

ASSIMILAÇÃO DE SÉRIES TEMPORAIS DE VELOCIDADES DE CORRENTES EM  
EXPERIMENTOS GÊMEOS DE CIRCULAÇÃO OCEÂNICA

Pedro Marques São Thiago

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS  
PROGRAMAS DE PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE  
FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS  
NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM  
ENGENHARIA OCEÂNICA.

Aprovada por:

---

Prof. Afonso de Moraes Paiva, Ph.D.

---

Prof. Susana Beatriz Vinzon, D.Sc.

---

Prof. Ivan Dias Soares, Ph.D.

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL

OUTUBRO DE 2007

SÃO THIAGO, PEDRO MARQUES

Assimilação de Séries Temporais de  
Velocidades de Correntes em Experimentos  
Gêmeos de Circulação Oceânica [Rio de Janeiro]  
2007

VI, 91 p. 29,7 cm (COPPE/UFRJ, M.Sc.,  
Engenharia Oceânica, 2007)

Dissertação – Universidade Federal do Rio  
de Janeiro, COPPE

1. Assimilação de Dados, 2. Experimento Gêmeo

I. COPPE/UFRJ II. Título (série)

## AGRADECIMENTOS

À minha família, especialmente ao meu pai e minha mãe, pelo apoio dado não só durante o meu mestrado mas durante toda a minha vida.

Ao meu orientador Afonso de Moraes Paiva por ter me dado todo o suporte necessário para a realização deste trabalho. Tenho certeza que, apesar das dificuldades enfrentadas, todo o esforço valeu a pena.

Ao Audálio, Manlio e Ivan Soares por estarem sempre dispostos a ajudar.

Ao pessoal do grupo PO-PENO - João Marcos, Vladimir, Mariela, Guerra, Leandro, Bruno, Fernanda, Xavier, Guilherme, Cláudia e Luis Cláudio - pelas discussões, pelos conselhos e pela amizade compartilhada.

Aos colegas e ex-colegas de trabalho: Marlos, Fernanda Hargreaves, Fernanda Pinheiro, Alexandre Cabral, Carine, Eduardo, Patrícia, Juan, Paula Nunes e Paula Nogueira.

Gostaria de agradecer também a todos aqueles que, direta ou indiretamente, contribuíram para a elaboração deste trabalho.

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

## ASSIMILAÇÃO DE SÉRIES TEMPORAIS DE VELOCIDADES DE CORRENTES EM EXPERIMENTOS GÊMEOS DE CIRCULAÇÃO OCEÂNICA

Pedro Marques São Thiago

Outubro/2007

Orientador: Afonso de Moraes Paiva

Programa: Engenharia Oceânica

Este trabalho apresenta algumas simulações numéricas, baseadas em experimentos gêmeos, na qual velocidades de corrente são assimiladas utilizando a técnica de *nudging*. No experimento gêmeo, embora muitas simplificações tenham sido adotadas, o modelo numérico foi capaz de produzir diversos vórtices e meandros em meso-escala compatíveis com aqueles observados na costa brasileira. Foram realizados experimentos com assimilação de dados em diferentes porções do domínio, sendo que o experimento que assimila perfis de corrente com um raio de influência estimado através do raio de deformação de Rossby apresentou os resultados mais promissores. No processo de assimilação de dados também foram avaliados três fatores de *nudging* distintos, e o que se mostrou mais eficiente foi o que utiliza um  $t_a = 12hs$ .

Abstract of Dissertation presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

ASSIMILATION OF TEMPORAL SERIES OF CURRENT VELOCITIES IN AN  
OCEAN CIRCULATION TWIN EXPERIMENT

Pedro Marques São Thiago

October/2007

Advisor: Afonso de Moraes Paiva

Department: Oceanic Engeneering

This work presents some numerical simulations, based in twin experiments, in which current velocities are assimilated using the nudging technique. In the twin experiment, even so many simplifications have been adopted, the numerical model was capable to produce diverse meso-scale eddys, compatible with those observed in the Brazilian coast. Experiments with data assimilation in differents portions of the domain had been carried through, and the experiment that assimilates current data profiles with a radius of influence estimated by the Rossby radius of deformation shows the most promising results. In the process of assimilation of data three different nudging fators had been also evaluated, and the results shows that the most efficient was  $t_a = 12hs$ .

## ÍNDICE

<b>I – INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
<b>II – OBJETIVOS.....</b>	<b>7</b>
II.1 – Objetivo Geral.....	7
II.2 – Objetivos Específicos.....	7
<b>III – METODOLOGIA.....</b>	<b>8</b>
III.1 – Experimentos Gêmeos.....	8
III.2 – O Modelo Hidrodinâmico.....	9
III.2.1 – Grade do modelo e batimetria.....	13
III.2.2 – Condições iniciais.....	17
III.2.3 – Condições de contorno.....	21
III.3 – O Método de Assimilação de Dados.....	23
III.4 – Descrição dos Experimentos com Assimilação de Dados.....	24
III.4.1 – Experimento 1.....	25
III.4.2 – Experimento 2.....	26
III.4.3 – Experimento 3.....	27
III.4.4 – Experimento 4.....	28
<b>IV – RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</b>	<b>31</b>
IV.1 – A Simulação de Controle.....	31
IV.2 – Experimentos com Assimilação de Dados.....	40
IV.2.1 – Experimento 1.....	41
IV.2.2 – Experimento 2.....	45
IV.2.3 – Experimento 3.....	52
IV.2.4 – Experimento 4.....	56
IV.3 – Experimentos Pós-Assimilação de Dados.....	62
IV.3.1 – Experimento 1.....	63
IV.3.2 – Experimento 2.....	68
IV.3.3 – Experimento 3.....	75
IV.3.4 – Experimento 4.....	79
<b>V – CONCLUSÕES.....</b>	<b>84</b>
APÊNDICE – Equações Governantes do <i>Princeton Ocean Model</i> .....	91

## I – INTRODUÇÃO

A oceanografia, desde os tempos da expedição do *Challenger* nos anos 1870 até a década de 1960, viveu praticamente através das coletas de dados realizadas pontualmente em relação ao tempo. Temperatura e salinidade eram os principais parâmetros medidos e, através da aplicação das equações geostróficas os pesquisadores inferiam as velocidades das correntes no oceano.

As medições além de serem pontuais no tempo também eram esparsas, de modo que a distância entre as estações oceanográficas não permitiam resolução espacial suficiente para capturar variações de meso-escala. Com isso, acreditava-se que, salvo algumas exceções, os movimentos dos oceanos não eram dependentes do tempo, apenas do espaço (MUNK, 2000).

Mas a partir da década de 1960 isso começou a mudar. Com o desenvolvimento tecnológico puderam ser utilizados fundeios equipados com correntômetros adquirindo dados por períodos mais longos de tempo em toda a coluna d'água. Os computadores também se beneficiaram do avanço tecnológico e, conseqüentemente, os modelos numéricos foram se tornando cada vez mais sofisticados. A partir dos anos 1980 foram lançados satélites capazes de medir parâmetros como vento, temperatura e elevação da superfície do oceano em escala global, com isso, descobriu-se então que mais de 99% da energia cinética das correntes do oceano está associada com fenômenos de meso-escala, da ordem de 100 km e 100 dias, aproximadamente (MUNK, 2000).

Ao mesmo tempo que a comunidade científica reconheceu a importância de se estudar mais a fundo o que antes era tratado como ruído, a demanda de previsões de tempo e clima oceânicos cresceu, principalmente devido aos estudos de fenômenos climáticos globais como o El Niño (FRAGOSO, 2004). A previsão oceânica teve então um rápido desenvolvimento nas últimas duas décadas do século XX, de forma que, hoje em dia, diversos centros de estudos ambientais fornecem previsões oceânicas de forma rotineira para as mais variadas atividades.

Iniciou-se então, a partir do final do século XX, a era da oceanografia operacional, caracterizada pelo fornecimento rotineiro de informações e previsões do estado do mar, com base científica e rapidez suficiente para que os usuários possam utilizar tais informações para tomar decisões, antes que as condições tenham mudado significativamente (FLEMMING, 2002).

A previsão oceânica é essencial para operações sobre e sob o mar, porém, a previsão em tempo real do oceano, principalmente em regiões costeiras, é uma atividade desafiadora, complicada pela natureza episódica dos oceanos, pela falta de observações extensas e pela influência combinada de processos internos e interações com fronteiras na evolução dos campos previstos (ROBINSON & GLENN, 1999).

Uma exigência para uma previsão oceânica razoável é a especificação realística da condição inicial usada para iniciar a previsão. Mesmo nos dias de hoje, as observações são tipicamente esparsas e heterogêneas, então, é praticamente impossível ter medições para todas as variáveis em todos os pontos de grade do modelo. Técnicas como a análise objetiva (CRESSMAN, 1959) foram desenvolvidas para a obtenção de condições iniciais confiáveis. Porém, mesmo que se obtenha uma condição inicial que represente de maneira fidedigna o problema em questão, o resultado do modelo irá divergir em relação aos dados observacionais à medida que se avança no tempo. Isso se deve às inúmeras imperfeições intrínsecas ao processo de modelagem numérica, como as aproximações, parametrizações, os erros de truncamento e ao próprio caráter aleatório dos fenômenos simulados. As imperfeições dos modelos mesmo que atenuadas ao máximo, interagem de forma não linear, propagando erros cada vez maiores na solução numérica (MESSINGER e ARAKAWA, 1976). Existem ainda outros fatores que também podem contribuir para que ocorram diferenças entre as previsões dos modelos e os dados observacionais, como por exemplo a utilização de um modelo que não represente de forma correta a dinâmica física do domínio de interesse, ou a escolha inapropriada de parâmetros do modelo (ARETXABALETA *et al.*, 2004).

Com o intuito de reduzir a divergência do modelo em relação às observações à medida que se avança no tempo, foi desenvolvida uma técnica que faz o uso de dados observados na natureza e calculados pelo modelo para corrigir a solução do modelo e trazê-lo para valores mais próximos dos observados, melhorando a previsão oceânica. Esta técnica é chamada de assimilação de dados e começou a ser desenvolvida pelos meteorologistas nos anos 1970 (MALANOTTE-RIZZOLI e TZIPERMAN, 1996).

Diversos trabalhos vêm sendo realizados para testar diferentes técnicas de assimilação de dados em modelos oceânicos, desde as mais simples como o *nudging* (HOLLAND e MALANOTTE-RIZZOLI, 1989) até as mais complexas como o modelo de feições (ROBINSON *et al.*, 1988), método das correlações (EZER e MELLOR, 1997b), filtro de Kalman (FUKUMORI e MALANOTTE-RIZZOLI, 1994),



métodos adjuntos (MOORE, 1991) e interpolação ótima (CARTON *et al.*, 2000). Não existe um consenso de qual é a melhor técnica de assimilação de dados. A escolha do método é bastante particular de cada aplicação (FRAGOSO, 2004).

A assimilação de dados tomou um grande impulso a partir do momento em que os satélites ambientais começaram a fornecer dados globais de parâmetros oceanográficos de forma rotineira, através da *internet*, em tempo quase-real para toda a comunidade científica. Mas um grande problema a ser enfrentado é que os satélites fornecem dados apenas da superfície do oceano, e mesmo estes dados, freqüentemente são incompletos (SOUZA, 2005; EZER e MELLOR, 1995). Técnicas sofisticadas de assimilação de dados, como por exemplo, o método das correlações e o modelo de feições, estão sendo desenvolvidas com o intuito de preencher os espaços deixados por essas informações incompletas, tanto no tempo quanto no espaço.

A resolução de fenômenos de meso-escala (da ordem de 10 a 100 km) com sistemas de previsão globais torna o custo computacional inviável. Portanto, deve-se aplicar sistemas regionais de previsão oceânica para resolver de maneira adequada as escalas dos processos mais relevantes da oceanografia local.

Dentre os sistemas regionais de previsão oceânica espalhados pelo mundo citam-se o sistema da Divisão de Oceanografia da Marinha Americana (NAVOCEANO) que realiza previsões de 30 dias uma vez por semana utilizando o modelo numérico NLOM num domínio quase global (de 72°S a 65°N). O sistema assimila dados de altimetria através de um esquema de interpolação ótima (OI), e dados de temperatura da superfície do mar (TSM) utilizando relaxação newtoniana ([www.ocean.nrlssc.navy.mil/global\\_nlom](http://www.ocean.nrlssc.navy.mil/global_nlom)).

Outra instituição que mantém um sistema de previsão oceânica é a Universidade de Harvard. Diferentes regiões dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico e Mar Mediterrâneo são contempladas. O esquema de assimilação de dados utiliza a técnica de interpolação ótima (OI) para incorporar dados de TSM, altimetria e cor da água obtidos por satélites (ROBINSON & GLENN, 1999).

O Sistema de Previsão Oceânica Regional da Universidade de Princeton (PROFS) realiza diagnósticos e previsões para o Golfo do México, Mar do Caribe, Canal de Santa Bárbara e Baía de Santa Mônica utilizando o POM (Princeton Ocean Model) e assimilando dados de TSM e altimetria através do método de correlações (MELLOR & EZER, 1991). Dados de velocidade fornecidos por bóias de deriva

também são assimilados no modelo, porém utilizando o método de relaxação newtoniana.

Vários outros sistemas de previsão oceânica estão em operação em diversas outras regiões como Austrália, França, Dinamarca e Japão (FRAGOSO, 2004).

Embora na Europa, Estados Unidos e outros países a oceanografia operacional já caminhe a passos largos, no Brasil ela é praticamente incipiente. Os primeiros esforços começaram a poucos anos. Fragoso (2004) assimilou dados de corrente obtidos de derivadores através de relaxação newtoniana. Pacheco *et al.* (2006) assimilaram dados climatológicos de temperatura e salinidade entre 15°S e 20°N através do método de correções sucessivas. Mano (2007) assimilou dados de temperatura e elevação da superfície do mar utilizando o método de relaxação newtoniana em um experimento gêmeo.

Dentre os trabalhos que vêm utilizando a técnica de assimilação de dados, alguns tentam determinar como efetivamente a assimilação de dados interage com o modelo numérico. Grande parte dos estudos faz o uso de experimentos gêmeos, onde o dado a ser assimilado é produzido pelo próprio modelo, proporcionando uma fácil verificação do grau de sucesso do processo de assimilação. O uso de dados reais representa um passo a mais, uma vez que insere novos desafios, ainda não bem estudados. Precisamos, primeiramente, compreender as implicações dinâmicas envolvidas no processo de combinação de dados e modelos (CAPOTONDI, 1995).

Dados de XBT, CTD, ADCP e bóias de deriva, assim como os dados de satélite, podem ser assimilados em modelos numéricos de circulação oceânica. Embora suas distribuições espaciais, geralmente, sejam esparsas, dificultando uma caracterização da variabilidade horizontal, eles fornecem informações importantes a respeito da estrutura vertical da coluna d'água.

No Brasil algumas empresas mantêm ADCP's (*Acoustic Doppler Current Profiler*) coletando dados de corrente, principalmente na região da Bacia de Campos, com a finalidade de auxiliar suas atividades *offshore*. Grande parte destes ADCP's estão instalados em plataformas de petróleo e, conseqüentemente, não se tem uma distribuição espacial que visa a caracterização da circulação de correntes ao longo da costa brasileira. Outra característica relevante é que geralmente estes ADCP's fornecem dados em tempo real (ou quase real), e por isso, embora a distribuição e a quantidade desses ADCP's esteja longe do ideal, seus dados podem ser utilizados num sistema operacional de previsão oceânica através do método de assimilação de dados.

A costa sul e sudeste brasileira é caracterizada pela presença da Corrente do Brasil fluindo em superfície para sul-sudoeste, originando frequentemente vórtices e meandramentos (figura 1). A região da Bacia de Campos além de apresentar uma alta complexidade hidrodinâmica possui uma grande importância econômica devido à indústria do petróleo. Nesta região dezenas de plataformas estão instaladas em lâminas d'água que se estendem, aproximadamente, de 100 a 3000 metros de profundidade, e outras dezenas de embarcações navegam nessas águas para dar suporte à produção do petróleo. A região da Bacia de Santos também possui uma grande complexidade hidrodinâmica, entretanto, a prospecção de petróleo nesta região ainda está só começando. Por esse motivo, o conhecimento da circulação e a capacidade de previsão de correntes e vórtices se tornam tão importantes para estas regiões.

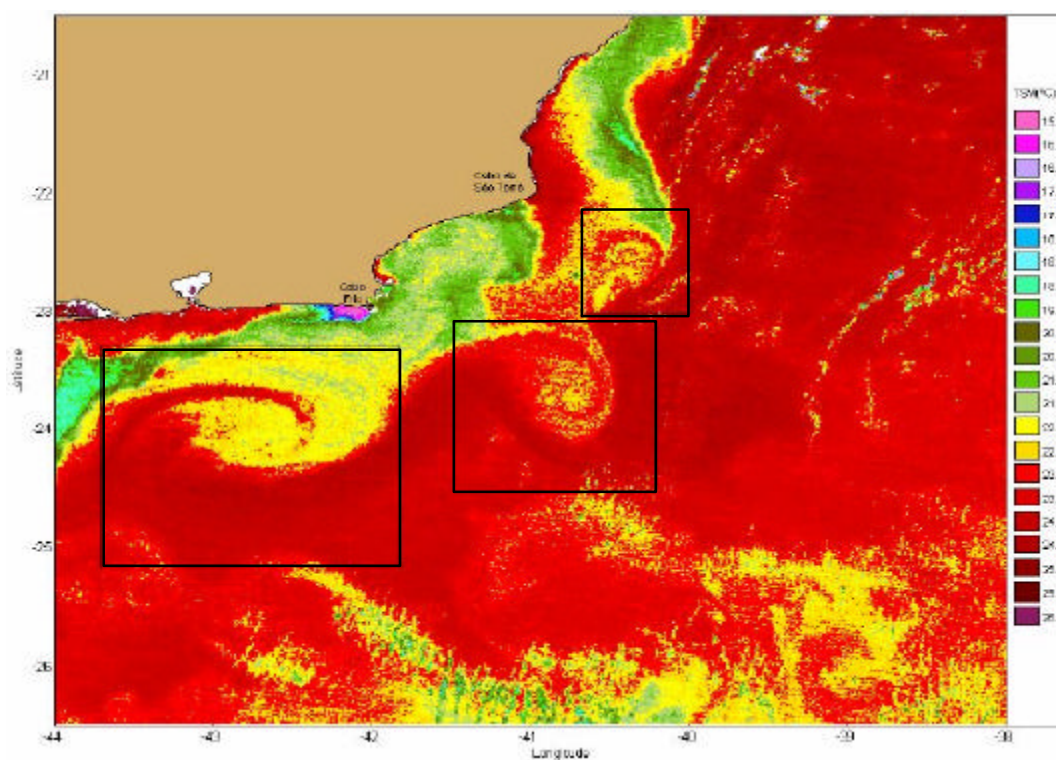


Figura 1 – Mapa de temperatura da superfície do mar da costa sudeste brasileira, destacando com retângulos três vórtices anti-ciclônicos (Fonte: MANO, 2007).

Como umas das principais fontes de dados disponíveis para a região são perfis verticais de correntes oriundos de ADCP's instalados em algumas plataformas, vislumbrou-se neste trabalho, avaliar a potencialidade do uso de perfis

verticais de corrente para reproduzir e prever correntes e vórtices através da assimilação de dados em um modelo numérico.

Como praticamente todos os ADCP`s estão instalados em plataformas da Bacia de Campos, pretende-se estudar até que ponto a assimilação de dados de corrente apenas na porção norte do domínio é suficiente para reproduzir a circulação na outra porção do domínio, ou seja, seria possível reproduzir e prever a circulação na Bacia de Santos assimilando dados apenas na Bacia de Campos?

Sabe-se que a quantidade de perfis de corrente medidos na costa brasileira é muito pequena, provavelmente não passando dos 20. Será que a assimilação de alguns poucos perfis de corrente em um modelo numérico é capaz de reproduzir e prever as feições de meso-escala observadas em todo o domínio?

E se aumentarmos a quantidade de dados assimilados através da criação de um raio de influência para os perfis de corrente? Será realmente possível melhorar a previsão oceânica com uma quantidade restrita de dados? Para responder estas perguntas o presente trabalho realizou diversas simulações numéricas através de experimentos gêmeos e utilizando a técnica de *nudging*, na qual diferentes formas de assimilação de dados no domínio são avaliadas.

## **II – OBJETIVOS**

### **II.1 – Objetivo Geral**

Este trabalho tem como principal objetivo investigar até que ponto a assimilação unicamente de séries temporais de velocidades de correntes é capaz de produzir, em todo o domínio, feições de meso-escala condizentes com as observadas no experimento de controle.

### **II.2 – Objetivos Específicos**

- Analisar as feições de meso-escala produzidas na modelagem comparando-as com as feições observadas na natureza.
- Verificar se a assimilação de perfis de correntes apenas na porção norte do domínio, simulando uma condição hipotética na qual se tem informações em todos os pontos de grade da porção norte do domínio, é capaz de reproduzir as feições de meso-escala observadas na porção sul do experimento de controle.
- Avaliar até que ponto a assimilação de perfis de correntes em algumas regiões específicas do domínio, simulando alguns poucos pontos de medição, é capaz de reproduzir as feições de meso-escala observadas no experimento de controle.
- Verificar se a assimilação de perfis de correntes em determinadas regiões do domínio, possuindo um raio de influência, é capaz de reproduzir as feições de meso-escala observadas no experimento de controle.

### III – METODOLOGIA

#### III.1 – Experimentos Gêmeos

Para a realização deste trabalho optou-se por utilizar experimentos gêmeos pois estes proporcionam uma fácil verificação do grau de sucesso do processo de assimilação. Como o enfoque do trabalho está no processo de assimilação de dados e não na tentativa de se reproduzir fielmente a natureza, a configuração do modelo pode ser bastante simplificada, e quanto mais simplificada for a configuração do modelo maior será o controle dos processos físicos atuantes.

Um experimento gêmeo é caracterizado por uma simulação de controle, que corresponde ao “oceano real”, de onde são extraídos os dados a serem assimilados em uma outra simulação, com condições iniciais distintas das do controle.

O primeiro passo foi a criação de uma simulação, chamada de simulação de controle, na qual o modelo numérico foi integrado por 450 dias a partir das condições iniciais. Esta simulação de controle, apesar das simplificações adotadas, é tratada como uma “verdade”, e por isso, todos os experimentos com assimilação de dados serão comparados com esta “verdade” para a verificação da eficácia do processo de assimilação. A simulação de controle origina uma corrente que, com o passar do tempo, produz vórtices e meandros em meso-escala.

Como o objetivo é reproduzir e prever correntes e vórtices, foi escolhido um período de 60 dias da simulação de controle de onde dados de corrente ( $U$  e  $V$ ) foram extraídos para a realização dos experimentos com assimilação. Estes 60 dias correspondem ao período entre os dias 200 e 260 da simulação de controle (figura 2), na qual estão presentes dois vórtices anti-ciclônicos.

Os experimentos de assimilação partiram de uma condição inicial diferente, definido como o dia 15 da simulação de controle. Buscou-se, então, através da assimilação dos dados de corrente convergir as soluções para aquela observada na simulação de controle.

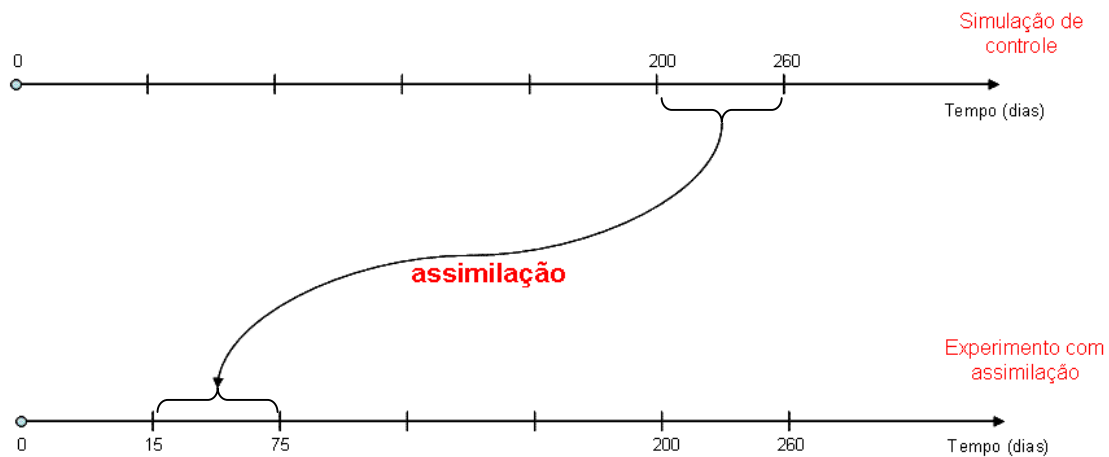


Figura 2 – Diagrama esquemático do experimento gêmeo.

Através da utilização de experimentos gêmeos, onde os dados a serem assimilados provêm do próprio modelo numérico, garantimos que os dados assimilados não contêm erros, como por exemplo, erros do instrumento de medição ou interpolação para a grade numérica do modelo e que o modelo na qual será feita a assimilação é totalmente capaz de simular a “realidade”. Com isso, o enfoque do trabalho fica, portanto, no processo de assimilação de dados pelo modelo.

### III.2 – O Modelo Hidrodinâmico

O POM (*Princeton Ocean Model*) foi escolhido por ser um modelo tridimensional largamente utilizado para o estudo da circulação hidrodinâmica de ambientes tanto de pequena quanto de grande escala (MELLOR e EZER, 1991; EZER *et al.*, 1995; EZER e MELLOR, 1997a; EZER, 1999; EZER e MELLOR, 2000; CALADO, 2001; SILVA, 2001; LIMA *et al.*, 2002; FRAGOSO, 2004; NETO, 2005; TORRES JR., 1995). Seu código é escrito em linguagem FORTRAN77 e de domínio público, podendo ser obtido através do endereço eletrônico <http://www.aos.princeton.edu/WWWPUBLIC/htdocs.pom>.

O POM é um modelo numérico hidrodinâmico de equações primitivas, tridimensional, não-linear, de diferenças finitas, que trabalha com superfície livre e faz uso das aproximações de Boussinesq e hidrostática (BLUMBERG e MELLOR, 1987).

As variáveis prognósticas do POM são as três componentes da velocidade, a temperatura, a salinidade, a elevação da superfície do mar, a energia cinética turbulenta e a escala da energia cinética turbulenta.

Com o intuito de reduzir os problemas advindos de regiões com grande variação topográfica, como a quebra de plataforma e o talude, o POM faz uso, na vertical, de coordenadas sigma ( $\sigma$ ), definida como:

$$\sigma = \frac{z - h}{D}$$

onde  $z$  é a coordenada vertical no sistema cartesiano,  $h$  é a elevação da superfície livre em relação a profundidade média  $H$ , e  $D$  é a altura total da coluna d'água.

$$D = H + h$$

Desta forma, trabalha-se com o mesmo número de níveis sigma em todo o domínio, logo, nas regiões mais rasas da grade numérica a resolução vertical é maior enquanto que nas regiões mais profundas a resolução vertical é menor (figura 3). Isso permite uma boa reprodução da hidrodinâmica na região de talude e plataforma continental sem aumentar em demasia o custo computacional.

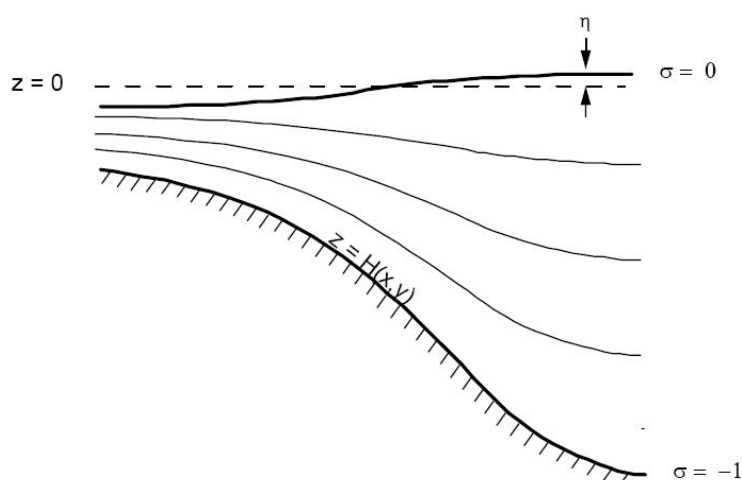


Figura 3 – Ilustração esquemática dos níveis sigma do POM (Fonte: MELLOR, 2003).



O POM resolve separadamente a difusão vertical da advecção e mistura horizontal. Na difusão vertical um sub-modelo de fechamento turbulento, desenvolvido por MELLOR e YAMADA (1974), é utilizado para calcular os coeficientes de mistura vertical a cada passo de tempo, de modo que os mesmos variam espacial e temporalmente de acordo com a circulação do meio. Esse método permite representações bastante realistas das camadas de Ekman de superfície e de fundo.

A difusão horizontal é calculada utilizando-se a fórmula de SMAGORINSKY (1963), que leva em consideração tanto os gradientes de velocidade do fluido quanto o espaçamento de grade. Assim, coeficientes menores são utilizados em áreas de alta resolução espacial, onde a mistura horizontal possui menor importância (MELLOR, 2003).

O conjunto de equações governantes é formado pela equação da continuidade, equação de estado da água do mar, equações primitivas do movimento e equações de conservação de calor, sal, energia cinética turbulenta e escala da energia cinética. Estas equações são descritas no apêndice deste trabalho.

As equações do modelo são resolvidas através de uma diferenciação centrada no tempo e no espaço, conhecida como *leap-frog*. No esquema de diferenciação *leap-frog*, as soluções nos passos de tempo pares podem divergir das soluções nos passos de tempo ímpares. Para que isso não ocorra é aplicado um filtro temporal (ASSELIN, 1972) onde a solução é suavizada a cada passo de tempo de acordo com a expressão:

$$T_s = T^n + \frac{\mathbf{a}}{2} (T^{n+1} - 2T^n + T^{n-1})$$

Onde  $T$  representa uma variável genérica do modelo,  $T_s$  a variável genérica suavizada e  $\mathbf{a}$  o coeficiente usado no filtro.

O POM faz uso da técnica de separação de modos (*mode splitting*), na qual as equações do movimento são separadas em modo externo e modo interno. Isso permite que sejam utilizados passos de tempo diferentes na integração do modelo. No modo interno o passo de tempo pode ser bem maior que no modo externo visto que a velocidade da onda interna é muito inferior que a onda externa. Desta forma,

há uma economia significativa no tempo de processamento ao mesmo tempo que não compromete a estabilidade computacional do modelo, satisfazendo a condição de *Courant-Friedrichs-Levy (CFL)* (MELLOR, 2003; FRAGOSO, 2004). No modo externo são calculadas as variáveis elevação da superfície do mar e velocidades integradas verticalmente, enquanto que no modo interno se obtêm as variáveis temperatura, salinidade, velocidades baroclínicas e as quantidades turbulentas.

A grade numérica adotada pelo POM é do tipo C de *Arakawa* (figura 4). A quantidade esquemática Q representa as variáveis  $K_M$ ,  $K_H$ ,  $q^2$ ,  $q^2l$ , e a quantidade esquemática T representa  $q$ ,  $S$ , e  $r$ . As variáveis de velocidade são calculadas nas bordas dos elementos de grade enquanto que as demais quantidades são calculadas no centro da grade.

