

**. MODELAGEM HIDRODINÂMICA.
CAMPO DE POLVO**

Relatório

Para: ECOLOGUS Engenharia Consultiva

ago-05

. ÍNDICE

I_ INTRODUÇÃO.....	3
I_1. Características Oceanográficas	3
I_1.1 CIRCULAÇÃO SUPERFICIAL	4
I_1.2 CIRCULAÇÃO INTERMEDIÁRIA.....	5
I_1.3 CIRCULAÇÃO PROFUNDA	6
I_1.4 VÓRTICES E MEANDROS	7
II_ MODELO NUMÉRICO UTILIZADO	8
III_ DOMÍNIO DO MODELO.....	12
IV_ CONDIÇÕES DE CONTORNO.....	21
IV_1. Condição de Contorno de Fundo.....	21
IV_2. Condição de Contorno de Superfície.....	22
IV_3. Condição de Contorno Lateral.....	25
IV_3.1 ELEVAÇÃO DO NÍVEL DO MAR.....	26
IV_3.2 CORRENTES	28
IV_3.3 TEMPERATURA	28
V_ RESULTADOS.....	28
V_1. Avaliação do Modelo.....	28
V_1.1 TRANSPORTE DE VOLUME.....	29
V_1.2 ESTRUTURA TERMOHALINA.....	32
V_1.3 CAMPOS DE CORRENTE.....	41
VI_ CONCLUSÕES.....	43
VII_ REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	44

I_ INTRODUÇÃO

Para simular o transporte de qualquer material no oceano é necessário conhecer o comportamento das correntes marinhas da região em questão. Para tal, pode-se recorrer à técnica conhecida como fluidodinâmica computacional, que consiste em reproduzir o comportamento de fluidos em resposta às forças atuantes no meio, através da solução numérica das equações que governam os processos envolvidos. Com isso, podem ser obtidos resultados sinóticos e sob diferentes condições de contorno e iniciais, como por exemplo, condições de verão e inverno, de maré de sizígia e quadratura etc.

A capacidade de simular diferentes condições, aliada à obtenção de resultados sinóticos em quatro dimensões (as três do espaço e o tempo), faz da fluidodinâmica computacional uma opção interessante, e em determinados casos, como em regiões com pouca ou nenhuma medição, a única para obter os resultados necessários à modelagem de transporte de materiais no oceano. É imprescindível, no entanto, a realização de comparações dos resultados obtidos pelo modelo hidrodinâmico com dados observados na região, para se ter uma medida da representatividade do modelo em relação ao observado.

Este relatório apresenta a descrição da simulação hidrodinâmica e seus resultados, que serão utilizados nas modelagens de transporte de óleo para o Relatório de Controle Ambiental do Campo de Polvo.

I_1. CARACTERÍSTICAS OCEANOGRÁFICAS

A circulação oceânica da região do Campo de Polvo está sob a influência do giro subtropical do Atlântico Sul, que faz parte da circulação de grande escala que ocorre nas bacias dos oceanos mundiais (Peterson & Stramma, 1991). Trata-se de uma circulação complexa, que apresenta variações ao longo da coluna d'água e para um mesmo nível de profundidade pode apresentar intensidades e sentidos diferentes, dependendo da posição geográfica.

A circulação oceânica da região pode ser dividida em superficial, intermediária e profunda. Existem poucas medições diretas das correntes e as estimativas sobre a circulação são, em sua maioria, realizadas a partir de dados hidrográficos, o que em primeiro lugar já filtra as variações temporais podendo gerar imprecisões. Mesmo os esforços empreendidos pelos pesquisadores ao longo de todos esses anos não foram suficientes para se obter um conhecimento mais aprofundado sobre a circulação dessa região, principalmente em relação às circulações intermediária e profunda.

I_1.1 CIRCULAÇÃO SUPERFICIAL

A circulação superficial da Bacia de Campos é dominada pela Corrente do Brasil (CB). Apesar de ser creditado a Isaaci Vossius o primeiro reconhecimento e descrição da Corrente do Brasil em 1663 no seu "Tratado Sobre o Movimento dos Mares e Ventos", foi James Rennell em 1832 quem detalhou e até mesmo nomeou a Corrente do Brasil. Além disso, foi o primeiro a determinar que a CB era mais fraca do que a Corrente Norte do Brasil (Peterson et al., 1996).

