o filtro digital é uma combinação linear dos dados de entrada, e as propriedades do filtro serão definidas pelos coeficientes h_k . Então, os coeficientes devem ser determinados de maneira que a função filtrada tenha as características desejadas, ou seja, tenha as frequências expúrias removidas.

Então, seja uma função $f(t)$, a transformada de Fourier e sua inversa definidas por:

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t)e^{-i\omega t} dt \quad (4.37)$$

e

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} F(\omega)e^{i\omega t} d\omega \quad (4.38)$$

$F(\omega)$ representa a distribuição espectral de $f(t)$ no domínio das frequências. Para filtrar frequências maiores que c , define-se a função:

$$H(\omega) = 1, \text{ se } |\omega| \leq |\omega_c| \quad (4.39)$$

ou

$$H(\omega) = 0, \text{ se } |\omega| > |\omega_c| \quad (4.40)$$

onde ω_c é a frequência de corte; e

o produto $F(\omega)H(\omega)$ representa a distribuição espectral de $f(t)$ retendo as frequências

menores ou iguais a ω_c . Por esse motivo, a função $H(\omega)$ é chamada de filtro passa-baixa.

A função filtrada $f^*(t)$ é dada por:

$$f^*(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} F(\omega)H(\omega)e^{i\omega t}d\omega \quad (4.41)$$

No caso de uma função discreta representada pela sequência $\{f_n\}$, tem-se:

$$F(\omega) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} f_n e^{i\omega n} \quad (4.42)$$

com

$$f_n = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} F(\omega)e^{i\omega n}d\omega \quad (4.43)$$

Com alguma manipulação matemática, pode-se obter o filtro passa-baixa para funções discretas dado a seguir:

$$f_n^* = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} F(\omega)H(\omega)e^{i\omega n}d\omega \quad (4.44)$$

com $H(\omega)$ conforme definido anteriormente em 4.39 e 4.40. Maiores detalhes sobre o filtro podem ser encontrados em LYNCH and HUANG (1992) e HÄRTER (1999).

Os coeficientes h_k do filtro digital utilizado neste experimento têm a forma:

$$h_k = \frac{\text{sen}k\omega_c}{k\pi} \quad (4.45)$$

Na prática, as sequências utilizadas precisam ser truncadas devido à impossibilidade de trabalhar-se com um número infinito de dados. O efeito deste truncamento é a introdução de oscilações conhecidas como oscilações de Gibbs. Para solucionar este problema multiplica-se a série filtrada por funções que suavizam as oscilações de Gibbs e são chamadas funções janelas. Neste experimento, foi utilizada a Janela de Lanczos, $\sigma(N, k)$, definida como:

$$\sigma(N, k) = \frac{\text{sen}(k\pi/N)}{k\pi/N} \quad (4.46)$$

Assim, a forma original da série filtrada dada em (4.36), passa a ser:

$$f_n^* = \sum_{k=-N}^{k=+N} h_k f_{(n-k)} \sigma(N, k) \quad (4.47)$$

onde h_k e $\sigma(N, k)$ conforme já definidos em (4.45) e (4.46).

Um protótipo deste filtro digital foi implementado como uma sub-rotina do modelo oceânico MOM3. Maiores detalhes do experimento serão discutidos adiante, no capítulo 6.

Capítulo 5

Experimentos

O modelo dinâmico MOM 3 foi integrado com resolução horizontal de $1^\circ \times 1^\circ$, e 15 níveis verticais espaçados de forma não homogênea, com maior resolução próximo à superfície do oceano e menor nas camadas inferiores. Inicialmente foi realizada uma integração de **spin-up** de 15 anos, onde o modelo foi iniciado do repouso com dados climatológicos de temperatura e salinidade do Atlas Levitus LEVITUS (1982). Após essa integração foram realizados os experimentos de assimilação com e sem inicialização. Os experimentos foram iniciados em 1 de março de 1999, com forçantes de tensão de vento obtidas de reanálises do GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) e relaxação da TSM.

Os métodos de assimilação usados foram o filtro de Kalman baseado na equação de Fokker-Planck e o método com pesos prescritos proposto por Bergthorsson e Döös conforme apresentado no capítulo 3 deste trabalho. As assimilações foram realizadas a cada 5 dias durante dois meses em todos os experimentos, com exceção do experimento 8, onde foi feita a assimilação durante um mês. Um experimento adicional com assimilação diária durante um mês, foi realizado com o método de assimilação de BD. As rotinas de assimilação de dados e de correção de correntes foram implementadas como subrotinas do modelo MOM3. Os dados dos perfis verticais de temperatura observada são lidos na rotina de assimilação correspondente e a análise objetiva é efetuada. Os incrementos da análise da temperatura são calculados deixando os campos de correntes, u e v , inalterados no

passo de assimilação. As correntes são alteradas após o processo de assimilação através da dinâmica do modelo ou no caso dos experimentos onde é realizada a correção de correntes, a temperatura analisada e o campo de correntes obtido no passo de tempo da assimilação são usados para a obtenção das respectivas correções. Uma vez encerrados os processos de assimilação e correção, a temperatura analisada e as componentes das correntes corrigidas são repassadas para o MOM3 para continuação da integração. A assimilação e a correção são realizadas de forma independente em cada nível do modelo, e a influência nos níveis inferiores acontece somente através dos parâmetros de difusão vertical e da dinâmica do modelo.

Todos os experimentos de assimilação foram realizados usando médias diárias de perfis verticais de temperatura do projeto PIRATA nos primeiros nove níveis de dados, correspondendo à profundidade de 180 m. Os dados do projeto PIRATA estão disponíveis em (www.pmel.noaa.gov/pirata/buoy.html) e a distribuição vertical dos níveis é mostrada na tabela 3.1. Estes dados foram interpolados linearmente para os primeiros seis níveis verticais do modelo MOM3 (ver tabela 2.1) atingindo uma profundidade de 156.75 m. Os experimentos enfocaram a camada superficial do Atlântico. Dados observados cujas diferenças em relação ao modelo são iguais ou superiores à 5° C não são considerados no processo de assimilação. O raio de influência dos dados é igual à 25° e foi escolhido de forma a incluir o maior número possível de observações.

Foram realizados ao todo onze integrações do modelo oceânico. A primeira delas é a chamada simulação de controle, onde o modelo MOM 3 foi integrado sem o uso das técnicas de assimilação e correção. A segunda e a terceira são simulações onde utilizam-se apenas as técnicas de assimilação de dados, daqui por diante chamadas ASSIM I e ASSIM II, e as demais são combinações das metodologias de assimilação e correção aqui apresentadas, com o objetivo de estudar seus desempenhos.

No primeiro experimento utilizou-se o método de assimilação com a versão do

filtro de Kalman proposto por BELYAEV et al. (2001), para testar a metodologia de correção proposta por BELYAEV and TANAJURA (2005). Daqui por diante, este será chamado de experimento 1.

No segundo experimento, experimento 2, foi usado o mesmo procedimento do experimento 1, mas incluindo a modificação no coeficiente vertical de turbulência.

O terceiro experimento, experimento 3, foi realizado com o método MD e a mesma configuração do experimento 2.

Em seguida, foram realizados os experimentos 4 e 5, com uma metodologia de assimilação mais simples usando a técnica de Bergthorsson e Doos (DALEY (1996) e PACHECO et al. (2005)), e os métodos de correção por modos normais e pelo método direto.

Dois novos experimentos semelhantes aos experimentos 2 e 3 foram realizados mas, antes de aplicar a correção de correntes, foi imposta uma suavização horizontal da análise objetiva produzida pelo filtro de Kalman FP. Estes experimentos foram motivados pela característica dos incrementos da análise da temperatura um tanto localizadas ao redor dos pontos de observação, notado em diversas simulações com este método (BELYAEV and TANAJURA (2001); PACHECO et al. (2005)). Estes serão chamados de experimentos 6 e 7.

O experimento 8, foi realizado usando o filtro digital não recursivo utilizado por HÄRTER (1999), e o método de assimilação empregado foi o filtro de Kalman FP.

Uma síntese das características principais dos experimentos realizados é apresentada na tabela 5.1.

Nas próximas seções serão apresentados e discutidos os resultados dos experimentos. Inicialmente serão apresentados os resultados da integração de controle que será usada para comparar as simulações com assimilação e os efeitos da inicialização.

Uma simulação de 20 anos com o modelo MOM4 realizada pelo GFDL será usada para validação dos resultados. O MOM4 está configurado com 1º de res-

Tabela 5.1: Resumo dos experimentos realizados

Experimentos	Método de Assimilação	Método de correção
Controle	-	-
ASSIM I	FP	-
ASSIM II	BD	-
Exp 1	FP	MN
Exp 2	FP	MNm
Exp 3	FP	MD
Exp 4	BD	MNm
Exp 5	BD	MD
Exp 6	FP+sT	MN
Exp 7	FP+sT	MD
Exp 8	FP	Filtro Digital

FP - filtro de Kalman baseado na equação de Fokker-Planck;

BD - método de Bergthorsson e Döös;

MN - Modos normais;

MNm - Modos normais modificado;

MD - Método direto;

FP+sT - Filtro de Kalman FP com suavização horizontal da temperatura.

olução na direção zonal e na direção meridional variando de 1° à $1/3^\circ$ entre 10°S , 10°N e 50 níveis verticais. A tabela 5.2 mostra a distribuição vertical dos níveis verticais usados na simulação com o MOM4.

Tabela 5.2: Profundidade, em metros, dos níveis do MOM4.

Nível	Prof. (m)	Nível	Prof. (m)	Nível	Prof. (m)
1	5	18	175	35	1007.26
2	15	19	185	36	1175.83
3	25	20	195	37	1364.41
4	35	21	205	38	1572.97
5	45	22	215	39	1801.28
6	55	23	225	40	2048.83
7	65	24	236.123	41	2314.88
8	75	25	250.6	42	2598.46
9	85	26	270.621	43	2898.37
10	95	27	298.305	44	3213.21
11	105	28	335.676	45	3541.4
12	115	29	384.634	46	3881.2
13	125	30	446.937	47	4230.6
14	135	31	524.17	48	4587.7
15	145	32	617.736	49	4950.4
16	155	33	728.828	50	5316.4
17	165	34	858.42	-	-

5.1 Simulação de Controle

A figura 5.1 apresenta a TSM média para os meses (a) março, (b) abril, (c) maio e (d) junho e a figura 5.2 apresenta a TSM média para os bimestres (a) março-abril e (b) maio-junho produzida pela simulação de controle do MOM3. Pode-se notar pelo padrão das isotermas um acúmulo de água quente na parte oeste do Atlântico Tropical transportadas para o sul através da Corrente do Brasil, e águas mais frias próximas a costa da África associadas a Corrente de Benguela. Nota-se, ainda, que as águas mais quentes estão mais espalhadas nos meses de março e abril.

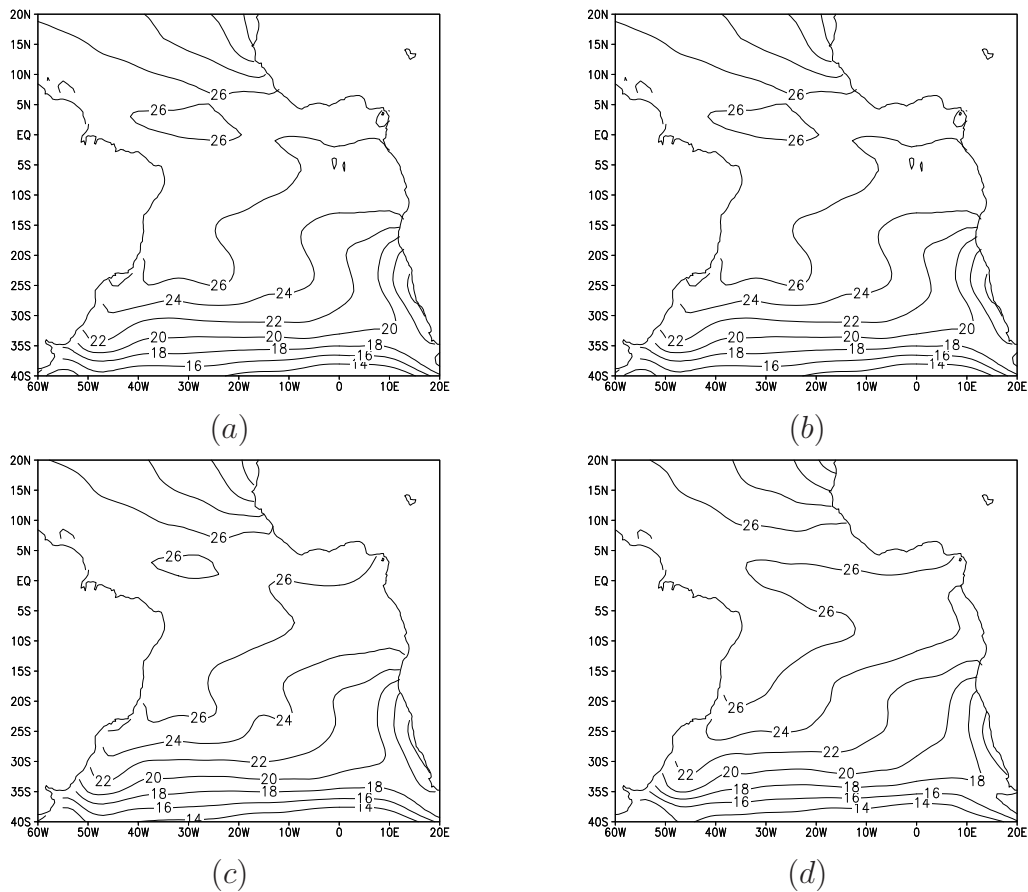


Figura 5.1: Média da temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$), em 1999, para os meses de (a)março; (b)abril; (c)maio; e (d)junho, da simulação de controle.

Ainda observando o padrão de temperaturas, pode-se identificar no sul da América do Sul um pequeno sinal da Corrente das Malvinas.

As figuras 5.3 e 5.4 apresentam os perfis verticais da temperatura ao longo

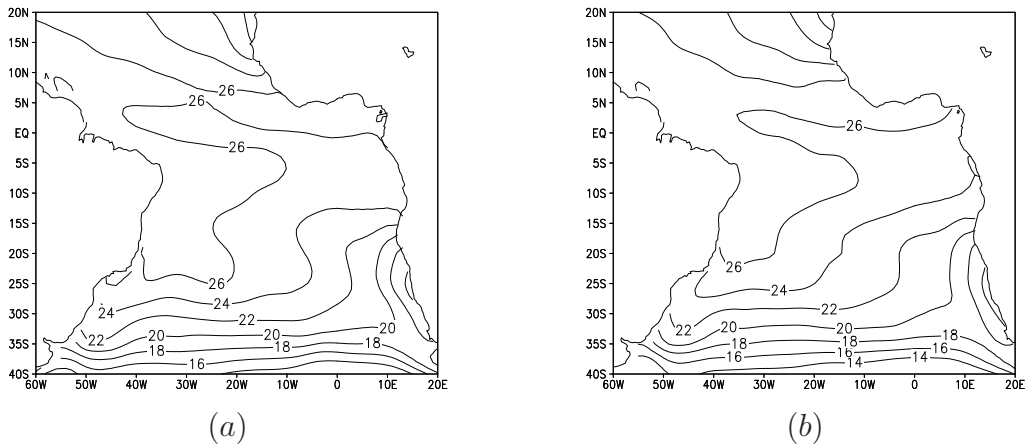


Figura 5.2: Média da temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$), em 1999, para os bimestres (a)março-abril; e (b)maio-junho, da simulação de controle.

do equador no Atlântico. Pode-se perceber a inclinação zonal da termoclina, com a concentração de água quente próximo à América do Sul e água fria próximo à costa da África. Observa-se que quase nenhuma variação na inclinação da termoclina simulada ocorre no período da integração. Nota-se que a variação da temperatura é mais intensa nos primeiros 150m, sendo o comportamento entre os limites leste e oeste muito similares a partir de 200m.

Os perfis verticais de temperatura ao longo do equador para a simulação do GFDL são mostrados nas figuras 5.5 e 5.6. Eles mostram uma termoclina bem definida e com profundidade de 200 m no lado oeste da bacia. Nesta simulação também percebe-se pouca variação na inclinação da termoclina entre os meses de março e junho. Abaixo de 50 m de profundidade nota-se que a simulação de controle apresenta temperaturas maiores que as do GFDL.

Um perfil meridional da temperatura do Atlântico Sul, na longitude de 30°W , é mostrado na figura 5.7. Praticamente não há variação de temperatura durante o período simulado. A principal característica desta figura é a grande inclinação das isotermas nas latitudes médias do hemisfério sul, com o afloramento de águas mais frias no sul do Atlântico. Nota-se, também que o modelo capturou o fenômeno da ressurgência na região equatorial caracterizada pelo levantamento da isoterma de 24°C .

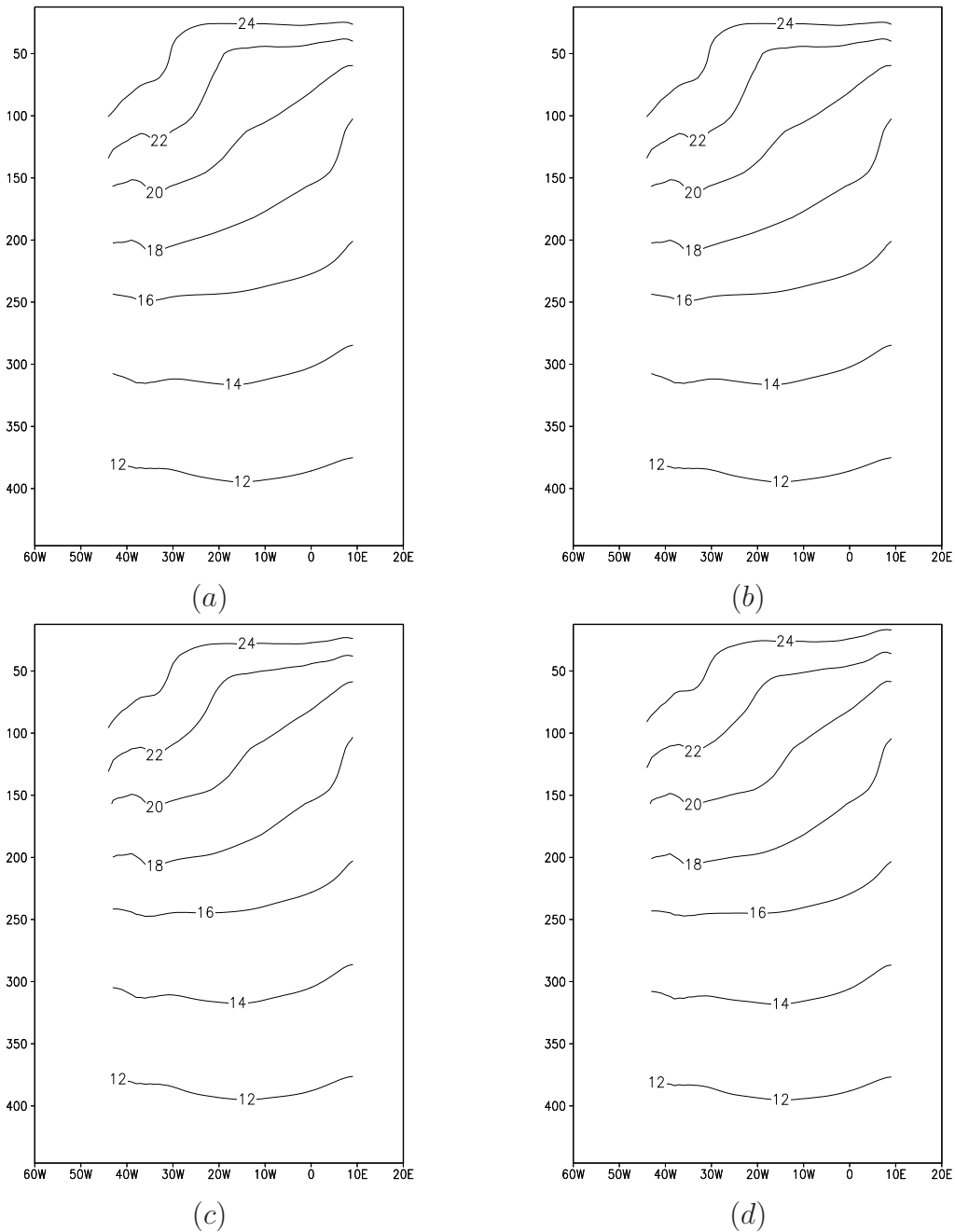


Figura 5.3: Perfil equatorial da média de temperatura da simulação de controle no Atlântico ($^{\circ}\text{C}$) em 1999 para os meses de (a)março; (b)abril; (c)maio; e (d)junho.

O perfil meridional da temperatura no Atlântico Sul para a simulação do GFDL é mostrado na figura 5.8. Nota-se um padrão semelhante ao da simulação com o MOM3, porém com maior gradiente de temperatura.

As figuras 5.9, 5.10, 5.11 e 5.12 mostram as médias mensais e bimestrais das componentes zonal e meridional das correntes superficiais para o Atlântico Tropical. Nota-se pouca variação das componentes das correntes superficiais para os três

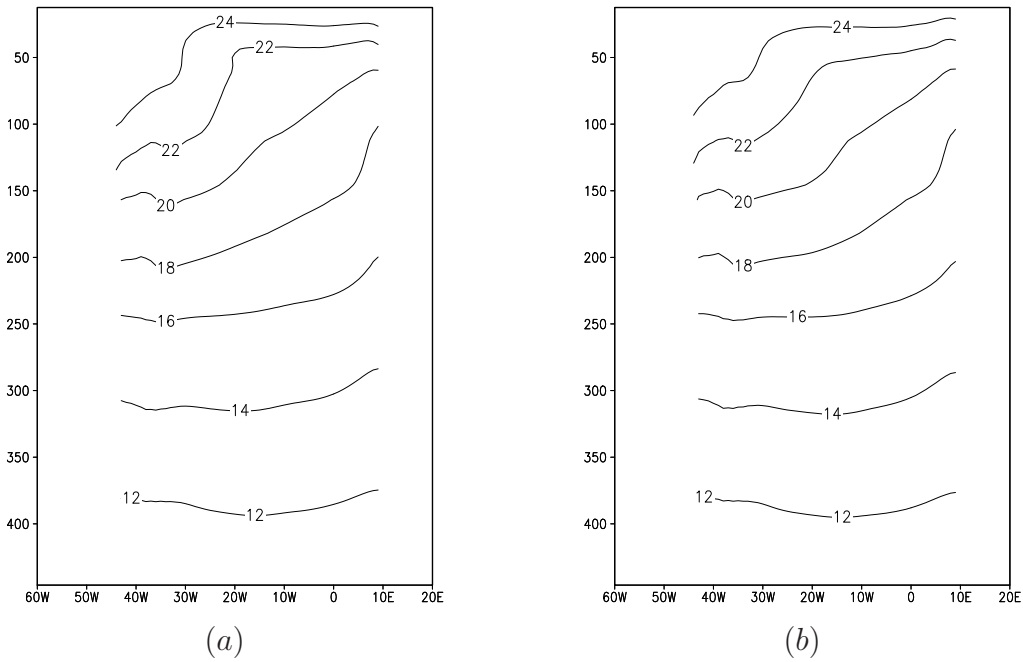


Figura 5.4: Perfil equatorial da média de temperatura da simulação de controle no Atlântico ($^{\circ}\text{C}$) em 1999 para os bimestres (a)março-abril; e (b)maio-junho.

meses de integração e que as principais diferenças são observadas na parte norte do domínio, na costa da América do Sul. Os valores negativos da componente zonal em quase toda a região tropical indicam fluxo de leste. Os maiores valores tanto da componente zonal quanto da componente meridional são observados no limite oeste do Atlântico equatorial, na costa da América do Sul, na região onde é observada a Corrente Norte do Brasil. Observa-se, também, uma pequena área onde a componente zonal é positiva próxima a costa da África. Este fluxo representa a Contra-Corrente Equatorial Norte que flui em direção ao Golfo da Guiné. Esta corrente é bastante sazonal, sendo melhor definida nos meses de inverno do hemisfério sul devido ao enfraquecimento dos ventos alísios de nordeste. Este fato pode ser observado pelo aumento da região com valores positivos da componente zonal durante o mês de junho.

A componente meridional das correntes apresenta uma redução no bimestre maio-junho em relação ao bimestre de março-abril, próximo a costa brasileira, denotando uma desintensificação da Corrente do Brasil nestes meses. Isto ocorre por causa da aproximação do inverno do hemisfério sul que causa um deslocamento

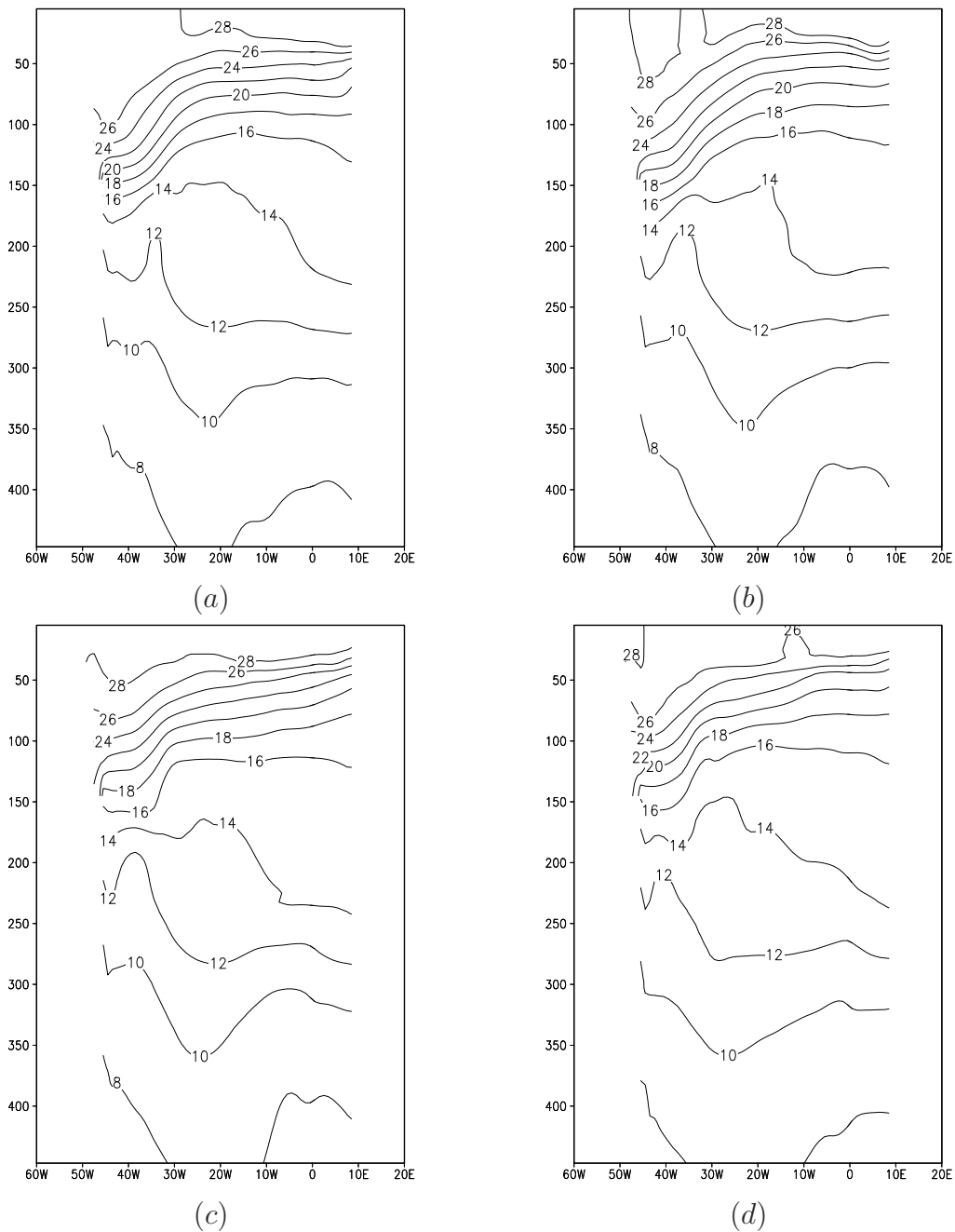


Figura 5.5: Perfil equatorial da média de temperatura da simulação com o MOM4 do GFDL no Atlântico ($^{\circ}\text{C}$) para os meses de (a)março; (b)abril; (c)maio; e (d)junho, de 1999.

para norte da alta subtropical do Atlântico Sul e, conseqüentemente, do giro do Atlântico Sul.

As correntes superficiais e sub-superficiais podem ser vistas nas figuras dos cortes equatoriais e meridionais das componentes zonal e meridional das correntes (5.13, 5.14, 5.15, 5.16, 5.17, 5.18, 5.19 e 5.20). Nota-se nas figuras dos cortes

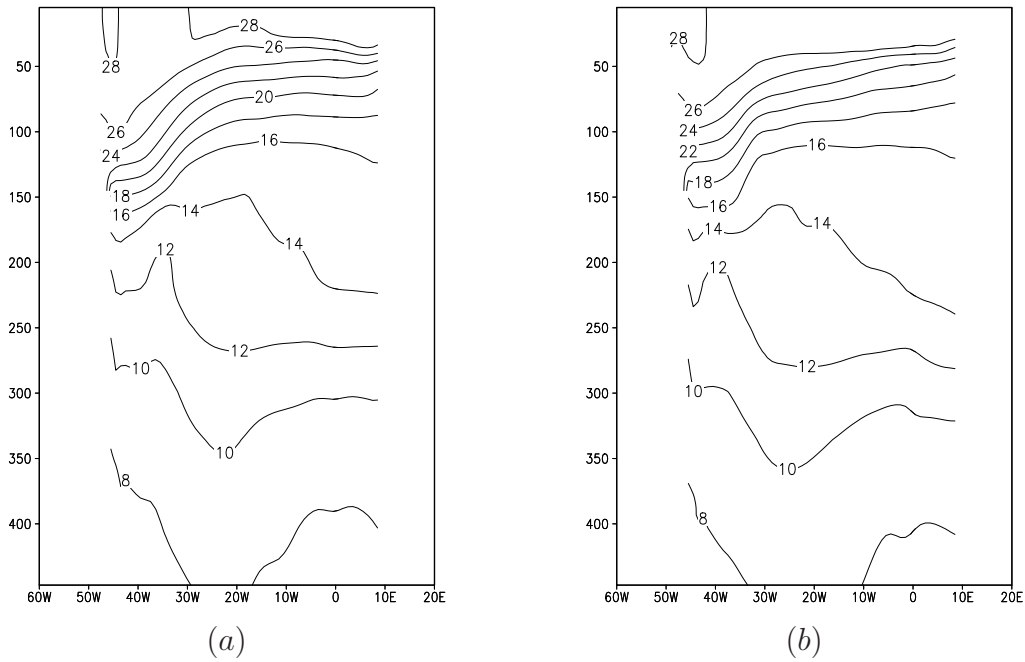


Figura 5.6: Perfil equatorial da média de temperatura da simulação com o MOM4 do GFDL no Atlântico ($^{\circ}\text{C}$) para os bimestres (a)março-abril; e (b)maio-junho, de 1999.

equatorial e meridional da componente zonal das correntes (5.13 e 5.17), um fluxo de leste em superfície no equador correspondente a Corrente Equatorial Sul, e um fluxo de oeste na região sub-superficial até a profundidade de 200m (Corrente Sub-superficial Equatorial Sul). Ocorrem pequenas variações de intensidade na corrente superficial durante os quatro meses de simulação enquanto a corrente sub-superficial permanece inalterada.

