

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ESTUDO DO IMPACTO DA  
ASSIMILAÇÃO DE DADOS  
ALTIMÉTRICOS NA  
PREVISIBILIDADE DE  
CURTO-PRAZO  
DO MODELO OCEÂNICO  
HYCOM  
SOBRE A METAREA V  
DO ATLÂNTICO SUL

LEONARDO NASCIMENTO LIMA

SALVADOR – BAHIA  
MAIO – 2012





**Estudo do impacto da assimilação de dados altimétricos na  
previsibilidade de curto-prazo do modelo oceânico HYCOM sobre a  
METAREA V do Atlântico Sul**

por

LEONARDO NASCIMENTO LIMA

Oceanografia (Universidade Federal da Bahia – 2009)

Orientador: Prof. Dr. Clemente Augusto Souza Tanajura

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

MESTRE EM CIÊNCIAS

EM

GEOFÍSICA

à

Câmara de Ensino de Pós-Graduação e Pesquisa

da

Universidade Federal da Bahia

Comissão Examinadora

---

Dr. Clemente Augusto Souza Tanajura

---

Dr. Afonso de Moraes Paiva

---

Dr. Mauro Cirano

Aprovada em 04 de maio de 2012

A presente pesquisa foi desenvolvida no Dept. de Física da Terra e do Meio Ambiente, com recursos próprios, da CAPES e da Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica (REMO)

Q999 Lima, Leonardo Nascimento,

Estudo do impacto da assimilação de dados altimétricos na previsibilidade de curto-prazo do modelo oceânico HYCOM sobre a METAREA V do Atlântico Sul / Leonardo Nascimento Lima. — Salvador, 2012.

48 f.: il., mapas, fotos.

Orientador: Prof. Dr. Clemente Augusto Souza Tanajura  
Dissertação (Mestrado) - Pós-Graduação em Geofísica. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, 2012.

1. Bahia - Geofísica. I. Assimilação de dados. II. previsibilidade

911.6(813.8)(043)

*Dedico a todos que me apoiaram ao longo destes anos e que de alguma forma contribuíram positivamente para o desenvolvimento deste trabalho. Dedico especialmente a minha amada Mãe.*

# Resumo

Neste estudo, a assimilação de dados de anomalia da altura da superfície do mar (AASM) ao longo da trilha dos satélites Jason-1 e Jason-2 foi conduzida na METAREA V do Atlântico Sul ( $7^{\circ}\text{N}$ - $36^{\circ}\text{S}$ ,  $20^{\circ}\text{W}$  até a costa do Brasil) com o método de interpolação ótima e o modelo oceânico HYCOM. Foram realizados quatro experimentos de previsão de 24 h durante os dias de 1 de janeiro a 31 de março de 2011 considerando diferentes janelas de assimilação de AASM (1 dia e 2 dias) e diferentes coeficientes na parametrização da matriz de covariâncias dos erros de AASM do modelo. A resolução horizontal empregada no HYCOM foi  $1/12^{\circ}$  para 21 camadas verticais. As correções de altura da superfície do mar devido à assimilação de AASM foram projetadas abaixo da camada de mistura através da técnica de Cooper & Haines (1996). Os resultados mostraram que o experimento com assimilação de dados ao longo da trilha dos satélites com a janela de 2 dias e com parametrizações da matriz de covariância específicas para sub-regiões da METAREA V foi o mais acurado. Ele reconstruiu completamente o campo de altura da superfície do mar do modelo e que importantes melhorias na circulação foram obtidas. Por exemplo, houve substancial melhoria da representação nos campos da Corrente do Brasil e Sub-corrente Norte do Brasil. Ainda, impactos positivos na estrutura das principais massas d'água presentes no Atlântico Sul oeste próximo a costa do Brasil foram verificados. Entretanto, tendo em vista que não foi realizada assimilação de perfis verticais de temperatura e de salinidade e da temperatura da superfície do mar, a metodologia apresentada deve ser considerada apenas como um passo na conquista de uma análise oceânica e um sistema previsor de qualidade para fins operacionais.

# Abstract

In this study, assimilation of Jason-1 and Jason-2 along-track sea surface height anomaly (SSHA) data was conducted in the South Atlantic METAREA V (7°N-36°S, 20°W until the Brazilian coast) with the optimal interpolation method and the ocean model HYCOM. Four 24 h-forecast experiments were performed daily from January 1 until March 31, 2011 considering different SSHA assimilation data windows (1 day and 2 days) and different coefficients in the parameterization of the model SSHA covariance matrix. The model horizontal resolution was 1/12° and the number of vertical layers was 21. The SSHA analyses were projected to the subsurface with the Cooper and Haines (1996) scheme. The results showed that the experiment with 2-day window of along-track data and with specific parameterizations of the model SSHA covariance error for sub-regions of the METAREA V was the most accurate. It completely reconstructed the model sea surface height and important improvements in the circulation were produced. For instance, there was a substantial improvement in the representation of the Brazil Current and in the Sub-surface North Brazil Current. Also, positive impacts in the structure of the main water masses in the South Atlantic close to the Brazilian coast were attained. However, since no assimilation of vertical profiles of temperature and salinity and of sea surface temperature was performed, the methodology employed here should be considered only as a step towards a high quality analysis and forecast system for operational purposes.

# Índice

<b>Resumo</b> . . . . .	4
<b>Abstract</b> . . . . .	5
<b>Índice</b> . . . . .	6
<b>Índice de Tabelas</b> . . . . .	8
<b>Índice de Figuras</b> . . . . .	10
<b>1 Introdução</b> . . . . .	17
1.1 Região de Estudo . . . . .	20
1.2 Sistemas de Observação . . . . .	22
1.3 Modelagem Numérica . . . . .	23
1.4 Assimilação de Dados . . . . .	24
<b>2 Metodologia</b> . . . . .	26
2.1 Modelo Oceânico . . . . .	28
2.2 Ajuste de Dados Observados de AASM . . . . .	30
2.3 Esquema de Interpolação Ótima (OI) . . . . .	31
2.4 A Técnica de Cooper & Haines (1996) . . . . .	35
2.5 Métricas Estatísticas . . . . .	36
<b>3 Resultados e Discussão</b> . . . . .	37
3.1 Avaliação de Superfície . . . . .	38
3.1.1 Anomalia da Altura da Superfície do Mar (AASM) . . . . .	38
3.1.2 Temperatura Superficial do Mar (TSM) . . . . .	46
3.2 Avaliação em Sub-superfície . . . . .	50
3.2.1 Temperatura . . . . .	51
3.2.2 Salinidade . . . . .	57
3.3 Representação do Estado Físico da Água do Mar na METAREA V do Atlântico	59

---

<b>4 Sumário e Conclusões</b> . . . . .	86
<b>Agradecimentos</b> . . . . .	90
<b>Referências Bibliográficas</b> . . . . .	91

# Índice de Tabelas

2.1	Parâmetros de decorrelação espacial e decorrelação temporal estimados com os dados de AASM do AVISO para os meses de janeiro, fevereiro e março de 2007 a 2010. . . . .	34
3.1	erro quadrático médio (EQM) da previsão de 24 h de temperatura em 20 metros dos experimentos com o HYCOM em relação às bóias PIRATA SW de 01/01/2011 a 31/03/2011. . . . .	54
3.2	Correlação (R) da previsão de 24 h de temperatura em 20 metros dos experimentos com o HYCOM em relação às bóias PIRATA SW de 01/01/2011 a 31/03/2011. . . . .	54
3.3	erro quadrático médio (EQM) da previsão de 24 h de temperatura em 100 metros dos experimentos com o HYCOM em relação às bóias PIRATA SW de 01/01/2011 a 31/03/2011. . . . .	55
3.4	Correlação (R) da previsão de 24 h de temperatura em 100 metros dos experimentos com o HYCOM em relação às bóias PIRATA SW de 01/01/2011 a 31/03/2011. . . . .	55
3.5	Valores das superfícies isopicnais (em $\text{kg m}^{-3}$ ) que representam as interfaces entre as principais massas d'água no Oceano Atlântico Sul. Adaptado de Silveira (2007). . . . .	74
3.6	Média e desvio-padrão do transporte calculado a partir das previsões de velocidade meridional do experimento de controle, do EAASM e das análises do HYCOM+NCODA durante março de 2011. O transporte foi estimado para as subáreas demarcadas ao longo da seção em 5°S. . . . .	78
3.7	Média e desvio-padrão do transporte calculado a partir das previsões de velocidade meridional do experimento de controle, do EAASM e das análises do HYCOM+NCODA durante março de 2011. O transporte foi estimado para as subáreas demarcadas ao longo da seção em 13°S. . . . .	80

---

3.8 Média e desvio-padrão do transporte calculado a partir das previsões de velocidade meridional do experimento de controle, do EAASM e das análises do HYCOM+NCODA durante março de 2011. O transporte foi estimado para as subáreas demarcadas ao longo da seção em 22°S. . . . . 82

# Índice de Figuras

1.1	Mapa demarcando em linha tracejada a região da METAREA V. . . . .	20
1.2	Distribuição das massas d'água e esquema do escoamento do sistema de correntes de contorno oeste ao longo da margem continental brasileira (extraído de Soutelino, 2008). . . . .	21
2.1	Domínio numérico do HYCOM 1/12° configurado pela REMO. . . . .	27
2.2	Esquema de assimilação de dados de AASM em superfície e projeção para sub-superfície com a técnica de Cooper & Haines (1996). . . . .	28
2.3	(a) Posição e (b) esquema de ajuste de dados de AASM ao longo da trilha extraída no dia 01/01/2011: AASM observada (preto), AASM calculada no HYCOM (azul), AASM ajustada (vermelho), média da AASM ajustada (tracejado preto). . . . .	31
2.4	Desvio-padrão da AASM calculado com dados do AVISO, mostrando as sete sub-regiões do domínio numérico definidas para emprego de parâmetros de decorrelação. O desvio-padrão foi calculado para os meses de janeiro, fevereiro e março de 2007 a 2010. . . . .	33
2.5	Autocorrelação temporal para as sete sub-regiões do domínio numérico. A linha tracejada vermelha indica o <i>e-folding time</i> . . . . .	33
2.6	Autocorrelação espacial para dois pontos no domínio numérico (a) 1°N-28°W e (b) 38°S-50°W. A linha preta contínua indica o <i>e-folding length</i> . . . . .	34
2.7	Número e posição das trilhas de AASM que passaram no domínio numérico durante o(s) dia(s) (a) 01/01/2011 (b) 31/12/2010 e 01/01/2011. . . . .	35
3.1	Incremento da análise ( $x^a - x^f$ ) do dia 01/01/2011 para (a) experimento 1, (b) experimento 2, (c) experimentos 3 e 4. . . . .	38
3.2	Mapas horizontais da AASM média em metros calculadas de 01/01/2011 a 31/03/2011 para as (a) previsões do experimento 1 (b) previsões do experimento 2 (c) previsões do experimento 3 (d) previsões do experimento de controle (e) análises do HYCOM+NCODA e (f) AVISO. . . . .	40

- 
- 3.3 Comparação em (a) 29°S-38°W e (b) 39°S-43°W durante 01/01/2011 a 31/03/2011 entre os dados de AASM (em metros) do AVISO (em cinza) e os resultados de AASM previstos pelos experimentos 1 (azul escuro), 2 (preto) e 3 (marrom) e simulado pelo experimento 4 (azul claro). . . . . 40
- 3.4 Curvas de EQMC (em metros) dos experimentos com o HYCOM em relação aos dados de AASM do AVISO de 01/01/2011 a 31/03/2011 para as sub-regiões (a) um, (b) dois, (c) três, (d) quatro, (e) cinco, (f) seis e (g) sete. . . 42
- 3.5 Curvas de EQMC (em metros) dos experimentos com o HYCOM em relação aos dados de AASM do AVISO de 01/01/2011 a 31/03/2011 somente para o domínio da METAREA V. . . . . 43
- 3.6 Mapas horizontais de EQMC de AASM médio (em metros) calculados em relação ao AVISO de 01/01/2011 a 31/03/2011 para as (a) previsões do experimento 1 (b) previsões do experimento 2 (c) previsões do experimento 3 (d) previsões do experimento de controle (e) análises do HYCOM+NCODA. . . 43
- 3.7 Curvas de correlação dos experimentos com o HYCOM em relação aos dados de AASM do AVISO de 01/01/2011 a 31/03/2011 para as sub-regiões (a) um, (b) dois, (c) três, (d) quatro, (e) cinco, (f) seis e (g) sete. . . . . 44
- 3.8 Curvas de correlação dos experimentos com o HYCOM em relação aos dados de AASM do AVISO de 01/01/2011 a 31/03/2011 somente para o domínio da METAREA V. . . . . 45
- 3.9 Diagrama de Taylor elaborado a partir dos resultados de AASM dos experimentos realizados neste trabalho e do HYCOM+NCODA de 01/01/2011 a 31/03/2011. Os pontos vermelho, azul escuro, preto, marrom, azul claro e verde correspondem respectivamente ao experimento de controle, experimento 1, experimento 2, experimento 3, experimento 4 e HYCOM+NCODA. O ponto cinza corresponde à estatística entre a AASM do AVISO com ela mesma, por isso indica correlação igual a 1 e EQMC igual a 0. Os meio-círculos tracejados em azul indicam os EQMCs. . . . . 46
- 3.10 Mapa horizontal da TSM média derivada do OSTIA em graus Celsius (°C) durante o período de 02/01/2011 a 01/04/2011. . . . . 47
- 3.11 Mapas horizontais da media de TSM (em °C) calculada de 01/01/2011 a 31/03/2011 para as (a) previsões do experimento 1, (b) previsões do experimento 2, (c) previsões do experimento 3, (d) simulações do experimento 4, (e) previsões do experimento de controle e (f) análises do HYCOM+NCODA. . . 47

- 3.12 Mapas horizontais de erro médio (em °C) calculado entre a média das análises de TSM do OSTIA e a média das (a) previsões do experimento 1, (b) previsões do experimento 2, (c) previsões do experimento 3, (d) simulações do experimento 4, (e) previsões do experimento de controle, e (f) análises do HYCOM+NCODA. As médias foram calculadas de 01/01/2011 a 31/03/2011. 48
- 3.13 Mapas horizontais de erro quadrático médio (em °C) calculado de 01/01/2011 a 31/03/2011 entre as análises de TSM do OSTIA e as (a) previsões do experimento 1, (b) previsões do experimento 2, (c) previsões do experimento 3, (d) simulações do experimento 4, (e) previsões do experimento de controle, e (f) análises do HYCOM+NCODA. . . . . 49
- 3.14 Mapas horizontais do índice de habilidade calculado de 01/01/2011 a 31/03/2011 entre as análises de TSM do OSTIA e as (a) previsões do experimento 1, (b) previsões do experimento 2, (c) previsões do experimento 3, (d) simulações do experimento 4, (e) previsões do experimento de controle, e (f) análises do HYCOM+NCODA. . . . . 50
- 3.15 Cruzes vermelhas indicam a posição das bóias ancoradas PIRATA e pontos pretos indicam o mesmo para os flutuadores ARGO presentes na META-REA V. Os dados de temperatura e salinidade extraídos de 01/01/2011 a 31/03/2011 foram usados na avaliação em sub-superfície do HYCOM. Durante este período cerca de 480 flutuadores ARGO foram utilizados. Foram usadas na avaliação somente as bóias PIRATA SW, contidas na elipse azul. . 51
- 3.16 Curvas de temperatura (°C) em 20 m apresentadas pelos experimentos com o HYCOM ao longo das bóias PIRATA SW (a) 8°S-30°W, (b) 14°S-32°W e (c) 19°S-34°W. (d) Apresenta o erro quadrático médio dos experimentos em relação às três bóias. . . . . 52
- 3.17 Curvas de temperatura (°C) em 100 m apresentadas pelos experimentos com o HYCOM nas bóias PIRATA SW (a) 8°S-30°W, (b) 14°S-32°W e (c) 19°S-34°W. (d) Apresenta o erro quadrático médio dos experimentos em relação às três bóias. . . . . 53
- 3.18 Média do erro absoluto de temperatura (°C) dos experimentos com o HYCOM em relação aos flutuadores ARGO de 01/01/2011 a 31/03/2011. . . . . 56
- 3.19 Média do erro quadrático médio de temperatura (°C) dos experimentos com o HYCOM em relação aos flutuadores ARGO de 01/01 a 31/03/2011. . . . . 56
- 3.20 Curvas de salinidade (PSU) em 1 m apresentadas pelos experimentos com o HYCOM ao longo das bóias PIRATA SW (a) 8°S-30°W, (b) 14°S-32°W e (c) 19°S-34°W. (d) Apresenta o erro quadrático médio dos experimentos em relação às três bóias. . . . . 57

3.21	Média do erro quadrático médio de salinidade (PSU) dos experimentos com o HYCOM em relação aos flutuadores ARGO de 01/01 a 31/03/2011. . . . .	58
3.22	Média de energia cinética por unidade de massa calculada a partir das (a) previsões de velocidade do experimento de controle, (b) previsões de velocidade do EAASM e (c) análises de velocidade do HYCOM+NCODA de 01/01 a 31/03/2011. Unidade em $m^2/s^2$ . . . . .	61
3.23	Média das previsões produzidas de 01/01/2011 a 31/01/2011 de velocidade resultante (m/s) do experimento de controle em 100 m. A linha contínua azul marca a posição da bifurcação da CSE ao nível da AT segundo Stramma & England (1999). . . . .	62
3.24	Média das previsões produzidas de 01/01/2011 a 31/01/2011 de velocidade resultante (m/s) do EAASM em 100 m. A linha contínua azul marca a posição da bifurcação da CSE ao nível da AT segundo Stramma & England (1999). . . . .	63
3.25	Média das análises de 02/01/2011 a 01/04/2011 de velocidade resultante (m/s) do HYCOM+NCODA em 100 m. A linha contínua azul marca a posição da bifurcação da CSE ao nível da AT segundo Stramma & England (1999). . . . .	63
3.26	Média das análises de 02/01/2011 a 01/04/2011 de velocidade resultante (m/s) do sistema MERCATOR em 100 m. A linha contínua azul marca a posição da bifurcação da CSE ao nível da AT segundo Stramma & England (1999). . . . .	64
3.27	Média das previsões produzidas de 01/01/2011 a 31/01/2011 de velocidade resultante (m/s) do experimento de controle em 300 m. A linha contínua azul marca a posição da bifurcação da CSE ao nível da ACAS segundo Stramma & England (1999). . . . .	64
3.28	Média das previsões produzidas de 01/01/2011 a 31/01/2011 de velocidade resultante (m/s) do EAASM em 300 m. A linha contínua azul marca a posição da bifurcação da CSE ao nível da ACAS segundo Stramma & England (1999). . . . .	65
3.29	Média das análises de 02/01/2011 a 01/04/2011 de velocidade resultante (m/s) do HYCOM+NCODA em 300 m. A linha contínua azul marca a posição da bifurcação da CSE ao nível da ACAS segundo Stramma & England (1999). . . . .	65
3.30	Média das análises de 02/01/2011 a 01/04/2011 de velocidade resultante (m/s) do sistema MERCATOR em 300 m. A linha contínua azul marca a posição da bifurcação da CSE ao nível da ACAS segundo Stramma & England (1999). . . . .	66
3.31	Média das previsões produzidas de 01/01/2011 a 31/01/2011 de velocidade resultante (m/s) do experimento de controle em 1000 m. . . . .	67
3.32	Média das previsões produzidas de 01/01/2011 a 31/01/2011 de velocidade resultante (m/s) do EAASM em 1000 m. . . . .	67

3.33	Média das análises de 02/01/2011 a 01/04/2011 de velocidade resultante (m/s) do HYCOM+NCODA em 1000 m. . . . .	68
3.34	Média das previsões produzidas de 01/01/2011 a 31/01/2011 de velocidade resultante (m/s) do experimento de controle em 2000 m. . . . .	68
3.35	Média das previsões produzidas de 01/01/2011 a 31/01/2011 de velocidade resultante (m/s) do EAASM em 2000 m. . . . .	69
3.36	Média das análises de 02/01/2011 a 01/04/2011 de velocidade resultante (m/s) do HYCOM+NCODA em 2000 m. . . . .	69
3.37	Campo médio das previsões de temperatura (°C) sobreposto por vetores da média das previsões de velocidade (m/s) do experimento de controle em 2000 m. As previsões foram geradas de 01/01/2011 a 31/03/2011 . . . . .	70
3.38	Campo médio das previsões de temperatura (°C) sobreposto por vetores da média das previsões de velocidade (m/s) do EAASM em 2000 m. As previsões foram geradas de 01/01/2011 a 31/03/2011 . . . . .	70
3.39	Campo médio das análises de temperatura (°C) sobreposto por vetores da média das análises de velocidade (m/s) do HYCOM+NCODA em 2000 m. As análises são de 02/01/2011 a 01/04/2011 . . . . .	71
3.40	Mapas de EQM (m/s) das previsões das componentes de velocidade (m/s) em relação ao HYCOM+NCODA em 100 m. As componentes u e v estão apresentadas em (a) e (c), respectivamente, para experimento de controle, e em (b) e (d), respectivamente, para o EAASM. O EQM foi calculado para as previsões produzidas de 01/01 a 31/03/2011. As linhas tracejadas correspondem perfis em 5°S, 13°S e 22°S. Estas latitudes serão analisadas abaixo. . . . .	72
3.41	Mapas de EQM (m/s) das previsões das componentes de velocidade em relação ao HYCOM+NCODA em 300 m. As componentes u e v estão apresentadas em (a) e (c), respectivamente, para experimento de controle, e em (b) e (d), respectivamente, para o EAASM. O EQM foi calculado para as previsões produzidas de 01/01 a 31/03/2011. As linhas tracejadas correspondem perfis em 5°S, 13°S e 22°S. Estas latitudes serão analisadas abaixo. . . . .	73
3.42	Mapas de EQM (m/s) das previsões das componentes de velocidade em relação ao HYCOM+NCODA em 1000 m. As componentes u e v estão apresentadas em (a) e (c), respectivamente, para experimento de controle, e em (b) e (d), respectivamente, para o EAASM. O EQM foi calculado para as previsões produzidas de 01/01 a 31/03/2011. As linhas tracejadas correspondem perfis em 5°S, 13°S e 22°S. Estas latitudes serão analisadas abaixo. . . . .	74

- 3.43 Mapas de EQM (m/s) das previsões das componentes de velocidade em relação ao HYCOM+NCODA em 2000 m. As componentes u e v estão apresentadas em (a) e (c), respectivamente, para experimento de controle, e em (b) e (d), respectivamente, para o EAASM. O EQM foi calculado para as previsões produzidas de 01/01 a 31/03/2011. As linhas tracejadas correspondem perfis em 5°S, 13°S e 22°S. Estas latitudes serão analisadas abaixo. . . . . 75
- 3.44 Médias de profundidade da isopicnal  $\sigma_\theta = 25,7$  para (a) previsões de 24 h do experimento de controle, (b) previsões de 24 h do EAASM, (c) análises do HYCOM+NCODA e (d) climatologia do WOA09. A linha espessa representa a profundidade de 100 m. O WOA09 possui resolução horizontal 1° x 1°. . . 76
- 3.45 Médias de profundidade da isopicnal  $\sigma_\theta = 26,8$  para (a) previsões de 24 h do experimento de controle, (b) previsões de 24 h do EAASM, (c) análises do HYCOM+NCODA e (d) climatologia do WOA09. A linha espessa representa a profundidade de 400 m. O WOA09 possui resolução horizontal 1° x 1°. . . 77
- 3.46 Médias de profundidade da isopicnal  $\sigma_\theta = 27,53$  para (a) previsões de 24 h do experimento de controle, (b) previsões de 24 h do EAASM, (c) análises do HYCOM+NCODA e (d) climatologia do WOA09. A linha espessa representa a profundidade de 1400 m. O WOA09 possui resolução horizontal 1° x 1°. . . 78
- 3.47 Média das previsões de 24 h da componente meridional de velocidade (m/s) do experimento de controle produzidas para todos os dias de março de 2011 em 5°S. O eixo x representa a longitude e o eixo y a profundidade em metros. 79
- 3.48 Média das previsões de 24 h da componente meridional de velocidade (m/s) do EAASM produzidas para todos os dias de março de 2011 em 5°S. O eixo x representa a longitude e o eixo y a profundidade em metros. . . . . 80
- 3.49 Média das análises da componente meridional de velocidade (m/s) do HYCOM+NCODA calculada para março de 2011 em 5°S. O eixo x representa a longitude e o eixo y a profundidade em metros. . . . . 81
- 3.50 Média das previsões de 24 h da componente meridional de velocidade (m/s) do experimento de controle produzidas para todos os dias de março de 2011 em 13°S. O eixo x representa a longitude e o eixo y a profundidade em metros. 82
- 3.51 Média das previsões de 24 h da componente meridional de velocidade (m/s) do EAASM produzidas para todos os dias de março de 2011 em 13°S. O eixo x representa a longitude e o eixo y a profundidade em metros. . . . . 83
- 3.52 Média das análises da componente meridional de velocidade (m/s) do HYCOM+NCODA calculada para março de 2011 em 13°S. O eixo x representa a longitude e o eixo y a profundidade em metros. . . . . 83

---

3.53	Média das previsões de 24 h da componente meridional de velocidade (m/s) do experimento de controle produzidas para todos os dias de março de 2011 em 22°S. O eixo x representa a longitude e o eixo y a profundidade em metros.	84
3.54	Média das previsões de 24 h da componente meridional de velocidade (m/s) do EAASM produzidas para todos os dias de março de 2011 em 22°S. O eixo x representa a longitude e o eixo y a profundidade em metros. . . . .	85
3.55	Média das análises da componente meridional de velocidade (m/s) do HYCOM+NCODA calculada para março de 2011 em 22°S. O eixo x representa a longitude e o eixo y a profundidade em metros. . . . .	85

# 1

## Introdução

Nos últimos anos, muitos esforços foram conduzidos visando à melhoria da previsão oceânica. Estes esforços devem-se, principalmente, a importância da previsão oceânica para diversos setores: segurança marítima, estudos climáticos, indústria de petróleo *offshore*, turismo, pesca oceânica, monitoramento ambiental, etc. Nas últimas décadas, foram desenvolvidos ao redor do mundo importantes sistemas previsores de alta qualidade destinados à oceanografia operacional. Dentre os fatores que possibilitaram essa conquista estão: (1) a evolução da modelagem numérica oceânica que conduziu ao desenvolvimento dos modelos de circulação geral do oceano cada vez mais acurados, (2) o desenvolvimento e implementação de eficientes esquemas de assimilação de dados para o oceano, (3) a maior disponibilidade de recursos computacionais, permitindo a implementação de sistemas de assimilação de dados oceânicos em alta resolução e em escala de bacia e (4) a melhoria substancial de sistemas de observação globais e regionais com entrega de dados em tempo real (Turton, 2003; von Schuckmann & Le Traon, 2011 ).

Durante a década passada, sistemas de previsão oceânica operacionais foram estabelecidos por várias agências e instituições (Dombrowsky et al., 2009). Desenvolvidos por diferentes países, estes sistemas fornecem previsões em tempo real e treze deles operam com recomendações e padrões sugeridos pelo projeto *Global Ocean Data Assimilation Experiment* (GODAE): *OceanView* (Le Traon et al., 2010). A maioria dos sistemas associados ao GODAE: *OceanView* estão estabelecidos nos Estados Unidos e na Europa, mas também participam outros países como Austrália, Canadá, China e Japão.

No Brasil, os primeiros esforços para produzir um sistema dentro dos requerimentos do GODAE: *OceanView* são conduzidos pela Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica

(REMO) ([www.rederemo.org](http://www.rederemo.org)). Essa rede é formada pela Universidade Federal da Bahia (UFBA), Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Universidade de São Paulo (USP), a Marinha do Brasil e o Centro de Pesquisa Leopoldo Miguez (CENPES) da Petrobras. Os objetivos gerais da REMO são a realização de pesquisa em oceanografia física, processamento de dados de sensoriamento remoto de temperatura da superfície do mar (TSM) e de altura da superfície do mar (ASM), e a implementação e permanente melhoria de sistemas de previsão numérica oceânica operacionais com assimilação de dados sobre o Oceano Atlântico com ênfase a região ao largo da costa do Brasil. A REMO visa portanto a pesquisa e inovação tecnológica no Brasil em oceanografia física e oceanografia operacional com intensa atividade em modelagem oceânica para simulação e previsão de curto-prazo.

Simulações de modelos numéricos contribuíram bastante para uma nova compreensão da circulação oceânica e sua variabilidade. Simulações de modelo tornaram-se mais realísticas e permitiram a exploração de escalas sinóticas da circulação oceânica, uma tarefa jamais alcançada com as relativamente escassas medições *in situ*. Embora os modelos numéricos de circulação do oceano atualmente sejam bastante sofisticados, incluindo um grande conjunto de processos físicos e incorporando técnicas numéricas avançadas, os métodos de assimilação de dados são cruciais para previsão oceânica, tendo em vista que eles são responsáveis pela geração da condição inicial dos modelos previsores e a previsibilidade depende substancialmente da qualidade da condição inicial (Chassignet et al., 2009).

Os métodos de assimilação combinam de forma ótima ou sub-ótima, em um sentido matemático, campos de modelos com dados observados e produzem novos campos, as análises, com erros menores que os dos modelos (Daley, 1991; Kalnay, 2003). Uma vez que as análises são mais acuradas que os campos produzidos puramente pelos modelos, elas podem ser utilizadas como condição inicial para modelos de previsão oceânica, bem como contribuir para o melhor entendimento dos mecanismos físicos responsáveis pela variabilidade dos oceanos. Portanto, a assimilação serve para complementar o monitoramento, permitindo um melhor estudo de processos oceanográficos importantes.

Um dos principais obstáculos na assimilação de dados oceânicos é a grande falta de dados oceânicos observados para assimilação e avaliação. Por exemplo, campos oceânicos que são medidos globalmente, como campos derivados de satélites de ASM ou de TSM fornecem informações somente na superfície e, mesmo na superfície, as informações são incompletas. As medidas de altímetros são realizadas somente ao longo de trilhas percorridas pelo satélite e esses dados não são precisos em regiões costeiras (Chelton et al., 2001). Desta forma, um sistema de previsão realístico exige um esquema de assimilação de dados sofisticado para preencher a falta de informação no espaço e tempo (Ezer & Mellor, 1994). Assim, a

assimilação de dados melhora a qualidade da previsão oceânica, fornecendo condições iniciais ótimas a partir das quais o modelo é integrado para o futuro (Fukumori, 2001).

Nas últimas décadas, diversos satélites com altímetros foram lançados visando o monitoramento das variações da ASM. Trata-se do sistema de observação mais importante na oceanografia operacional (Le Traon, 2011), pois o nível do mar é diretamente relacionado à circulação oceânica através da aproximação geostrófica. Segundo Hurlburt et al. (2008), a ASM derivada de satélite é um tipo de dado chave para mapear o estado do oceano em águas interiores. Desta forma, a anomalia da altura da superfície do mar (AASM), em termos da variabilidade espacial e temporal da ASM, é usada com sucesso em sistemas de assimilação de dados. A assimilação desta variável em modelos oceânicos ajusta os campos termohalinos em superfície e sub-superfície (Fox et al., 2000; Zheng et al., 2007).

A falta de dados sinóticos em sub-superfície provoca limitações na habilidade dos sistemas de assimilação de dados resolverem e manterem uma representação adequada dos processos oceânicos de mesoescala. Desta forma, propriedades oceânicas de sub-superfície devem ser inferidas a partir de observações em superfície. O sistema de observação mais importante para este propósito é o satélite altímetro. Por exemplo, perfis sintéticos derivados das variações da ASM são calculados, combinados a observações *in situ* e ao modelo oceânico no cálculo da análise (Fox et al., 2002). Por outro lado, o uso da técnica desenvolvida por Cooper & Haines (1996) impõe uma correção nas espessuras das camadas, conserva a vorticidade potencial em sub-superfície e ajusta a circulação do modelo a partir de um dado campo de ASM.

Desta forma, a assimilação da AASM em modelos numéricos oceânicos tornou-se uma importante ferramenta visando à melhoria na previsibilidade e representação do estado físico do oceano. Recentes estudos investigaram a importância da cobertura espacial e temporal dos dados altimétricos usados na assimilação de dados em modelos numéricos oceânicos. Benkiran (2007) investigou o impacto da assimilação de dados de AASM derivados de quatro satélites no Atlântico Norte. Pujol et al. (2010) estimaram o impacto da assimilação de dados altimétricos oriundos de diferentes satélites no Mediterrâneo. Entretanto, na região tropical e oeste do Atlântico Sul poucos estudos foram conduzidos. O presente trabalho pretende dar uma contribuição em assimilação de dados altimétricos enfocando uma sub-região do Oceano Atlântico, a METAREA V.

## 1.1 Região de Estudo

A região de interesse do presente estudo é a METAREA V, definida pelo domínio apresentado na Fig. 1.1. Ela abrange desde aproximadamente 36°S a 7°N e desde 20°W até a costa do Brasil, excluídas as áreas de soberania de países vizinhos. Trata-se de uma região sob responsabilidade da Marinha do Brasil de acordo com compromissos assumidos, como integrante da *International Convention for the Safety of Life at Sea* (SOLAS). Nela cabe o desenvolvimento de procedimentos referentes às atividades de meteorologia marítima que contribuam para a segurança da navegação, a salvaguarda da vida humana e a prevenção da poluição nas Águas Jurisdicionais Brasileiras (NORMAM 19/ DHN, 2004).

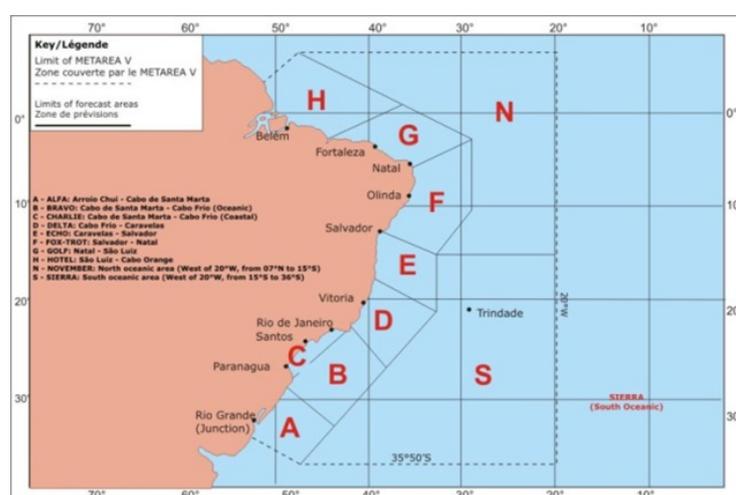


Figura 1.1: Mapa demarcando em linha tracejada a região da METAREA V.

A costa do Brasil se estende do Cabo Orange, 4°30'N, até Chuí em 34°45'S, cobrindo aproximadamente 7400 km. A largura da plataforma varia de um máximo de 300 km na região do Amazonas a um mínimo de aproximadamente 10 km em 13°S (Castro & Miranda, 1998). Entre as latitudes de 15°S e 23°S a topografia é complexa. Este setor incluindo o Banco Royal Charlotte, o Banco dos Abrolhos e o Cabo de São Tomé é denominado por Castro & Miranda (1998) como a região Abrolhos-Campos. A cadeia Vitória-Trindade está localizada em torno de 20,5°S, uma longa cadeia formada de ilhas oceânicas e montes submarinos disposta na crosta oceânica, culminando a leste nas Ilhas de Trindade e Martin Vaz, e em direção à costa da cidade de Vitória-ES. Essa cadeia é um exemplo da topografia complexa contida na região.

As principais massas d'água presentes na região foram discutidas em diversos trabalhos (e.g. Stramma & England, 1999; Stramma & Schott, 1999; Silveira et al., 2000; Cirano et al., 2006) (Fig. 1.2). Na maior parte do Atlântico Sul e ao longo da costa do Brasil, elas estão distribuídas da seguinte forma: a camada de superfície é ocupada pela Água Tropical

(AT). Logo abaixo da AT, segundo Stramma & Schott (1999), dois tipos de Água Central do Atlântico Sul (ACAS) são encontrados: um mais leve gerado na região sudoeste do giro tropical e outro gerado na região sul do Atlântico Sul. Silveira et al. (2000) consideraram a ACAS como parte do giro subtropical que se bifurca ao encontro da costa do Brasil. A Água Intermediária Antártica (AIA) é originada na região de superfície da camada circumpolar, especialmente, na região norte da passagem de Drake e na Corrente Falkland (Stramma & England, 1999). Localizada abaixo da ACAS, ela é reconhecida pelo mínimo de salinidade e máximo de oxigênio. Situada logo abaixo da AIA, a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) cruza o equador e flui em direção ao sul ao longo do contorno oeste da bacia.

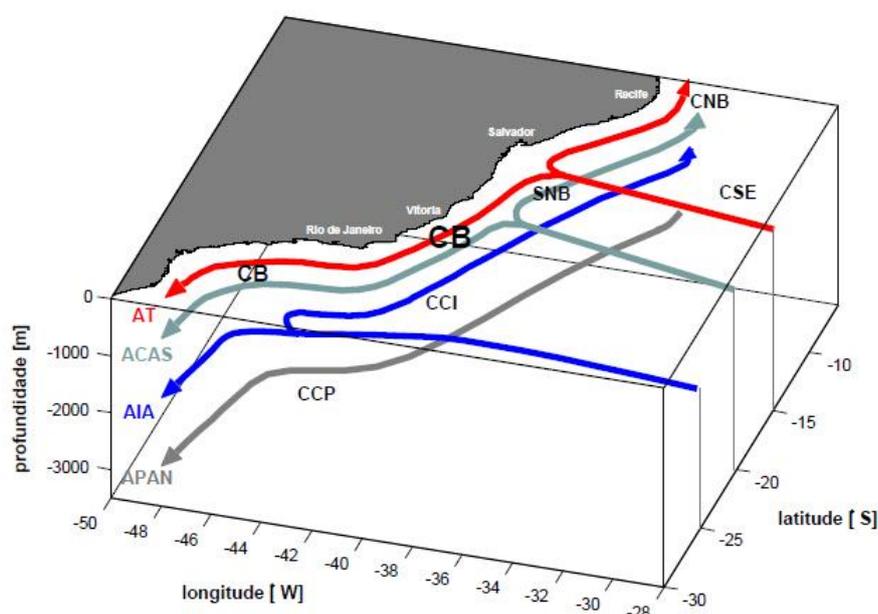


Figura 1.2: Distribuição das massas d'água e esquema do escoamento do sistema de correntes de contorno oeste ao longo da margem continental brasileira (extraído de Soutelino, 2008).