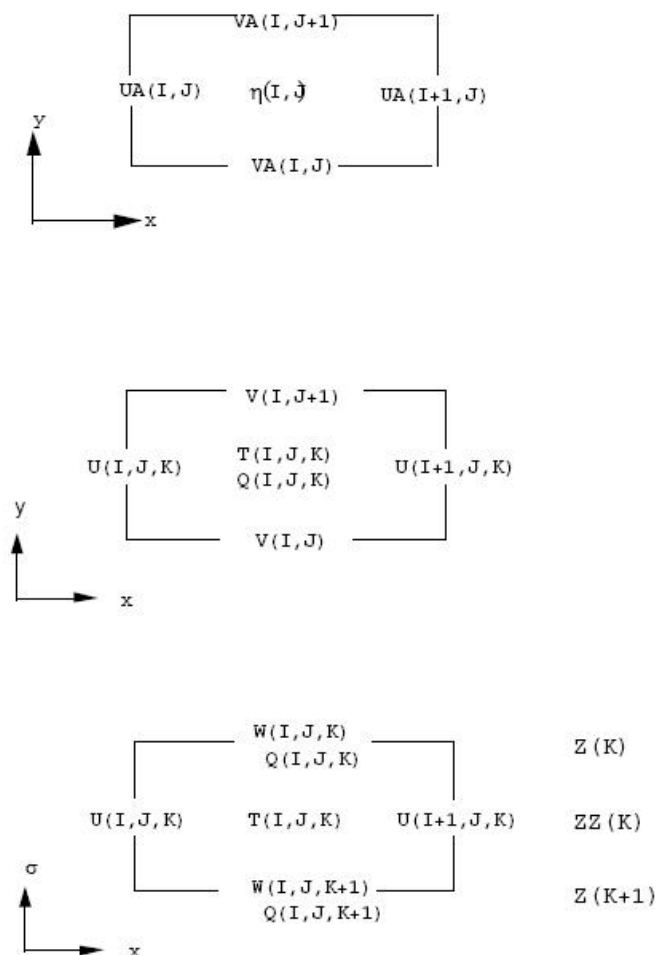


Figura 4 – Esquema da grade numérica do tipo C de Arakawa, adotada pelo POM (Fonte: MELLOR, 2003). O painel superior compreende a grade do modo externo e o painel intermediário e inferior representam a grade do modo interno do modelo.

O POM possibilita a implementação de grades curvilíneas, especificando um maior número de pontos de grade em regiões que necessitem uma melhor resolução espacial.

Informações mais detalhadas do POM podem ser obtidas através dos trabalhos de BLUMBERG & MELLOR (1987), MELLOR (2003) ou na página do modelo na internet (<http://www.aos.princeton.edu/WWWPUBLIC/htdocs.pom>).

### **III.2.1 - Grade do modelo e batimetria**

A circulação hidrodinâmica gerada pelo modelo numérico, seja meandramentos, vórtices ou ressurgências, está intimamente influenciada pelas feições topográficas da área de estudo.

De forma geral, o relevo marinho é constituído por uma plataforma continental, talude e planície abissal. A plataforma continental, geralmente, possui um pequeno declive, em torno de 1/500, se estendendo da superfície do oceano até cerca de 200 metros de profundidade, e apresentando uma largura de 100km. Já o talude é caracterizado por um elevado gradiente topográfico, geralmente de cerca de 1/20, fazendo a ligação entre a plataforma continental e a planície abissal. A planície abissal, como o próprio nome já diz, é praticamente plana, com declive inferior a 1/500. Geralmente se situa entre as profundidade de 2000 e 5000 metros (STEWART, 2003).

Analisando a topografia da costa sul e sudeste do Brasil (figura 5) pode-se observar uma significativa variação na extensão da plataforma continental. Entre as latitudes de 15°S e 23°S a plataforma continental apresenta larguras variando entre 35 e 190 km. Na região da Bacia de Santos, a plataforma apresenta 50 km de largura na região de Cabo Frio, alargando gradualmente até atingir a segunda maior largura de todo o país (230 km, sendo menor apenas que a plataforma da região Amazônica), em sua parte central (CASTRO e MIRANDA, 1998 *apud* FRAGOSO, 2004). Outra característica relevante na topografia da região sul e sudeste brasileira é a orientação da linha de costa. Entre a latitude de 15°S e a região de Cabo Frio a linha de costa possui uma orientação norte-sul. Na região de Cabo Frio a linha de costa apresenta uma inflexão de cerca de 90° e passa a possuir orientação leste-oeste. A partir do sul do Estado do Rio de Janeiro a linha de costa vai gradativamente orientando-se no sentido nordeste-sudoeste, até apresentar

novamente alinhamento norte-sul entre as latitudes de 25°S a 28°S. Entre as latitudes de 28°S e 30°S a linha de costa volta a apresentar orientação nordeste-sudoeste.

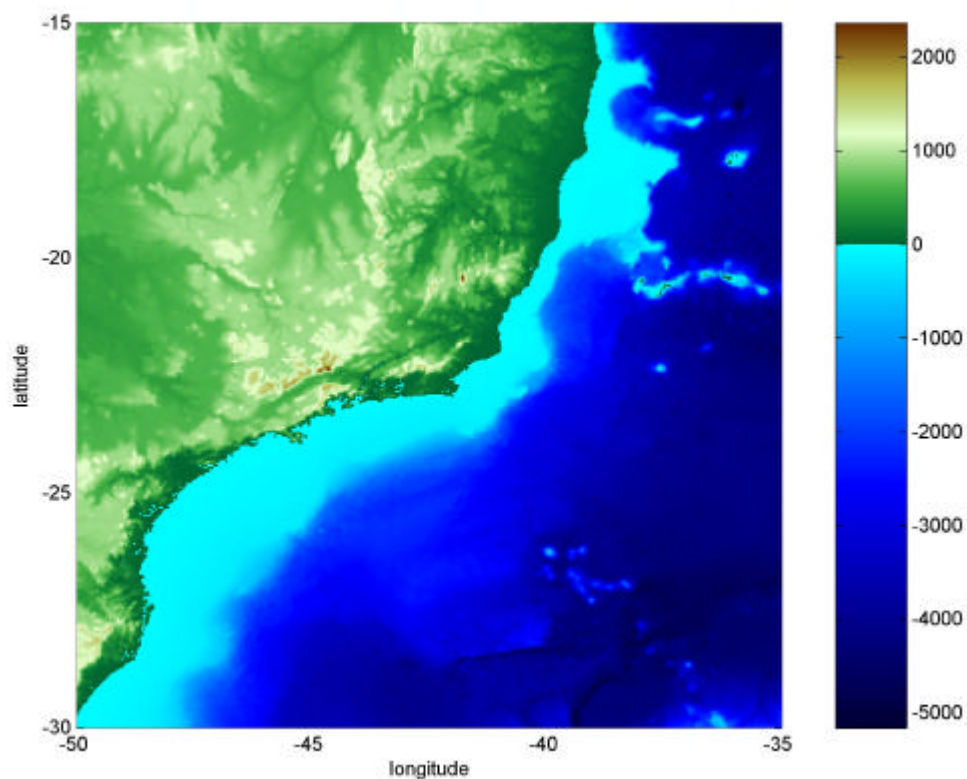


Figura 5 – Topografia das regiões sul e sudeste brasileira obtida a partir dos dados do ETOPO2 ([http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd\\_designagrid.html](http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd_designagrid.html)).

A grade numérica do modelo foi construída de forma a representar, simplificada, o relevo submarino encontrado na costa brasileira, mais especificamente nas regiões sul e sudeste de Brasil. A grade numérica (figura 6) é uma grade regular, possuindo 100 linhas (índices  $j$ ) e 100 colunas (índices  $i$ ). O tamanho dos elementos de grade é de 10km, suficiente para resolver estruturas vorticiais de meso-escala, totalizando um domínio com dimensões de 1000x1000km. Este domínio se estende de 19,1°S a 28°S e -40°W a -31,1°W. A batimetria (figura 7) foi construída utilizando-se o software MATLAB e possui uma linha de costa com orientação norte-sul entre 19,1°S e 22°S. Entre 22°S e 25°S a linha de costa apresenta orientação nordeste-sudoeste, e entre 25°S e 28°S a orientação é norte-sul. A batimetria também é caracterizada pela presença de uma plataforma continental com uma largura de 150 km, se estendendo da superfície até,

aproximadamente, 200 metros de profundidade. O talude se estende de 200 a 2000 metros de profundidade e possui uma largura de 130 km.

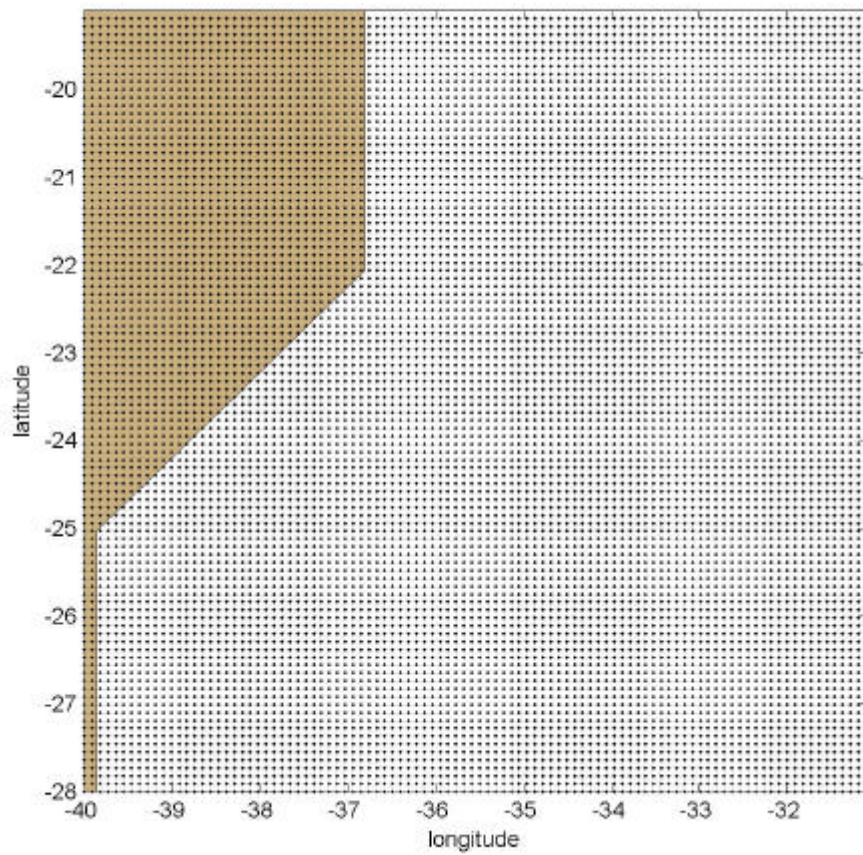


Figura 6 – Grade numérica do modelo e linha de costa simulando a costa brasileira.

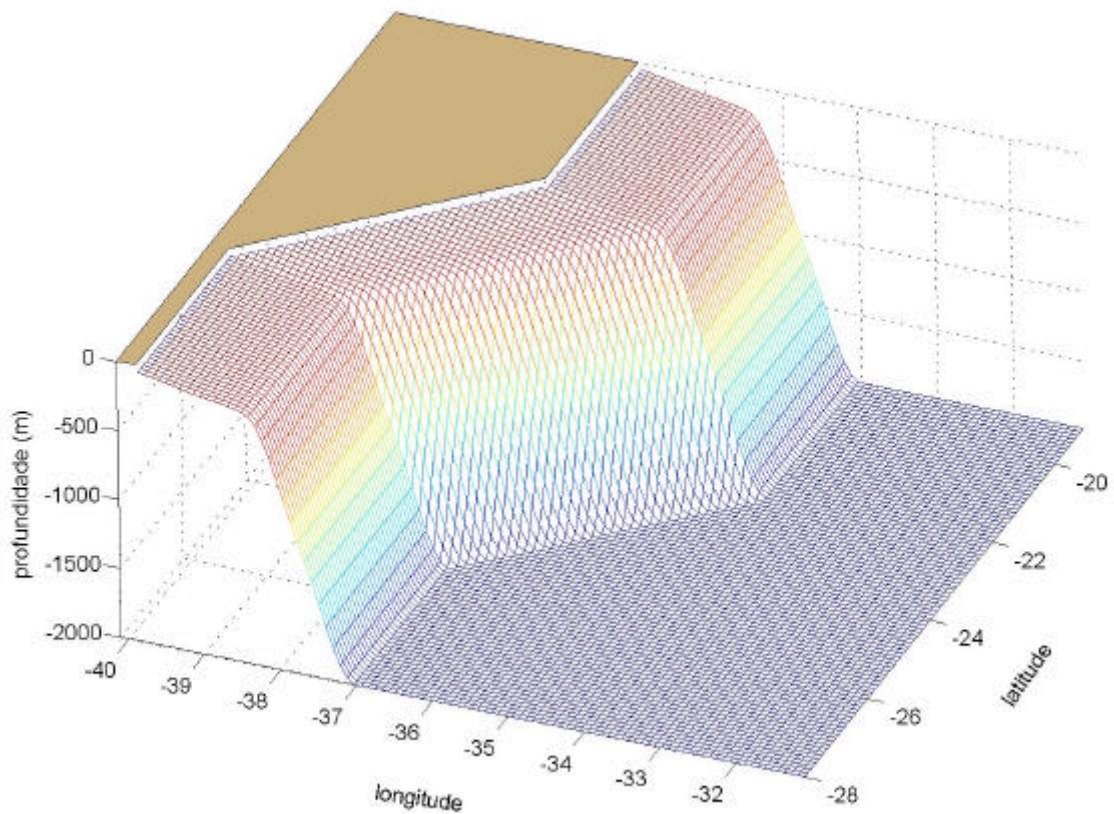


Figura 7 – Batimetria do modelo.

O modelo possui 30 níveis sigma na vertical distribuídos de forma logarítmica, apresentando maior resolução na superfície e no fundo (figura 8). Com isso têm-se uma redução dos problemas associados ao gradiente horizontal de pressão (HANEY, 1991; MELLOR *et al.*, 1994; MELLOR *et al.*, 1998).

A grade do modelo possui, portanto, 100 linhas, 100 colunas e 30 níveis sigma, totalizando 300.000 pontos de grade.

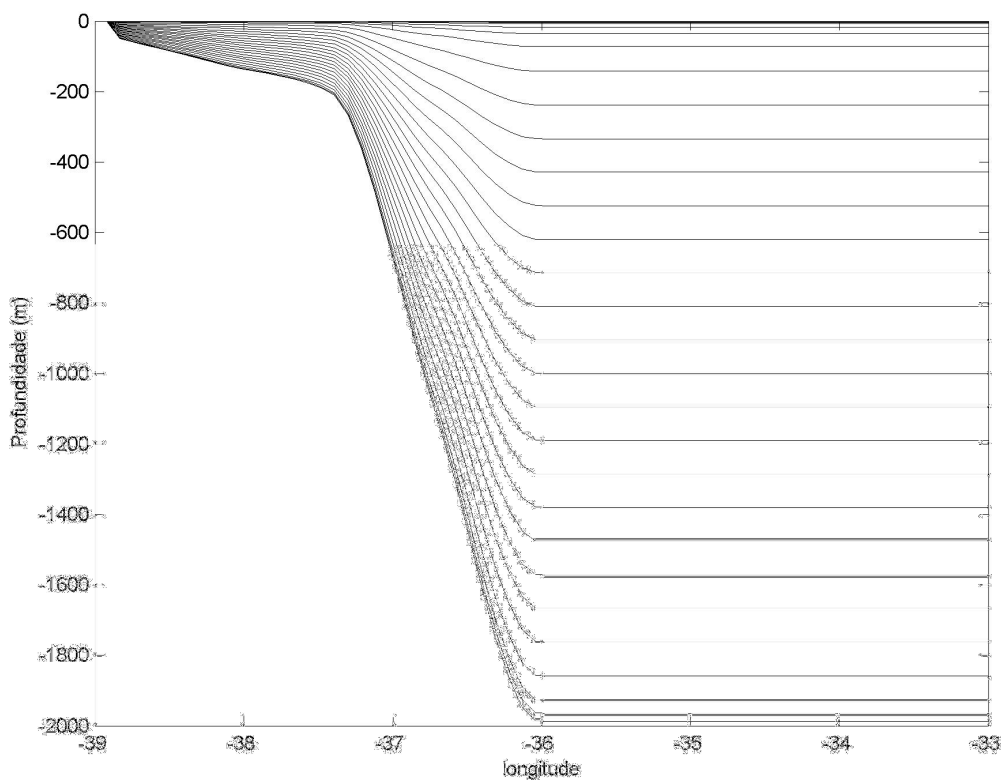


Figura 8 – Distribuição dos níveis sigma do modelo ao longo da coluna d'água.

### III.2.2 - Condições iniciais

Geralmente, as condições iniciais adotadas em modelos numéricos são oriundas de bancos de dados climatológicos como o Atlas Internacional de Dados Oceanográficos do *National Oceanographic Data Center (NODC)*, também conhecido como *Levitus*. Outras opções são a utilização de base de dados baseada em medições conduzidas na área de estudo, ou a utilização de dados provenientes de outros modelos numéricos como o *OCCAM (Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling Project)* ou *MOM (Modular Ocean Model)*.

Neste trabalho, optou-se por simplificar ao máximo as condições iniciais do modelo. O modelo foi inicializado partindo do repouso, ou seja, todas as componentes de velocidade são nulas. O campo de salinidade é constante em todo o domínio e equivale a 35 ups. O modelo é inicialmente forçado apenas por um campo teórico de temperatura e elevação da superfície do mar, construídos de



forma a aproximar-se das condições da Corrente do Brasil na costa sudeste brasileira.

O campo inicial de temperatura foi criado artificialmente no software MATLAB (figuras 9 e 10) e, através da equação do vento térmico foram calculadas as velocidades das correntes em balanço geostrófico (figura 11), assumindo-se um nível de referência situado em 2000m, e então o campo inicial de elevação da superfície do mar (figura 12).

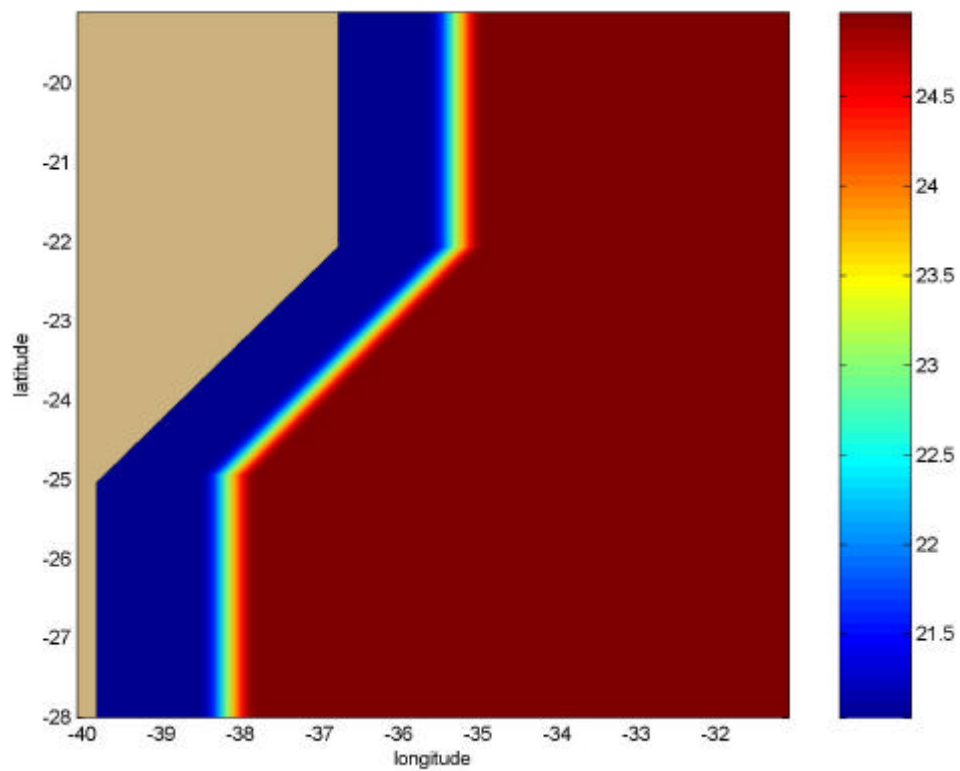


Figura 9 – Campo inicial de temperatura em °C na primeira camada sigma do modelo.



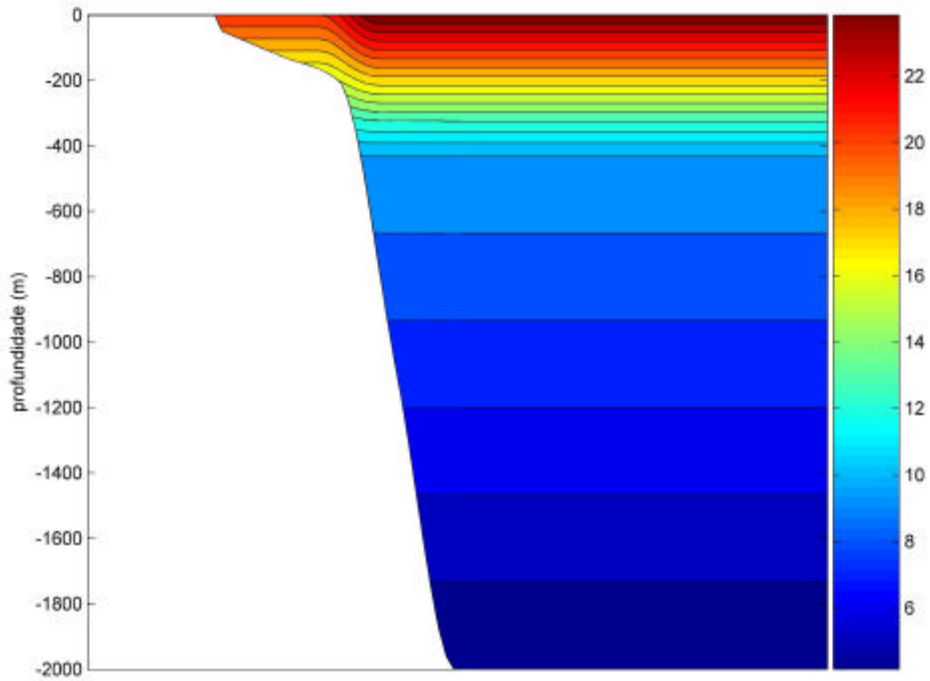


Figura 10 – Perfil inicial de temperatura do modelo ao longo da coluna d'água (em °C).

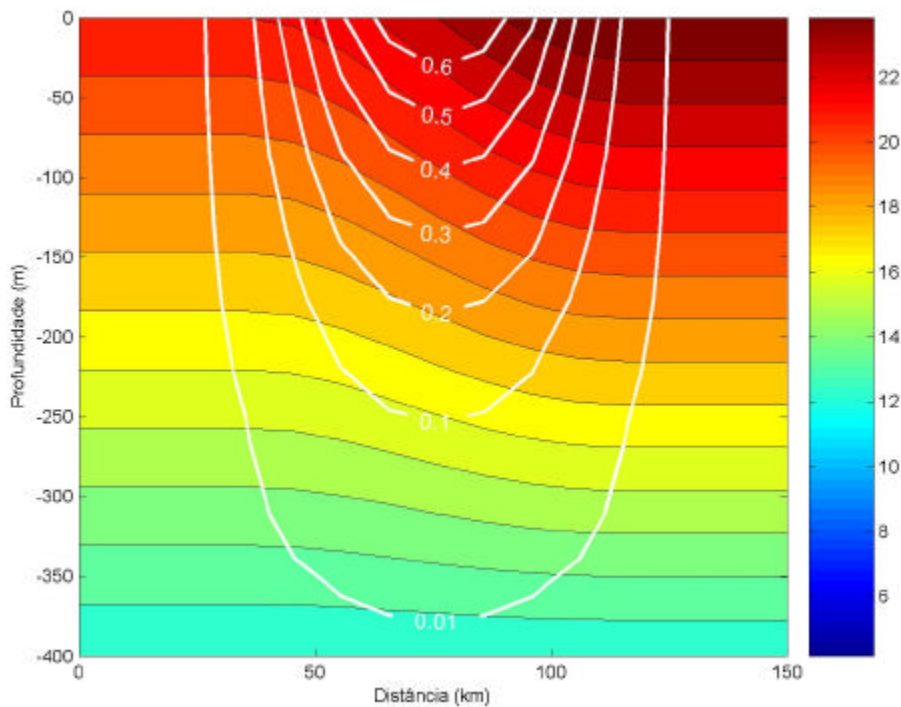


Figura 11 – Detalhe do perfil inicial de temperatura (em °C) do modelo desde a superfície até 400 metros de profundidade. Também são observadas as isolinhas de corrente (em m/s) em balanço geostrófico, para um nível de referência à 2000m.

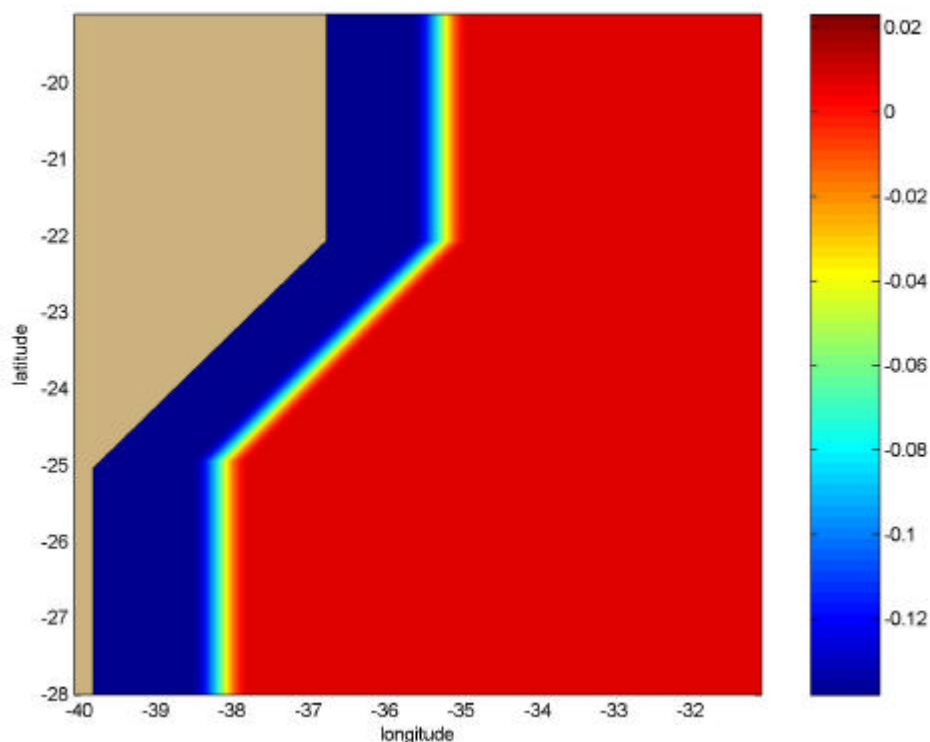


Figura 12 – Campo inicial de elevação da superfície do mar do modelo (em metros).

O perfil de temperatura gerado (figura 10) é comparável ao perfil apresentado por SILVEIRA *et al.* (2004), obtido através de dados de CTD adquiridos em transects nas proximidades de Cabo Frio (figura 13). O transporte de volume teórico calculado a partir do campo inicial de temperatura do modelo numérico ( $\sim 5,8$  Sv) também está de acordo com as estimativas de transporte da Corrente do Brasil encontradas na literatura (EVANS *et al.*, 1983; SILVEIRA *et al.*, 2004).

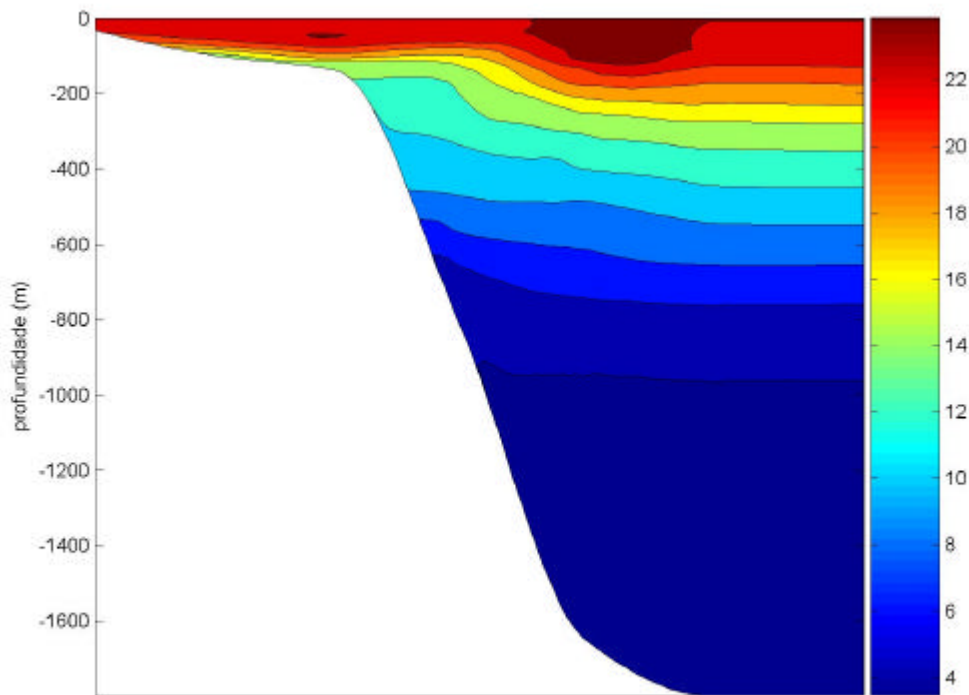


Figura 13 – Perfil de temperatura em °C obtido a partir de dados de CTD nas proximidades de Cabo Frio (SILVEIRA *et al.*, 2004).

### III.2.3 - Condições de contorno

Não foram considerados fluxos de calor, sal ou quantidade de movimento na superfície do modelo hidrodinâmico.

A grade do modelo possui duas fronteiras abertas (norte e sul) e duas fronteiras fechadas (leste e oeste).

A fronteira norte possui condições de contorno radiativas, tanto para as velocidades barotrópicas quanto para as velocidades baroclínicas. Na fronteira sul a condição de contorno radiativa além de ser aplicada para as velocidades também é utilizada para a temperatura e salinidade. Sua formulação é a seguinte:

$$\frac{\partial \mathbf{f}}{\partial t} \pm C \frac{\partial \mathbf{f}}{\partial x} = 0$$

onde  $C = \sqrt{gH}$  é a velocidade de fase de ondas longas de gravidade em superfície e onde  $f$  representa uma variável prognóstica.

Para a elevação foi implementada a condição de contorno proposta por BLUMBERG e KANTHA (1985), conhecida na literatura por *partial clamped*. Ela força os valores na fronteira para os valores impostos, obedecendo a seguinte expressão:

$$\frac{\partial f}{\partial t} - C \frac{\partial f}{\partial x} = \frac{f - f_k}{t_f}$$

onde  $f_k$  é o valor imposto de  $f$  na borda (no caso  $f_k$  representa o valor inicial de  $h$ );  $t_f$  é o tempo estimado de convergência de  $f$  para  $f_k$  (no caso  $t_f$  equivale a 10 horas na fronteira norte e 24 horas na fronteira sul). Observe que a medida que  $t_f$  tende a zero, a condição de contorno corresponde a uma condição de contorno fechada, mas, se  $t_f$  se aproximar de um valor muito grande, a condição de contorno corresponde à uma radiativa pura.

Na fronteira norte a temperatura foi relaxada para os valores iniciais da seguinte maneira:

$$f_j^{n+1} = f_j^{n+1} + R * (f^0 - f_j^{n+1})$$

onde  $f$  representa a temperatura;  $j$  é índice da linha (e nesse caso, a condição é aplicada nas dez linhas mais próximas da fronteira);  $n$  representa o tempo (sendo portanto  $n + 1$  o tempo avançado);  $f^0$  representa os dados iniciais de temperatura; e  $R$  é o termo de relaxação, dado por:

$$R = \frac{1}{(101 - j) * 86400}$$

Com isso, obtêm-se uma “zona de relaxação” na fronteira, na qual os dados de temperatura vão sendo forçados para os valores iniciais em períodos que variam de 1 a 10 dias, dependendo da distância da fronteira.

### III.3 - O Método de Assimilação de Dados

A assimilação de dados é uma técnica utilizada em modelagem numérica na qual os resultados do modelo são forçados paulatinamente para que se aproximem dos dados observados, através de um termo artificial de tendência incorporado a uma ou mais equações prognósticas do modelo. Os dados utilizados podem ser de qualquer tipo, medido ou inferido, analisado para uma grade para assimilação no modelo ou inserido como observações individuais (FRAGOSO, 2004).

Praticamente todos os métodos de assimilação de dados se baseiam na seguinte formulação:

$$\frac{\partial \mathbf{a}}{\partial t} = F(\mathbf{a}) + R * (\mathbf{a}_0 - \mathbf{a})$$

onde,  $\mathbf{a}$  representa uma variável genérica dependente,  $F$  representa todos os termos de forçantes físicos do modelo (advecção, Coriolis, etc.), e o último termo é o termo artificial introduzido na equação. Este termo depende da diferença entre os valores de  $\mathbf{a}_0$  e  $\mathbf{a}$ , que correspondem aos valores observados e modelados, respectivamente. O termo artificial tende a aumentar quando  $\mathbf{a}$  diverge de  $\mathbf{a}_0$  e tende a diminuir quando  $\mathbf{a}$  converge para  $\mathbf{a}_0$ . A variável  $R$  representa a magnitude do termo artificial de tendência adicionado a equação prognóstica do modelo, assim, quanto maior for o  $R$  mais rapidamente a variável dependente  $\mathbf{a}$  irá convergir para a variável observada  $\mathbf{a}_0$ . A principal diferença entre os métodos de assimilação de dados está na determinação da variável  $R$ .