O perfil equatorial da componente meridional, na figura 5.15, mostra uma inversão de direção entre os limites leste e oeste do Atlântico Tropical nas correntes superficiais. Próximo a costa da América do Sul o fluxo é de sul para norte e na costa da África é de norte para sul. Este padrão corresponde ao giro anti-horário observado nas correntes equatoriais. Nos meses de maio e junho há um aumento da intensidade do fluxo para norte no extremo oeste equatorial. O perfil meridional na longitude de 30°W (figura 5.19) mostra claramente um fluxo superficial do equador para os pólos e sub-superficial dos pólos para o equador. Observa-se, ainda, um fluxo em superfície na direção do equador em 40°S referente a Corrente

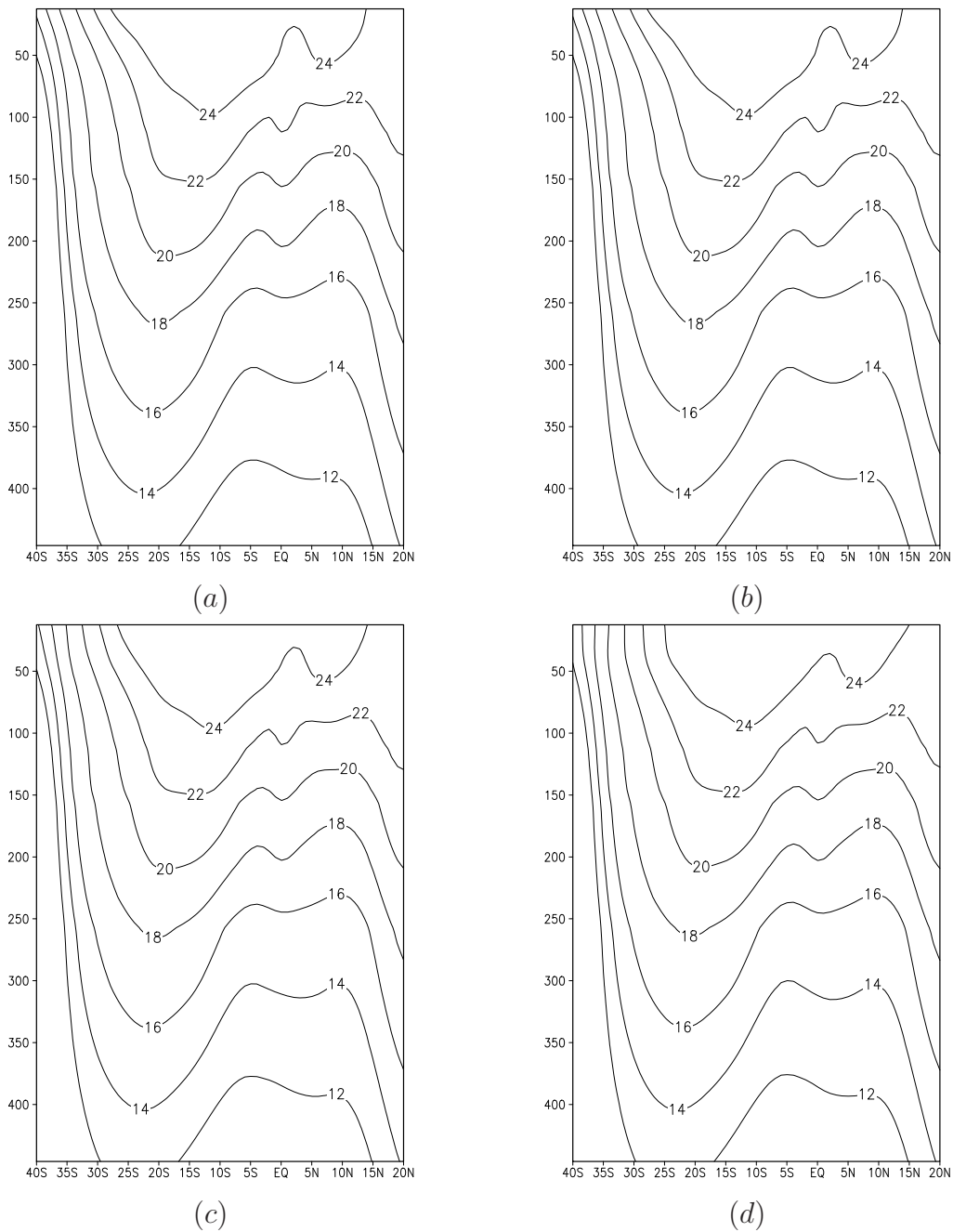


Figura 5.7: Perfil meridional da média de temperatura da simulação de controle no Atlântico ($^{\circ}\text{C}$) em 30°W no ano de 1999 para os meses de (a)março; (b)abril; (c)maio; e (d)junho.

das Malvinas que mostra um pequeno aumento da intensidade em maio e junho.

As figuras 5.21, 5.22, 5.23 e 5.24 apresentam médias dos bimestres março-abril e maio-junho das componentes da velocidade para a simulação do GFDL com o MOM4.

Nas correntes superficiais as principais diferenças estão na região equatorial

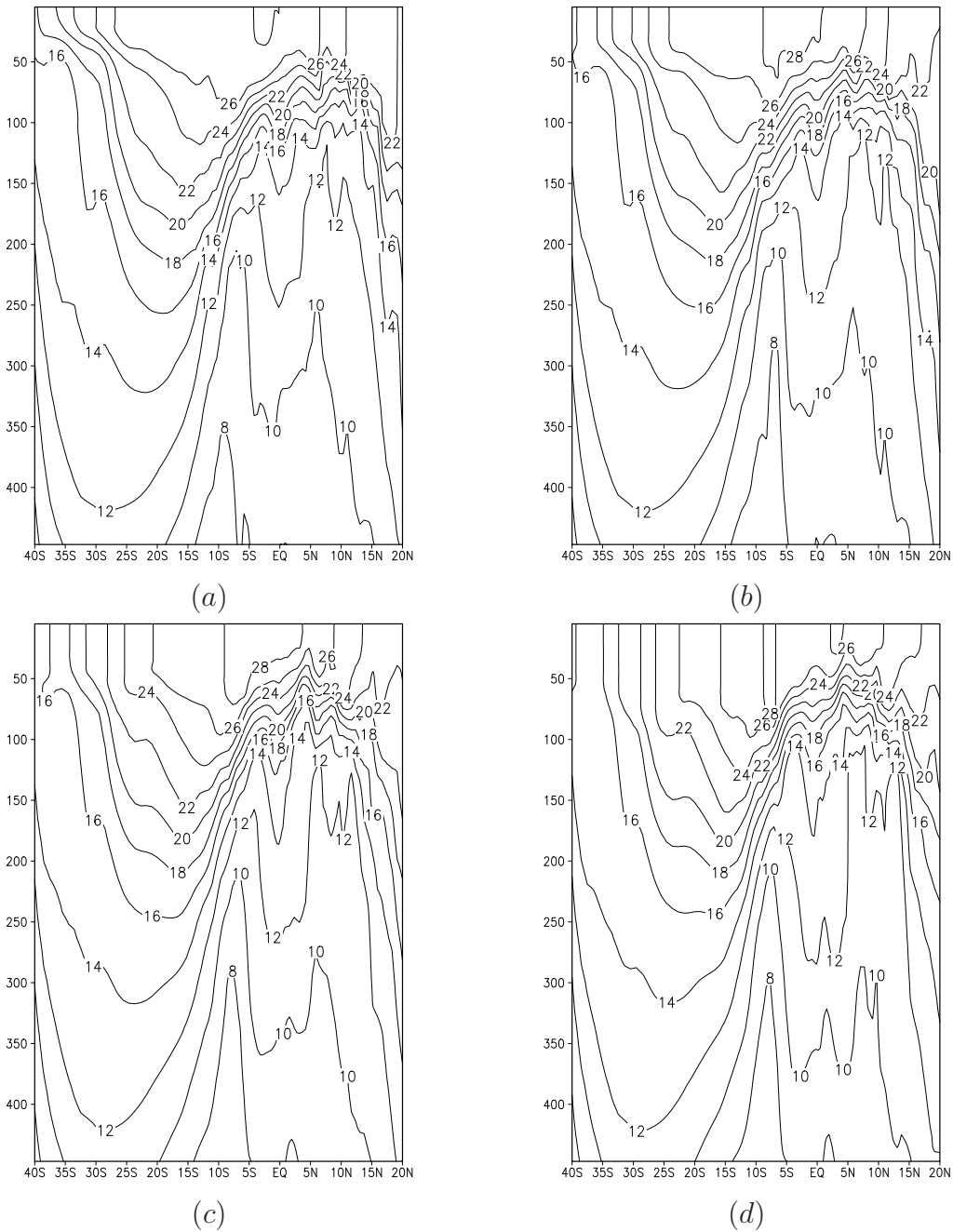


Figura 5.8: Perfil meridional da média de temperatura da simulação com o MOM4 do GFDL ($^{\circ}\text{C}$) em 30°W para os meses de (a)março; (b)abril; (c)maio; e (d)junho de 1999.

onde o modelo do GFDL possui uma grade com maior resolução horizontal. Nota-se que a intensidade das correntes zonais do MOM3 são inferiores as da simulação com o MOM4. O mesmo acontece com as correntes sub-superficiais. Mais uma vez, vale lembrar que a resolução vertical do modelo MOM4 também é maior que a do MOM3. Os primeiros 250 m de profundidade, por exemplo, são cobertos por

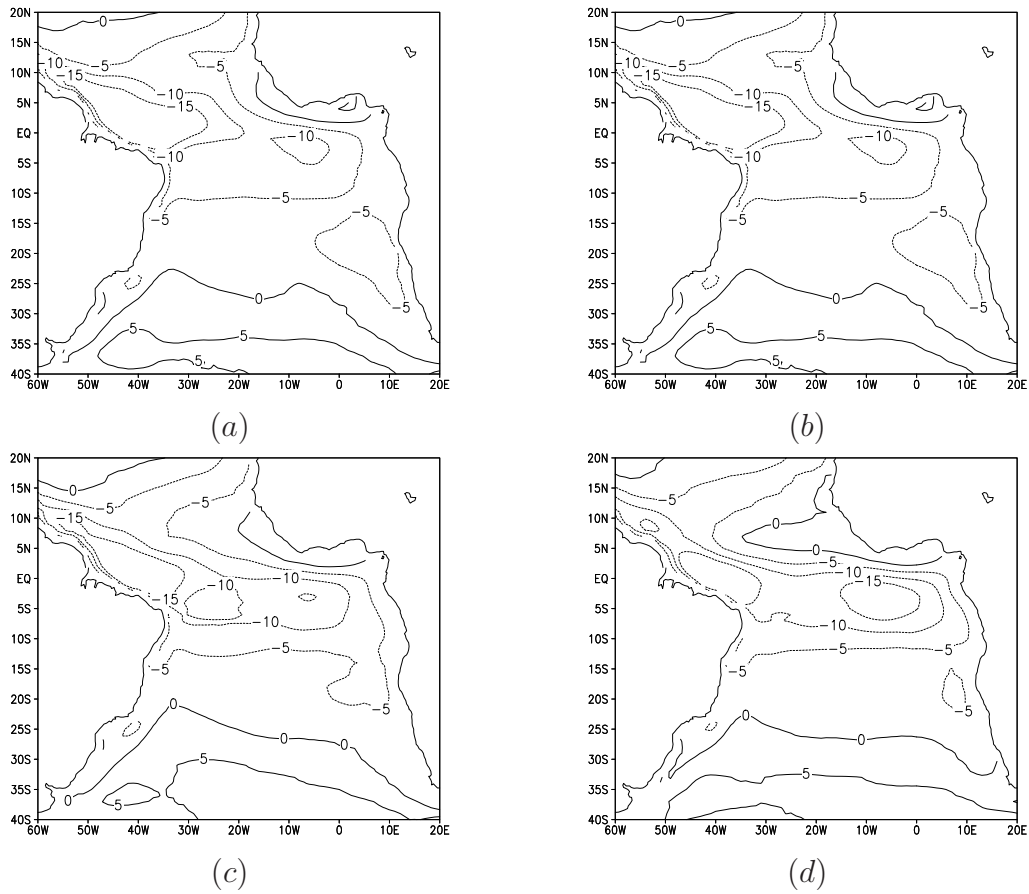


Figura 5.9: Média da componente zonal do campo de correntes superficiais da simulação de controle no Atlântico (cm/s) no ano de 1999 para os meses de (a)março; (b)abril; (c)maio; e (d)junho.

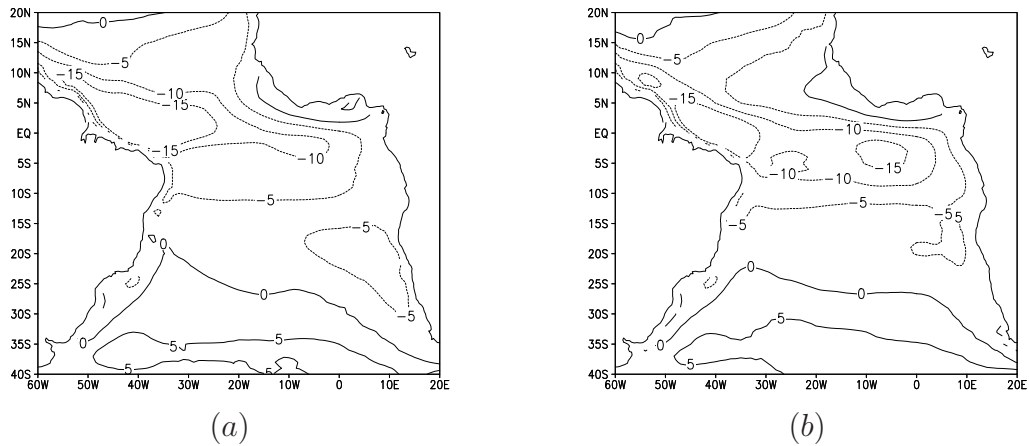


Figura 5.10: Média da componente zonal do campo de correntes superficiais da simulação de controle no Atlântico (cm/s) no ano de 1999 para os bimestres de (a)março-abril e (b)maio-junho.

25 níveis no MOM4 enquanto o MOM3 tem apenas sete (ver tabelas 2.1 e 5.2).

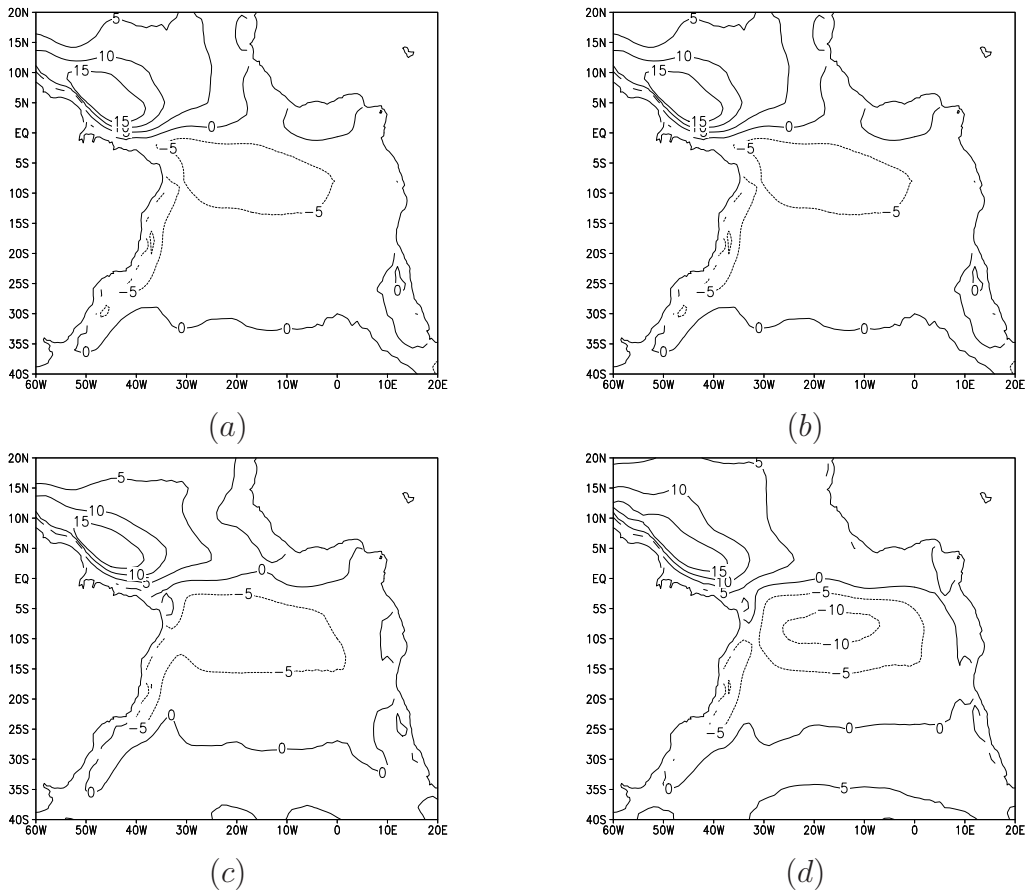


Figura 5.11: Média da componente meridional do campo de correntes superficiais da simulação de controle no Atlântico (cm/s) no ano de 1999 para os meses de (a)março; (b)abril; (c)maio; e (d)junho.

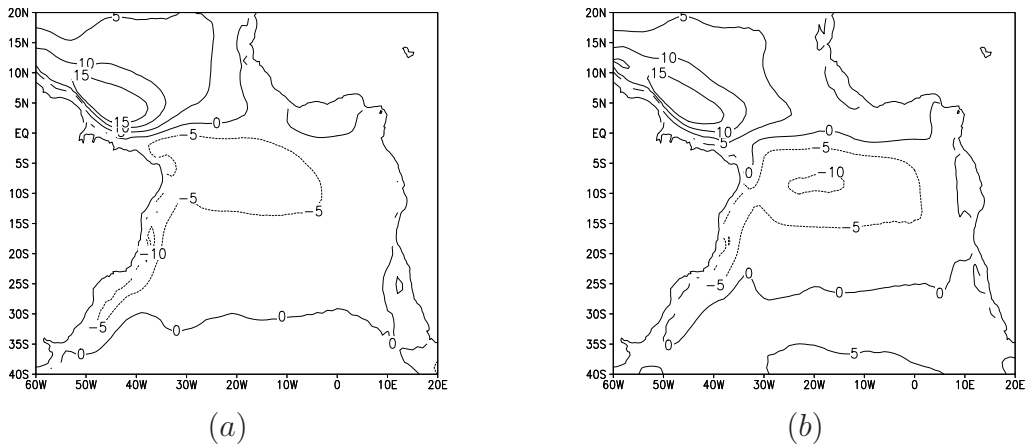


Figura 5.12: Média da componente meridional do campo de correntes superficiais da simulação de controle no Atlântico (cm/s) no ano de 1999 para os bimestres de (a)março-abril e (b)maio-junho.

Devido a essa maior resolução, os perfis verticais de temperatura da simulação do

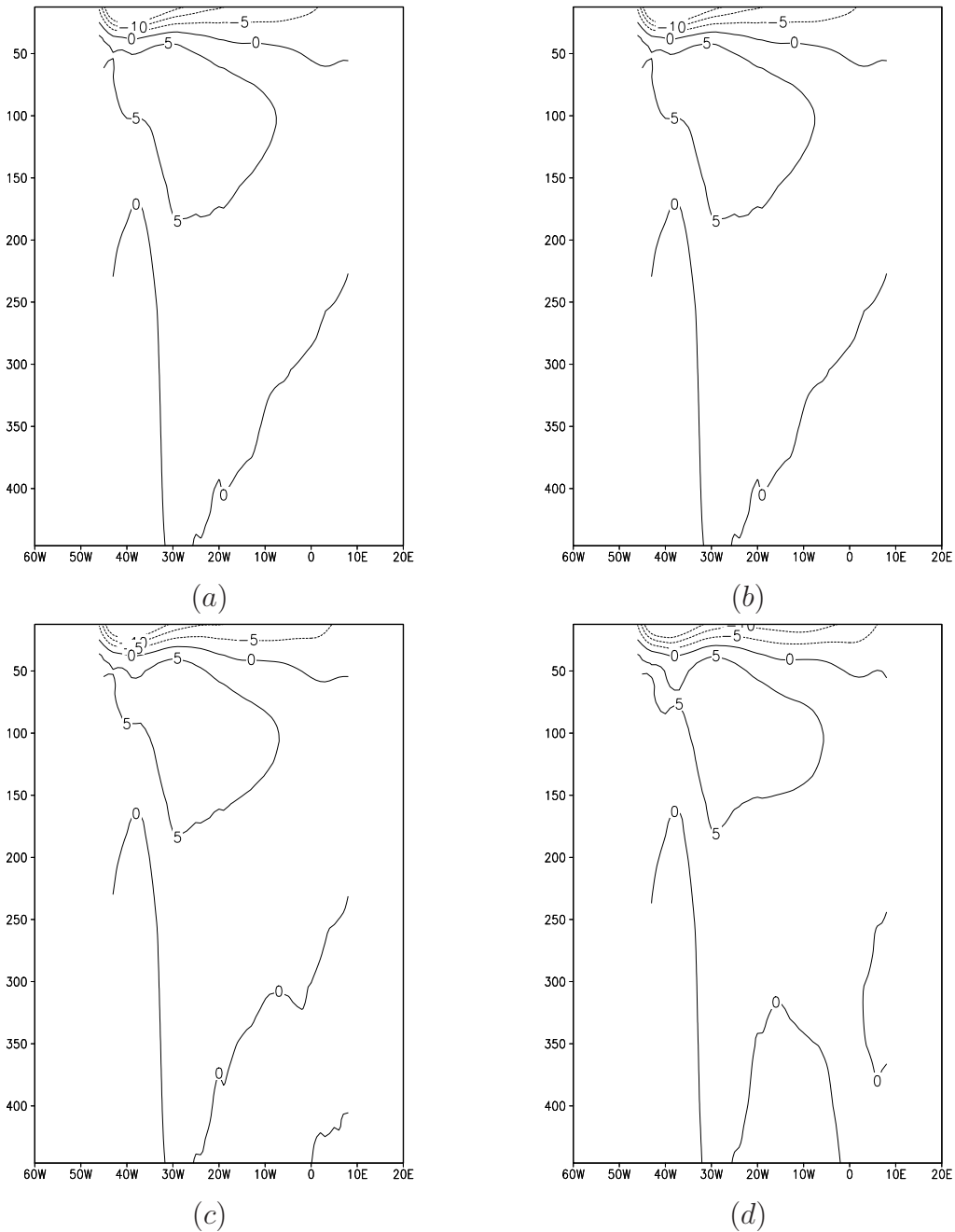


Figura 5.13: Perfil equatorial da média da componente zonal do campo de correntes da simulação de controle no Atlântico (cm/s) no ano de 1999 para os meses de (a)março; (b)abril; (c)maio; e (d)junho.

GFDL são melhor representados que nas simulações realizadas com o MOM3. Isto implica em melhor representação do campo de densidade e assim das correntes geostróficas.

Em geral, pode-se dizer que a simulação de controle reproduziu padrões da circulação do Oceano Atlântico. Porém, os valores das velocidades foram, quase

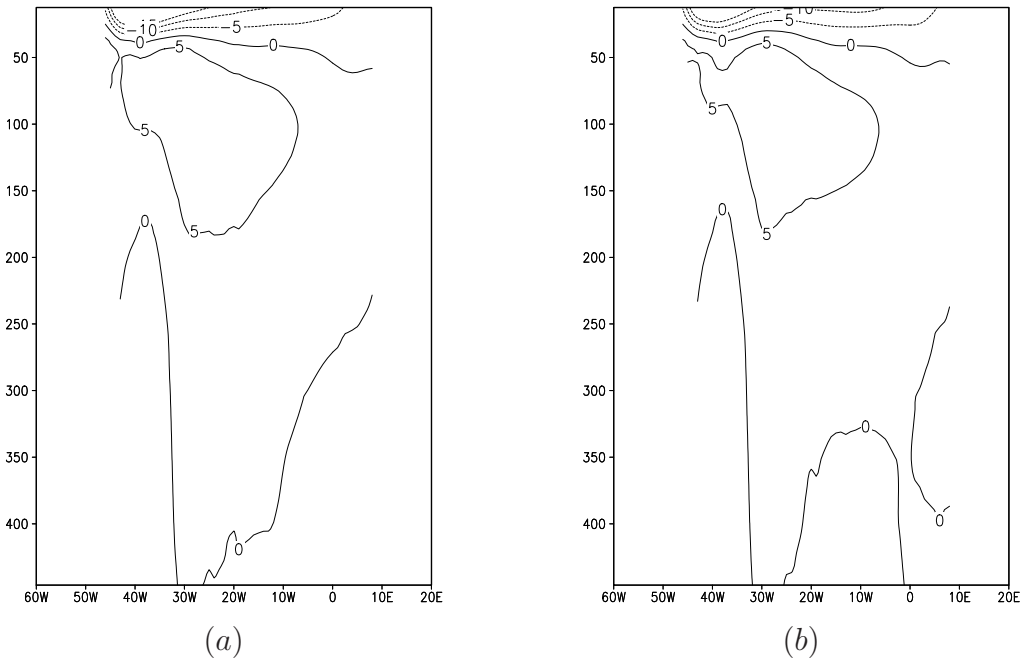


Figura 5.14: Perfil equatorial da média da componente zonal do campo de correntes da simulação de controle no Atlântico (cm/s) no ano de 1999 para os bimestres (a)março-abril e (b)maio-junho.

sempre, subestimados.

Nas próximas seções serão apresentados os resultados dos demais experimentos realizados. Em primeiro lugar serão mostrados os resultados obtidos com o método de assimilação de dados FP e suas combinações com as metodologias de correção de correntes. Em seguida, será realizada a discussão dos resultados onde são apresentadas as diferenças quadráticas entre estes experimente e a simulação do GFDL, uma análise espectral da energia e a análise das EOF's. Por fim, são mostrados os resultados para o método de assimilação de dados BD e suas combinações com os métodos de correção de correntes.

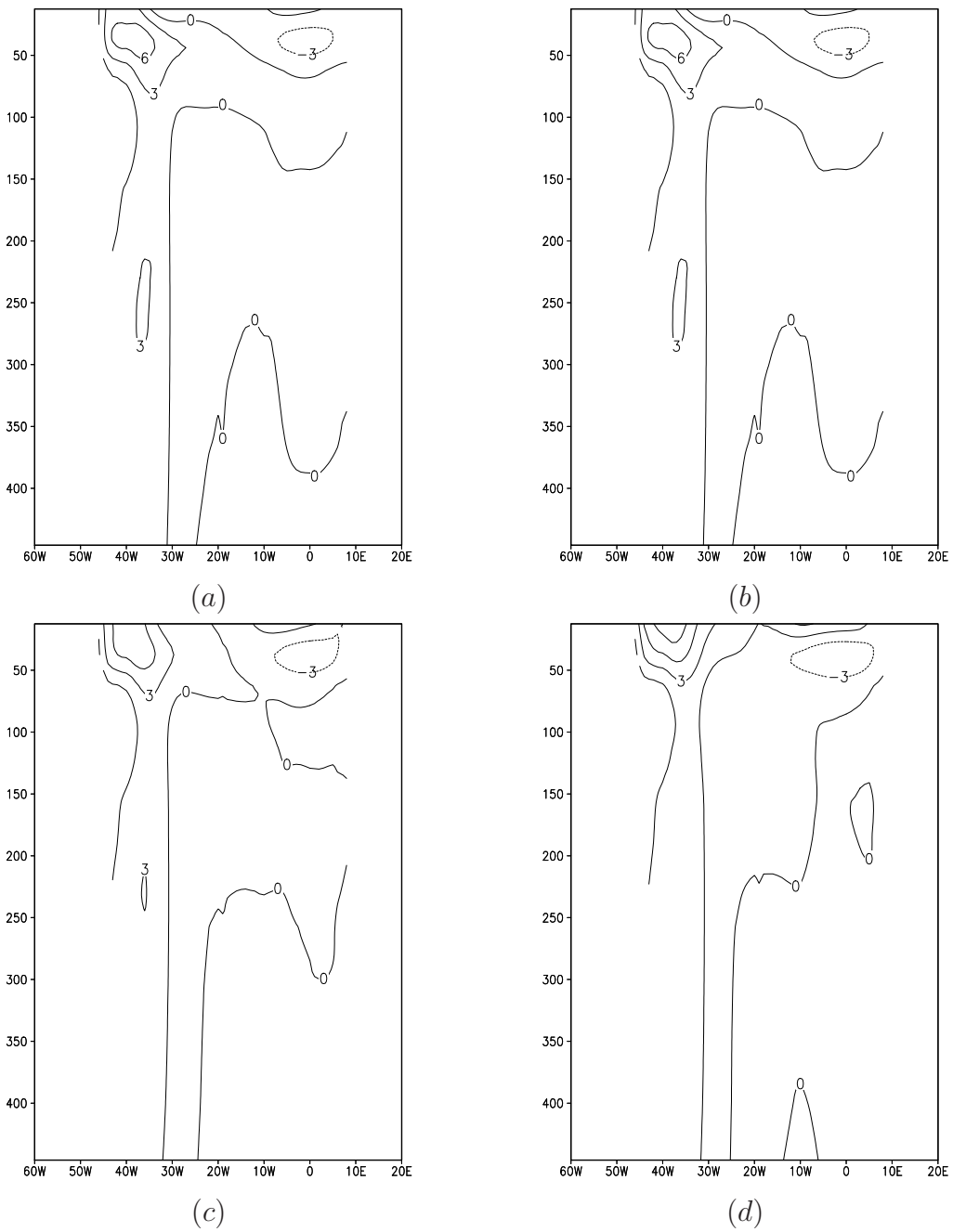


Figura 5.15: Perfil equatorial da média da componente meridional do campo de correntes da simulação de controle no Atlântico (cm/s) no ano de 1999 para os meses de (a)março; (b)abril; (c)maio; e (d)junho.