Nas primeiras camadas da região oeste da METAREA V, a circulação apresenta a Corrente do Brasil (CB) e a Corrente Norte do Brasil (CNB), resultado da bifurcação da Corrente Sul-equatorial (CSE) em seu fluxo para oeste ao longo do Atlântico Sul. Segundo Silveira et al. (2000), ao nível da AT essa bifurcação varia sazonalmente mas sua posição média está em torno de  $10^{\circ}\text{S}$ . Existem controvérsias acerca da localização média da bifurcação, alvo de investigação no estudo de Rodrigues et al. (2007). Ao nível da ACAS, a bifurcação da CSE, agora classificada como sub-corrente, desloca-se em direção ao sul, ocorrendo em latitudes em torno de  $20^{\circ}\text{S}$ . Desta forma, um fluxo organizado é gerado quando águas da ACAS se somam às águas da AT fluindo em direção ao equador e resultando na Sub-corrente Norte do Brasil (SNB). Ao sul da Cadeia Vitória-Trindade, a CB apresenta um padrão bastante energético que, frequentemente, resulta na formação de fortes meandros ciclônicos e

anti-ciclônicos. Uma destas características é o Vórtice ciclônico de Vitória, primeiramente descrito por Schmid et al. (1995). Ao nível da AIA, a bifurcação alcança latitudes mais ao sul e gera a Corrente de Contorno Intermediária (CCI), fluindo para norte. Stramma & England (1999) centram o eixo da bifurcação da AIA ao sul de 25°S. Próximo a profundidade de 2000 metros, a Corrente de Contorno Oeste Profunda do Atlântico Sul (CCP) transporta águas da APAN para o Hemisfério Sul (Silveira et al., 2000). Ao sul de 8°S a CCP sofre desintegração em uma sequência de vórtices migratórios, ajustando o transporte em direção ao sul da APAN (Dengler et al., 2004; Schott et al., 2005).

## 1.2 Sistemas de Observação

Nos últimos 10 anos, um sistema de observação do oceano global através de sensoriamento remoto e *in situ* foi progressivamente implementado. Este sistema, primariamente projetado para servir estudos climáticos, é usado como base para a maioria das aplicações da oceanografia operacional. Ele consiste de medições feitas *in situ* (e.g. bóias ancoradas, flutuadores) e por sensoriamento remoto. As medições *in situ* são realizadas com variações no tempo e profundidade, e em pontos específicos ou trajetórias. Sistemas de sensoriamento remoto como os satélites, helicópteros, radares, etc. capturam as variações espaciais e temporais sinopticamente, tal como se manifesta na superfície do oceano. Embora tenha acontecido um significativo progresso (e.g. ARGO e Jason), sustentar o sistema de observação permanece uma tarefa desafiadora (Freeland et al., 2010; Wilson et al., 2010).

Existem fortes ligações entre a oceanografia de satélite e a oceanografia operacional. O desenvolvimento da oceanografia operacional foi impulsionado principalmente pelo desenvolvimento da oceanografia de satélite. Por exemplo, a AASM medida pelos satélites altímetros é o tipo de dado chave usado por todos os participantes do GODAE: *OceanView* para mapear características oceânicas de mesoescala (Hurlburt et al., 2008).

Observações de satélites necessitam ser complementadas por observações *in situ*. Boebel & Barron (2003) compararam velocidades derivadas de flutuadores *in situ* com velocidades geostróficas derivadas de altímetros. Além disso, dados *in situ* são importantes para fornecer medições do interior do oceano. O uso conjunto de dados de satélite de alta resolução e observações *in situ* de sub-superfície tem o potencial para fornecer uma descrição e previsão de alta resolução do estado do oceano.

As observações *in situ* são capturadas por diversas maneiras. Cada maneira tem alguma vantagem e desvantagem em termos da resolução espacial e temporal. Por exemplo, um conjunto de bóias ancoradas apesar de fixas, como o TAO/TRITON e o PIRATA, são capazes

de prover séries temporais de algumas das principais variáveis necessárias para descrever, compreender e prever a dinâmica oceânica de larga-escala e as interações oceano-atmosfera (McPhaden et al., 2009). Já o conjunto ARGO, formado por flutuadores que fluem de acordo com as correntes oceânicas, conseguem coletar uma amostragem da temperatura e da salinidade *in situ* nos primeiros 2000 m do oceano global. Esses sistemas de observação *in situ*, juntamente com os de sensoriamento remoto, foram cruciais para a melhoria dos sistemas operacionais de previsão de tempo oceânico e de clima.

### 1.3 Modelagem Numérica

Estudos de modelagem numérica ao longo das últimas décadas produziram avanços na qualidade dos modelos oceânicos, principalmente devido à maior disponibilidade de recursos computacionais e à melhoria do conhecimento sobre os processos físicos responsáveis pela variabilidade oceânica. Um dos mais importantes aspectos desta progressão foi a evolução de simulações em baixa resolução horizontal e vertical, delineando bacias de geometria e batimetria simplificadas, e forçados por campos atmosféricos idealizados (Gerdes et al., 1991), para simulações com alta resolução, incorporando definição da costa e batimetria realísticas, e forçados por campos atmosféricos de alta frequência e qualidade (Hurlburt & Hogan, 2000; Maltrud & McClean, 2005).

Por exemplo, Hurlburt & Hogan (2000) investigaram o impacto da resolução horizontal na qualidade da simulação da Corrente do Golfo pelo modelo *HYbrid Coordinate Ocean Model* (HYCOM). Foram empregadas resoluções horizontais de  $1/8^\circ$ ,  $1/16^\circ$ ,  $1/32^\circ$ , e  $1/64^\circ$ . Segundo eles, a partir de  $1/16^\circ$ , os resultados foram realísticos. Melhorias significantes foram obtidas com o aumento da resolução para  $1/32^\circ$ , no entanto ganhos menores foram encontrados com um aumento adicional para  $1/64^\circ$ . Avaliando o impacto da resolução horizontal na extensão da Corrente de Kuroshio, características associadas ao destacamento de um vórtice foram mais bem representadas em resultados de previsão com  $1/16^\circ$  em comparação a  $1/4^\circ$  (Hurlburt et al., 2008).

A escolha do sistema de coordenada vertical é outro importante aspecto de um modelo oceânico e questões práticas ligadas à representação e parametrização de um determinado fenômeno físico, frequentemente, estão ligadas ao tipo de coordenada vertical empregada (Haidvogel & Beckmann, 1999). Atualmente, existem três principais coordenadas verticais em uso (e.g. níveis fixos  $z$ , camadas isopícnais, níveis- $\sigma$ ) e cada uma delas é importante para uma determinada região do oceano. Os níveis fixos  $z$  são adequados para situações com forte mistura vertical e diapícnal encontradas na região superficial da camada de mistura. As

camadas isopícnais são apropriadas para representação do transporte ao longo de camadas de mesma densidade no interior do oceano. As propriedades das massas d'água no interior destas camadas tendem a ser preservadas por grandes escalas de tempo e espaço. Por último, os níveis- $\sigma$  são adequados quando o efeito da camada oceânica limite associada à topografia torna-se importante, particularmente, níveis- $\sigma$  são adequados para representar fluxos sobre regiões rasas e costeiras. O HYCOM tem a vantagem de combinar as três principais coordenadas verticais (Chassignet et al., 2007).

Outro aspecto associado à qualidade das simulações e previsões oceânicas é a qualidade das forçantes atmosféricas. Segundo Hurlburt et al. (2008), fenômenos oceânicos com período de tempo inferior a uma semana (e.g. ondas de superfície, ressurgência costeira) são mais sensíveis às forçantes atmosféricas. Em contrapartida, fenômenos oceânicos com período de semanas a meses (e.g. meandramento de correntes, vórtices de mesoescala) são menos sensíveis as forçantes e mais sensíveis a erros na condição inicial.

Entretanto, mesmo um modelo de alta resolução espacial e temporal com forçantes atmosféricas com alta variabilidade e qualidade não podem produzir boas simulações e previsões de curto prazo se não forem devidamente inicializados. Desta forma, a assimilação de dados permanece sempre como um ponto central na modelagem oceânica e na oceanografia operacional.

## 1.4 Assimilação de Dados

Sistemas de previsão oceânica buscam prever com precisão a evolução da distribuição tridimensional das correntes, da salinidade e da temperatura, e as características associadas de mesoescala, como a posição das frentes e os vórtices. Esses sistemas fundem informações de modelos oceânicos e dados observados através dos métodos de assimilação de dados e fornecem uma visão integrada do estado do oceano.

Estudos de assimilação de dados estão primariamente focados na redução dos erros introduzidos pelas incertezas do modelo (e.g. condições de contorno, condição inicial, forçantes atmosféricas) (Derber & Rosati, 1989; Ezer & Mellor, 1994). Com a assimilação de observações em um modelo é esperado uma melhora significativa da sua previsibilidade, reduzindo sua sensibilidade a estas incertezas (Fang et al., 2006). A assimilação de dados ajusta a condição inicial do modelo e dirige sua trajetória ao longo do tempo em direção à realidade.

Muitos métodos de assimilação de dados já foram desenvolvidos para aplicações em meteorologia e oceanografia. Dentre eles estão: correções sucessivas pelos métodos de Cressman e Barnes, interpolação ótima (OI), método variacional tri-dimensional (3D-VAR), método

variacional quadri-dimensional (4D-VAR) e filtros de Kalman, incluindo suas extensões não-lineares como o filtro de Kalman por conjuntos (EnKF) (Bouttier & Courtier, 1999; Kalnay, 2003). Eles diferem no seu custo computacional, sua optimalidade, e sua adequabilidade para assimilação de dados em tempo real. Devido a sua relativa simplicidade, robustez e baixo custo computacional, diversos sistemas de previsão oceânica operacional ao redor do mundo estão presentemente usando o método OI multivariado (Cummings, 2005)

Srinivasan et al. (2011) compararam diferentes esquemas de assimilação de dados para previsão oceânica com o HYCOM. Entre eles, o *Multi-variate Optimal Interpolation* (MVOI) é usado na assimilação de dados do sistema americano *Navy Coupled Ocean Data Assimilation* (NCODA) (Cummings, 2005; Chassignet et al., 2009). O *Singular Evolutive Extended Kalman* (SEEK) *filter* (Brasseur & Verron, 2006) é o método de assimilação de dados utilizado no sistema francês Mercator-Océan. No Brasil, buscando um sistema de previsão de alta qualidade e dentro dos requerimentos do GODAE: *OceanView*, o desenvolvimento e a implementação de métodos de assimilação de dados estão entre os objetivos da REMO.

Fazendo parte das atividades da REMO, o presente trabalho visa à realização de experimentos de previsão oceânica de curto-prazo com o modelo oceânico HYCOM sobre a região do Oceano Atlântico tropical e sudoeste, e a investigação da previsibilidade do modelo a partir de diferentes condições iniciais. O HYCOM é o modelo empregado na REMO operacionalmente para a produção de previsão de larga-escala no Oceano Atlântico desde 2010 no Centro de Hidrografia da Marinha (CHM). O modelo é usado também para simulações e estudos de processos oceânicos. O trabalho, portanto, apoia as atividades da REMO e o desenvolvimento da oceanografia operacional no Brasil.

Os objetivos específicos deste trabalho são: (i) a implementação do método OI de assimilação de dados de AASM, de acordo com Ezer & Mellor (1994), derivados dos satélites Jason-1 e Jason-2, visando à melhoria da estimação da altimetria do modelo na região do Oceano Atlântico Tropical e sudoeste, especificamente a chamada METAREA V; (ii) o estudo do impacto da assimilação de AASM e do método de Cooper & Haines (1996) na correção da circulação e do estado termohalino do HYCOM a partir de diferentes campos de ASM; (iii) a avaliação do impacto de diferentes condições iniciais na previsibilidade de curto-prazo do HYCOM; (iv) o estudo do impacto da assimilação de dados altimétricos junto ao modelo HYCOM na representação do estado físico do oceano na região de estudo. As diferentes condições iniciais a serem aqui empregadas são provenientes de análises objetivas construídas com campos de ASM previstos do HYCOM e com dados altimétricos dos satélites Jason-1 e Jason-2 seguidas pela correção em sub-superfície com o método de Cooper & Haines (1996).

# 2

## Metodologia

Para investigar a assimilação de dados altimétricos, foram realizados quatro experimentos de previsão e um de simulação com o HYCOM configurado para o domínio 45°S-10°N, 18°W-67°W na resolução horizontal 1/12°, sendo 601 pontos na direção zonal e 733 pontos na direção meridional, e 21 camadas verticais. Este domínio engloba a METAREA V (Fig. 2.1). O HYCOM na grade 1/12° foi aninhado em integrações do próprio HYCOM configurado para todo o Oceano Atlântico (78°S-50°N, 100°W-20°E) com resolução horizontal de 1/4° e 21 camadas. A correção da altimetria foi feita para cada condição inicial da previsão com a assimilação de dados na superfície de AASM ao longo das trilhas dos satélites Jason-1 e Jason-2. O método de assimilação usado foi o método de interpolação ótima (OI) proposto por Mellor & Ezer (1991) e Ezer & Mellor (1994). Em seguida, visando passar as informações das correções de ASM na superfície para sub-superfície, foi utilizado o método de Cooper & Haines (1996) (Fig. 2.2). Em um dos experimentos não houve nenhum tipo de correção na condição inicial. Ele será denominado ao longo deste trabalho de integração ou experimento de controle. Foram realizadas previsões de 24 h todos os dias no período de 01/01/2011 a 31/03/2011.

A batimetria utilizada ao longo das integrações foi proveniente do *TerrainBase* (TERRAINBASE, 2007) do *National Geophysical Data Center* e possui uma resolução espacial de 5 minutos (8,5 km a 25°S). As forçantes atmosféricas na resolução 0,5° x 0,5° derivadas do *Global Forecast System* (GFS) do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP/NOAA) foram fornecidas ao HYCOM na superfície. Foram aplicados campos atmosféricos previstos de precipitação, vento em 10 m, fluxos de radiação de onda-longa e onda-curta na superfície, temperatura e umidade do ar em 2 m a cada 3 horas para a produção das previsões e simulações oceânicas. As integrações incluíram a descarga dos principais

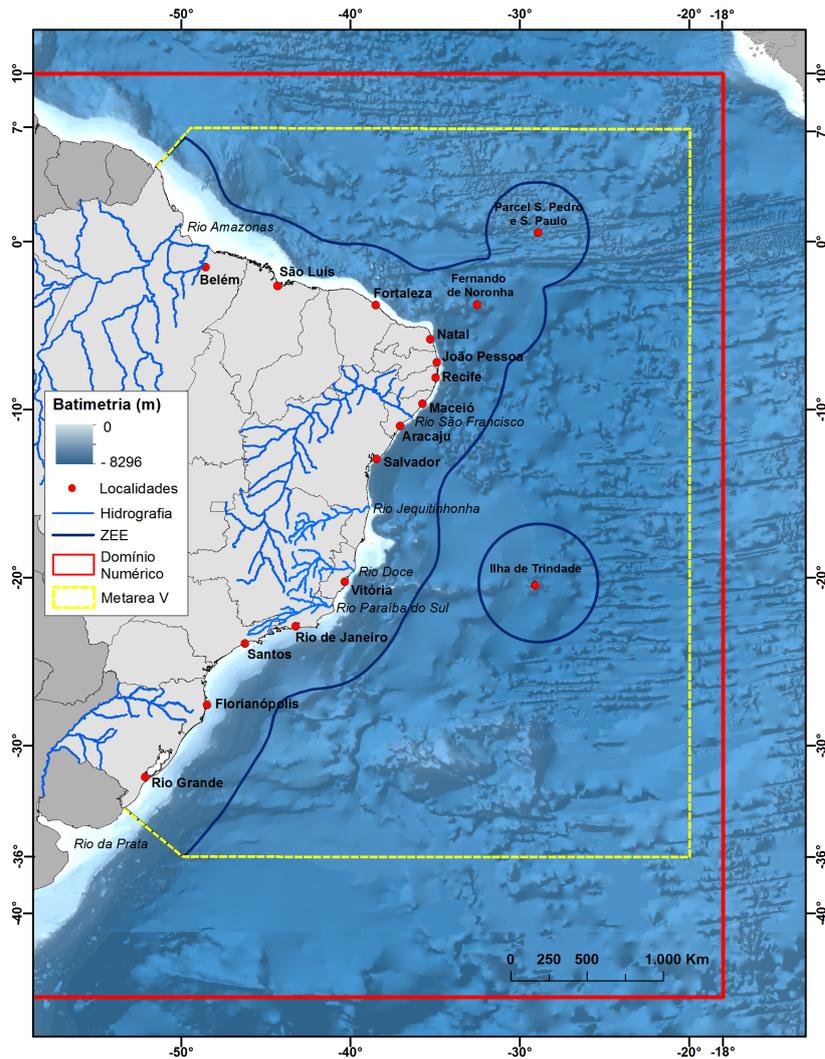


Figura 2.1: Domínio numérico do HYCOM 1/12° configurado pela REMO.

rios presentes na costa do Brasil. O HYCOM também foi acoplado a um modelo de dinâmica de gelo marinho.

Os dados de AASM provenientes do Jason-1 e Jason-2 que foram assimilados no HYCOM são anomalias relativas ao período 1993-1999 disponibilizadas pelo sistema *Archivage, Validation et Interprétation des données des Satellites Océanographiques* (AVISO). Neste período foi computada a altura correspondente à circulação oceânica média em relação às variações do geóide, denominada de topografia dinâmica média (TDM). A TDM foi estimada através de análise objetiva com a inclusão de altimetria, hidrologia, derivadores e um modelo de geóide (Rio & Hernandez, 2004). Adicionada a AASM ela fornece a altura do nível do mar que restringe a circulação oceânica. Uma vez assimilada, e somada à média de ASM do modelo, a informação da superfície foi passada para sub-superfície através da técnica de Cooper & Haines (1996).

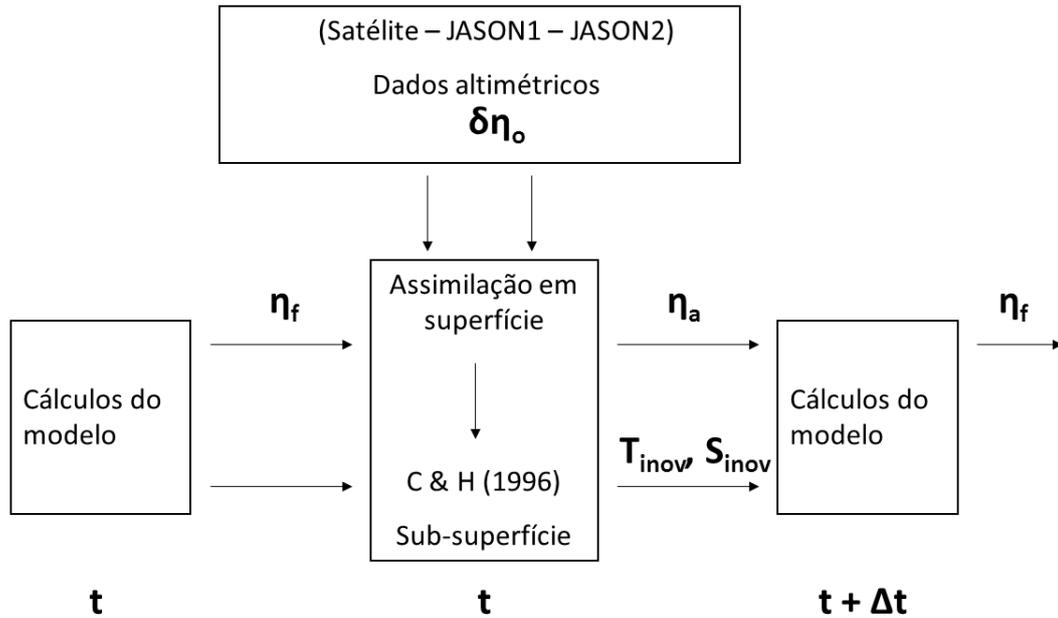


Figura 2.2: Esquema de assimilação de dados de AASM em superfície e projeção para sub-superfície com a técnica de Cooper & Haines (1996).

## 2.1 Modelo Oceânico

O HYCOM é um modelo numérico de equação primitiva formulado em grade do tipo Arakawa C e com integração no tempo realizada no esquema de diferenças finitas *leap-frog*. Ele foi projetado para fornecer uma significativa melhoria em relação aos modelos tradicionais operacionais existentes, uma vez que ele supera as limitações na estrutura dos sistemas atuais e na discretização vertical (Chassignet et al., 2007). Modelos tradicionais usam um único tipo de coordenada vertical (e.g. POP, MICOM, ROMS, NEMO). No entanto, estudos indicaram que um único tipo de coordenada vertical não pode representar todos os processos oceânicos de forma ótima (Chassignet et al., 1996). A grande vantagem do HYCOM é que ele combina os três principais tipos de coordenada vertical existentes, assumindo camadas isopicnais em regiões de oceano profundo, níveis- $\sigma$  na plataforma continental e níveis fixos  $z$  para representar a camada de mistura do oceano.

A liberdade para ajustar o espaçamento vertical das superfícies de coordenadas no HYCOM simplifica a implementação numérica de diversos processos físicos (Chassignet et al., 2007). A capacidade de atribuir superfícies de coordenada adicionais na camada de mistura no HYCOM permite a opção de implementação de sofisticados esquemas de mistura turbulenta. Bleck (2002) descreve detalhadamente mais aspectos sobre a física do HYCOM.

Diferentemente da ASM derivada do altímetro, a ASM no HYCOM é somente indiretamente disponível a partir do potencial de Montgomery de superfície. No modelo, a ASM

é uma variável diagnosticada a partir das variáveis de estado relacionadas à pressão. O balanço hidrostático permite expressar estas variáveis de estado em termos da componente barotrópica de pressão e da espessura da camada ( $dp$ ). Desta forma, a ASM no HYCOM é resultado da pressão barotrópica e das espessuras das camadas. Chin et al. (2002) descrevem o esquema do cálculo da ASM no *Miami Isopycnal Coordinate Ocean Model* (MICOM), modelo de camadas isopícnais que serviu de base para o HYCOM.

Um dos mais importantes aspectos na previsão oceânica é a condição inicial empregada ao modelo. Nas integrações realizadas nesse trabalho, procurou-se utilizar um arquivo de condição inicial de alta qualidade, originado das análises bastante acuradas do sistema HYCOM-*Navy Coupled Ocean Data Assimilation* (HYCOM+NCODA). O procedimento de preparação da condição inicial em 00 UTC de 01/01/2011 é descrito nos parágrafos a seguir.

A condição inicial foi derivada de um arquivo de reinicialização do HYCOM, chamado de *restart*. O processamento desse arquivo *restart* foi realizado na Marinha do Brasil para ambas as resoluções do HYCOM,  $1/12^\circ$  e  $1/4^\circ$ . Durante esse processamento, o *restart* foi gerado em parte por um campo tridimensional proveniente do sistema HYCOM+NCODA configurado na resolução horizontal  $1/12^\circ$  e com 32 camadas verticais. As saídas do HYCOM+NCODA são fornecidas em 33 níveis de profundidade e podem ser baixadas em [www.hycom.org](http://www.hycom.org). Então, a partir das saídas do HYCOM+NCODA disponibilizadas em coordenada  $z$ , as variáveis temperatura, salinidade, densidade, velocidade meridional e zonal foram projetadas para as camadas verticais híbridas do HYCOM. Nesta etapa, fez-se o uso do aplicativo do HYCOM chamado *relax*. Portanto, na geração do *restart*, o *relax* foi responsável pela criação das espessuras da camada e pela conversão dos campos de temperatura, salinidade e densidade para as coordenadas verticais híbridas.

Em contrapartida, outras variáveis necessárias durante a integração do HYCOM e ausentes nas saídas fornecidas pelo HYCOM+NCODA, como a pressão barotrópica, foram extraídas de outro arquivo de *restart* para o mesmo instante de tempo e originado de uma integração com o HYCOM realizada em três etapas. Primeiramente, o modelo de  $1/12^\circ$  aninhado na grade  $1/4^\circ$  foi integrado a partir do repouso com uma estrutura termohalina climatológica durante 10 anos utilizando forçantes atmosféricas climatológicas de momentum, fluxos de calor, radiação de onda-curta e onda-longa do *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (COADS). Depois, foi forçado de 2003 a 2009 por campos de temperatura do ar a 2 m, razão de mistura do ar a 2 m, ventos meridional e zonal a 10 m, precipitação, fluxos de radiação de onda-longa e onda-curta na superfície provenientes de resultados de re-análises do NCEP. Finalmente, o HYCOM foi operacionalizado na Marinha do Brasil e integrado até o início de 2011.

Portanto, enquanto as espessuras da camada foram derivadas dos campos provenientes do HYCOM+NCODA convertidos para coordenadas verticais híbridas através do *relax*, a pressão barotrópica, outra variável importante para o cálculo da ASM, foi derivada dessa rodada operacional realizada na Marinha do Brasil. Como a ASM no HYCOM tem a influência destas grandezas no seu cálculo (Chin et al., 2002), o procedimento de preparação do *restart* e conseqüentemente da condição inicial trouxe uma ASM desbalanceada com o campo de sub-superfície.

Um outro aspecto importante na assimilação de dados de AASM provenientes de satélites em modelos oceânicos é a necessidade de conhecer a média de ASM durante o período de tempo das observações dos altímetros. Infelizmente, o geóide da Terra atualmente não é conhecido com precisão suficiente para fornecer uma média de ASM em mesoescala. Portanto, é de extrema importância ter uma média de modelo que seja razoavelmente precisa, pois muitas frentes oceânicas e caminhos médios de correntes não podem ser bem definidos a partir somente de climatologias hidrográficas. Neste trabalho, a AASM foi calculada subtraindo da ASM instantânea do modelo uma média de ASM derivada da integração de 2003 a 2009 realizada com o HYCOM forçado com campos atmosféricos do NCEP. Em comparações preliminares, a ASM da condição inicial possuiu características mais intrínsecas a esta média e não a média de ASM calculada de 2004 a 2010 para o HYCOM+NCODA. Antes da assimilação no HYCOM, foi feito um ajuste nos dados observados de AASM.

## 2.2 Ajuste de Dados Observados de AASM

Mesmo tomando os cuidados necessários relacionados à escolha da média de ASM do modelo, foi verificado que a AASM observada e a AASM do modelo possuíam médias ao longo da trilha dos satélites diferentes. Logo, percebeu-se que caso a AASM observada fosse assimilada diretamente, uma grande crista ou cavado seria produzido ao longo da trilha e a análise ficaria totalmente irrealista. Para capturar a localização e magnitude dos cavados e cristas observados e suavemente passar essas informações para o modelo, o seguinte ajuste dos dados foi imposto: (1) Primeiramente, fez-se necessário o cálculo da AASM do HYCOM, subtraindo da ASM instantânea do modelo a média de ASM derivada da integração de 2003 a 2009. (2) Com a AASM do HYCOM interpolada para a posição da trilha de AASM observada, fez-se a diferença AASM do HYCOM menos AASM observada. (3) Em seguida, calculou-se a média dessa diferença. (4) O último passo foi a criação da AASM ajustada somando a AASM observada mais a média calculada no passo anterior (Fig. 2.3). Esse ajuste proporcionou melhorias no campo de AASM em experimentos pretéritos realizados pela REMO com assimilação de AASM ajustada no HYCOM.

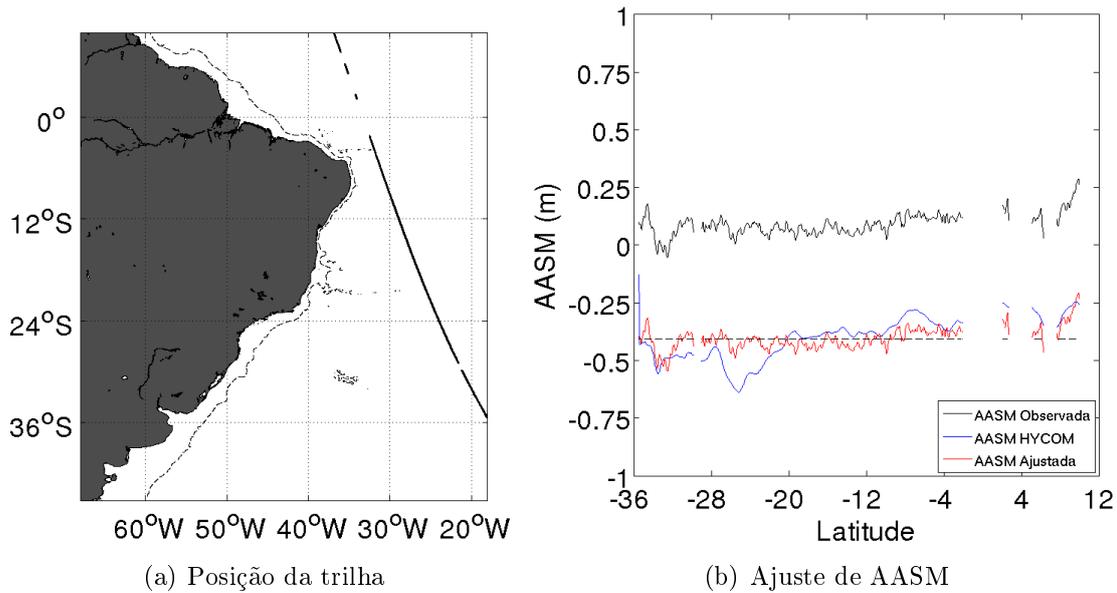


Figura 2.3: (a) Posição e (b) esquema de ajuste de dados de AASM ao longo da trilha extraída no dia 01/01/2011: AASM observada (preto), AASM calculada no HYCOM (azul), AASM ajustada (vermelho), média da AASM ajustada (tracejado preto).

As causas da diferença entre a AASM observada e do modelo são provavelmente associadas com as diferentes médias de ASM usadas para calculá-las. Esse ajuste é também realizado em outros centros de oceanografia operacional (F. Hernandez - comunicação pessoal; Xie et al., 2011).

Desta forma, a AASM ajustada foi assimilada no modelo oceânico segundo o esquema de assimilação de dados apresentado na seção a seguir.

## 2.3 Esquema de Interpolação Ótima (OI)

Em um tempo  $t$ , dados de AASM oriundos de trilhas dos satélites Jason-1 e Jason-2, e que tenham passado pelo domínio numérico durante um período  $\Delta t$ , devem ser assimilados pelo modelo. Desta forma, a análise ( $x^a$ ) de AASM em um ponto de grade do modelo é dada pela equação:

$$x^a = x^f + K[y - H(x^f)] \quad (2.1)$$

Nesta equação,  $y$  corresponde aos  $N$  dados de satélite que foram assimilados,  $x^f$  à AASM do modelo ou *background*,  $H$ , ao operador de observação (i.e. interpola o modelo para o espaço das observações) e  $K$  à matriz peso ótima também chamada de matriz de ganho (Kal-

ay, 2003). Para o cálculo dos pesos  $K$  foram utilizadas matrizes fixas e pré-determinadas de co-variância dos erros. Diferentemente de métodos mais recentes que exigem mais disponibilidade computacional, o OI sugerido aqui aumenta o processamento em somente 10-20% comparado ao modelo sem assimilação (Ezer & Mellor, 1994). É um método que se fundamenta na minimização do erro quadrático da análise. A minimização deste erro, a partir da Eq. 2.1, resulta no seguinte sistema linear para o peso ótimo:

$$K = BH^T(HBH^T + R)^{-1} \quad (2.2)$$

$R$  é a co-variância dos erros das observações e  $B$  a co-variância dos erros do modelo.  $R$  foi assumida como diagonal com valores de  $(0,02 \text{ m})^2$ . No OI proposto, a co-variância dos erros do modelo foi parametrizada da seguinte forma:  $B = \sigma^2 G$ . A variância ( $\sigma^2$ ) foi calculada a partir da mesma integração pretérita de 2003 a 2009 da qual foi extraída a média de ASM. Com o objetivo de localizar a co-variância,  $G$  seleciona os pontos de satélite que são usados no cálculo da análise em um determinado ponto de grade do modelo, levando em conta a variação  $\Delta$  entre eles.

$$G = \exp[-(k_x \Delta x)^2 - (k_y \Delta y)^2 - (k_t \Delta t)^2] \quad (2.3)$$

Em estudos com assimilação de dados altimétricos juntamente ao *Princeton Ocean Model* (POM), os parâmetros de decorrelação espacial,  $k_x$  e  $k_y$ , e decorrelação temporal,  $k_t$ , propostos por Ezer & Mellor (1994) para a Corrente do Golfo foram 170 km e 22 dias, respectivamente. Estes valores foram comparáveis aos encontrados por Auer, (1987).

Entretanto, neste trabalho, as escalas de comprimento e tempo foram estimadas a partir de dados de AASM do AVISO na resolução espacial  $1/3^\circ$  e para os meses de janeiro, fevereiro e março de 2007 a 2010. Desta forma, a partir destes dados e baseando-se na similaridade do desvio-padrão (Fig. 2.4), o domínio numérico foi subdividido em sete regiões. Logo, para cada sub-região, foram escolhidos dez pontos de grade aleatoriamente e, para cada um dos pontos escolhidos, foi calculada a autocorrelação da AASM no espaço e tempo (Fig. 2.5 e 2.6). Desta forma, os parâmetros de decorrelação ( $k_x$ ,  $k_y$ ,  $k_t$ ) foram estimados em função do decaimento *e-folding* espacial e temporal da autocorrelação (Tab. 2.1).

Com a estimação dos pesos, segundo o método OI, a análise foi criada, o método de Cooper & Haines (1996) foi empregado e o resultado obtido foi empregado como condição inicial dos experimentos com assimilação.

Os experimentos de previsão realizados foram baseados na escolha de diferentes pa-

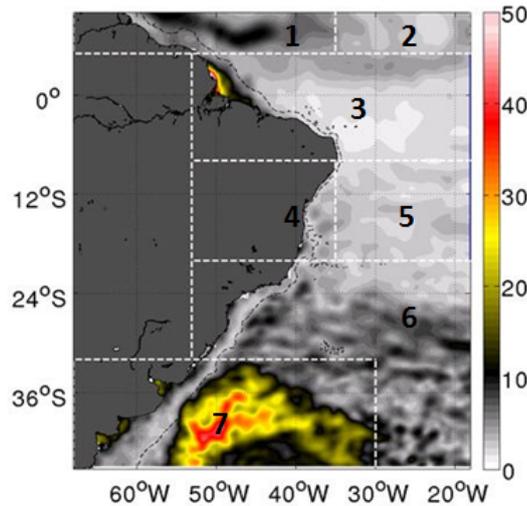


Figura 2.4: Desvio-padrão da AASM calculado com dados do AVISO, mostrando as sete sub-regiões do domínio numérico definidas para emprego de parâmetros de decorrelação. O desvio-padrão foi calculado para os meses de janeiro, fevereiro e março de 2007 a 2010.

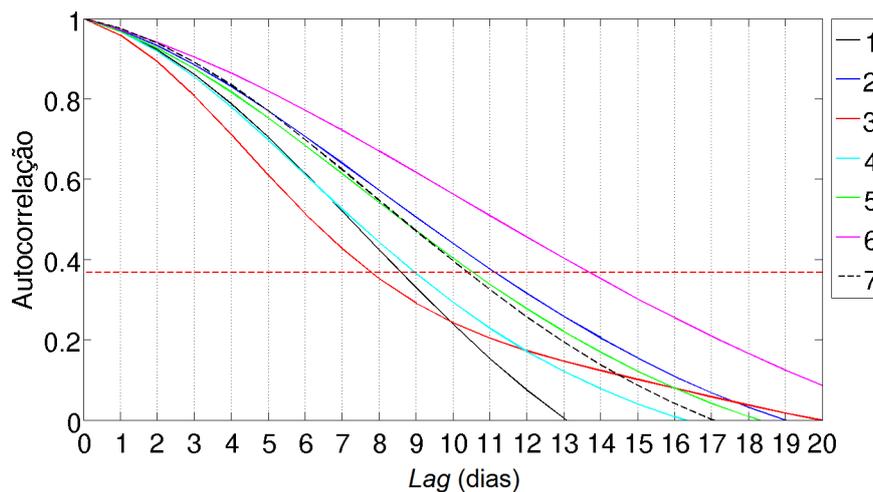


Figura 2.5: Autocorrelação temporal para as sete sub-regiões do domínio numérico. A linha tracejada vermelha indica o *e-folding time*.

râmetros de decorrelação. No experimento 1 (e1), os parâmetros espaciais ( $k_x$ ,  $k_y$ ) foram semelhantes aos propostos por Ezer & Mellor (1994) para Corrente do Golfo. No experimento 2 (e2), os parâmetros espaciais foram inovados a partir dos dados de AASM na resolução  $1/3^\circ$  do AVISO, como mostra a Tab. 2.1. Nesses dois primeiros casos, cada condição inicial de 01/01/2011 a 31/03/2011 foi obtida com a assimilação de todos os dados de AASM dos satélites Jason-1 e Jason-2 disponíveis no dia atual ao cálculo da análise (Fig. 2.7a).