Neste trabalho optou-se por utilizar o esquema de assimilação de dados conhecido como *nudging* (ou relaxação newtoniana) na qual a variável  $R$  é definida empiricamente. O *nudging* começou a ser desenvolvido por Anthes na década de 70, e vem sendo largamente utilizado como método de assimilação de dados

principalmente por ser extremamente simples e possuir um baixo custo computacional (ANTHES, 1974; HOKE & ANTHES, 1976).

### III.4 - Descrição dos Experimentos com Assimilação de Dados

A partir da simulação de controle foram salvos, diariamente, os dados de corrente ( $U$  e  $V$ ) de todo o domínio desde o dia 200 até o dia 260. Posteriormente, foram realizadas simulações na qual, durante os dias 15 à 75, os dados diários de corrente dos dias 200 à 260 foram interpolados linearmente para cada passo de tempo do modelo, e então, assimilados através da técnica de *nudging*. A assimilação dos dados de corrente foi realizada no modo interno do modelo numérico.

Foram realizados quatro experimentos com assimilação de dados de corrente, sendo que a variável  $R$  utilizada no método de *nudging* foi definida da seguinte forma:

$$R = G * W$$

Onde  $G$  é o fator de *nudging* que determina a magnitude do termo artificial de tendência incorporado às equações do modelo e a definição de seu valor não é um problema trivial. Se  $G$  for muito grande a solução converge para a observação rapidamente, o que pode gerar instabilidades numéricas do modelo, uma vez que o campo de massa não terá tempo para se ajustar. Se for muito pequeno, os erros do modelo podem aumentar antes que a assimilação se mostre eficaz.

Muitos trabalhos que utilizam a técnica de *nudging* simplesmente definem um valor específico para esta variável, sem investigar a influência desta escolha no resultado final da assimilação. Para avaliar a resposta do modelo em função do fator de *nudging* escolhido, em cada um dos experimentos foram testados três fatores de *nudging* diferentes. Sua formulação é a seguinte:

$$G = \frac{1}{t_a}$$

Em cada um dos quatro experimentos conduzidos foram realizadas simulações com  $t_a$  variando entre 12, 24 ou 72 horas, totalizando 12 simulações distintas. A escolha destes valores para  $t_a$  foi baseada na literatura (CAPOTONDI, 1995; HOLLAND & MALANOTTE-RIZZOLI, 1989). De acordo com Capotondi (1995) um  $t_a$  de 12 horas representa uma forte assimilação de dados, constituindo um limite uma vez que menores valores de  $t_a$  podem ocasionar instabilidade numéricas no modelo.

A distinção entre os quatro experimentos está na determinação da variável  $W$ . A variável  $W$  foi definida como uma função que varia no espaço, ou seja,  $W(i, j)$ , e seus valores oscilam entre 0 e 1. Desta forma, pode-se realizar experimentos variando a área e a magnitude da assimilação de dados.

#### **III.4.1 - Experimento 1**

Este experimento possui o objetivo de testar o código de assimilação de dados implantado no modelo numérico através da assimilação dos dados de corrente em todo o domínio, ou seja,  $W(i, j) = 1$  (figura 14). Os resultados são analisados tomando como base a comparação entre o experimento com assimilação e a simulação de controle.

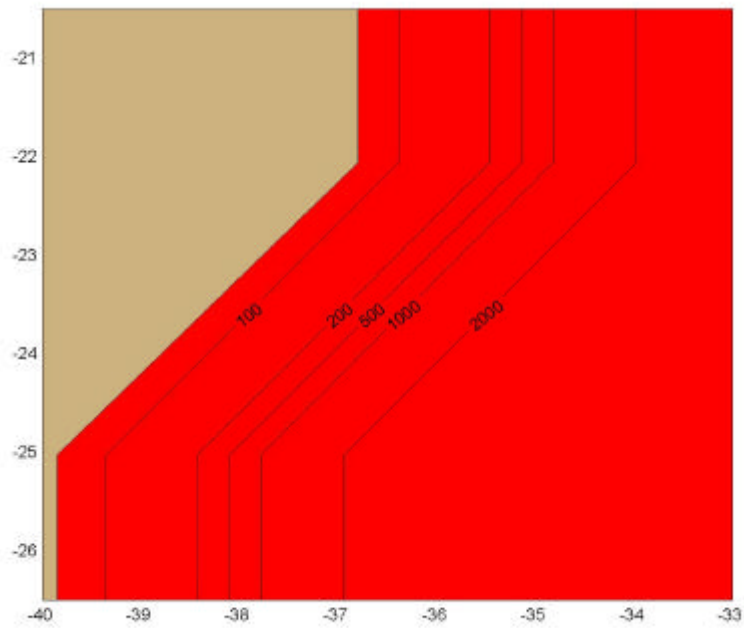


Figura 14 – Em vermelho está a área do domínio onde há assimilação de dados de corrente no experimento 1. Estão representadas também as isobatimétricas de 100, 200, 500, 1000 e 2000 metros.

### III.4.2 - Experimento 2

Na costa brasileira a região mais estudada é a Bacia de Campos, principalmente devido à indústria do petróleo e ao seu papel na economia. Tomando este fato ao extremo, ou seja, considerando que sabemos tudo o que ocorre nesta região, será que isso já seria o bastante para prevermos a circulação de meso-escala nas regiões adjacentes, como por exemplo a Bacia de Santos?

Este experimento busca responder esta questão através da assimilação de perfis de correntes apenas na porção norte do domínio (figura 15) e posterior comparação entre as feições de meso-escala observadas na porção sul do experimento com assimilação e da simulação de controle.

Neste experimento temos que, para  $j$  variando entre 1 e 50,  $W(i, j) = 0$ , e para  $j$  variando entre 51 e 100,  $W(i, j) = 1$ .



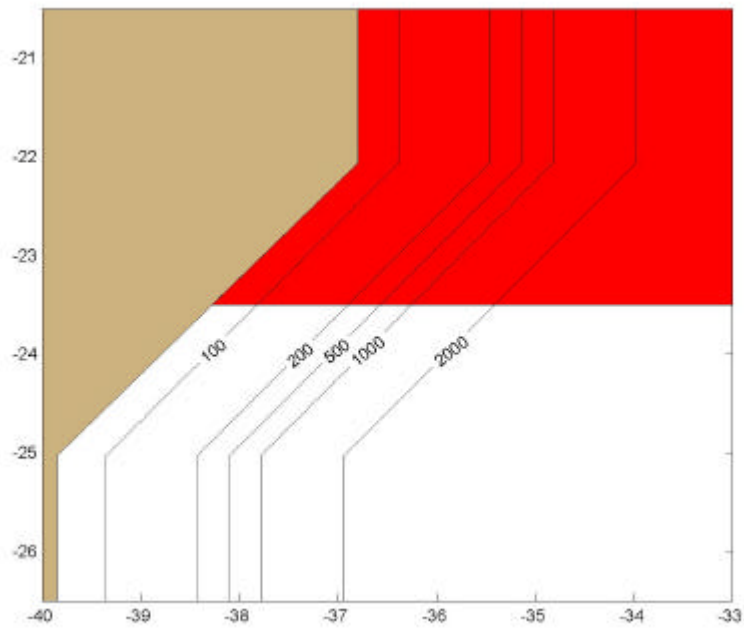


Figura 15 – Em vermelho está a área do domínio onde há assimilação de dados de corrente no experimento 2. Estão representadas também as isobatimétricas de 100, 200, 500, 1000 e 2000 metros.

### III.4.3 - Experimento 3

Existem poucas mas algumas empresas que possuem correntômetros instalados e adquirindo dados de corrente em diversos locais da costa brasileira. Tais dados poderiam ser utilizados através de sua assimilação em um modelo numérico para previsão da circulação oceânica na costa do Brasil com o objetivo de melhorar a previsão oceânica. Mas será que a assimilação de alguns dados pontuais num modelo numérico melhoraria satisfatoriamente a previsão oceânica?

Para responder essa questão foi criado um experimento que visa verificar se a assimilação de perfis de correntes em determinadas regiões do domínio, sem um raio de influência, é capaz de reproduzir as feições de meso-escala observadas na simulação de controle.

Os pontos do domínio onde há assimilação de dados de correntes estão representados pelos asteriscos na figura 16. Nestes pontos temos que  $W(i, j) = 1$ , e

nos demais pontos do domínio temos que  $W(i, j) = 0$ . A distribuição espacial destes pontos foi escolhida de forma a se ter pontos sobre o eixo principal da corrente, na quebra de plataforma, e em ambos dos seus lados. Embora a quantidade de pontos escolhidos seja próximo do que realmente existe na costa brasileira, a sua distribuição não é real. Com esta distribuição busca-se otimizar os resultados do processo de assimilação de dados.

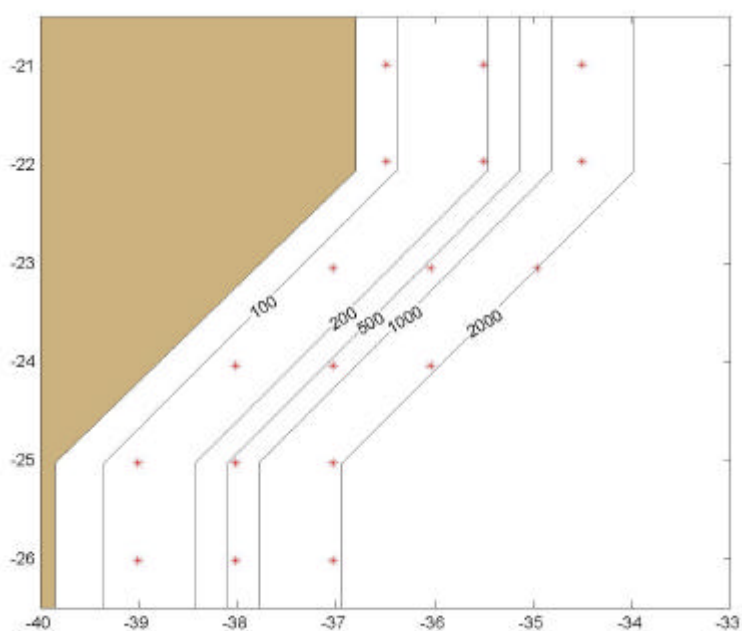


Figura 16 – Os asteriscos em vermelho indicam os pontos do domínio onde há assimilação de dados de perfis de corrente no experimento 3. Estão representadas também as isobatómetros de 100, 200, 500, 1000 e 2000 metros.

#### III.4.4 - Experimento 4

Este experimento é semelhante ao experimento 3 porém com uma diferença, a assimilação dos dados de correntes considera um raio de influência, de forma que o dado a ser assimilado influencia não apenas um ponto, mas uma área em torno de si. Assim,  $W(i, j)$  se torna uma função com valores nulos nas regiões onde não há assimilação, aumentando na forma de uma gaussiana até o elemento de grade que originou o dado a ser assimilado (figuras 17 e 18). Neste ponto  $W(i, j) = 1$ . O fator

de decaimento da gaussiana é dado pelo Raio de Deformação de Rossby da região. O Raio de Deformação de Rossby é uma escala natural do oceano associada a diversos fenômenos como correntes, frentes, meandros e vórtices, e pode ser calculado através da seguinte expressão:

$$R_i = \frac{\sqrt{-\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} H}}{f}$$

onde  $g$  é a aceleração da gravidade,  $\rho_0$  é uma densidade de referência,  $\partial \rho / \partial z$  é o gradiente vertical de densidade entre a camada superior e a camada inferior,  $H$  é a profundidade da pycnoclina e  $f$  é o parâmetro de Coriolis.

Utilizando os valores das condições iniciais de temperatura encontramos valores de  $R_i$  de cerca de 66 quilômetros, próximo dos encontrados na literatura para a CB.

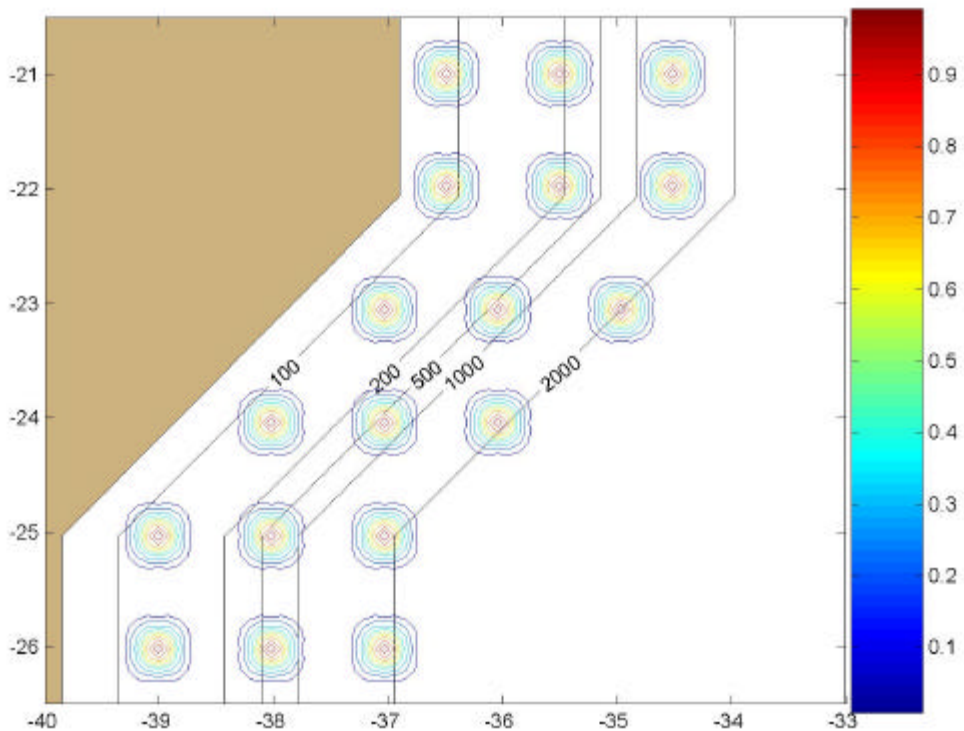


Figura 17 – Valores da função  $W(i, j)$  variando entre 0 e 1 no experimento 4. Estão representadas também as isobatimétricas de 100, 200, 500, 1000 e 2000 metros.

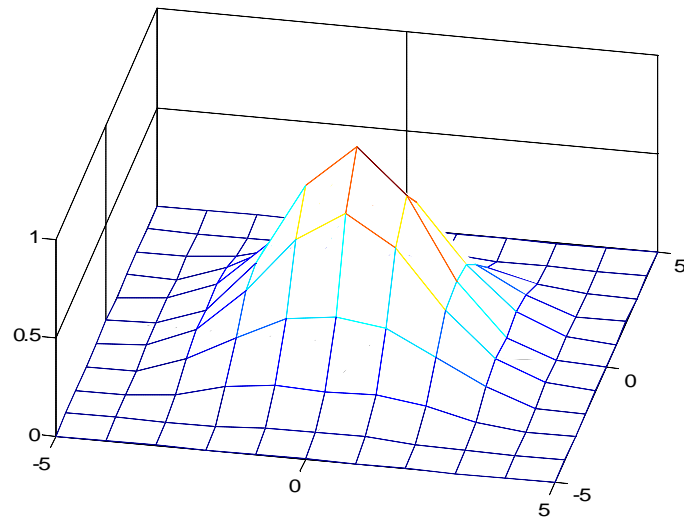


Figura 18 – Detalhe da gaussiana mostrando a distribuição dos valores de  $W(i, j)$ .

## IV – RESULTADOS E DISCUSSÃO

### IV.1 – A Simulação de Controle

Durante a simulação de controle a energia cinética média do modelo se manteve praticamente estável, com valores em torno de  $0,5 \times 10^{-5} \text{ J/m}^3$  (figura 19). Observa-se que nos primeiros 10 dias de simulação, aproximadamente, há uma grande variação da energia cinética do modelo em decorrência do ajuste hidrodinâmico às condições iniciais. Também é notada uma tendência de redução da energia cinética ao longo do tempo na simulação de controle. Isso ocorre porque os gradientes de elevação da superfície do mar, que, no início da simulação eram máximos, com o passar do tempo e o desenvolvimento da circulação no modelo, diminuem uma vez que a única forçante do modelo é o relaxamento do perfil de temperatura na porção norte do domínio.

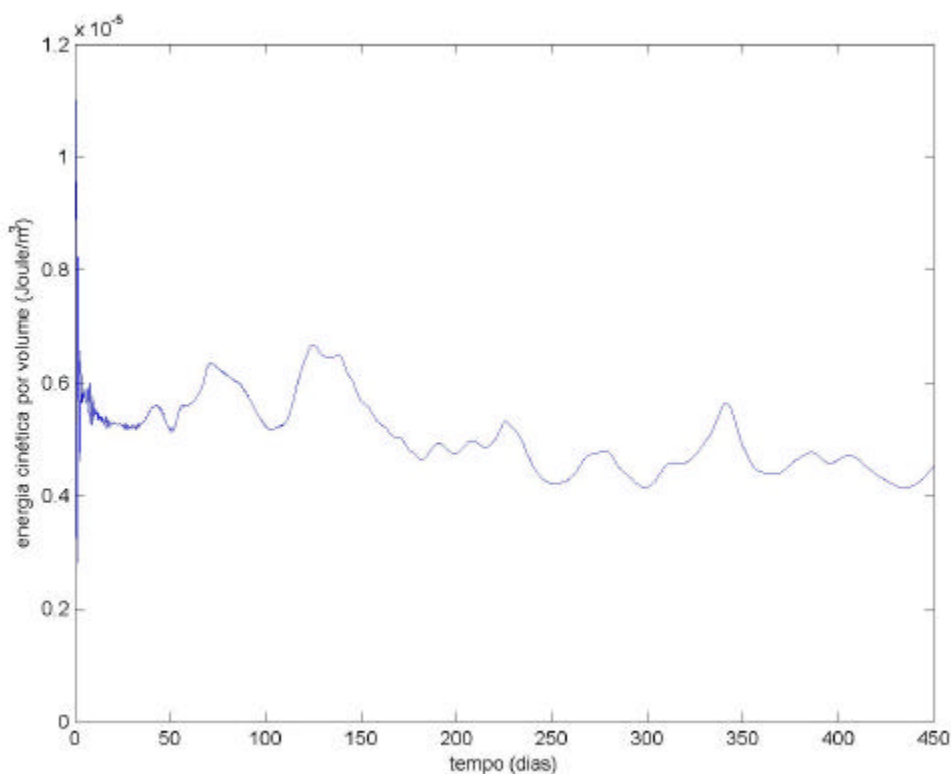


Figura 19 – Evolução da energia cinética média da grade ao longo do tempo de integração.

A partir das condições iniciais, a simulação de controle origina uma corrente para sul que, com o passar do tempo, é desestabilizada passando a produzir vórtices e meandros em meso-escala (figuras 20, 21, 22 e 23). Embora as dimensões desta corrente possuam variações tanto espacial quanto temporal, de forma geral, podemos caracterizá-la como uma corrente que possui cerca de 100 km de largura e se estende da superfície até, aproximadamente, 250 metros de profundidade, apresentando ocasionalmente intensidades de até 0,8 m/s, aproximadamente. O transporte total integrado ao longo da coluna d'água na fronteira norte do domínio atinge valores máximos próximo à 6 Sv nos primeiros dias de integração numérica mas a partir do dia 60 o transporte diminui para cerca de 2 Sv (figura 24). O transporte apenas da corrente superficial, que flui para sul, também apresenta o mesmo padrão, com um máximo de 12,5 Sv nos primeiros dias de integração e cerca de 5 Sv a partir do dia 60 (figura 25). A simulação de controle além de originar uma corrente para sul na superfície também produz uma contracorrente com fluxo para norte ao longo do talude (figura 26) com um transporte em torno de 2,5 Sv.

Verificou-se que, a partir do dia 40, a corrente passou a apresentar intenso meandramento e iniciou o desenvolvimento de vórtices em meso-escala. Durante os 450 dias de integração do modelo foram gerados 10 vórtices (tabela 1) que se destacam totalmente do fluxo principal da corrente, cujos períodos de duração variaram entre 6 e 210 dias. As dimensões destes vórtices oscilaram entre 110 e 210 km de diâmetro e entre 130 e 310 m de profundidade, e as intensidades máximas das correntes destes vórtices variaram entre 0,25 e 0,5 m/s, aproximadamente. Dentre os 10 vórtices gerados apenas 2 eram ciclônicos. O deslocamento horizontal dos vórtices ocorreu preferencialmente no sentido sudoeste e sul, acompanhando a corrente principal junto a quebra de plataforma.

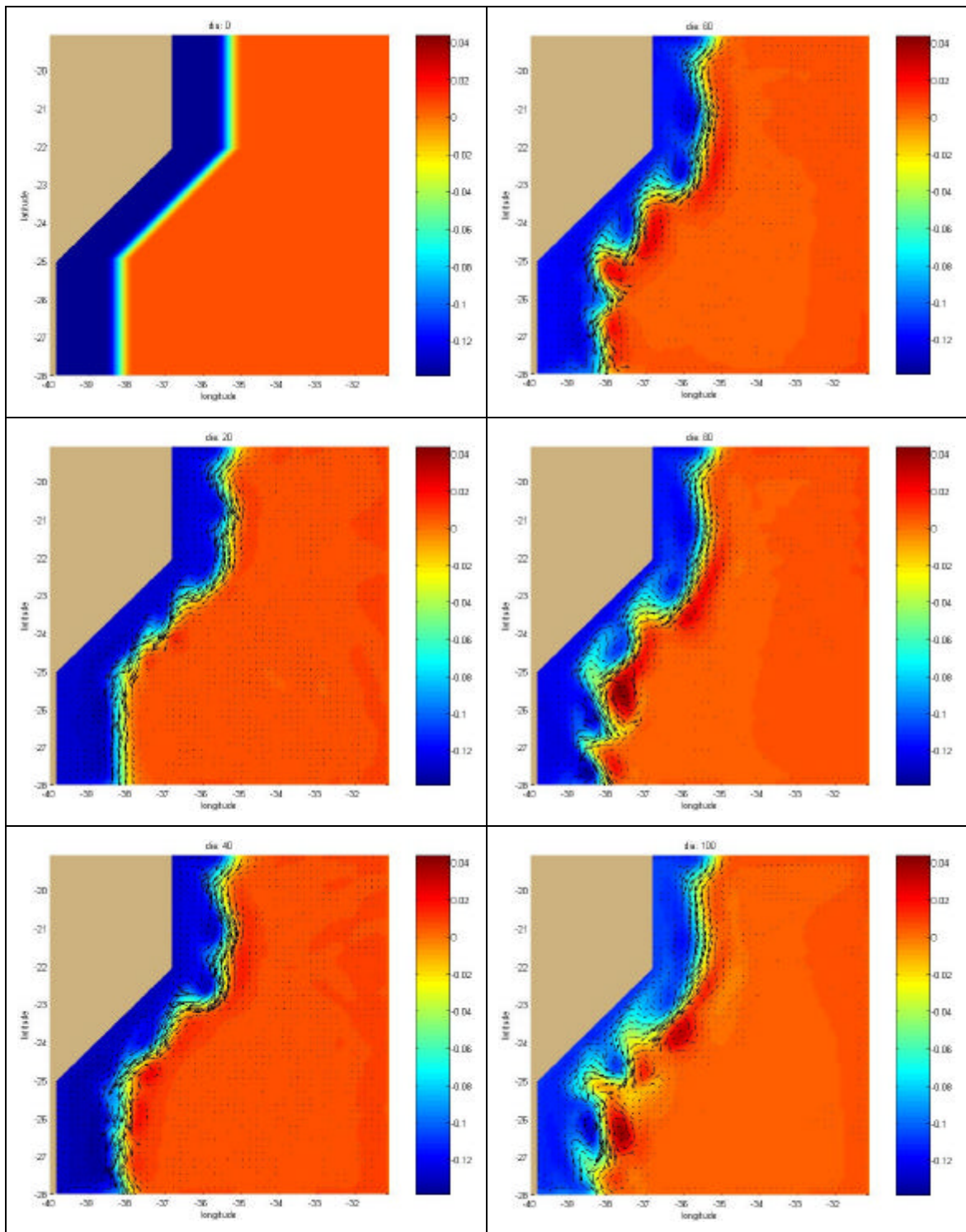


Figura 20 – Campos superficiais de corrente e elevação da superfície do mar da simulação de controle para os dias 0, 20, 40, 60, 80 e 100.



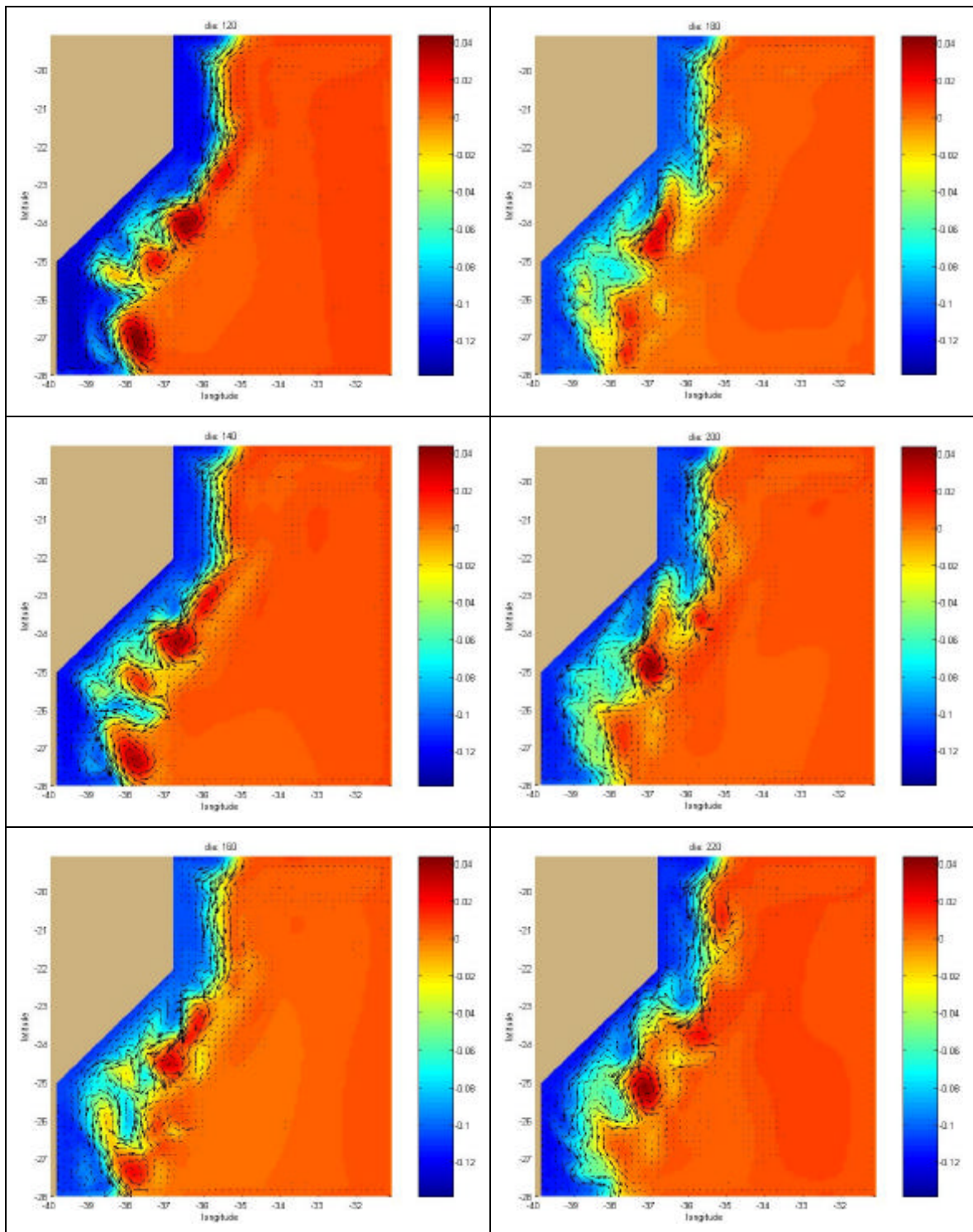


Figura 21 – Campos superficiais de corrente e elevação da superfície do mar da simulação de controle para os dias 120, 140, 160, 180, 200 e 220.



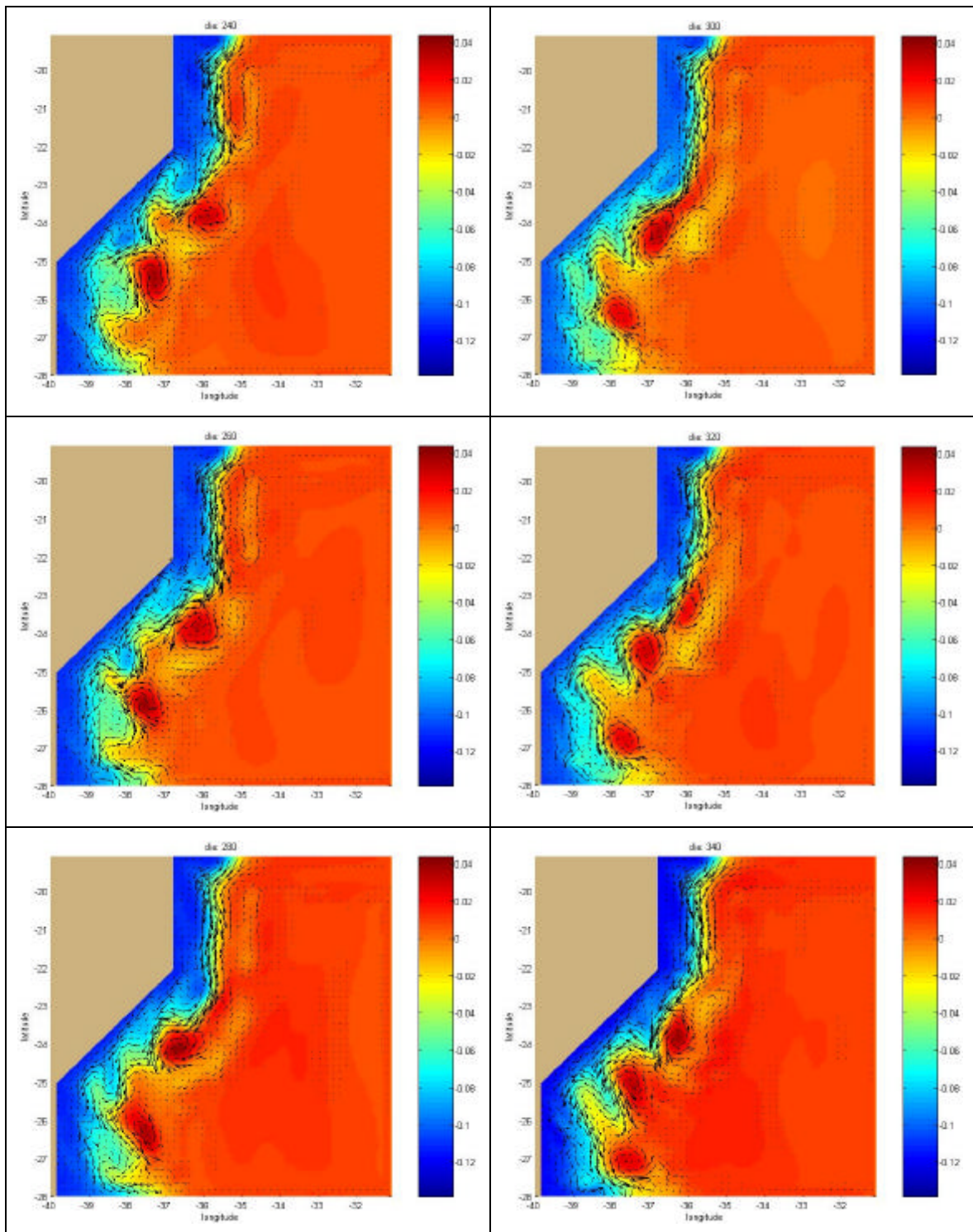


Figura 22 – Campos superficiais de corrente e elevação da superfície do mar da simulação de controle para os dias 240, 260, 280, 300, 320 e 340.