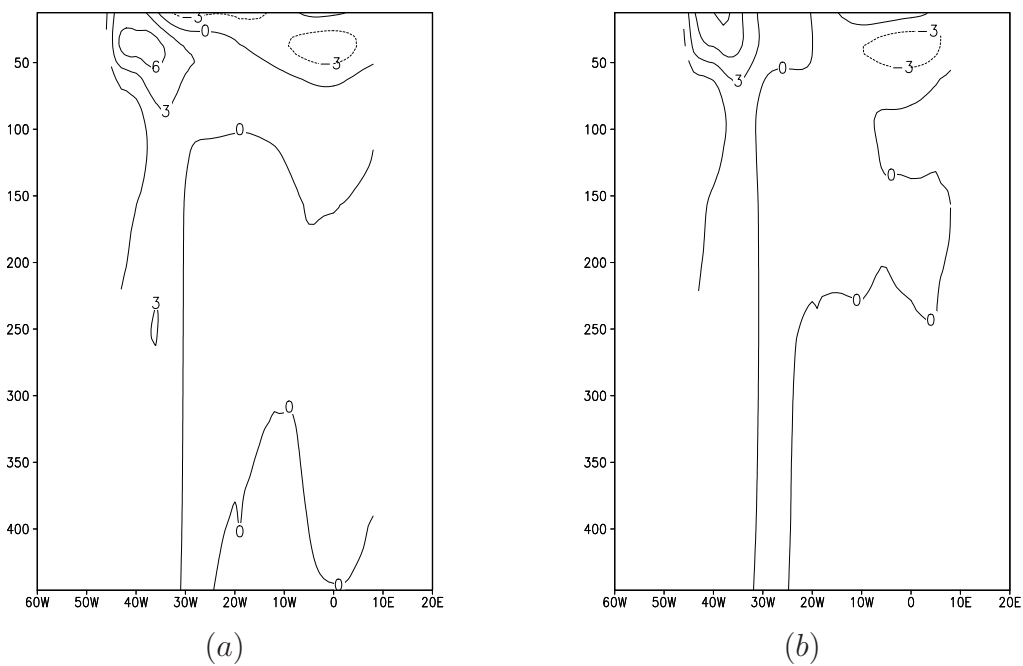


Figura 5.16: Perfil equatorial da média da componente meridional do campo de correntes da simulação de controle no Atlântico (cm/s) no ano de 1999 para os bimestres (a)março-abril e (b)maio-junho.

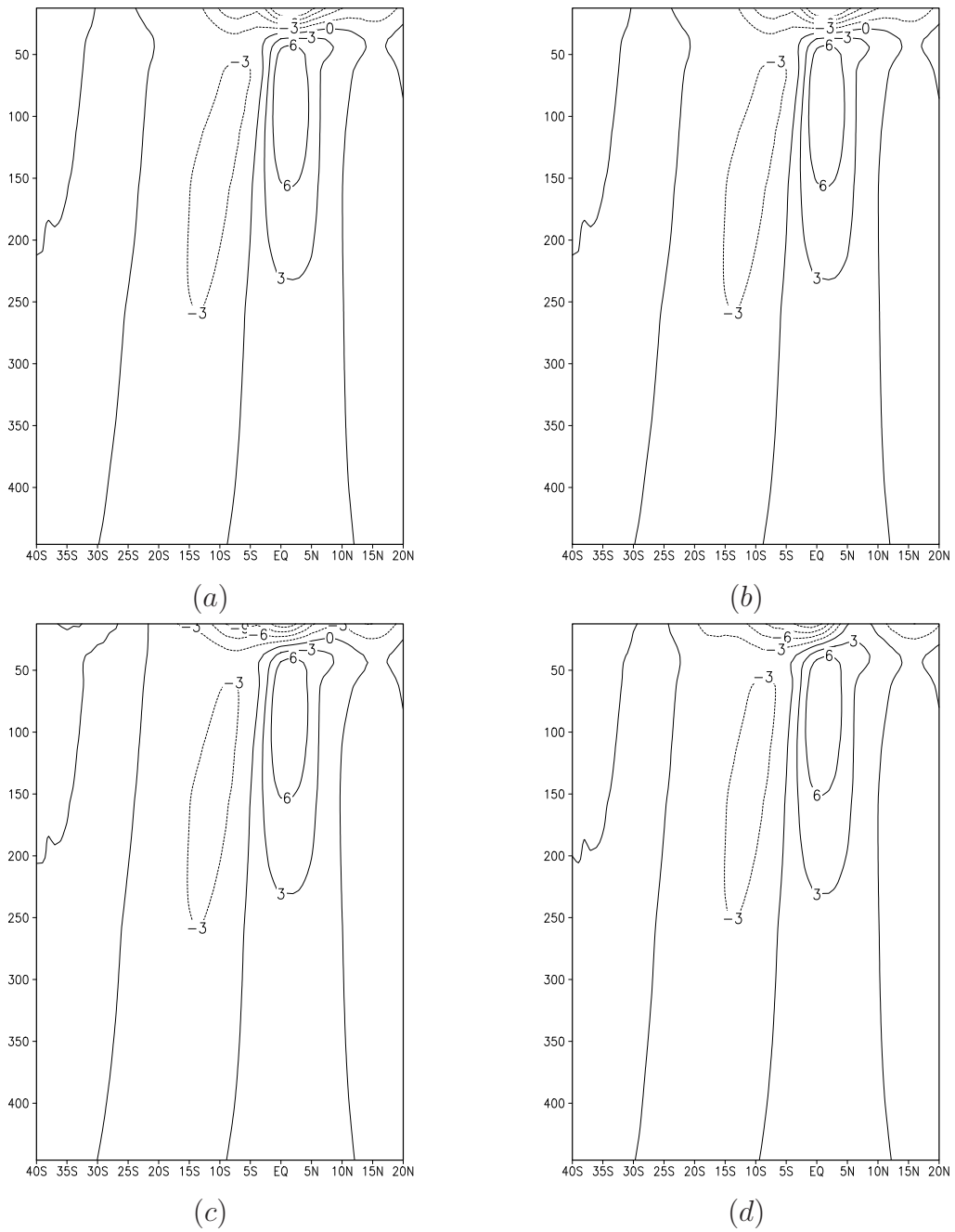


Figura 5.17: Perfil meridional da média da componente zonal do campo de correntes da simulação de controle no Atlântico (cm/s) em 30°W no ano de 1999 para os meses de (a)março; (b)abril; (c)maio; e (d)junho.

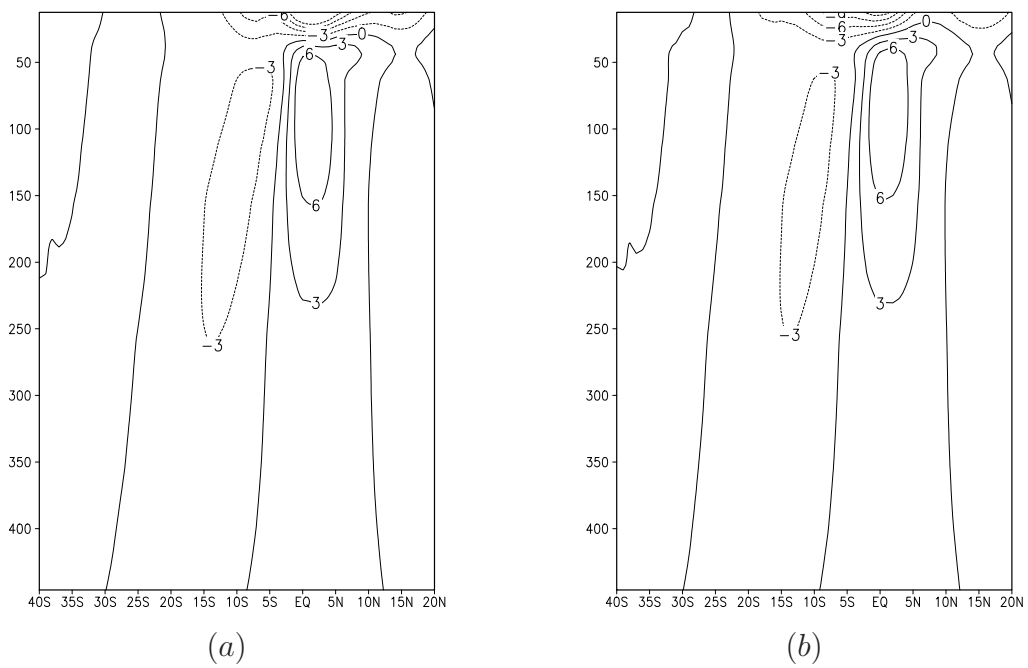


Figura 5.18: Perfil meridional da média da componente zonal do campo de correntes da simulação de controle no Atlântico (cm/s) em 30°W no ano de 1999 para os bimestres (a)março-abril e (b)maio-junho.

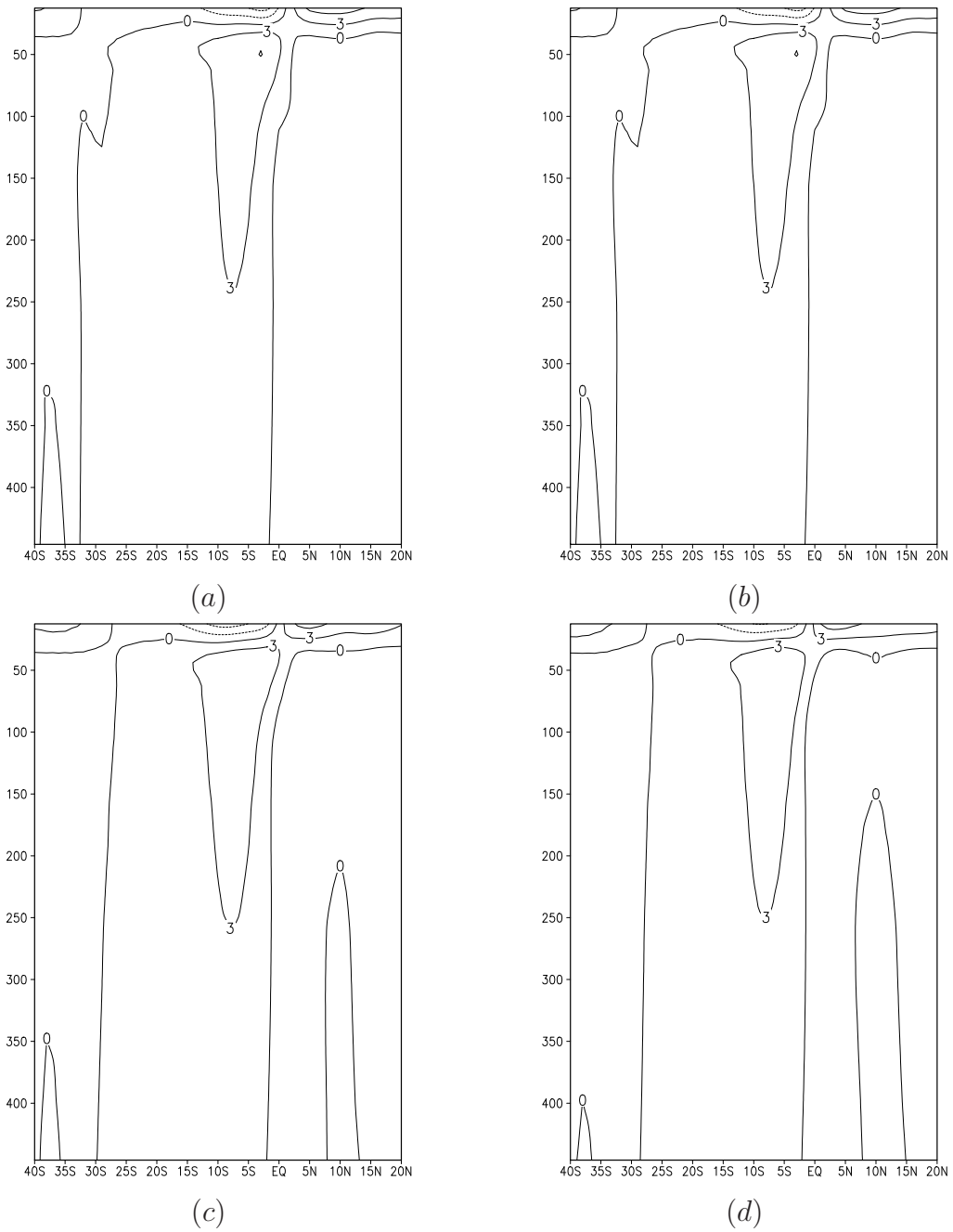


Figura 5.19: Perfil meridional da média da componente meridional do campo de correntes da simulação de controle no Atlântico (cm/s) em 30°W no ano de 1999 para os meses de (a)março; (b)abril; (c)maio; e (d)junho.

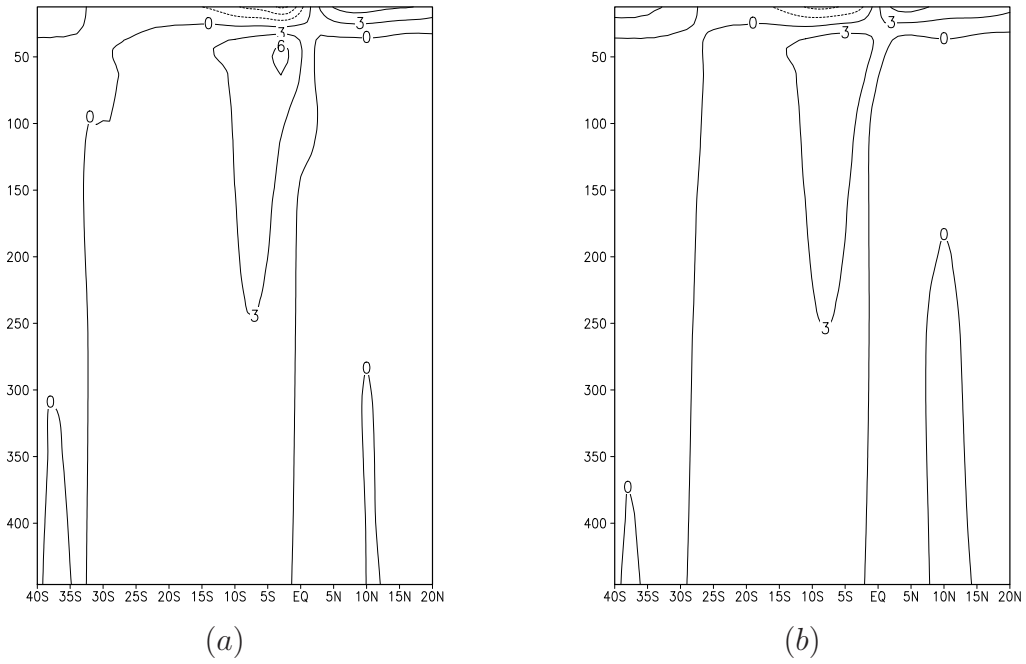


Figura 5.20: Perfil meridional da média da componente meridional do campo de correntes da simulação de controle no Atlântico (cm/s) em 30°W no ano de 1999 para os bimestres (a)março-abril e (b)maio-junho.

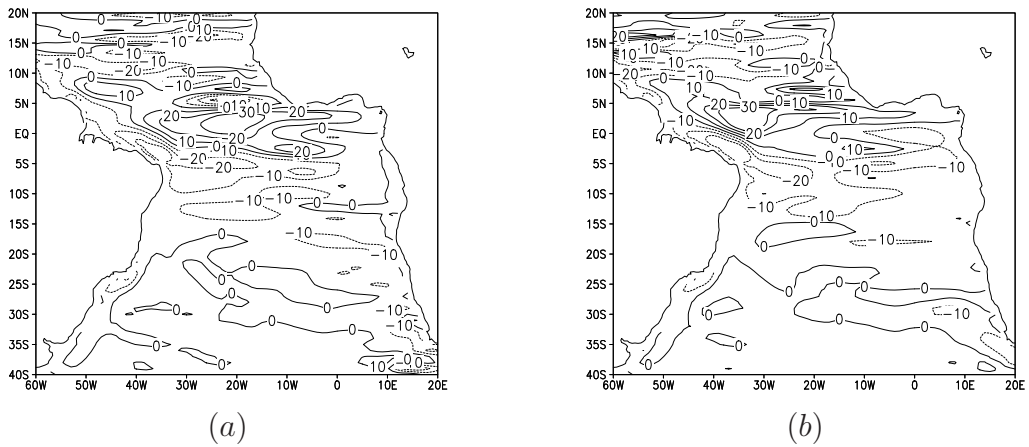


Figura 5.21: Média da componente zonal do campo de correntes superficiais (cm/s) da simulação do GFDL no Atlântico para os bimestres (a)março-abril e (b)maio-junho de 1999.

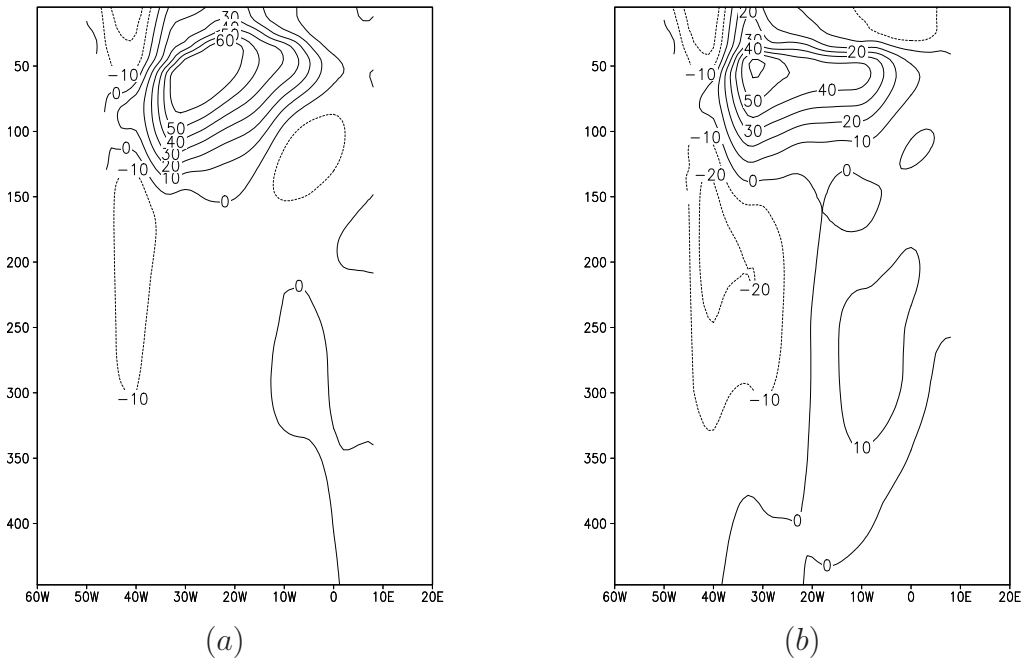


Figura 5.22: Perfil equatorial da média da componente zonal do campo de correntes superficiais (cm/s) da simulação do GFDL no Atlântico para os bimestres (a)março-abril e (b)maio-junho de 1999.

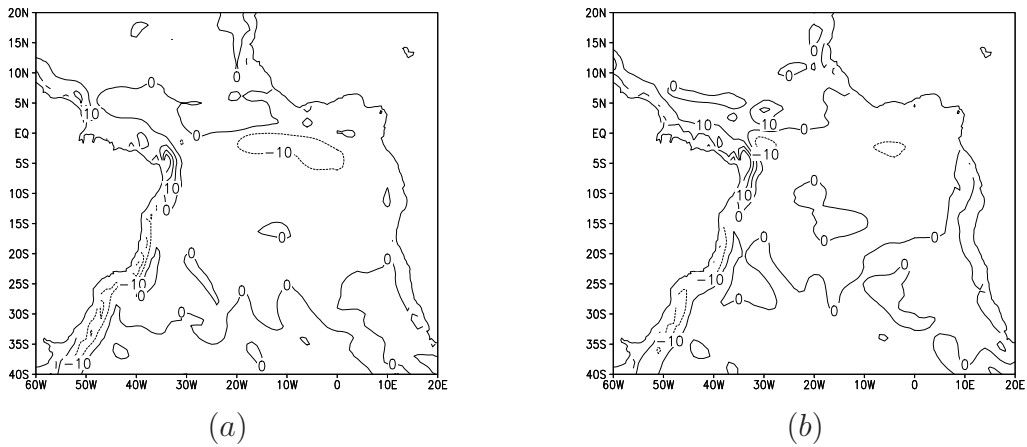


Figura 5.23: Média da componente meridional do campo de correntes superficiais (cm/s) da simulação do GFDL no Atlântico para os bimestres (a)março-abril e (b)maio-junho de 1999.

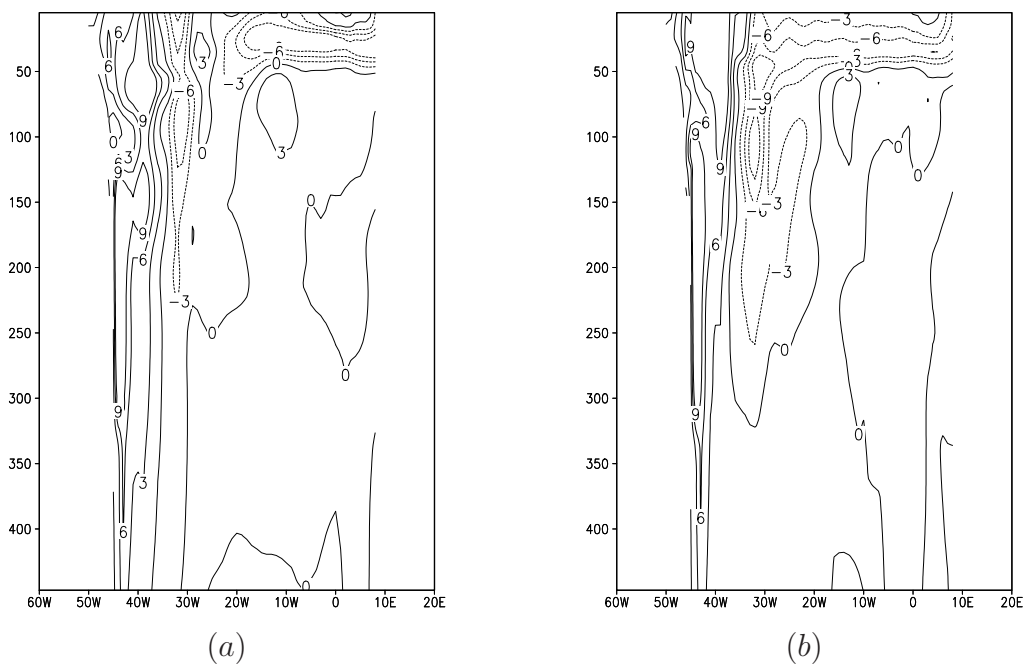


Figura 5.24: Perfil equatorial da média da componente meridional do campo de correntes superficiais (cm/s) da simulação do GFDL no Atlântico para os bimestres (a)março-abril e (b)maio-junho de 1999.

5.2 Experimentos com o método de assimilação FP

5.2.1 Experimento ASSIM I - Fokker Planck

Este experimento é chamado ASSIM I - FP e teve duração total de dois meses, março e abril de 1999. Integrações mais longas não puderam ser realizadas com esta configuração devido à instabilidades numéricas provocadas pela assimilação.

Na figura 5.25 mostra-se a diferença da média de temperatura dos dois meses de simulação no primeiro e quarto níveis do modelo entre a simulação com assimilação e a de controle. Nesta figura notam-se pequenas diferenças em todo o domínio com exceção das áreas ao redor das bóias onde foram tomados os dados observados para a assimilação. Nestas áreas observam-se diferenças maiores que 1° C extremamente concentradas. Os incrementos da análise são positivos demonstrando que o modelo produziu em sua simulação de controle temperaturas mais frias que as observadas.

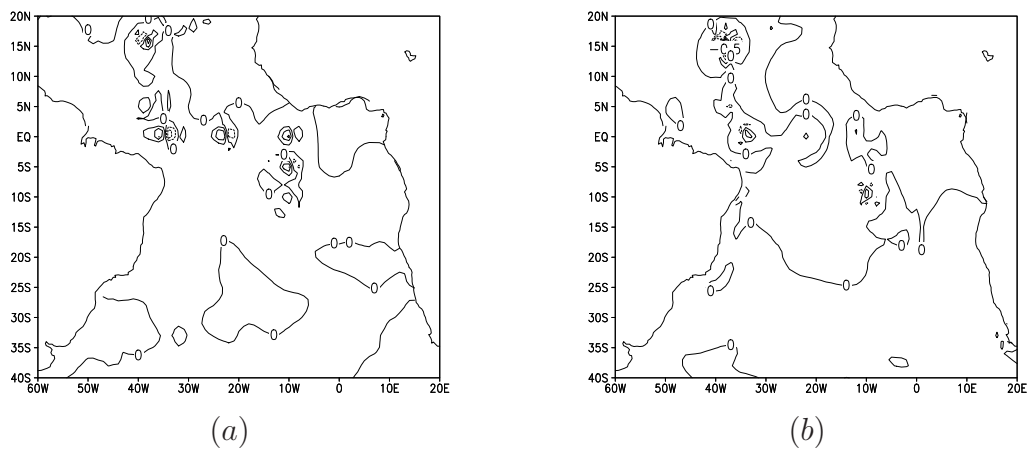


Figura 5.25: Diferença (ASSIM I-Controle) da média de temperatura no bimestre março-abril de 1999 (a)no primeiro nível e (b)no quarto nível do modelo ($^{\circ}$ C).

O perfil equatorial da média da temperatura nos dois meses de simulação para ASSIM I e a diferença ASSIM I menos controle estão representados nas figuras 5.26a e 5.26b. Na figura 5.26a, nota-se que a assimilação tende a produzir temperaturas maiores que aquelas obtidas na simulação de controle. Entretanto, os incrementos são muito localizados, ficando restritos às proximidades das bóias

do PIRATA. Na figura 5.26b, observa-se que as maiores diferenças da temperatura ocorrem em profundidades maiores que 100 m ou perto da superfície. Também nota-se que abaixo de 250 m são produzidos incrementos negativos ao redor das bóias posicionadas em 35°W e 23°W.

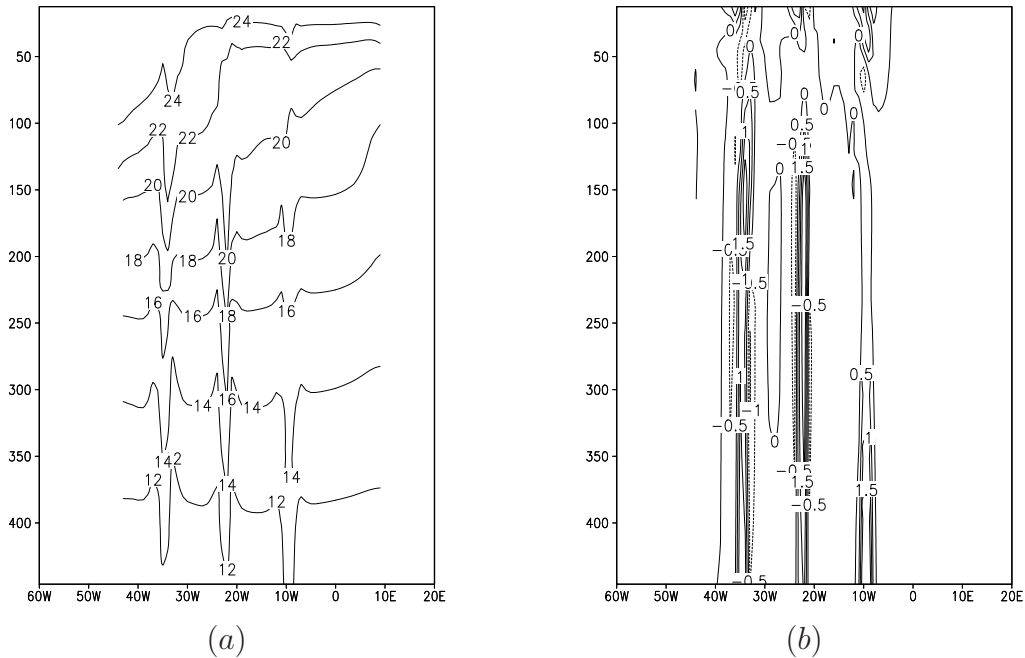


Figura 5.26: Perfil equatorial da média da temperatura, para os meses de março e abril (a) para a simulação ASSIM I; e diferença do perfil equatorial de temperatura entre as simulações de ASSIM I e controle. (Unidade: °C)

Essas alterações do campo de temperatura provocam variações das correntes. E como os incrementos de temperatura são bastante restritos às regiões ao redor das bóias, as perturbações no campo de correntes também são restritas às proximidades dos pontos de observação. Isto pode ser visto nas figuras 5.27a e 5.27b que apresentam a média de março e abril das componentes zonal e meridional das magnitudes das correntes no primeiro nível do modelo. Comparando estas figuras com as médias do bimestre março-abril da simulação de controle (figuras 5.10a e 5.12b) percebe-se o surgimento de pequenos núcleos com maiores valores das componentes zonal e meridional em torno da posição das bóias.

O perfil equatorial da componente zonal das correntes geradas pelo ASSIM I é apresentado na figura 5.28. Há geração de regiões com forte convergência e

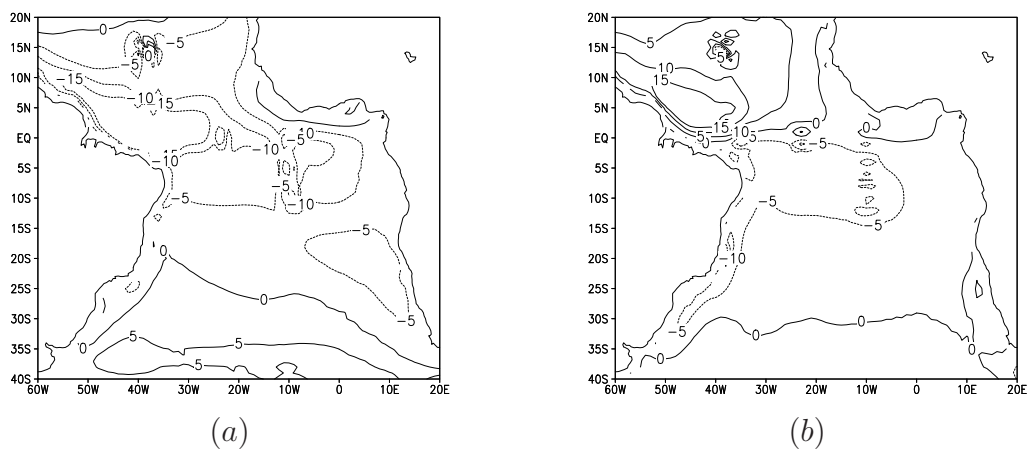


Figura 5.27: Média das componentes zonal (a) e meridional (b) das correntes superficiais para o bimestre março-abril da simulação ASSIM I. (Unidade: cm/s)

divergência ao redor dos pontos que ofereceram dados para a assimilação quebrando a Corrente Sub-superficial Equatorial em três núcleos. Este padrão não é realista.