O experimento 3 (e3) incluiu um maior número de dados de AASM. Nele, cada condição inicial de 01/01/2011 a 31/03/2011 foi obtida com a assimilação de dados de AASM dispo-

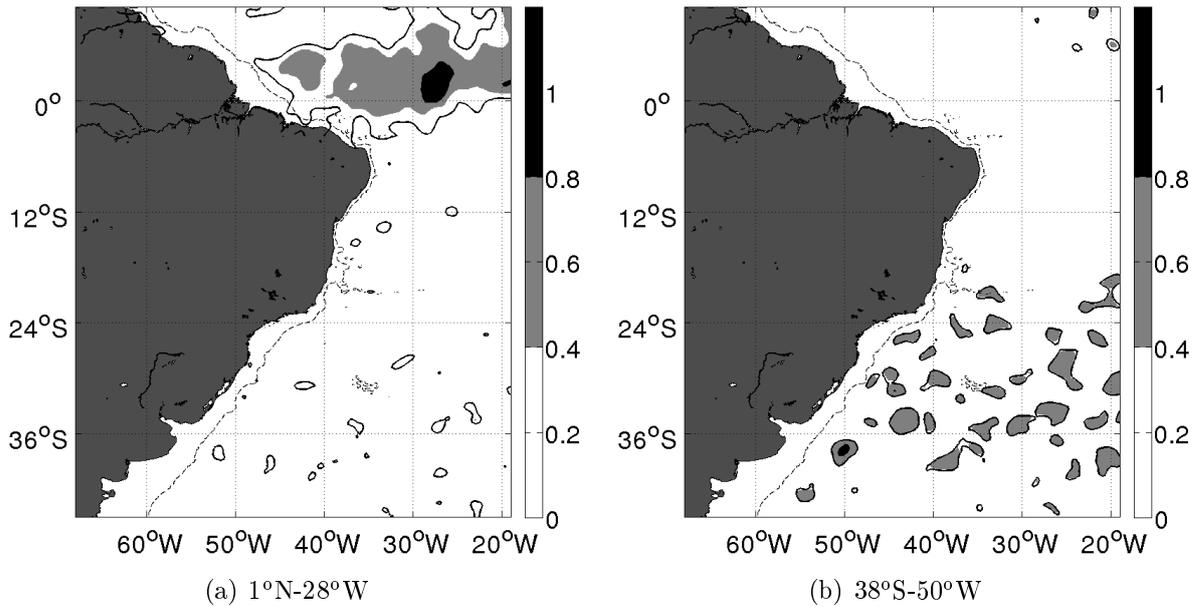


Figura 2.6: Autocorrelação espacial para dois pontos no domínio numérico (a) 1°N-28°W e (b) 38°S-50°W. A linha preta contínua indica o *e-folding length*.

Sub-região	$k_x=k_y$ (km)	$k_t$ (dias)
1	310	9
2	440	8
3	370	11
4	200	9
5	450	10
6	140	14
7	120	10

Tabela 2.1: Parâmetros de decorrelação espacial e decorrelação temporal estimados com os dados de AASM do AVISO para os meses de janeiro, fevereiro e março de 2007 a 2010.

níveis no dia atual e anterior ao cálculo da análise (Fig. 2.7b). Neste caso, houve inclusão da decorrelação temporal através do parâmetro  $k_t$  (Tab. 2.1).

Por fim, o experimento 4 (e4) foi realizado após uma série de avaliações dos experimentos pré-existentes. Ele foi esquematizado em modo de simulação e buscou uma melhoria da TSM em relação aos experimentos anteriores. Desta forma, de acordo o esquema de assimilação de dados, ele foi configurado semelhante ao experimento 3, mas incluindo a relaxação em superfície com a TSM derivada do *Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis* (OSTIA) (Donlon et al., 2012). O período de estudo foi reduzido de 01/01/2011 a 01/03/2011, pois diferentemente dos outros experimentos, nesse buscou-se apenas investigar o impacto da relaxação de TSM com alta resolução espaço-temporal.

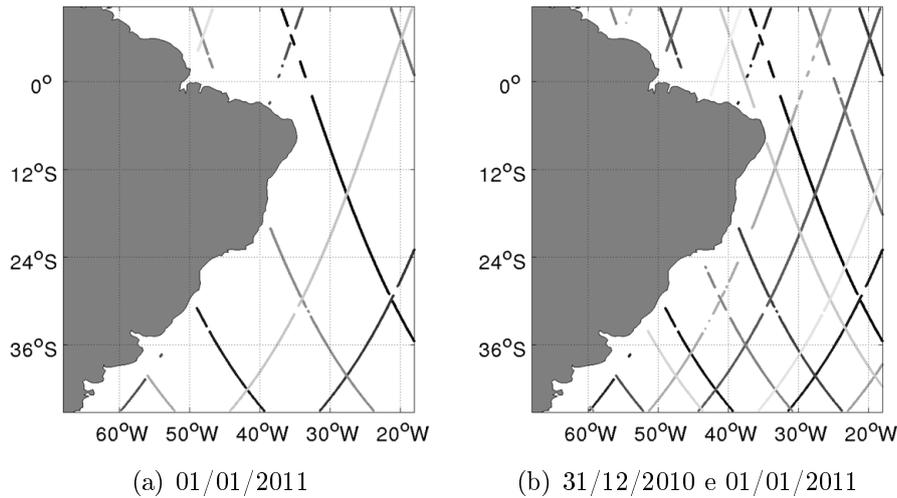


Figura 2.7: Número e posição das trilhas de AASM que passaram no domínio numérico durante o(s) dia(s) (a) 01/01/2011 (b) 31/12/2010 e 01/01/2011.

Em todos os experimentos com assimilação de dados de AASM, as informações de superfície foram passadas para sub-superfície através da técnica de Cooper & Haines (1996). Essa etapa diferiu da criação e assimilação de perfis sintéticos de temperatura e salinidade usada em Ezer & Mellor (1994).

## 2.4 A Técnica de Cooper & Haines (1996)

A técnica de Cooper & Haines (1996) é muito empregada operacionalmente em centros de previsão oceânica e não pode ser considerada assimilação de dados (Ferry et al., 2007). Ela impõe uma correção na espessura das camadas do modelo a partir de um dado campo de ASM. Fox et al. (2000) enumeraram diversas vantagens dessa técnica, entre elas: a preservação da relação T,S da coluna d'água. Chassignet et al. (2007) apontaram o princípio básico da técnica a conservação da vorticidade potencial de sub-superfície durante o instante de tempo da assimilação.

A técnica é baseada em um procedimento de levantamento-abaixamento da coluna d'água proporcionado pela projeção dos incrementos de ASM, o que é convertido em incrementos de temperatura, salinidade e velocidade. Então, se a ASM diminui, a coluna d'água do modelo é deslocada para cima e certa quantidade de água leve na superfície é perdida e substituída por águas mais densas de fundo. Similarmente, se a ASM aumenta, a termoclina é abaixada para diminuir o peso da coluna d'água. O deslocamento vertical acontece sem que ocorra nenhuma modificação da pressão no fundo do oceano.

Nas integrações realizadas nesse trabalho, a técnica de Cooper & Haines (1996) foi

configurada para atuar abaixo da camada de mistura, portanto, nas camadas isopícnais do HYCOM.

## 2.5 Métricas Estatísticas

A qualidade dos experimentos foi investigada objetivamente comparando os resultados do modelo com dados observados por satélites e *in situ*, e resultados derivados do HYCOM+NCODA e do Mercator-Océan (Bahuel & The MERCATOR Project Team, 1999; Chassignet et al., 2009; Dombrowsky et al., 2009). Foram calculados erros quadráticos médios centrados, erros quadráticos médios e correlações, seguindo as métricas sugeridas pelo GODAE: *OceanView* (Chassignet et al., 2006). Essas avaliações foram feitas usando as seguintes fórmulas:

$$\text{Erro médio}(ERM) = \bar{Y} - \bar{X} \quad (2.4)$$

$$\text{Erro quadrático médio}(EQM) = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Y_i - X_i)^2} \quad (2.5)$$

$$\text{Erro quadrático médio centrado}(EQMC) = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [(Y_i - \bar{Y}) - (X_i - \bar{X})]^2} \quad (2.6)$$

$$\text{Correlação}(R) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{(\sigma_x \sigma_y)} \quad (2.7)$$

$$\text{Índice de Habilidade}(IH) = R^2 - [R - (\sigma_y/\sigma_x)]^2 - [(\bar{Y} - \bar{X})/\sigma_x]^2 \quad (2.8)$$

onde  $X_i$  ( $i=1, 2, 3, \dots, n$ ) é o conjunto de dados observados disponíveis e  $Y_i$  ( $i=1, 2, 3, \dots, n$ ) o conjunto de resultados do modelo interpolado linearmente para o ponto da observação,  $\bar{X}$  ( $\bar{Y}$ ) e  $\sigma_x$  ( $\sigma_y$ ) são a média e o desvio-padrão dos valores observados (do modelo interpolado para o ponto das observações), respectivamente.

# 3

## Resultados e Discussão

A Fig. 3.1 mostra que a assimilação de dados de AASM derivados dos satélites Jason-1 e Jason-2 usando como *background* o campo do HYCOM foi corretamente implementada. O incremento da análise, ou seja, a diferença entre a análise ( $x^a$ ) e o *background* ( $x^f$ ), em cada experimento reflete as características dos parâmetros de decorrelação estabelecidos na Tab. 2.1. Para o experimento 1, usando a decorrelação espacial fixa,  $k_x = k_y = 170$  km, o incremento em torno da trilha do satélite apresenta um diâmetro constante em todo o domínio numérico. No experimento 2, os parâmetros de decorrelação espacial variados proporcionam um incremento com diâmetro diferenciado no domínio. Neste caso, o diâmetro varia de acordo cada sub-região. Por exemplo, para a sub-região 3, na qual os raios de decorrelação são  $k_x = k_y = 370$  km, o incremento possui diâmetro maior em relação a sub-região 7,  $k_x = k_y = 120$  km. Os experimentos 3 e 4 tiveram assimilação de dados de AASM do dia atual e anterior ao cálculo da análise. A Fig. 3.1c evidencia também que a assimilação de dados de AASM provenientes de dois dias dos dois satélites é suficiente para gerar um incremento que toma espacialmente quase todo o domínio numérico.

Buscando entender o impacto da assimilação de dados altimétricos na previsibilidade de curto-prazo do HYCOM e na representação do estado físico da METAREA V, os resultados foram divididos nas seguintes seções: avaliação de superfície, avaliação de sub-superfície e representação do estado físico da água do mar na METAREA V do Atlântico.

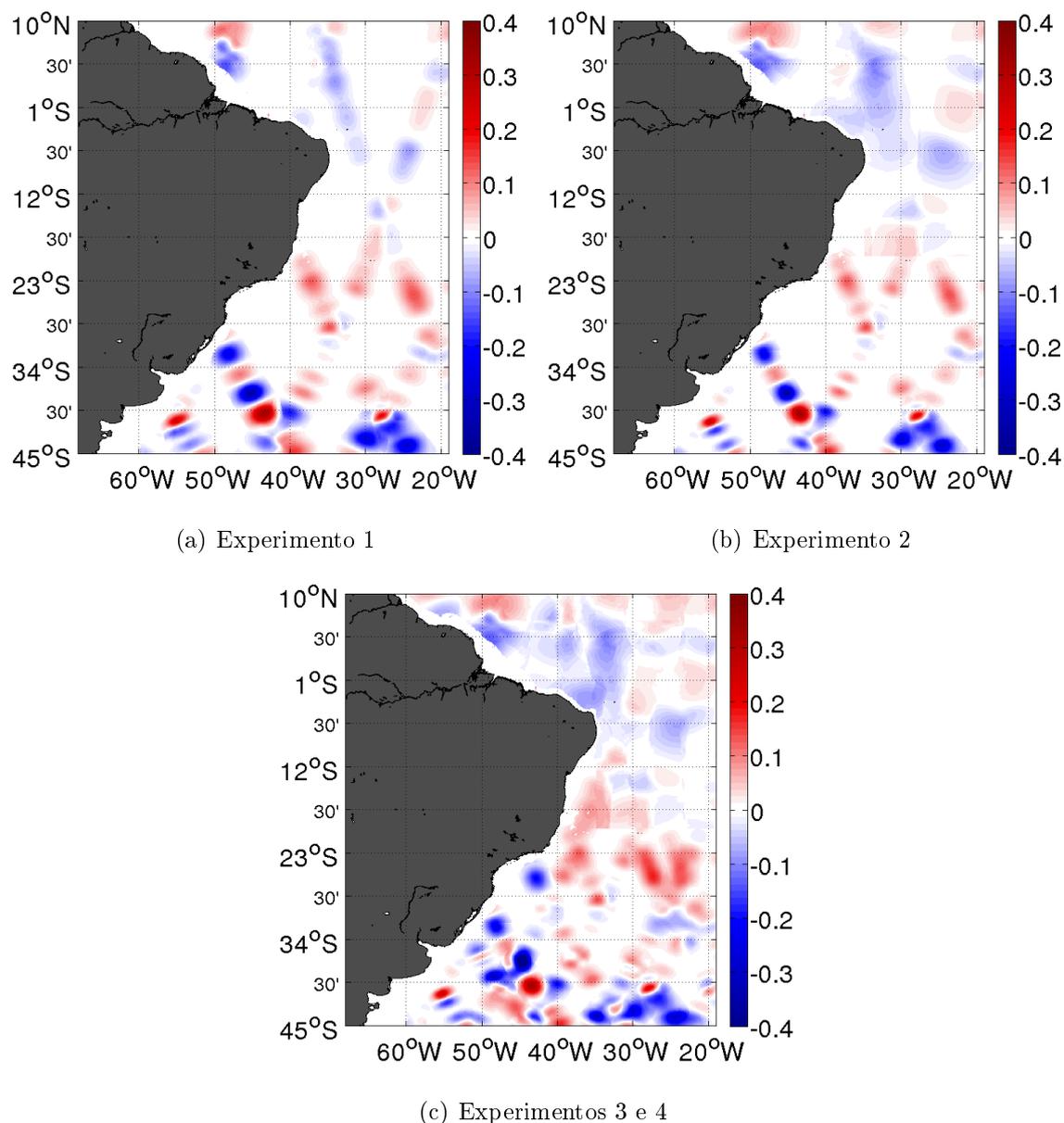


Figura 3.1: Incremento da análise ( $x^a - x^f$ ) do dia 01/01/2011 para (a) experimento 1, (b) experimento 2, (c) experimentos 3 e 4.

## 3.1 Avaliação de Superfície

### 3.1.1 Anomalia da Altura da Superfície do Mar (AASM)

Devido à diferença no cálculo da AASM empregada nos dados do AVISO e nos experimentos, principalmente em relação à média de ASM usada para determinar as anomalias, as médias de AASM geradas a partir das previsões realizadas com o HYCOM neste trabalho são diferentes a média de observação do AVISO, e semelhante em parte à média das análises do HYCOM+NCODA (Fig. 3.2). Em boa parte do domínio numérico, enquanto a AASM

média do AVISO alcança valores médios entre -0,1 e 0,15 m, a derivada de análises do HYCOM+NCODA atinge valores de -0,25 a 0,15, a AASM média nos experimentos de previsão alcançam valores relativamente menores que os do HYCOM+NCODA, em torno de -0,25 a 0 m.

O HYCOM+NCODA reproduz mais precisamente a AASM do AVISO, como podemos observar através dos valores de anomalia negativa ao sul de 22,5°S, e de anomalia mais elevada acima dessa latitude. As médias das previsões de 24 h de cada experimento não apresentam esse comportamento. Em geral, as médias das previsões mostram um campo com correções em relação às previsões do HYCOM sem assimilação, adquirindo estruturas peculiares ao campo regular do AVISO. Por exemplo, a média das previsões de 24 h do experimento de controle apresenta uma grande região com anomalia relativamente mais negativa entre 18 e 27°S. Nesta região, os experimentos com assimilação de AASM na condição inicial produziram previsões com valores médios mais elevados, seguindo um comportamento mais próximo ao evidenciado pela média do AVISO. Outra correção em comparação ao experimento de controle acontece na região a oeste de 30°W e entre 15-22°S. Existem outras correções pontuais, entretanto, somente a comparação dos campos médios das previsões de AASM não permite facilmente identificá-las. Portanto, as próximas figuras buscam investigar mais detalhadamente o impacto da assimilação de AASM na previsibilidade do modelo HYCOM, a escolha dos diferentes parâmetros de decorrelação ao longo dos experimentos e o impacto do número de dados de AASM utilizados na assimilação.

Em geral, ao contrário das previsões de 24 h do experimento de controle, as previsões inicializadas com assimilação de AASM reproduzem mais precisamente os valores de AASM do AVISO, como mostra a Fig. 3.3. Em 39°S-43°W, os experimentos 2 e 3 exibem AASM que refletem a variabilidade do AVISO. Em fevereiro, por exemplo, eles apresentam AASM que exibe um mínimo praticamente ao mesmo tempo ao exibido pelo AVISO. Em seguida, eles novamente representam a subida de AASM até o máximo de anomalia positiva em março, semelhante ao AVISO. Por exemplo, o experimento 3 alcança o máximo de aproximadamente 1 m neste mês. O experimento 1 não representa com congruência os resultados em 39°S-43°W. Em 29°S-38°W, a diferença entre a AASM do experimento 3 e do AVISO decai de aproximadamente 0,2 m no início de janeiro para valores menores no final de março. Os experimentos 1 e 2 também convergem em direção aos resultados de AASM do AVISO. Por outro lado, as previsões derivadas do experimento de controle alcançam valores de AASM mais distantes em relação às observações do AVISO, principalmente em março. Estes resultados mostram que as condições iniciais criadas com assimilação de AASM interferiram positivamente nas previsões de 24 h de AASM.

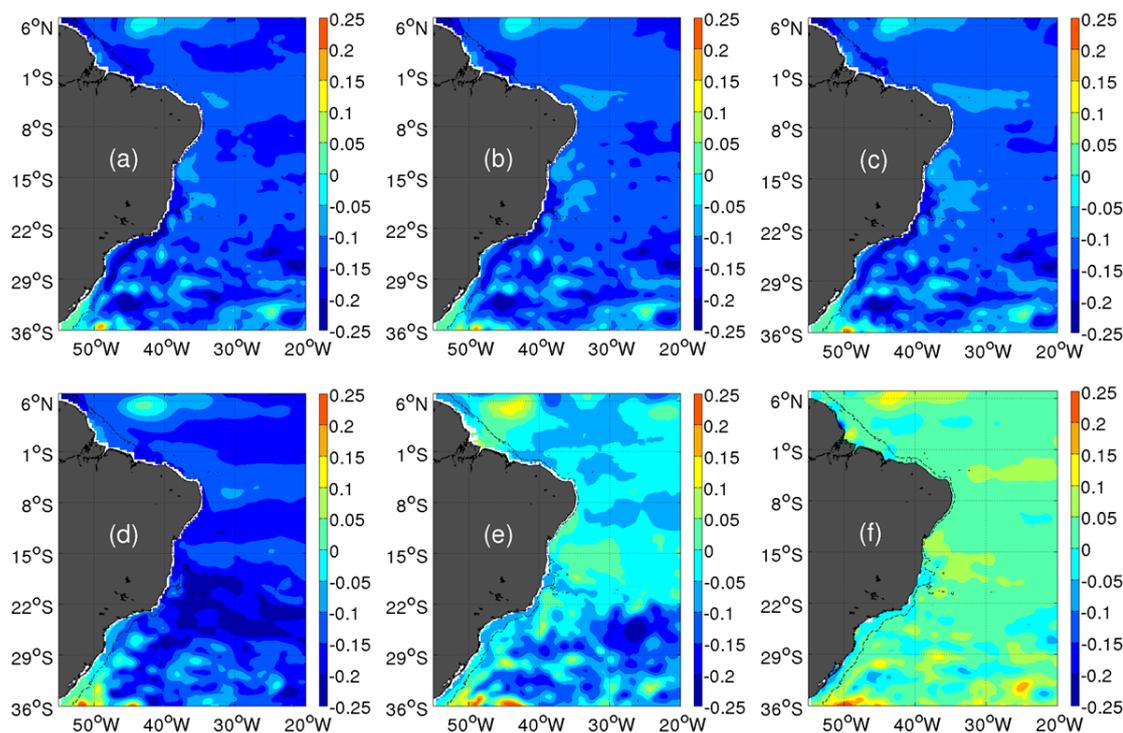


Figura 3.2: Mapas horizontais da AASM média em metros calculadas de 01/01/2011 a 31/03/2011 para as (a) previsões do experimento 1 (b) previsões do experimento 2 (c) previsões do experimento 3 (d) previsões do experimento de controle (e) análises do HYCOM+NCODA e (f) AVISO.

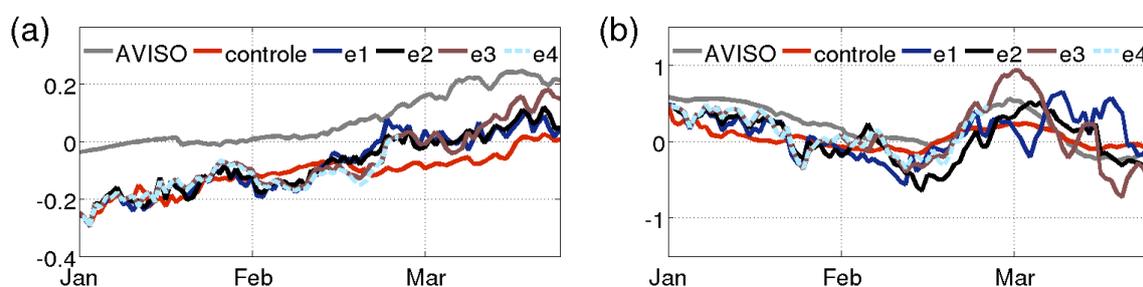


Figura 3.3: Comparação em (a) 29°S-38°W e (b) 39°S-43°W durante 01/01/2011 a 31/03/2011 entre os dados de AASM (em metros) do AVISO (em cinza) e os resultados de AASM previstos pelos experimentos 1 (azul escuro), 2 (preto) e 3 (marrom) e simulado pelo experimento 4 (azul claro).

A Fig. 3.4 mostra que o erro quadrático médio centrado (EQMC) calculado em relação à AASM observada do AVISO, em quase todas as sub-regiões do domínio numérico, apresenta valores menores nas previsões geradas com assimilação de AASM na condição inicial em comparação as previsões do experimento de controle. O EQMC é uma métrica estatística bastante importante e usada visando à comparação de uma mesma grandeza produzida por

diferentes fontes, como no caso da AASM produzida pelo AVISO e HYCOM deste trabalho. Como foi mostrado na Eq. 2.6, as médias de AASM do modelo e dos dados do AVISO são removidas para o cálculo de EQMCs. A correção de AASM ocorre claramente nas sub-regiões 1, 4, 5, 6, 7 (Fig. 3.4) e em toda METAREA V (Fig. 3.5). Apenas as sub-regiões 2 e 3 apresentam poucas modificações entre os experimentos. Nestas sub-regiões, as análises do HYCOM+NCODA também obtêm resultados de EQMC semelhantes aos experimentos de previsão. Um resultado esperado acontece na sub-região 1, onde os EQMCs do experimento de controle aumentam e os dos experimentos 1, 2, 3 e 4 permanecem reduzidos ao longo do tempo. Em todas as sub-regiões, os EQMCs são inferiores a 0,25 m. As previsões possuem os menores EQMCs na sub-região 5, permanecendo abaixo de 0,05 m para todos os experimentos. A correção de AASM na condição inicial produz melhores resultados na sub-região 6, pois nela há uma maior redução do EQMC dos experimentos com assimilação em relação ao sem assimilação. Considerando apenas a METAREA V, as previsões produzidas através de assimilação de AASM apresentam erros em torno de 0,05 m e os resultados apresentam pouca diferença em relação ao uso de diferentes parâmetros de decorrelação. Desta forma, segundo as análises do EQMC, a diferença na inserção dos parâmetros de decorrelação nos experimentos de previsão não interfere claramente na qualidade das previsões na METAREA V. Os experimentos 1, 2, 3 e 4 exibem um erro em torno de 0,05 m, inferior ao EQMC do experimento de controle, logo a correção de AASM na condição inicial produz melhorias importantes. Calculando a média do EQMC no tempo, o experimento 3 apresenta o melhor resultado para METAREA V. Ainda, os EQMCs dos experimentos de assimilação foram um pouco menores que os do HYCOM+NCODA.

Os mapas horizontais de EQMC (Fig. 3.6) apresentam melhorias nas previsões de AASM produzidas por condições iniciais com assimilação em comparação ao experimento sem assimilação. Os experimentos 1, 2 e 3 registram valores de EQMC na METAREA V semelhantes aos encontrados pelo HYCOM+NCODA. As correções acontecem nas regiões norte, central e sul da METAREA V. Por exemplo, enquanto os resultados do experimento de controle indicam EQMC próximo de 0,15 m na região 50°W-40°W ao norte de 6°N, nos experimentos derivados de assimilação de AASM o EQMC se reduz a valores menores que 0,01 m. Nas latitudes entre 15 e 29°S, na região adjacente à plataforma continental brasileira, o experimento de controle exibe EQMCs relativamente mais altos que desaparecem nos outros experimentos de previsão. Próximo à costa do Rio Grande do Sul, o controle produz EQMCs bastante elevados em torno de 0,25 m. Nessa região, o experimento 3 apresenta a menor correção. Em geral, todos os experimentos produziram EQMCs relativamente mais altos na região da Foz do Rio Amazonas, coincidindo com a região de maior desvio-padrão (Fig. 2.4). Na região ao longo da plataforma continental, os melhores resultados são mostrados no mapa do

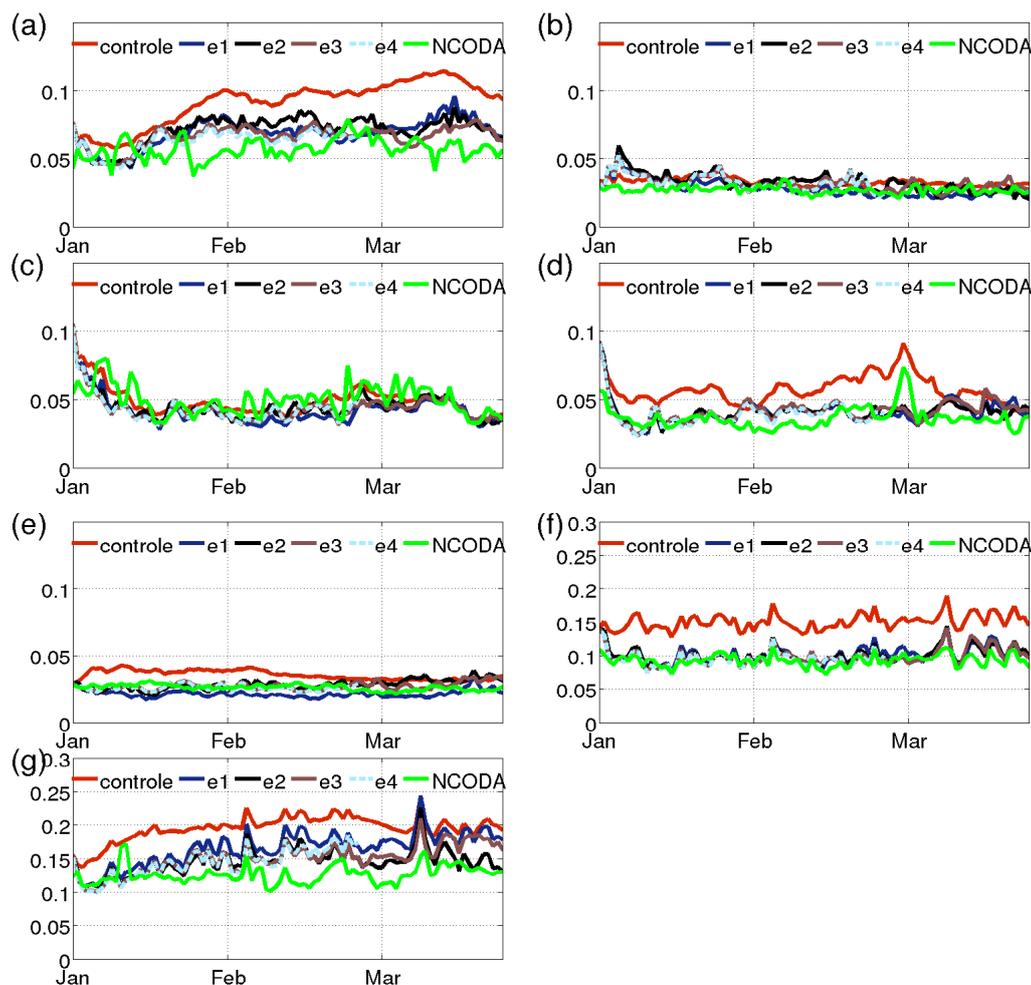


Figura 3.4: Curvas de EQMC (em metros) dos experimentos com o HYCOM em relação aos dados de AASM do AVISO de 01/01/2011 a 31/03/2011 para as sub-regiões (a) um, (b) dois, (c) três, (d) quatro, (e) cinco, (f) seis e (g) sete.

HYCOM+NCODA e poucas diferenças acontecem entre os experimentos de previsão. Vale salientar que em regiões mais rasas a isóbata de 1000 m não houve assimilação de dados de AASM.

É possível verificar na correlação espacial entre a AASM do HYCOM e a do AVISO (Figs. 3.7 e 3.8) que os experimentos derivados da assimilação de AASM apresentam previsões com melhorias bastante significativas no campo de AASM. É apresentado o seguinte padrão ao redor do domínio numérico: enquanto no experimento de controle, a correlação das previsões decresce gradativamente com o tempo, nos experimentos com assimilação, a correlação aumenta rapidamente a partir da condição inicial em 01/01/2011 e mantém valores acima dos do controle ao longo do tempo. Em alguns casos, as previsões do experimento de controle alcançam correlações inferiores à zero, evidenciando uma previsibilidade bastante ruim. Desta forma, o HYCOM integrado sem assimilação de AASM na condição inicial não

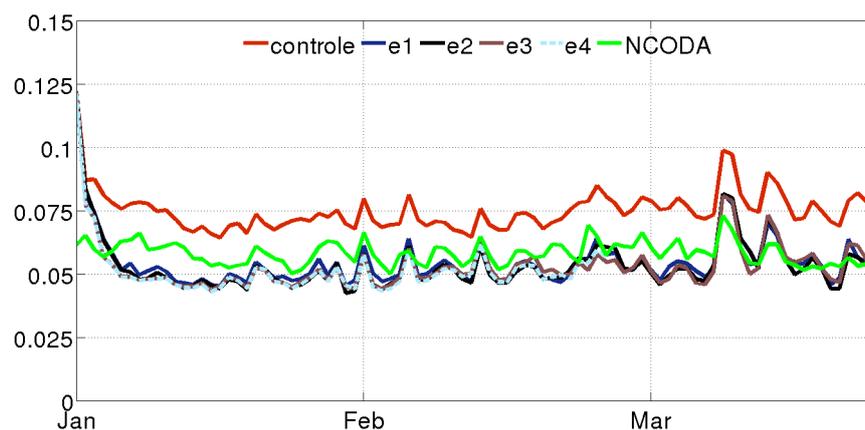


Figura 3.5: Curvas de EQMC (em metros) dos experimentos com o HYCOM em relação aos dados de AASM do AVISO de 01/01/2011 a 31/03/2011 somente para o domínio da METAREA V.

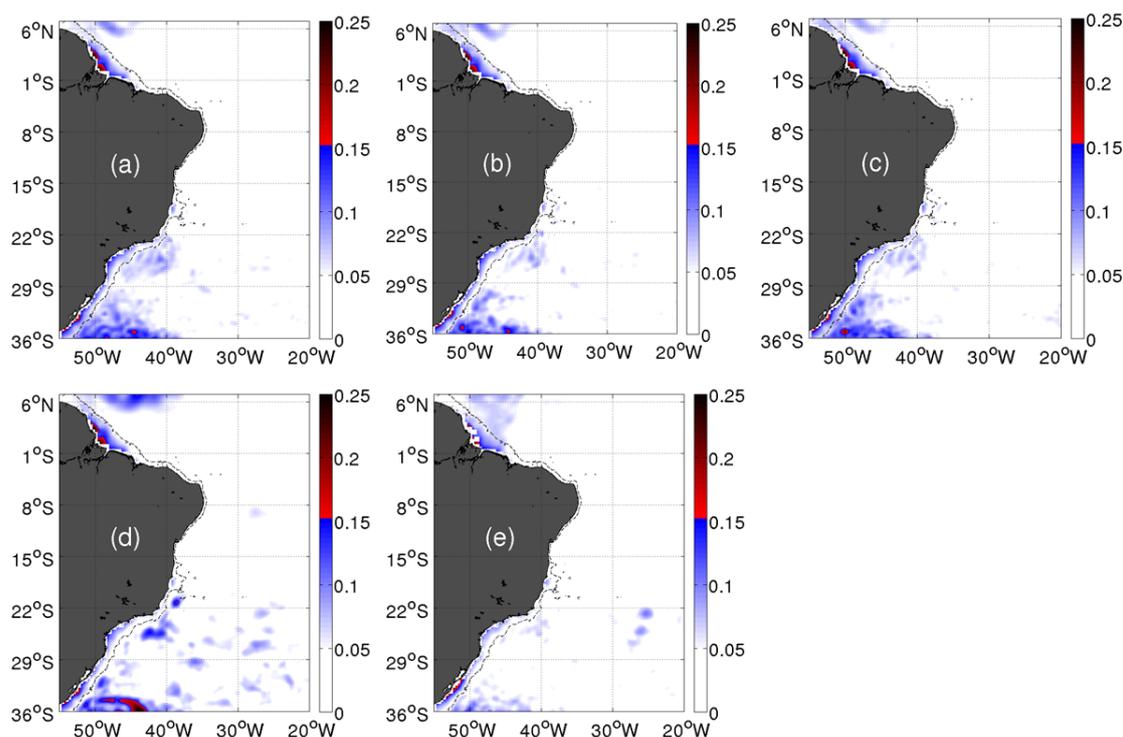


Figura 3.6: Mapas horizontais de EQMC de AASM médio (em metros) calculados em relação ao AVISO de 01/01/2011 a 31/03/2011 para as (a) previsões do experimento 1 (b) previsões do experimento 2 (c) previsões do experimento 3 (d) previsões do experimento de controle (e) análises do HYCOM+NCODA.

permite previsões de AASM de qualidade. Por outro lado, na maior parte do tempo, os experimentos com assimilação de AASM na condição inicial e o HYCOM+NCODA exibem correlações superiores a 0,5. Na METAREA V, as previsões derivadas de assimilação alcan-

gam correlações em torno de 0,6, superando os valores do HYCOM+NCODA durante o início de janeiro até meados de março. Apenas as sub-regiões 2 e 3 mostram poucas diferenças entre os resultados de correlação dos experimentos.

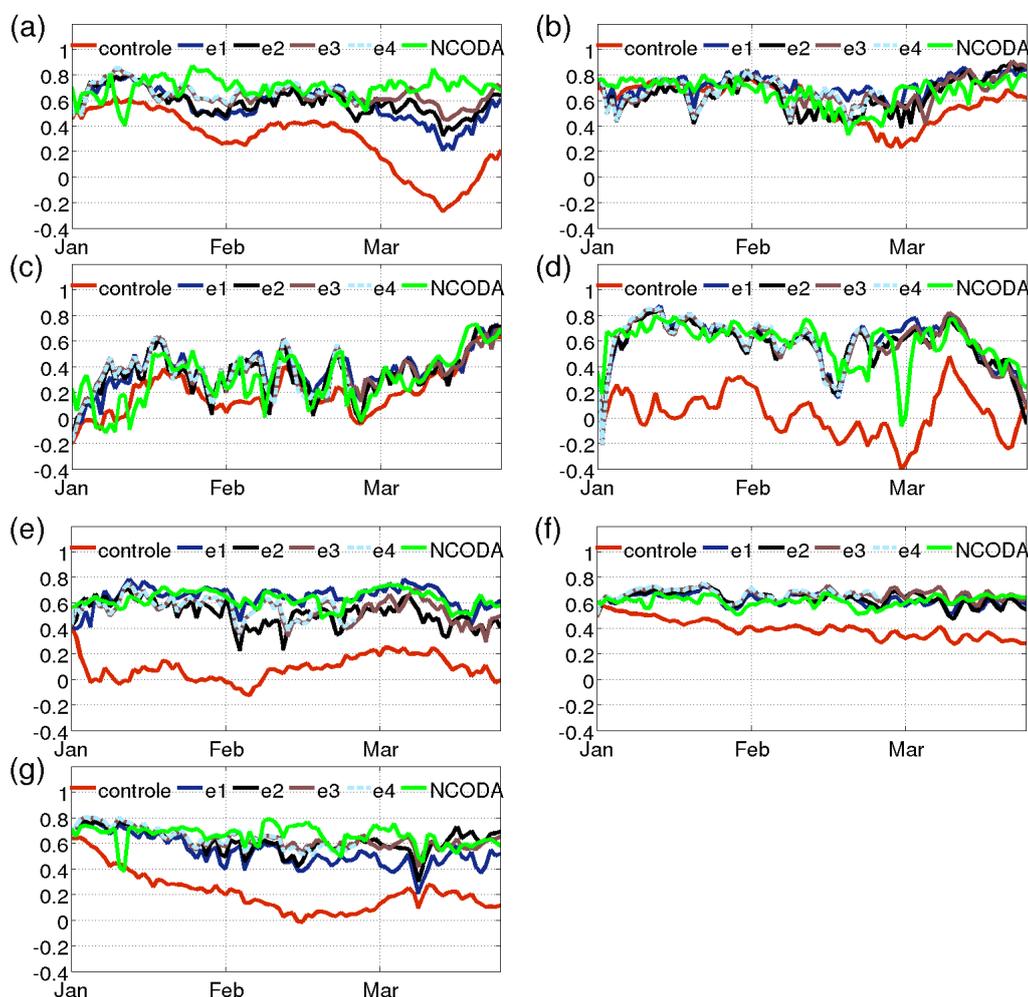


Figura 3.7: Curvas de correlação dos experimentos com o HYCOM em relação aos dados de AASM do AVISO de 01/01/2011 a 31/03/2011 para as sub-regiões (a) um, (b) dois, (c) três, (d) quatro, (e) cinco, (f) seis e (g) sete.