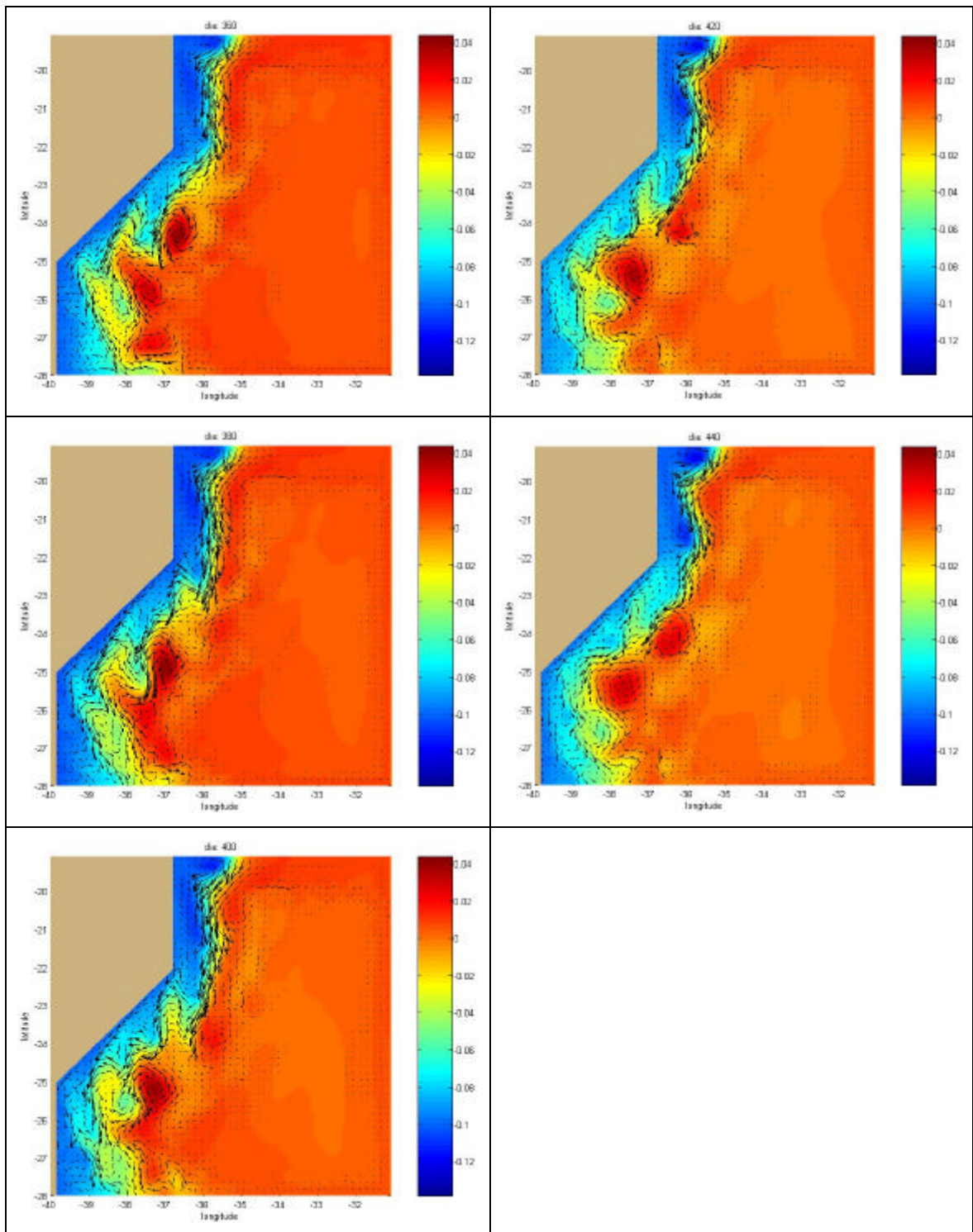


Figura 23 – Campos superficiais de corrente e elevação da superfície do mar da simulação de controle para os dias 360, 380, 400, 420 e 440.

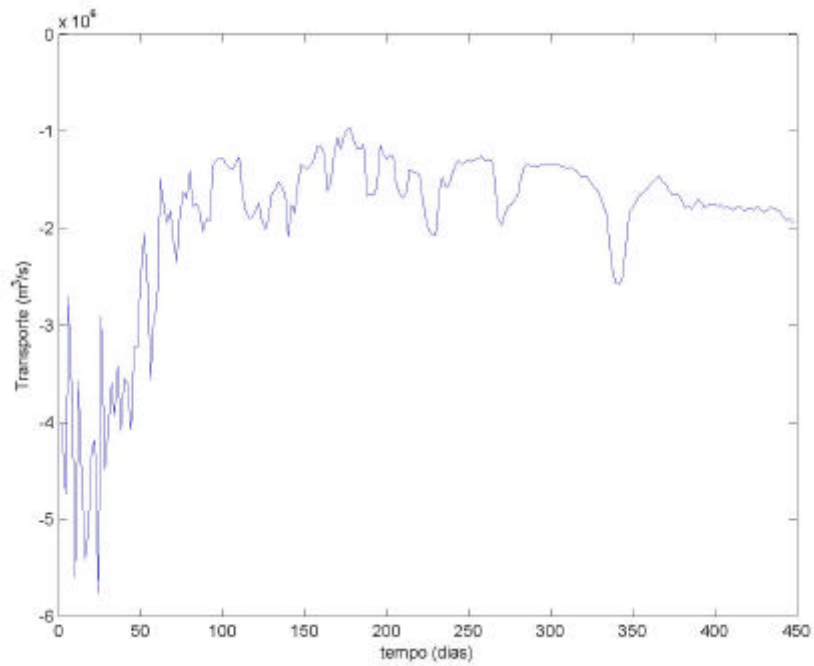


Figura 24 – Evolução do transporte total integrado na coluna d’água na fronteira norte do domínio ( $j = 100$ ). Os valores negativos indicam que o transporte médio é para sul.

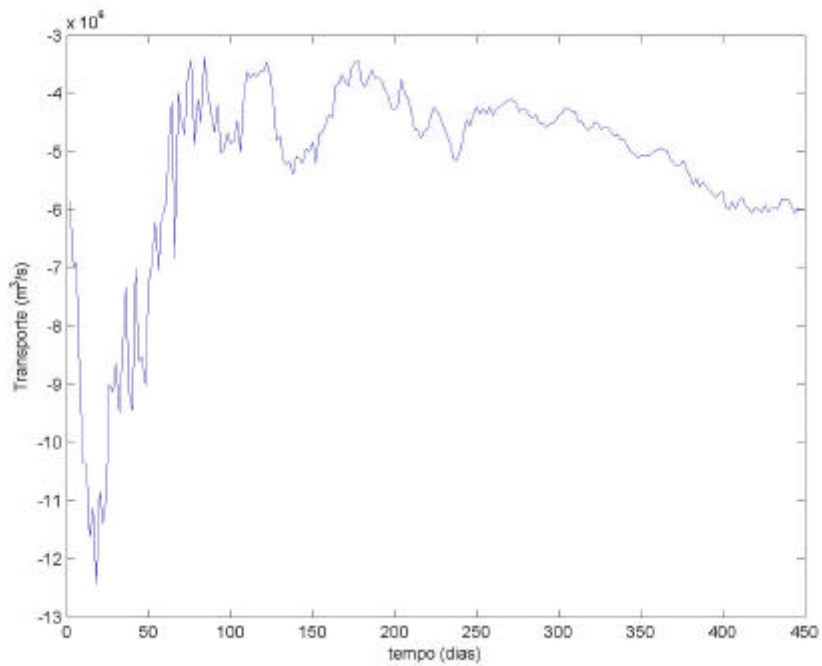


Figura 25 – Evolução do transporte da corrente superficial na fronteira norte do domínio ( $j = 100$ ). Os valores negativos indicam que o transporte é para sul.

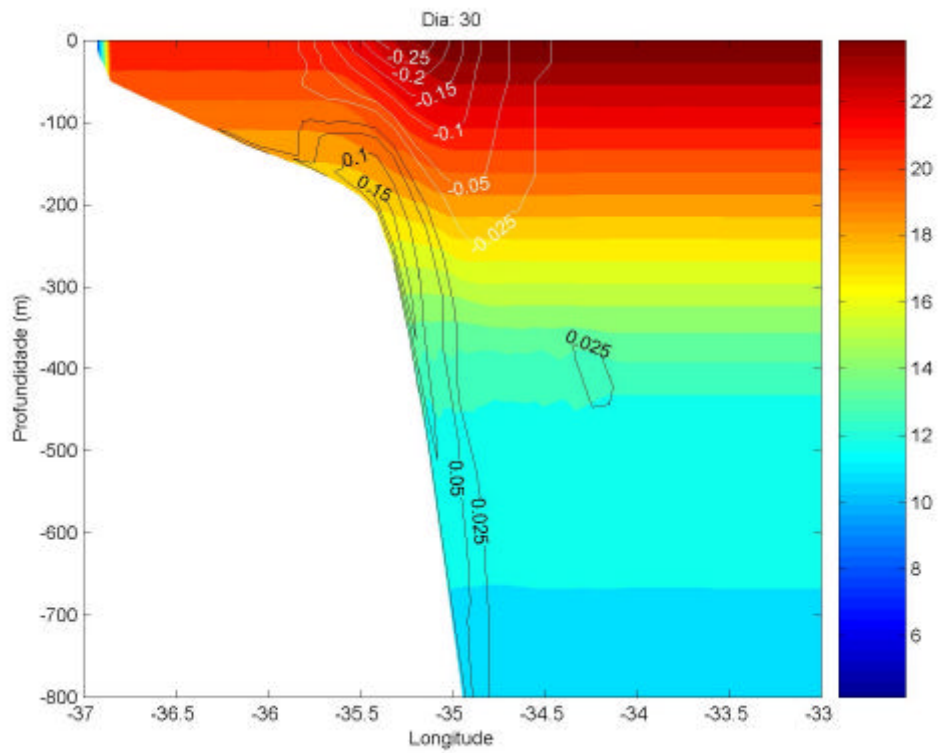


Figura 26 – Secção vertical de temperatura (°C) e componente meridional das correntes (m/s) na fronteira norte do domínio após 30 dias de integração da simulação de controle.

Tabela 1 – Características dos vórtices formados na simulação de controle.

	Formação	Dissipação	Duração	Coordenadas na formação	Coordenadas na dissipação	Deslocamento	Sentido de rotação	Diâmetro	Profundidade	Elevação da superfície do mar	Intensidade máxima das correntes
Vórtice 1	dia 62	dia 100	38 dias	37,8°W/27°S	37,7°W/27,5°S	57km para sul	anticiclônico	110km	180m	0,02m	0,45m/s
Vórtice 2	dia 78	dia 168	90 dias	37,6°W/25,6°S	37,8°W/27,5°S	215km para sul	anticiclônico	150km	310m	0,04m	0,45m/s
Vórtice 3	dia 84	dia 168	84 dias	35,8°W/23,6°S	36,9°W/24,5°S	160km para sudoeste	anticiclônico	150km	280m	0,04m	0,35m/s
Vórtice 4	dia 96	dia 102	6 dias	38,5°W/26,3°S	38,5°W/26,3°S	Sem deslocamento	ciclônico	120km	180m	-0,13m	0,50m/s
Vórtice 5	dia 100	dia 142	42 dias	37°W/24,8°S	37,6°W/25,3°S	88km para sudoeste	anticiclônico	130km	240m	0,02m	0,35m/s
Vórtice 6	dia 186	dia 378	210 dias	36,9°W/24,7°S	37,1°W/27,1°S	159km para sul	anticiclônico	170km	265m	0,04m	0,25m/s
Vórtice 7	dia 238	dia 378	140 dias	35,9°W/23,9°S	37,5°W/26,1°S	305km para sudoeste	anticiclônico	210km	250m	0,04m	0,40m/s
Vórtice 8	dia 330	-	Além de 120 dias	36,1°W/23,6°S	-	Além de 288km para sudoeste	anticiclônico	150km	215m	0,04m	0,45m/s
Vórtice 9	dia 394	-	Além de 56 dias	38°W/25,5°S	-	Além de 150km para sul	ciclônico	130km	130m	-0,05m	0,25m/s
Vórtice 10	dia 416	-	Além de 34 dias	36,2°W/24,2°S	-	Além de 41km para oeste	anticiclônico	160km	240m	0,03m	0,25m/s



## IV.2 – Experimentos com Assimilação de Dados

Tendo em vista possíveis problemas nas regiões próximas às fronteiras, foi definido um domínio de análise, mostrado na figura 27 pelo retângulo em vermelho, menor que a grade numérica do modelo. Todos os resultados mostrados deste ponto da dissertação em diante se referem especificamente ao domínio de análise.

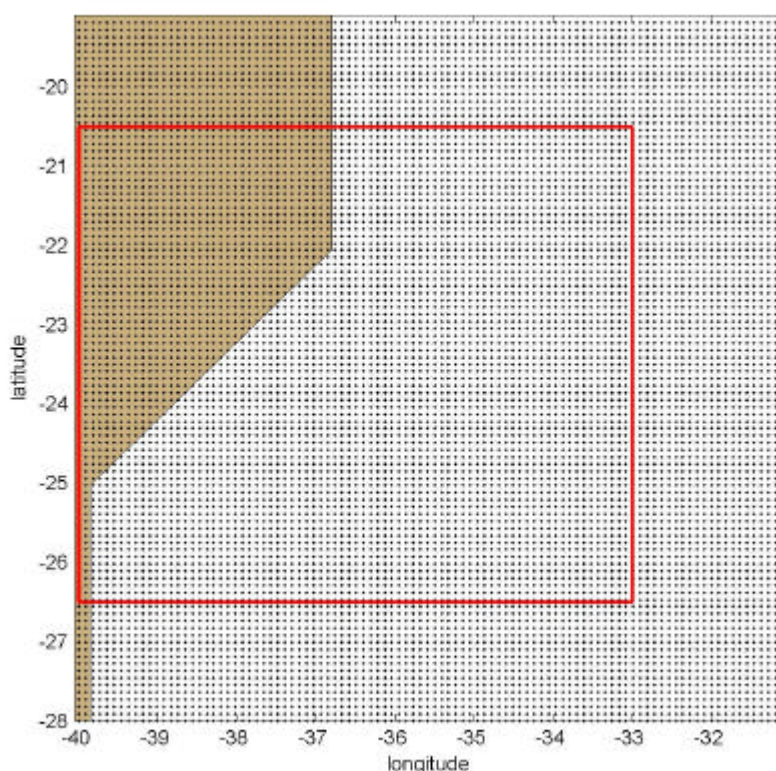


Figura 27 – Grade hidrodinâmica do modelo e o domínio de análise dos resultados (retângulo em vermelho).

Os resultados apresentados constituem gráficos na forma de campos superficiais de corrente e elevação da superfície do mar ao longo do tempo, seja durante ou após a assimilação de dados. Também são apresentadas a evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente zonal ( $U$ ), da componente meridional ( $V$ ), da temperatura ( $T$ ) e da elevação da superfície do mar ( $h$ ). O erro médio quadrático é uma medida do quanto o experimento com assimilação de dados diverge da simulação de controle. Enfatiza-se que, por questões de visualização, estes gráficos não apresentam a mesma escala vertical.

## IV.2.1 – Experimento 1

Este experimento foi realizado com o objetivo de testar o código numérico de assimilação de dados adicionado ao POM. Os dados de corrente de todos os pontos de grade da simulação de controle do período entre os dias 200 a 260 foram assimilados em um experimento que tinha como condição inicial o dia 15 da simulação de controle. Três simulações foram realizadas, cada uma com um fator de *nudging* distinto, com  $t_a$  de 12, 24 ou 72 horas.

Os resultados mostram que o código de assimilação de dados implementado no POM funcionou com sucesso. Observa-se na figura 28, que mostra a evolução temporal das correntes superficiais e da elevação da superfície do mar no experimento sem assimilação, na simulação de controle e no experimento com assimilação, que após 18 dias de assimilação de dados, os correntes superficiais do experimento com assimilação se assemelham às correntes da simulação de controle. Analisando as figuras 29 e 30, que mostra a evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente zonal ( $U$ ) e meridional ( $V$ ) das correntes durante a assimilação de dados, visualiza-se o decaimento exponencial do erro para todos os  $t_a$ . Assim como esperado, os menores erros ocorreram com  $t_a = 12hs$  e os maiores com  $t_a = 72hs$  ou 3 dias. Nota-se nas figuras 31 e 32 o mesmo comportamento do erro médio quadrático para a elevação da superfície do mar e temperatura, demonstrando que houve o ajuste do campo de massa em resposta às correntes assimiladas.

A tabela 2 mostra um resumo da redução do erro médio quadrático, em porcentagem (%), ao longo do tempo de assimilação de dados neste experimento. Observa-se que as componentes meridional e zonal das correntes foram as que tiveram a maior redução do erro, enquanto que a temperatura e elevação da superfície do mar apresentaram uma redução menor. Isso se deve ao fato de que, neste trabalho, a assimilação de dados age diretamente sobre as componentes  $U$  e  $V$  das correntes.

Em todos os gráficos de evolução temporal do erro médio quadrático da componente zonal ( $U$ ) e meridional ( $V$ ) apresentados nesta dissertação foram observadas oscilações de curto período. Estas oscilações possuem um período de 1 dia e, provavelmente, são originadas devido à interpolação dos dados de velocidade de corrente.

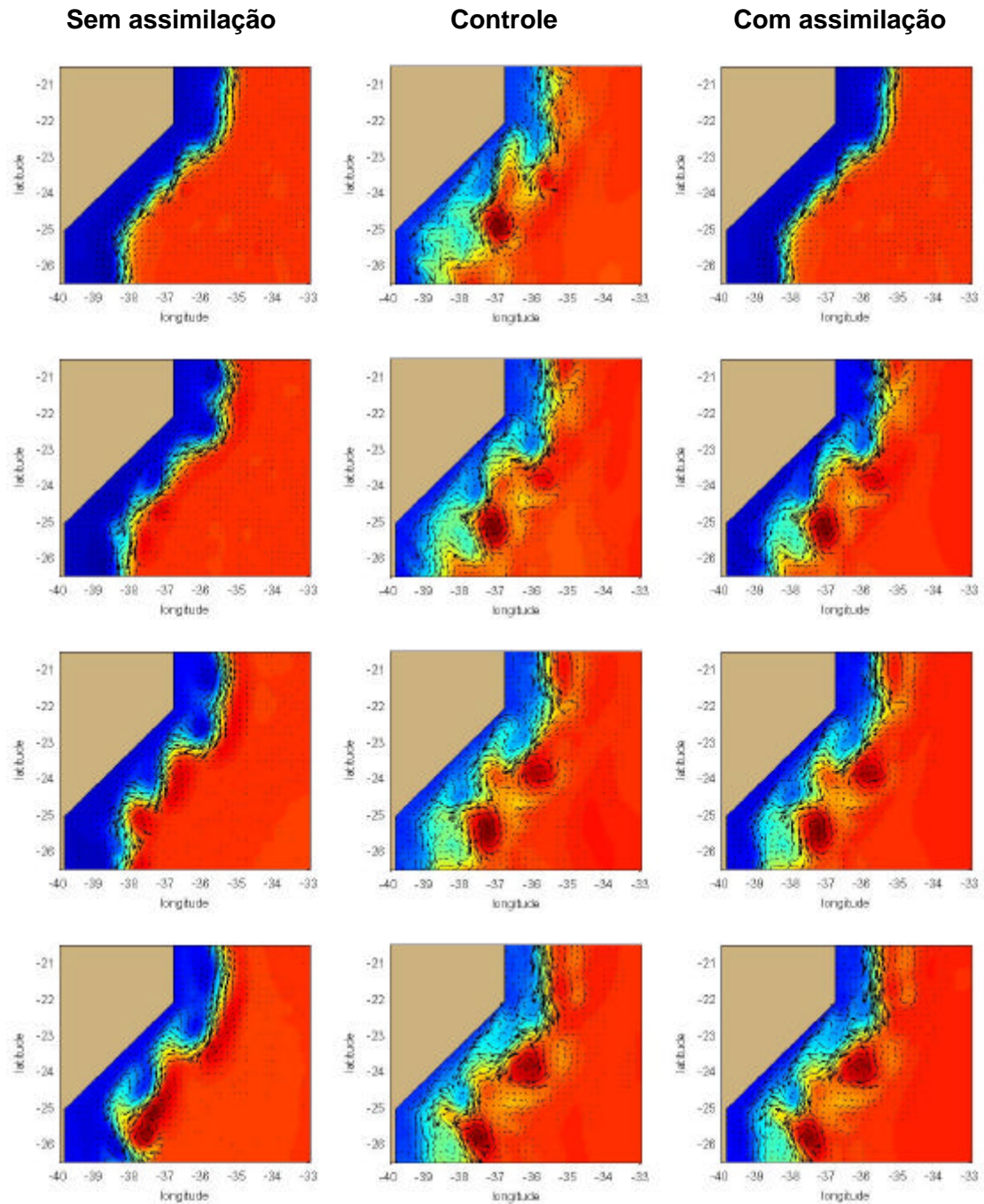


Figura 28 – Evolução temporal das correntes superficiais e elevação da superfície do mar no experimento sem assimilação de dados, na simulação de controle e no experimento com assimilação de dados (experimento 1 com  $t_a = 12hs$ ). De cima para baixo temos 0, 18, 38 e 58 dias após o início da assimilação de dados.



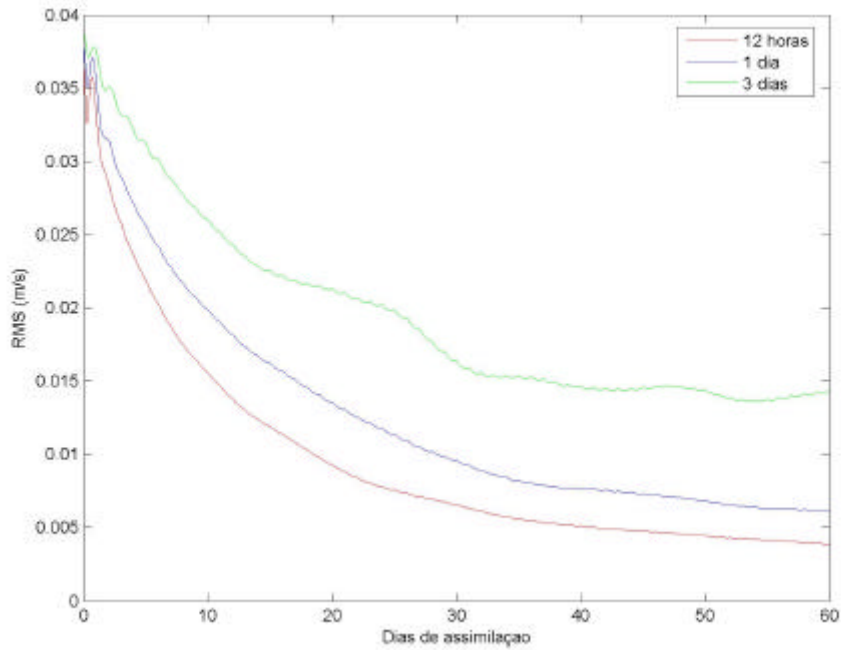


Figura 29 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente zonal ( $U$ ) da corrente durante a assimilação de dados no experimento 1 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

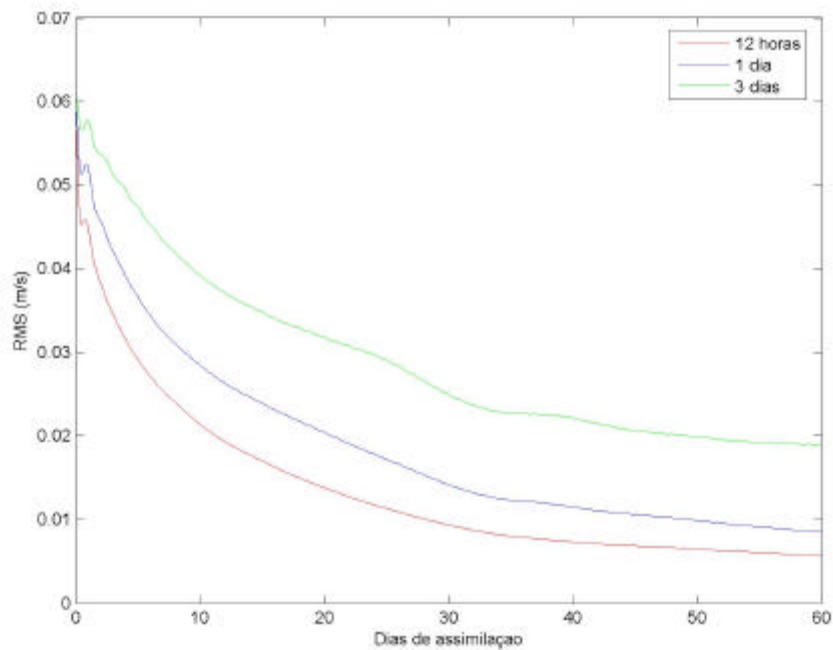


Figura 30 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente meridional ( $V$ ) da corrente durante a assimilação de dados no experimento 1 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

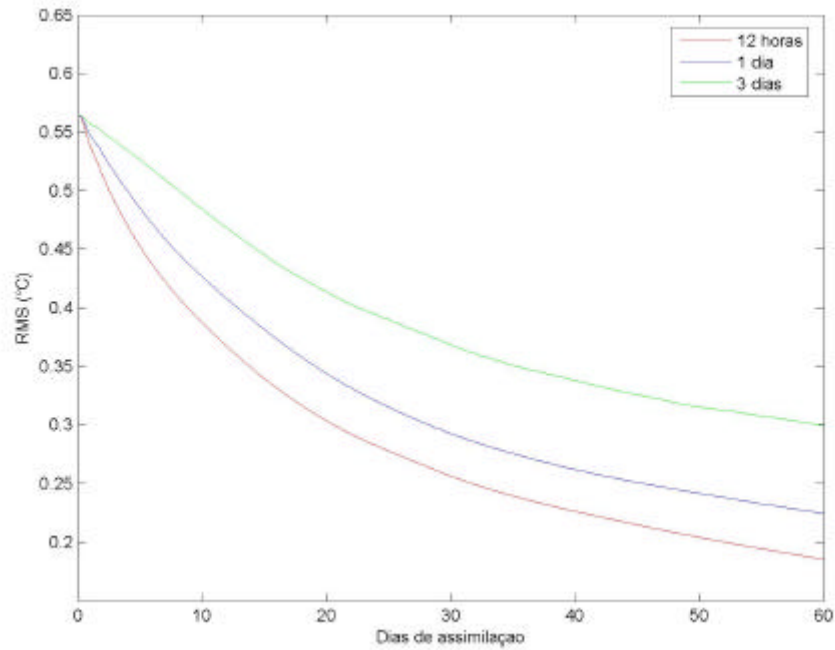


Figura 31 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da temperatura ( $T$ ) durante a assimilação de dados no experimento 1 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

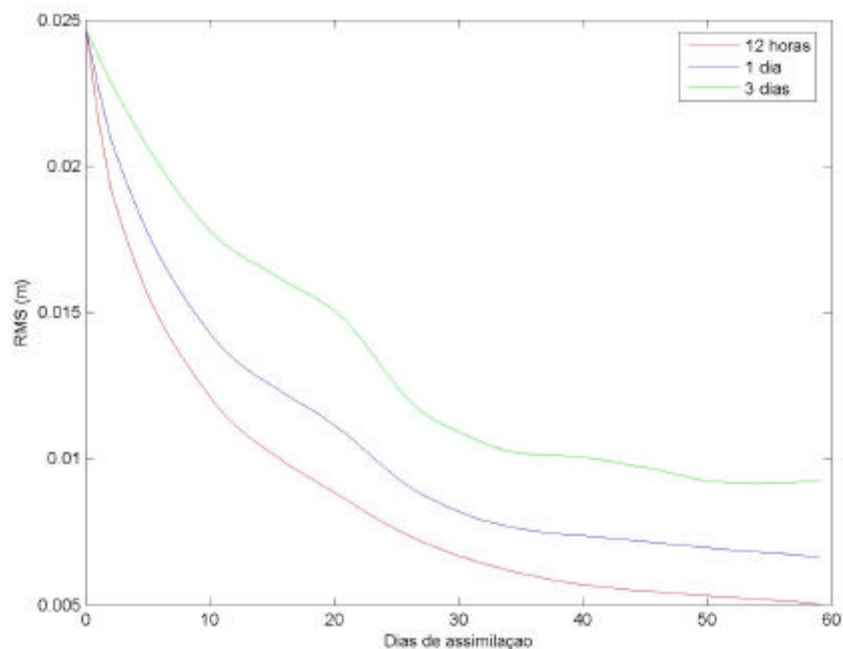


Figura 32 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da elevação da superfície do mar ( $h$ ) durante a assimilação de dados no experimento 1 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

Tabela 2 – Porcentagem total de redução do erro médio quadrático (RMS) no experimento 1 com assimilação de dados de corrente.

		$t_a = 12hs$	$t_a = 24hs$	$t_a = 72hs$
Experimento 1	RMS $U$	89,9	84,2	63,3
	RMS $V$	90,5	85,6	68,8
	RMS intensidade	90,3	85,3	67,1
	RMS $T$	67,1	60,2	46,9
	RMS $h$	78,9	72,7	62,4

#### IV.2.2 – Experimento 2

Neste experimento ocorre a assimilação de dados de corrente apenas na porção norte do domínio, desde a latitude 23,5°S até a fronteira norte da grade numérica.

Analisando a figura 33 é notório que, já no 18° dia após o início da assimilação de dados, a porção norte do domínio do experimento com assimilação apresenta o mesmo padrão de circulação superficial da simulação de controle. Na porção sul do domínio, ou seja, abaixo de 23,5°S embora ocorra o desenvolvimento de dois vórtices anticiclônicos praticamente nas mesmas posições dos vórtices observados na simulação de controle, as correntes superficiais não são análogas.

Os gráficos de evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) no domínio de análise mostram uma tendência de redução do erro de forma exponencial ao longo do tempo de assimilação de dados. O erro RMS da componente zonal ( $U$ ) apresentou seu menor valor após 38 dias de assimilação, para todos os  $t_a$  (figura 34). Após 38 dias de assimilação de dados de corrente ocorre um aumento do erro RMS para todos os  $t_a$  utilizados, entretanto, o motivo deste aumento não foi estudado. Na figura 35 observa-se que o erro RMS da componente meridional ( $V$ ) da corrente possui um comportamento exponencial até, aproximadamente, 38 dias de assimilação de dados. A partir deste ponto o erro RMS decresce na simulação com  $t_a = 72hs$ , enquanto que nas simulações com fator de

*nudging* mais forte, ou seja  $t_a = 12hs$  e  $t_a = 24hs$ , o erro RMS aumenta ao longo do tempo. Este comportamento não foi verificado nos gráficos de erro RMS da temperatura e elevação da superfície do mar (figuras 36 e 37).

Nas figuras 38, 39, 40 e 41 são mostrados a evolução temporal do erro RMS ao longo das latitudes para a simulação com  $t_a = 12hs$ . Nestes gráficos é plotada uma linha tracejada que divide a região onde há assimilação de dados (porção norte) e a região que não possui assimilação de dados (porção sul). Nas quatro figuras são visualizadas que, na região norte, ou seja, onde há assimilação de dados de corrente, o erro RMS diminui significativamente com o passar do tempo. O mesmo não ocorre na região onde não há assimilação de dados. Nas figuras 38 e 39 observa-se que na região entre 24°S e 25°S ocorre um aumento do erro RMS das componentes meridional e zonal da corrente após 40 dias de assimilação de dados. Na figura 41 é possível notar um aumento momentâneo do erro RMS de elevação da superfície do mar entre os dias 36 e 40 ao longo de todas as latitudes. Este aumento também é visível na figura 37 e ocorre para todos os  $t_a$ . Nas figuras 38, 39, 40 e 41 podemos constatar que, embora a assimilação de dados ocorra até 23,5°S, há uma redução do erro RMS para todas as variáveis ( $U$ ,  $V$ ,  $T$  e  $h$ ) ao longo do tempo na região entre 23,5°S e 24°S. Em latitudes maiores, ou seja, mais distante da região onde há assimilação de dados, não ocorre necessariamente uma redução do erro RMS. Conclui-se que, embora a circulação na porção norte do experimento com assimilação possa convergir para a circulação da simulação de controle, a porção sul do experimento com assimilação pode apresentar uma circulação totalmente distinta da simulação de controle.