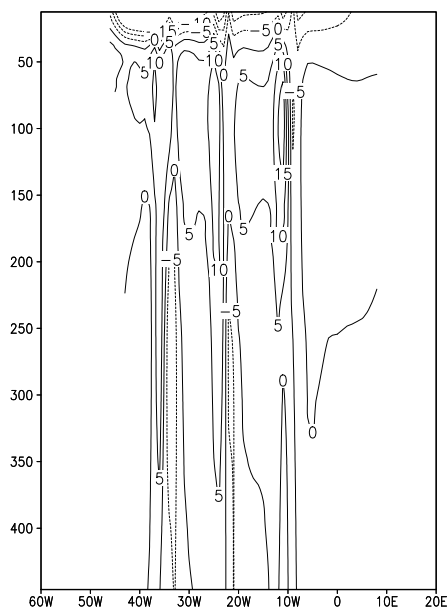


Figura 5.28: Perfil equatorial da média da componente zonal das correntes para os meses de março e abril da simulação ASSIM I. Unidade: cm/s

5.2.2 Experimento 1 - FP+MN

Neste experimento foi utilizada a técnica de assimilação de dados do experimento ASSIM I e o método de inicialização baseado em modos normais de acordo com BELYAEV e TANAJURA, 2005 BELYAEV and TANAJURA (2005), descrito no capítulo 3. A simulação teve um total de quatro meses de duração, sendo a assimilação e a correção de correntes realizada a cada cinco dias de integração, durante os primeiros dois meses. Nos dois meses seguintes o modelo foi integrado sem a realização da assimilação de temperatura e sem a correção de correntes. Os resultados deste experimento estão apresentados a seguir.

O conjunto completo de autovetores e autovalores foi utilizado para a obtenção da correção do campo de correntes. Foram realizados alguns experimentos usando apenas parte da base de autovetores. Entretanto os resultados não foram satisfatórios. Optou-se, então pelo uso da base completa porque além dos autovalores apresentarem valores muito semelhantes, a configuração espacial dos autovetores apresenta máximos que cobrem ora a parte oeste do Atlântico, ora a parte leste e ora a parte central. Assim, descartar qualquer um deles significaria perder representatividade de variabilidade.

Na figura 5.29 é mostrada a média da temperatura dos primeiros dois meses de simulação no primeiro e quarto nível do modelo. Observa-se grande semelhança entre a figura do primeiro nível e àquela da simulação de controle. A principal diferença é notada ao longo da longitude de 10°W , onde as águas aparecem mais aquecidas do que no experimento de controle. No quarto nível aparecem pequenas perturbações na região equatorial e um núcleo de 22°C na posição 10°S , 10°W , coincidindo com uma das bóias. Conforme observado anteriormente no experimento ASSIM I, a análise da temperatura produz incrementos muito concentrados ao redor das bóias.

O impacto da análise da temperatura sobre as correntes pode ser avaliado observando-se as figuras 5.30 e 5.31, onde são representadas as componentes zonal e meridional das correntes no primeiro nível do modelo e seus perfis equatoriais, re-

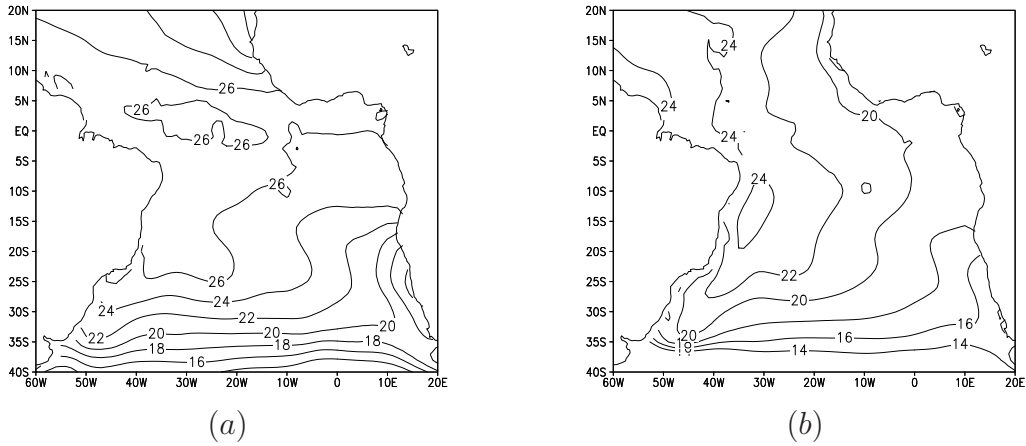


Figura 5.29: Média da temperatura no (a) primeiro e (b) quarto nível do modelo ($^{\circ}\text{C}$), para o bimestre março-abril, do experimento 1.

spectivamente. Em superfície, nota-se muita semelhança entre este experimento e a simulação de controle. Entretanto, observando-se o perfil equatorial, percebe-se a presença de muitas perturbações nas regiões ao redor das bóias para a componente zonal, principalmente abaixo de 50 m de profundidade. Este resultado está coerente com os resultados da análise de temperatura, onde observa-se que os maiores incrementos também aparecem abaixo de 50 m de profundidade. Comparando os resultados deste experimento com a simulação ASSIM I, nota-se uma pequena melhoria nas correntes de superfície e pouca modificação nos níveis inferiores. A Corrente Sub-Superficial Equatorial ainda aparece dividida em três núcleos e com regiões de convergência e divergência em torno das bóias. O perfil equatorial da componente meridional apresenta uma região de convergência em 35°W que também não é realista.

As figuras 5.32 e 5.33 mostram a média do bimestre maio-junho das componentes zonal e meridional das correntes em superfície e seus perfis equatoriais. Nota-se que os campos de superfície são semelhantes aos do experimento de controle, contudo os perfis equatoriais apresentam algumas diferenças. O perfil da componente meridional mostra uma configuração parecida com a simulação de controle acima de 100 m de profundidade, contudo ainda observa-se regiões com convergência expúria abaixo de 250 m. Já o perfil equatorial da componente

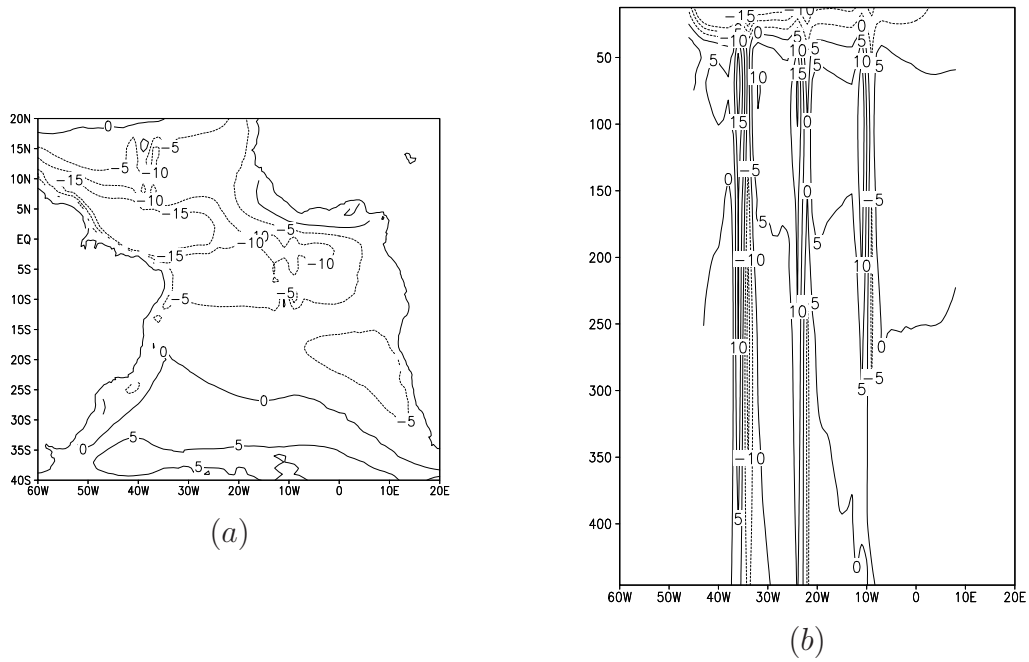


Figura 5.30: (a) Média da componente zonal das correntes em superfície e (b) perfil equatorial da componente zonal das correntes, para o bimestre março-abril, para o experimento 1. (Unidade: cm/s)

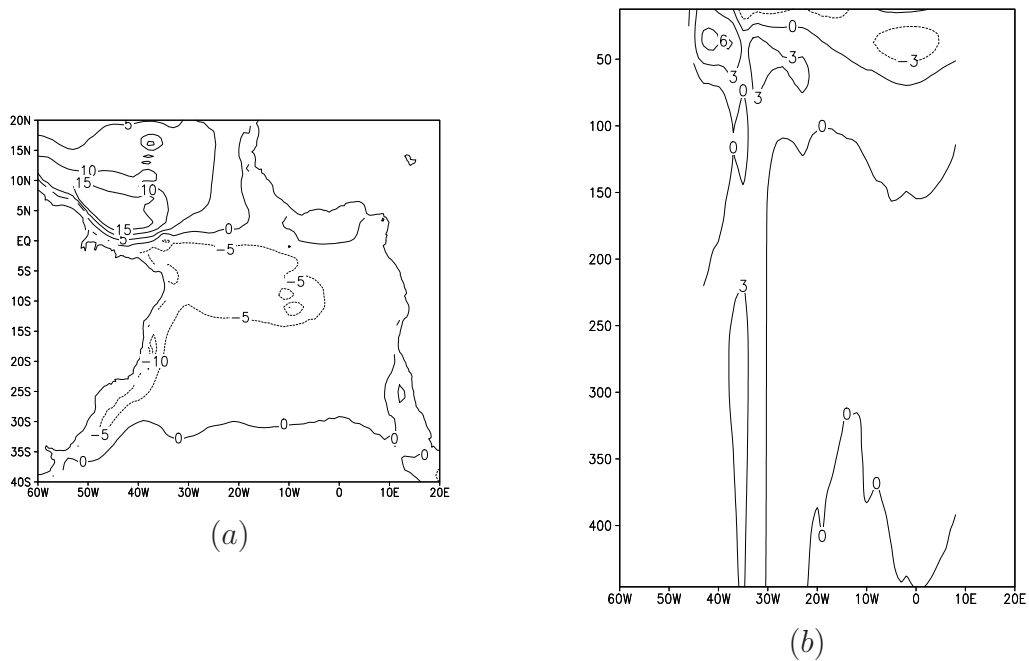


Figura 5.31: (a) Média da componente meridional das correntes em superfície e (b) perfil equatorial da componente meridional das correntes, para o bimestre março-abril, para o experimento 1. (Unidade: cm/s)

zonal além de não apresentar a Corrente Sub-superficial do Equador dividida ainda mostra uma aceleração do seu núcleo.

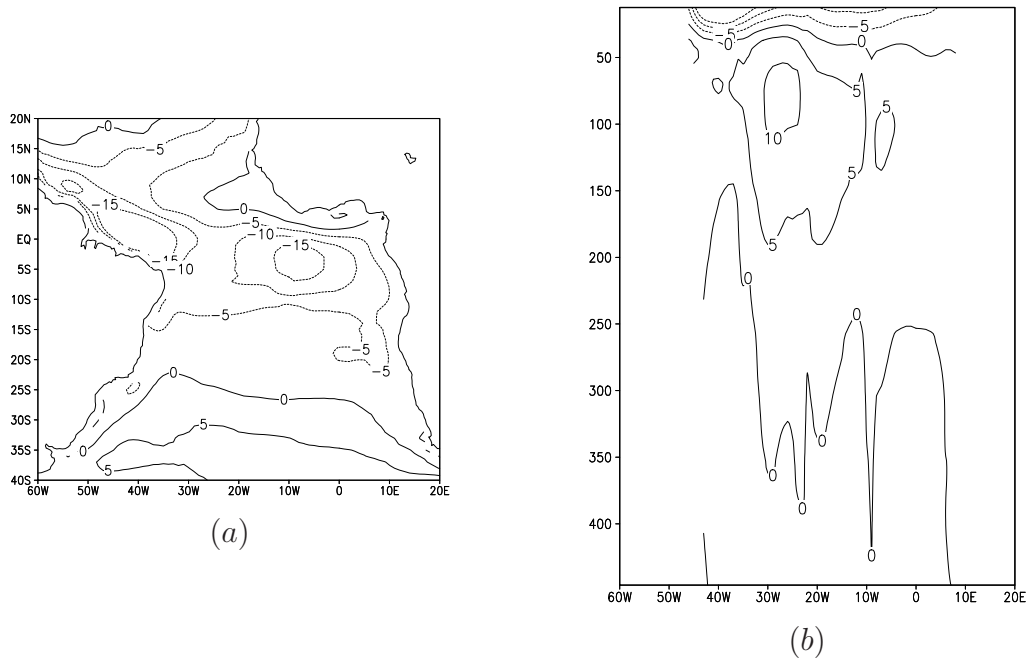


Figura 5.32: (a) Média da componente zonal das correntes em superfície e (b) perfil equatorial da componente zonal das correntes, para o bimestre maio-junho, para o experimento 1. (Unidade: cm/s)

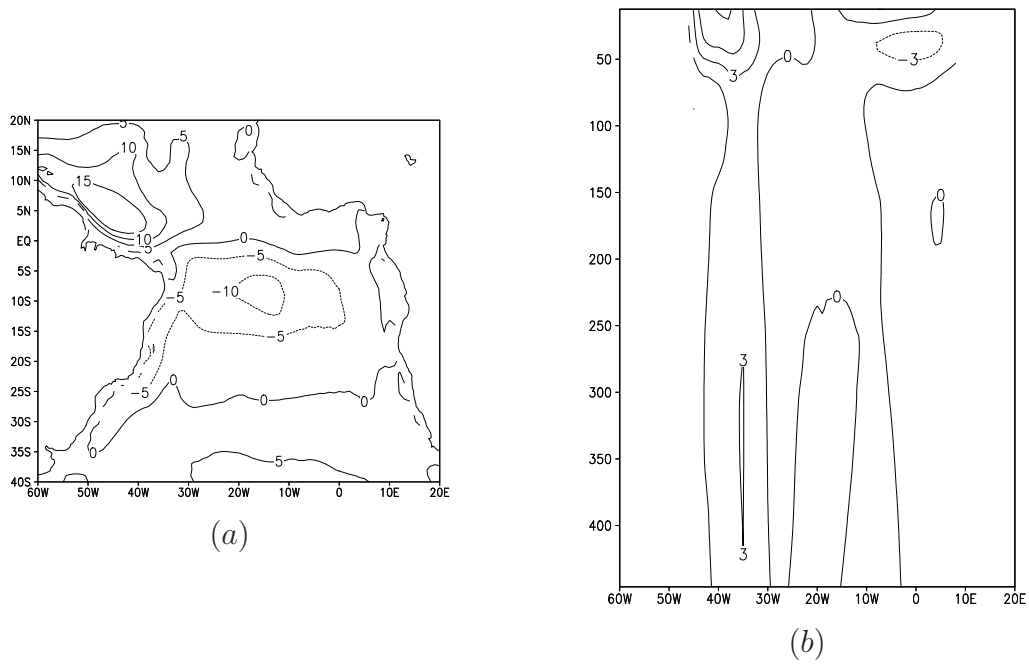


Figura 5.33: (a) Média da componente meridional das correntes em superfície e (b) perfil equatorial da componente meridional das correntes, para o bimestre maio-junho, para o experimento 1. (Unidade: cm/s)

De maneira geral, os resultados deste experimento não foram satisfatórios. Apesar de se perceber uma melhoria na representação dos campos em superfície

para todo o período da simulação, em níveis inferiores a 100 m de profundidade, foi observado um aumento da intensidade da convergência ao redor das bóias nos meses de março e abril.

Um dos problemas observados neste experimento foi o crescimento das correções da velocidade com a profundidade. O valor da correção depende da magnitude do incremento da análise da temperatura e esta produziu valores altos na região da termoclina. Os valores altos dos incrementos da análise associados ao fato do coeficiente de difusão vertical de momento usado no cálculo dos termos forçantes do método de correção de correntes por modos normais ter sido mantido constante nos primeiros cinco níveis do modelo, fez com que houvesse uma expressiva transmissão de momento das camadas superficiais para as inferiores e o consequente aumento dos incrementos de velocidade.

5.2.3 Experimento 2 - FP+MNm

A metodologia de correção de correntes utilizada neste experimento contém a modificação na parametrização vertical do momento. O método de assimilação de dados empregado foi do filtro de Kalman FP. O período total de integração foi de 4 meses com a assimilação da temperatura e a correção das correntes realizadas a cada cinco dias durante os dois primeiros meses da simulação e os últimos dois meses sem a utilização de nenhuma das duas técnicas.

A figura 5.34 apresenta as séries temporais da magnitude do vetor velocidade para os dois primeiros meses de integração do modelo para os experimentos controle, ASSIM I, MN e o MNm, para o o quarto nível do modelo ($z = 87,5$ m) no equador. Nas figuras 5.34b e 5.34c a cada cinco dias de integração há um grande impacto na velocidade devido à assimilação da temperatura. A modificação da parametrização mostra uma redução desse impacto (5.34d).

A redução do impacto da análise da temperatura no campo de correntes também pode ser notado na figura 5.35, onde está representada a média do perfil equatorial da componente zonal das correntes para o bimestre março-abril. Observa-se que a Corrente Sub-Superficial Equatorial (CSSE) não aparece mais dividida em três núcleos como acontece nos experimentos ASSIM I e EXPERIMENTO 1. Entretanto, ainda há regiões de convergência e divergência ao redor das bóias. Outro fato a ser destacado é o aumento de intensidade na representação da CSSE, levando a simulação na direção de um padrão mais realista.

Comparando as médias da magnitude da velocidade entre este experimento e a simulação de controle, percebem-se menores diferenças que às obtidas no experimento anterior (EXP 1). Isto pode ser observado na figura 5.36, onde está representada a diferença entre o EXPERIMENTO 2 e controle da média do perfil equatorial da magnitude da velocidade.

O campo das correntes para o bimestre maio-junho, ou seja, posterior à assimilação, pode ser observado nas figuras 5.37 e 5.38. Assim como no EXPERIMENTO 1, os valores das componentes da velocidade em superfície são semelhantes

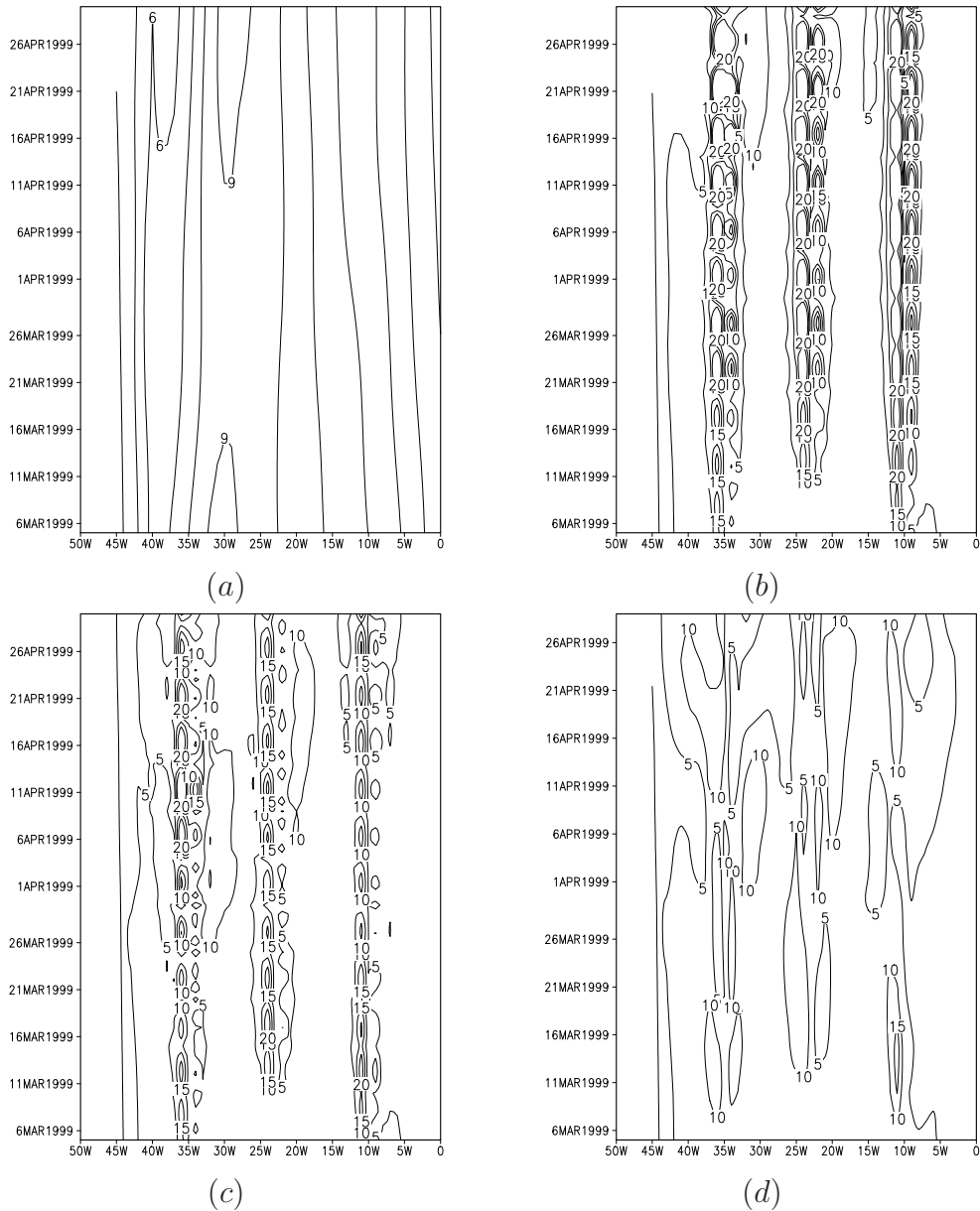


Figura 5.34: Série temporal da magnitude da velocidade em $z = 87,5$ m, para (a) controle, (b) ASSIM I, (c) experimento 1 e (d) experimento 2. (Unidade: cm/s)

aos do experimento de controle. Nota-se também uma melhoria na representação da CSSE com o aumento da velocidade em seu núcleo. O perfil equatorial da componente meridional ainda apresenta algumas perturbações nas proximidades da longitude de 25°W em profundidades inferiores à 250 m. Porém as áreas mais à oeste mostram um aumento na velocidade que é coerente com o observado na simulação do GFDL.

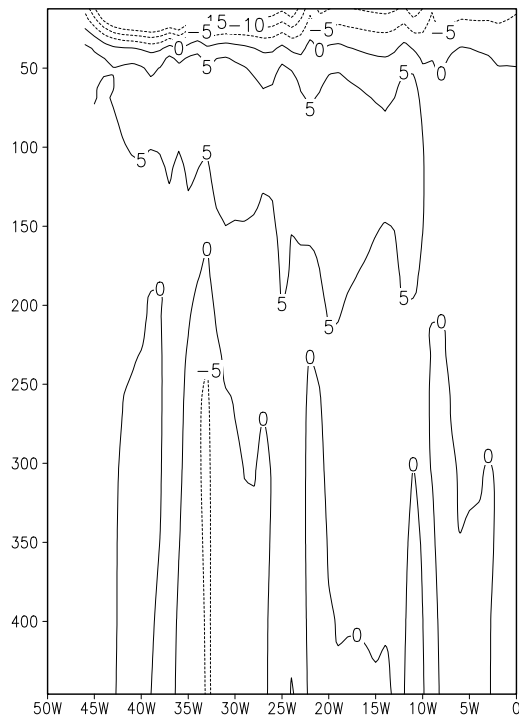


Figura 5.35: Perfil equatorial da média da componente zonal da velocidade das correntes para o bimestre março-abril, do experimento 2. (Unidade: cm/s)

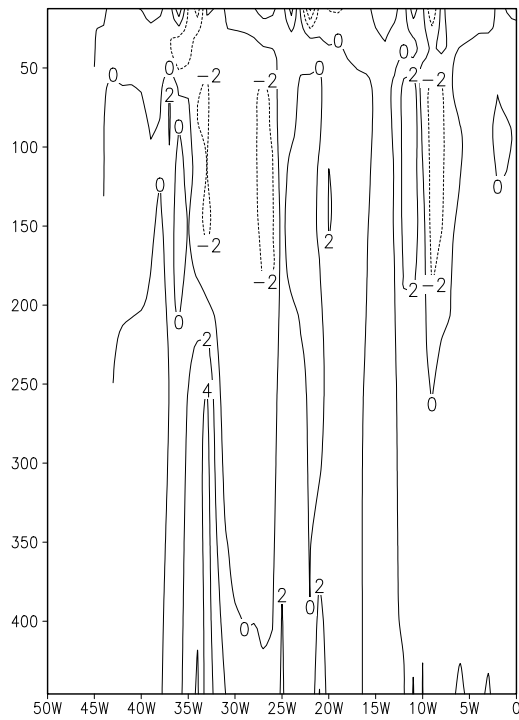
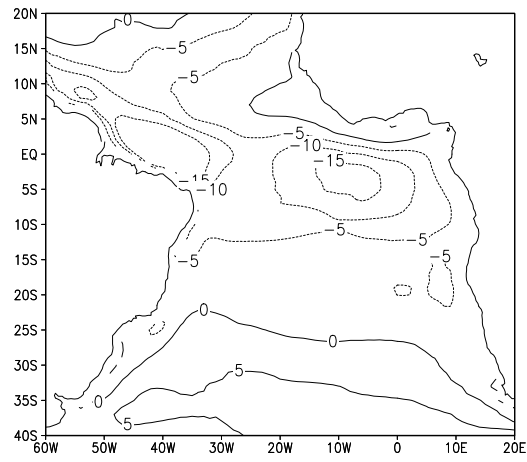
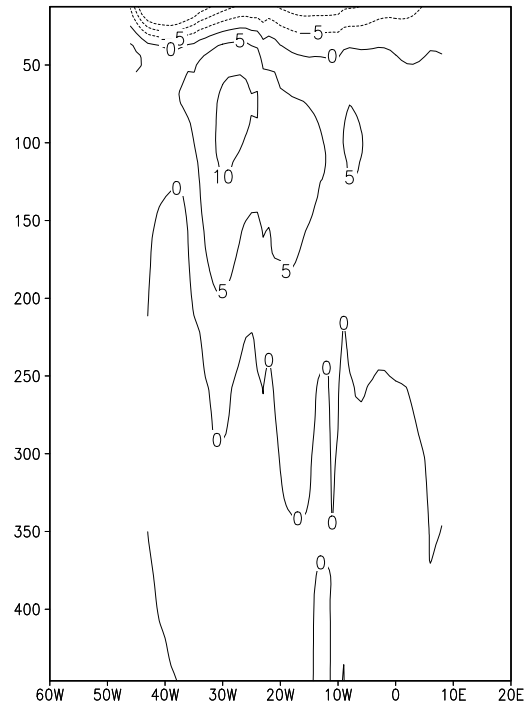


Figura 5.36: Perfil equatorial da diferença entre experimento 2 e controle da média da magnitude da velocidade no bimestre março-abril de 1999. (Unidade: cm/s)

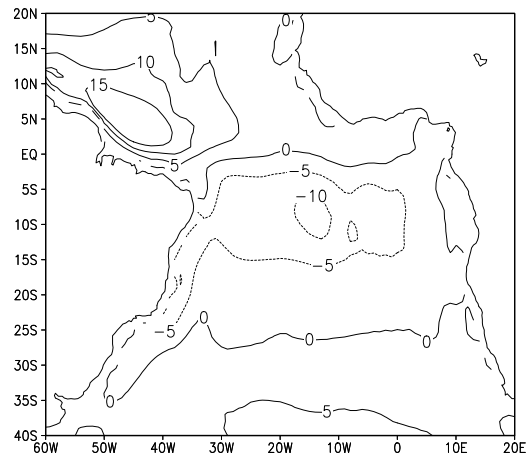


(a)

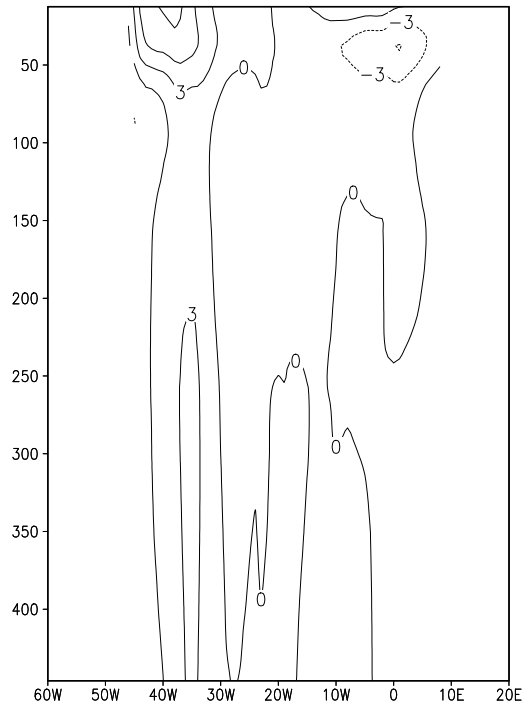


(b)

Figura 5.37: (a) Média da componente zonal das correntes em superfície e (b) perfil equatorial da componente zonal das correntes, para o bimestre maio-junho, do experimento 2. (Unidade: cm/s)



(a)



(b)

Figura 5.38: (a) Média da componente meridional das correntes em superfície e (b) perfil equatorial da componente meridional das correntes, para o bimestre maio-junho, do experimento 2. (Unidade: cm/s)

5.2.4 Experimento 3 - FP+MD

Neste experimento, chamado de experimento 3, foi utilizado o método FP com correção de correntes pelo método direto. O período de integração e o intervalo de assimilação/correção são os mesmos dos experimentos 1 e 2.

A figura 5.39 mostra a média das componentes zonal e meridional do campo de velocidades no primeiro nível do modelo. Notam-se algumas diferenças entre este experimento e a simulação de controle. Os campos apresentam pequenas variações ao redor das bóias, porém mais suaves que no experimento ASSIM I.