Em geral, os resultados apresentados até aqui evidenciam grandes contribuições da assimilação de dados altimétricos na melhora da previsibilidade de 24 h de AASM do HYCOM. Comparado aos resultados de AASM do AVISO, os erros das previsões dos experimentos 1, 2 e 3 diminuíram e as correlações aumentaram em relação ao do experimento de controle sem assimilação. Os resultados, porém não indicaram claramente qual metodologia de parametrização da matriz de co-variâncias dos erros do modelo produz melhores previsões de AASM, isto é, se a inserção dos parâmetros de decorrelação por sub-região traz benefícios. A correlação e o EQMC fornecem informações estatísticas complementares, mas para uma caracterização mais completa entre a AASM do HYCOM e do AVISO, os desvios-padrão

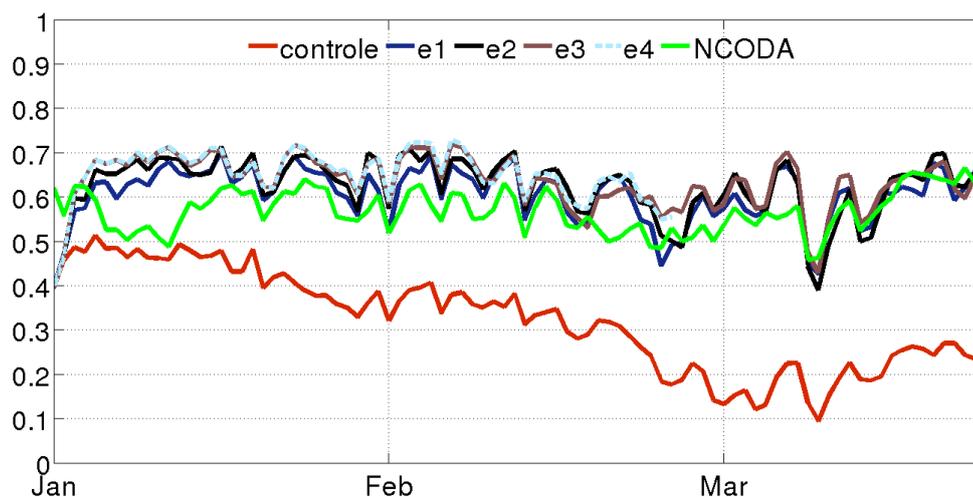


Figura 3.8: Curvas de correlação dos experimentos com o HYCOM em relação aos dados de AASM do AVISO de 01/01/2011 a 31/03/2011 somente para o domínio da METAREA V.

destes dois campos devem ser analisados (Taylor, 2001).

Portanto, buscando investigar qual experimento produz as melhores previsões de 24 h de AASM, a Fig. 3.9 apresenta as métricas estatísticas consideradas necessárias sumarizadas num único diagrama.

O diagrama de Taylor (Fig. 3.9), criado a partir do cálculo das estatísticas entre as previsões (simulações) de AASM produzidas pelos experimentos com o HYCOM e a AASM do AVISO, evidencia o experimento 4 com os melhores resultados. Considerando apenas os experimentos de previsão, o experimento 3 apresenta resultados ligeiramente melhores de previsão de AASM. Desta forma, a assimilação de dados altimétricos derivados do dia atual e anterior ao cálculo da condição inicial, usando diferentes parâmetros de decorrelação espacial e temporal, produz previsões de AASM mais acuradas. Segundo a Fig. 3.9, a assimilação de AASM na condição inicial resulta em relativamente boas previsões de AASM, enquanto que o HYCOM integrado sem assimilação exibe correlação em torno de 0,3 e EQMC acima de 0,07 m. Em geral, exceto o experimento de controle, os resultados relacionados aos experimentos deste trabalho também superam em qualidade os resultados do HYCOM+NCODA.

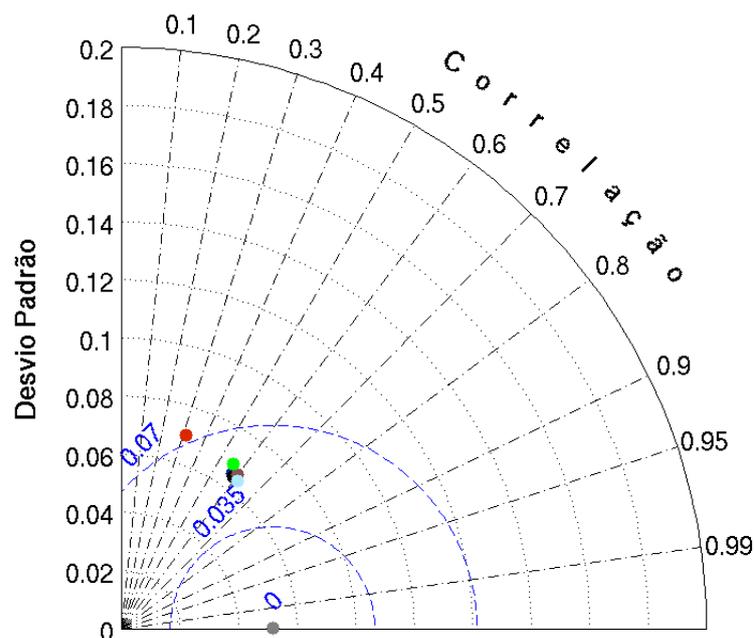


Figura 3.9: Diagrama de Taylor elaborado a partir dos resultados de AASM dos experimentos realizados neste trabalho e do HYCOM+NCODA de 01/01/2011 a 31/03/2011. Os pontos vermelho, azul escuro, preto, marrom, azul claro e verde correspondem respectivamente ao experimento de controle, experimento 1, experimento 2, experimento 3, experimento 4 e HYCOM+NCODA. O ponto cinza corresponde à estatística entre a AASM do AVISO com ela mesma, por isso indica correlação igual a 1 e EQMC igual a 0. Os meio-círculos tracejados em azul indicam os EQMCs.

### 3.1.2 Temperatura Superficial do Mar (TSM)

A TSM derivada do OSTIA fornece um campo acurado para avaliação da TSM prevista pelos experimentos com o HYCOM, principalmente devido à sua resolução de  $1/20^\circ$ . Em geral, as médias de TSM geradas a partir das previsões de 24 h ou das simulações do experimento 4 apresentam um padrão de larga-escala bastante semelhante ao do OSTIA, pois todas elas evidenciam um gradiente mostrando menores temperaturas no pólo, aumentando até maiores temperaturas no equador (Figs. 3.10 e 3.11). Os experimentos realizados sem relaxação e sem assimilação de TSM na condição inicial (e.g. controle, 1, 2 e 3) exibem um erro médio (ERM) positivo em relação ao OSTIA (Fig. 3.12). Neles, os maiores erros estão presentes na região nordeste da METAREA V e na foz do Rio Amazonas, alcançando valores acima de  $3,2^\circ\text{C}$ . O ERM do experimento 4 evidencia que a relaxação de TSM na superfície possibilita a redução dos erros de TSM a quase zero. O HYCOM+NCODA exibe um ERM levemente negativo, exceto em algumas regiões sobre a plataforma continental, onde o erro é levemente positivo. Descrito por Cummings (2005), o sistema HYCOM+NCODA assimila dados de

TSM oriundos de diversas fontes, portanto, esta é a principal causa para ele apresentar erros bastante pequenos.

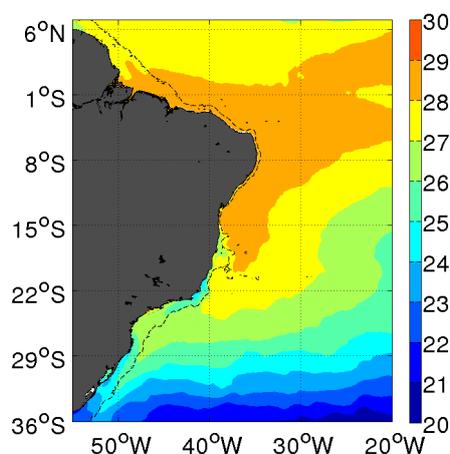


Figura 3.10: Mapa horizontal da TSM média derivada do OSTIA em graus Celsius ( $^{\circ}\text{C}$ ) durante o período de 02/01/2011 a 01/04/2011.

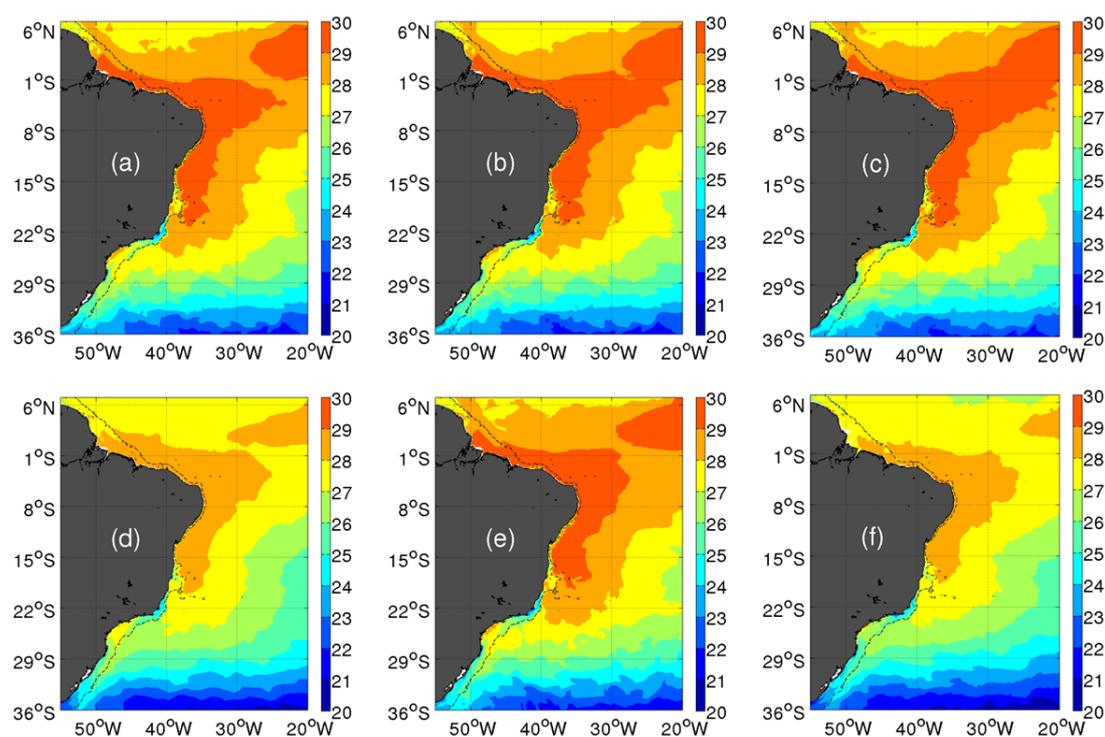


Figura 3.11: Mapas horizontais da média de TSM (em  $^{\circ}\text{C}$ ) calculada de 01/01/2011 a 31/03/2011 para as (a) previsões do experimento 1, (b) previsões do experimento 2, (c) previsões do experimento 3, (d) simulações do experimento 4, (e) previsões do experimento de controle e (f) análises do HYCOM+NCODA.

O erro quadrático médio (EQM) de TSM (Fig. 3.13) evidencia um comportamento similar ao mostrado pelos mapas de erro médio. Segundo os mapas de EQM, os maiores

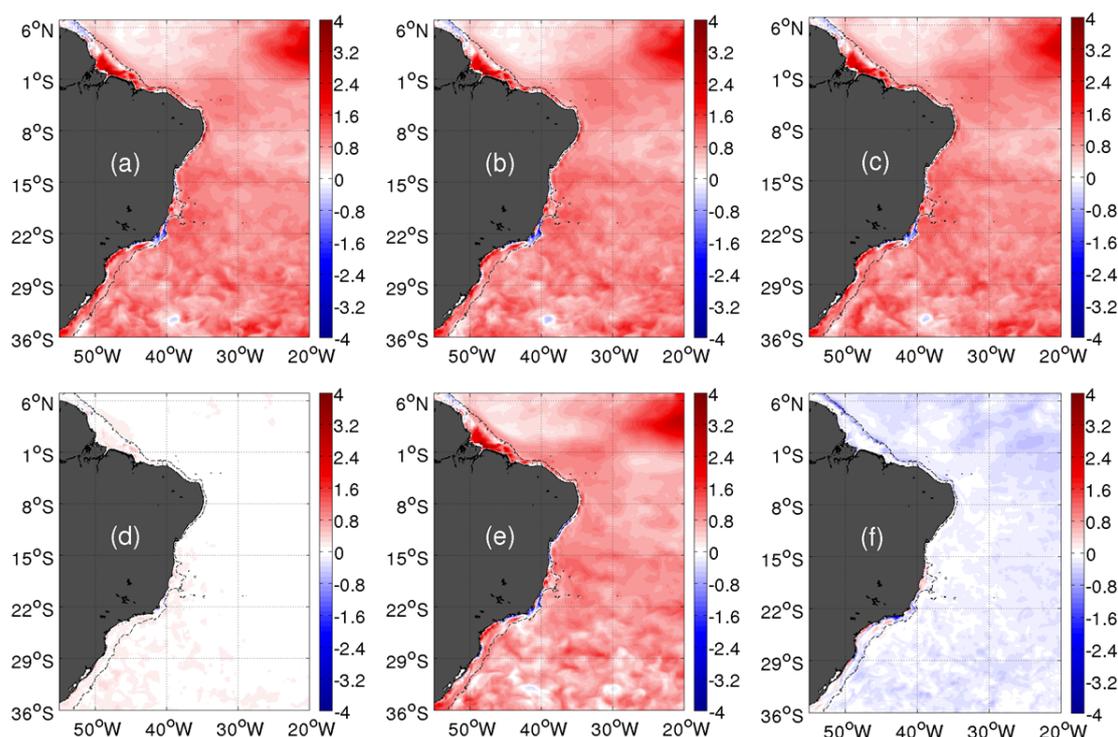


Figura 3.12: Mapas horizontais de erro médio (em  $^{\circ}\text{C}$ ) calculado entre a média das análises de TSM do OSTIA e a média das (a) previsões do experimento 1, (b) previsões do experimento 2, (c) previsões do experimento 3, (d) simulações do experimento 4, (e) previsões do experimento de controle, e (f) análises do HYCOM+NCODA. As médias foram calculadas de 01/01/2011 a 31/03/2011.

valores são apresentados nos experimentos controle, 1, 2, e 3, comprovando que a ausência de assimilação de TSM na condição inicial ou relaxação de TSM na superfície compromete as previsões de TSM. Em contrapartida, o experimento 4 e o HYCOM+NCODA exibe EQM menor que  $1^{\circ}\text{C}$  por toda a METAREA V.

Buscando investigar a habilidade do HYCOM em simular ou prever a TSM do OSTIA, a Fig. 3.14 exibe o índice de habilidade (IH) adimensional para cada experimento. A definição do IH pode ser encontrada em Murphy (1995). O IH é igual a 1 para perfeita correspondência entre os dados do OSTIA e é negativo (ou zero) para pobre correspondência. As previsões derivadas dos experimentos controle, 1, 2 e 3 mostram baixo IH em comparação aos resultados do experimento 4 e do HYCOM+NCODA. Os mapas de IH indicam que somente a assimilação de AASM na superfície compromete as previsões de TSM, pois a habilidade de previsão do experimento de controle é superior a dos experimentos 1, 2 e 3 em algumas regiões ao sul de  $22^{\circ}\text{S}$ . Não é possível ver grandes diferenças entre os mapas de IH dos experimentos 1, 2 e 3, porém eles apresentam baixo IH em regiões onde os erros são relativamente baixos. Desta forma, é importante notar que usando somente o EQM pode resultar em informações

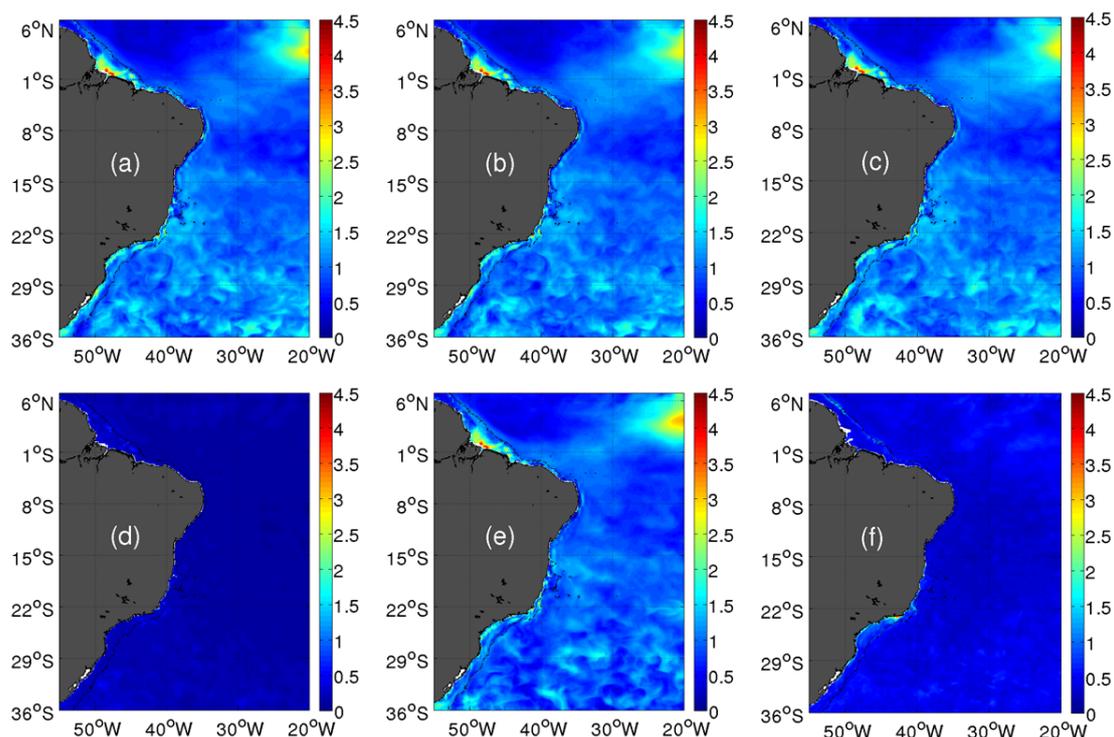


Figura 3.13: Mapas horizontais de erro quadrático médio (em  $^{\circ}\text{C}$ ) calculado de 01/01/2011 a 31/03/2011 entre as análises de TSM do OSTIA e as (a) previsões do experimento 1, (b) previsões do experimento 2, (c) previsões do experimento 3, (d) simulações do experimento 4, (e) previsões do experimento de controle, e (f) análises do HYCOM+NCODA.

precipitadas sobre a avaliação do modelo. Como esperado, o experimento 4 apresenta boa habilidade em simular a TSM do OSTIA. Este experimento exibe IH superior a 0,8 em boa parte da METAREA V. O HYCOM+NCODA mostra resultados bastante desejados ao longo da METAREA V, entretanto, baixo IH são encontrados em regiões características de ressurgência ao longo da costa, similarmente, estas regiões apresentam erros relativamente mais altos, com mostra o mapa de erro médio do HYCOM+NCODA (Fig. 3.12f). Semelhante aos resultados do HYCOM encontrados por Kara et al. (2008) para o Pacífico Equatorial, o HYCOM+NCODA apresenta baixo IH na região do equador e ao norte de  $1^{\circ}\text{S}$ .

Diversos fatores podem interferir na previsão de TSM nos experimentos. Por exemplo, o desbalanceamento na condição inicial entre o campo de ASM na superfície e o campo termohalino em sub-superfície pode ocasionar instabilidades físicas durante a integração do HYCOM, interferindo na TSM. O aumento da TSM também pode estar associado à implementação das forçantes atmosféricas na ausência de relaxação de TSM. Somente o experimento 4 foi configurado com essa relaxação. O método OI utilizado neste trabalho corrige apenas a AASM de superfície na condição inicial, logo, não sendo um OI multivariado, como o OI utilizado pelo HYCOM+NCODA (Cummings, 2005). Englobar outras variáveis

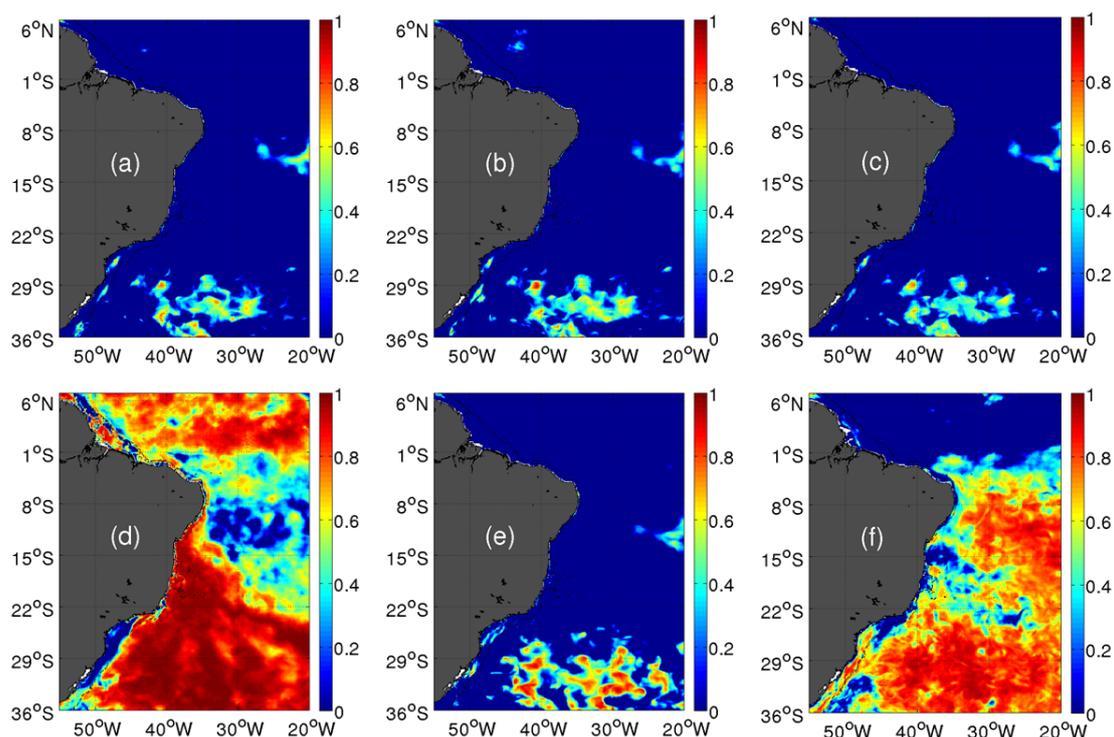


Figura 3.14: Mapas horizontais do índice de habilidade calculado de 01/01/2011 a 31/03/2011 entre as análises de TSM do OSTIA e as (a) previsões do experimento 1, (b) previsões do experimento 2, (c) previsões do experimento 3, (d) simulações do experimento 4, (e) previsões do experimento de controle, e (f) análises do HYCOM+NCODA.

como a TSM em métodos de assimilação de dados multivariados com o HYCOM é uma das metas da REMO.

O método de Cooper & Haines (1996), importante em projetar para sub-superfície as correções de ASM em superfície, foi somente configurado para interferir abaixo da camada de mistura do HYCOM. Assim, o método não é capaz de reorganizar diretamente a temperatura da camada de mistura e a TSM. Talvez, uma integração mais longa pudesse oferecer uma indicação se o método de Cooper & Haines (1996) aplicado somente para correção de AASM é capaz de alterar a TSM através da dinâmica do modelo.

## 3.2 Avaliação em Sub-superfície

A Fig. 3.15 mostra a quantidade e a posição das bóias PIRATA extensão sudoeste (SW) e dos flutuadores ARGO utilizados para avaliação da temperatura e salinidade prevista pelos experimentos em sub-superfície. Como os experimentos de previsão apresentados aqui assimilam na condição inicial somente a AASM, comparações quantitativas da temperatura

e salinidade do modelo com perfis de dados não assimilados do ARGO e PIRATA permitem avaliar o desempenho dos experimentos no oceano interior, incluindo a habilidade na projeção dos dados de AASM assimilados em superfície para sub-superfície através do método de Cooper & Haines, (1996).

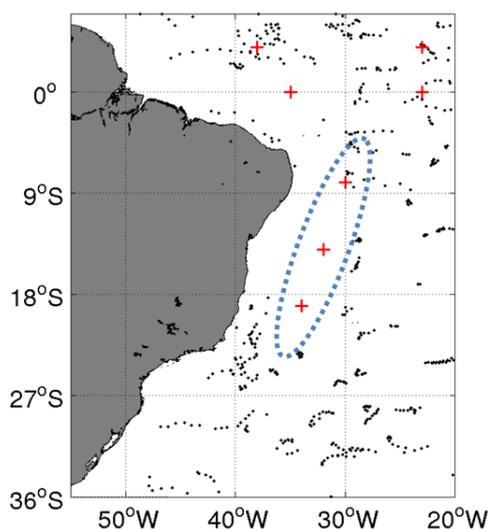


Figura 3.15: Cruzes vermelhas indicam a posição das bóias ancoradas PIRATA e pontos pretos indicam o mesmo para os flutuadores ARGO presentes na METAREA V. Os dados de temperatura e salinidade extraídos de 01/01/2011 a 31/03/2011 foram usados na avaliação em sub-superfície do HYCOM. Durante este período cerca de 480 flutuadores ARGO foram utilizados. Foram usadas na avaliação somente as bóias PIRATA SW, contidas na elipse azul.

### 3.2.1 Temperatura

Investigando a temperatura em 20 m (Fig. 3.16), o padrão mostrado pelos experimentos se aproxima ao encontrado nas bóias PIRATA. De acordo esse padrão, a partir da condição inicial, a temperatura sobe continuamente até março. Como aconteceu na avaliação da TSM em relação ao OSTIA, na profundidade de 20 m ocorre superestimação da temperatura em relação às bóias em todas as 24 h de previsão. Logo, no início de 2011 os resultados são bastante próximos aos registros das bóias, alcançando aproximadamente 27,8°C, 27,2°C e 27,3°C em 8°S-30°W, 14°S-32°W e 19°S-34°W, respectivamente. Em meados de fevereiro, verifica-se uma diferença de quase 1°C entre os experimentos e as bóias. Ao longo do tempo, poucas diferenças são mostradas entre as previsões de 24 h de cada experimento, mas todas elas superestimam os registros de temperatura oriundos do PIRATA. Considerando o EQM em relação às três bóias, o experimento 4 registra os menores valores, logo a relaxação de TSM em superfície no HYCOM trouxe melhorias significantes até a profundidade de 20 m.

Em contrapartida, os experimentos com assimilação de AASM na condição inicial e sem relaxação de TSM não registram bom desempenho, produzindo previsões de temperatura com EQM maiores que os do experimento de controle durante boa parte do período.

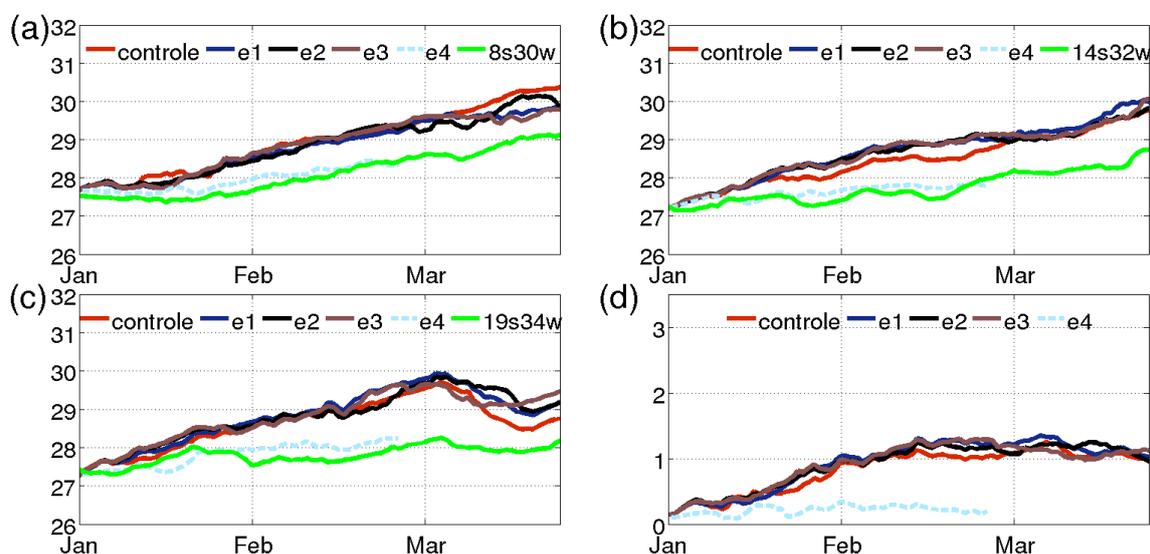


Figura 3.16: Curvas de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) em 20 m apresentadas pelos experimentos com o HYCOM ao longo das bóias PIRATA SW (a)  $8^{\circ}\text{S}$ - $30^{\circ}\text{W}$ , (b)  $14^{\circ}\text{S}$ - $32^{\circ}\text{W}$  e (c)  $19^{\circ}\text{S}$ - $34^{\circ}\text{W}$ . (d) Apresenta o erro quadrático médio dos experimentos em relação às três bóias.

Em 100 m, os erros em relação às bóias PIRATA SW são maiores que em 20 m, muito possivelmente, devido ao fato de que nesta profundidade está localizada a termoclina, região de difícil representação em modelos numéricos (Fig. 3.17). Por exemplo, em  $8^{\circ}\text{S}$ - $30^{\circ}\text{W}$ , as previsões de 24 h subestimam a temperatura observada. Logo, enquanto os valores encontrados na bóia variam de 25 a  $26^{\circ}\text{C}$ , as previsões de 24 h apresentam temperaturas em alguns momentos inferiores a  $22^{\circ}\text{C}$ , como acontece em fevereiro com os experimentos 1, 2, 3 e 4. Embora também subestime os registros do PIRATA, as previsões do experimento de controle alcançam valores de temperatura mais próximos a eles. Em  $14^{\circ}\text{S}$ - $32^{\circ}\text{W}$ , as previsões exibem melhores resultados, em geral. Nesta localização, enquanto o experimento de controle atinge a temperatura em torno de  $24,8^{\circ}\text{C}$ , bem próxima a registrada pela bóia PIRATA, os outros experimentos alcançam valores mais distantes. Por exemplo, o experimento 2 apresenta temperaturas com diferenças maiores que  $1^{\circ}\text{C}$  em março. Em  $19^{\circ}\text{S}$ - $34^{\circ}\text{W}$ , o experimento de controle novamente apresenta os melhores resultados. Em contrapartida, os experimentos com assimilação de AASM na condição inicial e uso da técnica de Cooper & Haines, (1996) produziram previsões de temperatura que superestimam os valores observados na bóia, alcançando diferenças maiores que aproximadamente  $2^{\circ}\text{C}$ . De acordo com o EQM calculado em relação as três bóias, o experimento de controle apresenta previsões com menores erros, variando em torno de  $1^{\circ}\text{C}$  e diminuindo a valores menores que  $0,5^{\circ}\text{C}$  em fevereiro e março.

Os outros experimentos apresentam EQM elevados, por exemplo, o experimento 2 exibe um erro maior que  $3^{\circ}\text{C}$  em janeiro. O experimento 4 apresenta um EQM semelhante ao experimento 3. Desta forma, as melhorias de temperatura causadas pela relaxação de TSM no experimento 4 não alcançam 100 m.

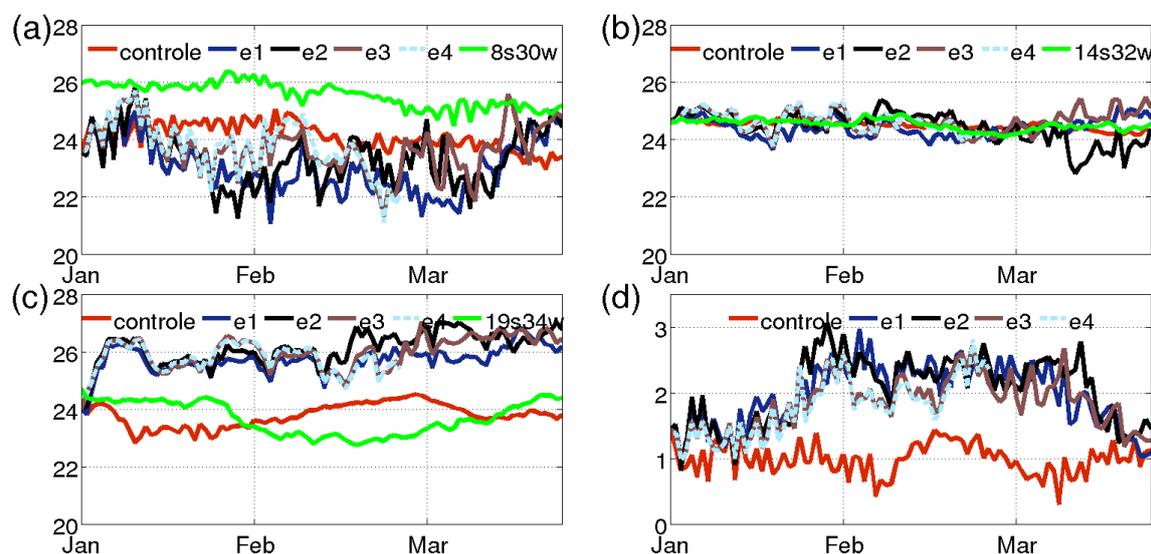


Figura 3.17: Curvas de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) em 100 m apresentadas pelos experimentos com o HYCOM nas bóias PIRATA SW (a)  $8^{\circ}\text{S}-30^{\circ}\text{W}$ , (b)  $14^{\circ}\text{S}-32^{\circ}\text{W}$  e (c)  $19^{\circ}\text{S}-34^{\circ}\text{W}$ . (d) Apresenta o erro quadrático médio dos experimentos em relação às três bóias.

Segundo as Tabs. 3.1 a 3.4, a profundidade de 20 m (100 m) mostra baixo (alto) EQM e alta (baixa) correlação ao longo dos experimentos. Em geral, os melhores resultados ocorrem em  $8^{\circ}\text{S}-30^{\circ}\text{W}$ . Em 20 m, o experimento de controle apresenta os resultados de temperatura mais esperados, semelhante aos alcançados por Chassignet et al. (2007) em comparações feitas entre o HYCOM e o *Modular Ocean Data Assimilation System* (MODAS). Entretanto, em relação ao EQM, o experimento 4 exibe os menores valores. Em 100 m, os resultados de correlação são bastante ruins e melhorias devem ser feitas visando boas previsões de temperatura nesta profundidade. Por exemplo, o aumento da resolução vertical pode trazer benefícios na representação da termoclina na medida que pode resolver mais precisamente os processos turbulentos da camada de mistura.

Portanto, a avaliação utilizando bóias PIRATA mostra que a assimilação de AASM na condição inicial juntamente com a técnica de Cooper & Haines, (1996) não produz boas previsões de temperatura em 20 e 100 m. Na maioria das bóias, os melhores resultados são apresentados pelo experimento de controle.

Buscando acessar mais precisamente o desempenho dos experimentos na previsão de temperatura, as Figs. 3.18 e 3.19 exibem, respectivamente, o erro médio e o EQM das previ-

	8°S-30°W	14°S-32°W	19°S-34°W
Controle	0,91	0,79	0,95
e1	0,75	1,04	1,15
e2	0,78	0,97	1,10
e3	0,80	1,00	1,09
e4	0,20	0,18	0,27

Tabela 3.1: erro quadrático médio (EQM) da previsão de 24 h de temperatura em 20 metros dos experimentos com o HYCOM em relação às bóias PIRATA SW de 01/01/2011 a 31/03/2011.

	8°S-30°W	14°S-32°W	19°S-34°W
Controle	0,98	0,95	0,75
e1	0,96	0,89	0,79
e2	0,98	0,87	0,84
e3	0,93	0,88	0,83
e4	0,96	0,75	0,61

Tabela 3.2: Correlação (R) da previsão de 24 h de temperatura em 20 metros dos experimentos com o HYCOM em relação às bóias PIRATA SW de 01/01/2011 a 31/03/2011.

sões de 24 h com o HYCOM em relação aos flutuadores ARGO. Ao invés das bóias PIRATA que estão distribuídas apenas no Atlântico Tropical, os flutuadores ARGO estão distribuídos por quase todo o domínio numérico e adquirem dados de temperatura e salinidade até a profundidade de 2000 m. Portanto, as correções impostas pelo método de Cooper & Haines, (1996) no oceano interior podem ser mais detalhadamente investigadas.

O erro médio dos experimentos em relação aos flutuadores ARGO (Fig. 3.18) expõe novamente as previsões de temperatura derivadas do HYCOM sem assimilação superestimando os valores observados até aproximadamente 50 m. Não obstante, a assimilação de AASM juntamente a técnica de Cooper & Haines (1996) na condição inicial produziram previsões superestimando ainda mais os valores de temperatura observados. Desta forma, enquanto o erro referente ao experimento de controle decresce de 1°C a partir da superfície até aproximadamente 0 em 50 m, os experimentos derivados de assimilação apresentam erros mais elevados que os do controle na superfície. O experimento 3 exibe o erro mais alto, 1,4°C, em torno de 75 m. O HYCOM+NCODA apresenta os melhores resultados e exibe os erros mais próximos a 0.

Analisando o EQM de temperatura em relação aos flutuadores ARGO (Fig. 3.19), o HYCOM+NCODA apresenta os melhores resultados na vertical, exibindo erros inferiores a 1,25°C. Era esperado que o uso do MVOI e a assimilação de dados provenientes de diversas

	8°S-30°W	14°S-32°W	19°S-34°W
Controle	1,52	0,17	0,87
e1	2,74	0,38	2,14
e2	2,46	0,51	2,59
e3	2,11	0,40	2,41
e4	2,25	0,35	2,21

Tabela 3.3: erro quadrático médio (EQM) da previsão de 24 h de temperatura em 100 metros dos experimentos com o HYCOM em relação às bóias PIRATA SW de 01/01/2011 a 31/03/2011.