A tabela 3 mostra um resumo da redução do erro médio quadrático, em porcentagem (%), ao longo do tempo de assimilação de dados no experimento 3. Comparando os valores desta tabela com os valores da tabela 2 observa-se que a redução dos erros RMS no experimento 2 foi significativamente inferior à redução no experimento 1. Na simulação onde utilizou-se o fator de *nudging* mais forte ( $t_a = 12hs$ ) não apresentou, necessariamente, as maiores reduções dos erros RMS.

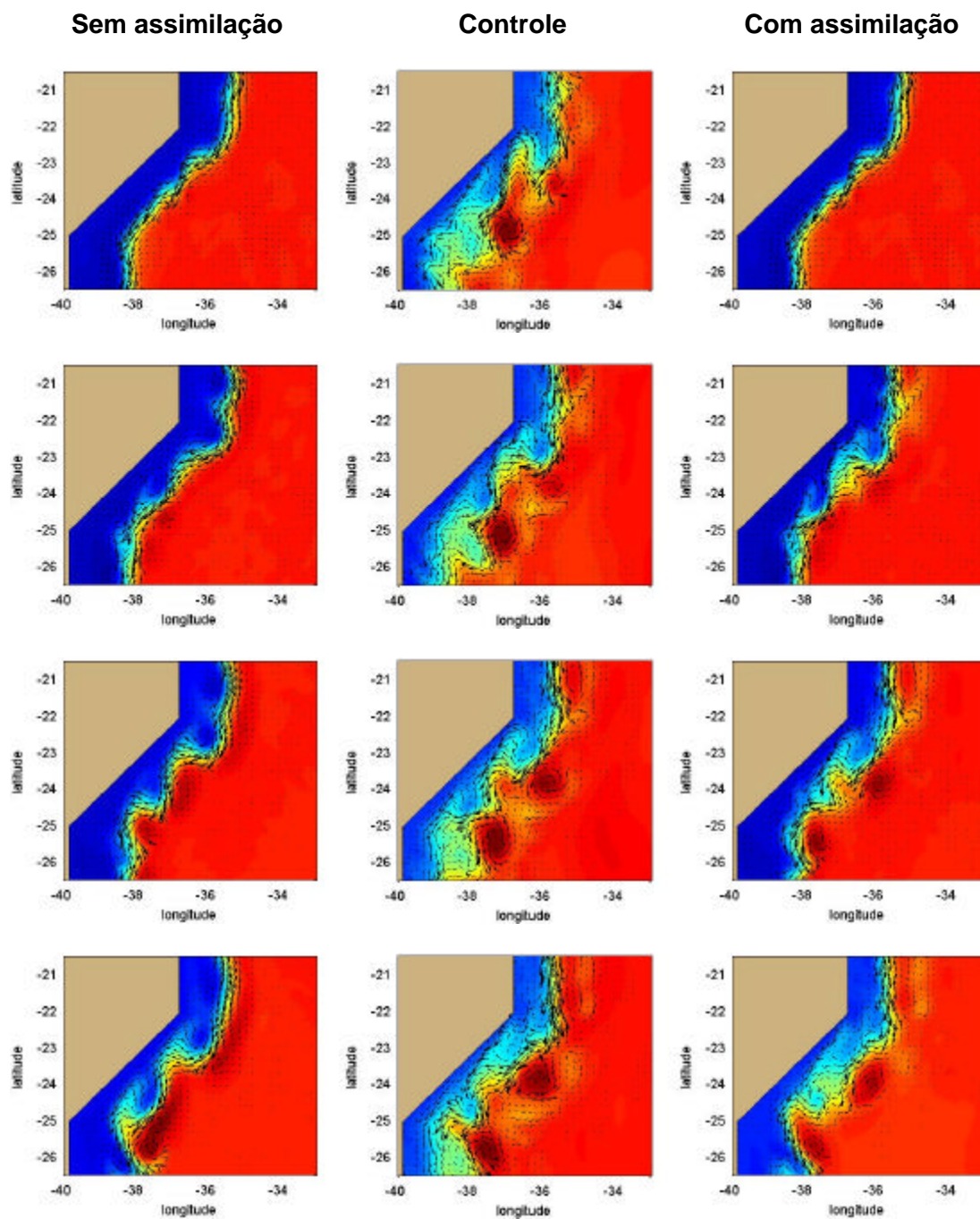


Figura 33 – Evolução temporal das correntes superficiais e elevação da superfície do mar no experimento sem assimilação de dados, na simulação de controle e no experimento com assimilação de dados (experimento 2 com  $t_a = 12hs$ ). De cima para baixo temos 0, 18, 38 e 58 dias após o início da assimilação de dados. A assimilação de dados ocorre da fronteira norte do domínio até a latitude de  $23,5^\circ S$ .

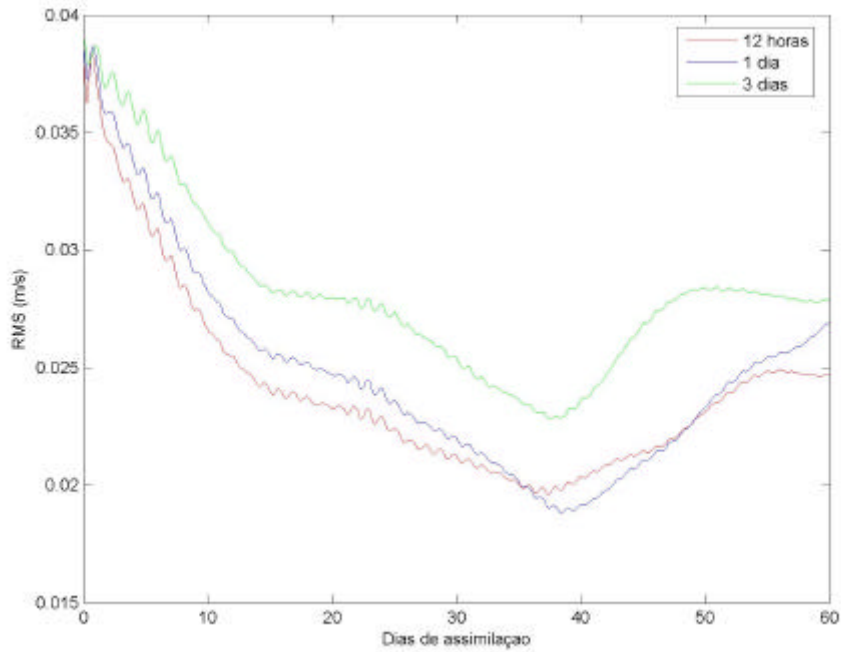


Figura 34 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente zonal ( $U$ ) da corrente durante a assimilação de dados no experimento 2 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

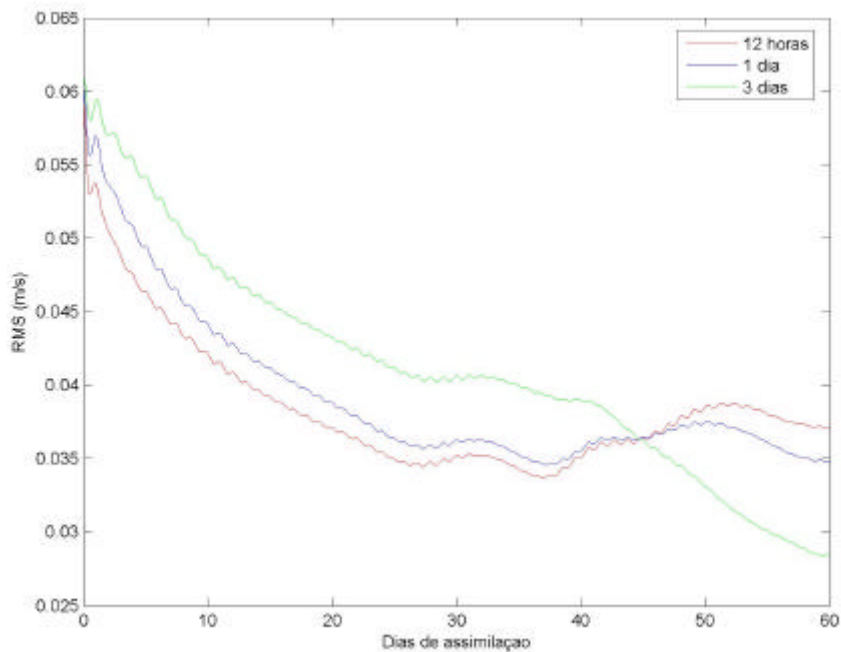


Figura 35 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente meridional ( $V$ ) da corrente durante a assimilação de dados no experimento 2 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

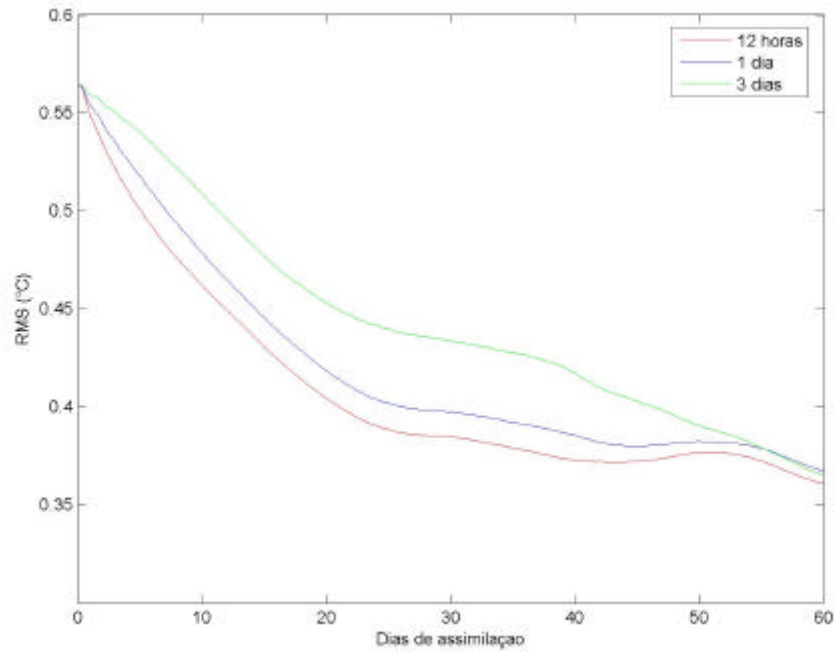


Figura 36 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da temperatura ( $T$ ) durante a assimilação de dados no experimento 2 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

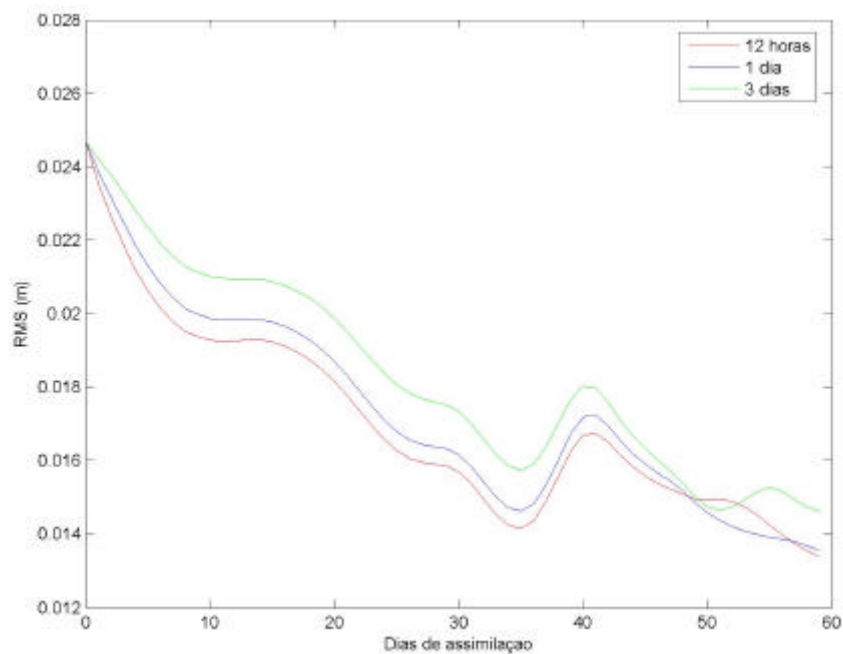


Figura 37 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da elevação da superfície do mar ( $h$ ) durante a assimilação de dados no experimento 2 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

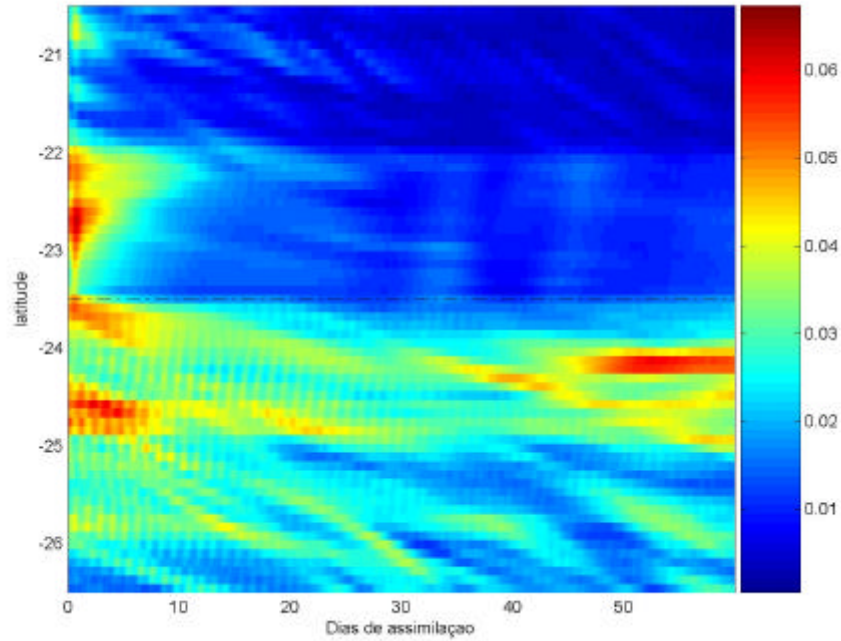


Figura 38 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente zonal ( $U$ ) das correntes, em m/s, ao longo das latitudes durante a assimilação de dados ( $t_a = 12hs$ ) no experimento 2. Acima da linha tracejada há assimilação de dados de corrente.

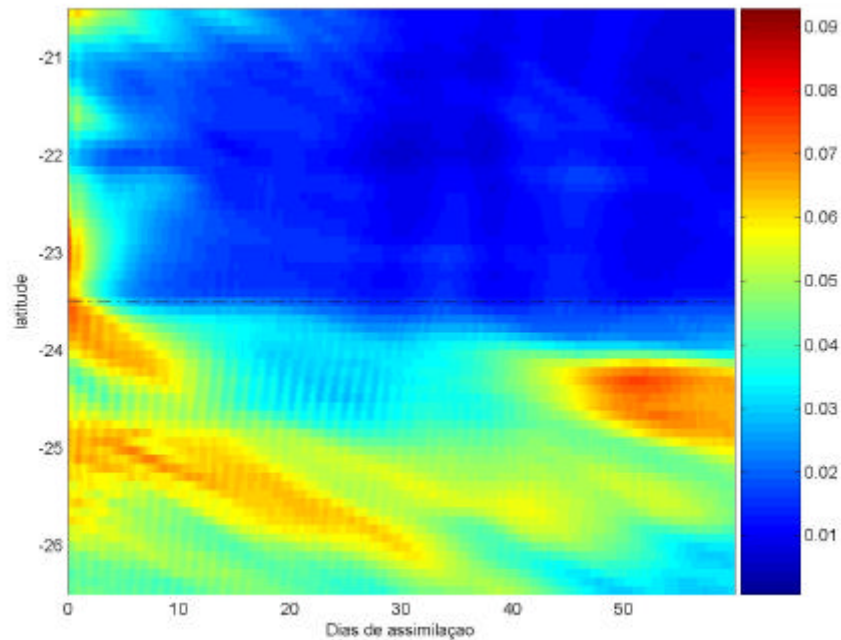


Figura 39 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente meridional ( $V$ ) das correntes, em m/s, ao longo das latitudes durante a assimilação de dados ( $t_a = 12hs$ ) no experimento 2. Acima da linha tracejada há assimilação de dados de corrente.



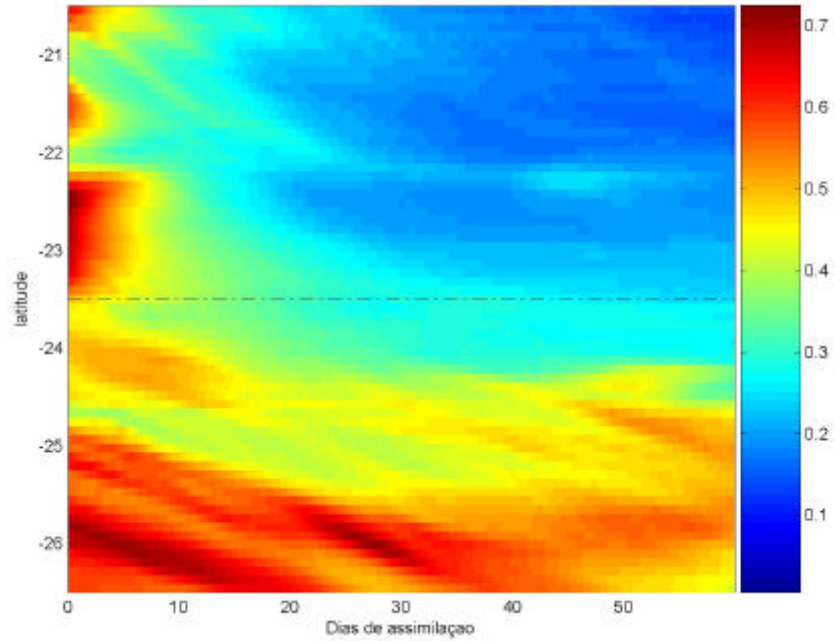


Figura 40 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da temperatura ( $T$ ), em  $^{\circ}\text{C}$ , ao longo das latitudes durante a assimilação de dados ( $t_a = 12hs$ ) no experimento 2. Acima da linha tracejada há assimilação de dados de corrente.

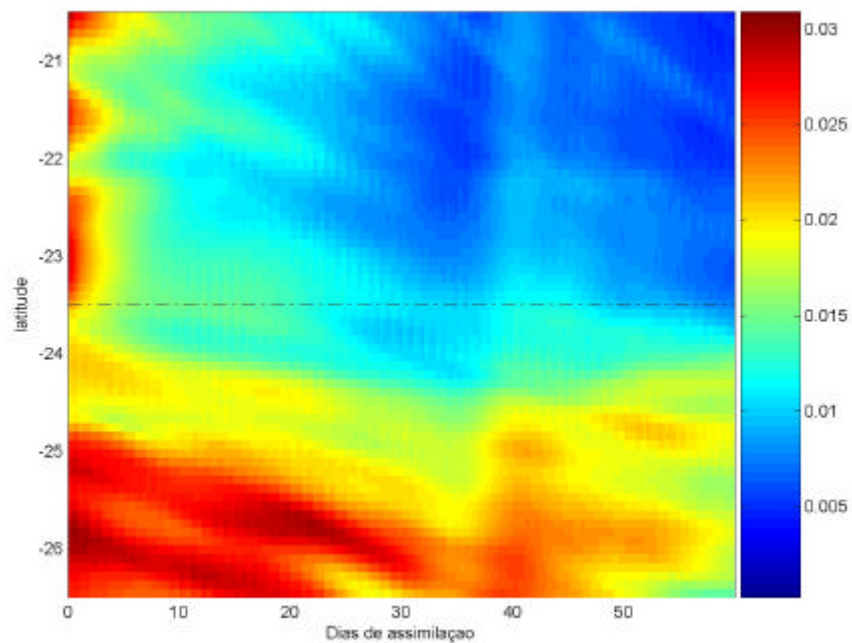


Figura 41 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da elevação da superfície do mar ( $h$ ), em metros, ao longo das latitudes durante a assimilação de dados ( $t_a = 12hs$ ) no experimento 2. Acima da linha tracejada há assimilação de dados de corrente.

Tabela 3 – Porcentagem total de redução do erro médio quadrático (RMS) no experimento 2 com assimilação de dados de corrente.

		$t_a = 12hs$	$t_a = 24hs$	$t_a = 72hs$
Experimento 2	RMS $U$	36,3	31,0	28,8
	RMS $V$	38,7	42,9	53,4
	RMS intensidade	38,0	39,2	45,1
	RMS $T$	36,0	34,8	35,1
	RMS $h$	46,5	45,9	41,4

### IV.2.3 – Experimento 3

Neste experimento apenas 18 perfis de corrente da simulação de controle foram utilizados na assimilação. Verifica-se nos gráficos da figura 42 que a circulação do experimento com assimilação não converge para a circulação da simulação de controle. O que ocorre é que nos pontos de grade onde há assimilação de dados as correntes se assemelham às correntes da simulação de controle, porém, a quantidade de pontos assimilados é muito pequena. Apenas 0,22% dos pontos de grade do modelo sofrem o processo de assimilação de dados, e por isso, as circulações do experimento com assimilação e da simulação de controle são bastante distintas.

Na figura 43, que mostra a evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente zonal ( $U$ ) das correntes no domínio de análise, observa-se uma redução do erro RMS para todos os  $t_a$  testados, porém esta redução é pouco significativa, passando de 0,039 m/s antes do início da assimilação de dados para cerca de 0,032 m/s ao final da assimilação de dados. Isto representa uma redução do erro RMS de apenas 19% (tabela 4). As figuras 44, 45 e 46 também apresentam a variação do erro RMS ao longo do tempo para a componente meridional das correntes, para a temperatura e para a elevação da superfície do mar. Em todas estas figuras visualiza-se uma maior redução do erro RMS na simulação com  $t_a = 12hs$  e uma menor redução do erro RMS na simulação com  $t_a = 72hs$ . Mesmo que os 18 perfis de corrente não sejam suficientes para reproduzir a circulação da simulação de controle, eles provocam uma redução do erro RMS entre 16% e 22%

para as componentes das correntes, entre 17% e 20% para a temperatura e entre 25% e 33% para a elevação da superfície do mar (tabela 4).

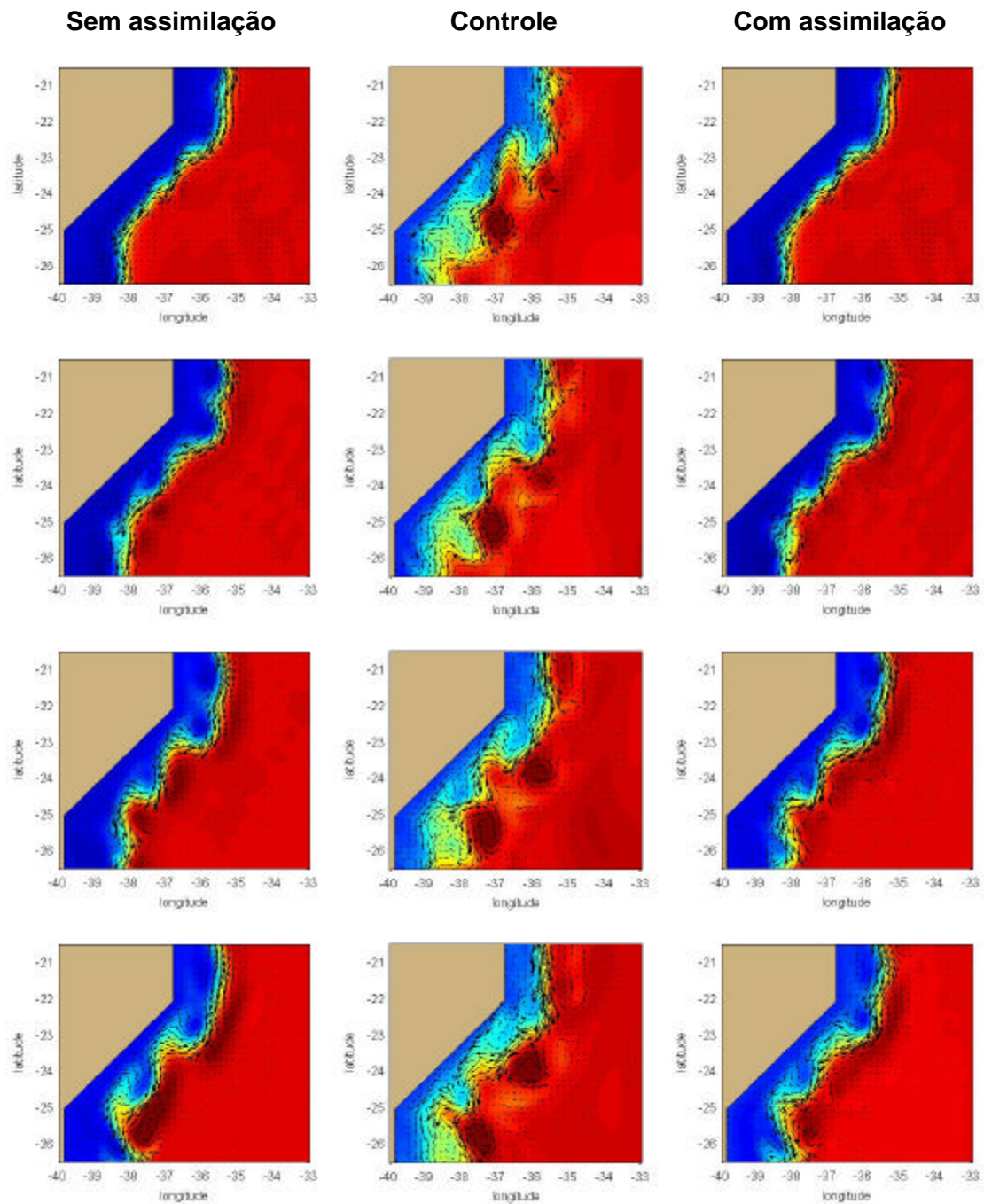


Figura 42 – Evolução temporal das correntes superficiais e elevação da superfície do mar no experimento sem assimilação de dados, na simulação de controle e no experimento com assimilação de dados (experimento 3 com  $t_a = 12hs$ ). De cima para baixo temos 0, 18, 38 e 58 dias após o início da assimilação de dados.

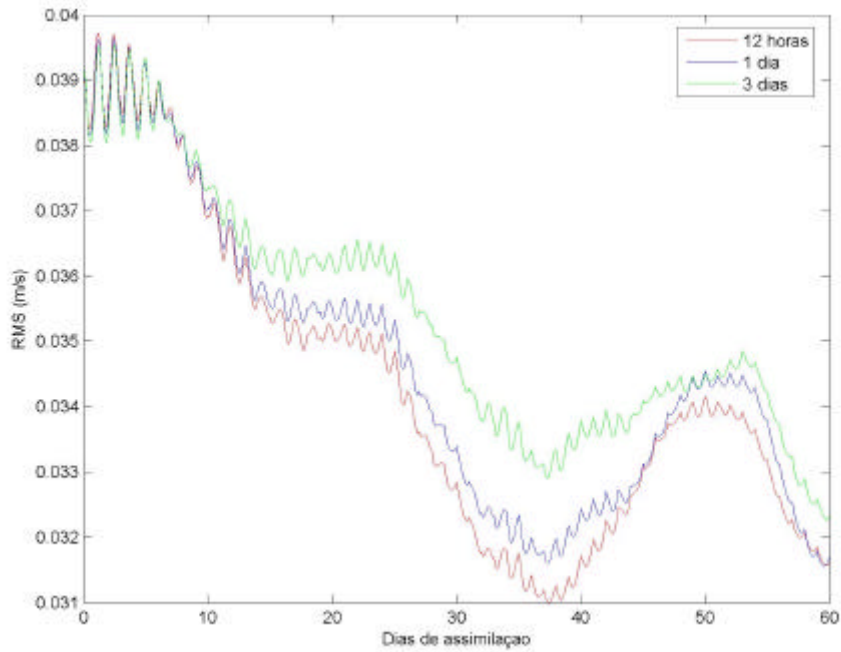


Figura 43 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente zonal ( $U$ ) da corrente durante a assimilação de dados no experimento 3 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

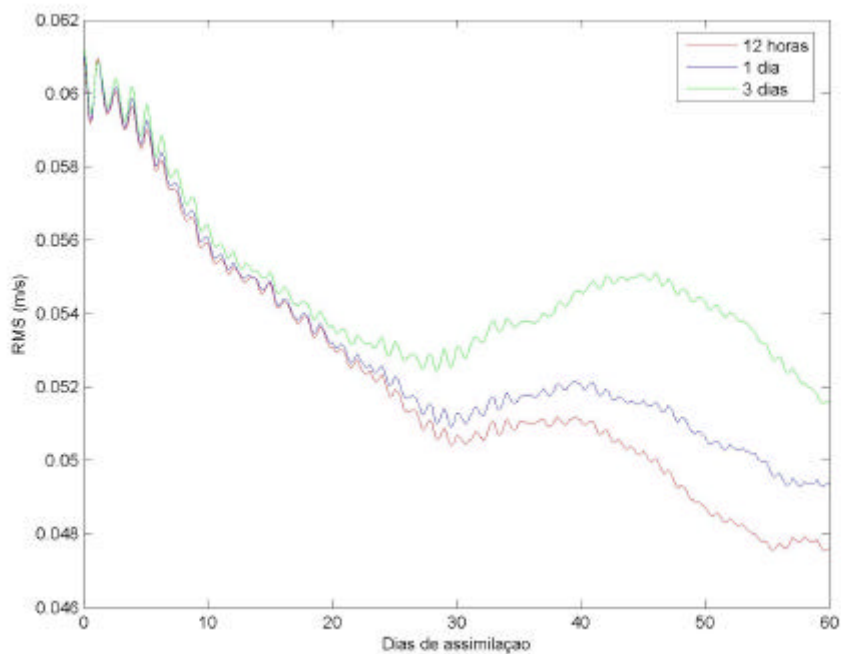


Figura 44 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente meridional ( $V$ ) da corrente durante a assimilação de dados no experimento 3 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

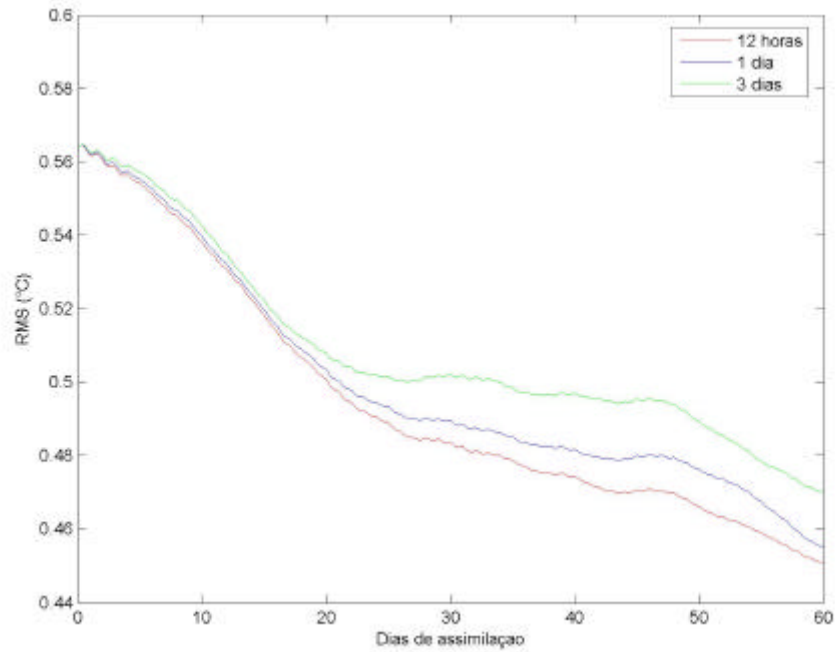


Figura 45 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da temperatura ( $T$ ) durante a assimilação de dados no experimento 3 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

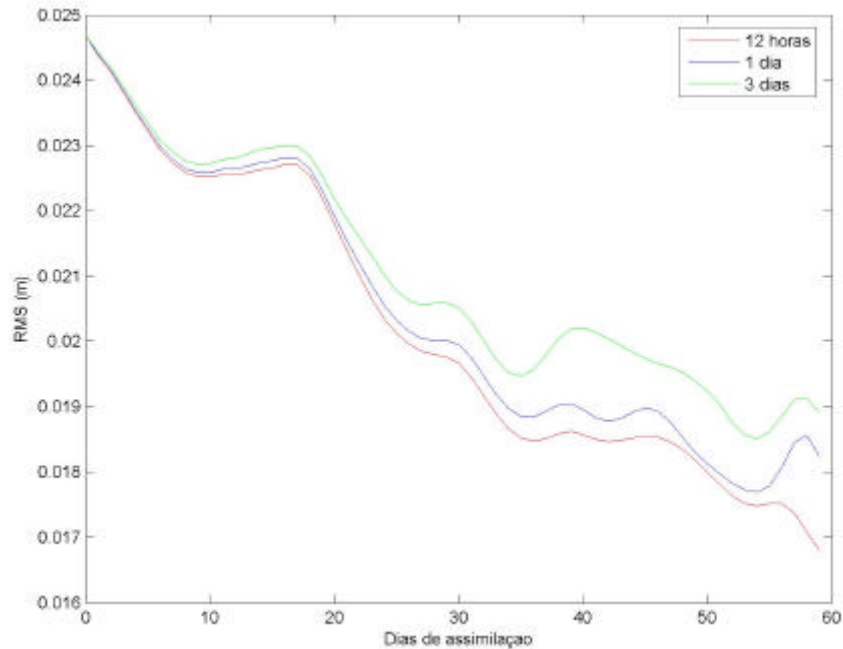


Figura 46 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da elevação da superfície do mar ( $h$ ) durante a assimilação de dados no experimento 3 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

Tabela 4 – Porcentagem total de redução do erro médio quadrático (RMS) no experimento 3 com assimilação de dados de corrente.