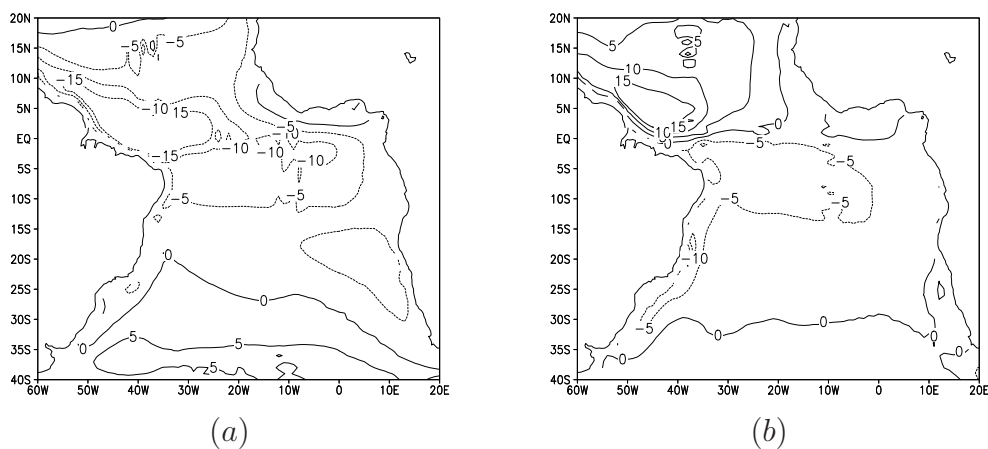


Figura 5.39: Média das componentes (a) zonal e (b) meridional da velocidade das correntes, para o bimestre março-abril, no experimento 3. (Unidade: cm/s)

O corte vertical da diferença experimento 3 menos controle da componente zonal da velocidade no equador é mostrado na figura 5.40. Observa-se que houve um aumento desta componente na região entre 50 m e 150 m e em profundidades inferiores a 250 m. Conforme discutido no experimento ASSIM I, a análise da temperatura produziu incrementos positivos nestas regiões.

A série temporal da magnitude da velocidade para a profundidade de 87,5 m (quarto nível do modelo) é apresentada na figura 5.41. Assim como no experimento 2, o impacto na velocidade devido à análise da temperatura é menor que no experimento 1.

O perfil equatorial da componente zonal da velocidade, figura 5.42, apresenta um núcleo de máxima velocidade que corresponde à Corrente Sub-Superficial Equa-

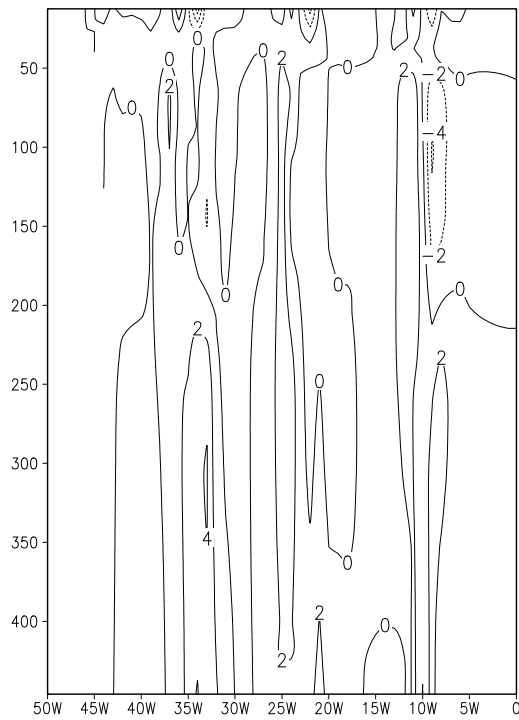


Figura 5.40: Perfil equatorial da diferença da média da componente zonal, experimento 3 menos controle, para o bimestre março-abril. (Unidade: cm/s)

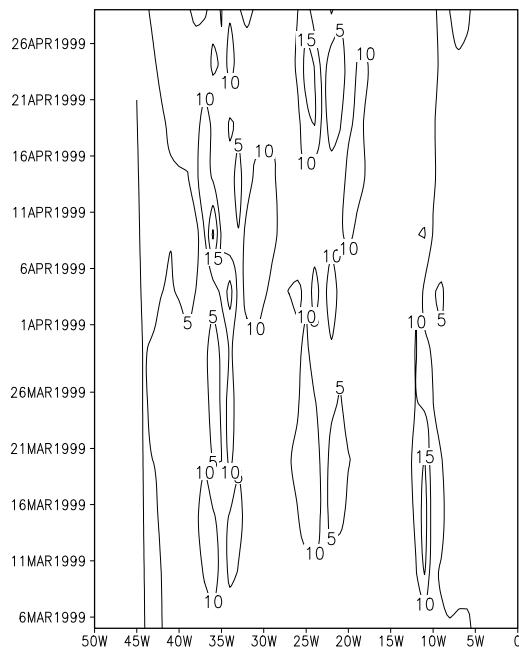


Figura 5.41: Série temporal da magnitude da velocidade em $z = 87,5$ m, para o experimento 3. (Unidade: cm/s)

torial (CSSE) mais intenso em relação à simulação de controle. No experimento 2, também observou-se um aumento da intensidade. Contudo, no experimento 3 o

campo apresenta feições mais suaves e semelhantes ao observado no Atlântico.

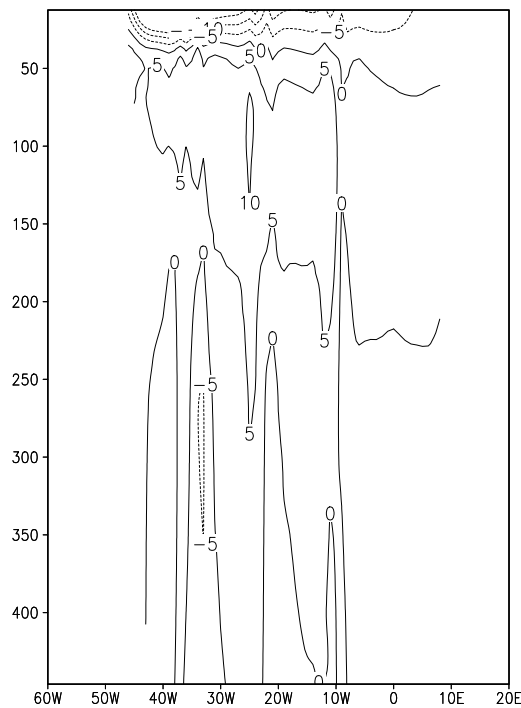
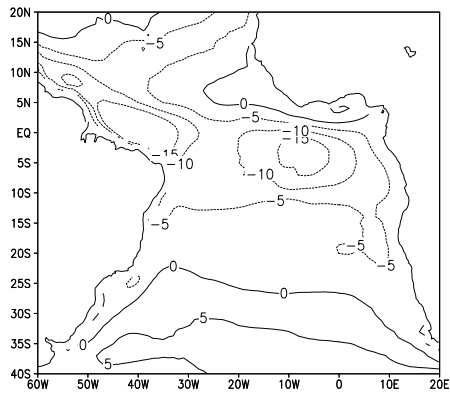


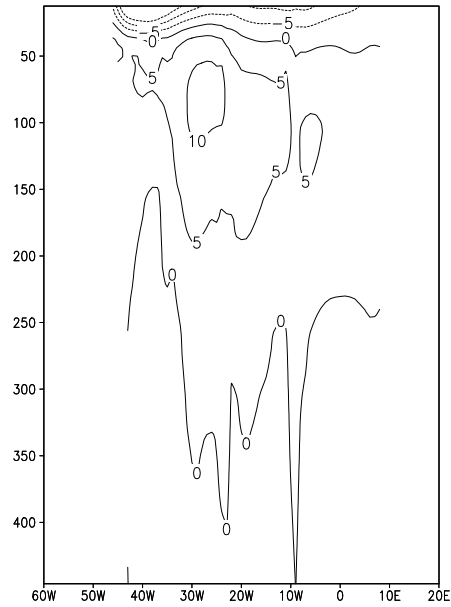
Figura 5.42: Perfil equatorial médio da componente zonal da velocidade das correntes para bimestre março-abril do experimento 3. (Unidade: cm/s)

As médias das componentes zonal e meridional das correntes para o bimestre maio-junho são mostradas nas figuras 5.43 e 5.44. As correntes superficiais são semelhantes aos campos da simulação de controle e não apresentam as perturbações observadas ao redor das posições das bóias que apareciam nas médias do bimestre março-abril. O perfil vertical da componente zonal representa a CSSE com velocidades maiores que as observadas na simulação de controle e o perfil da componente meridional mostra feições mais suaves que os experimentos 1 e 2.

Os resultados do experimento 3 demonstram que a metodologia de correção de correntes proposta reduz as perturbações geradas pela assimilação da temperatura. O campo de velocidades obtido nesta simulação representa de forma mais realista os padrões típicos da circulação do Atlântico Tropical já no bimestre março-abril. Além disso, há uma melhoria da representação da intensidade das correntes em relação à simulação de controle nos meses de maio e junho.

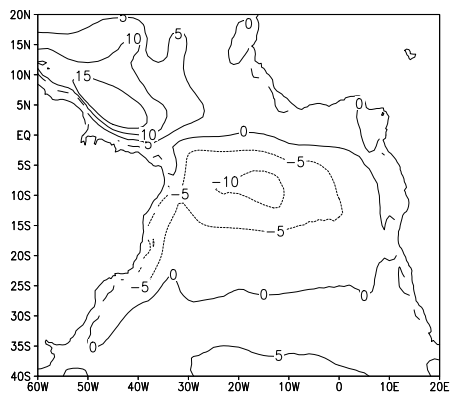


(a)

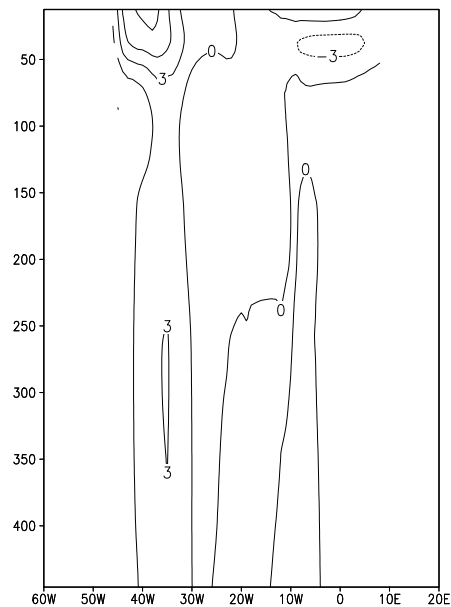


(b)

Figura 5.43: (a) Média da componente zonal das correntes em superfície e (b) perfil equatorial da componente zonal das correntes, para o bimestre maio-junho, do experimento 3. (Unidade: cm/s)



(a)



(b)

Figura 5.44: (a) Média da componente meridional das correntes em superfície e (b) perfil equatorial da componente meridional das correntes, para o bimestre maio-junho, do experimento 3. (Unidade: cm/s)

Tabela 5.3: Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a temperatura na área compreendida entre o equador e 40°S e as longitudes de 0° e 60°W.

Experimento	Diferença da Temperatura (°C)			
	Março	Abril	Mai	Junho
Controle - GFDL	3.09	3.55	4.41	3.26
ASSIM FP - GFDL	3.09	3.54	-	-
FP+MN - GFDL	3.09	3.62	4.50	3.26
FP+MNm - GFDL	3.08	3.54	4.50	3.21
FP+MD - GFDL	3.09	3.64	4.49	3.25

5.2.5 Discussão dos Resultados

Conforme mostrado nas seções anteriores, o método ASSIM I produz incrementos da análise de temperatura muito localizados causando grandes perturbações nos campos de correntes. As três metodologias de correção de correntes propostas neste trabalho foram eficientes em reduzir as perturbações causadas pela assimilação da temperatura. Em todos os experimentos houve uma melhoria na representação das correntes superficiais e sub-superficiais nos meses posteriores ao processo de assimilação. De forma a quantificar os efeitos causados pela correção de correntes, foram calculadas as diferenças quadráticas entre os experimentos realizados neste trabalho e o experimento de assimilação do GFDL.

As tabelas 5.3, 5.4 e 5.5 mostram a evolução mensal das diferenças quadráticas médias da temperatura, componente zonal e componente meridional das correntes entre os dados do GFDL e os dados obtidos nas simulações de controle, ASSIM I e experimentos 1, 2 e 3, para a profundidade de 87,5 m, ou seja, o quarto nível do modelo MOM3. As médias foram calculadas para uma área compreendida entre o equador e 40°S e as longitudes de 0° e 60°W.

Os erros da componente zonal são muito grandes, entretanto apresentam uma tendência de queda ao longo do período simulado. Também foi observado que os valores altos dos erros na componente zonal devem-se principalmente às diferenças observadas na região equatorial, onde o MOM3 simula a CSSE com valores muito inferiores aos obtidos na simulação do GFDL.

Tabela 5.4: Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a componente zonal das correntes na área compreendida entre o equador e 40°S e as longitudes de 0° e 60°W.

Experimento	Diferença da Componente Zonal (cm/s)			
	Março	Abril	Maió	Junho
Controle - GFDL	49.87	61.33	45.01	30.90
ASSIM FP - GFDL	51.79	66.40	-	-
FP+MN - GFDL	50.37	62.28	44.43	30.50
FP+MN _m - GFDL	50.74	66.59	44.44	31.11
FP+MD - GFDL	50.70	62.11	44.40	30.40

Tabela 5.5: Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a componente meridional das correntes na área compreendida entre o equador e 40°S e as longitudes de 0° e 60°W.

Experimento	Diferença da Componente Meridional (cm/s)			
	Março	Abril	Maió	Junho
Controle - GFDL	16.43	19.76	26.45	26.18
ASSIM FP - GFDL	16.94	25.58	-	-
FP+MN - GFDL	16.76	21.43	26.91	26.46
FP+MN _m - GFDL	16.57	21.52	27.64	26.27
FP+MD - GFDL	16.49	21.13	26.62	26.28

Tabela 5.6: Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a temperatura na área compreendida entre o equador e 40°N e as longitudes de 0° e 60°W.

Experimento	Diferença da Temperatura (°C)			
	Março	Abril	Maior	Junho
Controle - GFDL	3.80	4.34	4.87	4.76
ASSIM FP - GFDL	3.80	4.34	-	-
FP+MN - GFDL	3.80	4.45	5.10	4.86
FP+MNm - GFDL	3.78	4.43	5.07	4.94
FP+MD - GFDL	3.79	4.44	5.10	4.84

Observa-se que no experimento onde é realizada apenas a assimilação ocorre um aumento de 8% na diferença da componente zonal e de quase 30% na diferença da componente meridional durante o mês de abril e relação à simulação de controle. Com a aplicação das metodologias de correção o aumento fica em torno de 1% para a componente zonal com as metodologias dos experimentos 1 e 3 (MN e MD) e cerca de 8% na componente meridional em todos os experimentos. Nos meses de maio e junho, as diferenças entre os erros da simulação de controle e dos experimentos com os métodos de correção de velocidades em relação à simulação do GFDL é muito pequena, porém vale lembrar que em todos os experimentos com a correção de correntes obteve-se um aumento da intensidade das correntes sub-superficiais que não é observado na simulação de controle.

As diferenças quadráticas médias entre os dados do GFDL e os dados obtidos nas simulações de controle, ASSIM I e experimentos 1, 2 e 3, para a área compreendida entre o equador e 40°N e as longitudes de 0° e 60°W e a profundidade de 87,5 m, foram calculadas e são apresentadas nas tabelas 5.6, 5.7 e 5.8 para temperatura, componente zonal e componente meridional das correntes, respectivamente.

Novamente as maiores diferenças ocorrem na componente zonal das correntes. Contudo, as diferenças observadas na componente meridional são bem inferiores às obtidas para o hemisfério sul. O impacto da assimilação dos perfis de temperatura sobre as correntes pode ser notado pelo aumento das diferenças quadráticas das componentes da velocidade no mês de abril. Observa-se que a aplicação dos

Tabela 5.7: Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a componente zonal das correntes na área compreendida entre o equador e 40°N e as longitudes de 0° e 60°W.

Experimento	Diferença da Componente Zonal (cm/s)			
	Março	Abril	Maiο	Junho
Controle - GFDL	70.58	60.49	48.10	34.78
ASSIM FP - GFDL	71.94	65.33	-	-
FP+MN - GFDL	71.05	60.82	48.14	34.82
FP+MN _m - GFDL	71.07	64.63	48.85	35.48
FP+MD - GFDL	71.32	60.99	47.76	34.18

Tabela 5.8: Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a componente meridional das correntes na área compreendida entre o equador e 40°N e as longitudes de 0° e 60°W.

Experimento	Diferença da Componente Meridional (cm/s)			
	Março	Abril	Maiο	Junho
Controle - GFDL	11.24	10.44	5.92	4.82
ASSIM FP - GFDL	12.11	16.94	-	-
FP+MN - GFDL	11.71	11.78	6.42	5.11
FP+MN _m - GFDL	11.85	11.07	6.99	5.40
FP+MD - GFDL	11.87	11.68	6.38	5.13

métodos de correção de correntes reduz as diferenças entre os resultados dos experimentos e a simulação do GFDL. Neste hemisfério, nota-se que o experimento 3 (ASSIM FP + MD) obtém erros inferiores aos da simulação de controle para a componente zonal nos meses de maio e junho.

As séries temporais da energia cinética na região equatorial (5°S a 5°N ; 60°W a 0) para a profundidade de $87,5$ m das simulações de controle, ASSIM I e experimentos 1, 2 e 3 são mostradas na figura 5.45. Nota-se que a série da simulação de controle apresenta valores quase constantes e que as séries dos outros experimentos têm um pico de energia a cada cinco dias correspondente a frequência da assimilação. A série temporal do experimento ASSIM I é a que possui os maiores valores com máximo de $80 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ observado em torno do dia 20 de abril. As séries dos experimentos 1, 2 e 3, apresentam picos de energia menores que o experimento de assimilação. Os procedimentos de correção de correntes amenizaram o impacto causada pela assimilação da temperatura.

A partir do primeiro dia de maio, as simulações seguem sem que seja realizada a assimilação da temperatura ou a correção de correntes. Neste período, nota-se que os efeitos da assimilação/correção são percebidos durante mais ou menos 45 dias e a partir daí todas as curvas mostram uma tendência de retornar aos valores da simulação de controle.

O impacto causado pelo processo de assimilação de dados introduziu perturbações no campo de correntes. Foi realizada uma decomposição espectral da série temporal da energia cinética com o objetivo de estudar os efeitos da assimilação de temperatura e dos métodos de correção de correntes.

A figura 5.46 mostra um gráfico de amplitude versus frequência do espectro da energia cinética por unidade de massa para a simulação de controle, ASSIM I e experimentos 1, 2 e 3, mostrada anteriormente.

Observa-se que o espectro dos experimentos onde foram realizados procedimentos de assimilação/correção possui ondas com frequência de cinco dias que não existiam na simulação de controle. Este resultado confirma que o procedimento de

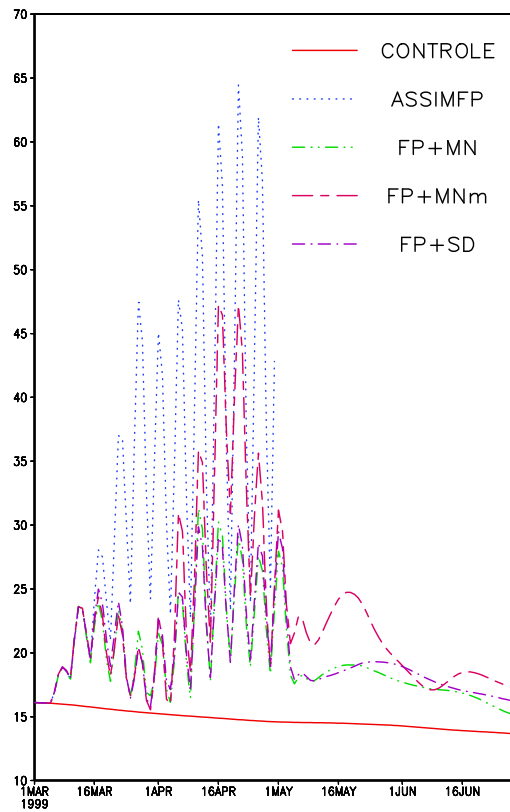
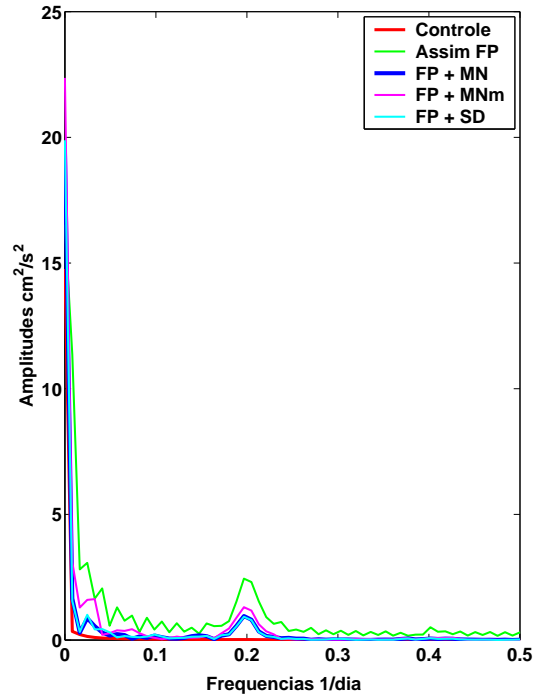
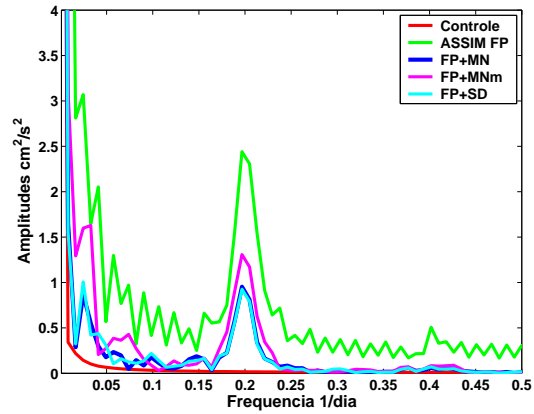


Figura 5.45: Série temporal da energia cinética média por unidade de massa: controle, ASSIM I, experimento 1, experimento 2, experimento 3. (Unidade: cm^2/s^2)

assimilação introduziu novos modos de ondas no sistema. Nota-se, também, que a amplitude das oscilações produzidas durante o processo de assimilação é reduzida a metade nos experimentos com correção de correntes, ou seja, o processo de inicialização do campo de correntes foi eficaz. Os procedimentos de correção por modos normais (MN) e o método direto (MD) obtiveram resultados muito semelhantes.



(a)



(b)

Figura 5.46: Amplitudes do espectro da energia cinética por unidade de massa para as simulações: controle, ASSIM I, experimento 1, experimento 2, experimento 3. (a) Espectro completo e (b) amplitude máxima.

Tabela 5.9: Variância dos primeiros cinco modos de EOFs para os experimentos de controle, ASSIM I, EXP 1, EXP 2 e EXP 3 no primeiro nível do modelo.

Experimento	Número da EOF					Total
	1	2	3	4	5	
Controle	67.73	17.33	7.51	2.93	2.26	97.76
ASSIM FP	70.46	15.47	7.10	2.36	2.04	97.43
MN	61.43	18.32	8.92	5.51	4.49	98.67
MNm	62.30	18.21	8.87	5.65	3.63	98.66
MD	64.29	17.50	8.48	4.80	3.51	98.58

5.2.6 Análise das EOFs

O método de análise de dados conhecido como EOFs (Empirical Orthogonal Functions) consiste na decomposição de um conjunto de dados em uma base de funções ortogonais determinada a partir dos dados. Este método é semelhante ao método de análise das componentes principais, a não ser pelo fato da metodologia das EOFs determinar as séries temporais de autovalores associadas a cada um dos autovetores que descrevem os padrões espaciais. Por isso, esse método de análise de dados é bastante usado na meteorologia e na oceanografia para determinar variações causadas por mudanças climáticas, já que as EOFs proporcionam uma caracterização espacial e temporal da variância dentro de um conjunto de dados.

Uma análise das EOFs da componente zonal da velocidade das correntes na superfície foi realizada para os experimentos de controle, ASSIM I, EXP 1, EXP 2 e EXP 3, mostrados anteriormente, com o objetivo de determinar os padrões das variações causadas pela assimilação da temperatura e pela correção da velocidade. Os principais resultados serão apresentados abaixo.

A tabela 5.9 apresenta um resumo da variância dos primeiros cinco modos das EOFs da componente zonal dos experimentos a serem discutidos.

A figura 5.47 apresenta os padrões espaciais e as séries temporais para os primeiros três modos de EOFs da componente zonal das correntes. As EOFs referentes à componente zonal mostram um padrão meridional com maior variabilidade na costa noroeste da América do Sul, na região das correntes Norte do Brasil e

Guianas. Este padrão está associada às variações da posição e intensidade das correntes daquela região.

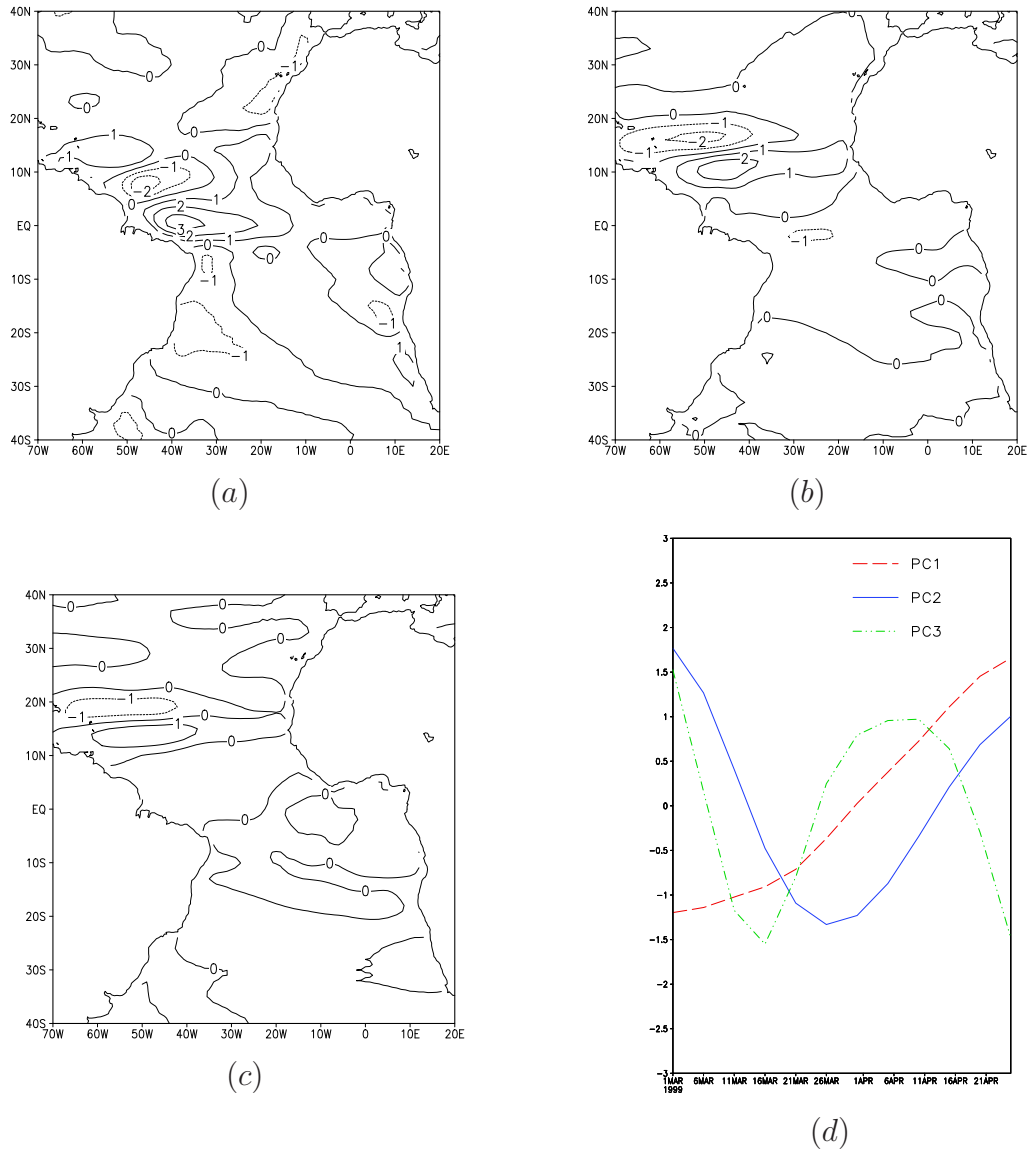


Figura 5.47: (a) EOF 1, (b) EOF 2, (c) EOF 3 e (d) série temporal da componente principal da componente zonal das correntes para a simulação de controle.

A figura 5.48 representa o padrão espacial (a-c) e a série temporal (d) dos primeiros três modos de variação da componente zonal das correntes para o experimento ASSIM I. A análise das EOFs deste experimento, evidencia a introdução de grande variabilidade ao redor das bóias principalmente para o primeiro modo, que resolve cerca de 70% da variância. Nos outros dois modos de EOFs, nota-se que a variabilidade é menor ao redor das bóias da região equatorial e do hemisfério

sul.

O padrão meridional observado nas EOFs do experimento de controle, também é observado nesta simulação. Contudo, as amplitudes das duas primeiras EOFs aumentam consideravelmente. Um padrão meridional surge próximo à costa da África e outro zonal no equador, associado às bóias do PIRATA.