	8°S-30°W	14°S-32°W	19°S-34°W
Controle	0,58	0,52	-0,56
e1	0,12	0,04	0,07
e2	-0,06	0,43	-0,22
e3	0,10	0,23	0,11
e4	0,30	0,35	0,07

Tabela 3.4: Correlação (R) da previsão de 24 h de temperatura em 100 metros dos experimentos com o HYCOM em relação às bóias PIRATA SW de 01/01/2011 a 31/03/2011.

fontes produzissem uma análise de temperatura com bastante precisão, como acontece nos resultados do HYCOM+NCODA. Por outro lado, avaliando somente os experimentos de previsão, o experimento de controle exhibe os melhores resultados desde a superfície até aproximadamente 100 m, apresentando EQM entre 0,75 a 1,75°C. No Oceano Atlântico, entre 29°S e 70°N, Chassignet et. al., (2006) encontraram em resultados do HYCOM com assimilação de AASM e TSM, e com uso da técnica de Cooper & Haines, (1996) erros acima de 2°C entre 50 e 100 m. Entre 150 m e aproximadamente 350 m, os experimentos usando assimilação de AASM exibem os melhores resultados. Logo, pode-se concluir que a correção das espessuras das camadas isopicnais abaixo da termoclina foi eficiente e gerou impacto positivo no perfil vertical de temperatura nas correspondentes camadas. Nessa faixa, o EQM decai até aproximadamente 0,75°C em torno de 250 m. O experimento 4 comprova que a relaxação de TSM origina resultados de temperatura mais esperados nas primeiras camadas do HYCOM. Entre 0 e 50 m, esse experimento exhibe EQM bastante próximo ao mostrado pelo HYCOM+NCODA. Em geral, os maiores erros nos experimentos ocorrem na faixa entre 50 e 100 m. EQMs mais elevados entre 50 e 100 m coincidem com os maiores valores encontrados por Chassignet et al. (2006).

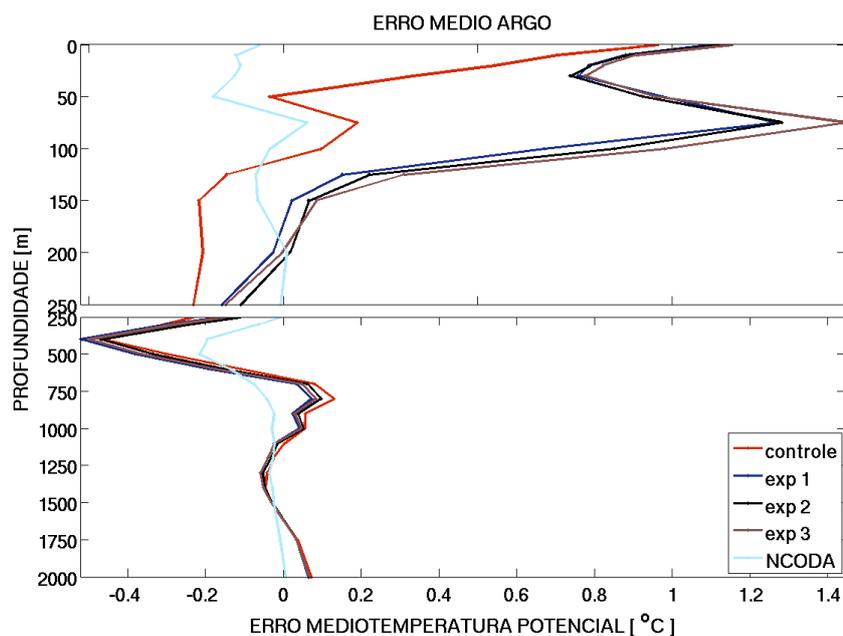


Figura 3.18: Média do erro absoluto de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) dos experimentos com o HYCOM em relação aos flutuadores ARGO de 01/01/2011 a 31/03/2011.

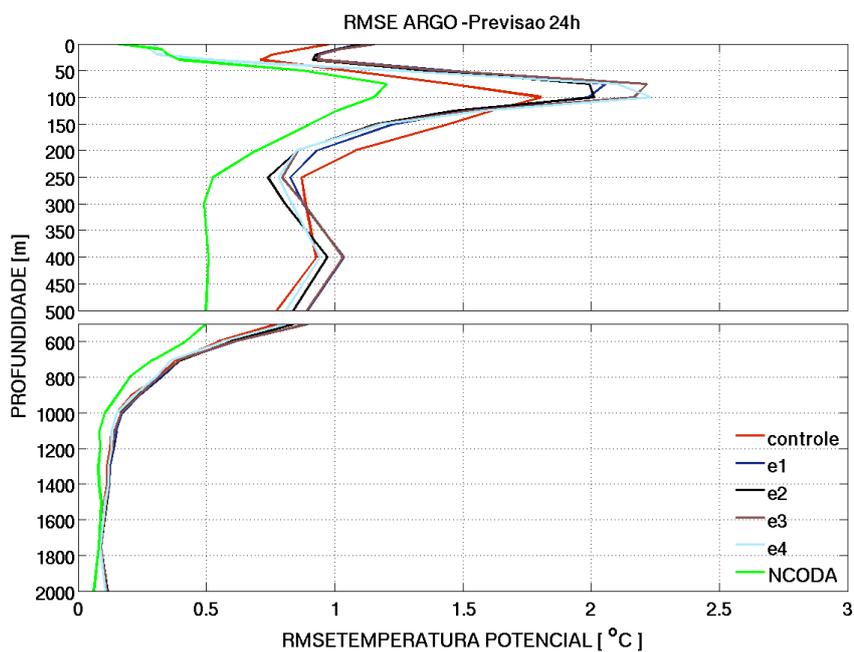


Figura 3.19: Média do erro quadrático médio de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) dos experimentos com o HYCOM em relação aos flutuadores ARGO de 01/01 a 31/03/2011.

### 3.2.2 Salinidade

Avaliando a salinidade em relação às bóias PIRATA SW, encontramos avanços importantes nas previsões de 24 h derivadas de assimilação de AASM e uso do método de Cooper & Haines, (1996). Considerando a profundidade 1 m (Fig. 3.20), em 8°S-30°W, a bóia registra valores entre 36,5 e 36,75 PSU, em seguida, a salinidade aumenta linearmente até 36,75 durante fevereiro e decai até aproximadamente 36,4 PSU no final de março. Em geral, as previsões subestimam os valores da bóia, alcançando salinidades que variam entre 36,25 e 36,4 PSU, sendo que o experimento sem assimilação apresenta resultados mais distantes aos registros na bóia. Em 14°S-32°W, a bóia registra salinidades que variam entre 37 e 37,4 PSU. Nesta localização, em janeiro, o experimento 1 exibe os melhores resultados, enquanto em fevereiro e março, respectivamente, o experimento de controle e o experimento 2 apresentam as previsões mais exatas. As melhores previsões acontecem em 19°S-34°W, onde a salinidade varia em torno de 37,25 PSU. Embora as previsões subestimem 37,25 PSU, os valores se aproximam bastante aos registros da bóia. Considerando o EQM, a assimilação de AASM com uso da técnica de Cooper & Haines (1996) produz melhores previsões de salinidade em janeiro e março. Desta forma, em janeiro, o experimento 1 apresenta EQM levemente menor. Em fevereiro, os melhores resultados são mostrados pelo experimento de controle. Em março, o experimento 2 exibe os melhores resultados, alcançando EQM em torno de 0,2 e 0,3 PSU.

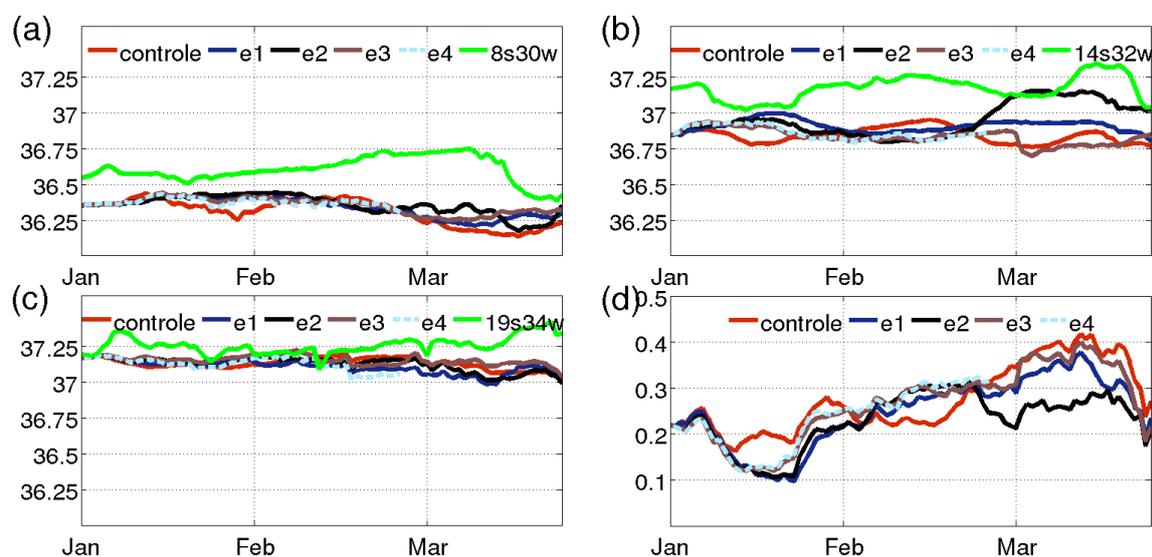


Figura 3.20: Curvas de salinidade (PSU) em 1 m apresentadas pelos experimentos com o HYCOM ao longo das bóias PIRATA SW (a) 8°S-30°W, (b) 14°S-32°W e (c) 19°S-34°W. (d) Apresenta o erro quadrático médio dos experimentos em relação às três bóias.

A Fig. 3.21 mostra o EQM de salinidade calculado para cada experimento em relação

aos flutuadores ARGO. Em geral, os experimentos apresentam erros inferiores a 0,3 PSU na vertical. Desde a superfície até aproximadamente 30 m, as análises do HYCOM+NCODA exibem EQM mais elevados, superando inclusive o EQM médio do experimento de controle. Avaliando os experimentos de previsão, os menores valores de EQM em superfície associam-se a habilitação de relaxação de salinidade superficial do mar (SSM) para o campo climatológico do World Ocean Atlas. A partir de aproximadamente 35 m até 325 m, as previsões de 24 h derivadas de assimilação na condição inicial alcançam os menores erros, seguindo uma mesma tendência do HYCOM+NCODA. Nessa faixa de profundidade, o experimento 3 apresenta EQM que decai de 0,225 PSU a valores menores que 0,125 PSU. Portanto, entre 35 e 325 m encontram-se as principais correções de salinidade devido à técnica de Cooper & Haines, (1996). Em contrapartida, abaixo de 325 m, o experimento de controle exibe os menores valores de EQM, indicando que abaixo dessa profundidade não há correções. Abaixo de 600 m, os experimentos adquirem EQM bastante parecidos, alcançando erros inferiores a 0,05 PSU e bem próximos aos apresentados pelo HYCOM+NCODA.

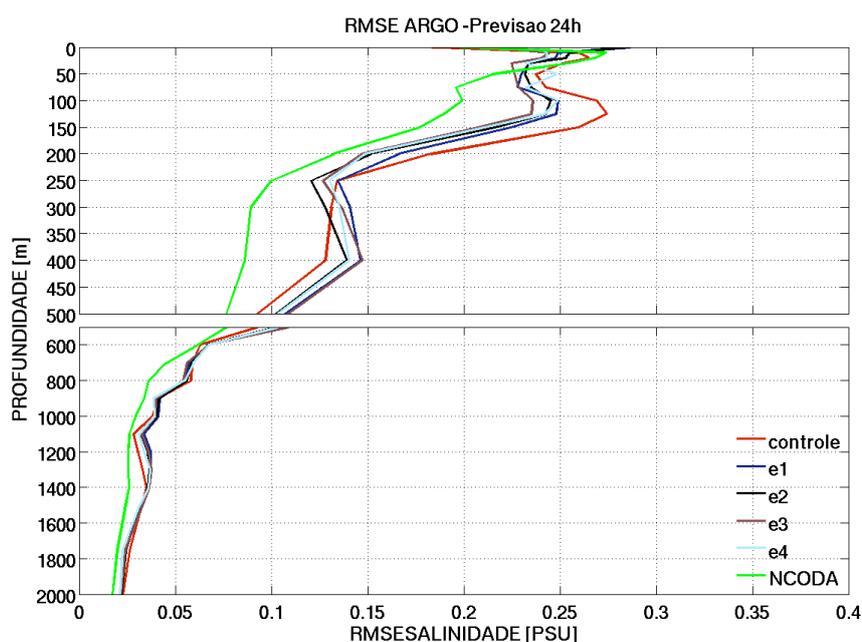


Figura 3.21: Média do erro quadrático médio de salinidade (PSU) dos experimentos com o HYCOM em relação aos flutuadores ARGO de 01/01 a 31/03/2011.

### 3.3 Representação do Estado Físico da Água do Mar na METAREA V do Atlântico

Os tópicos anteriores buscaram avaliar o impacto da assimilação de dados altimétricos na previsibilidade das principais variáveis oceânicas pelo modelo oceânico numérico HYCOM. Foram calculadas métricas estatísticas entre as previsões de 24 h realizadas pelo HYCOM e os bancos de dados observados disponíveis. Nesta avaliação, cada experimento de previsão teve um desempenho diferenciado ao redor da METAREA V. Considerando somente os experimentos derivados de assimilação de AASM juntamente a técnica de Cooper & Haines (1996), os resultados foram bastante parecidos. Em geral, apesar de demonstrarem desvantagens, por exemplo, na previsão de temperatura da superfície até 100 m, eles tiveram vantagens importantes em relação ao experimento de controle, sem assimilação na condição inicial.

Para os resultados apresentados a seguir, serão feitas comparações entre o experimento de controle, o experimento 3, as análises derivadas dos sistemas HYCOM+NCODA e Mercator-Océan (MERCATOR), e outros bancos de dados observados disponíveis. Como foi amplamente discutida na introdução, a ASM é um campo bastante importante para oceanografia, pois o nível do mar é diretamente relacionado à circulação oceânica. Desta forma, entre os experimentos de previsão, o experimento 3 foi o escolhido porque obteve os melhores resultados estatísticos na previsão de AASM, sumarizados na Fig. 3.9. Desta forma, o experimento 3 será mencionado a partir daqui como experimento com assimilação de AASM (EAASM). Portanto, as análises a seguir buscarão investigar a importância da assimilação de dados altimétricos na representação do estado físico da METAREA V, na correção dos campos de correntes (e.g. CB, SNB, CCI, CCP) e de massas d'água (e.g. AT, ACAS, AIA, APAN) no limite oeste do Atlântico Sul.

Primeiramente, analisando os mapas horizontais de energia cinética média na superfície, calculada a partir das previsões de velocidade dos experimentos, podemos verificar que o EAASM apresenta um aumento considerável da energia nas proximidades do equador, principalmente, em relação ao experimento sem assimilação de AASM na superfície (Fig. 3.22). Enquanto o experimento de controle apresenta valores de energia cinética por unidade de massa inferiores a  $0,25 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  nessa região, o EAASM exhibe valores mais elevados ultrapassando  $0,5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ . Portanto, em torno do equador, a assimilação de AASM juntamente a técnica de Cooper & Haines (1996) produz um aumento de energia substancial. A média de energia cinética do experimento de controle exhibe valores mais de acordo a média do HYCOM+NCODA na região equatorial. Portanto, essa é uma indicação que o aumento de

energia cinética produzido com a assimilação de AASM não levou o modelo em direção a uma melhor representação da circulação do Oceano Atlântico na região equatorial. A assimilação de AASM nas proximidades do equador também não trouxeram resultados positivos em trabalhos realizados no sistema MERCATOR (F. Hernandez - comunicação pessoal). Através de métodos de assimilação similares com o HYCOM, Chassignet et al. (2007) utilizaram a relação geostrófica para calcular os incrementos de velocidade, exceto na banda equatorial, onde nenhum incremento de velocidade foi computado.

Cirano et al. (2006), usando saídas em nível  $z$  do modelo *Ocean Circulation and Climate Advanced Modeling Project* (OCCAM), definiram as seguintes faixas de profundidade para as principais massas d'água presentes na região oeste do Atlântico Sul: i) AT entre 0 e 116 m, ii) ACAS entre 116 e 657 m, iii) AIA entre 657 e 1234 m e iv) APAN entre 1234 e 3472 m. Desta forma, buscando fazer um estudo da previsibilidade das correntes com o HYCOM, neste trabalho, foram escolhidas as profundidades de 100 m, 300 m, 1000 m e 2000 m para investigar o impacto da assimilação de dados de AASM na superfície e a projeção das correções de ASM para sub-superfície através da técnica de Cooper & Haines (1996). Não serão apresentadas figuras do sistema MERCATOR em 1000 m e 2000 m, pois não foram obtidos resultados deste modelo nestas profundidades.

A AT é encontrada na profundidade de 100 m (Figs. 3.23 a 3.26). Nesta profundidade, ao norte de  $10^{\circ}\text{S}$ , todos os experimentos representam um fluxo médio para norte com velocidades acima de 1 m/s associado à SNB. Esse fluxo tem início mais ao sul e é associado ao ramo norte da bifurcação da CSE. A média das previsões do EAASM estabelece um ramo mais intenso da CSE em direção a oeste e em torno de  $10^{\circ}\text{S}$ , mas é possível identificar a separação da CSE em um ramo sul e norte apenas em aproximadamente  $15^{\circ}\text{S}$ . Como o EAASM, o HYCOM+NCODA e o MERCATOR exibem médias estabelecendo a bifurcação da CSE também em  $15^{\circ}\text{S}$ . Estes resultados concordam com os disponíveis na literatura. Utilizando dados do *World Ocean Circulation Experiment* (WOCE), Wienders et al. (2000) localizaram em diversas isopicnais na superfície a bifurcação da CSE em  $14^{\circ}\text{S}$ . Stramma & England (1999) estabeleceram a bifurcação da CSE na porção de superfície em  $15^{\circ}\text{S}$ . Tanto a média do HYCOM+NCODA, como a do MERCATOR situam um vórtice anticiclônico logo abaixo  $15^{\circ}\text{S}$ , o qual não aparece nos resultados do controle e do EAASM.

Totalmente em desacordo aos resultados encontrados na literatura, a média do experimento de controle apresenta um fluxo em direção ao norte abaixo de  $15^{\circ}\text{S}$ . Este experimento estabelece a CB fluindo em direção ao norte em algumas regiões, como adjacente ao Banco dos Abrolhos. Em 100 m, a CB flui em direção ao sul acompanhando a morfologia da plataforma continental. Os experimentos representam com precisão o fluxo em direção ao sul

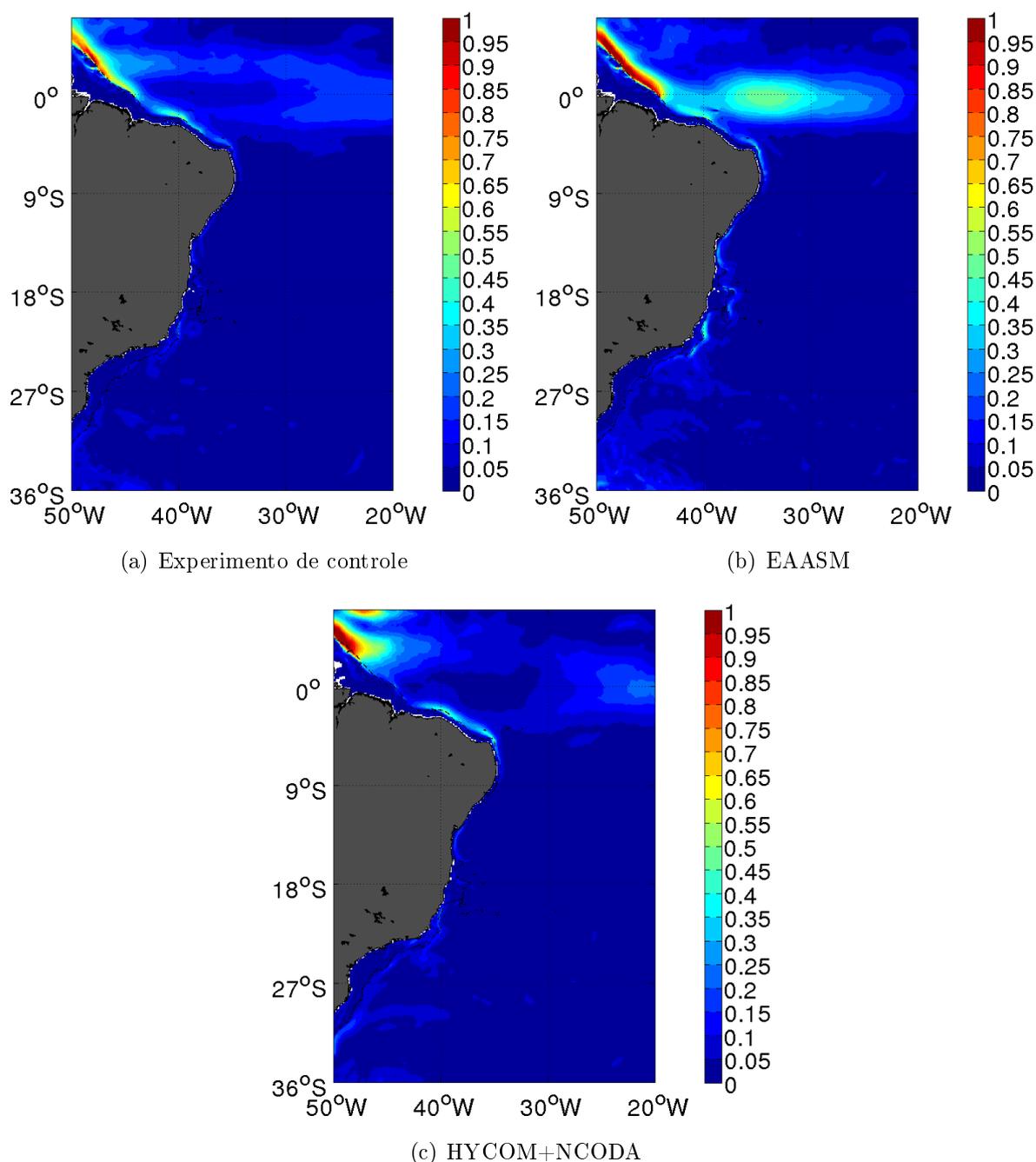


Figura 3.22: Média de energia cinética por unidade de massa calculada a partir das (a) previsões de velocidade do experimento de controle, (b) previsões de velocidade do EAASM e (c) análises de velocidade do HYCOM+NCODA de 01/01 a 31/03/2011. Unidade em  $m^2/s^2$ .

da CB, a exceção do experimento de controle. Então, exceto no experimento de controle, a CB flui atingindo velocidade em torno de 0,4-0,5 m/s em alguns trechos. Provavelmente devido à forte baroclinicidade e efeitos da topografia, na região do Banco Royal Charlotte até o Cabo de São Tomé, a CB apresenta um padrão energético com frequentes formações de meandros ciclônicos e anticiclônicos. Algumas dessas estruturas estão representadas nos

resultados dos experimentos.

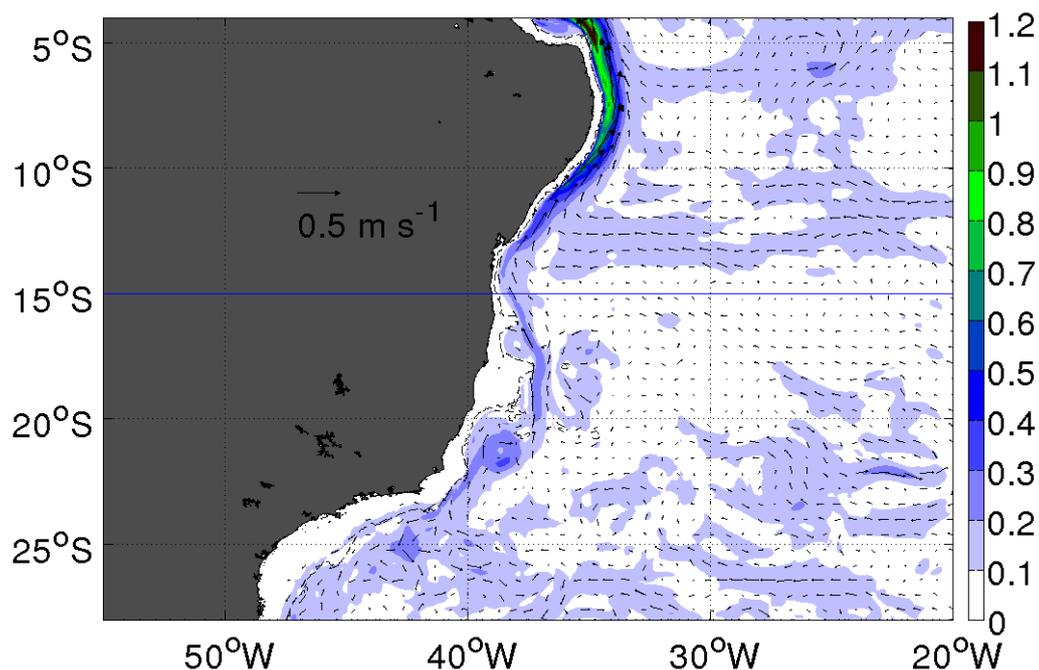


Figura 3.23: Média das previsões produzidas de 01/01/2011 a 31/01/2011 de velocidade resultante (m/s) do experimento de controle em 100 m. A linha contínua azul marca a posição da bifurcação da CSE ao nível da AT segundo Stramma & England (1999).

Abaixo da AT, a ACAS está representada pela profundidade de 300 m (Figs. 3.27 a 3.30). No nível da ACAS, diversos autores situam a bifurcação da CSE em torno de 20-24°S (Stramma & England, 1999; Wienders et al., 2000; Rodrigues et al., 2007). Acima de 22°S, todas as médias estabelecem um fluxo contínuo para norte ao longo do limite oeste. No entanto, enquanto o EAASM e o experimento de controle exibem um fluxo com velocidades acima de 0,8 m/s associado à SNB, principalmente ao norte de 10°S, o HYCOM+NCODA e o MERCATOR apresentam velocidades bem menores. Ao sul de 22°S, o HYCOM+NCODA, o MERCATOR e o EAASM estabelecem um fluxo descontínuo, indicando que a bifurcação está localizada em torno dessa latitude. Entretanto, mesmo ao sul de 22°S, a média do experimento de controle situa um fluxo em direção a norte, ou seja, a bifurcação nesse experimento acontece em regiões mais ao sul de 22°S. Portanto, mesmo estabelecendo um fluxo mais intenso e para norte associado à SNB, a média do EAASM evidencia que as técnicas de correções impostas na condição inicial provavelmente produziram previsões mais acuradas das correntes em 300 m, principalmente em função do reposicionamento da bifurcação da CSE no nível da ACAS.

Ao nível da AIA em 1000 m (Figs. 3.31 a 3.33), tanto a média das previsões de 24 h do experimento de controle como a média do EAASM estabelecem velocidades que atingem

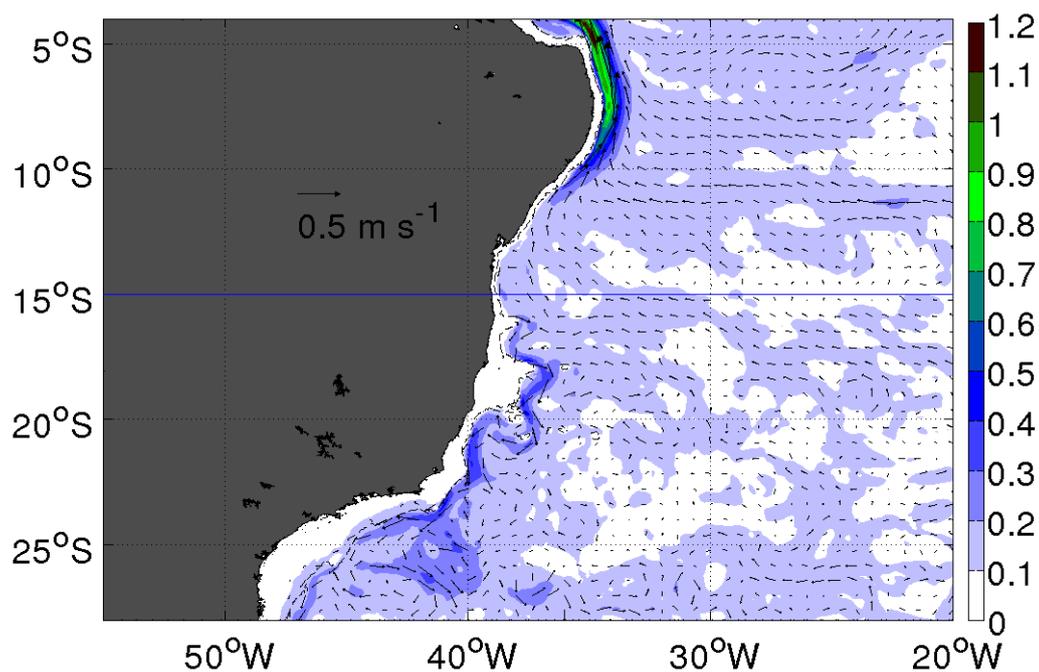


Figura 3.24: Média das previsões produzidas de 01/01/2011 a 31/01/2011 de velocidade resultante (m/s) do EAASM em 100 m. A linha contínua azul marca a posição da bifurcação da CSE ao nível da AT segundo Stramma & England (1999).

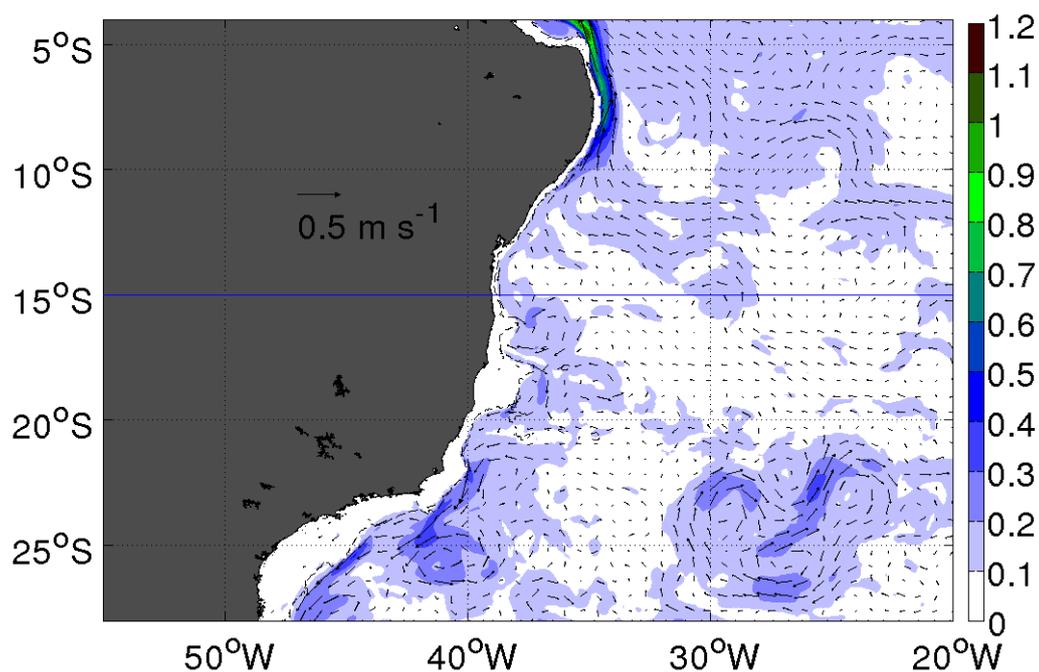


Figura 3.25: Média das análises de 02/01/2011 a 01/04/2011 de velocidade resultante (m/s) do HYCOM+NCODA em 100 m. A linha contínua azul marca a posição da bifurcação da CSE ao nível da AT segundo Stramma & England (1999).

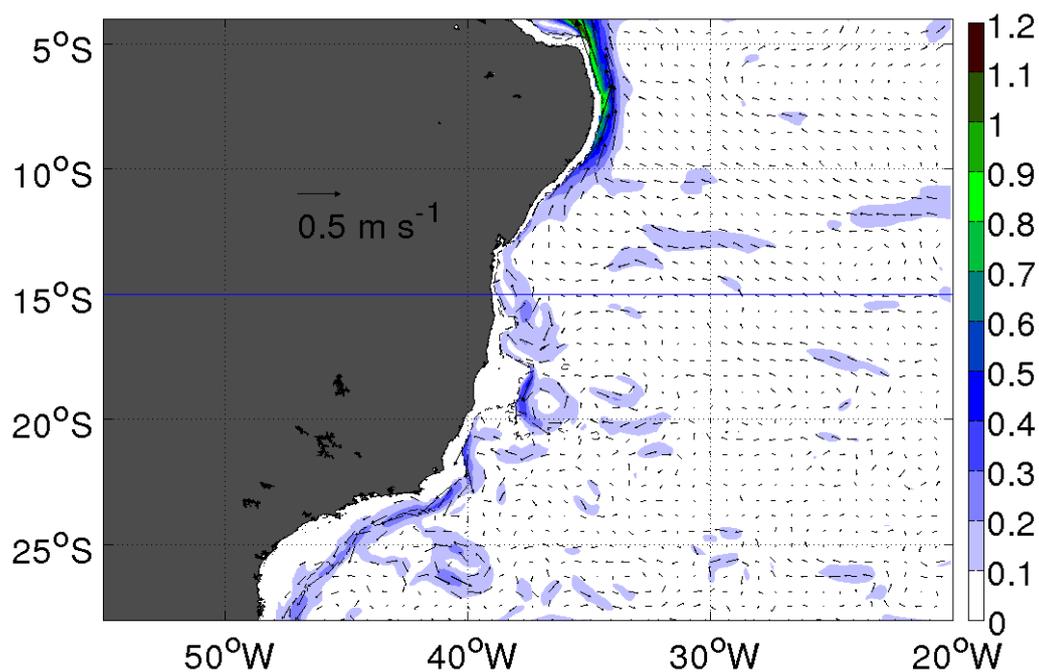


Figura 3.26: Média das análises de 02/01/2011 a 01/04/2011 de velocidade resultante (m/s) do sistema MERCATOR em 100 m. A linha contínua azul marca a posição da bifurcação da CSE ao nível da AT segundo Stramma & England (1999).

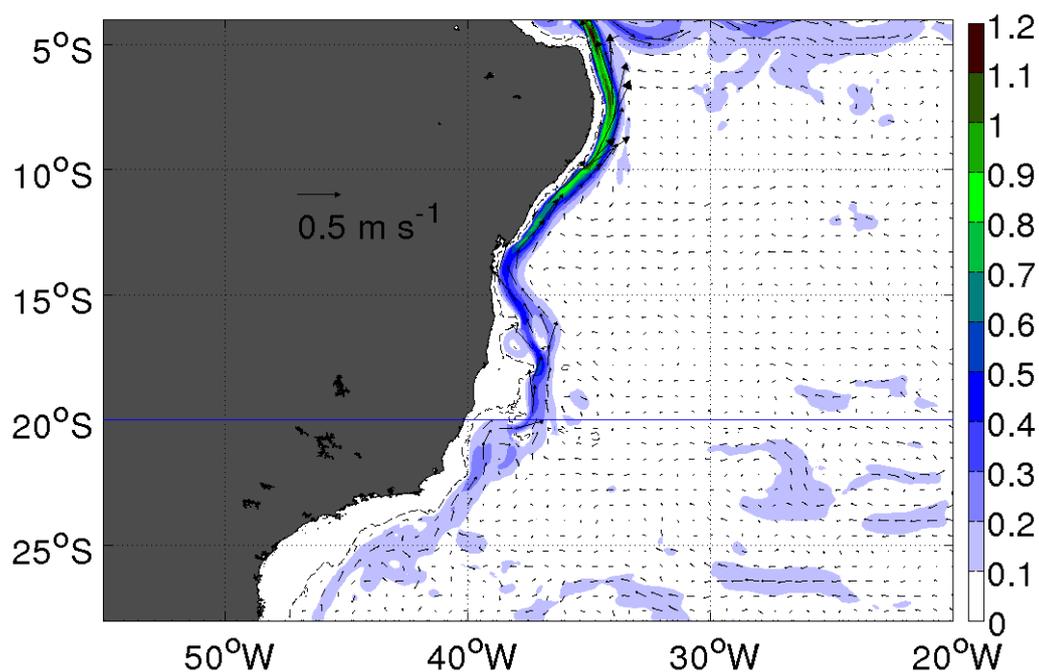


Figura 3.27: Média das previsões produzidas de 01/01/2011 a 31/01/2011 de velocidade resultante (m/s) do experimento de controle em 300 m. A linha contínua azul marca a posição da bifurcação da CSE ao nível da ACAS segundo Stramma & England (1999).