		$t_a = 12hs$	$t_a = 24hs$	$t_a = 72hs$
Experimento 3	RMS $U$	19,4	19,2	17,7
	RMS $V$	22,2	19,4	15,8
	RMS intensidade	21,4	19,3	16,3
	RMS $T$	20,0	19,2	16,6
	RMS $h$	32,7	28,1	24,7

#### IV.2.4 – Experimento 4

Neste experimento, a assimilação dos dados de corrente considera um raio de influência, de forma que o dado a ser assimilado influencia não apenas um ponto, mas uma região em torno de si.

Nos gráficos da figura 47 observa-se que a circulação superficial do experimento com assimilação é significativamente diferente da circulação da simulação de controle. Entretanto, há uma melhora na reprodução das feições oceânicas se compararmos os resultados deste experimento, com o experimento 3, onde não se considera um raio de influência para a assimilação dos dados de corrente.

A evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) no domínio de análise para a componente zonal ( $U$ ), para a componente meridional ( $V$ ), para a temperatura ( $T$ ) e para a elevação da superfície do mar ( $h$ ) mostrou uma redução maior na simulação que utilizou um  $t_a = 12hs$  (figuras 48, 49, 50 e 51 respectivamente). Na simulação com  $t_a = 72hs$  os erros RMS foram, predominantemente, maiores que nas demais simulações.

Comparando-se a tabela 5 com a tabela 4 observa-se que este experimento com assimilação de dados, que considera um raio de influência, apresenta uma maior redução do erro RMS. Na tabela 5 apenas os valores de redução do erro RMS

da componente zonal ( $U$ ) na simulação com  $t_a = 24hs$  e da elevação da superfície do mar ( $h$ ) na simulação com  $t_a = 12hs$  foram inferiores aos valores do experimento 3. Todos os demais erros RMS tiveram uma maior redução ao longo dos 60 dias de assimilação de dados.

Neste trabalho foi testada apenas uma configuração para a dimensão do raio de influência utilizado na assimilação dos dados de corrente. A utilização de um raio de influência maior ou menor pode melhorar ainda mais a previsão oceânica, mas respostas conclusivas ainda não podem ser dadas. Para elucidar este assunto poderiam ser realizados testes com variações das dimensões, localizações e quantidades das gaussianas que compoem a função  $W(i, j)$ .



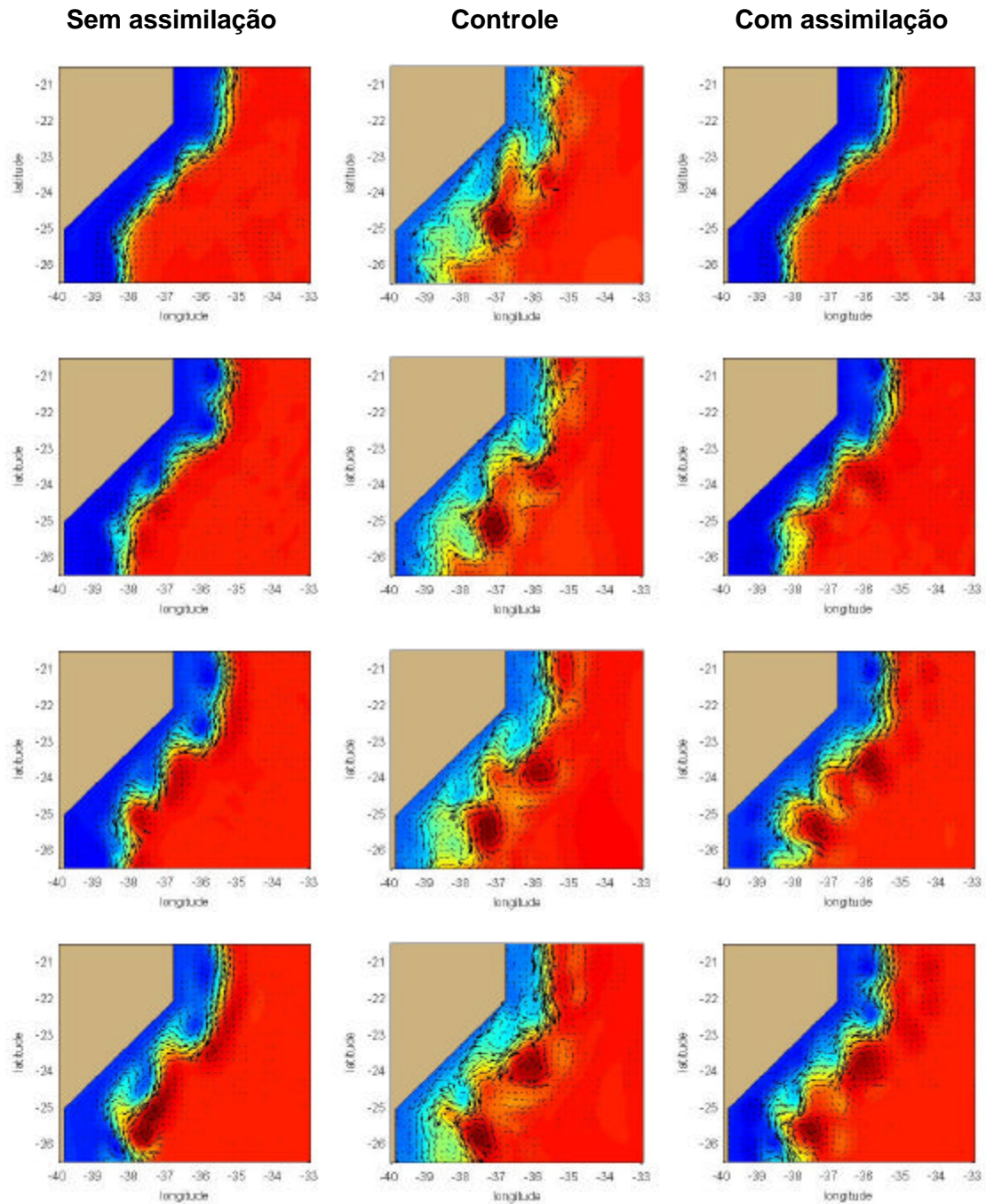


Figura 47 – Evolução temporal das correntes superficiais e elevação da superfície do mar no experimento sem assimilação de dados, na simulação de controle e no experimento com assimilação de dados (experimento 4 com  $t_a = 12hs$ ). De cima para baixo temos 0, 18, 38 e 58 dias após o início da assimilação de dados.



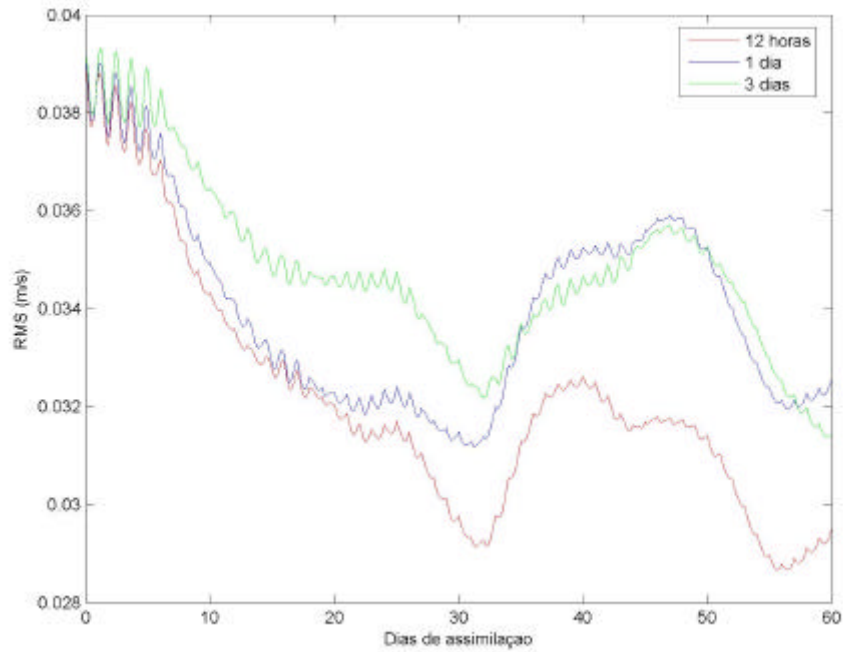


Figura 48 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente zonal ( $U$ ) da corrente durante a assimilação de dados no experimento 4 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

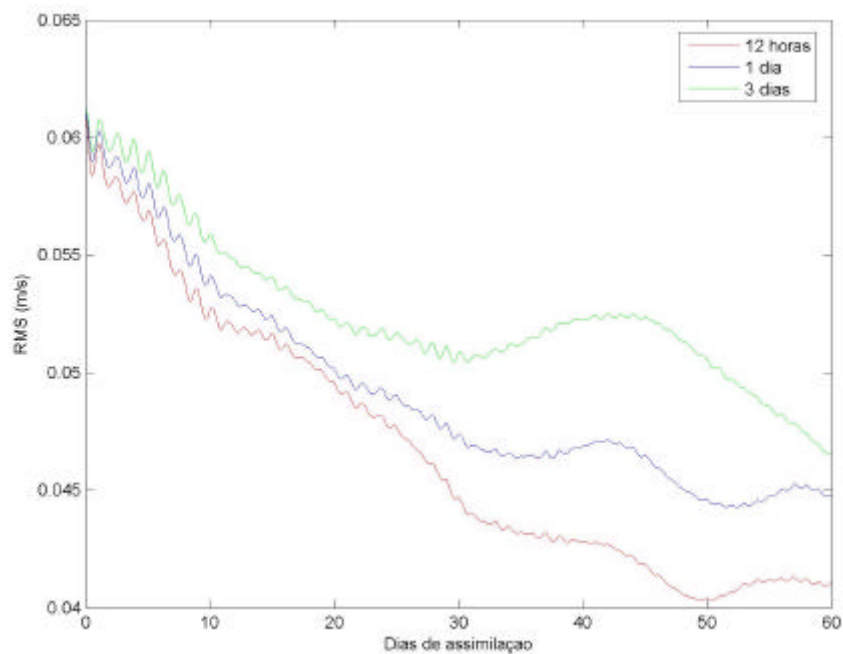


Figura 49 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente meridional ( $V$ ) da corrente durante a assimilação de dados no experimento 4 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

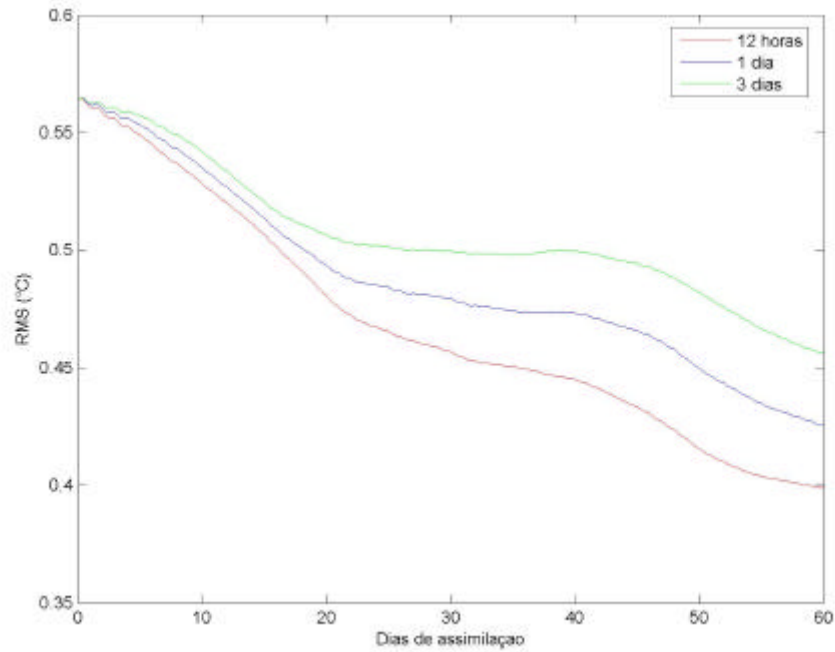


Figura 50 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da temperatura ( $T$ ) durante a assimilação de dados no experimento 4 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

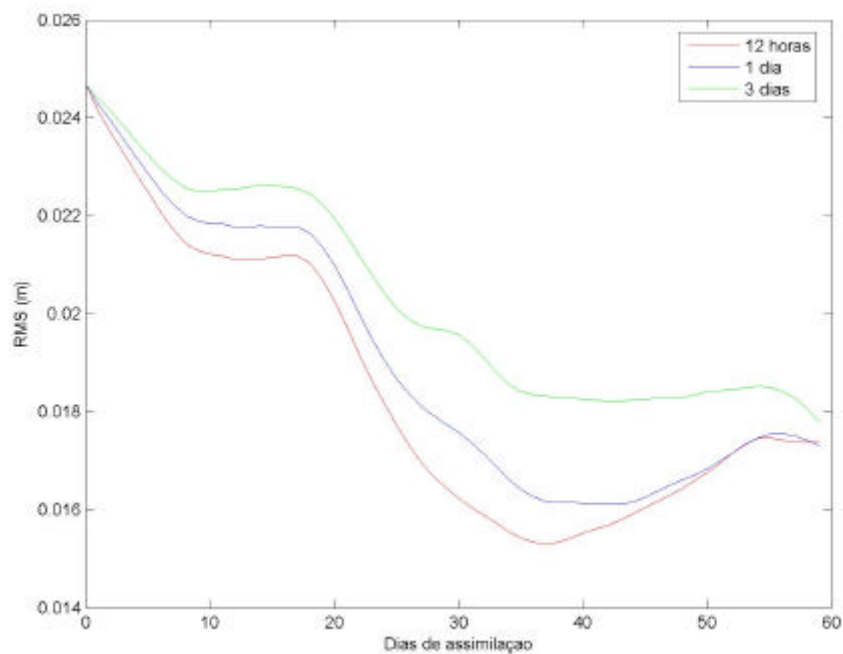


Figura 51 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da elevação da superfície do mar ( $h$ ) durante a assimilação de dados no experimento 4 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

Tabela 5 – Porcentagem total de redução do erro médio quadrático (RMS) no experimento 4 com assimilação de dados de corrente.

		$t_a = 12hs$	$t_a = 24hs$	$t_a = 72hs$
Experimento 4	RMS $U$	24,7	17,0	19,9
	RMS $V$	32,9	26,9	24,1
	RMS intensidade	30,4	23,9	22,8
	RMS $T$	29,2	24,5	19,0
	RMS $h$	29,3	30,5	28,9

### IV.3 – Experimentos Pós-Assimilação de Dados

Nos experimentos numéricos, após a assimilação dos dados de corrente, o modelo numérico continuou a ser integrado por um período de 60 dias sem qualquer assimilação. Este período, definido como pós-assimilação de dados, foi então comparado ao período pós-controle (figura 52) para avaliação da capacidade de previsão das correntes e vórtices em cada experimento.

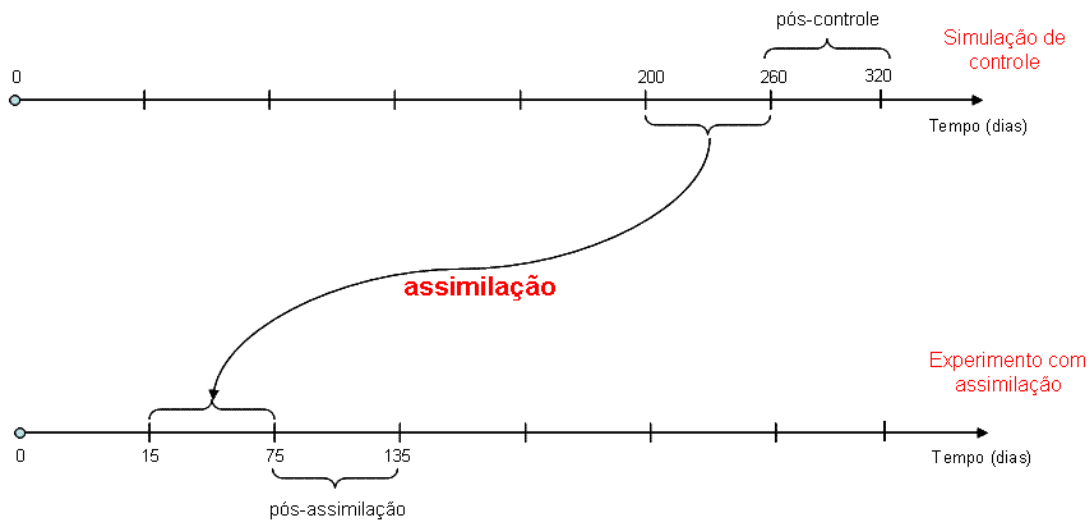


Figura 52 – Diagrama esquemático do experimento gêmeo mostrando os períodos de pós-controle e pós-assimilação.

### IV.3.1 – Experimento 1

Os gráficos da figura 53 mostram uma circulação superficial bastante semelhante entre o pós-controle e a pós-assimilação, desde o momento em que cessa a assimilação de dados até cerca de 38 dias após o término da assimilação dos dados de corrente em todo o domínio.

Analisando as figuras 54 a 57, observa-se que em todas elas o erro médio quadrático (RMS) total no domínio de análise aumentou com o passar do tempo, porém com escalas diferentes para cada variável. Embora o erro de elevação da superfície do mar e das componentes zonais e meridionais das correntes tenham aumentado significativamente, o mesmo não ocorreu com a temperatura da água. Mas a simulação com  $t_a = 12hs$  foi a que apresentou o maior aumento do erro para todas as variáveis analisadas.

A tabela 6 mostra um resumo do aumento do erro médio quadrático, em porcentagem (%), ao longo do tempo após a assimilação de dados neste experimento. Observa-se que as componentes meridional e zonal das correntes foram as que tiveram o maior aumento do erro, enquanto que a temperatura apresentou um aumento menor. O fato das componentes das correntes apresentarem a maior variação de erro se deve ao fato de que, neste trabalho, a assimilação de dados age diretamente sobre elas.

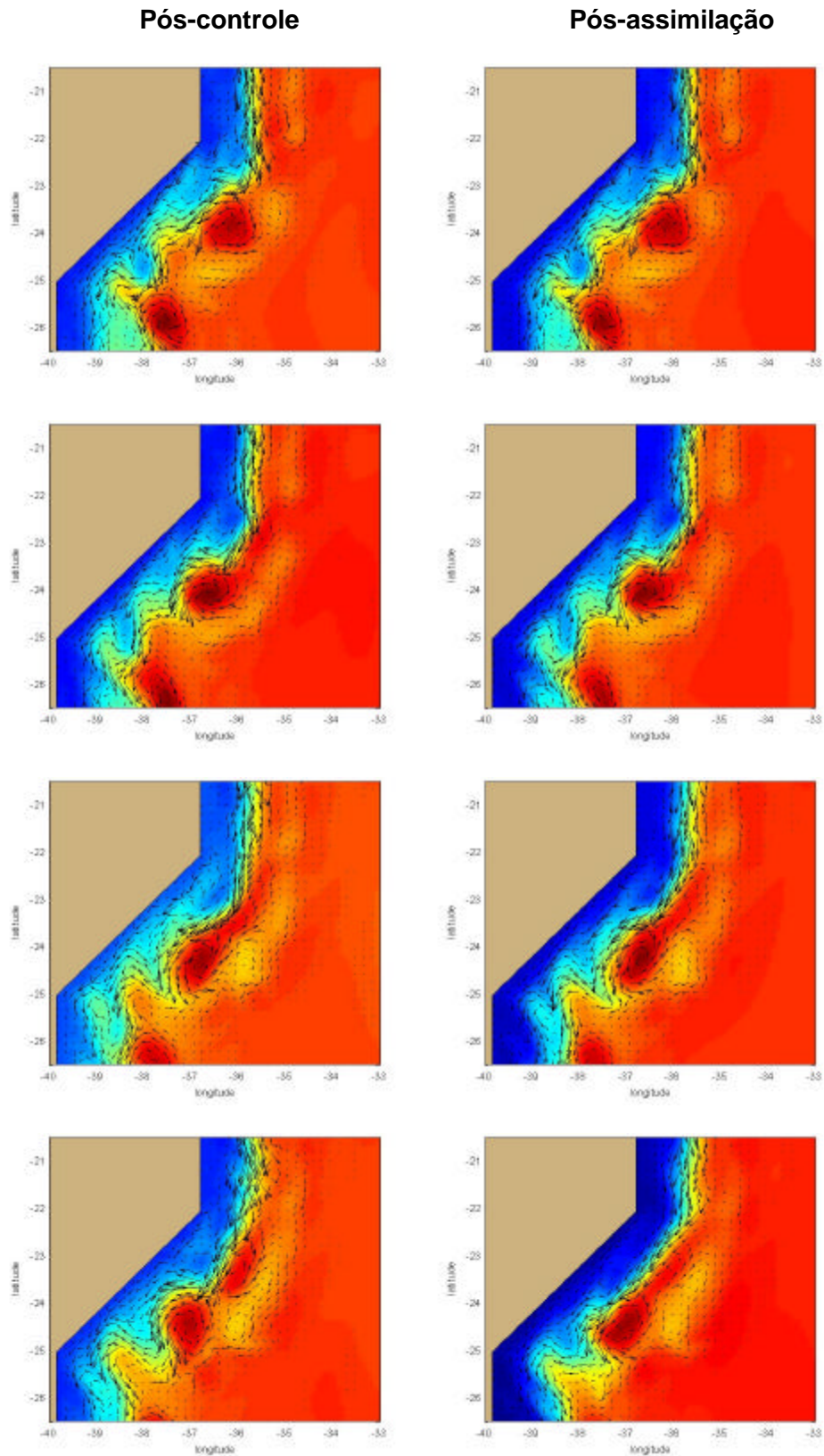


Figura 53 – Evolução temporal das correntes superficiais e elevação da superfície do mar no pós-controle e pós-assimilação de dados (experimento 1 com  $t_a = 12hs$ ). De cima para baixo temos 0, 18, 38 e 58 dias após o término da assimilação de dados.

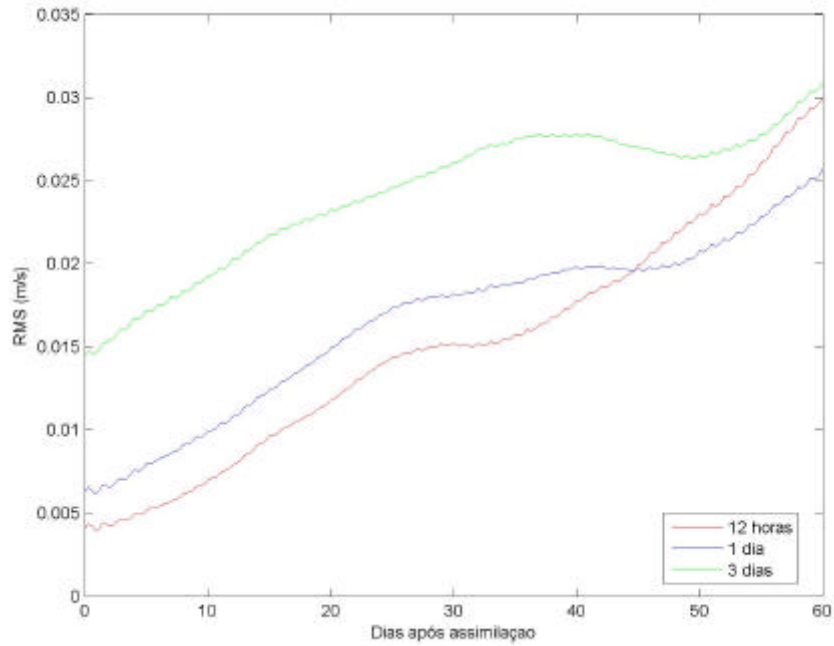


Figura 54 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente zonal ( $U$ ) da corrente após a assimilação de dados no experimento 1 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

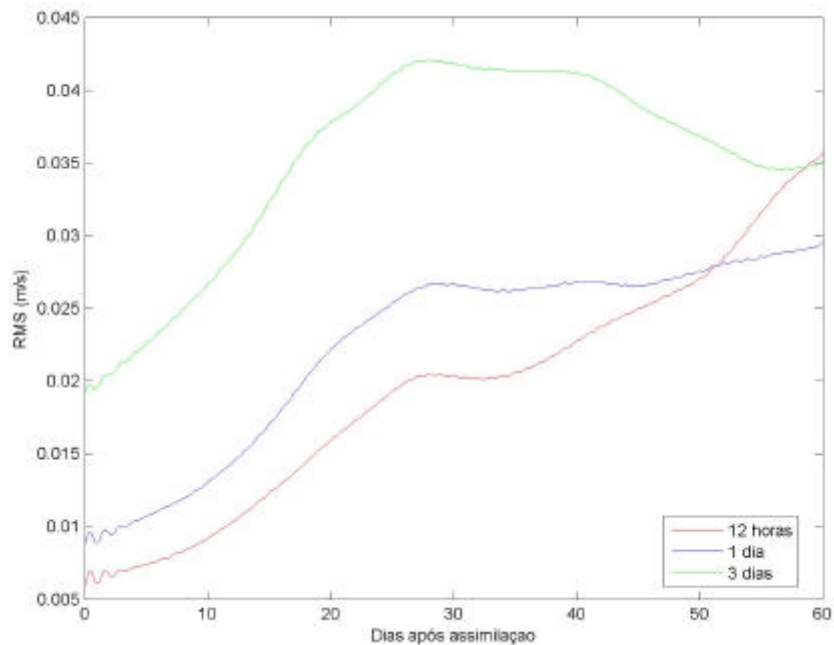


Figura 55 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente meridional ( $V$ ) da corrente após a assimilação de dados no experimento 1 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

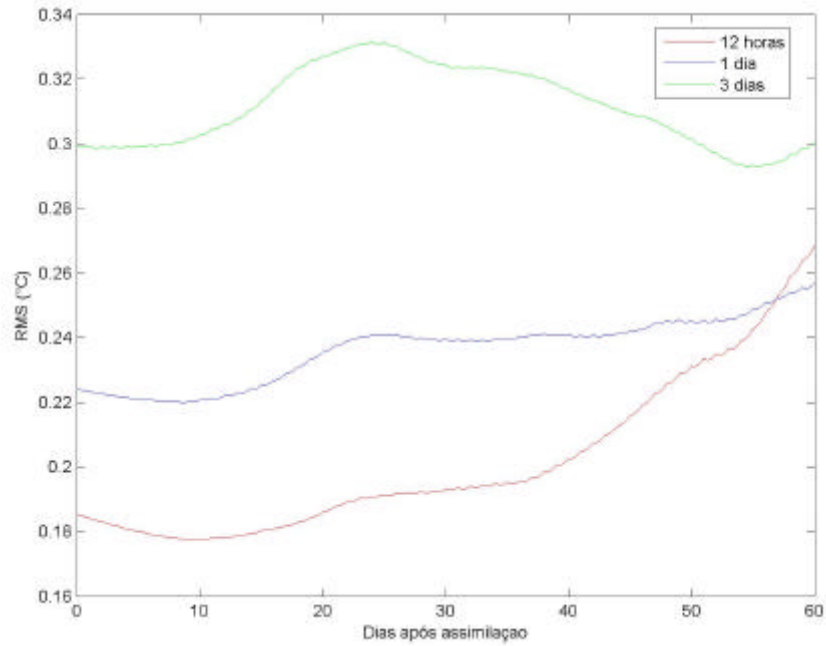


Figura 56 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da temperatura ( $T$ ) após a assimilação de dados no experimento 1 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

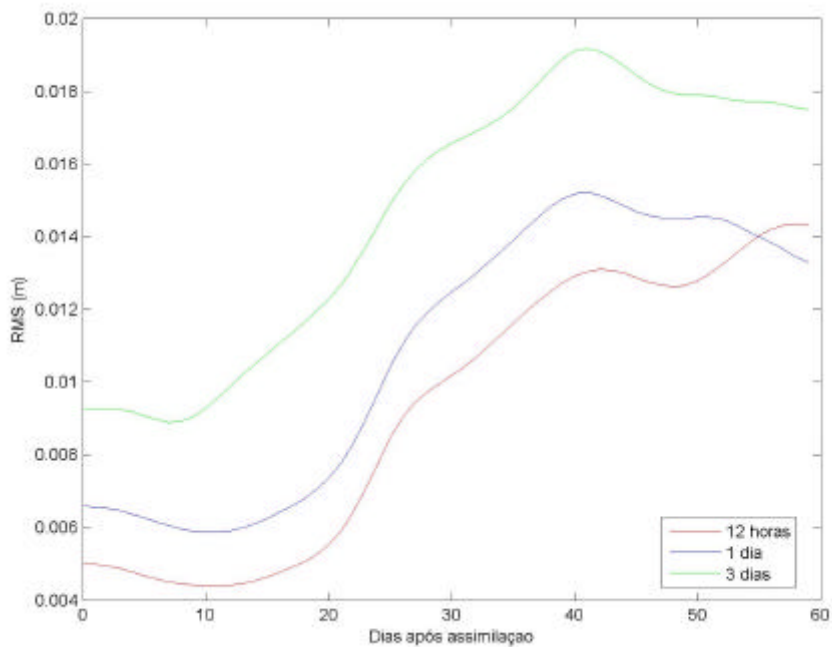


Figura 57 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da elevação da superfície do mar ( $h$ ) após a assimilação de dados no experimento 1 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).



Tabela 6 – Porcentagem total de aumento do erro médio quadrático (RMS) no experimento 1 após a assimilação de dados de corrente.

		$t_a = 12hs$	$t_a = 24hs$	$t_a = 72hs$
Experimento 1	RMS $U$	656,3	313,4	113,6
	RMS $V$	512,4	240,1	83,3
	RMS intensidade	561,4	266,5	94,8
	RMS $T$	44,7	14,5	0,2
	RMS $h$	191,4	105,3	89,9

### IV.3.2 – Experimento 2

Neste experimento verifica-se que, em latitudes menores que  $23,5^{\circ}\text{S}$ , a circulação superficial do experimento pós-assimilação de dados não difere significativamente da circulação do pós-controle. Mas em maiores latitudes observa-se uma discrepância entre a pós-assimilação e o pós-controle (figura 57).

Os gráficos de evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) no domínio de análise (figuras 58 a 61) mostram que, com exceção da temperatura, as variáveis apresentaram uma tendência de aumento do erro ao longo do tempo após a assimilação dos dados de corrente.

Nas figuras 62, 63, 64 e 65 são mostrados a evolução temporal do erro RMS ao longo das latitudes após a assimilação de dados para a simulação com  $t_a = 12hs$ . Nestes gráficos é plotada uma linha tracejada que divide a região onde houve assimilação de dados (porção norte) e a região onde não houve assimilação de dados (porção sul). Nas quatro figuras são visualizadas que, na região norte, ou seja, onde houve assimilação de dados de corrente, o erro RMS aumentou significativamente com o passar do tempo. O mesmo não acontece na região onde não ocorreu assimilação de dados. Nestas regiões não identifica-se uma tendência de redução ou aumento do erro RMS ao longo do tempo. Em cada variável analisada observa-se que em determinados momentos o erro RMS diminui enquanto que em outros momentos o erro aumenta.