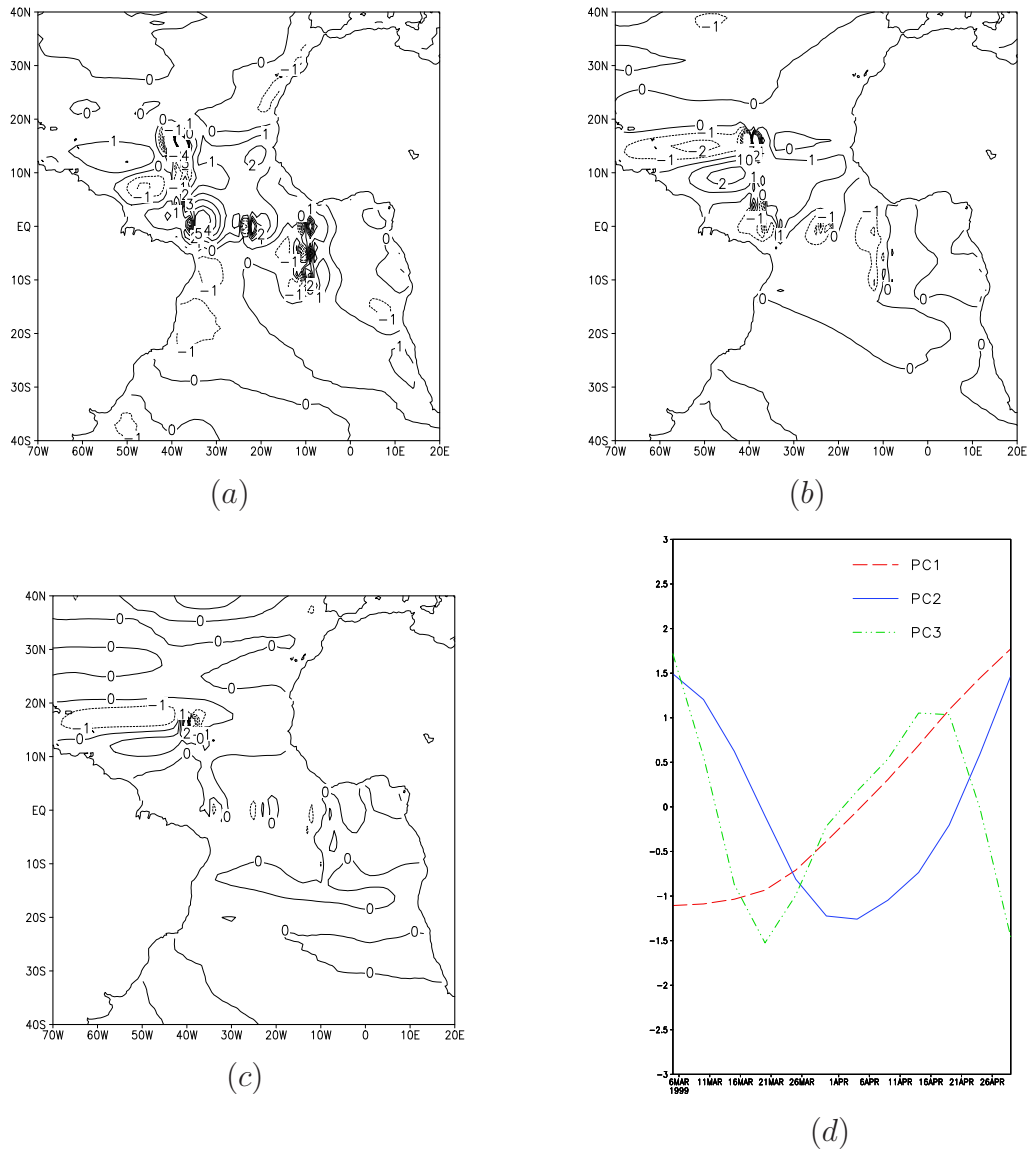


Figura 5.48: (a) EOF 1, (b) EOF 2, (c) EOF 3 e série temporal da componente principal (d), da componente zonal das corrente para a simulação ASSIM I.

As EOFs do experimento 1 são apresentadas na figura 5.49. A primeira e a segunda EOFs mostram uma redução da amplitude dos padrões espaciais em relação ao experimento ASSIM I. Estes dois modos resolvem quase 80% da variância. En-

tretanto, há um aumento da amplitude da terceira EOF. Nota-se, também, que a primeira EOF mostra um padrão zonal na região equatorial que não foi observado nos experimentos anteriores, além do padrão meridional observado nos outros experimentos.

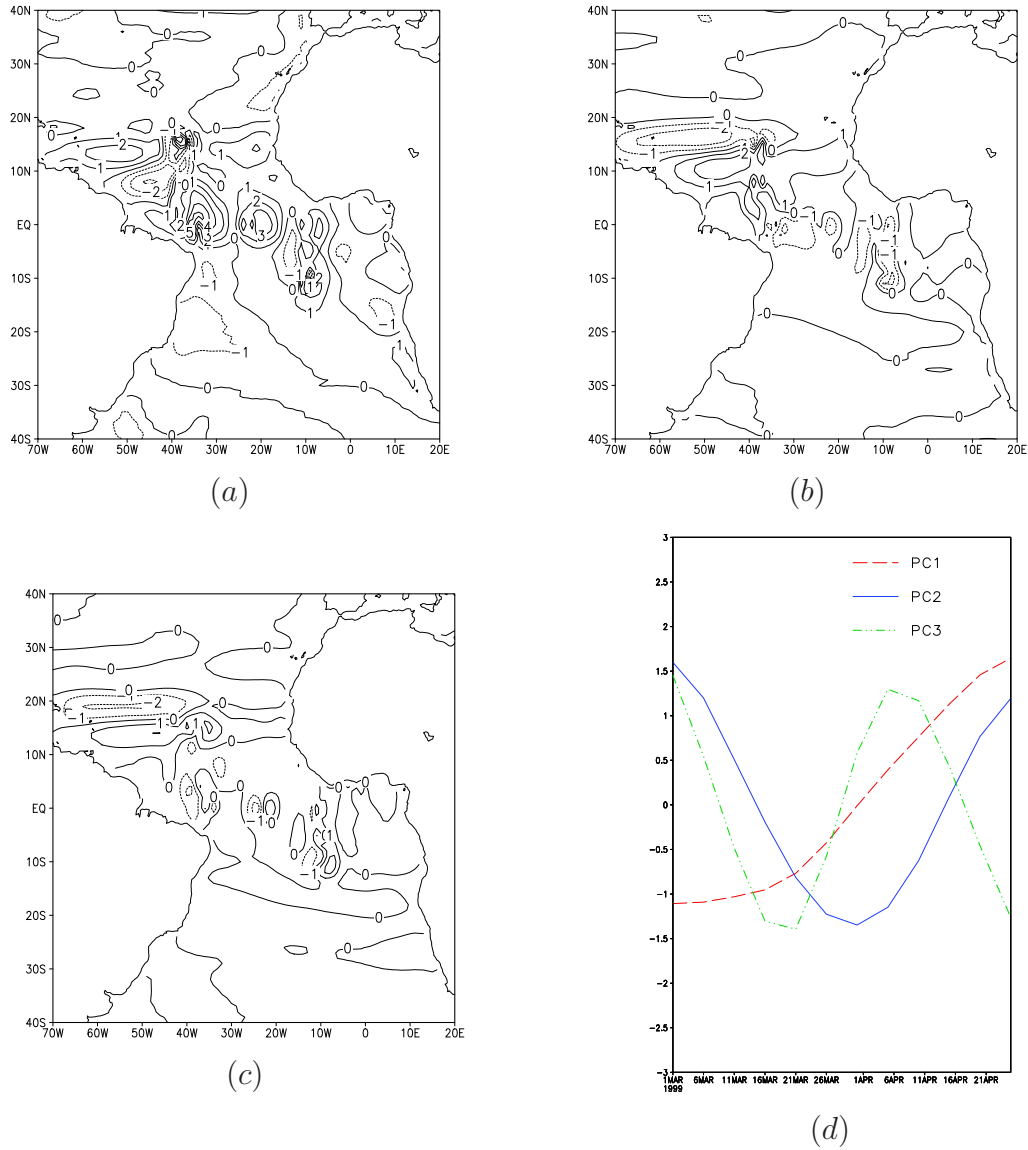


Figura 5.49: (a) EOF 1, (b) EOF 2, (c) EOF 3 e série temporal da componente principal (d), da componente zonal das corrente para o experimento 1.

A figura 5.50 mostra as EOFs e a série temporal da componente principal para o experimento 2. A primeira EOF, que representa 62% da variância, apresenta uma redução da amplitude dos padrões espaciais em relação ao experimento ASSIM I, porém o padrão meridional associado às bóias do hemisfério sul fica mais

evidente. A região entre o equador e 20°N mostra um padrão zonal em todas as EOFs. Nota-se, também, um padrão espacial associado à posição das bóias onde foram coletadas as observações na segunda e terceira EOFs, que juntas explicam quase 30% da variância.

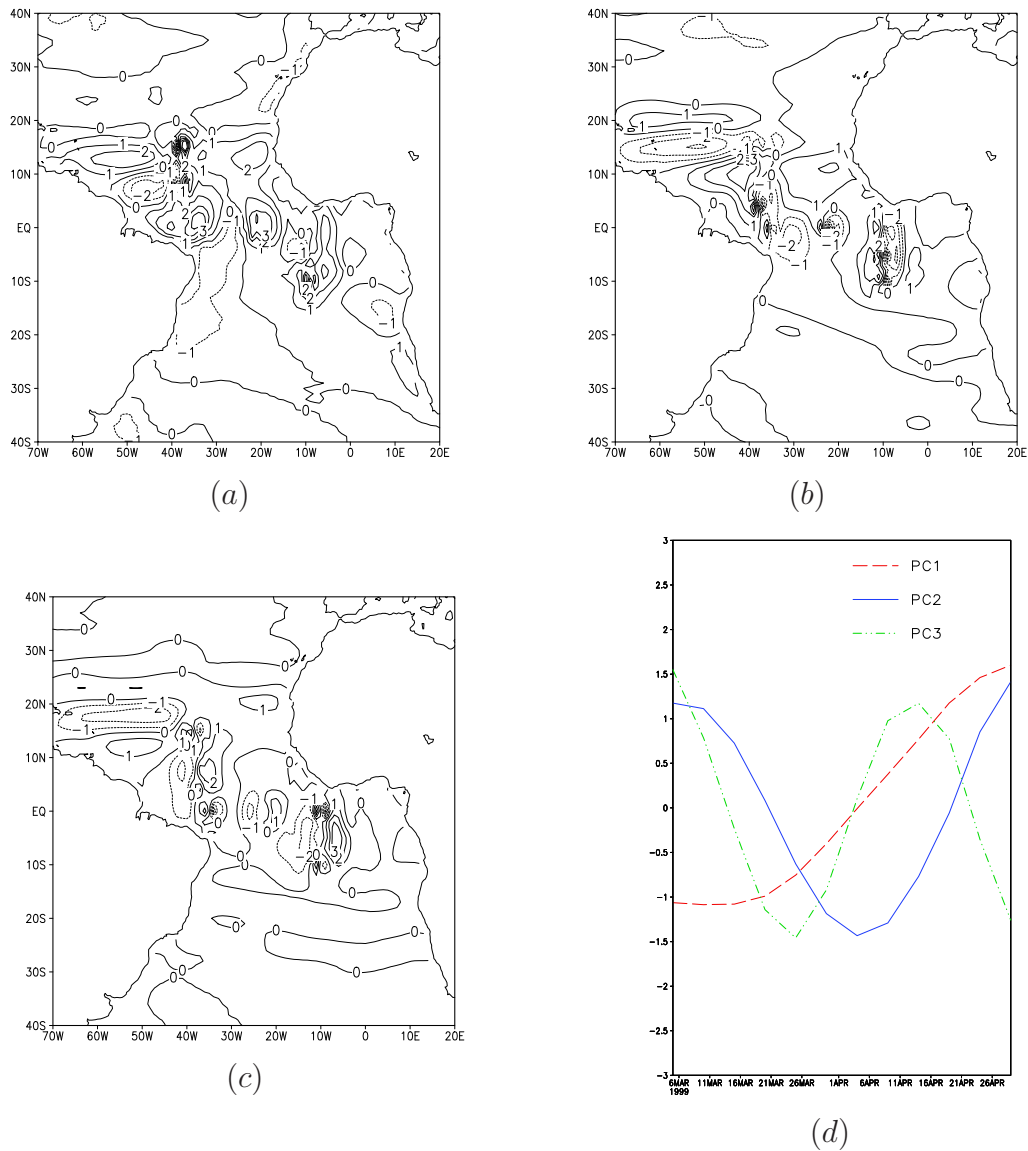


Figura 5.50: (a) EOF 1, (b) EOF 2, (c) EOF 3 e série temporal da componente principal (d), da componente zonal das corrente para o experimento 2.

As EOFs e a série da componente principal para o experimento 3 são apresentados na figura 5.51. O padrão meridional da primeira EOF é semelhante ao observado na EOF da simulação de controle, porém com maiores amplitudes. Um sinal da assimilação de dados ainda é percebido próximo à costa da África onde fi-

cam as bóias do hemisfério sul. A variância resolvida por esta EOF é cerca de 64%. A segunda e a terceira EOF deste experimento, também mostram padrões espaciais associados às posições das bóias do PIRATA, porém mantendo a configuração meridional observada na simulação de controle.

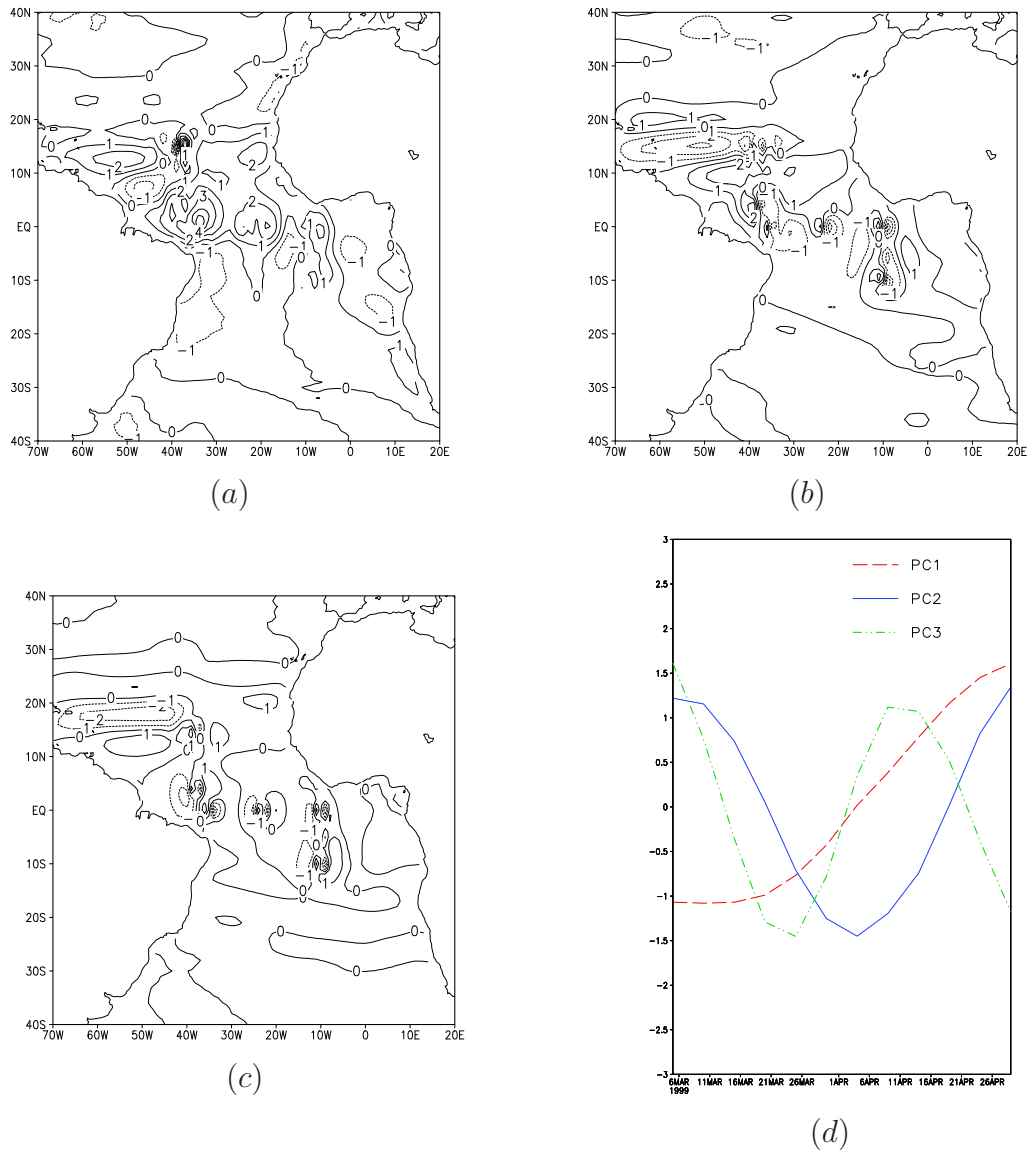


Figura 5.51: (a) EOF 1, (b) EOF 2, (c) EOF 3 e série temporal da componente principal (d), da componente zonal das corrente para o experimento 3.

Observa-se que em todos os experimentos, há um aumento da amplitude no oeste do Atlântico Tropical em relação à simulação de controle. No experimento ASSIM I, a configuração espacial da primeira EOF, mostra que esta simulação foi bastante influenciada pelo impacto da análise de temperatura, apresentando

um padrão espacial coincidente com o posicionamento das bóias do PIRATA e que resolve mais de 70% da variância do campo da componente meridional. Nos experimentos 1, 2 e 3, o impacto da assimilação sobre a primeira EOF não fica tão evidente, mostrando a eficiência dos procedimentos de correção. Porém, nos experimentos 1 e 2, nota-se um certo padrão zonal na região equatorial, que não é tão evidente no experimento 3.

5.3 Experimento ASSIM II - Bergthorsson e Döös

Foram realizadas duas integrações diferentes com o método BD. Na primeira, a assimilação foi realizada a cada cinco dias de integração do modelo durante dois meses, como no experimento ASSIM I. Este experimento será chamado ASSIM II-a. Na segunda simulação, o tempo total de integração foi de dois meses mas a assimilação foi realizada diariamente. Este será chamado experimento ASSIM II-b. O objetivo do experimento ASSIM II-b é verificar o impacto da assimilação diária na representação final da análise.

5.3.1 Experimento ASSIM II-a

A figura 5.52 mostra a média da temperatura no primeiro nível do modelo dos meses de março e abril para o experimento ASSIM II-a. Comparando esta figura com a simulação de controle, observa-se que a região onde as temperaturas são superiores a 26° C é maior. Neste experimento os incrementos de temperatura não estão concentrados próximos às bóias como aconteceu no caso ASSIM I. Isto ocorre porque nesta metodologia a função peso é isotrópica e depende do raio de influência dos dados observados e da distância relativa entre o ponto da análise e o da observação, como mostrado nas equações 3.15.

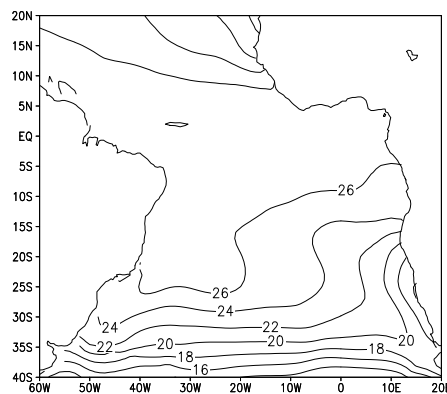


Figura 5.52: Média da diferença de temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}$ C), em 1999, para o bimestre março-abril, da simulação ASSIM II-a.

A diferença da média de temperatura para os meses de março e abril no primeiro e quarto nível do modelo, entre os experimentos ASSIM II-a e controle

é mostrada na figura 5.53. O primeiro nível apresenta valores positivos em quase todo o domínio enquanto no quarto nível os valores são negativos.

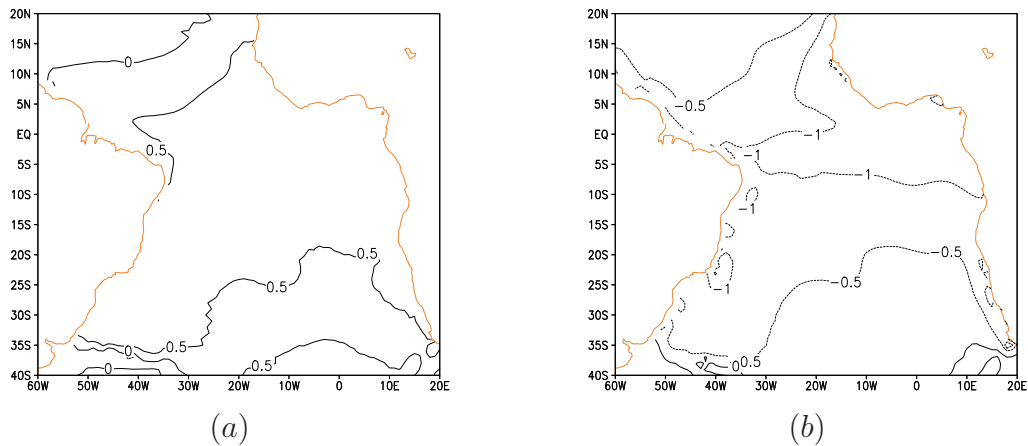


Figura 5.53: Diferença da média de temperatura ASSIM II-a menos controle para o bimestre março-abril no (a) primeiro e no (b) quarto nível do modelo. (Unidade: °C)

O perfil equatorial da média de temperatura está mostrado na figura 5.54a e o perfil da diferença entre o experimento de controle e o experimento ASSIM II-a está na figura 5.54b. Houve aquecimento na região entre a superfície e aproximadamente 70 m de profundidade, e resfriamento entre 70 m e 250 m, principalmente no lado leste da bacia. Próximo da costa da África houve uma significativa melhoria da representação da termoclina em toda a bacia com aumento do gradiente vertical de temperatura.

As figuras 5.55a e 5.55b apresentam a média das componentes zonal e meridional das correntes no primeiro nível do modelo para o ASSIM II-a. Nota-se pouca variação entre estes campos e os da simulação de controle (figuras 5.10 e 5.12). A maior diferença é observada na componente zonal no centro da região equatorial. O perfil equatorial também apresenta diferenças em relação à simulação de controle, como pode ser visto na figura 5.56. Contudo, as diferenças são mais suaves que no experimento ASSIM I.

O perfil equatorial da componente zonal das correntes, representado na figura 5.57 mostra um aumento da velocidade da Corrente Sub-Superficial do Equador em vasta região entre 70 m e 120 m. Este resultado deve-se à modificação imposta

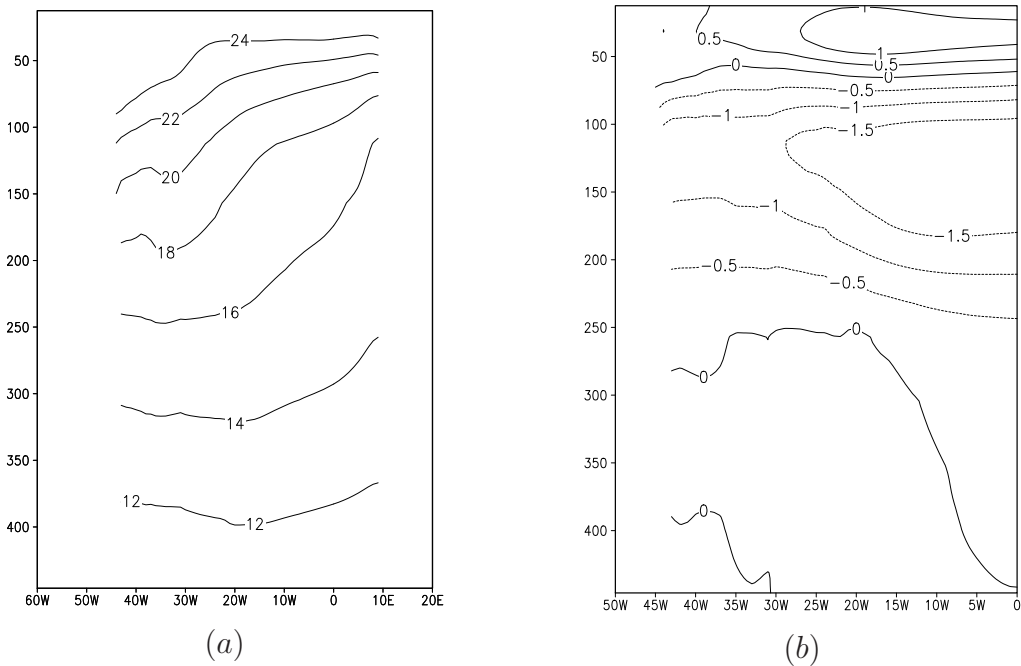


Figura 5.54: Perfil equatorial da média da temperatura, para o bimestre março-abril (a) para a simulação ASSIM II-a; e (b) diferença do perfil equatorial de temperatura ASSIM II-a menos controle. (Unidade: °C)

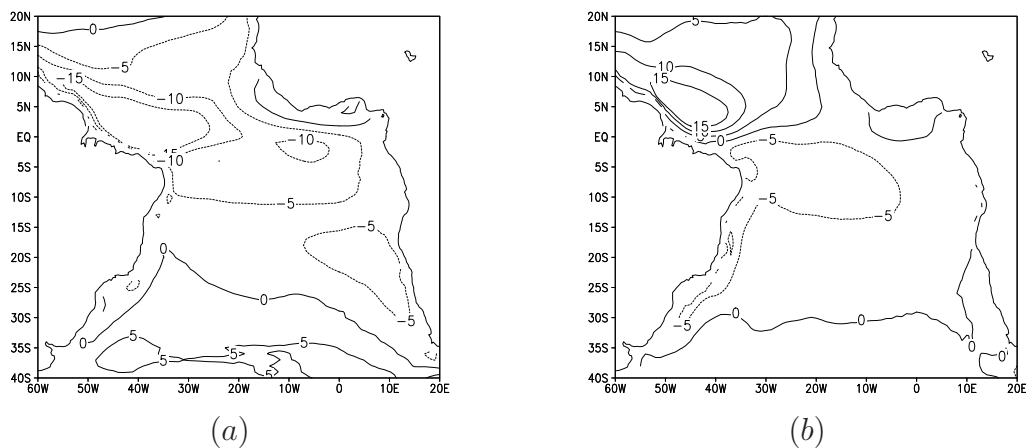


Figura 5.55: Média das componentes (a) zonal e (b) meridional das correntes, para o bimestre março-abril da simulação ASSIM II-a. (Unidade: cm/s)

no campo de temperatura pela assimilação, e vai de encontro com a climatologia da região que contém velocidades próximas à 1 m/s nas sub-correntes.

A figura 5.58 mostra as médias das componentes zonal e meridional para o bimestre maio-junho. As correntes de superfície são semelhantes àqueles obtidos pela simulação de controle, contudo o perfil equatorial da componente zonal mostra

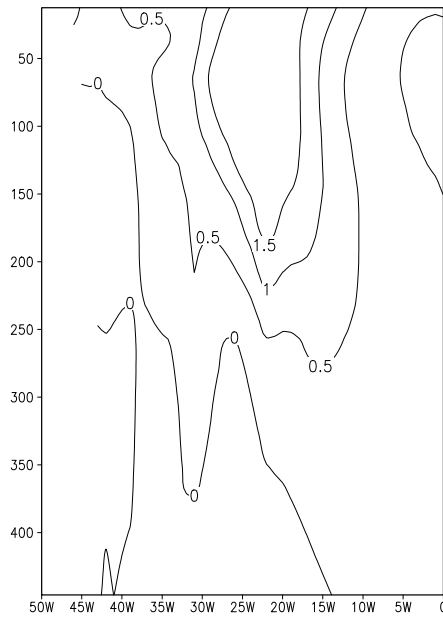


Figura 5.56: Perfil equatorial da média da diferença da componente zonal das correntes, para o bimestre março-abril, entre as simulações ASSIM II-a e controle. Unidade: cm/s.



Figura 5.57: Perfil equatorial da média da componente zonal das correntes, para o bimestre março-abril, da simulação ASSIM II-a. Unidade: cm/s.

a CSSE com um núcleo mais intenso do que foi observado na simulação de controle.

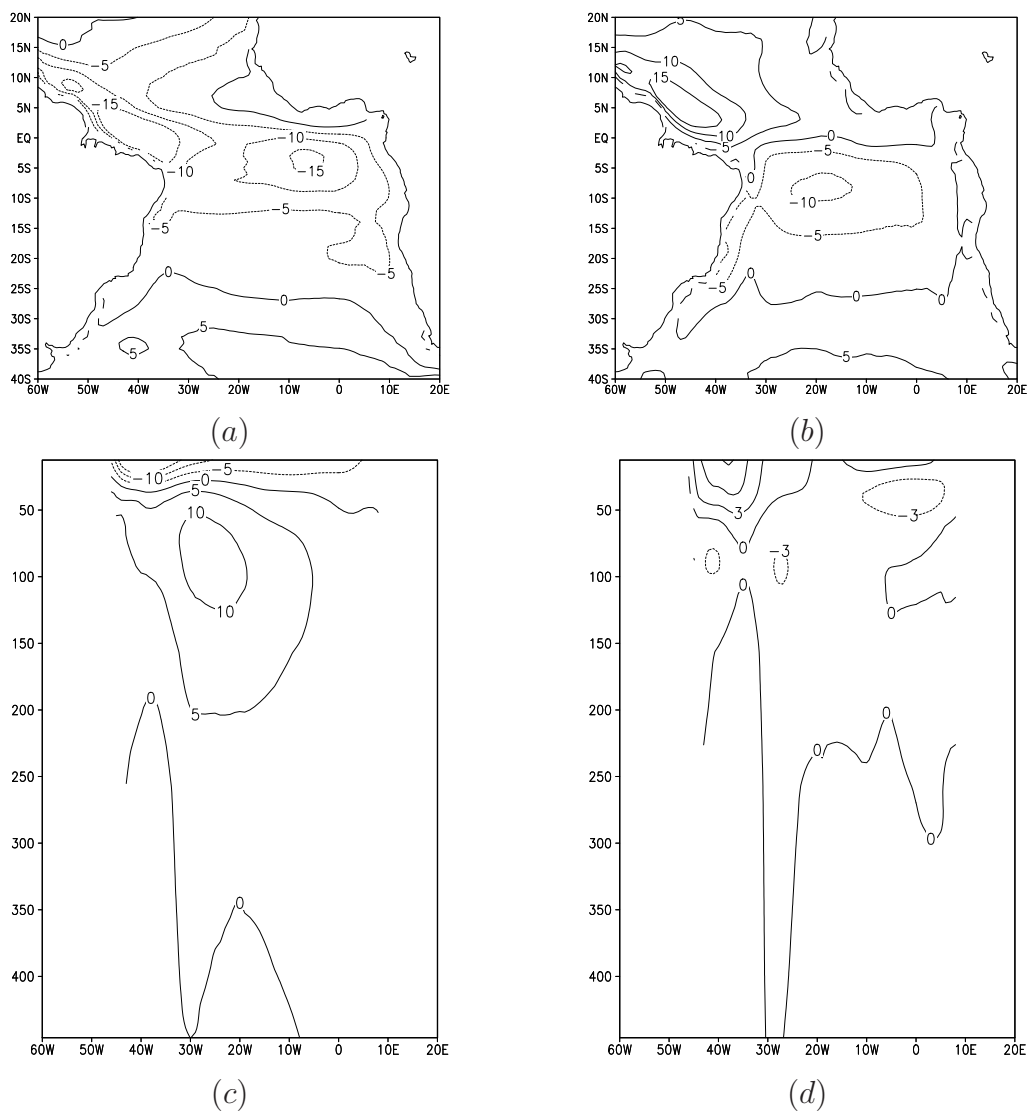


Figura 5.58: Média da (a) componente zonal e da (b) componente meridional do campo de correntes superficiais; perfis equatoriais da média da média da (c) componente zonal e da (d) componente meridional das correntes para o experimento ASSIM II-a no Atlântico (cm/s) para o ano de 1999 no bimestre maio-junho.