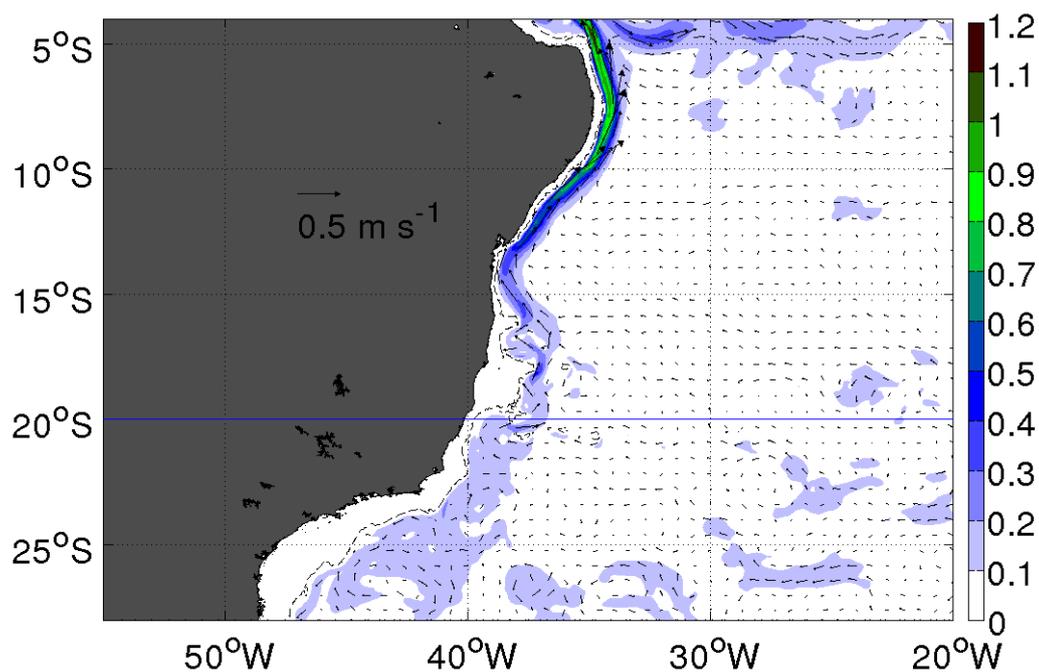


Figura 3.28: Média das previsões produzidas de 01/01/2011 a 31/01/2011 de velocidade resultante (m/s) do EAASM em 300 m. A linha contínua azul marca a posição da bifurcação da CSE ao nível da ACAS segundo Stramma & England (1999).

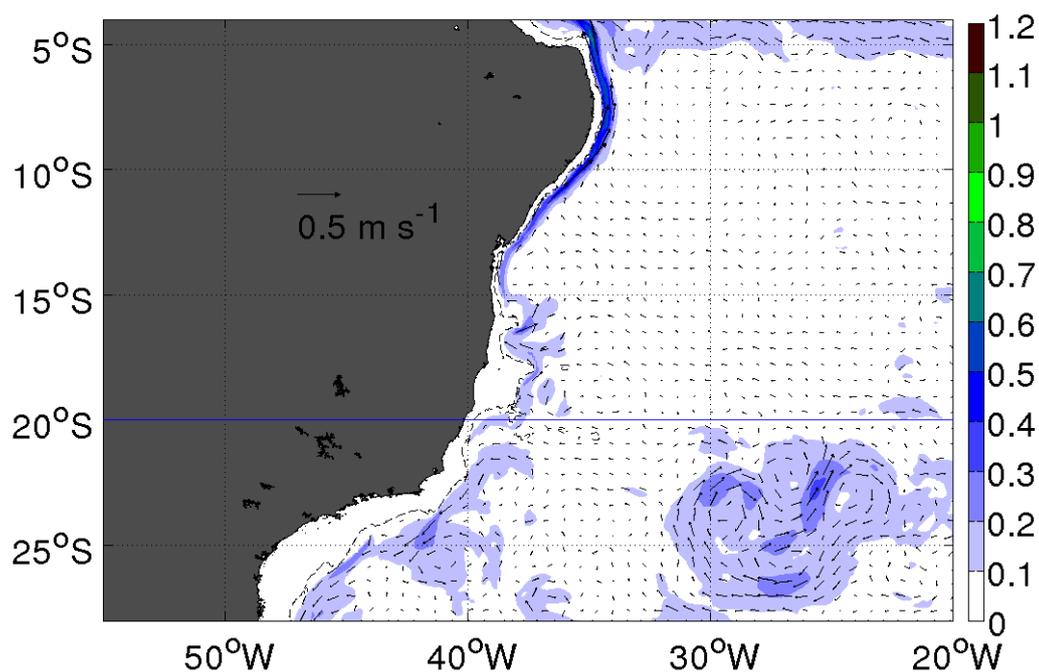


Figura 3.29: Média das análises de 02/01/2011 a 01/04/2011 de velocidade resultante (m/s) do HYCOM+NCODA em 300 m. A linha contínua azul marca a posição da bifurcação da CSE ao nível da ACAS segundo Stramma & England (1999).

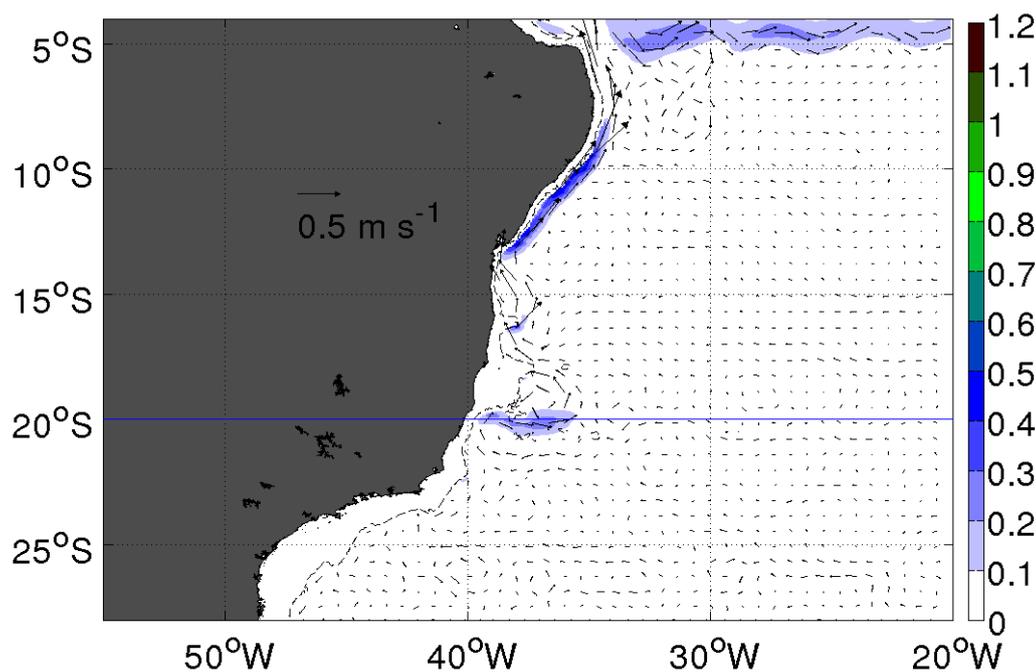


Figura 3.30: Média das análises de 02/01/2011 a 01/04/2011 de velocidade resultante (m/s) do sistema MERCATOR em 300 m. A linha contínua azul marca a posição da bifurcação da CSE ao nível da ACAS segundo Stramma & England (1999).

0,5 m/s associadas ao fluxo para norte ao longo do limite oeste da CCI. Ao contrário, a média do HYCOM+NCODA estabelece um fluxo bem mais fraco associado a essa corrente. Além disso, a média do HYCOM+NCODA exibe um fluxo descontínuo, ao sul de 20°S. Ao sul de 25°S também já é possível identificar um fluxo para sul nos resultados do HYCOM+NCODA, um indicativo que a bifurcação da CSE estaria em latitudes próximas a esta em níveis intermediários. Segundo Stramma & England (1999), a bifurcação da CSE em níveis intermediários acontece em 25°S. Desta forma, somente a média do HYCOM+NCODA está de acordo aos resultados destes autores. Wienders et al. (2000) situam a bifurcação da CSE ao nível da AIA em 26-28°S, portanto, esta posição está mais coerente com os campos de velocidade média das previsões de 24 h do experimento de controle e do EAASM.

Em 2000 m a presença da CCP é marcante em todas as médias (Figs. 3.34 a 3.36). No entanto, enquanto a média das previsões do experimento de controle o do EAASM estabelecem a CCP fluindo para sul em um caminho organizado principalmente entre 5 e 10°S, a média do HYCOM+NCODA situa a CCP menos intensa com a formação de alguns vórtices abaixo de 8°S. Esses vórtices aparecem parcialmente nas médias dos outros experimentos. Nessa profundidade, não existem diferenças significantes entre as médias das previsões do controle e do EAASM.

Fazendo um recorte na região entre 3°S-15°S e 42°W-30°W observa-se que, em geral,

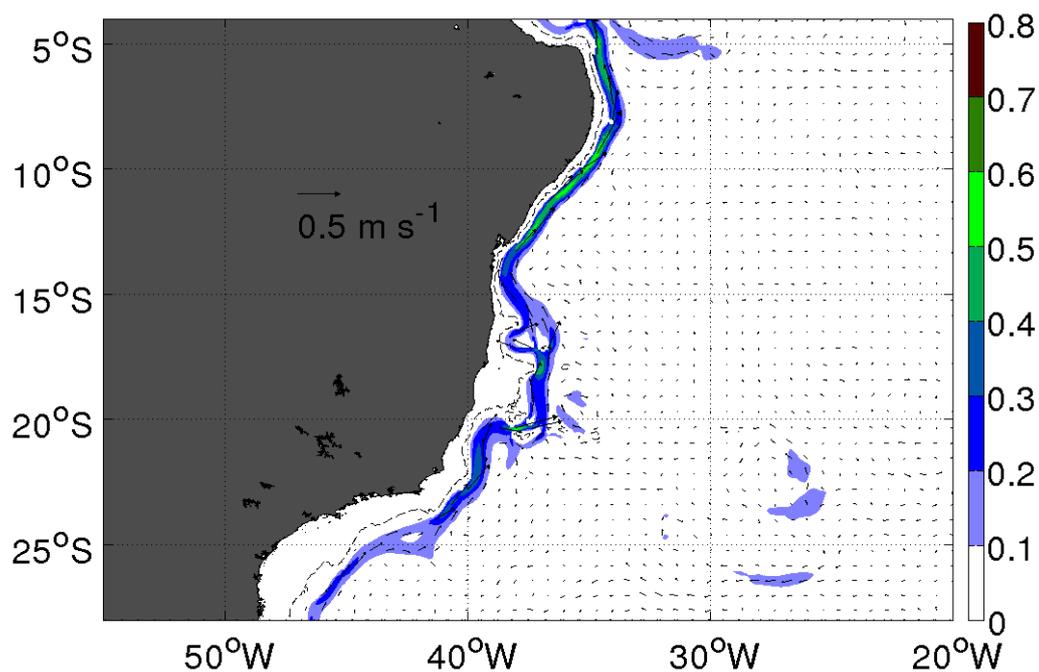


Figura 3.31: Média das previsões produzidas de 01/01/2011 a 31/01/2011 de velocidade resultante (m/s) do experimento de controle em 1000 m.

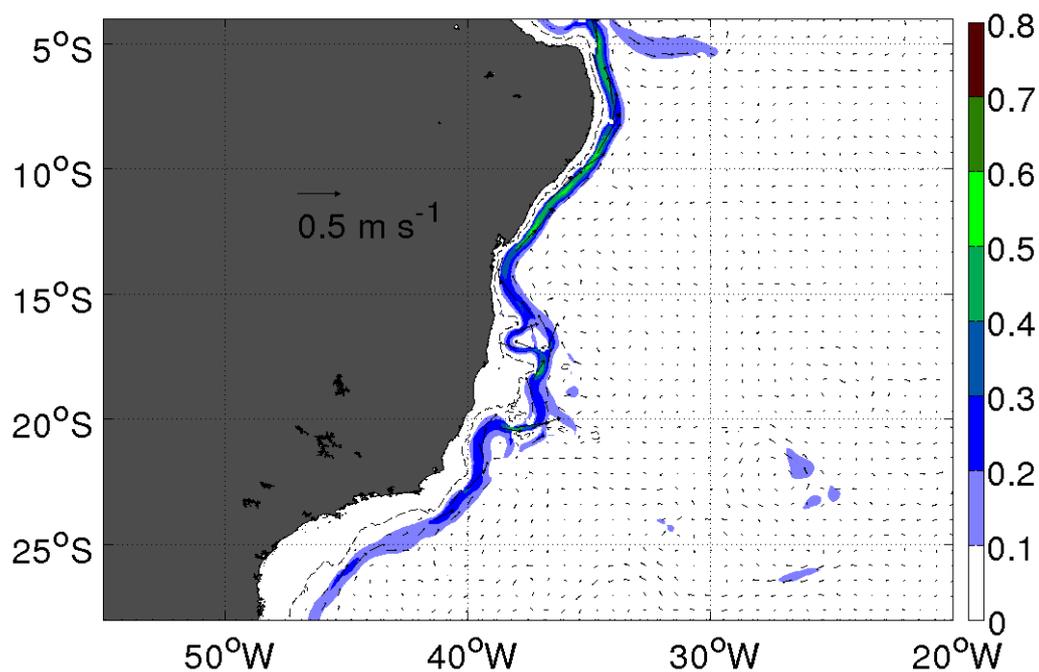


Figura 3.32: Média das previsões produzidas de 01/01/2011 a 31/01/2011 de velocidade resultante (m/s) do EAASM em 1000 m.

as médias apresentam alguns vórtices anticiclônicos associados à CCP ao longo do limite oeste, principalmente ao sul de 8°S (Figs. 3.37 a 3.39). Estes vórtices são caracterizados pelo núcleo quente ou positivo em campos de anomalia de temperatura. Em 1900 m, essas estruturas foram encontradas nos resultados do modelo FLAME com aproximadamente 8

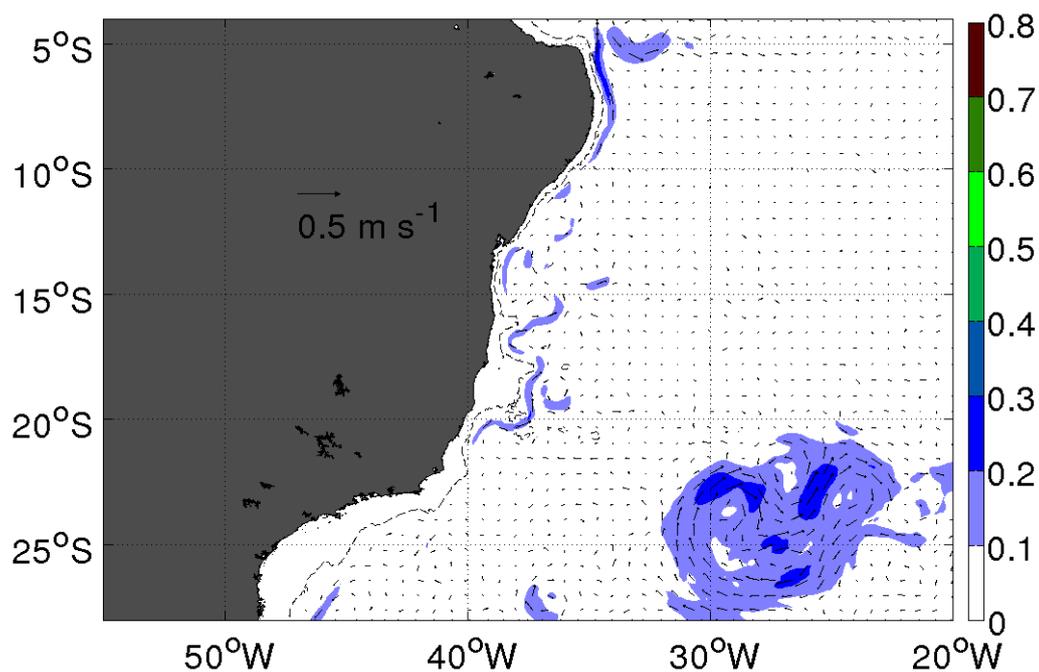


Figura 3.33: Média das análises de 02/01/2011 a 01/04/2011 de velocidade resultante (m/s) do HYCOM+NCODA em 1000 m.

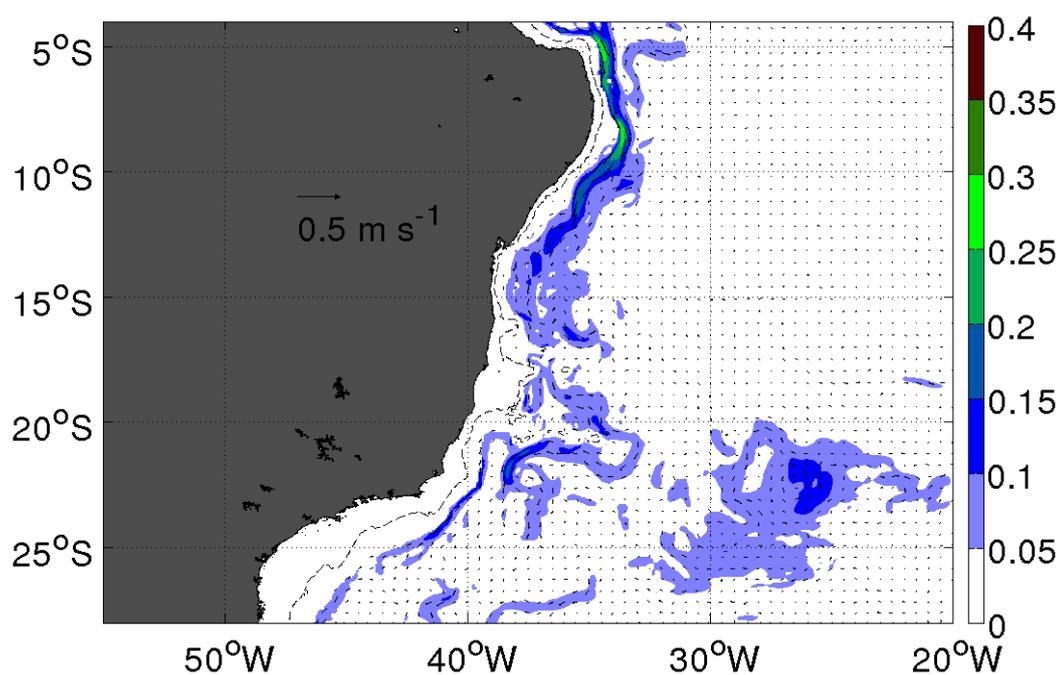


Figura 3.34: Média das previsões produzidas de 01/01/2011 a 31/01/2011 de velocidade resultante (m/s) do experimento de controle em 2000 m.

km de resolução horizontal (Dengler et al., 2004 - Fig. 3). Diferentemente das médias dos experimentos de previsão, a média do HYCOM+NCODA exibe temperaturas mais frias nessa profundidade em comparação com as apresentadas pelo FLAME.

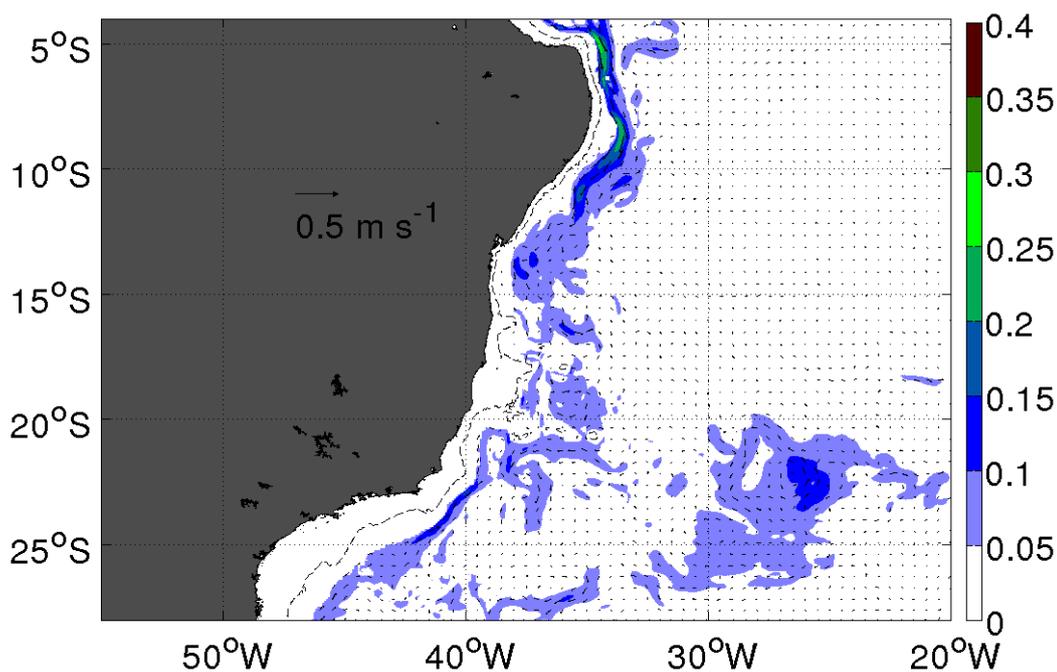


Figura 3.35: Média das previsões produzidas de 01/01/2011 a 31/01/2011 de velocidade resultante (m/s) do EAASM em 2000 m.

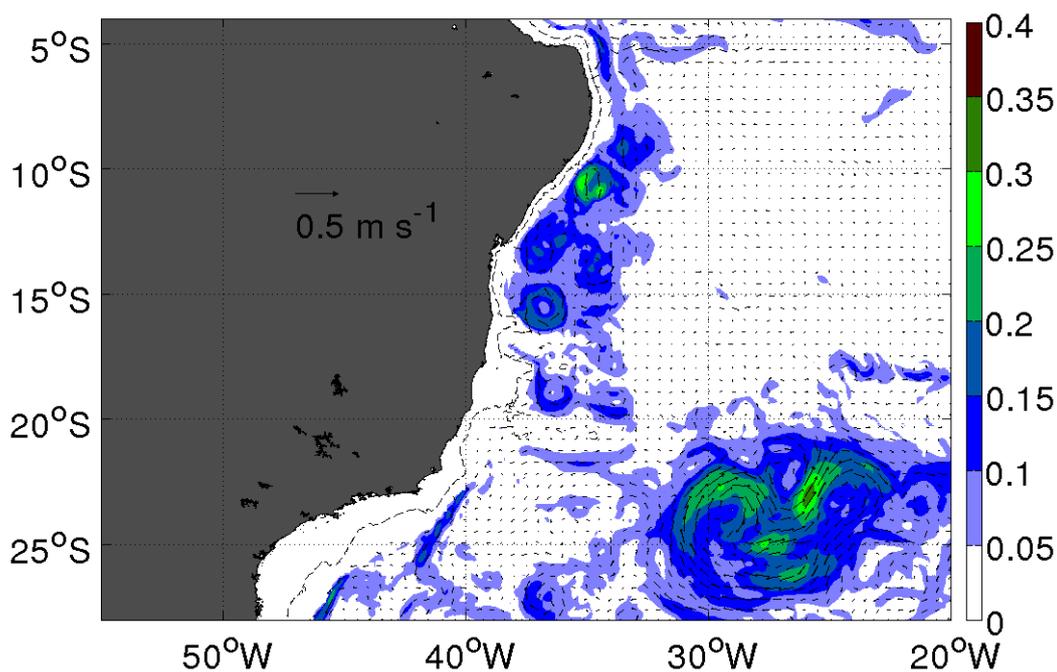


Figura 3.36: Média das análises de 02/01/2011 a 01/04/2011 de velocidade resultante (m/s) do HYCOM+NCODA em 2000 m.

Devido à falta de dados observados de velocidade em alta resolução espaço-temporal e partindo do pressuposto que os resultados de velocidade do HYCOM+NCODA são bastantes precisos devido à quantidade de dados assimilados por esse sistema e ao robusto sistema de assimilação, os campos de velocidade do experimento de controle e do EAASM serão

comparados às análises diárias do HYCOM+NCODA na resolução  $1/12^\circ$ . Entretanto, por se tratar de um modelo numérico global e sua configuração não ser ótima para todo o oceano global, é importante salientar que o próprio HYCOM+NCODA não pode ser tomado como realidade. As Figs. 3.40 a 3.43 exibem o EQM médio das componentes  $u$  e  $v$  de velocidade das previsões de 24 h do experimento de controle e do EAASM em relação ao HYCOM+NCODA.

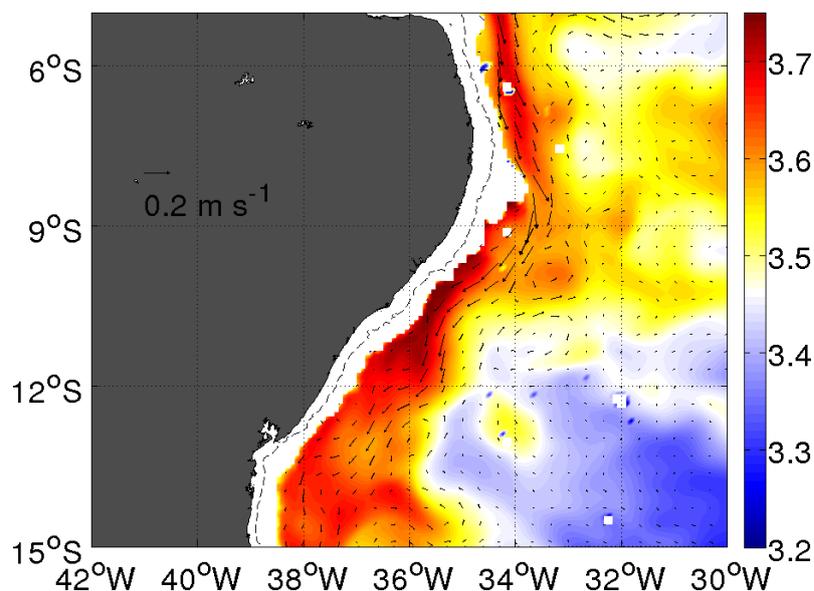


Figura 3.37: Campo médio das previsões de temperatura ( $^\circ\text{C}$ ) sobreposto por vetores da média das previsões de velocidade (m/s) do experimento de controle em 2000 m. As previsões foram geradas de 01/01/2011 a 31/03/2011

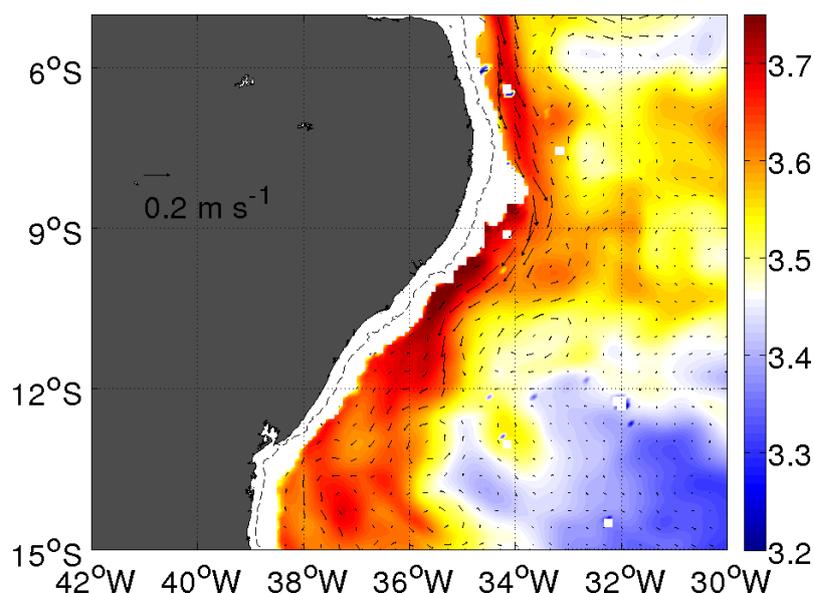


Figura 3.38: Campo médio das previsões de temperatura ( $^\circ\text{C}$ ) sobreposto por vetores da média das previsões de velocidade (m/s) do EAASM em 2000 m. As previsões foram geradas de 01/01/2011 a 31/03/2011

Em 100 m, o EQM do EAASM produz previsões exibindo melhoramentos importantes no campo de velocidade. Para a componente  $u$  da velocidade (Figs. 3.40a e 3.40b), as principais modificações ocorrem na região da CB e da SNB, onde o EAASM produz previsões com EQM inferiores ao experimento de controle. Por exemplo, ao longo da CB, enquanto o experimento de controle apresenta erros em torno de 0,35-0,4 m/s, o EAASM mostra erros menores em torno de 0,2-0,25 m/s. Na região da SNB, o experimento de controle exibe EQM superior a 0,35 m/s, enquanto o EAASM mostra EQM inferior a 0,2 m/s. Entretanto, o EAASM tem um EQM maior na região que se estende longitudinalmente entre 14 e 20°S. Esse aumento é muito possivelmente devido ao EAASM registrar velocidades mais elevadas nessa região (Fig. 3.24). Semelhante à componente  $u$ , o EAASM apresenta melhoramentos importantes para componente  $v$  (Figs. 3.40c e 3.40d). As principais correções novamente ocorrem na região da CB e SNB. Devido ao caráter marcadamente meridional dessas correntes, podemos considerar que a previsibilidade do campo de correntes foi bastante melhorada através da assimilação de dados de AASM juntamente a técnica de Cooper & Haines (1996).

Em 300 m (Fig. 3.41), as previsões do EAASM apresentam novamente as principais melhoras no campo de velocidade ao longo da CB e SNB. Entretanto, nessa profundidade as correções são discretas para a componente  $u$ , pois não aparecem diferenças significantes entre os mapas de EQM do experimento de controle e do EAASM. Para a componente  $v$ , as correções são mais acentuadas, por exemplo: ao longo da SNB, entre 10 e 15°S, o experimento de controle apresenta EQM em torno de 0,3-0,45 m/s e o EAASM exibe EQM

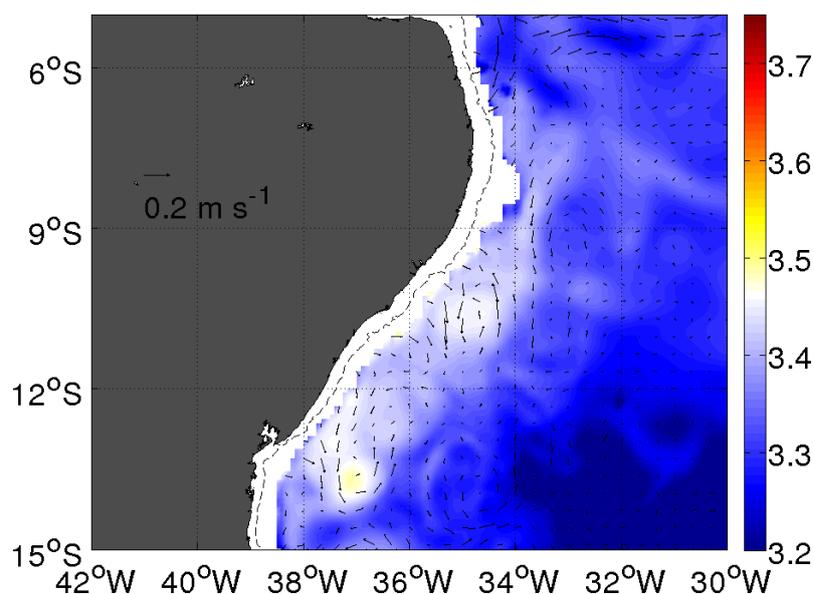


Figura 3.39: Campo médio das análises de temperatura (°C) sobreposto por vetores da média das análises de velocidade (m/s) do HYCOM+NCODA em 2000 m. As análises são de 02/01/2011 a 01/04/2011

mais reduzidos em torno de 0,2-0,3 m/s; ao longo da CB, valores de EQM superiores a 0,35 m/s no experimento de controle não aparecem no EAASM.

Em 1000 m (Fig. 3.42), não há diferenças significativas entre os resultados do experimento de controle e do EAASM. Os mapas de EQM em relação ao HYCOM+NCODA são bastante parecidos para as previsões das componentes de velocidade de cada experimento. Entretanto, investigando minuciosamente podemos encontrar algumas melhoras ocasionadas no EAASM. Em torno de 22°S, ao longo do limite oeste, valores de EQM em torno de 0,35-0,4 m/s apresentados no mapa da componente v do experimento de controle são reduzidos a 0,2-0,25 m/s no EAASM.

Finalmente, em 2000 m as diferenças entre o EQM médio das previsões de velocidade de cada experimento são ainda menores (Fig. 3.43). Não há diferenças importantes. Nessa profundidade, os valores de EQM ao longo da CCP são de 0,05 a 0,2 m/s e de 0,05 a 0,3 m/s para as componentes u e v, respectivamente. Em 2000 m, ao nível da APAN, a circulação oceânica profunda acontece na escala de 1000 anos e a velocidade é bem menor que na

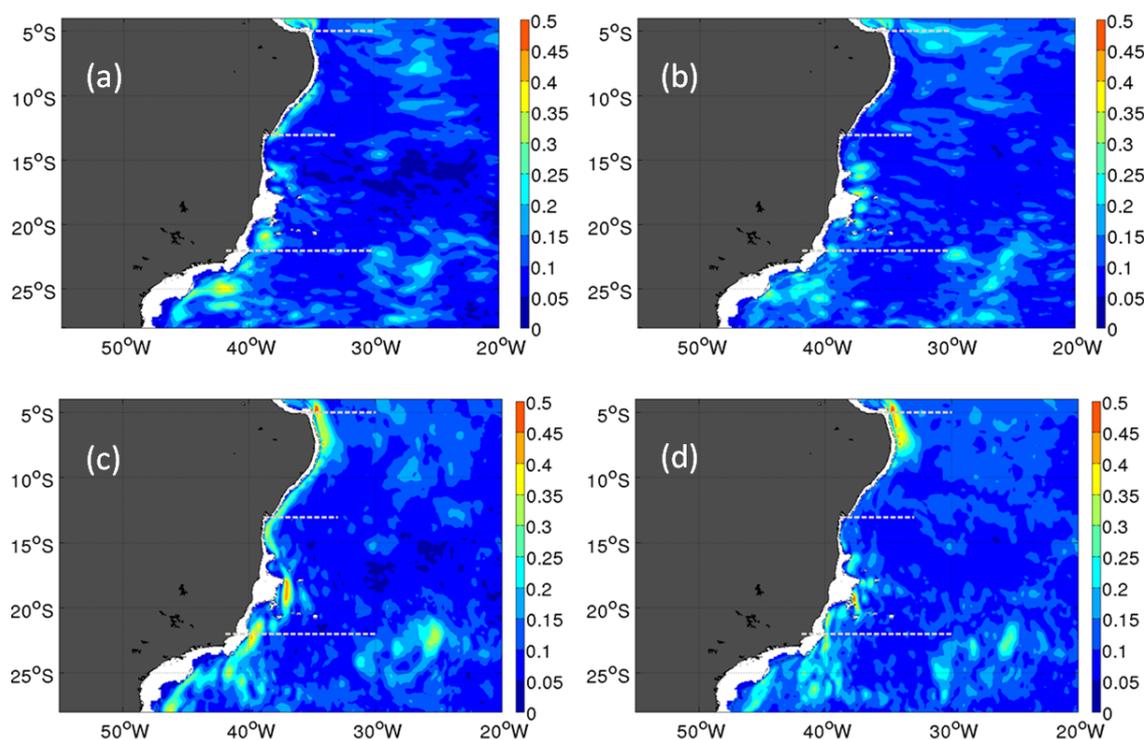


Figura 3.40: Mapas de EQM (m/s) das previsões das componentes de velocidade (m/s) em relação ao HYCOM+NCODA em 100 m. As componentes u e v estão apresentadas em (a) e (c), respectivamente, para experimento de controle, e em (b) e (d), respectivamente, para o EAASM. O EQM foi calculado para as previsões produzidas de 01/01 a 31/03/2011. As linhas tracejadas correspondem perfis em 5°S, 13°S e 22°S. Estas latitudes serão analisadas abaixo.

superfície. Portanto, apenas três meses de integração do HYCOM em modo de previsão e com o método de Cooper & Haines (1996) agindo basicamente logo abaixo da camada de mistura não é suficiente para impor modificações na circulação. Talvez, um método de assimilação multivariado que imponha modificações nas espessuras de todas as camadas isopícnais possa promover impactos maiores.