A tabela 7 mostra um resumo da variação do erro médio quadrático, em porcentagem (%), ao longo do tempo após a assimilação de dados no experimento 3. Nesta tabela verifica-se que as simulações com  $t_a = 72hs$  apresentaram o maior aumento do erro médio quadrático, e que a variável temperatura registrou redução de erro médio quadrático para todos os  $t_a$  utilizados. Uma explicação para este fato ainda não foi encontrada.

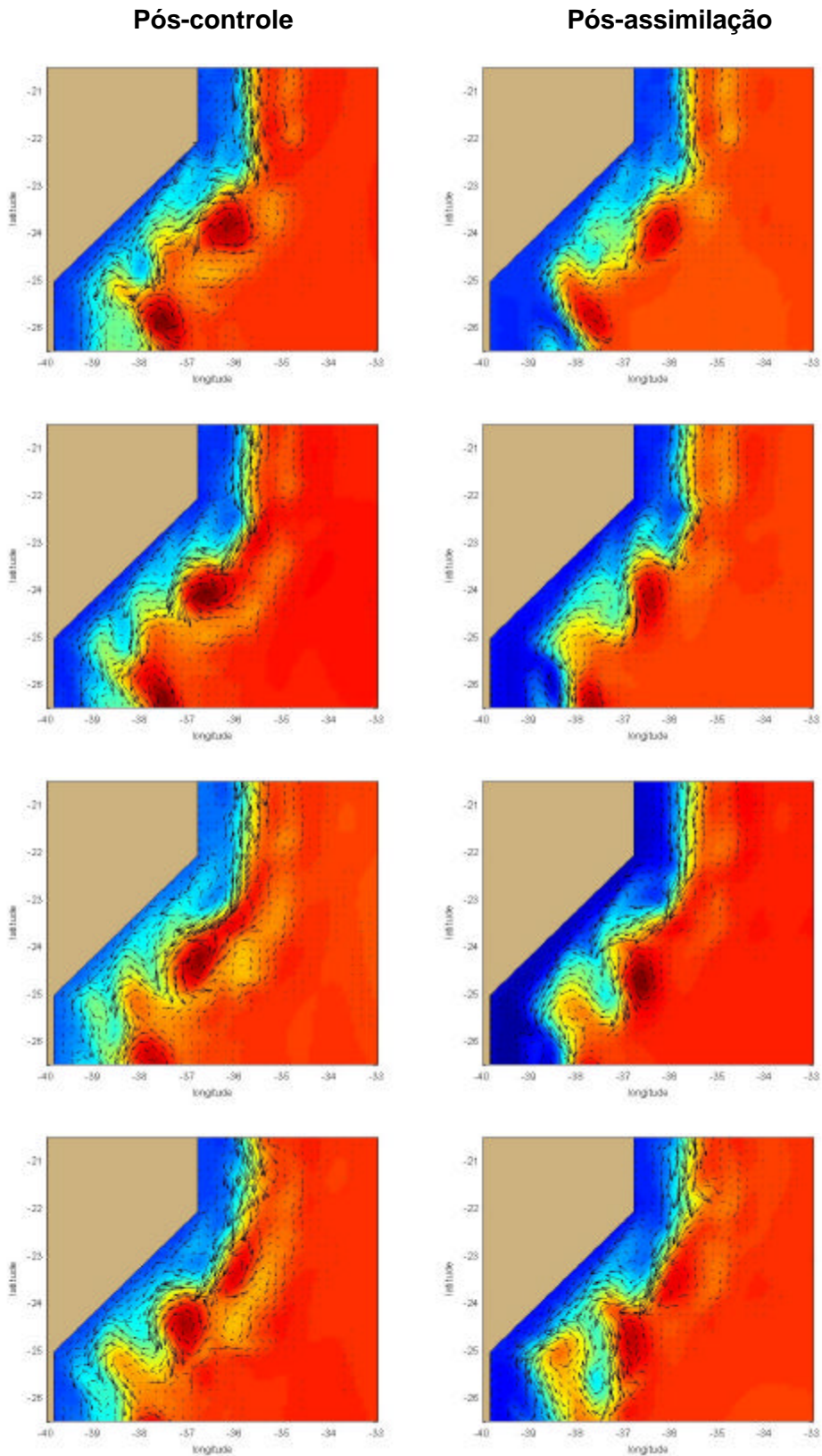


Figura 58 – Evolução temporal das correntes superficiais e elevação da superfície do mar no pós-controle e pós-assimilação de dados (experimento 2 com  $t_a = 12hs$ ). De cima para baixo temos 0, 18, 38 e 58 dias após o término da assimilação de dados.

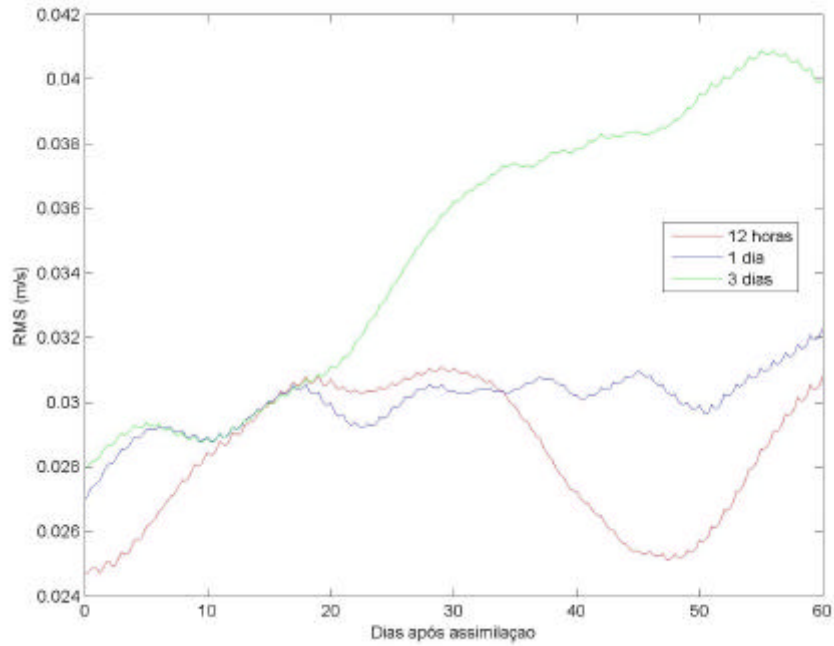


Figura 59 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente zonal ( $U$ ) da corrente após a assimilação de dados no experimento 2 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

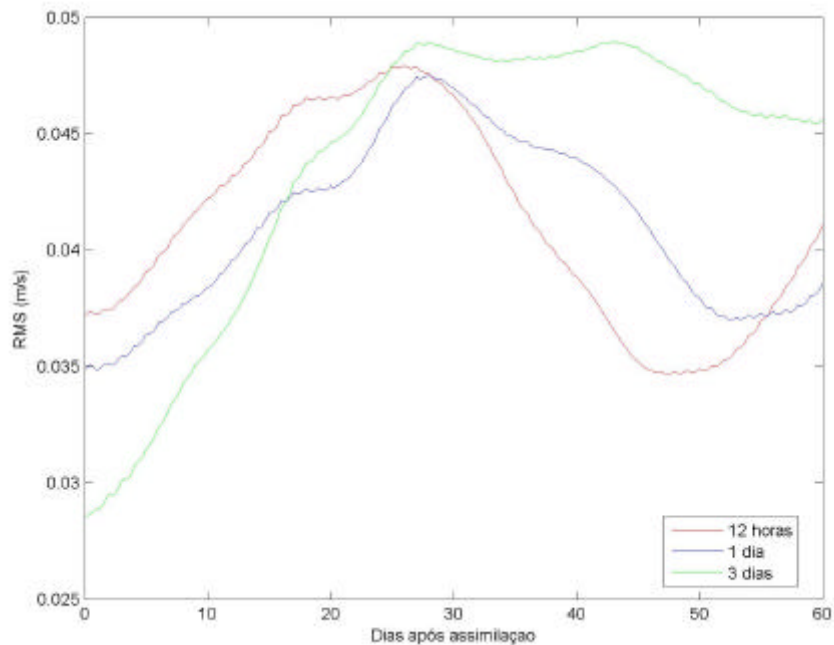


Figura 60 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente meridional ( $V$ ) da corrente após a assimilação de dados no experimento 2 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

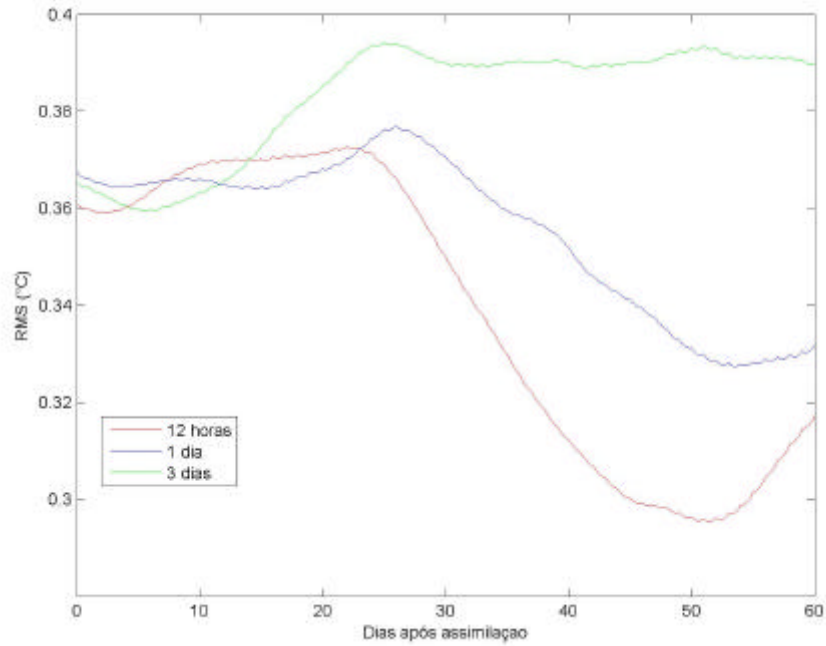


Figura 61 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da temperatura ( $T$ ) após a assimilação de dados no experimento 2 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

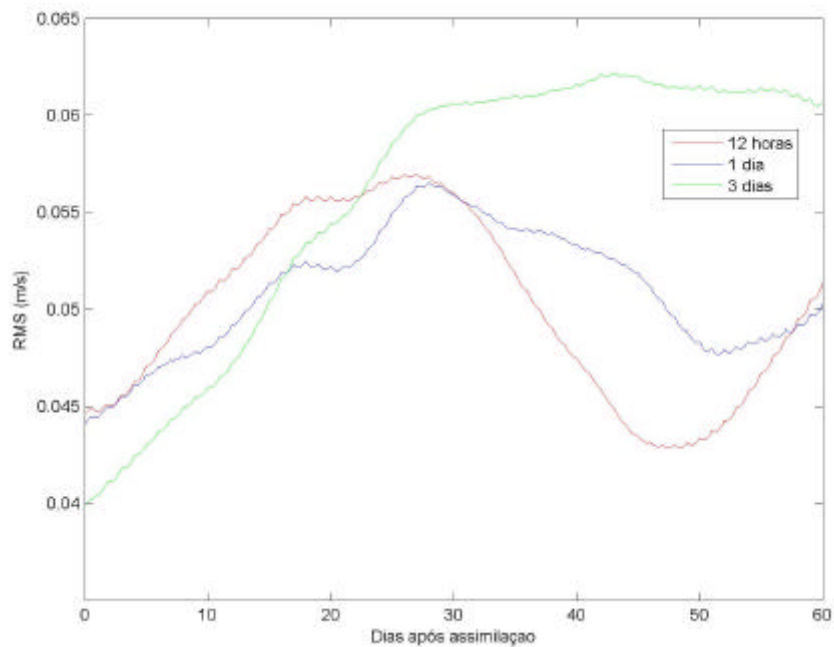


Figura 62 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da elevação da superfície do mar ( $h$ ) após a assimilação de dados no experimento 2 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

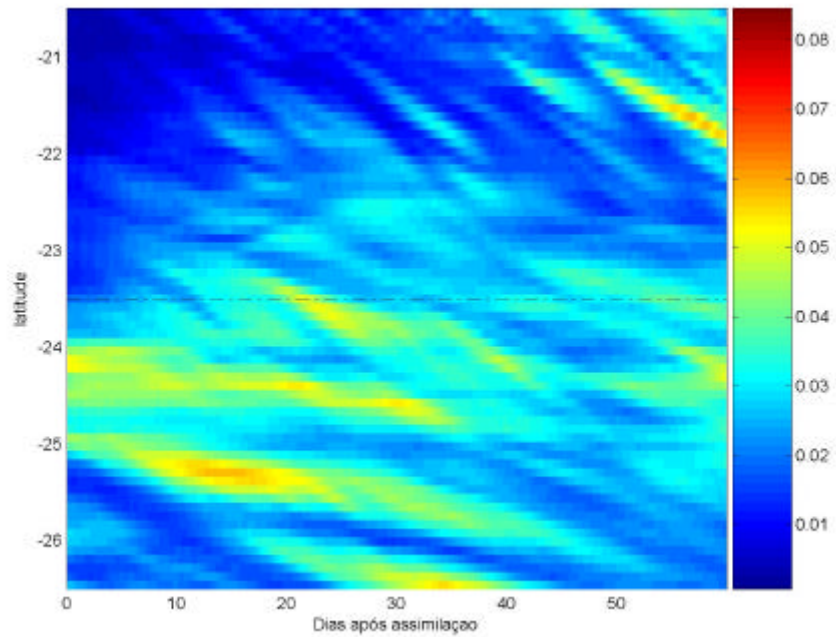


Figura 63 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente zonal ( $U$ ) das correntes, em m/s, ao longo das latitudes após a assimilação de dados ( $t_a = 12hs$ ) no experimento 2. Acima da linha tracejada ocorreu a assimilação de dados de corrente.

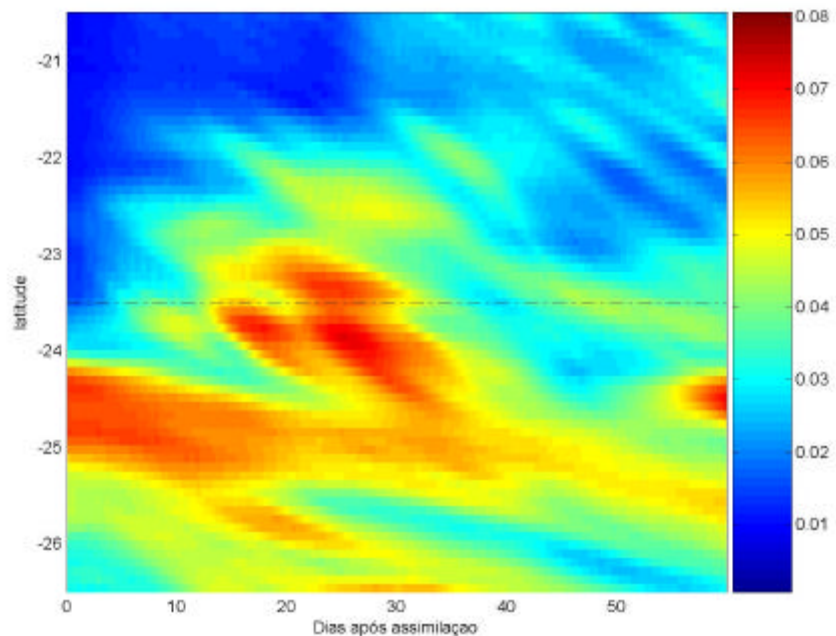


Figura 64 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente meridional ( $V$ ) das correntes, em m/s, ao longo das latitudes após a assimilação de dados ( $t_a = 12hs$ ) no experimento 2. Acima da linha tracejada ocorreu a assimilação de dados de corrente.

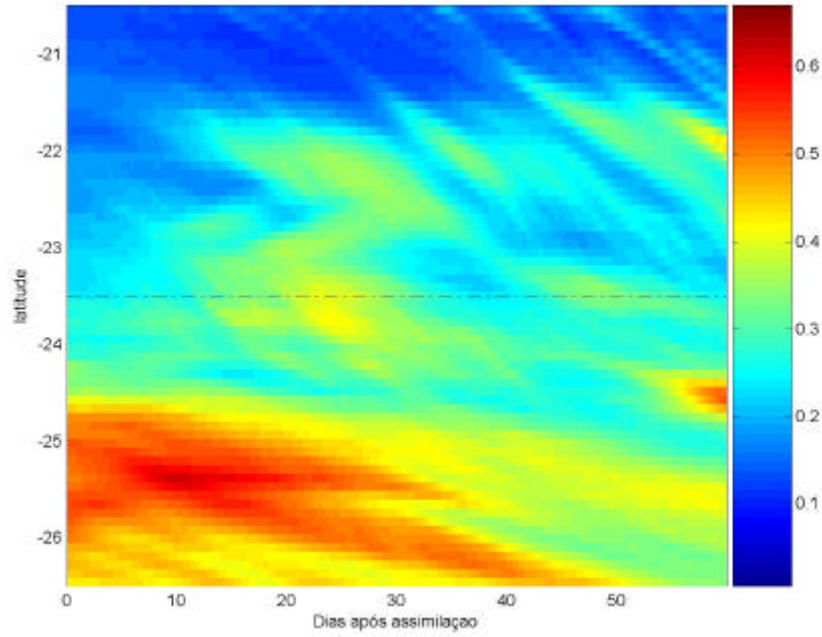


Figura 65 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da temperatura ( $T$ ), em °C, ao longo das latitudes após a assimilação de dados ( $t_a = 12hs$ ) no experimento 2. Acima da linha tracejada ocorreu a assimilação de dados de corrente.

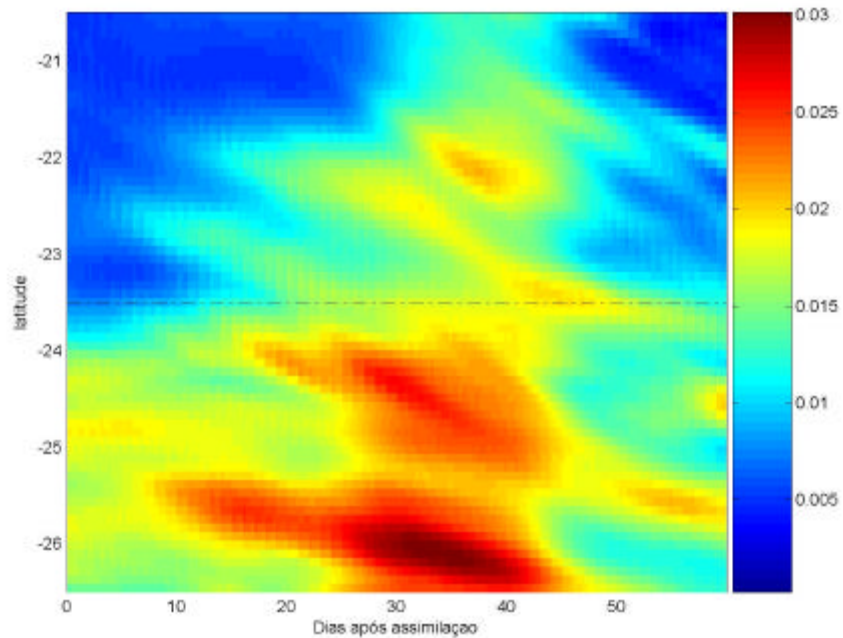


Figura 66 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da elevação da superfície do mar ( $h$ ), em metros, ao longo das latitudes após a assimilação de dados ( $t_a = 12hs$ ) no experimento 2. Acima da linha tracejada ocorreu a assimilação de dados de corrente.

Tabela 7 – Porcentagem total de variação do erro médio quadrático (RMS) no experimento 2 após a assimilação de dados de corrente. Valores positivos indicam aumento enquanto valores negativos significam redução do erro médio quadrático.

		$t_a = 12hs$	$t_a = 24hs$	$t_a = 72hs$
Experimento 2	RMS $U$	24,5	19,6	43,0
	RMS $V$	10,4	10,6	59,9
	RMS intensidade	14,9	14,0	51,9
	RMS $T$	-12,1	-9,7	-6,7
	RMS $h$	-4,7	3,6	18,6



### IV.3.2 – Experimento 3

Analisando os gráficos de evolução temporal das correntes superficiais e elevação da superfície do mar no pós-controle e pós-assimilação de dados do experimento 3 (figura 67), observa-se que a assimilação de dados não foi capaz de reproduzir a circulação da simulação de controle e prever as correntes e vórtices do pós-controle.

Nos gráficos de evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) das componentes zonais (figura 68) e meridionais (figura 69) das correntes e da elevação da superfície do mar (figura 71) podemos constatar que existe um período de alguns poucos dias após o término da assimilação de dados em que o erro RMS se mantém praticamente constante. Contudo, este erro é maior que os erros da pós-assimilação de dados encontrados nos experimentos 1 e 2.

Na tabela 8 observamos um aumento do erro médio quadrático para as variáveis  $U$ ,  $V$  e  $h$  após a assimilação dos dados de corrente para todos os  $t_a$  utilizados. Esse aumento foi maior na simulação que utiliza um  $t_a = 12hs$  e menor na simulação que emprega um  $t_a = 72hs$ .

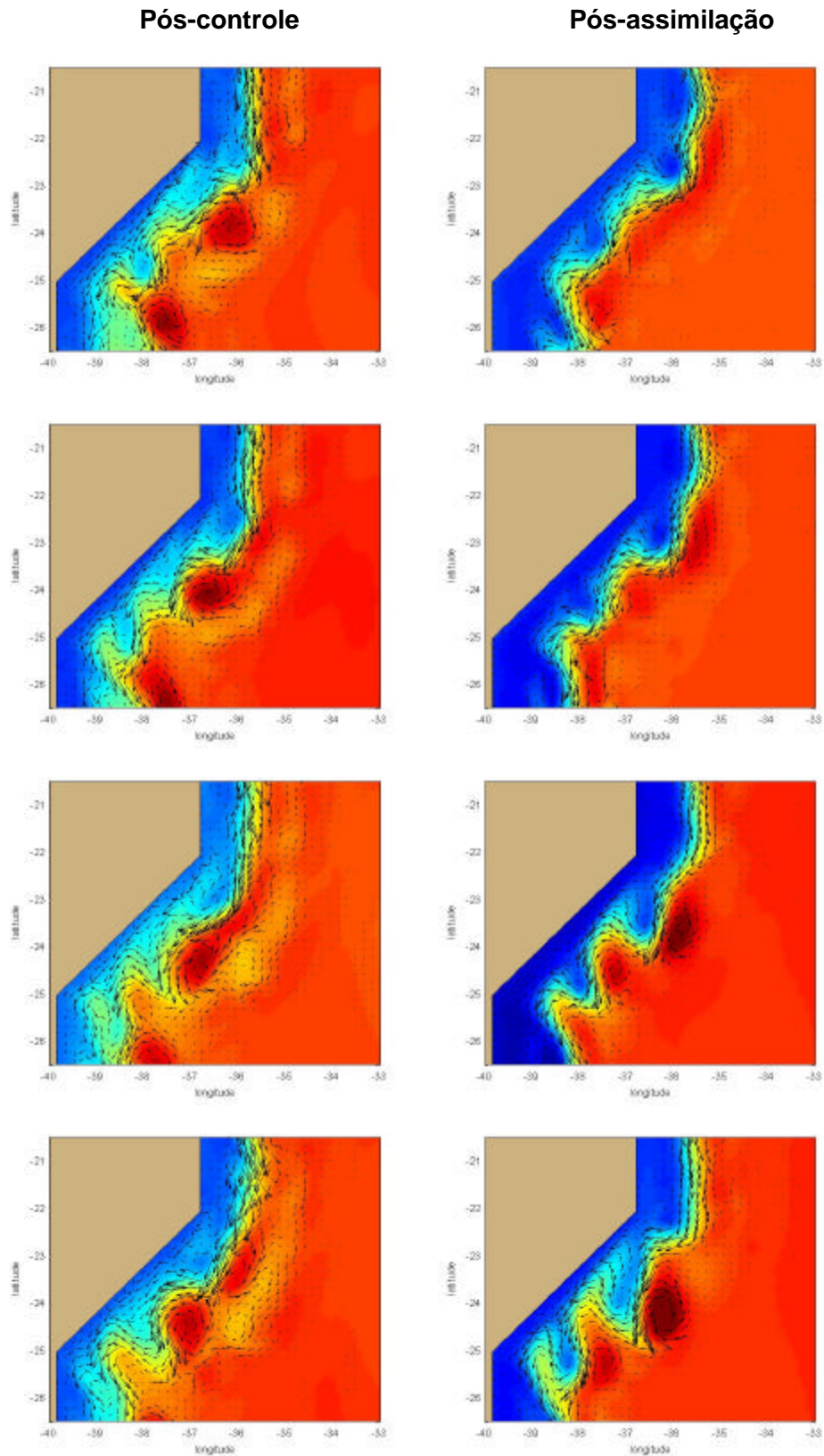


Figura 67 – Evolução temporal das correntes superficiais e elevação da superfície do mar no pós-controle e pós-assimilação de dados (experimento 3 com  $t_a = 12hs$ ). De cima para baixo temos 0, 18, 38 e 58 dias após o término da assimilação de dados.

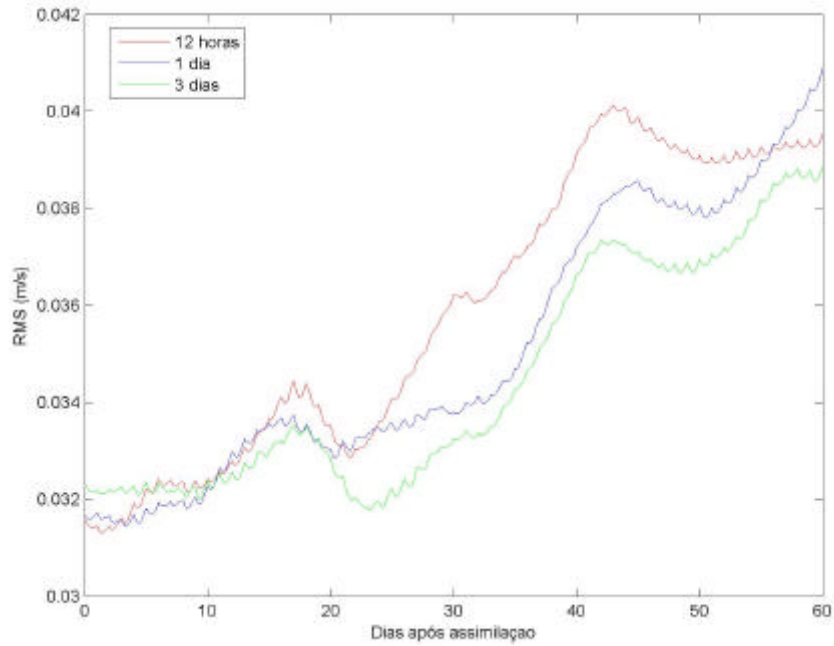


Figura 68 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente zonal ( $U$ ) da corrente após a assimilação de dados no experimento 3 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

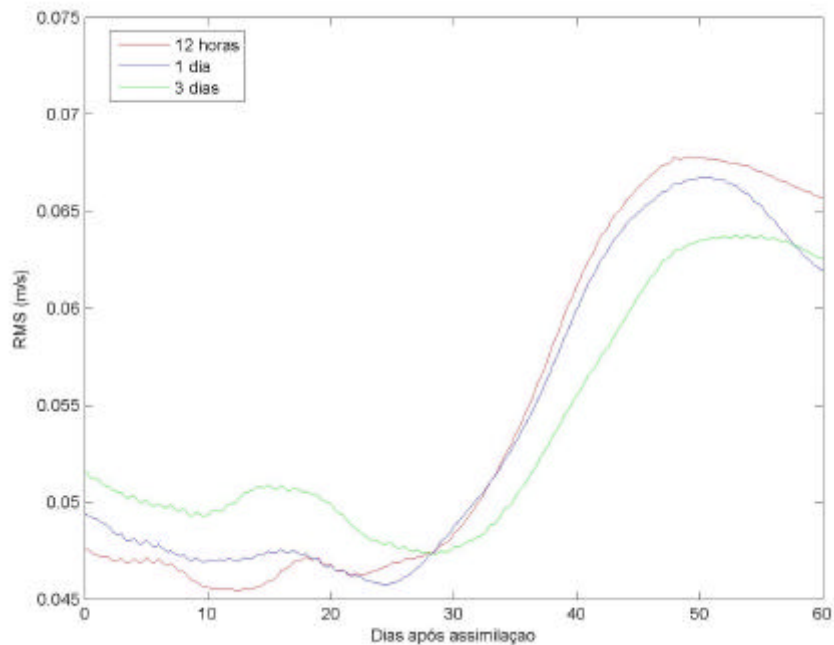


Figura 69 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente meridional ( $V$ ) da corrente após a assimilação de dados no experimento 3 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

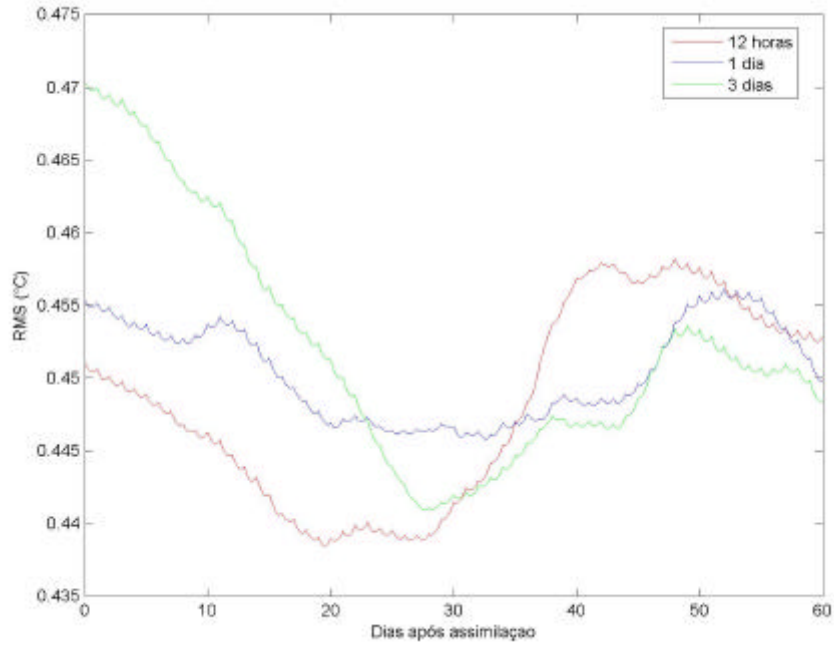


Figura 70 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da temperatura ( $T$ ) após a assimilação de dados no experimento 3 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

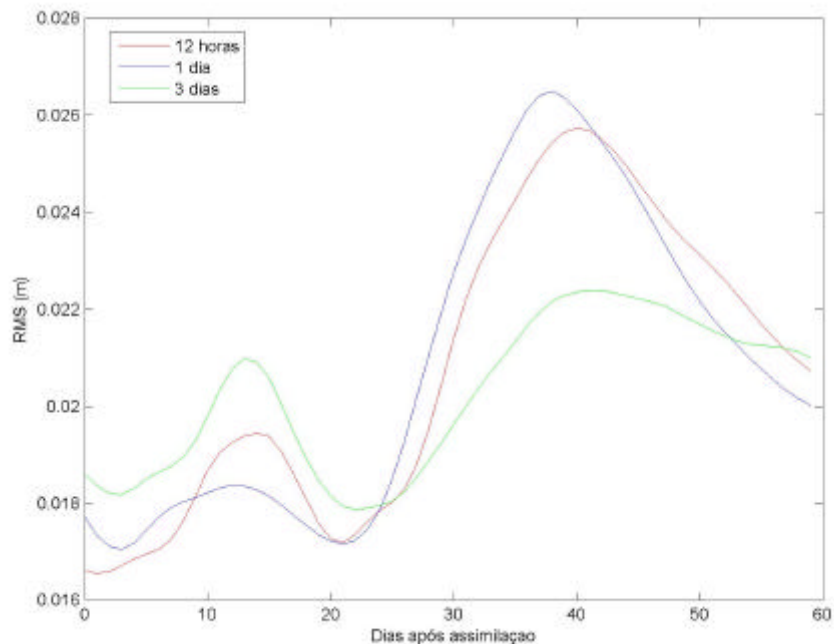


Figura 71 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da elevação da superfície do mar ( $h$ ) após a assimilação de dados no experimento 3 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

Tabela 8 – Porcentagem total de variação do erro médio quadrático (RMS) no experimento 3 após a assimilação de dados de corrente. Valores positivos indicam aumento enquanto valores negativos significam redução do erro médio quadrático.