5.3.2 Experimento ASSIM II-b

Como o método de assimilação de dados proposto por Bergthorsson e Döös proveu bons resultados com a realização de análises a cada 5 dias, um novo experimento com análises diárias da temperatura durante um mês foi realizado para verificar o impacto da assimilação diária na representação final da análise.

Na figura 5.59 é apresentado a média da componente zonal de correntes no primeiro nível do modelo. Pode-se notar que após um mês de assimilação de dados

diária, o campo de correntes apresenta muitas perturbações ao longo de toda a costa do Brasil e ao norte do domínio apresentado. A série temporal da média na área da energia cinética no primeiro nível do modelo (ver figura 5.60) mostra um rápido crescimento a partir do vigésimo quinto dia de integração quando observa-se a degradação deste campo. Após trinta dias de simulação, a configuração das correntes está completamente degradado.

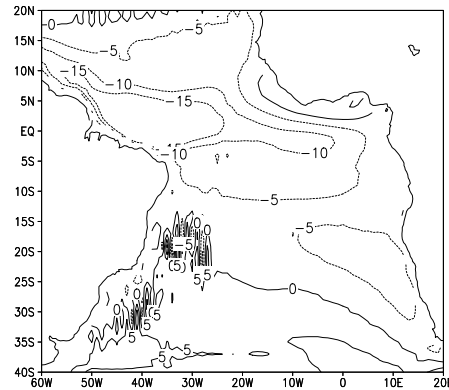


Figura 5.59: Média da componente zonal das correntes no primeiro nível do modelo (cm/s), para o mês de março, da simulação ASSIM II-b.

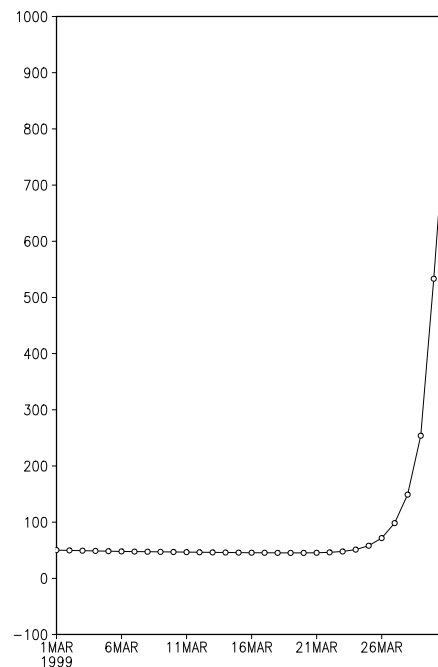


Figura 5.60: Média na área da energia cinética no primeiro nível do modelo, para o mês de março, da simulação ASSIM II-b. (Unidade: cm^2/s^2)

A média do perfil equatorial da componente zonal das correntes, figura 5.61, é similar ao da integração de controle e do experimento ASSIM II-a. Assim como no experimento com assimilação a cada 5 dias, o núcleo de velocidades maiores que 5 cm/s aparece mais expandido que na simulação de controle e existe uma pequena região com velocidades superiores a 10 cm/s. Como na simulação anterior, isso é resultado da modificação na representação da estrutura de temperatura.

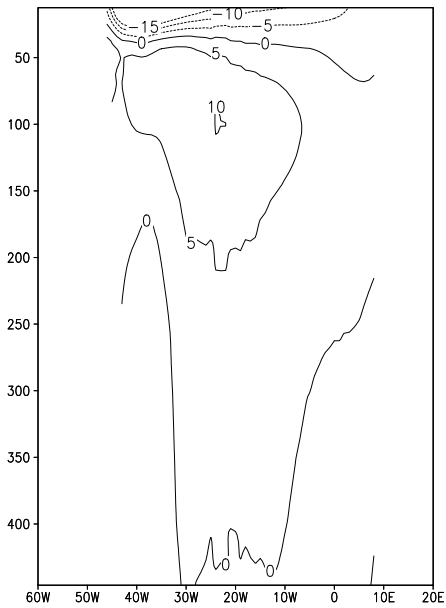


Figura 5.61: Perfil equatorial da média da componente zonal das correntes (cm/s), para o mês de março, da simulação ASSIM II-b.

5.3.3 Experimento 4 - BD+MNm

Neste experimento foi utilizada a metodologia de assimilação de dados BD, e o método de correção de correntes baseado em modos normais com a modificação da parametrização vertical de momento. O experimento 4 foi realizado em duas etapas: na primeira a análise da temperatura foi produzida a cada 5 dias durante dois meses, e na segunda foram realizadas análises diárias durante um mês.

Conforme já foi discutido anteriormente no experimento ASSIM-IIa, a metodologia de assimilação de dados aqui utilizada causa pouco impacto no campo de correntes. Nas figuras 5.62a e 5.62b são apresentados os valores médios da correção da componente zonal da velocidade das correntes no primeiro nível do modelo e um perfil equatorial, respectivamente. Nota-se que as correções têm valores pequenos e que as maiores correções ficam próximas à posição das bóias, com exceção de pequenos núcleos na costa sul do Brasil. No corte vertical, nota-se que a região onde estão presentes os maiores valores da correção corresponde à região com maior gradiente vertical de temperatura (figura 5.63). A representação vertical da componente zonal das correntes na região equatorial é mostrada na figura 5.64. A CSSE aparece mais intensa que na simulação de controle e esta configuração se mantém nos meses de maio e junho.

Na segunda etapa do experimento 4, a análise da temperatura foi realizada diariamente, tendo em vista que o impacto da assimilação a cada 5 dias foi pequeno. O objetivo é testar a sensibilidade do modelo ao aumento da frequência da assimilação e verificar se a média mensal estimada é mais realista. Teoricamente, um aumento da frequência de assimilação deve produzir ao longo do tempo incrementos da análise cada vez menores até um valor de saturação associado ao viés do modelo. Este é o limite da assimilação contínua (DERBER e ROSATI, 1989 DERBER and ROSATI (1989)).

As figuras 5.65a e 5.65b apresentam a média da componente zonal das correntes no primeiro nível do modelo e para o corte equatorial. Após a introdução da metodologia baseada na técnica de modos normais modificada, MNm, para

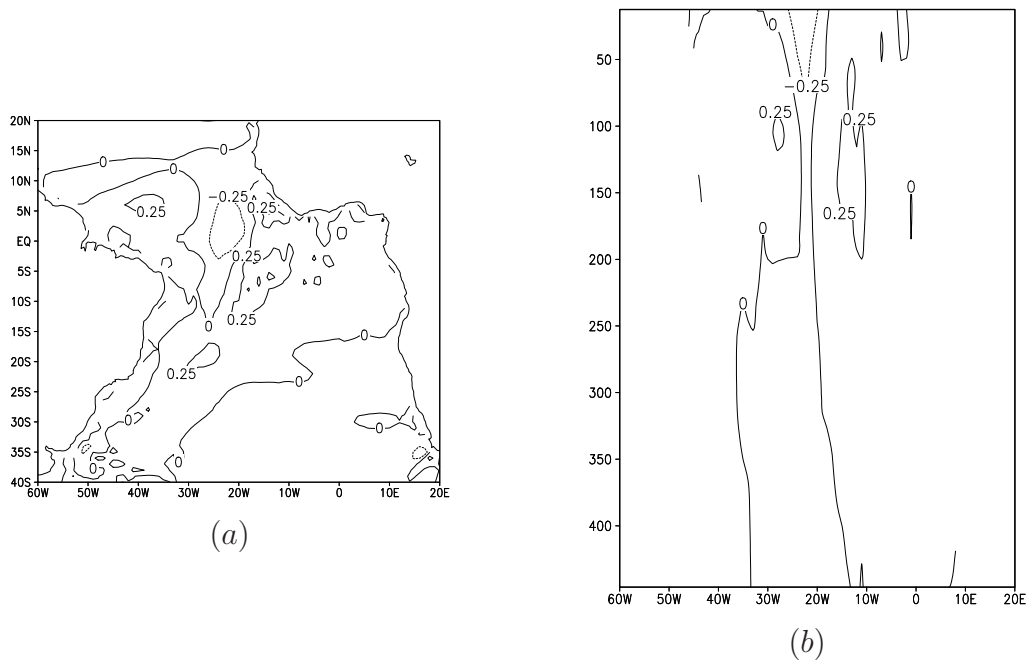


Figura 5.62: Média da correção da componente zonal das correntes, para o bimestre março-abril, (a) no primeiro nível do modelo e (b) o perfil equatorial, para o experimento 4. (Unidade: cm/s)

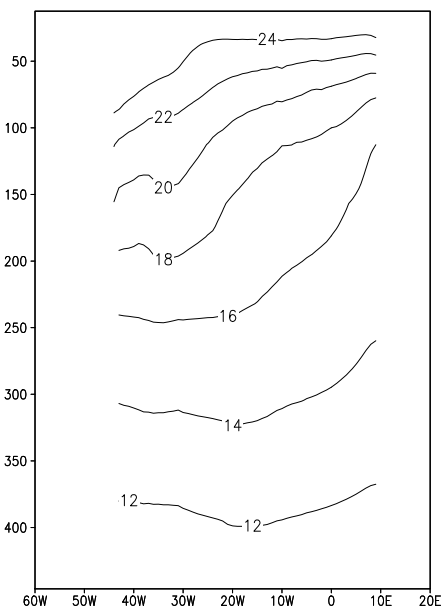


Figura 5.63: Perfil equatorial da temperatura média do experimento 4, no bimestre março-abril. (Unidade: $^{\circ}$ C)

a correção de correntes, as perturbações desaparecem e as correntes se mantêm suaves.

A representação vertical das correntes na região equatorial mostra-se bas-



Figura 5.64: Perfil médio equatorial da componente zonal das correntes para o experimento 4, no bimestre março-abril. (Unidade: cm/s)

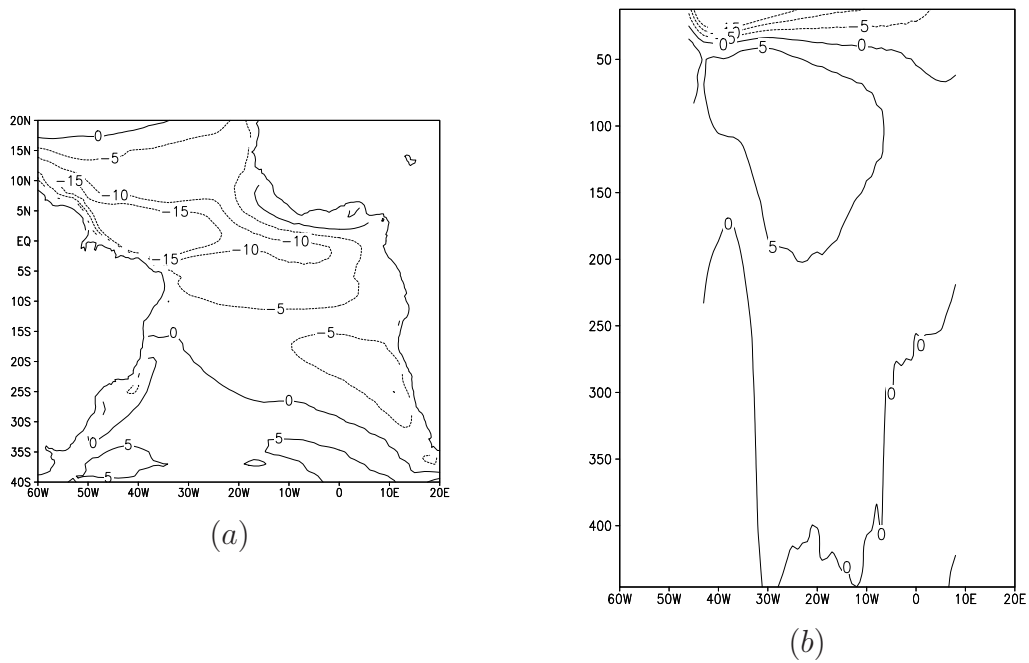


Figura 5.65: Média da componente zonal das correntes, para o mês de março, (a) no primeiro nível do modelo e (b) o perfil equatorial, para o experimento 4. (Unidade: cm/s)

tante similar à do experimento de controle durante o mês de março. Contudo, no mês de abril, o perfil vertical da componente zonal mostra a CSSE mais intensa do que na simulação de controle.

5.3.4 Experimento 5 - BD+MD

Neste experimento 5 foi utilizada a metodologia de assimilação de dados de BD, e o método direto para a correção de correntes. O experimento 5 também foi realizado com duas integrações da mesma forma que o experimento 4. A análise da temperatura foi produzida a cada 5 dias durante os meses de março e abril de 1999 e na outra integração, foram produzidas análises diárias durante o mês de março.

As correções calculadas para a componente zonal da velocidade das correntes estão apresentadas na figura 5.66. Nela pode-se observar valores entre $-0,25\text{cm/s}$ e $0,25\text{cm/s}$. A pequena magnitude da correção está associada ao suave incremento da análise produzido pelo método de assimilação. Neste experimento também é observado um aumento da intensidade da CSSE em relação ao experimento de controle, conforme mostrado na figura 5.67. Assim como no experimento 4, este aumento da intensidade da componente zonal da velocidade ocorre entre 50 m e 200 m e se mantém nos meses de maio e junho. Portanto a assimilação com correção foi exitosa no sentido de intensificar a CSSE, e a Corrente Sul Equatorial de leste para oeste.

Observando a distribuição horizontal das correções da componente zonal de correntes do experimento 4 (figura 5.62a) e do experimento 5 (figura 5.66a), nota-se que o segundo apresenta feições mais suaves que o primeiro. Isto porque no experimento 4 a metodologia de correção de correntes aplicada foi a dos modos normais, onde as correções tendem a se localizar principalmente ao redor da posição das bóias onde foram realizadas as observações.

Na segunda integração deste experimento a correção de correntes foi também eficiente em suprimir as perturbações geradas nas correntes devido à assimilação diária da temperatura. A componente zonal das correntes é apresentada na figura 5.68. Outra semelhança com o experimento 4 é o fato da representação vertical da componente zonal das correntes na região equatorial mostrar-se similar ao experimento controle no mês de março e com a CSSE mais intensa no mês de abril.

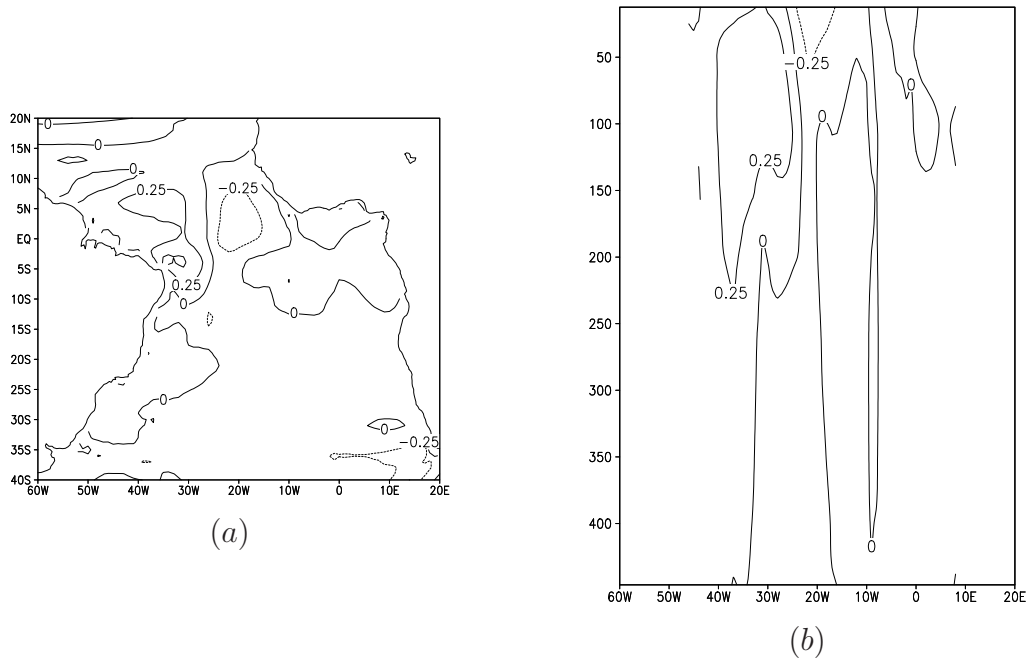


Figura 5.66: Média da correção da componente zonal das correntes, para o bimestre março-abril, (a) no primeiro nível do modelo e (b) o perfil equatorial, para o experimento 5. (Unidade: cm/s)

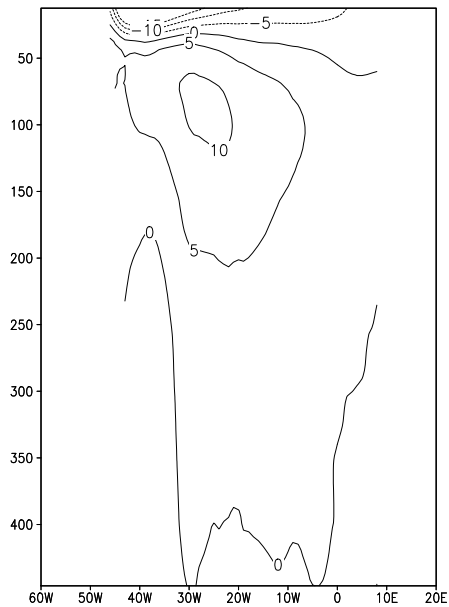
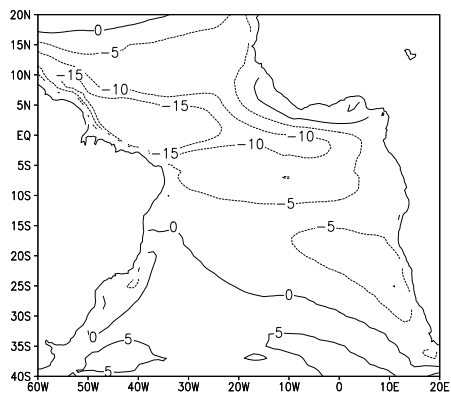
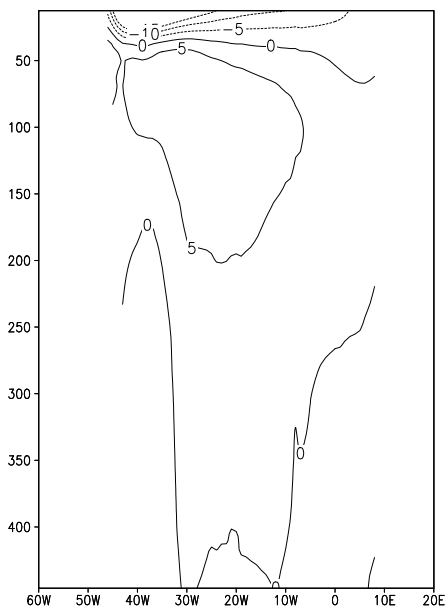


Figura 5.67: Perfil médio equatorial da componente zonal das correntes para o experimento 5, no bimestre março-abril. (Unidade: cm/s)



(a)



(b)

Figura 5.68: Média da componente zonal das correntes, para o mês de março, (a) no primeiro nível do modelo e (b) o perfil equatorial, para o experimento 5. (Unidade: cm/s)

Tabela 5.10: Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a temperatura na área compreendida entre o equador e 40°S e as longitudes de 0° e 60°W.

Experimento	Diferença da Temperatura (°C)			
	Março	Abril	Maió	Junho
Controle - GFDL	3.09	3.55	4.41	3.26
ASSIM BD - GFDL	3.23	4.16	5.36	4.86
BD+MN _m - GFDL	3.25	4.27	5.14	4.45
BD+MD - GFDL	3.25	4.46	5.90	5.97

5.3.5 Discussão dos Resultados

Conforme mostrado nas seções anteriores, o método ASSIM II produziu incrementos da análise de temperatura mais suaves que o método ASSIM I. A representação vertical da temperatura também foi bem melhor. Por esta razão as perturbações observadas no campo das correntes também foi mais suave. Isto possibilitou, inclusive, a realização da assimilação com frequência diária. Em todos os experimentos com o método ASSIM I houve melhora na representação das correntes superficiais e sub-superficiais nos meses posteriores ao processo de assimilação. Então, para quantificar os efeitos do método de assimilação ASSIM II com as metodologias de correção de correntes propostas, foram calculadas as diferenças quadráticas entre os experimentos ASSIM II, 4 e 5 e o experimento de assimilação do GFDL.

As tabelas 5.10, 5.11 e 5.12 mostram a evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a área compreendida entre o equador e 40°S e as longitudes de 0° e 60°W, da temperatura, componente zonal e componente meridional das correntes entre os dados do GFDL e os dados obtidos nas simulações de controle, ASSIM II e experimentos 4 e 5, para a profundidade de 87,5 m, ou seja, o quarto nível do modelo MOM3.

Assim como nos experimentos com o método ASSIM I, os maiores valores das diferenças ocorrem para a componente zonal da velocidade das correntes.

Em todos os experimentos com o método de assimilação ASSIM I observa-

Tabela 5.11: Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a componente zonal das correntes na área compreendida entre o equador e 40°S e as longitudes de 0° e 60°W.

Experimento	Diferença da Componente Zonal (cm/s)			
	Março	Abril	Maiο	Junho
Controle - GFDL	49.87	61.33	45.01	30.90
ASSIM BD - GFDL	49.10	59.42	44.58	31.51
BD+MN _m - GFDL	49.36	59.26	45.13	31.68
BD+MD - GFDL	49.39	58.47	43.98	30.83

Tabela 5.12: Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a componente meridional das correntes na área compreendida entre o equador e 40°S e as longitudes de 0° e 60°W.

Experimento	Diferença da Componente Meridional (cm/s)			
	Março	Abril	Maiο	Junho
Controle - GFDL	16.43	19.76	26.45	26.18
ASSIM BD - GFDL	16.55	19.91	27.01	26.80
BD+MN _m - GFDL	16.58	19.72	26.49	26.21
BD+MD - GFDL	16.56	20.17	27.39	27.29

Tabela 5.13: Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a temperatura na área compreendida entre o equador e 40°N e as longitudes de 0° e 60°W.

Experimento	Diferença da Temperatura (°C)			
	Março	Abril	Maior	Junho
Controle - GFDL	3.80	4.34	4.87	4.76
ASSIM BD - GFDL	3.17	2.75	2.73	2.70
BD+MN _m - GFDL	3.17	2.79	2.86	2.92
BD+MD - GFDL	3.17	2.66	2.42	2.49

se uma redução dos valores das diferenças quadráticas da componente zonal no período de março e abril em relação a simulação de controle e aos experimentos com o método ASSIM I (tabela 5.4). Já no bimestre maio-junho, o experimento 5 tem um desempenho um pouco melhor que os demais.

As diferenças quadráticas médias entre os dados do GFDL e os dados obtidos nas simulações de controle, ASSIM I e experimentos 1, 2 e 3, para a área compreendida entre o equador e 40°N e as longitudes de 0° e 60°W e a profundidade de 87,5 m, foram calculadas e são apresentadas nas tabelas 5.13, 5.14 e 5.15 para temperatura, componente zonal e componente meridional das correntes, respectivamente.

A componente zonal da velocidade das correntes mais uma vez tem as maiores diferenças. Isso porque as simulações realizadas com o MOM3 subestimaram os valores das correntes equatoriais. Entretanto, as diferenças desta variável em relação ao experimento do GFDL são inferiores aos da simulação de controle durante os quatro meses simulados.

As diferenças da componente meridional são menores que as obtidas para o hemisfério sul. Este fato também foi observado nas simulações com o método ASSIM I, mostrando que a intensidade e a configuração das correntes meridionais no hemisfério norte foram melhor representadas pelos experimentos realizados neste trabalho que as do hemisfério sul. O experimento 5 novamente teve melhor desempenho que os demais.

Tabela 5.14: Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a componente zonal das correntes na área compreendida entre o equador e 40°N e as longitudes de 0° e 60°W.

Experimento	Diferença da Componente Zonal (cm/s)			
	Março	Abril	Maió	Junho
Controle - GFDL	70.58	60.49	48.10	34.78
ASSIM BD - GFDL	69.59	58.32	46.54	34.69
BD+MN _m - GFDL	69.55	58.09	46.75	34.41
BD+MD - GFDL	69.54	57.41	45.76	34.50

Tabela 5.15: Evolução mensal das diferenças quadráticas médias para a componente meridional das correntes na área compreendida entre o equador e 40°N e as longitudes de 0° e 60°W.

Experimento	Diferença da Componente Meridional (cm/s)			
	Março	Abril	Maió	Junho
Controle - GFDL	11.24	10.44	5.92	4.82
ASSIM BD - GFDL	11.54	11.24	6.39	4.65
BD+MN _m - GFDL	11.69	11.28	6.01	4.74
BD+MD - GFDL	11.69	11.58	6.07	4.31

5.4 Experimentos Complementares

5.4.1 Experimentos 6 e 7 - FP+sT+MNm e FP+sT+MD

Os experimentos 6 e 7 consistem de uma suavização do campo de temperatura antes da realização da correção das correntes, já que o método FP produz valores altos dos incrementos de temperatura e muito localizados ao redor das bóias onde foram tomados os dados observados. O objetivo destes experimentos é obter um campo de correções mais suaves forçando a difusão da temperatura.

A suavização foi realizada fazendo a nova temperatura em cada ponto do domínio igual a média desta variável numa área de 6×6 pontos de grade. O experimento 6 foi realizado com o método MN de correção de correntes e o experimento 7 com o método MD.

As médias do bimestre março-abril para as componentes das correntes superficiais obtidas após estes procedimentos são mostradas nas figuras 5.69 e 5.70. Nota-se que as componentes superficiais mostram feições mais suaves que as observadas nos experimentos sem a suavização da temperatura (figuras 5.30 e 5.39). A média do perfil vertical da componente zonal não apresenta as regiões de convergência observadas observadas nos experimentos 1 e 3, ficando muito similar ao perfil do experimento de controle.

A suavização foi eficiente no sentido de reduzir o impacto da assimilação no campo de correntes. Contudo, a estrutura vertical do campo de temperatura permanece semelhante à obtida na simulação de controle apenas com camadas um pouco mais aquecidas devido à difusão da temperatura. Portanto, nos meses seguintes as correntes retornam rapidamente à mesma configuração do controle.

A suavização foi eficiente no sentido de reduzir o impacto da assimilação no campo de correntes. Contudo, a estrutura vertical do campo de temperatura permanece semelhante à obtida na simulação de controle apenas com camadas um pouco mais aquecidas devido à difusão da temperatura. Portanto, nos meses seguintes as correntes retornam rapidamente à mesma configuração do controle.