Visando investigar mais detalhadamente a circulação na METAREA V, principalmente ao longo de seu limite oeste, primeiramente, foram selecionadas as isopícnais que separam as principais massas d'água (e.g. AT, ACAS, AIA, APAN) no Atlântico Sul, de acordo aos valores disponíveis na literatura (Tab. 3.5). Semelhante a Aguiar (2009) em estudos com o modelo numérico OCCAM  $1/12^\circ$ , as isopícnais  $\sigma_\theta = 25,7$ ,  $\sigma_\theta = 26,8$ ,  $\sigma_\theta = 27,53$  foram as interfaces escolhidas entre a AT - ACAS, a ACAS - AIA e a AIA - APAN, respectivamente (Figs. 3.44 a 3.46). Em seguida, foram escolhidas seções verticais nas latitudes de  $5^\circ\text{S}$ ,  $13^\circ\text{S}$  e  $22^\circ\text{S}$ . Desta forma, as Figs. 3.47 a 3.55 apresentam as médias das previsões de 24 h de velocidade meridional nestas latitudes. Similarmente, também apresentam a média das análises de velocidade meridional do HYCOM+NCODA. Além das figuras de velocidade meridional,

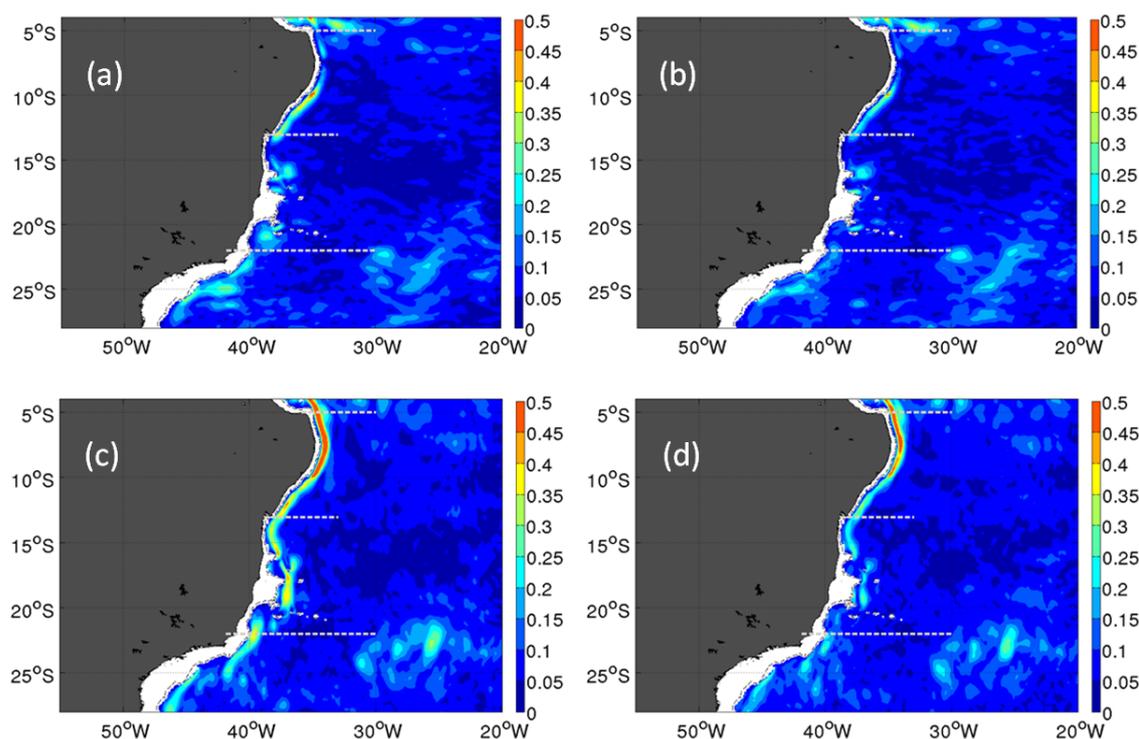


Figura 3.41: Mapas de EQM (m/s) das previsões das componentes de velocidade em relação ao HYCOM+NCODA em 300 m. As componentes  $u$  e  $v$  estão apresentadas em (a) e (c), respectivamente, para experimento de controle, e em (b) e (d), respectivamente, para o EAASM. O EQM foi calculado para as previsões produzidas de 01/01 a 31/03/2011. As linhas tracejadas correspondem perfis em  $5^\circ\text{S}$ ,  $13^\circ\text{S}$  e  $22^\circ\text{S}$ . Estas latitudes serão analisadas abaixo.

são apresentadas tabelas que exibem o transporte médio e o desvio-padrão associado a cada subárea escolhida para representar o fluxo da CB, SNB, CCI e CCP, seguindo as interfaces isopícnais das massas d'água. As médias foram calculadas para março de 2011, tendo em vista que esse foi o último dos três meses do experimento EAASM e, portanto, espera-se que os impactos médios sejam maiores nesse mês do que nos dois primeiros.

	AT-ACAS	ACAS-AIA	AIA-APAN
Mamayev (1975)	<b>25,70</b>	<b>26,80</b>	-
Miranda (1985)	25,72	26,81	-
Stramma & England (1999)	<b>25,70</b>	27,10	<b>27,53</b>
Lima (1997)	<b>25,70</b>	27,16	27,61
Mémery et al. (2000)	25,6	26,90	<b>27,53</b>
Godoi (2005)	25,91	26,79	-

Tabela 3.5: Valores das superfícies isopícnais (em  $\text{kg m}^{-3}$ ) que representam as interfaces entre as principais massas d'água no Oceano Atlântico Sul. Adaptado de Silveira (2007).

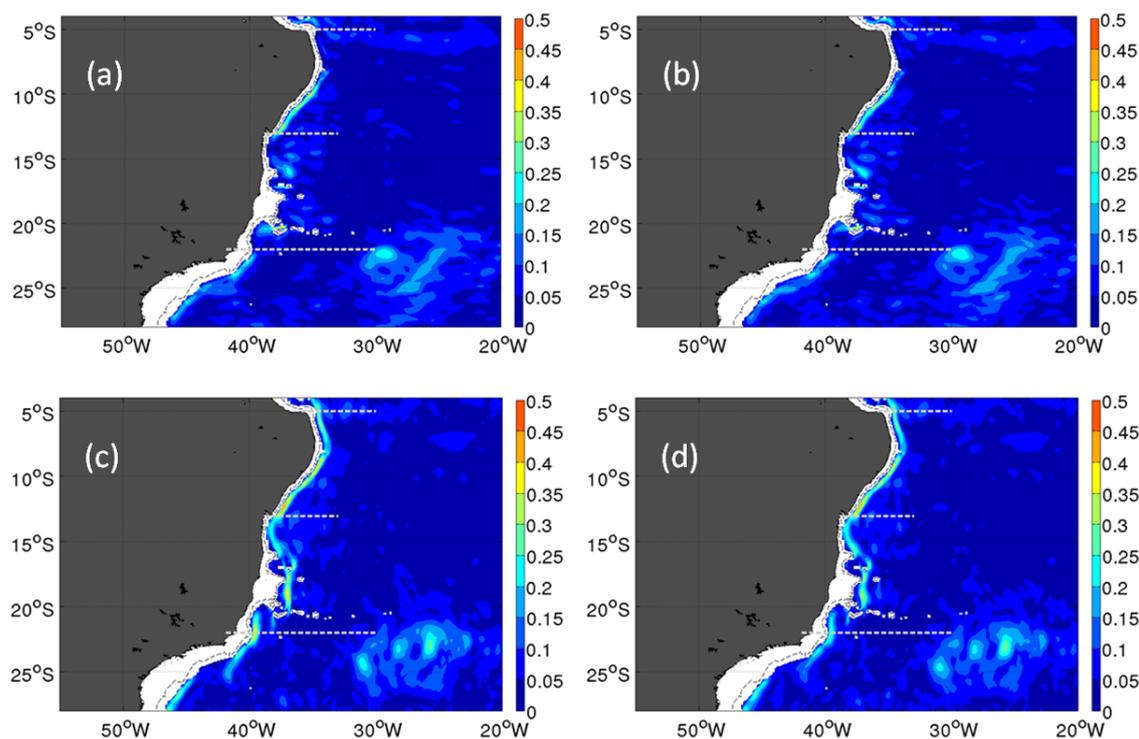


Figura 3.42: Mapas de EQM (m/s) das previsões das componentes de velocidade em relação ao HYCOM+NCODA em 1000 m. As componentes  $u$  e  $v$  estão apresentadas em (a) e (c), respectivamente, para experimento de controle, e em (b) e (d), respectivamente, para o EAASM. O EQM foi calculado para as previsões produzidas de 01/01 a 31/03/2011. As linhas tracejadas correspondem perfis em 5°S, 13°S e 22°S. Estas latitudes serão analisadas abaixo.

Para a interface isopícnal  $\sigma_\theta = 25,7$  (Fig. 3.44) nota-se que na região oeste entre  $1^\circ\text{S}$  e  $6^\circ\text{N}$ , a rodada de controle superestima a profundidade e entre  $1^\circ\text{S}$  e  $8^\circ\text{S}$  ela o subestima. O experimento EAASM melhora a sua representação da profundidade nas duas regiões. Entretanto, o EAASM exhibe localmente valores mais destoantes em relação ao experimento de controle, ao HYCOM+NCODA e às climatologias do *World Ocean Atlas 2009* (WOA09). No extremo sudoeste do domínio, o EAASM produz anomalias intensas. A profundidade dessa isopícnal não está bem representada em algumas regiões no experimento de controle e EAASM, muito possivelmente, devido às altas temperaturas registradas na superfície por estes experimentos. Nas isopícnais  $\sigma_\theta = 26,8$  (Fig. 3.45) e  $\sigma_\theta = 27,53$  (Fig. 3.46) os experimentos com o HYCOM apresentam resultados mais congruentes ao WOA09.

Analisando as seções verticais de velocidade, em  $5^\circ\text{S}$  (Figs. 3.47 a 3.49), podemos identificar um fluxo intenso para norte, bordejando a plataforma continental, representado pela SNB. Esse fluxo também foi encontrado por Schott et al. (2005) a partir de nove seções inclinadas derivadas de dados observados em  $5^\circ\text{S}$ . Como foi mostrado nos mapas horizontais de velocidade, o fluxo adjacente à costa da SNB é mais intenso nas médias das previsões

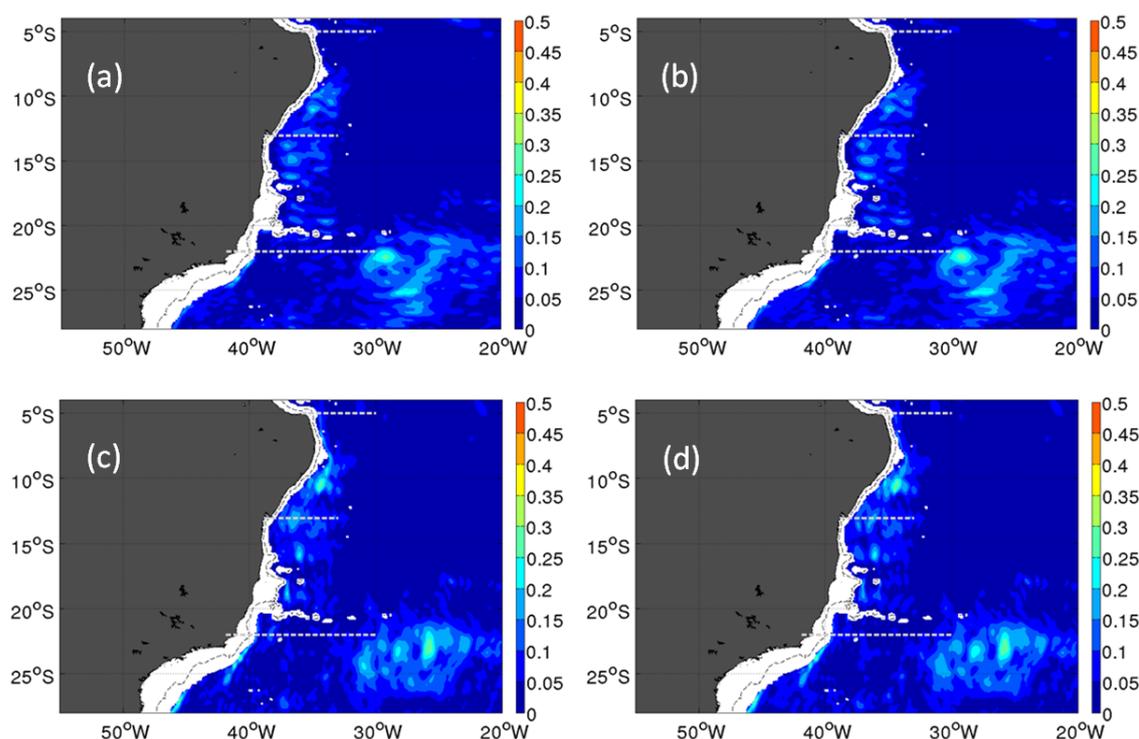


Figura 3.43: Mapas de EQM (m/s) das previsões das componentes de velocidade em relação ao HYCOM+NCODA em 2000 m. As componentes  $u$  e  $v$  estão apresentadas em (a) e (c), respectivamente, para experimento de controle, e em (b) e (d), respectivamente, para o EAASM. O EQM foi calculado para as previsões produzidas de 01/01 a 31/03/2011. As linhas tracejadas correspondem perfis em  $5^\circ\text{S}$ ,  $13^\circ\text{S}$  e  $22^\circ\text{S}$ . Estas latitudes serão analisadas abaixo.

de 24 h em relação a média do HYCOM+NCODA. Logo, tanto no experimento de controle como no EAASM, a velocidade exibe valores superiores a 0,6 m/s até níveis intermediários da AIA. Entretanto, a média do HYCOM+NCODA apresenta valores mais elevados apenas nos níveis da AT e ACAS. É interessante notar que a isopical  $\sigma_\theta = 27,53$  quase coincide com a isotaca que separa o fluxo para norte associado à SNB, correspondente aos níveis da AT, ACAS e AIA, do fluxo para sul correspondente a APAN. Como evidenciado por Schott et al. (2005), o fluxo da SNB alcança a profundidade de 1000 m ao longo do limite oeste nos experimentos. No nível da APAN, a CCP flui em direção ao sul com um núcleo de velocidade máxima igual a 0,25 m/s. Nessa região, enquanto a média das previsões do experimento de controle e do EAASM exibem um fluxo para sul preenchendo quase completamente a subárea referente ao cálculo do transporte no nível da APAN, a média do HYCOM+NCODA apresenta esse fluxo englobando apenas uma porção dessa subárea.

A Tab. 3.6 apresenta transportes em  $5^\circ\text{S}$  e os desvios-padrão calculados durante março de 2011 para as subáreas ao longo das massas d'água, e para cada integração. Em geral, o transporte médio calculado para cada nível vertical a partir das previsões do EAASM exibe valores mais próximos aos mostrados pelo HYCOM+NCODA, a exceção na subárea escolhida

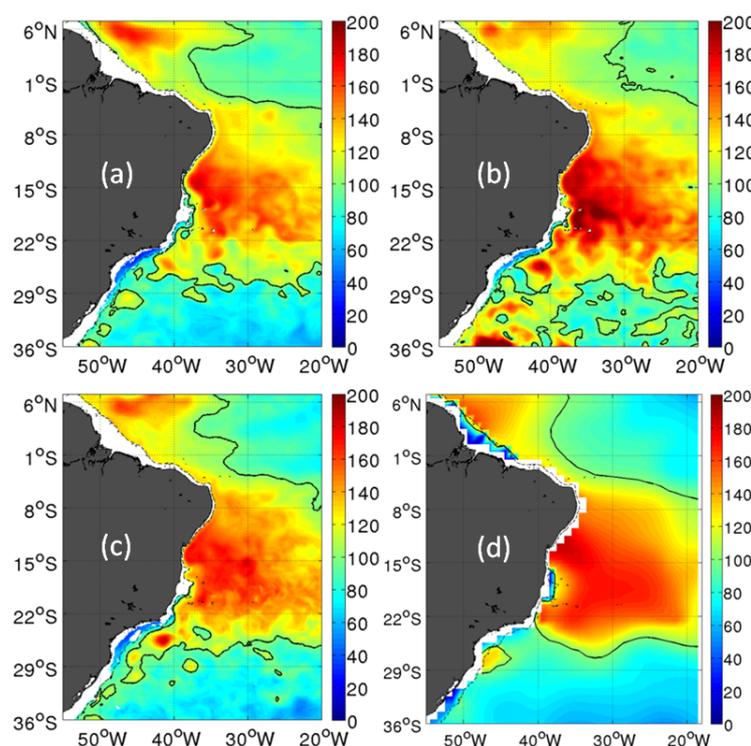


Figura 3.44: Médias de profundidade da isopical  $\sigma_\theta = 25,7$  para (a) previsões de 24 h do experimento de controle, (b) previsões de 24 h do EAASM, (c) análises do HYCOM+NCODA e (d) climatologia do WOA09. A linha espessa representa a profundidade de 100 m. O WOA09 possui resolução horizontal  $1^\circ \times 1^\circ$ .

para cálculo do transporte ao nível da AT. No nível da ACAS e da AIA, embora haja melhoramentos em comparação ao experimento de controle, os valores ainda são bastante distintos aos do HYCOM+NCODA. Por exemplo, o EAASM superestima em mais de cinco vezes o transporte médio do HYCOM+NCODA na região da AIA. Como também foi mostrado nos mapas horizontais de velocidade em 1000 m, esse resultado é devido à velocidade exibida pelo controle e pelo EAASM ser bastante superior a apresentada pelo HYCOM+NCODA no nível da AIA. Além disso, a média do HYCOM+NCODA apresenta um intenso fluxo para sul mais *offshore*, diminuindo drasticamente o transporte positivo da SNB em níveis intermediários. Schott et al. (2005) também encontraram um fluxo para sul substancial offshore a SNB. Outra diferença acontece no nível da APAN, onde o HYCOM+NCODA mostra um transporte para sul mais reduzido em relação aos outros experimentos. Ao nível da APAN, o HYCOM+NCODA apresenta um fluxo em direção ao norte entre 1000 e 2000 m.

Em 13°S (Figs. 3.50 a 3.52), enquanto o controle estabelece um pequeno fluxo para sul, o EAASM e o HYCOM +NCODA acrescem o fluxo da CB na superfície. Por exemplo, a média das previsões do EAASM estima um fluxo atingindo 0,3 m/s, embora o HYCOM+NCODA apresente um fluxo médio mais fraco em torno de 0,1 m/s. Ao nível da ACAS, todos os expe-

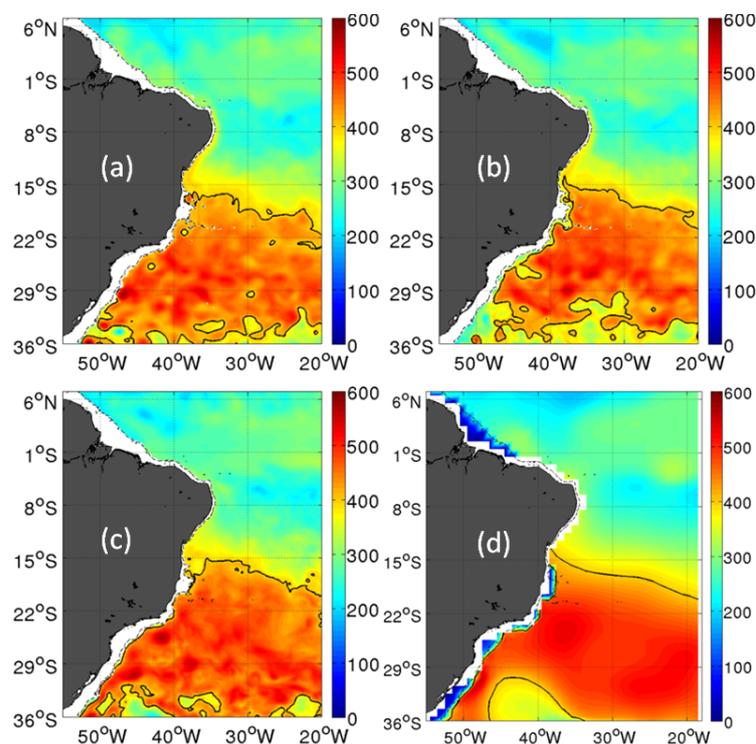


Figura 3.45: Médias de profundidade da isopicnal  $\sigma_\theta = 26,8$  para (a) previsões de 24 h do experimento de controle, (b) previsões de 24 h do EAASM, (c) análises do HYCOM+NCODA e (d) climatologia do WOA09. A linha espessa representa a profundidade de 400 m. O WOA09 possui resolução horizontal  $1^\circ \times 1^\circ$ .

	Controle	EAASM	HYCOM+NCODA
AT	$7,8 \pm 1,2$ Sv	$10,0 \pm 1,7$ Sv	$7,2 \pm 1,4$ Sv
ACAS	$15,7 \pm 0,8$ Sv	$13,5 \pm 0,9$ Sv	$4,6 \pm 0,7$ Sv
AIA	$53,6 \pm 2,9$ Sv	$51 \pm 3,4$ Sv	$9,8 \pm 3,8$ Sv
APAN	$-23,7 \pm 1,5$ Sv	$-21,6 \pm 1,8$ Sv	$-16,7 \pm 2,4$ Sv

Tabela 3.6: Média e desvio-padrão do transporte calculado a partir das previsões de velocidade meridional do experimento de controle, do EAASM e das análises do HYCOM+NCODA durante março de 2011. O transporte foi estimado para as subáreas demarcadas ao longo da seção em 5°S.

rimentos exibem um fluxo médio da SNB para norte, entretanto, o experimento de controle apresenta velocidades mais intensas, alcançando 0,5 m/s na isopical de  $\sigma_\theta = 26,8$ , a qual separa a ACAS da AIA. Nessa região, a média do EAASM exibe um fluxo menos intenso, mas ainda supera o produzido pelo HYCOM+NCODA em torno de 0,15 m/s. Em níveis intermediários, ambos o controle e o EAASM apresentam um fluxo intenso para norte associado a CCI, contudo a média do experimento de controle supera bastante a do HYCOM+NCODA. A média do EAASM estabelece o núcleo da CCI em torno de 500 m, atingindo velocidades

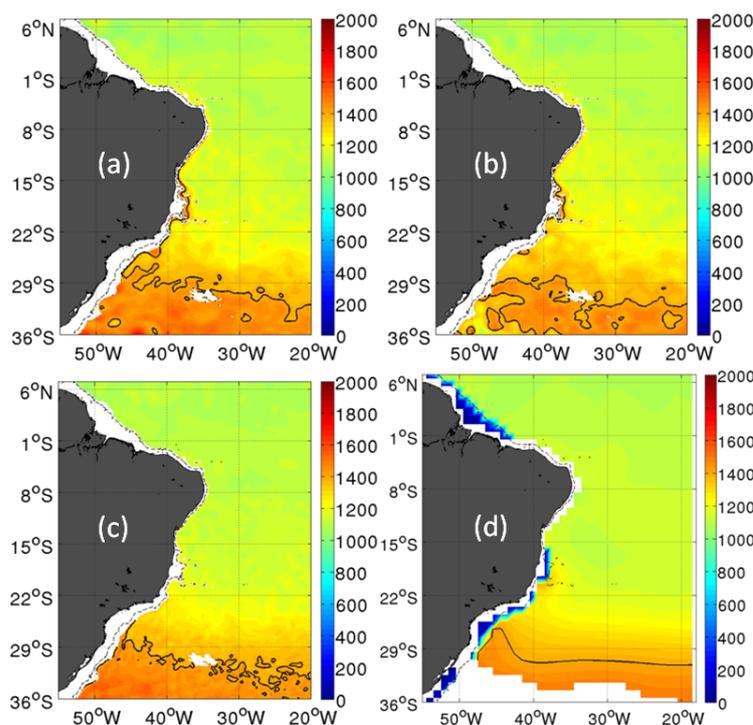


Figura 3.46: Médias de profundidade da isopical  $\sigma_\theta = 27,53$  para (a) previsões de 24 h do experimento de controle, (b) previsões de 24 h do EAASM, (c) análises do HYCOM+NCODA e (d) climatologia do WOA09. A linha espessa representa a profundidade de 1400 m. O WOA09 possui resolução horizontal 1° x 1°.

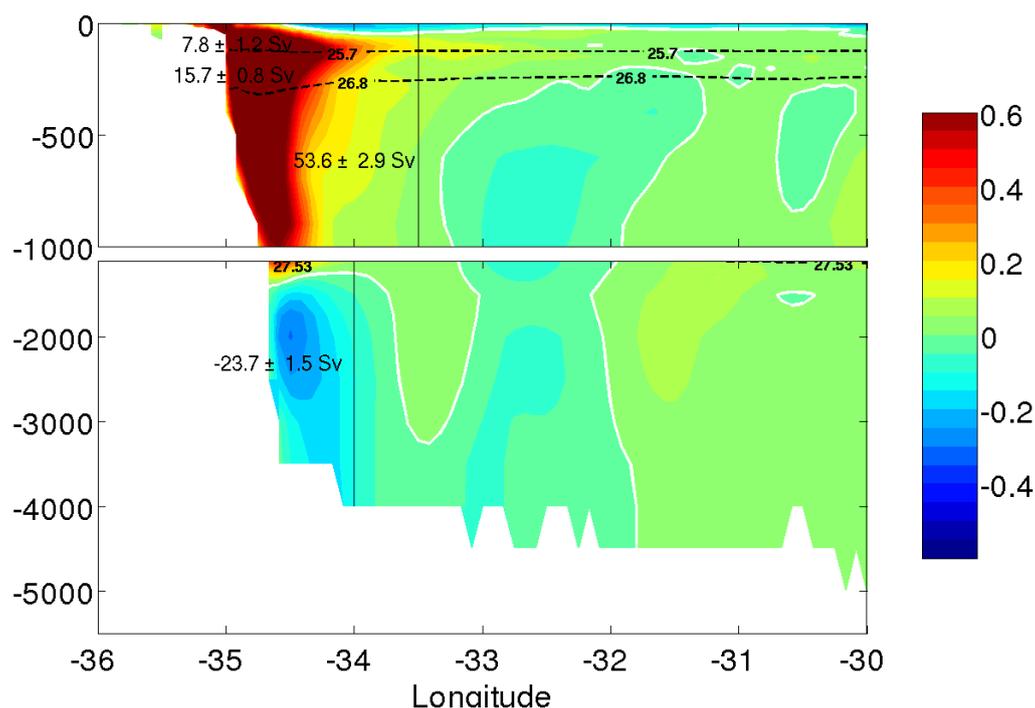


Figura 3.47: Média das previsões de 24 h da componente meridional de velocidade (m/s) do experimento de controle produzidas para todos os dias de março de 2011 em 5°S. O eixo x representa a longitude e o eixo y a profundidade em metros.

de 0,4 m/s. Na base do talude, enquanto o controle exhibe um fluxo para sul desorganizado e que não é compatível com o resultado do HYCOM+NCODA, a média das previsões do EAASM estabelece um fluxo para sul mais organizado associado à CCP. A média do HYCOM+NCODA exhibe um fluxo mais intenso nessa região, atingindo velocidade em torno de 0,2 m/s.

Analisando os resultados de transporte médio calculado para as subáreas, os valores do EAASM mais se aproximam aos do HYCOM+NCODA ao longo das massas d'água (Tab. 3.7). Na superfície, enquanto o controle e o EAASM exibem um transporte positivo, o HYCOM+NCODA apresenta um transporte negativo, muito possivelmente, devido a bifurcação do HYCOM+NCODA estar localizada ao norte de 13°S em níveis acima de 100 m. Maiores diferenças em relação ao HYCOM+NCODA são encontradas nos níveis da ACAS e AIA. Por exemplo, no nível da AIA os experimentos realizados neste trabalho superestimam o transporte médio do HYCOM+NCODA, embora o EAASM apresente a média mais próxima. Como foram mostrados nos mapas horizontais, em 1000 m, os valores de velocidade apresentados pelo controle e EAASM são mais elevados aos do HYCOM+NCODA, o que também acarreta num transporte médio mais alto no nível da AIA. Em relação à APAN, os experimentos subestimam o valor de transporte médio do HYCOM+NCODA,

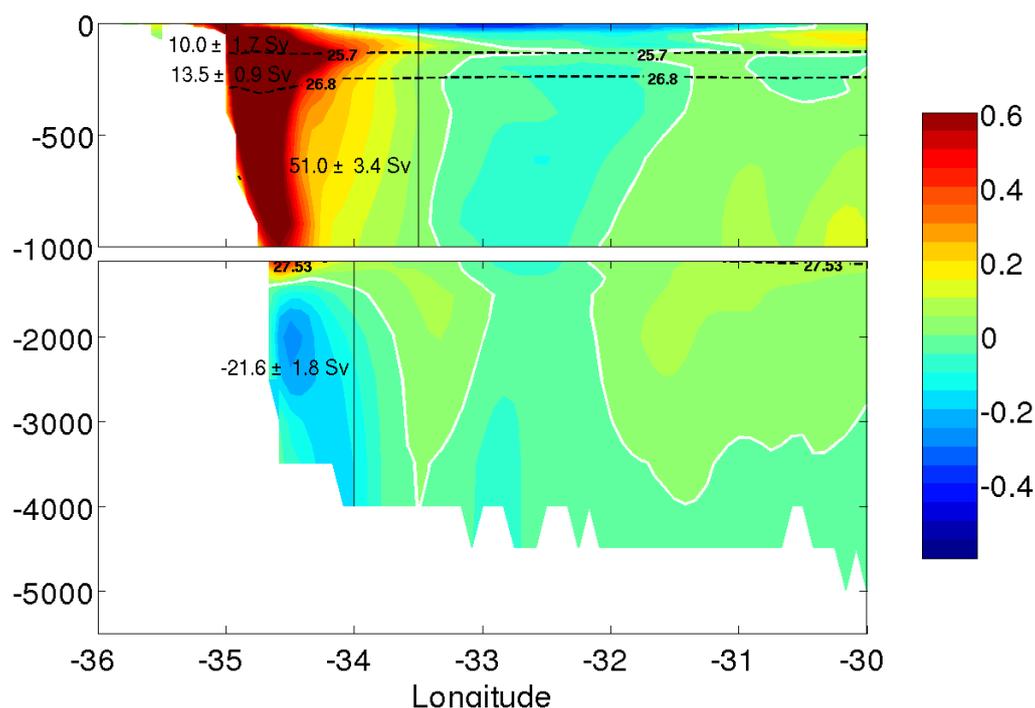


Figura 3.48: Média das previsões de 24 h da componente meridional de velocidade (m/s) do EAASM produzidas para todos os dias de março de 2011 em 5°S. O eixo x representa a longitude e o eixo y a profundidade em metros.

mas o campo médio de velocidade do EAASM demarca mais precisamente o fluxo para sul da CCP, diferentemente do experimento de controle.

	Controle	EAASM	HYCOM+NCODA
AT	$1,1 \pm 1,1$ Sv	$0,2 \pm 1,3$ Sv	$-0,9 \pm 1,2$ Sv
ACAS	$9,5 \pm 0,7$ Sv	$6,8 \pm 0,7$ Sv	$2,1 \pm 0,9$ Sv
AIA	$32,2 \pm 2,4$ Sv	$29,4 \pm 1,9$ Sv	$8,9 \pm 1,8$ Sv
APAN	$-4,0 \pm 3,4$ Sv	$-4,0 \pm 1,6$ Sv	$-15,7 \pm 8,3$ Sv

Tabela 3.7: Média e desvio-padrão do transporte calculado a partir das previsões de velocidade meridional do experimento de controle, do EAASM e das análises do HYCOM+NCODA durante março de 2011. O transporte foi estimado para as subáreas demarcadas ao longo da seção em 13°S.

Em 22°S (Figs. 3.53 a 3.55), a média das previsões de 24 h do experimento de controle exibe um forte fluxo para norte se estendendo da superfície até o fundo e atingindo o núcleo de velocidade em torno de 0,6 m/s no nível da AIA. Esse resultado contraria as informações da circulação ao longo do contorno oeste do Atlântico Sul encontradas na literatura (e.g. Silveira et al., 2004). Além disso, os resultados do experimento de controle colocam a CB bastante restringida na superfície, ocupando apenas os primeiros metros sobre

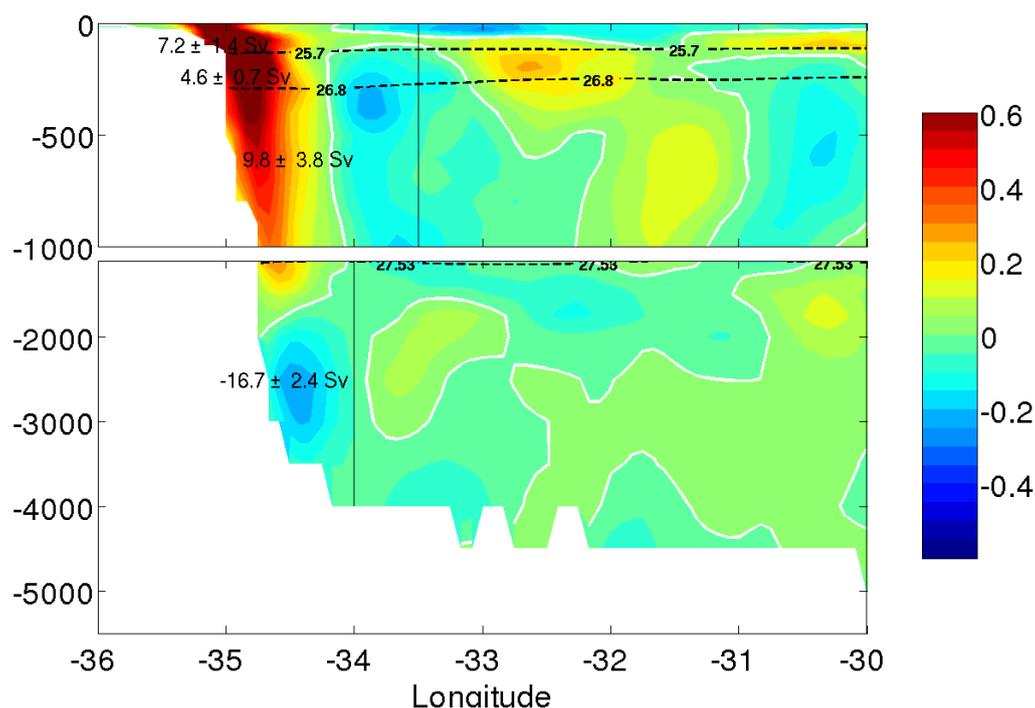


Figura 3.49: Média das análises da componente meridional de velocidade (m/s) do HYCOM+NCODA calculada para março de 2011 em 5°S. O eixo x representa a longitude e o eixo y a profundidade em metros.

a plataforma continental. Diferentemente do experimento de controle e mais semelhante ao HYCOM+NCODA, a média das previsões do EAASM situa a CB até níveis isopícnais da ACAS, atingindo um núcleo de velocidade média em torno de 0,35-0,4 m/s. Na média do EAASM, logo abaixo a CB, a CCI flui em direção ao norte ocupando níveis mais profundos e menos intenso em comparação a média do controle. A CCI alcança um núcleo de velocidade média igual a 0,3 m/s, mais de acordo com o resultado encontrado por Evans & Signorini (1985) durante o experimento Transporte da Corrente do Brasil (TRANSCOBRA) (1982-1984). A média de velocidade do HYCOM+NCODA exibe um fluxo intenso para sul nas primeiras camadas que caracteriza a CB. Esse fluxo domina praticamente os níveis da AT e ACAS. Limitada ao talude, ao nível da AIA, a CCI flui para norte com velocidade média em torno de 0,2 m/s.

Observando os valores de transporte médio calculados para as subáreas nos diferentes níveis isopícnais, a exceção no nível da APAN, as previsões do EAASM atingem resultados mais próximos aos do HYCOM+NCODA (Tab. 3.8). Na superfície até níveis intermediários, o transporte designado a CCI e, principalmente a CB, obteve correções importantes no EAASM. Por exemplo, neste experimento, o transporte médio associado à CB mais se aproxima a  $5,6 \pm 1,4$  Sv, valor encontrado por Silveira et al. (2004) fazendo reanálise dos

dados do TRANSCOBRA. Além disso, o EAASM exhibe um transporte médio associado a CCI mais coerente aos valores positivos  $3,6 \pm 0,8$  Sv e  $4 \pm 2$  Sv encontrados por Silveira et al. (2004) e Boebel et al. (1999), respectivamente. O HYCOM+NCODA restringe a CCI num estreito fluxo adjacente ao talude, talvez esta seja a razão para os transportes médios serem bastante desiguais no nível da AIA. No nível da APAN, o EAASM não estabelece um transporte médio para sul associado à CCP.

	Controle	EAASM	HYCOM+NCODA
AT	$-0,3 \pm 1,3$ Sv	$-3,9 \pm 1,9$ Sv	$-3,4 \pm 1,2$ Sv
ACAS	$6,2 \pm 1,8$ Sv	$-0,9 \pm 1,9$ Sv	$-3,3 \pm 1,4$ Sv
AIA	$22,7 \pm 2,9$ Sv	$10,5 \pm 4,9$ Sv	$-1,0 \pm 2,6$ Sv
APAN	$-0,9 \pm 2,8$ Sv	$6,0 \pm 5,3$ Sv	$-4,9 \pm 2,6$ Sv

Tabela 3.8: Média e desvio-padrão do transporte calculado a partir das previsões de velocidade meridional do experimento de controle, do EAASM e das análises do HYCOM+NCODA durante março de 2011. O transporte foi estimado para as subáreas demarcadas ao longo da seção em 22°S.

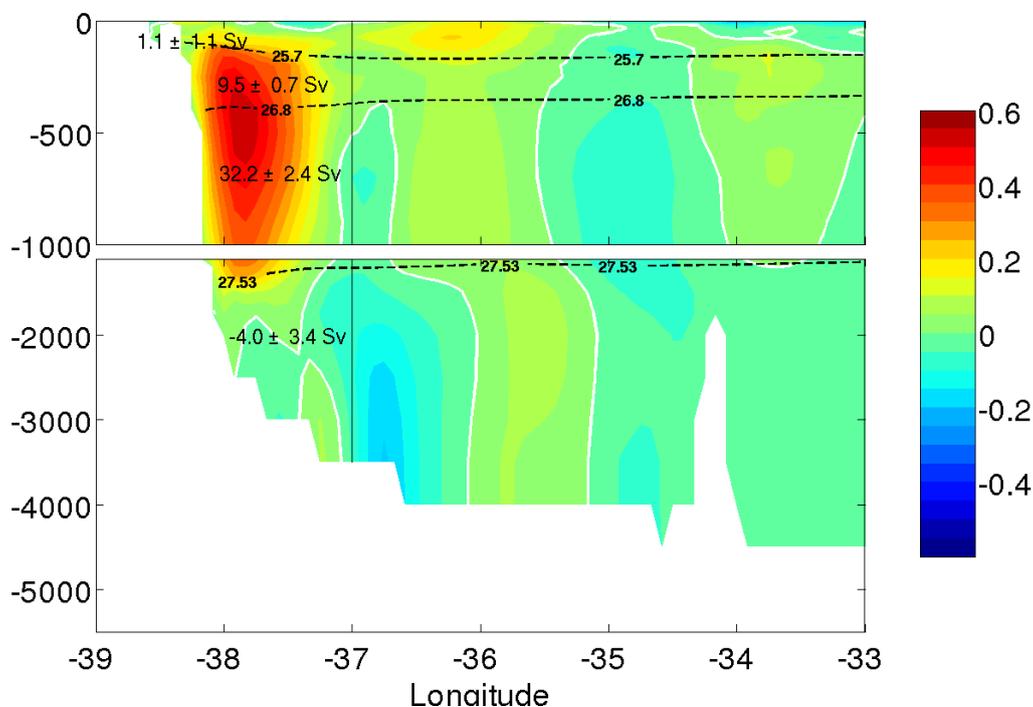


Figura 3.50: Média das previsões de 24 h da componente meridional de velocidade (m/s) do experimento de controle produzidas para todos os dias de março de 2011 em 13°S. O eixo x representa a longitude e o eixo y a profundidade em metros.