		$t_a = 12hs$	$t_a = 24hs$	$t_a = 72hs$
Experimento 3	RMS $U$	25,0	29,0	20,2
	RMS $V$	37,9	25,4	21,2
	RMS intensidade	34,1	26,5	20,9
	RMS $T$	0,4	-1,2	-4,6
	RMS $h$	24,9	13,4	12,8

#### IV.3.2 – Experimento 4

Verifica-se na figura 72, que mostra a evolução temporal das correntes superficiais e da elevação da superfície do mar no pós-controle e pós-assimilação de dados, que a assimilação dos dados de corrente considerando um raio de influência foi capaz de reproduzir a circulação da simulação de controle (painel superior), entretanto, não obteve êxito na previsão de correntes e vórtices (demais painéis).

O comportamento do erro médio quadrático (RMS) neste experimento (figuras 73 a 76) foi semelhante ao observado no experimento 3, porém, o aumento do erro RMS após 60 dias de integração do modelo sem assimilação de dados (tabela 9) foi inferior ao observado no experimento 3.

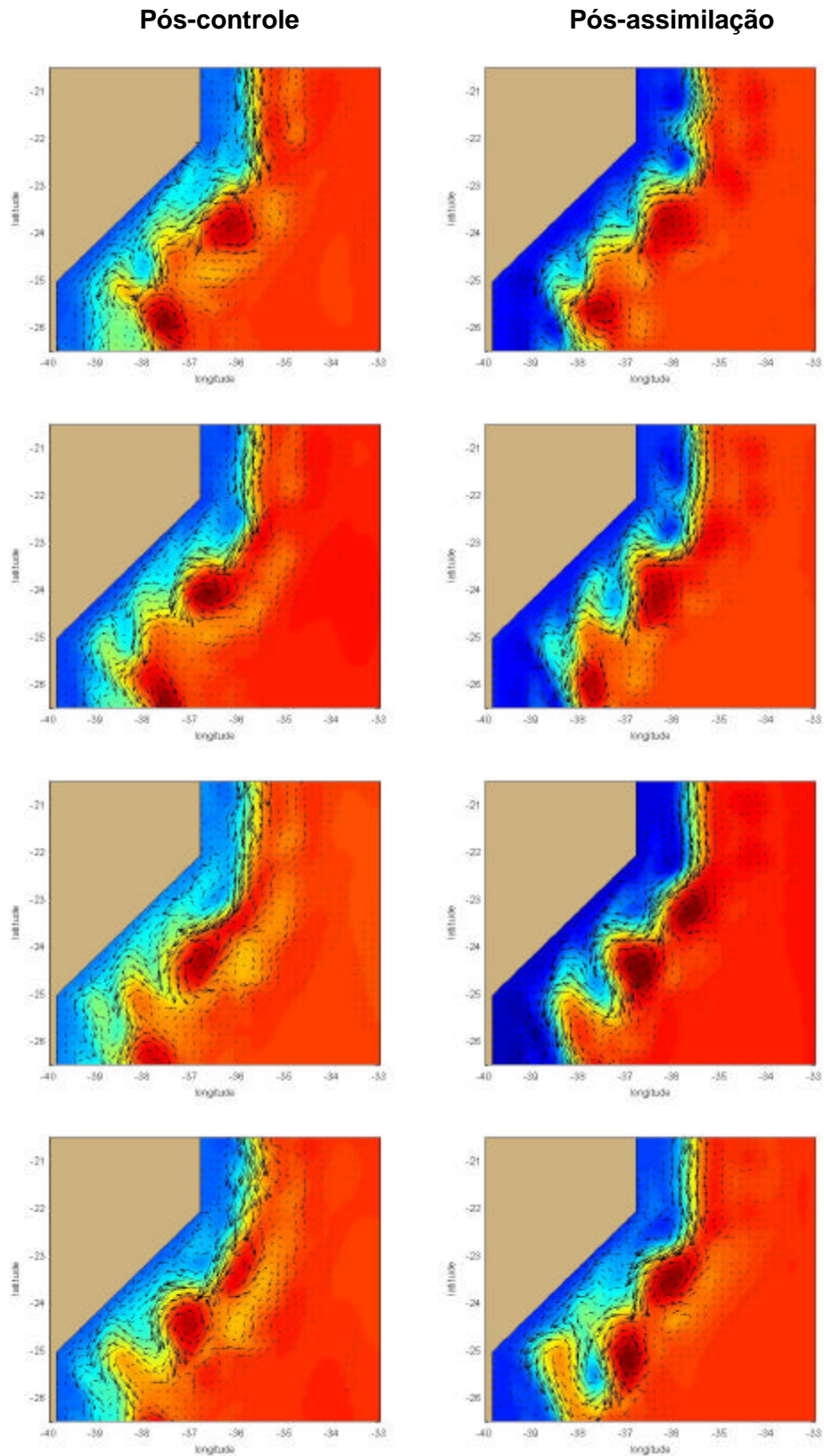


Figura 72 – Evolução temporal das correntes superficiais e elevação da superfície do mar no pós-controle e pós-assimilação de dados (experimento 4 com  $t_a = 12hs$ ). De cima para baixo temos 0, 18, 38 e 58 dias após o término da assimilação de dados.

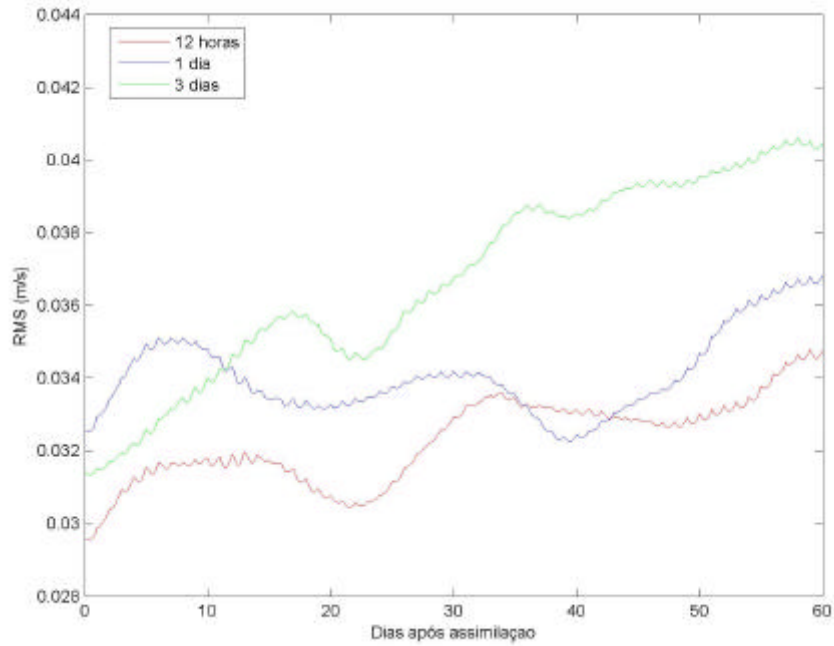


Figura 73 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente zonal ( $U$ ) da corrente após a assimilação de dados no experimento 4 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

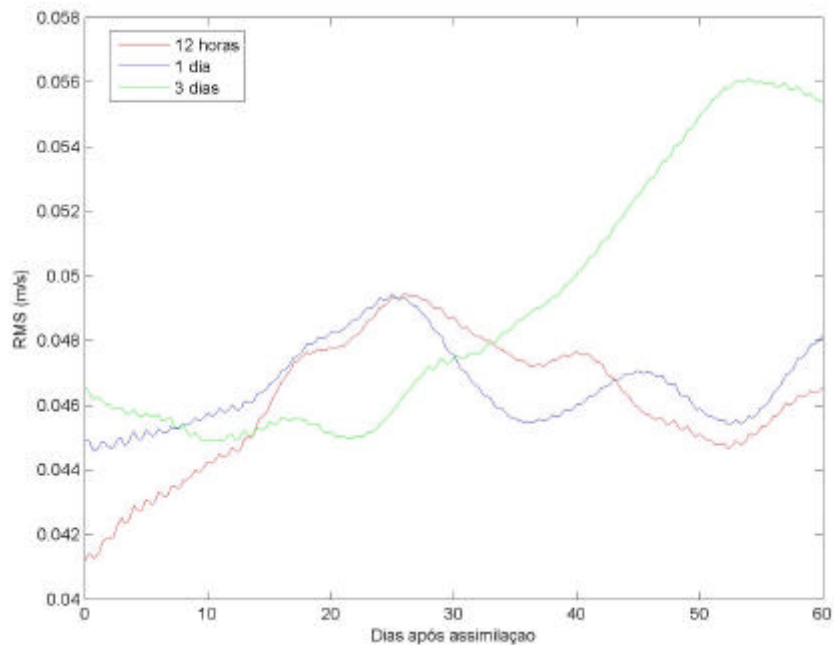


Figura 74 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da componente meridional ( $V$ ) da corrente após a assimilação de dados no experimento 4 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).



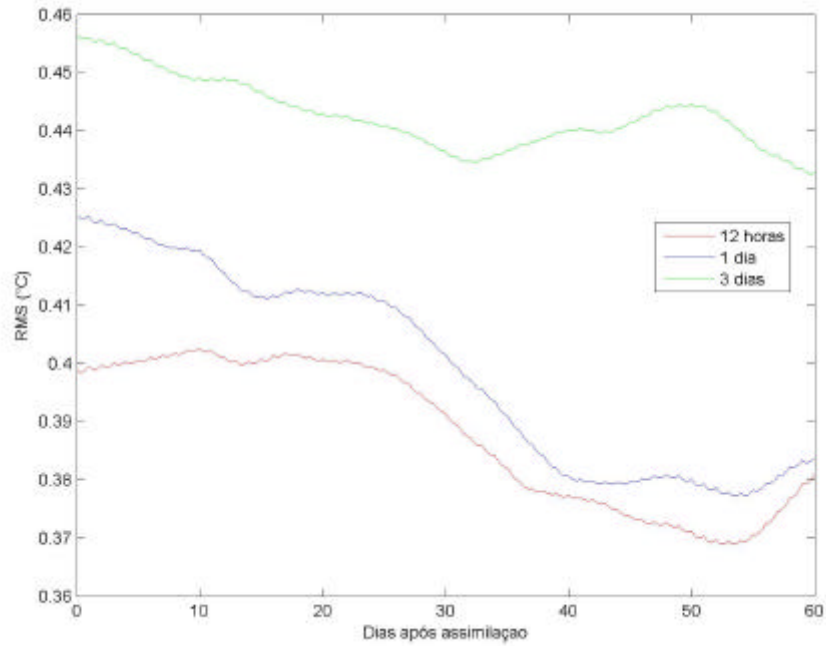


Figura 75 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da temperatura ( $T$ ) após a assimilação de dados no experimento 4 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).

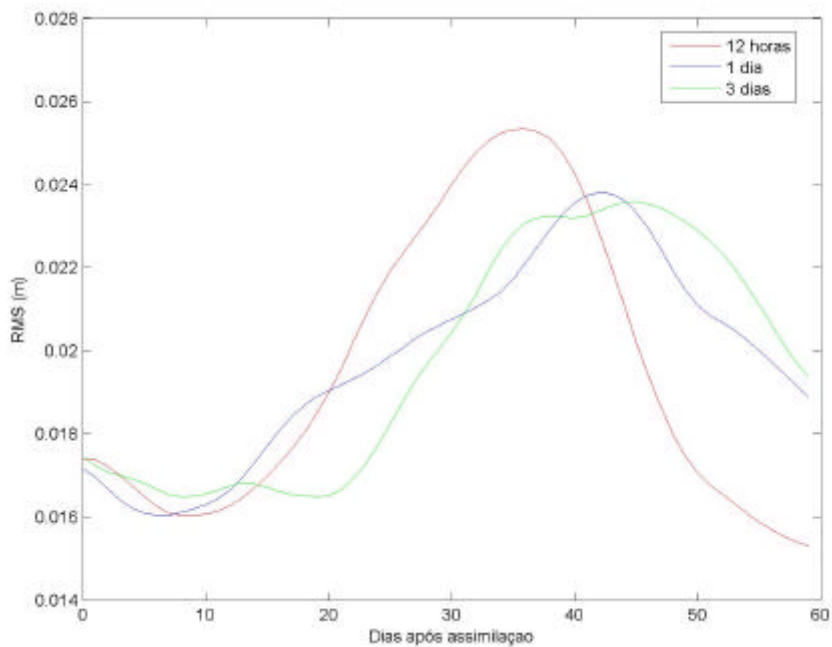


Figura 76 – Evolução temporal do erro médio quadrático (RMS) da elevação da superfície do mar ( $h$ ) após a assimilação de dados no experimento 4 utilizando  $t_a = 12hs$  (linha vermelha),  $t_a = 24hs$  (linha azul) e  $t_a = 72hs$  (linha verde).



Tabela 9 – Porcentagem total de variação do erro médio quadrático (RMS) no experimento 4 após a assimilação de dados de corrente. Valores positivos indicam aumento enquanto valores negativos significam redução do erro médio quadrático.

		$t_a = 12hs$	$t_a = 24hs$	$t_a = 72hs$
Experimento 4	RMS $U$	17,7	13,0	28,7
	RMS $V$	13,1	7,4	19,0
	RMS intensidade	14,7	9,3	22,1
	RMS $T$	-4,5	-9,9	-5,2
	RMS $h$	-11,5	9,8	11,6

## V - CONCLUSÕES

A simulação de controle originou, durante 450 dias de integração, 10 vórtices de meso-escala, sendo 8 anticiclônicos e 2 ciclônicos. As dimensões destes vórtices são similares às dimensões dos vórtices observados na costa sul e sudeste do Brasil, apresentando larguras da ordem de 150 km e profundidades de 200 a 300m. A duração dos vórtices variou de 1 a 4 meses e os seus deslocamentos foram sempre no sentido da corrente principal. As correntes nestes vórtices se caracterizaram por apresentarem velocidades máximas entre 0,25m/s e 0,5m/s. A corrente superficial da simulação de controle também apresentou características similares à Corrente do Brasil, com fluxos de cerca de 5 Sv fluindo junto à quebra de plataforma. Meandramentos foram observados principalmente após a mudança na orientação da linha de costa de norte-sul para nordeste-sudoeste, provavelmente devido à conservação de vorticidade potencial.

A assimilação dos dados de corrente na porção norte do domínio (experimento 2), simulando uma condição ótima de amostragem na Bacia de Campos, embora tenha reduzido os erros RMS no domínio de análise, não foi capaz de reproduzir a circulação de meso-escala na porção sul do domínio da simulação de controle. Ou seja, embora a circulação na porção norte no experimento com assimilação possa convergir para a simulação de controle, a porção sul pode apresentar uma dinâmica completamente diferente da simulação de controle. Por isso, caso seja desenvolvido um sistema operacional para previsão de circulação oceânica utilizando assimilação de dados na costa brasileira, este precisa contemplar o maior número possível de fonte de dados de forma que se tenha uma extensa cobertura horizontal e vertical do oceano.

O experimento 3, onde apenas 18 perfis de corrente foram assimilados, foi o que obteve o pior desempenho. A circulação do experimento com assimilação não convergiu para a circulação da simulação de controle, embora do erro RMS tenha diminuído cerca de 20% ao longo do tempo de assimilação dos dados. Isso é perfeitamente plausível uma vez que, dos 244500 pontos de grade do domínio que estão dentro d'água, apenas 540 sofreram o processo de assimilação de dados, ou seja, cerca de 0,22%. Assim, a utilização de alguns poucos pontos em um modelo numérico que contempla a assimilação de dados não será capaz de reproduzir ou prever a circulação hidrodinâmica.

No experimento onde foi considerado um raio de influência para a assimilação dos dados de corrente em função do Raio de Deformação de Rossby (experimento 4), os resultados tanto da reprodução da simulação de controle quanto da previsão de correntes e vórtices foram melhores que os resultados do experimento 3. Através dos gráficos de evolução temporal das correntes superficiais e elevação da superfície do mar observou-se que o experimento com assimilação de dados foi capaz de reproduzir a simulação de controle, entretanto, não foi capaz de prever satisfatoriamente as correntes e vórtices.

A utilização de um pequeno raio de influência implica em forçar poucos pontos do domínio para que sigam a “realidade”. Um raio de influência reduzido só seria desejável se houvesse uma grande quantidade de pontos para a assimilação. Na realidade a costa brasileira possui poucas locações medindo dados de corrente e portanto, seria importante aumentar a abrangência destes dados o máximo possível. Mas não se deve aumentar em demasia esse raio de influência dos dados para não adicionar informação incorreta à modelagem.

A localização dos pontos utilizados na assimilação foi definida de forma a prover uma cobertura mais homogênea possível ao longo do desenvolvimento da circulação em todo o domínio do modelo. Entretanto, se o objetivo fosse reproduzir, em uma determinada região do domínio, uma circulação mais fiel à simulação de controle, a utilização de pontos menos espaçados seria mais apropriado. Conseqüentemente estes pontos teriam seu raio de influência reduzido.

Outros estudos mais direcionados à configuração do raio de influência e localização e quantidade de pontos utilizados na assimilação de dados podem revelar melhores resultados. Além disso, a possibilidade de utilização de uma análise objetiva ou outra técnica que permita interpolar e extrapolar os dados entre os pontos, por exemplo, não deve ser descartada.

Os fatores de *nudging* utilizados na assimilação de dados apresentaram resultados satisfatórios, sendo que o  $t_a = 12hs$  foi o que demonstrou ter uma maior redução dos erros RMS nas simulações em comparação com os  $t_a = 24hs$  e  $t_a = 72hs$ . Mano (2007) realizou assimilações de campos tridimensionais de temperatura e bidimensionais de elevação da superfície do mar em experimentos gêmeos utilizando a técnica de relaxação newtoniana. Ele testou os seguintes valores de  $t_a$ : 12, 24 e 48 hs, sendo que na assimilação de temperatura os melhores resultados foram obtidos com  $t_a = 24hs$  enquanto que na assimilação de elevação

da superfície do mar o melhor desempenho ocorreu com  $t_a = 12hs$ . No presente trabalho acredita-se que fatores de *nudging* com  $t_a$  inferiores a 12hs poderiam ser testados, visando uma melhora da reprodução da simulação de controle num período menor de simulação numérica, e, conseqüentemente, fornecendo uma melhor previsão oceânica.

## REFERÊNCIAS

- ANTHES, R.A. 1974, "Data assimilation and initialization of hurricane prediction models." *J. Atmos. Sci.*, 31, pp. 702-719.
- ASSELIN, R. 1972, "Frequency filters for time integrations." *Monthly Weather Review*, 100, pp. 487-490.
- ARETXABALETA, A.; MANNING, J.; WERNER, F.E. *et al.*, 2004. "Data Assimilative Hindcast on the Southern Flank of Georges Bank during May 1999: frontal circulation and implications." *Continental Shelf Research*, 25 (7/8), pp. 849-874.
- BLUMBERG, A.F.; MELLOR, G.L. 1987, "A description of a three dimensional coastal ocean circulation model." In: *Heaps, N. (Ed.), Three-Dimensional Coastal Ocean Models*. American Geophysical Union, 208p.
- BLUMBERG, A.F.; KANTHA, L.H, 1985, "Open Boundary Conditions for Circulation Models." *Journal of Hydraulic Engineering*, 111, pp. 237-255.
- CALADO, L. 2001, *Dinâmica da formação de meandros e vórtices da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro*. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico – USP, São Paulo, 95p.
- CAPOTONDI, A.; HOLLAND, W.R.; MALANOTTE-RIZZOLI, P. 1995, "Assimilation of altimeter data into a quasi geostrophic model of the Gulf Stream System. Part I: dynamical considerations", *Journal of Physical Oceanography*, 25, pp. 1130-1152.
- CARTON, J.A.; CHEPURIN, G.; CHAO, X., *et al.*, 2000, "A Simple Ocean Data Assimilation Analysis of the Global Upper Ocean 1950-95, Part I: Methodology." *Journal of Physical Oceanography*, 30, pp. 294-309.
- CRESSMAN, G.P., 1959. "An operational objective analysis system." *Monthly Weather Review*, 87(10): pp. 367-374.
- EVANS, D.L.; SIGNORINI, SS.; MIRANDA, L.B., 1983, "A Note on the Transport of the Brazil Current." *Journal of Physical Oceanography*, 13, pp. 1732-1738.
- EZER, T.; MELLOR, G.L.; GREATBATCH, R.J., 1995, "On the interpentadal variability of the North Atlantic Ocean: Model simulated changes in transport, meridional heat flux and coastal sea level between 1955-1959 and 1970-1974." *Journal of Geophysical Research*, 100, pp. 10559-10566.

- EZER, T., 1999, "Decadal Variabilities of the Upper Layers of the Subtropical North Atlantic: An Ocean Model Study." *Journal of Physical Oceanography*, 29, pp. 3111-3124.
- EZER, T.; MELLOR, G.L. 2000, "Sensitivity studies with the North Atlantic sigma coordinate Princeton Ocean Model." *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 32, pp. 185-208.
- EZER, T.; MELLOR, G.L. 1997a, "Simulations of the Atlantic Ocean with a free surface sigma coordinate ocean model." *Journal of Geophysical Research*, 102, pp. 15647-15657.
- EZER, T.; MELLOR, G.L. 1997b, "Data assimilation experiments in the Gulf Stream region: How useful are satellite-derived surface data for nowcasting the subsurface fields?" *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14, pp. 1379-1391.
- FLEMMING, N.C. 2002, "Strategic planning for operational oceanography" In: Pinardi, N. and Woods, J. eds. *Ocean forecasting: conceptual basis and applications*, Berlin, Springer-Verlag, pp. 1-17.
- FRAGOSO, M. R. 2004. *Um Modelo Numérico da Circulação Oceânica para as Bacias Leste e Sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado, COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 173 pp.
- FUKUMORI, I.; MALANOTTE-RIZZOLI, P., 1994, "An Approximate Kalman Filter for Ocean Data Assimilation: An Example with an Idealized Gulf Stream Model." *Journal of Geophysical Research*, 100, pp. 6777-6793.
- HANEY, R.L. 1991, "On the pressure gradient force over steep topography in sigma coordinate ocean models." *Journal of Physical Oceanography*, 21, pp. 610-619.
- HOLLAND, W.R.; MALANOTTE-RIZZOLI, P. 1989, "Assimilation of altimeter data into an ocean circulation model: space versus time resolution studies." *Journal of Physical Oceanography*, 19, pp. 1507-1534.
- HOKE, J.E.; ANTHES, R.A., 1976, "The initialization of numerical models by a dynamic-initialization technique." *Monthly Weather Review*, 104, pp. 1551-1556.
- LIMA, I.D.; OLSON, D.B.; DONEY, S.C., 2002. "Biological response to frontal dynamics and mesoscale variability in oligotrophic environments: Biological

- production and community structure.” *Journal of Geophysical Research*, 107(C8), doi:10.1029/2000JC000393.
- MALANOTTE-RIZZOLI, P.; TZIPERMAN, E., 1996, “The Oceanographic Data Assimilation Problem: Overview, Motivation and Purposes,” In: P. Malanotte-Rizzoli (Editor), *Modern Approaches to Data Assimilation in Ocean Modeling*. Elsevier, pp. 455.
- MANO, M. F. 2007. *Assimilação de Dados em Modelo Oceanográfico da Bacia Sudoeste do Atlântico para Reproduzir e Prever Circulação Superficial e Feições de Meso-Escala*. Tese de Doutorado, COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 160 pp.
- MELLOR, G.L.; EZER, T.; OEY, L.-Y., 1994, “The Pressure Gradient Conundrum of Sigma Coordinate Ocean Models.” *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 11, pp. 1126-1134.
- MELLOR, G.L.; OEY, L.-Y.; EZER, T., 1998, “Sigma Coordinate Pressure Gradient Errors and the Seamount Problem.” *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15, pp. 1122-1131.
- MELLOR, G.L. 2003, “User’s guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model.” *Atmospheric and Oceanic Science Program*, Princeton University, Princeton, N.J., USA.
- MELLOR, G.L.; T. EZER, 1991, “A Gulf Stream model and an altimetry assimilation scheme.” *Journal of Geophysical Research*, 96, pp. 8779-8795.
- MELLOR, G.L.; YAMADA, T., 1974, “A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers.” *Journal of the Atmospheric Science*, 31, pp. 1791-1806.
- MESSINGER, F.; ARAKAWA, A., 1976. “Numerical Methods Used in Atmospheric Models.” *Global Atmospheric Research Programme – WMO-ICSU Joint Organizing Committee*.
- MOORE, A.M., 1991, “Data Assimilation in a Quasi-geostrophic Open-Ocean Model of the Gulf Stream Region Using the Adjoint Method.” *Journal of Physical Oceanography*, 21, pp. 398-427.
- MUNK, W., 2000 – “Achievements in Physical Oceanography” In: *50 Years of Ocean Discovery: National Science Foundation 1950-2000* Ocean Studies Board, National Research Council, 276 pp.

- NETO, D.F., 2005. *Dinâmica da Contra-corrente Norte Equatorial na Região Oeste do Oceano Atlântico Tropical*. Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico – USP, São Paulo, 116p.
- PACHECO, P.S.; TANAJURA, C.A.S.; CÁRDENAS, J.W. 2006. “Temperature and salinity data assimilation experiments in the Tropical Atlantic with MOM3”. In: *Proceedings of 8 ICSHMO*, Foz do Iguaçu, Brasil. INPE. pp. 1265-1268.
- ROBINSON, A.R.; GLENN, S.M., 1999. “Adaptive sampling for ocean forecasting.” *Naval Research Reviews*, 51(2), pp. 28-38.
- ROBINSON, A.L.; SPALL, M.A.; PINARDI, N., 1988, “Gulf Stream Simulations and the Dynamics of Ring and Meander Processes.” *Journal of Physical Oceanography*, 18, pp. 1811-1853.
- SILVA, L.S., 2001, *Estudo Numérico da Circulação e da Estrutura Termohalina no Canal de São Sebastião*. Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico – USP, São Paulo, 256p.
- SMAGORINSKY, J. 1963, “General circulation experiments with the primitive equations, I, The basic experiment.” *Monthly Weather Review*, 91, pp. 99-164.
- SOUZA, R.B., 2005, “Introdução à Oceanografia por Satélites”. In: Souza, R.B. (ed), *Oceanografia por satélites*. Oficina de Textos, São Paulo - SP.
- STEWART, R.H., 2003, “The Physical Setting”. In: Stewart, R.H. (ed), *Introduction to Physical Oceanography*, chapter 3, Texas, USA.
- TORRES JR., A.R., 1995, *Resposta da ressurgência costeira de Cabo Frio à forçantes locais*. Dissertação de Mestrado, COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 143p.



## APÊNDICE - Equações Governantes do *Princeton Ocean Model*

- Equação da continuidade:

$$\frac{\partial DU}{\partial x} + \frac{\partial DV}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial s} + \frac{\partial h}{\partial t} = 0$$

- Equação de estado da água do mar:

$$\mathbf{r} = \mathbf{r}(S, q, P)$$

- Equação da conservação de momento na direção x:

$$\begin{aligned} \frac{\partial UD}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UVD}{\partial y} + \frac{\partial Uw}{\partial s} - fVD + gD \frac{\partial h}{\partial x} + \\ \frac{gD^2}{\mathbf{r}_0} \int_s^0 \left[ \frac{\partial \mathbf{r}'}{\partial x} - \frac{\mathbf{s}'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \mathbf{r}'}{\partial s'} \right] d\mathbf{s}' = \frac{\partial}{\partial s} \left[ \frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial s} \right] + F_x \end{aligned}$$

- Equação da conservação de momento na direção y:

$$\begin{aligned} \frac{\partial VD}{\partial t} + \frac{\partial UVD}{\partial x} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial Vw}{\partial s} + fUD + gD \frac{\partial h}{\partial y} + \\ \frac{gD^2}{\mathbf{r}_0} \int_s^0 \left[ \frac{\partial \mathbf{r}'}{\partial y} - \frac{\mathbf{s}'}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \mathbf{r}'}{\partial s'} \right] d\mathbf{s}' = \frac{\partial}{\partial s} \left[ \frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial s} \right] + F_y \end{aligned}$$

- A velocidade vertical no sistema *sigma*,  $w$ , é obtida a partir da velocidade vertical no sistema cartesiano,  $W$ , da seguinte forma:

$$W = w + U \left( \mathbf{s} \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \mathbf{h}}{\partial x} \right) + V \left( \mathbf{s} \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \mathbf{h}}{\partial y} \right) + \mathbf{s} \frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial \mathbf{h}}{\partial t}$$

- Equação da conservação de calor:

$$\frac{\partial qD}{\partial t} + \frac{\partial qUD}{\partial x} + \frac{\partial qVD}{\partial y} + \frac{\partial qw}{\partial \mathbf{s}} = \frac{\partial}{\partial \mathbf{s}} \left[ \frac{K_H}{D} \frac{\partial q}{\partial \mathbf{s}} \right] + F_q - \frac{\partial R}{\partial z}$$

- Equação da conservação de sal:

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial SVD}{\partial y} + \frac{\partial Sw}{\partial \mathbf{s}} = \frac{\partial}{\partial \mathbf{s}} \left[ \frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \mathbf{s}} \right] + F_s$$

- Equação da conservação de energia cinética turbulenta:

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2 D}{\partial t} + \frac{\partial Uq^2 D}{\partial x} + \frac{\partial Vq^2 D}{\partial y} + \frac{\partial wq^2}{\partial \mathbf{s}} &= \frac{\partial}{\partial \mathbf{s}} \left[ \frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2}{\partial \mathbf{s}} \right] + \\ \frac{2K_M}{D} \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial \mathbf{s}} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial \mathbf{s}} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\mathbf{r}_0} K_H \frac{\partial \tilde{\mathbf{r}}}{\partial \mathbf{s}} - \frac{2Dq^3}{B_1 l} + F_q \end{aligned}$$

- Equação da conservação de escala da energia cinética turbulenta:

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2 l D}{\partial t} + \frac{\partial Uq^2 l D}{\partial x} + \frac{\partial Vq^2 l D}{\partial y} + \frac{\partial wq^2 l}{\partial \mathbf{s}} &= \frac{\partial}{\partial \mathbf{s}} \left[ \frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2 l}{\partial \mathbf{s}} \right] + \\ E_1 l \left( \frac{K_M}{D} \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial \mathbf{s}} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial \mathbf{s}} \right)^2 \right] + E_3 \frac{g}{\mathbf{r}_0} K_H \frac{\partial \tilde{\mathbf{r}}}{\partial \mathbf{s}} \right) - \frac{Dq^3}{B_1} \tilde{W} + F_l \end{aligned}$$

Os termos de atrito lateral  $F_x$ ,  $F_y$ ,  $F_q$ ,  $F_s$ ,  $F_q$  e  $F_l$  são resultado de movimentos com escalas menores que o espaçamento de grade do modelo, sendo então necessárias parametrizações para resolvê-los:

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} \left( 2A_M \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left[ A_M \left( \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right]$$

$$F_y = \frac{\partial}{\partial x} \left[ A_M \left( \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left( 2A_M \frac{\partial V}{\partial x} \right)$$

$$F_{q,s,q,l} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ A_H \frac{\partial(\mathbf{q}, S, q, l)}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ A_H \frac{\partial(\mathbf{q}, S, q, l)}{\partial y} \right]$$

O coeficiente cinemático horizontal de viscosidade turbulenta ( $A_M$ ) e o coeficiente cinemático horizontal de difusão de calor e sal ( $A_H$ ) são parametrizados através do esquema de SMAGORINSKY (1963):

$$A_{(M,H)} = C\Delta x\Delta y \sqrt{\left[ \left( \frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 \right]}$$

Para as equações apresentadas, temos que  $U$  é a componente zonal da velocidade,  $V$  é a componente meridional da velocidade,  $w$  é a componente vertical da velocidade (perpendicular a superfície  $\sigma$ ),  $q$  é a temperatura potencial,  $S$  é a salinidade,  $g$  é a aceleração da gravidade,  $f$  é o parâmetro de Coriolis,  $p$  é a pressão,  $\rho_0$  é a densidade de referência,  $\rho'$  é a anomalia de densidade,  $K_M$  é o coeficiente cinemático vertical de viscosidade turbulenta,  $K_H$  é o coeficiente cinemático vertical de difusão turbulenta de calor e sal,  $q^2/l$  é a energia cinética turbulenta,  $l$  é a escala característica de comprimento para o movimento turbulento, e  $\partial R/\partial z$  é um termo referente ao fluxo de calor devido à radiação.