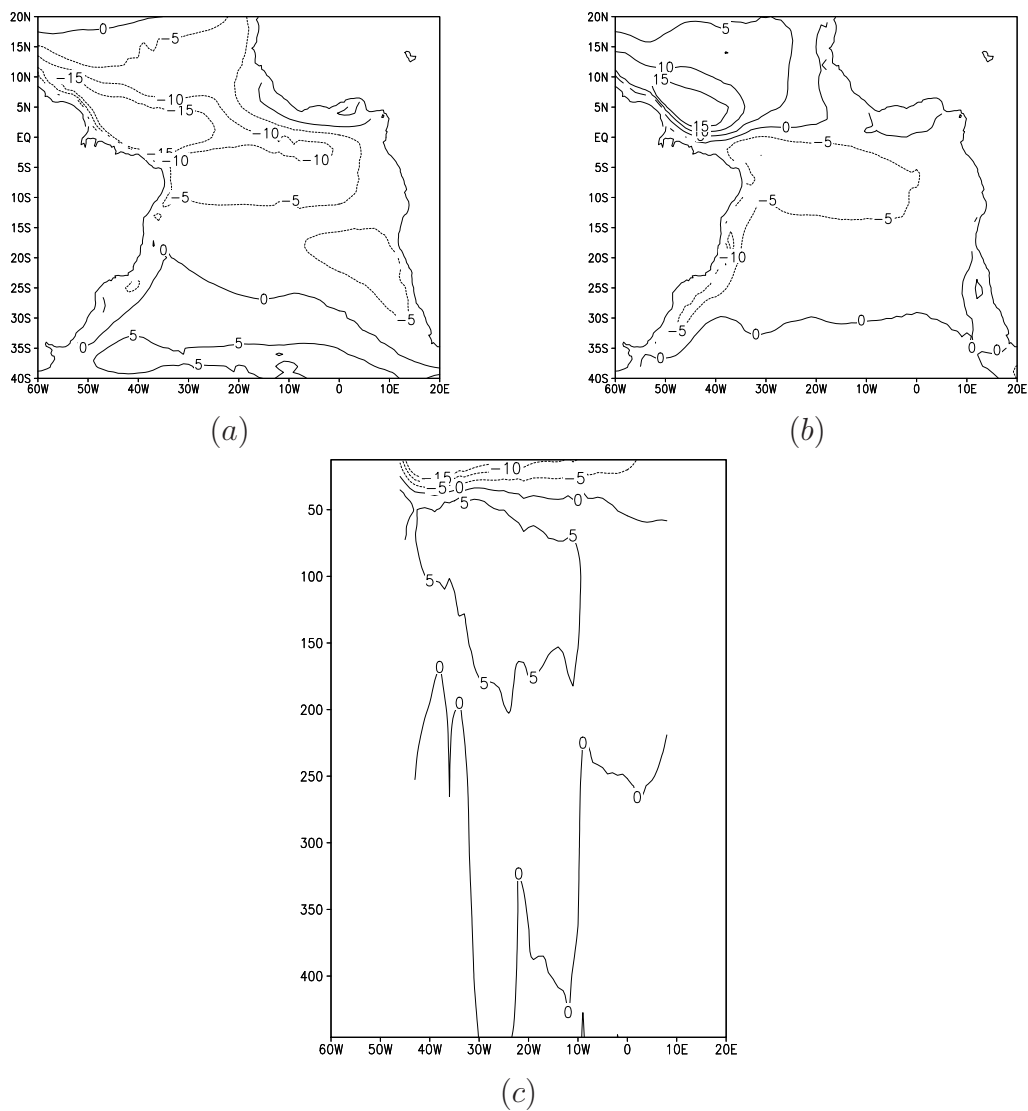


Figura 5.69: Média das componentes (a)zonal e (b)meridional das correntes superficiais e (c)perfil médio da componente zonal, para o bimestre março-abril do experimento 6. (Unidade: cm/s)

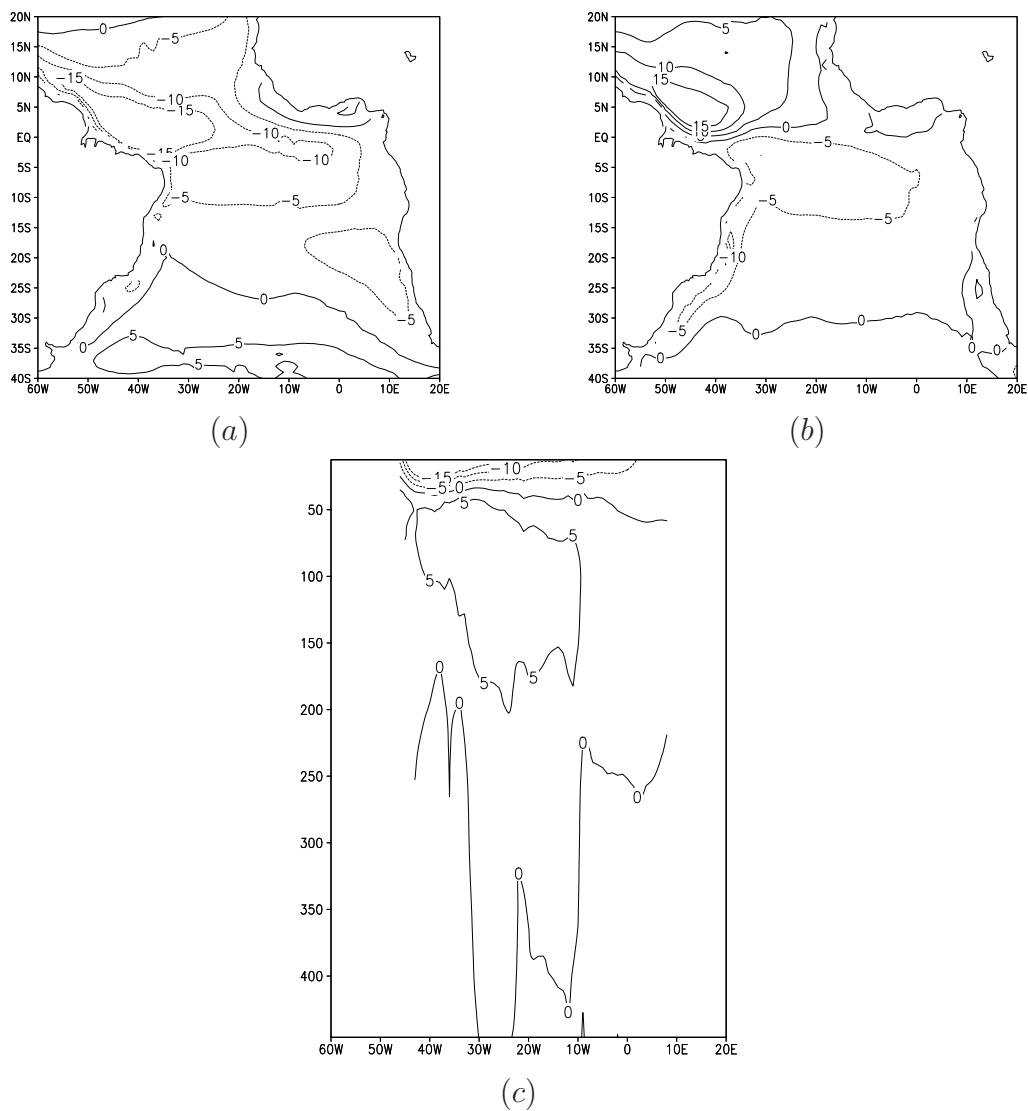


Figura 5.70: Média das componentes (a)zonal e (b)meridional das correntes superficiais e (c)perfil médio da componente zonal, para o bimestre março-abril do experimento 7. (Unidade: cm/s)

5.4.2 Experimento 8 - FP+FD

Conforme discutido no capítulo 3, apesar da aparente simplicidade desta metodologia, sua implementação para múltiplos passos de correção é computacionalmente cara, já que para cada correção da velocidade é necessária uma série temporal assimilada, e, além disso, a condição filtrada refere-se a um tempo passado. Então, para obter uma condição inicial filtrada no primeiro dia de maio, partindo do primeiro dia de março e usando séries de 30 dias na filtragem, são necessárias quatro integrações com 30 dias de duração, pois a cada filtragem obtém-se uma condição referente ao dia do meio da série original.

Por esta razão, este experimento foi conduzido de maneira distinta dos demais. Nos casos anteriores, a correção das correntes foi realizada após cada passo da assimilação dos perfis de temperatura. Neste caso, foi necessária a integração do modelo com a análise da temperatura durante um mês inteiro e só então a série temporal das correntes foi filtrada usando uma frequência de corte obtida experimentalmente, dando origem a uma nova condição inicial referente ao dia do meio da série.

Foram realizados testes com a série temporal para determinar o valor mais adequado para a frequência de corte. Foram usados diversos valores nos testes. Os melhores resultados foram obtidos com as seguintes frequências $10\Delta t$, $20\Delta t$ e $30\Delta t$, onde $\Delta t=600s$. Na figura 5.71 estão representadas a média meridional e a média zonal da energia cinética para as séries filtradas.

Nota-se picos de energia nas latitudes e longitudes onde estão posicionadas as bóias do PIRATA usadas na assimilação dos perfis de temperatura. Isto acontece porque as perturbações causadas pela análise da temperatura podem tanto gerar ondas espúrias quanto provocar a amplificação de ondas que já estavam presentes na solução. A determinação da frequência de corte foi realizada de maneira empírica observando o comportamento dos campos gerados em cada caso.

Para este experimento a frequência escolhida foi $30\Delta t$. Após a análise dos campos gerados pela filtragem, percebeu-se que com esta frequência os padrões

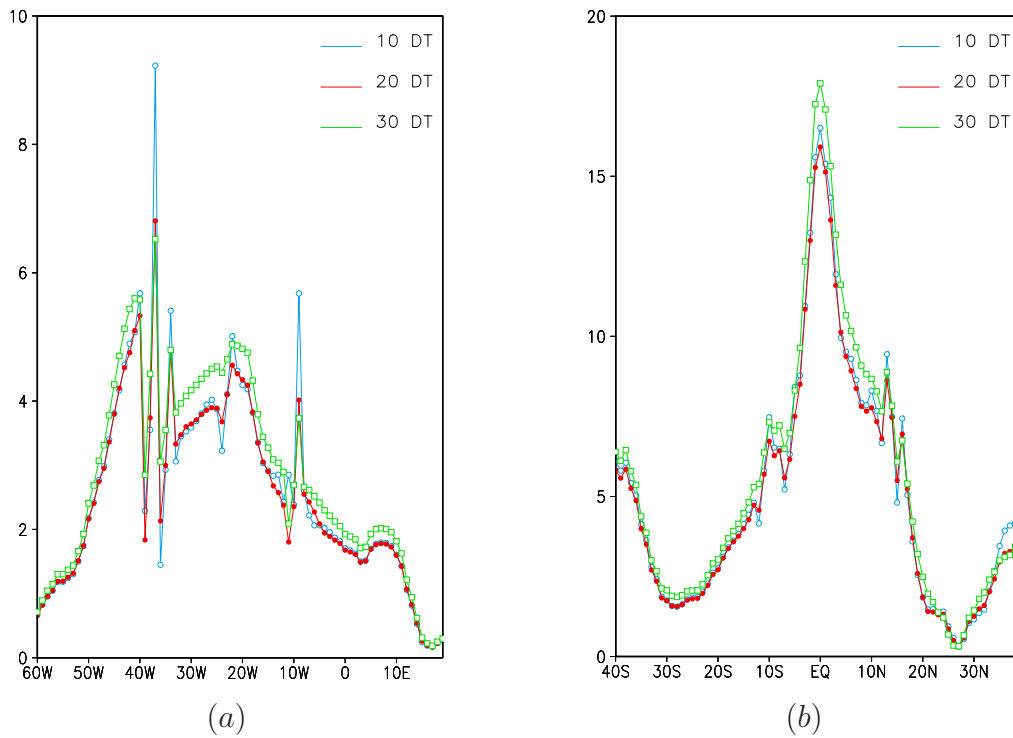


Figura 5.71: Média (a) meridional e (b) zonal da energia cinética das séries filtradas.

típicos do Atlântico tropical observados na simulação de controle foram pouco alterados e a amplitude das perturbações causadas pela metodologia de inicialização foram amenizadas. Os campos filtrados das componentes zonal e meridional das velocidades para o primeiro e quarto nível do modelo são apresentados na figura 5.72. Estes campos correspondem a uma condição inicial no dia 15 de março de 1999.

Os valores da componente zonal para o dia 15 de março de 1999 da simulação de controle e do experimento ASSIM I são mostrados na figura 5.73. Houve pouca atenuação dos núcleos de convergência ao redor das bóias, que ainda podem ser percebidos. A utilização da frequência de $40\Delta t$ foi descartada porque a atenuação da velocidade é muito grande. Nota-se que o experimento ASSIM I no dia 15 de março apresenta feições mais suaves que as do campo obtido pela filtragem. Possivelmente, este resultado poderia ser melhorado com a realização de filtrações subsequentes. Contudo, os demais procedimentos de inicialização do campo de correntes propostos neste trabalho são de implementação mais simples e mostraram

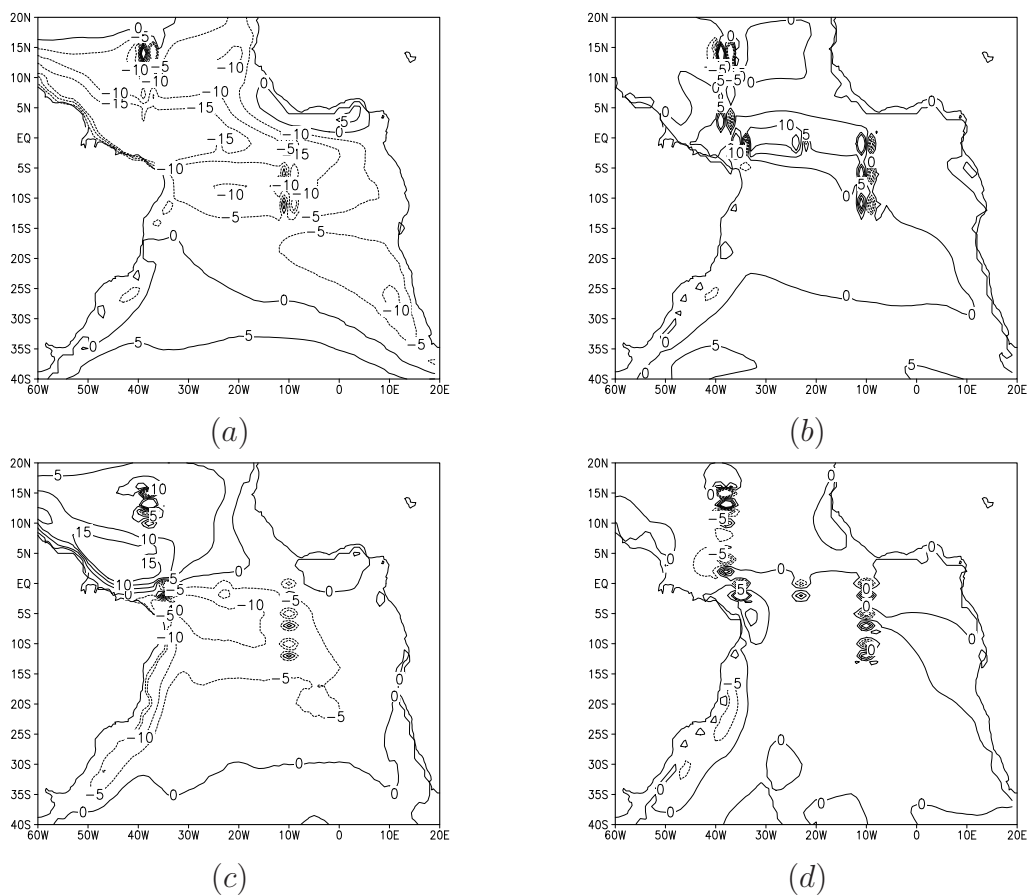


Figura 5.72: Componentes zonal das correntes (a) no primeiro e (b) no quarto nível; e componente meridional das correntes (c) no primeiro e (d) no quarto nível do experimento 8.

resultados melhores.

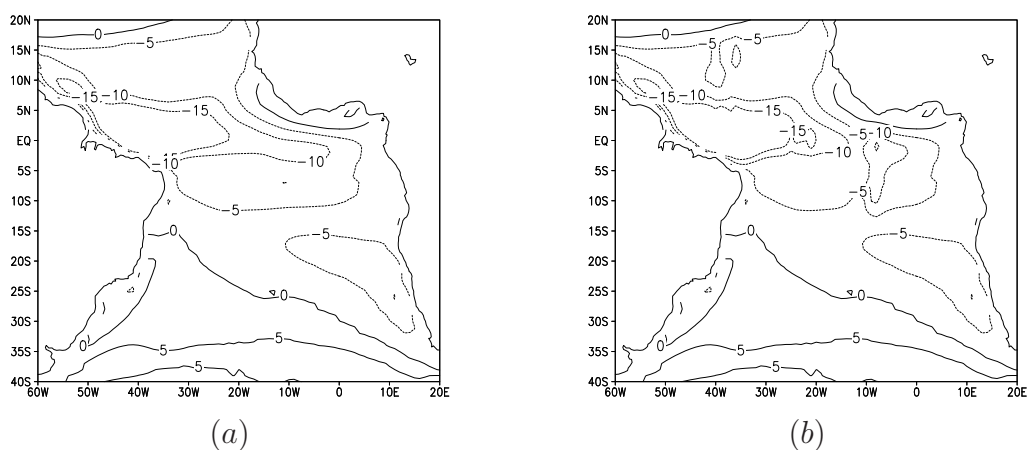


Figura 5.73: Componente zonal das correntes para o dia 15 de março nas simulações de (a) controle e (b) ASSIM I.

Capítulo 6

Conclusões

Neste trabalho foram apresentadas algumas metodologias para correção de correntes após a assimilação de perfis de temperatura na região do Atlântico Tropical. A primeira delas é baseada no método de modos normais muito utilizado em modelos atmosféricos, e foi proposta por Belyaev e Tanajura, aqui denominada de modos normais (MN). Entretanto, observou-se uma deficiência na parametrização da difusão vertical de momento deste método e uma modificação foi proposta. Esta metodologia foi então chamada modos normais modificada (MNm). Investigando o método de correções com modos normais, uma outra abordagem foi utilizada para promover a correção de correntes onde a o tempo não foi considerado. Esta metodologia foi chamada método direto (MD). Por fim, foi testado um filtro digital não recursivo, já usado na inicialização de um modelo atmosférico, para suavização do campo de correntes após a análise dos perfis de temperatura.

O modelo oceânico usado foi a versão 3 do Modular Ocean Model (MOM), desenvolvido no GFDL (Geophysical Fluid Dynamic Laboratory), com domínio horizontal cobrindo todo o globo e resolução da grade de 1° em ambas as direções. O domínio vertical cobre 5 km distribuídos em 15 níveis com espaçamento não uniforme. O passo de tempo usado em todas as integrações foi de 4 horas.

Os dados observados usados no processo de análise da temperatura são do projeto PIRATA, e dois diferentes métodos de assimilação foram aplicados. O primeiro é um filtro de Kalman baseado na equação de Fokker-Planck e o segundo

uma metodologia mais simples desenvolvida por Bergthorsson e Doos.

Foram realizados um total de oito experimentos combinando os métodos de assimilação de dados e correção de correntes, além de uma simulação de controle, onde o modelo foi integrado sem a realização de assimilação e correção. Com exceção do experimento 8, todos tiveram quatro meses de duração a partir do dia 1 de março de 1999.

Devido à ausência de dados observados de correntes no Atlântico Tropical para a comparação, foi utilizado um experimento de assimilação de dados realizado pelo GFDL. A comparação da simulação de controle com estes dados, mostrou que ela reproduziu padrões da circulação do oceano Atlântico, contudo os valores das velocidades foram bastante subestimados.

Uma das possíveis razões dessa subestimativa foi que a simulação de controle não produziu uma boa representação dos perfis de temperatura e prejudicou a representação das correntes geostróficas.

Após a aplicação do método de assimilação de dados baseado na equação de Fokker-Planck, observou-se que este causa grandes perturbações nos campos de correntes. Isto porque o modelo não representou bem a variação de temperatura na termoclina no Atlântico Tropical, fazendo com que os incrementos da análise desta variável fossem grandes nos primeiros metros do oceano. Além disso, esta metodologia de assimilação produziu incrementos muito localizados, aumentando o impacto nas correntes e degradando a integração do modelo após o segundo mês de simulação.

Os métodos MN, MNm e SD para a correção de correntes, diminuíram as regiões de convergência e divergência produzidas ao redor das bóias pela assimilação de dados e melhoraram a representação das correntes sub-superficiais, principalmente nos meses de maio e junho.

A metodologia de correção de correntes MN mostrou uma tendência de superestimar a velocidade das correntes em níveis intermediários. A modificação do coeficiente de difusão vertical de momento produziu valores de correção de cor-

rentes menores naqueles níveis.

O cálculo das diferenças quadráticas entre a simulação do GFDL e as simulações de controle, ASSIM I e dos experimentos 1, 2 e 3 mostrou que os piores resultados foram obtidos com o experimento ASSIM I. A introdução dos métodos de correção das correntes reduziram as diferenças entre os experimentos e o GFDL.

As maiores diferenças foram observadas na componente zonal das correntes de ambos os hemisférios. A componente meridional apresentou erros menores no hemisfério norte do que no hemisfério sul.

A análise espectral da série temporal da energia cinética para os experimentos de controle, ASSIM I, EXP1, EXP2 e EXP3, confirmou que a assimilação de dados introduziu perturbações com frequência de 5 dias no campo de velocidades do modelo e que os métodos de correção de correntes reduziram a amplitude dessas perturbações. Os métodos MN e MD tiveram resultados muito semelhantes e um pouco melhor que o MNm.

A análise das EOFs da componente zonal das correntes mostrou que o experimento ASSIM I foi bastante influenciado pelo impacto da análise de temperatura, caracterizado pela configuração do primeiro modo de EOF. Nos experimentos 1, 2 e 3, o impacto da assimilação sobre a primeira EOF não fica tão evidente, confirmando a eficiência dos procedimentos de correção.

O método de assimilação de dados de BD produziu uma análise de temperatura mais suave que o método FP e melhorou consideravelmente a representação dos perfis equatoriais de temperatura, tendo um impacto positivo sobre a representação das correntes durante todo o período da simulação.

Os experimentos realizados com o método de BD e assimilação a cada 5 dias tiveram comportamento semelhante tanto com o método MNm quanto com o método MD.

Observou-se que as diferenças quadráticas calculadas entre a simulação do GFDL e os experimentos ASSIM II, EXP4 e EXP5 para as componentes da velocidade foram menores que as obtidas para os experimentos com o método ASSIM I

e, na maioria das vezes, menores que as da simulação de controle.

Foi realizado um experimento com assimilação diária para o método BD onde o campo de correntes começou a degradar a partir do 15^o dia de simulação. A introdução dos métodos de correção de correntes resolveu este problema e estabilizou a solução do modelo.

De maneira geral, pode-se afirmar que os procedimentos de correção de correntes propostos foram eficientes quando os impactos da assimilação de dados foi grande, como no caso dos experimentos com o método ASSIM I e quando esses incrementos são pequenos, como no caso onde foi usado o método de BD.

Também foram realizados mais duas simulações com o método ASSIM I e uma suavização do campo de temperaturas. Neste caso, observa-se uma redução do impacto da assimilação sobre as correntes, porém observou-se uma tendência da simulação de retornar rapidamente à configuração da simulação de controle.

Por fim, foi realizado um experimento com um filtro digital onde o modelo foi integrado por 30 dias para obter um resultado filtrado referente ao décimo quinto dia da série inicial. A frequência de corte foi escolhida empiricamente e o campo de correntes obtido apresenta muitas perturbações ao redor da posição das bóias. Este é um procedimento computacionalmente caro e de difícil implementação para múltiplos passos de correção.

Todas as metodologias de correção de correntes aqui propostas foram desenvolvidas em FORTRAN 90 e incluídas no MOM 3 como subrotinas que tem por parâmetros as componentes zonal e meridional das correntes e o campo de densidade num número de níveis do modelo pré-determinado. Desta maneira, torna-se fácil a adaptação e/ou implementação dos métodos propostos em outros modelos oceânicos ou costeiros.

Os resultados obtidos neste trabalho mostraram que as metodologias de correção de correntes tiveram um bom desempenho apesar do modelo usado ter subestimado os campos de velocidade no Atlântico Tropical.

Recentemente o MOM4 foi instalado no LNCC e configurado com maior

resolução e condições de contorno mais realistas. Os resultados preliminares foram mais acurados que os do MOM3. Uma perspectiva futura é a utilização do MOM4 na realização de experimentos de assimilação de temperatura e/ou salinidade com os métodos de correção de correntes propostos neste trabalho. O desempenho destes métodos também pode ser investigado em estudos climáticos com modelos acoplados oceano-atmosfera.

Outra possibilidade é a utilização de um número maior de observações no processo de assimilação de dados, como por exemplo, as 19 bóias do PIRATA ou os dados do sistema ARGO.

Referências Bibliográficas

- ANDERSON, E. et al. (1999). **LAPACK User's Guide**. SIAM, University City Science Center, Philadelphia, PA, princeton usa edition.
- BARNES (1964). A technique for maximizing details in numerical map analysis. **J. Appl. Meteor.**, 3:395–409.
- BELYAEV, K. P. and TANAJURA, C. (2001). A data assimilation method used with an ocean circulation model and its application to the tropical atlantic. **Appl. Math. Modelling**, 25:655–670.
- BELYAEV, K. P. and TANAJURA, C. (2005). On the correction of perturbations due to data assimilation in ocean circulation models. **Appl. Math. Modelling**, 29:690–709.
- BELYAEV, K. P., TANAJURA, C., and O'BRIEN, J. (2001). A data assimilation method used with a ocean circulation model and its application to the tropical atlantic. **Appl. Math. Modelling**, 25:655–670.
- BENNET, A. F. and BUDGELL, W. P. (1987). Ocean data assimilation and the kalman filter: Spatial regularity. **J. Phys. Oceanogr.**, 17(10):1583–1601.
- BERGTHORSSON, P. and DOOS, B. (1955). Numerical weather map analysis. **Tellus**, 7:329–340.
- BONEKAMP, H., OLDENBORGH, G. V., and BURGERS, G. (2001). Variational assimilation of tropical atmosphere-ocean and expendable bathythermograph data in the hamburg ocean primitive equation ocean general circulation model,

- adjusting the surface fluxes in the tropical ocean. **Journal of Geophysical Research**, 16(C8):16693–16709.
- BOURKE, W. and MCGREGOR, J. (1983). A nonlinear vertical mode initialization scheme for a limited area prediction model. **Monthly Weather Review**, 111:2285–2297.
- BRIERE, S. (1982). Nonlinear normal mode initialization of a limited area model. **Monthly Weather Review**, 110:1166–1186.
- BRYAN, K. (1969). A numerical model for the study of the circulation of the world oceans. **J. Comput. Phys.**, 4:347–359.
- BURGERS, G., BALMASEDA, M., VOSSEPOEL, F., OLDENBORGH, G. V., and LEEUWEN, P. V. (2002). Balanced ocean-data assimilation near the equator. **J. Phys. Oceanogr.**, 32:2509–2519.
- CHARNEY, J. (1950). Numerical integration of the barotropic vorticity equation. **Tellus**, 2:237–254.
- CHARNEY, J. (1955). The use of primitive equations of motion in numerical prediction. **Tellus**, 7(22):2–26.
- CRESSMAN, G. (1959). An operational objective analysis system. **Mon. Wea. Rev.**, 87:367–374.
- DALEY, R. (1996). **Atmospheric Data Analysis**. Cambridge University Press.
- DERBER, J. and ROSATI, A. (1989). A global oceanic data assimilation system. **J. Phys. Oceanogr.**, 19:1333–47.
- DICKINSON, R. and WILLIAMSON, D. (1972). Free oscillations of a discrete stratified fluid with application to numerical weather prediction. **J. Atmos. Sci.**, 29:623–640.

- EVENSEN, G. (2004). Sampling strategies and square root analysis schemes for the enkf with correction. **Ocean Dynamics**, 54:539–560.
- GILCHRIST, B. and CRESSMAN, G. (1954). An experiment in objective analysis. **Tellus**, 6:309–318.
- GILL, A. (1992). **Atmosphere-Ocean Dynamics**. Academic Press, USA, California, San Diego.
- GODAS/NCEP (Acesso em: 10 de Janeiro de 2007). **Global Ocean Data Assimilation System**.
- HELLERMAN, S. and ROSENSTEIN, M. (1983). Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. **J. Phys. Oceanogr.**, 13:1093–1104.
- HINES, P. and KILLWORTH, P. (2001). An inversion-assimilation approach using hydrographic data in a coarse-resolution ocean model. **J. Atmos. Ocean. Techno.**, 18:1503–1520.
- HINKELMANN, K. (1959). **The atmosphere and the sea in motion**, pages 486–500. Rockefeller Institute Press, New York.
- HOLTON, J. (1972). **An introduction to dynamic meteorology**. Academic Press, New York.
- HÄRTER, F. (1999). Uso de filtro digital para iniciar um modelo de área limitada. Master’s thesis, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.
- ISHIKAWA, Y., AWAJI, T., and KOMORI, N. (2001). Dynamical initialization for the numerical forecasting of ocean surface circulations using a variational assimilation system. **J. Phys. Oceanogr.**, 31:75–93.
- JUVANON DU VACHAT, R. (1986). A general formulation of normal modes for limited-area models: application to initialization. **Monthly Weather Review**, 114:2478–2488.

- KALNAY, E. (2002). **Atmospheric Modeling Data Assimilation and Predictability**. Cambridge University Press.
- KANTHA, L. and CLAYSON, C. (2000). **Numerical Models of Oceans and Oceanic Processes**. Academic Press.
- LEVITUS, S. (1982). Climatological atlas of the world ocean. Technical Report 13, NOAA Government Printing Office, Washington D.C.
- LYNCH, P. (1985). Initialization of a barotropic limited-area model using the laplace transform technique. **Monthly Weather Review**, 113(8):1338–1444.
- LYNCH, P. (1997). The dolph-chebyshev window: a simple optimal filter. **Monthly Weather Review**, 125:1976–1982.
- LYNCH, P. and HUANG, X. (1992). Initialization of hirlam model using a digital filter. **Monthly Weather Review**, 120(6):1019–1034.
- MALLANOTTE-RIZZOLI, P. and HOLLAND, W. (1986). Data constraints applied to models of the ocean general circulation. part i: the steady case. **J. Phys. Oceanogr.**, 16:1665–1682.
- MILLER, R. N. (1985). Toward the application of the kalman filter to regional open ocean modeling. **J. Phys. Oceanogr.**, 16:72–86.
- MOORE, A., COOPER, N., and ANDERSON, D. (1987). Initialization and data assimilation in models of the indian ocean. **J. Phys. Oceanogr.**, 17:1965–1977.
- MOORE, A. M. (1990). Linear equatorial wave mode initialization in a model of the tropical pacific ocean: an initialization scheme for tropical ocean models. **J. Phys. Oceanogr.**, 20:423–445.
- OORT, A. (1983). Global atmospheric circulation statistics 1958-1973. Technical Report 14, NOAA Government Printing Office, Washington D.C.

- PACANOWSKI, R. C. and GRIFFIES, S. M. (1999). **MOM 3.0 Manual**. NOAA/Geophysical Fluid Dynamics, princeton usa edition.
- PACHECO, P. (2006). **INVESTIGAÇÃO DE MÉTODOS DE ASSIMILAÇÃO DE DADOS OCEANOGRÁFICOS E APLICAÇÕES COM O MODELO MOM3 NO OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL**. PhD thesis, Laboratório Nacional de Computação Científica, Petrópolis.
- PACHECO, P., CÁRDENAS, J., and TANAJURA, C. (2005). Experimentos de assimilação de dados e correção de salinidade no oceano atlântico tropical. Technical Report 34, Laboratório Nacional de Computação Científica LNCC/MCT, Petrópolis/RJ.
- PANOFSKY, H. (1949). Objective weather-map analysis. **J. Appl. Meteor.**, 6:386–392.
- PHILLIPS, N. (1960). On the problem of the initial data for the primitive equations. **Tellus**, 12:121–126.
- RICHARDSON, L. (1922). **Weather prediction by numerical process**. Cambridge University Press, Cambridge.
- RIENECKER, M., MOOERS, C. N. K., and ROBINSON, A. (1987). Dynamical interpolation and forecast of the evolution of mesoscale features off northern california. **J. Phys. Oceanogr.**, 17(8):1189–1213.
- SATYAMURTY, P. (2004). **Rudimentos de Meteorologia Dinâmica**.
- SEGSCHNEIDER, J., ANDERSON, D., VIALARD, J., BALMASEDA, M., and STOCKDALE, T. (2001). Initialization of seasonal forecast assimilating sea level and temperature observations. **Journal of Climate**, 14:4292–4307.
- SERVAIN, J. et al. (1998). A pilot research moored array in the tropical atlantic (pirata). **Bull. Am. Meteor. Soc.**, 29:2019–2031.

- TEIXEIRA, F. and TANAJURA, C. (2006). Current correction methods after temperature data assimilation in the tropical atlantic with mom 3. In 8th **IC-SHMO**, Foz do Iguaçu, Brazil. American Meteorological Society.
- TEMPERTON, C. (1988). Implicit normal mode initialization. **Monthly Weather Review**, 116:1013–1031.
- THOMPSON, P. (1969). Reduction of analysis error through constraints of dynamical consistency. **J. Appl. Meteor.**, 8:739–742.
- TROCCOLI, A., BALMASEDA, M., SEGSCHNEIDER, J., VIALARD, J., and ANDERSON, D. (2002). Salinity adjustments in the presence of temperature data assimilation. **Mon. Wea. Rev.**, 130:89–102.
- UNESCO (1981). Tenth report of the joint panel on oceanographic tables and standards. In **Technical Papers in Marine SCI. No. 36**, Paris. UNESCO.
- WEAVER, A., VIALARD, J., and ANDERSON, D. (2003). Three- and four-dimensional variational assimilation with a general circulation model of the tropical pacific ocean. part i: formulation, internal diagnostics, and consistency checks. **Monthly Weather Review**, 131:1360–1378.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)