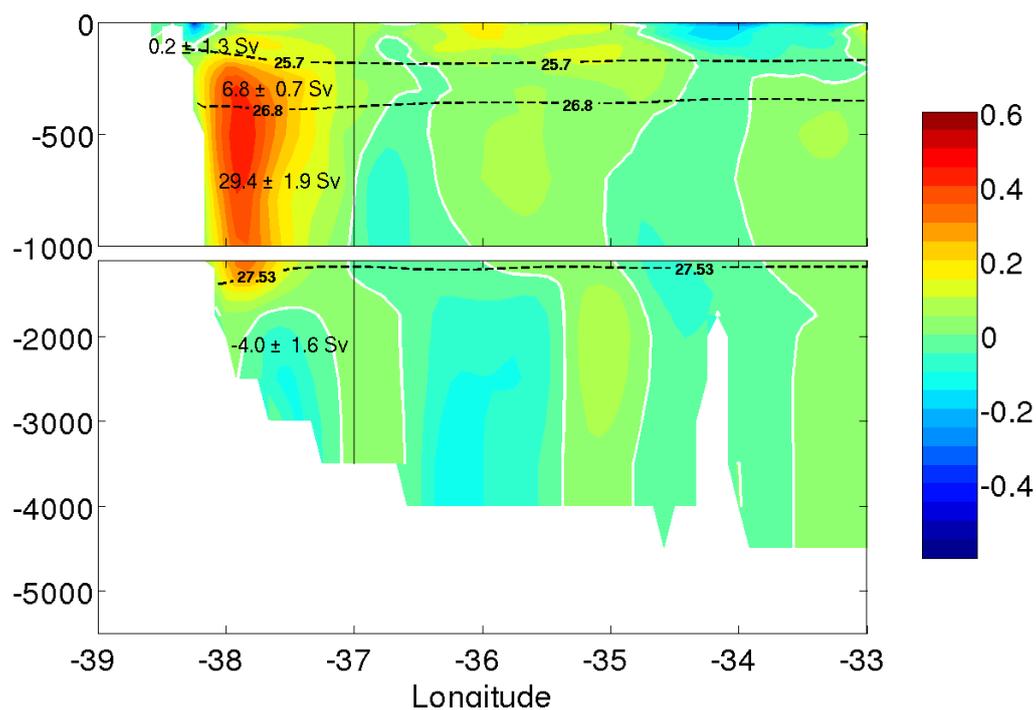


Figura 3.51: Média das previsões de 24 h da componente meridional de velocidade (m/s) do EAASM produzidas para todos os dias de março de 2011 em 13°S. O eixo x representa a longitude e o eixo y a profundidade em metros.

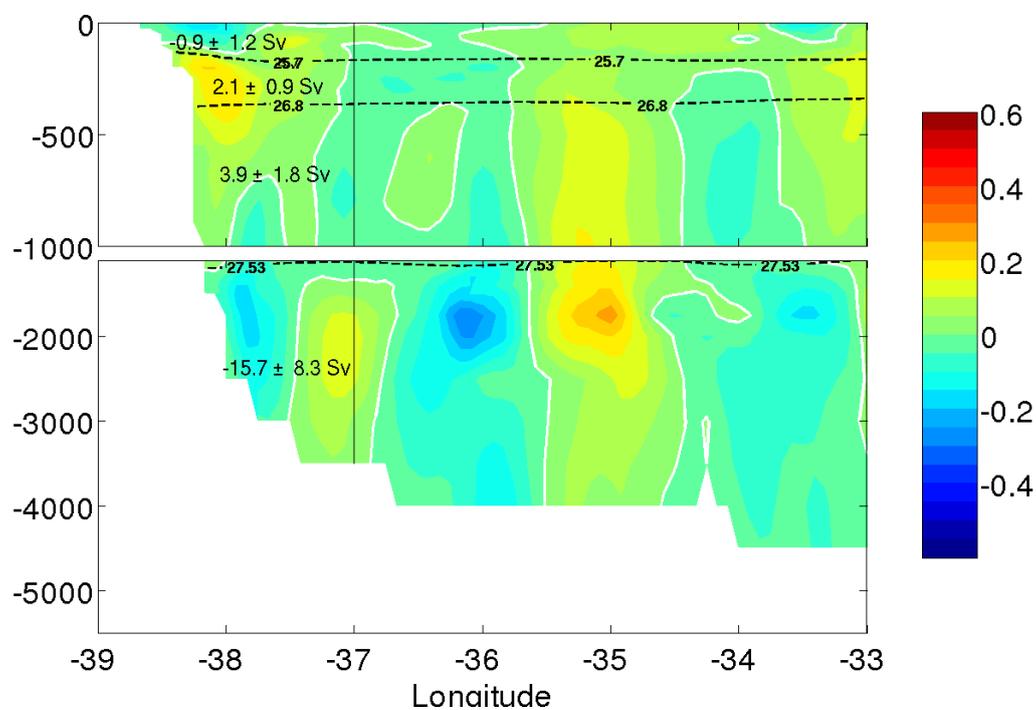


Figura 3.52: Média das análises da componente meridional de velocidade (m/s) do HYCOM+NCODA calculada para março de 2011 em 13°S. O eixo x representa a longitude e o eixo y a profundidade em metros.

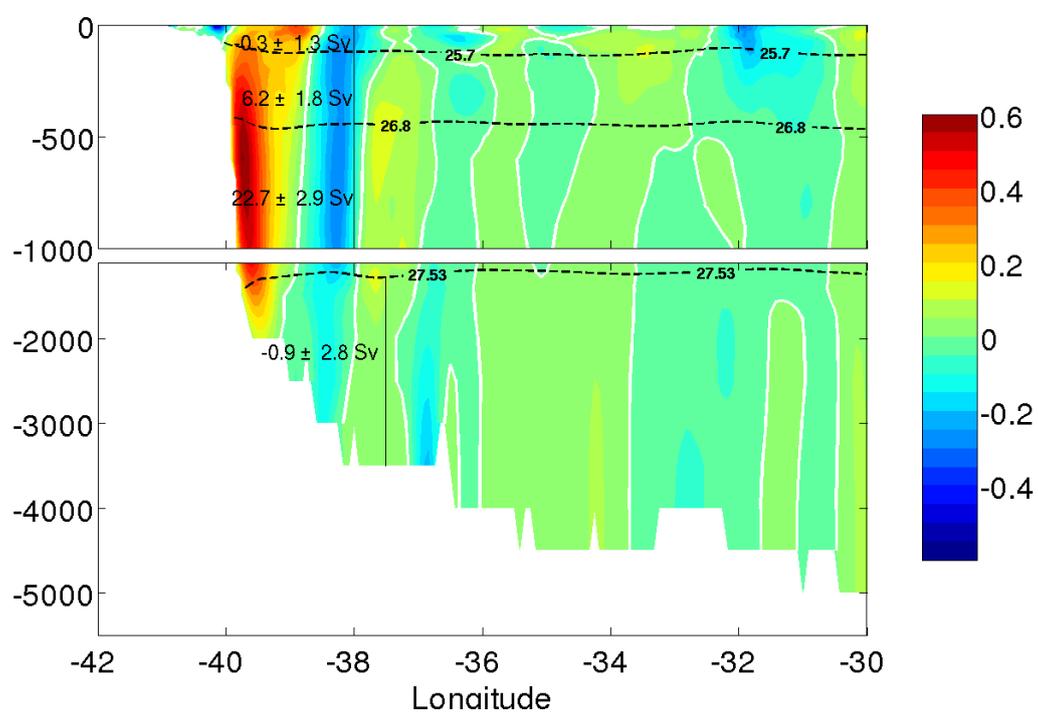


Figura 3.53: Média das previsões de 24 h da componente meridional de velocidade (m/s) do experimento de controle produzidas para todos os dias de março de 2011 em 22°S. O eixo x representa a longitude e o eixo y a profundidade em metros.

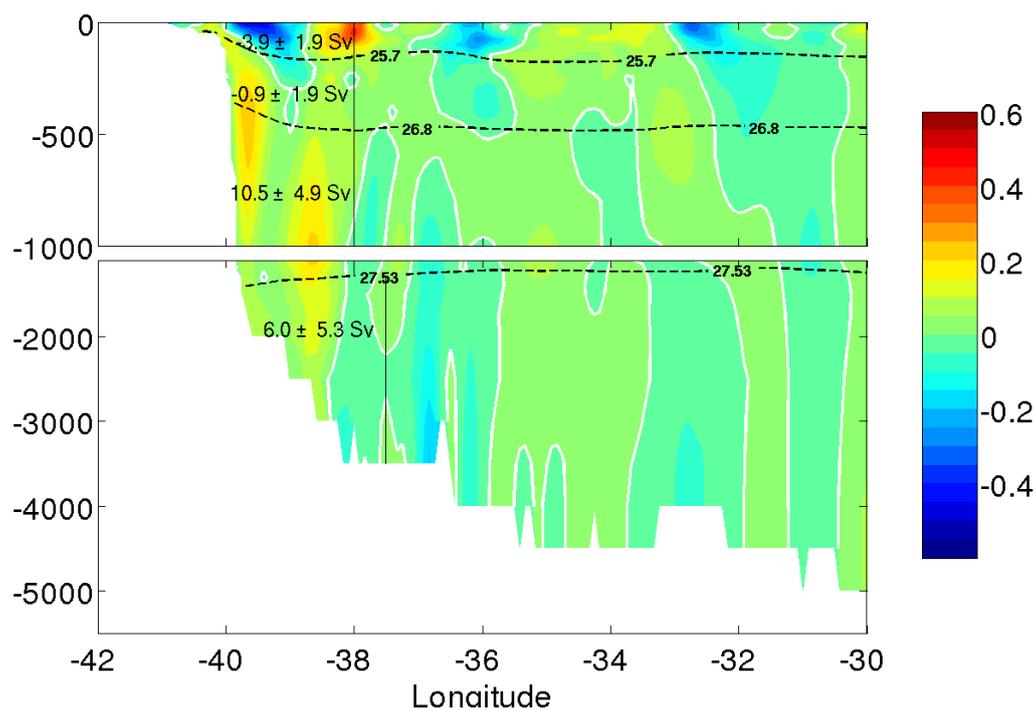


Figura 3.54: Média das previsões de 24 h da componente meridional de velocidade (m/s) do EAASM produzidas para todos os dias de março de 2011 em 22°S. O eixo x representa a longitude e o eixo y a profundidade em metros.

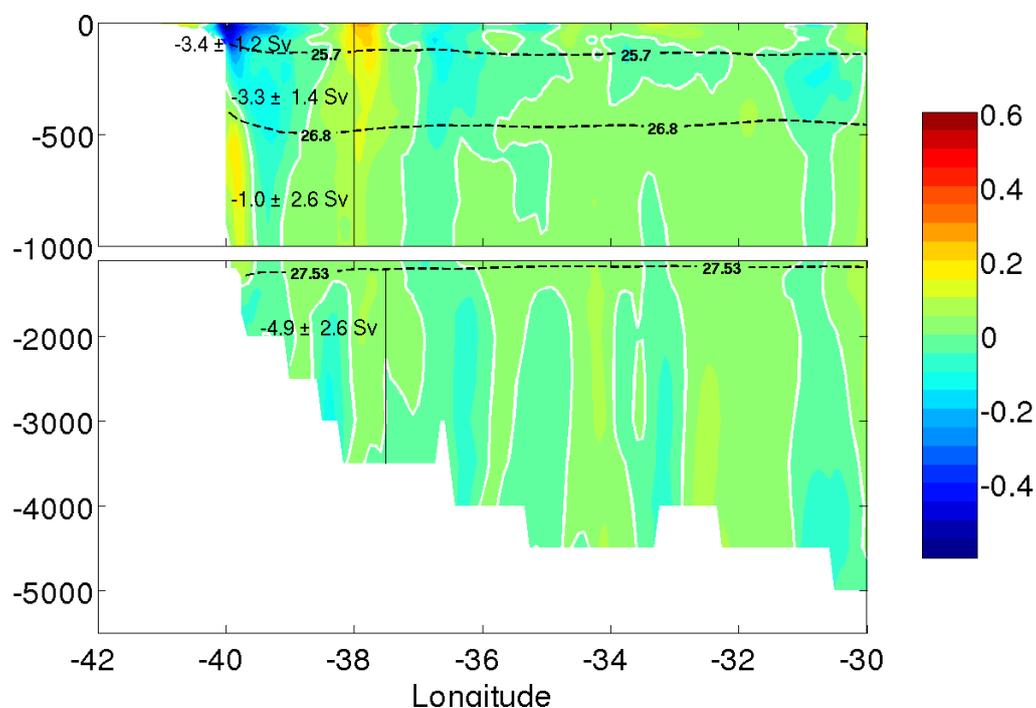


Figura 3.55: Média das análises da componente meridional de velocidade (m/s) do HYCOM+NCODA calculada para março de 2011 em 22°S. O eixo x representa a longitude e o eixo y a profundidade em metros.

# 4

## Sumário e Conclusões

A assimilação de dados de AASM com o método de interpolação estatística descrito em Ezer & Mellor (1994) foi implementada juntamente com o modelo oceânico HYCOM. Experimentos de previsão de 24 h de 1 de janeiro de 2011 a 31 de março de 2011 foram realizados e comparados entre si empregando diferentes condições iniciais a cada 24 h. A condição inicial foi produzida a partir da assimilação de dados de AASM ao longo da trilha dos satélites e da construção de uma análise de AASM em cada ponto de grade do modelo. Em seguida, a análise de ASM criada a partir da adição da AASM com a média de ASM, foi empregada para alterar a espessura de camadas isopícnais do modelo através da técnica de Cooper & Haines (1996). Foram realizados quatro experimentos de previsão de 24 h considerando diferentes janelas de assimilação de AASM (1 dia e 2 dias) e diferentes parâmetros de decorrelação usados na parametrização da matriz de co-variâncias dos erros de AASM do modelo. No experimento 1 e 2 foram assimilados dados de AASM somente do dia atual ao cálculo da condição inicial, enquanto no experimento 3 foram assimilados dados de AASM provenientes do dia anterior e atual ao cálculo da condição inicial. No experimento de controle nenhuma assimilação foi realizada. Os dados assimilados foram os de AASM ao longo das trilhas dos satélites Jason-1 e Jason-2 obtidos do AVISO e processados utilizando um filtro de convolução ou média móvel com comprimento de sete pontos. O uso desse filtro atenua os comprimentos de onda de até 40 km.

Para a construção da matriz de co-variância dos erros de AASM do modelo, o experimento 1 empregou parâmetros de decorrelação espacial fixos e pré-determinados por Ezer & Mellor (1994) em estudos realizados na Corrente do Golfo. Os experimentos 2 e 3 empregaram parâmetros de decorrelação delineados para região de estudo e estimados a partir de dados do AVISO na resolução  $1/3^\circ$  e para os meses de janeiro, fevereiro e março de 2007

a 2010. Primeiramente, fez-se o cálculo do desvio-padrão a partir desse conjunto de dados. Baseando-se na similaridade do mapa de desvio padrão, o domínio numérico foi subdividido em sete regiões. Em cada sub-região, fez-se o cálculo da autocorrelação espacial e temporal da AASM para dez pontos de grade escolhidos aleatoriamente. Então, os parâmetros de decorrelação espacial e temporal foram estimados, respectivamente, de acordo o e-folding length e e-folding time da autocorrelação. Apenas o experimento 3 empregou os parâmetros de decorrelação temporal, pois abrangeu a assimilação de dados de AASM de dois dias na preparação da condição inicial.

A assimilação promoveu uma restrição ao modelo e corrigiu o campo bi-dimensional completamente ao longo do experimento. As previsões de 24 h produzidas a partir de condições iniciais com a assimilação de AASM evidenciaram melhorias importantes em relação às derivadas de condições iniciais sem assimilação. As correções ocorreram por toda a METAREA V, como foi evidenciado nas curvas de EQMC e correlação, e no diagrama de Taylor. Em geral, as previsões derivadas de assimilação exibiram EQMCs em torno de 0,05 m, inferiores aos EQMCs do experimento de controle. Ainda, os EQMCs dos experimentos de assimilação foram um pouco menores que os do HYCOM+NCODA. Os experimentos de assimilação também alcançaram correlações em torno de 0,6, superando os valores do HYCOM+NCODA na maior parte do tempo na METAREA V.

Embora utilizando apenas as trilhas provenientes do Jason-1 e Jason-2 na assimilação, os benefícios apresentados pelo experimento 3 mostraram que a metodologia de assimilação de AASM que mais produziu impactos positivos na reconstrução da AASM foi a que assimilou dados com janela de 2 dias e com uso de parâmetros de decorrelação variados empregados na parametrização da matriz de covariância dos erros de AASM do modelo. A qualidade das previsões também superaram as análises de AASM estimadas pelo HYCOM+NCODA. O método de assimilação empregado no NCODA é um sistema multivariado que assimila praticamente todos os dados de interesse disponíveis nos sistemas globais de coleta e disseminação de dados observados. Portanto, ele impõe outras restrições ao modelo, como por exemplo, através da assimilação de perfis verticais de temperatura e salinidade, que fazem com que o modelo não possa obedecer somente às restrições de AASM.

Enquanto as AASM derivadas do AVISO foram calculadas em relação à média de ASM do período de 1993-1999 (Rio & Hernandez, 2004), as AASM dos experimentos de previsão foram calculadas usando uma média produzida por uma rodada livre do modelo com forçantes atmosféricos de reanálises do NCEP de 2003 a 2009. Portanto, as diferentes médias de ASM usadas para o cálculo da AASM foram responsáveis por diferenças entre a média de AASM exibida pelo AVISO e pelos experimentos de previsão. Métricas foram empregadas nas quais

a ênfase foi na comparação das anomalias de AASM, isto é, as médias do modelo e dos dados do AVISO foram removidas para cálculo de erros. Portanto, como foi evidenciado no diagrama de Taylor, enquanto o experimento de controle apresentou EQMC igual a 0,0728 m e correlação igual 0,3159, o experimento 3 apresentou valores iguais a 0,0542 e 0,6006, respectivamente.

A técnica de Cooper & Haines (1996) produziu melhorias notáveis abaixo da camada de mistura nas previsões de 24 h de temperatura e da superfície até 350 metros nas previsões de 24 h de salinidade. Nestas regiões, as previsões de temperatura e salinidade geradas com a integração de controle do HYCOM sem assimilação obteve os piores resultados nos perfis verticais de erro médio de temperatura e salinidade em relação aos flutuadores ARGO.

Baseada no balanço geostrófico, a técnica de Cooper & Haines (1996) também favoreceu a qualidade das previsões de 24 h de velocidade do modelo. Entretanto, como foi revelado um aumento substancial da energia cinética em torno do equador, ajustes devem ser buscados para o uso dessa técnica na região equatorial. Provavelmente, à medida que se aproxima do equador, o balanço geostrófico cessa e a técnica deixa de ser útil para restringir as correntes com a altura da superfície do mar.

Em geral, as previsões de 24 h derivadas de assimilação na condição inicial exibiram melhorias importantes na representação da bifurcação da CSE na superfície e em níveis picnoclínicos. Melhores resultados nos campos de correntes também foram apresentados ao largo do limite oeste do Atlântico Sul, região na qual houve uma representação mais acurada da CB e da SNB ao nível da AT e da ACAS. Os experimentos representaram com precisão o fluxo da CB em direção ao sul, a exceção do experimento de controle. Em desacordo aos resultados encontrados na literatura (Stramma & England, 1999; Silveira et al., 2000), esse último estabeleceu a CB fluindo em direção ao norte em algumas regiões, como adjacente ao Banco dos Abrolhos. Ao nível da AIA e da APAN os resultados com e sem assimilação não apresentaram grandes diferenças na previsão de 24 h. Como consequência aos melhores resultados de velocidade, na maior parte dos casos, os valores de transporte calculados a partir das previsões do HYCOM com assimilação foram relativamente mais próximos aos calculados a partir das análises do HYCOM+NCODA. Particularmente em 22°S, a rodada de controle produziu circulações que não estão de acordo com as observações e análise oceânica de qualidade, como as do HYCOM+NCODA.

Assim, nota-se que sem assimilação, o HYCOM sobre a METAREA V forçado unicamente por campos atmosféricos (no caso previsões de 24 h do sistema GFS do NCEP/NOAA) não é capaz de produzir anomalias de altura da superfície do mar comparáveis com as observadas para o mesmo instante de tempo. Particularmente, o posicionamento fino da bifurcação

da CSE e a estrutura da CB não são capturados acuradamente pela rodada de controle.

Entretanto, as análises e previsões de 24 h geradas com assimilação de AASM não são por sua vez suficientes para reconstruir o campo termohalino na METAREA V. Apesar da salinidade ter sido muito positivamente alterada entre 50 e 200 m de profundidade, a temperatura só foi corrigida corretamente entre 150 e 300 m, sendo que entre 50 e 150 m a assimilação produziu impacto negativo.

Dessa forma, tendo em vista que o modelo oceânico é um sistema acoplado envolvendo a velocidade, a temperatura, a salinidade e a pressão, é necessário aprimorar a técnica empregada com a implementação de métodos de assimilação multivariados onde a matriz de covariância dos erros do modelo considere a variância cruzada entre essas grandezas. Trabalhos estão em andamento hoje no contexto da REMO para implementação do método de assimilação de dados multivariado de interpolação ótima por conjuntos. Espera-se que em breve a técnica de assimilação de AASM aqui empregada possa ser acoplada a um sistema multivariado capaz de corrigir ainda mais eficientemente o modelo HYCOM na direção das observações e com isso melhorar a previsibilidade de curto-prazo do modelo.

# Agradecimentos

Agradeço a Deus! A energia do bem que trago comigo no dia-a-dia.

Agradeço a minha família, minha Mãe!

Agradeço ao Prof. Clemente A. S. Tanajura pela grande oportunidade, pela orientação.

Agradeço o apoio dos colegas Alessandro, Davi e Gavaza. Eles foram importantes em algumas etapas desse trabalho.

Agradeço ao Sr. Victor Daher pelo apoio no tratamento dos dados altimétricos usados na assimilação e ao Sr. Giovanni Ruggiero pela elaboração de rotinas para integração do modelo.

Agradeço aos Profs. Carlos Lentini, Guilherme Lessa, Janini Pereira e Mauro Cirano pelas sugestões oferecidas principalmente nos encontros da disciplina Seminário Discente em Oceanografia.

Agradeço a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior do Ministério da Educação (CAPES) pela bolsa de Mestrado concedida.

Este trabalho também foi apoiado pela PETROBRAS e pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), dentro do contexto da Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica (REMO).

# Referências Bibliográficas

Aguiar, A. L. (2009) Estudo da estrutura vertical das massas de água do oeste do Atlântico Sul com base no modelo oceânico global OCCAM. Trabalho Final de Graduação, Universidade Federal da Bahia, Salvador, BA, Brasil, 39 p.

Auer, S. J. (1987) Five-Year Climatological Survey of the Gulf Stream System and Its Associated Rings. *Journal of Geophysical Research*, v. 92, p. 11709-11726.

Bahuel, P; The MERCATOR Project Team. (1999) Mercator, developing an integrated system for operational oceanography. *OceanObs99 Proceedings*, Saint Raphaël, France.

Benkiran, M. (2007) Altimeter data assimilation in the Mercator Ocean system. *Mercator Ocean Quarterly Newsletter*, v. 25, p. 32-39.

Bleck, R. (2002) An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-Cartesian coordinates. *Ocean Modelling*, v. 4, p. 55-88.

Boebel, O.; Davis, R. E.; Ollitrault, M.; Peterson, R. G.; Richardson, P. L.; Schmid, C.; Zenk, W. (1999) The intermediate depth circulation of the Western South Atlantic. *Geophysical Research Letters*, v. 26, p. 3329-3332.

Boebel, O.; Barron, C. (2003) A comparison of in-situ float velocities with altimeter derived geostrophic velocities. *Deep-Sea Research Part II - Topical Studies In Oceanography*, vol. 50, 119-139.

Bouttier, F.; Courtier, P. (1999) Data assimilation concepts and methods. *Meteorological Training Course Lecture Series*, ECMWF. p. 1-59.

Brasseur, P.; Verron, J. (2006) The SEEK filter method for data assimilation in oceanography: a synthesis. *Ocean Dynamics*, v. 56, p. 650-661.

Castro, B. M.; Miranda, L. B. (1998) Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S. *The Sea*, v. 11, p. 209-251.

Chassignet, E. P.; Smith, L. T.; Bleck, R.; Bryan, F. O. (1996) A Model Comparison: Numerical Simulations of the North and Equatorial Atlantic Oceanic Circulation in Depth and Isopycnic Coordinates. *Journal of Physical Oceanography*, v. 26, p. 1849-1867.

Chassignet, E. P.; Hurlburt, H. E.; Smedstad, O. M.; Halliwell, G.R.; Hogan, P.J.; Wallcraft, A.J.; Bleck, R. (2006) Ocean prediction with the Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM). In: *Ocean Weather Forecasting: An Integrated View of Oceanography*, Chassignet, E.P., and J. Verron (Eds.), Springer, p. 413-426.

Chassignet, E. P.; Hurlburt, H. E.; Smedstad, O. M.; Halliwell, G. R.; Hogan, P.J., Wallcraft, A.J.; Baraille, R.; Bleck, R. (2007) The HYCOM (HYbrid Coordinate Ocean Model) data assimilative system. *Journal of Marine Systems*, v. 65, p. 60-83.

Chassignet, E. P.; Hurlburt, H. E.; Metzger, E. J.; Smedstad, O. M.; Cummings, J.; Halliwell, G. R.; Bleck, R.; Baraille, R.; Wallcraft, A. J.; Lozano C.; Tolman, H. L.; Srinivasan, A.; Hankin, S.; Cornillon, P.; Weisberg, R.; Barth, A.; He, R.; Werner, F.; Wilkin, J. (2009) U.S. GODAE: Global Ocean Prediction with the HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM). *Oceanography*, v. 22, p. 64-75.

Chelton, D. B.; Ries, J. C.; Haines, B. J.; Fu, L. L.; Callahan, P. S. (2001) Satellite Altimetry. In: Fu, L. L. & Cazenave A., *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, Academic Press, 01 p.

Chin, T. M.; Haza, A. C.; Mariano, A. J. (2002) A Reduced-Order Information Filter for Multilayer Shallow-Water Models: Profiling and Assimilation of Sea Surface Height. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 19, p. 517-533.

Cirano, M.; Mata, M. M.; Campos, E. J. D.; Deiró, N. F. R. (2006) A circulação oceânica de larga-escala na região oeste do Atlântico Sul com base no modelo de circulação global OCCAM. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 24, p. 209-230.

Cooper, M.; Haines, K. (1996) Altimetric assimilation with water property conservation. *Journal Geophysical Research*, v. 101, p. 1059-1077.

Cummings, J. A. (2005) Operational multivariate ocean data assimilation. *Quarterly Journal*

of the Royal Meteorological Society, v. 131, p. 3583-3604.

Daley, R. (1991) Atmospheric data analysis. Cambridge University Press, 457 p.

Dengler, M.; Schott, F. A.; Eden, C.; Brandt, P.; Fisher, J.; Zantopp, R. J. (2004) Break-up of the Atlantic deep western boundary current into eddies at 8°S. *Nature*, v. 432, p. 1018-1020.

Derber, J.; Rosati, A. (1989) A global oceanic data assimilation system. *Journal of Physical Oceanography*, v. 19, p. 1333-1347.

Dombrowsky E.; Bertino L.; Brassington G. B.; Chassignet E. P.; Davidson F.; Hurlburt H. E.; Kamachi M.; Lee T.; Martin M. J.; Mei S.; Tonani M. (2009) GODAE systems in operation. *Oceanography*, v. 22, p. 80-95.

Donlon, C. J.; Martin, M.; Stark, J.; Roberts-Jones, J.; Fiedler, E.; Wimmer, W. (2012) The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice analysis (OSTIA) System. *Remote Sensing of Environment*, v. 116, p. 140-158.

Evans, D.; Signorini, S. R. (1985) Vertical structure of the Brazil Current. *Nature*, v. 315, p. 48-50.

Ezer, T.; Mellor, G. L. (1994) Continuous assimilation of Geosat altimeter data into a three-dimensional primitive equation Gulf Stream model. *Journal of Physical Oceanography*, v. 24, p. 832-847.

Fang, F.; Piggott, M. D.; Pain, C. C.; Gorman, G. J.; Goddard, A. J. H. (2006). An adaptive mesh adjoint data assimilation method. *Ocean Modelling*, v. 15, p. 39-55.

Ferry, N.; Rémy, E.; Brasseur, P.; Maes, C. (2007) The Mercator global ocean operational analysis system: Assessment and validation of an 11-year reanalysis. *Journal of Marine Systems*, v. 65, p. 540-560.

Fox, A. D.; Haines, K.; de Cuevas, B. A.; Webb, D. J. (2000) Altimeter assimilation in the OCCAM global model - Part I: A twin experiment. *Journal of Marine Systems*, v. 26, p. 323-347.

Fox, D. N.; Teague, W. J.; Barron, C. N.; Carnes, M. R.; Lee, C. M. (2002) The modular

ocean data assimilation system (MODAS). *Journal Of Atmospheric And Oceanic Technology*, v. 19, p. 240-252.

Freeland, H. J.; Roemmich, D.; Garzoli, S. L.; Le Traon, P.-Y.; Ravichandran, M.; Riser, S.; Thierry, V.; Wijffels, S.; Belbéoch, M.; Gould, J.; Grant, F.; Ignazewski, M.; King, B.; Klein, B.; Mork, K. A.; Owens, B.; Pouliquen, S.; Sterl, A.; Suga, T.; Suk, M.-S.; Sutton, P.; Troisi, A.; Vélez-Belchi, P. J.; Xu, J. (2010) Argo - a decade of progress. In: *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society*, vol. 2, ESA Publication WPP-306, Venice, Italy, 21-25 Sept 2009.

Fukumori, I. (2001) Data Assimilation by Models. In: Fu, L.L. & Cazenave A., *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, Academic Press, 237 p.

Gerdes, R.; Köberle, C.; Willebrand, J. (1991) The influence of numerical advection schemes on the results of ocean general circulation models. *Climate Dynamics*, v. 5, p. 211-226.

Godoi, S. S. (2005) Dinâmica quase-geostrófica do sistema Corrente do Brasil no embaia-mento de São Paulo (23,5°-27°S). Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 133 p.

Haidvogel, D. B.; Beckmann, A. (1999) *Numerical Ocean Circulation Modeling*. Imperial College Press, 319 p.

Hurlburt, H. E.; Hogan, P. J. (2000) Impact of 1/8° to 1/64° resolution on Gulf Stream model-data comparisons in basinscale subtropical Atlantic Ocean models. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, v. 32, p. 283-329.

Hurlburt, H. E.; Chassignet, E. P.; Cummings, J. A.; Kara, A. B.; Metzger, E. J.; Shriver, J. F.; Smedstad, O. M.; Wallcraft, A. J.; Barron, C. N. (2008) Eddy-resolving global ocean prediction. In: *Ocean Modeling in an Eddying Regime*, Geophysical Monograph 177, M. Hecht and H. Hasumi, eds. American Geophysical Union, Washington, DC, p. 353-381.

Kalnay, E. (2003) *Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability*. Cambridge University Press, Chapter 6, 328 p.

Kara, A. B.; Metzger, E. J.; Hurlburt, H. E.; Wallcraft, A. J.; Chassignet, E. P. (2008) Multistatistics metric evaluation of ocean general circulation model sea surface temperature: Application to 0.08 degrees Pacific Hybrid Coordinate Ocean Model simulations. *Journal of*

Geophysical Research-Oceans, v. 113, C12018.

Le Traon P.-Y.; Bell M.; Dombrowsky E.; Schiller, A.; Wilmer-Becker K. (2010) GODAE OceanView: From an Experiment Towards a Long-term International Ocean Analysis and Forecasting Program. In: Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society, vol. 2, ESA Publication WPP-306, Venice, Italy, 21-25 Sept 2009.

Le Traon, P.-Y. (2011) Satellites and operational oceanography. In: Schiller, A., & Brassington, G., (Eds.), Operational Oceanography in the 21st Century, Springer, 29 p.

Lima, J. A. M. (1997) Oceanic circulation on the Brazil Current shelf break and slope at 22°S. Tese de Doutorado, University of New South Wales, Austrália, 144 p.

Maltrud, M. E.; McClean, J. L. (2005) An eddy resolving global 1/10° ocean simulation. Ocean Model, v. 8, p. 31-54.

Mamayev, O. I. (1975) Temperature-salinity analysis of world ocean waters. Elsevier Scientific Publishing, Amsterdam, 374 p.

McPhaden, M. J.; Ando, K.; Boulès, B.; Freitag, H. P.; Lumpkin, R.; Masumoto, Y.; Murty, N.; Nobre, P.; Ravichandran, M.; Vialard, J.; Vousden, D.; Yu, W. (2009) The global tropical moored buoy array. Community White Paper, OceanObs'09.

Mellor, G. L.; Ezer, T. (1991) A Gulf Stream model and an altimetry assimilation scheme, Journal of Geophysical Research, v. 96, p. 8779-8795.

Mémery, L.; Arhan, M.; Alvarez-Salgado, X. A.; Messia, M.-J.; Mercier, H.; Castro, C. G.; Rios, A. F. (2000) The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. Progress in Oceanography, v. 47, p. 69-98.

Miranda L. B. (1985) Forma de correlação T-S de massa de água das regiões costeira e oceânica entre o Cabo de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião (SP), Brasil. Boletim Instituto Oceanográfico, São Paulo, v. 33, p. 105-119.

Murphy, A. H. (1995) The coefficients of correlation and determination as measures of performance in forecast verification. Weather and Forecasting, v. 10, p. 681-688.

NORMAM 19/DHN. (2004) Atividades de Meteorologia Marítima. Anexo A - Área Marítima

de Responsabilidade do Brasil (METAREA V).

Pujol, M.-I.; Dobricic S.; Pinardi, N.; Adani, M. (2010) Impact of Multialtimeter Sea Level Assimilation in the Mediterranean Forecasting Model. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 27, p. 2065-2082.

Rio, M. H.; Hernandez, F. (2004) A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in-situ measurements and a geoid model. *Journal of Geophysical Research*, v. 109, C12032.

Rodrigues, R. R.; Rothstein, L. M.; Wimbush, M. (2007) Seasonal Variability of the South Equatorial Current Bifurcation in the Atlantic Ocean: A Numerical Study. *Journal of Physical Oceanography*, v. 37, p. 16-30.

Schmid, C.; Schäfer, H.; G. Podesta, G.; Zenk, W. (1995) The Vitória Eddy and its relation to the Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, v. 25, p. 2532-2546.

Schott, F. A.; Dengler, M.; Zantopp, R.; Stramma, L.; Fischer, J.; Brandt, P. (2005) The Shallow and Deep Western Boundary Circulation of the South Atlantic at 5°-11°S. *Journal of Physical Oceanography*, v. 35, p. 2031-2053.

Silveira I. C. A.; Schmidt, A. C. K.; Campos, E. J .D.; Godoi, S. S.; Ikeda, Y. (2000) A Corrente do Brasil ao largo da Costa Leste Brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*, v. 48, p. 171-183.

Silveira, I. C. A.; Calado, L.; Castro, B. M.; Cirano, M.; Lima, J. A. M.; Mascarenhas, A. D. S. (2004) On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current System. *Geophysical Research Letters*, v. 31, p. 161-210.

Silveira I. C. A. (2007) O Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ. Tese de Livre Docência. Instituto Oceanográfico USP, SP, Brasil, 10 p.

Soutelino R. G. (2008) A Origem da Corrente do Brasil. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico USP, SP, Brasil, 101 p.

Srinivasan, A.; Chassignet, E. P.; Bertino, L.; Brankart, J. M.; Brasseur, P.; Chin, T. M.; Counillon, F.; Cummings, J. A.; A.J. Mariano, A. J.; Smedstad, O. M.; Thacker, W. C. (2011) A comparison of sequential assimilation schemes for ocean prediction with the

HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM): Twin experiments with static forecast error covariances. *Ocean Modelling*, v. 37, p. 85-111.

Stramma, L.; England, M. (1999) On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, v. 104, p. 20863-20883.

Stramma, L.; Schott, F. (1999) The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies In Oceanography*, v. 46, 279-303.

Taylor, K. E. (2001) Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, v. 106, p. 7183-7192.

TerrainBase. (2007) TerrainBase, NOAA/NGDC (National Geophysical Data Center), [online] Disponível via URL: [HTTP://dss.ucar.edu/datasets/ds759.2/](http://dss.ucar.edu/datasets/ds759.2/).

Turton, J. (2003) Argo: An array of free-drifting profiling floats - Progress towards establishing a global array of 3,000 floats for observing the world's oceans. *Sea Technology*, v. 44, p. 33-36.

von Schuckmann K.; Le Traon P.-Y. (2011) How well can we derive Global Ocean Indicators from Argo data? *Ocean Science*, v. 7, p. 783-791.

Wienders, N.; Arhan, M.; Mercier, H. (2000) Circulation at the western boundary of the South and Equatorial Atlantic: Exchanges with the ocean interior. *Journal of Marine Research*, v. 58, p. 1007-1039.

Wilson, S.; Parisot, F.; Escudier, P.; Fellous, J.-L.; Benveniste, J.; Bonekamp, H.; Drinkwater, M.; Fu, L.; Jacobs, G.; Lin, M.; Lindstrom, E.; Miller, L.; Sharma, R.; Thouvenot, E. (2010) Ocean surface topography Constellation: the next 15 years in satellite altimetry. In: *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society*, vol. 2, ESA Publication WPP-306, Venice, Italy, 21-25 Sept 2009.

Xie, J.; Counillon, F.; Zhu, J.; Bertino, L. (2011) An eddy resolving tidal-driven model of the South China Sea assimilating along-track SLA data using the EnOI. *Ocean Science*, v. 7, p. 609-627.

Zheng, F.; Zhu, J.; Zhang, R.-H. (2007) Impact of altimetry data on ENSO ensemble initializations and predictions. *Geophysical Research Letters*, v. 34, L13611.