A CB faz parte do giro subtropical do Atlântico Sul (Peterson & Stramma, 1991) e é formada a partir da bifurcação da Corrente Sul Equatorial, que ocorre entre as latitudes de 5 a 10° S (Figura 1). Trata-se de uma Corrente de Contorno Oeste que desempenha o mesmo papel que a Corrente do Golfo, transportando águas quentes e salinas do Equador em direção aos pólos. Entretanto, ao contrário de sua similar do Atlântico Norte, foram realizadas muito poucas medições utilizando correntômetros (Lima, 1997). Outra diferença da CB em relação à Corrente do Golfo é sua menor intensidade. Uma explicação possível foi realizada por Stommel (1965, apud Calado, 2000), que aponta a oposição de sentido da componente termohalina em relação ao transporte gerado pelo vento, que se somam na Corrente do Golfo, como uma possível explicação para esse fato.

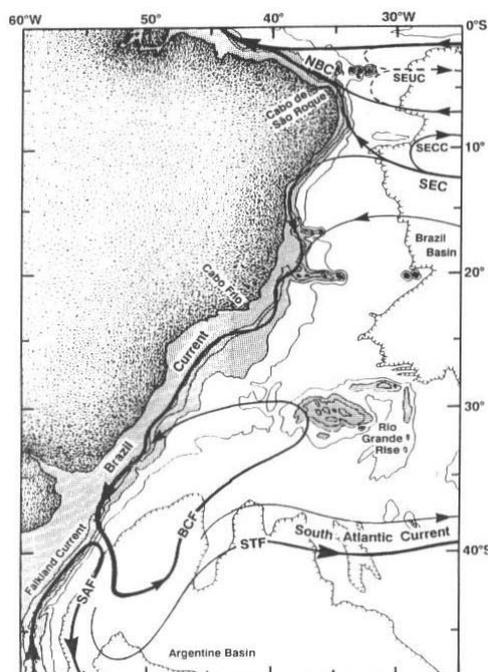


Figura 1: Esquema da circulação superficial do atlântico sudoeste. Fonte: Silveira et al., (2000).

A CB, desde sua origem até a Confluência Brasil-Malvinas, apresenta fluxo predominante para sul/sudoeste, ocupando a troposfera oceânica (primeiros 500 m de profundidade), fluindo sobre a quebra da Plataforma Continental. Garfield (1990, apud Lima, 1997), indica que a posição média da

frente da CB é muito próxima à quebra da plataforma associando à isohalina de 36 ups para locais a leste de 45° W.

Próximo à latitude de 20,5° S, a CB se depara com a cordilheira submarina Vitória-Trindade e flui preferencialmente através da passagem mais próxima à costa, embora esse fluxo seja pouco documentado (Castro & Miranda, 1998). Stramma et al. (1990 apud Castro & Miranda, 1998) mostram que entre 16 e 19° S a parte mais a oeste da BC flui para sul longe da costa, ao largo da isóbata de 3.000 m. Próximo à cadeia, a velocidade da corrente é de 0,5 a 0,6 m/s com transportes entre 3,8 a 6,8 Sv (Evans et al., 1983). Valores maiores, 9,4 Sv, foram encontrados por Schmid et al. (1995).

A partir desta latitude, a corrente adquire caráter meandrante e se intensifica (Silveira et al., 2000). Lima (1997), utilizando medidas obtidas por correntômetros ao longo de um ano na região do Cabo de São Tomé (22° S), estimou a transporte de volume como possuindo valor médio de $5,5 \pm 2,6$ Sv e moda de 6,5 Sv, concordando com as estimativas de Peterson & Stramma, (1991). A velocidade em superfície ao largo de Cabo Frio é em torno de 0,5 m/s e o transporte é da ordem de 9 Sv (Signorini, 1978), sendo que mais da metade do fluxo é confinado aos primeiros 200 metros de coluna d'água (Silveira et al., 2000). Ao sul de Cabo Frio, a CB se intensifica a uma taxa de 5% a cada 100km (Gordon & Greeengrove, apud Castro & Miranda, 1998).

I_1.2 CIRCULAÇÃO INTERMEDIÁRIA

A circulação intermediária, entre as profundidades de 400 e 1500m está associada ao fluxo da Água Intermediária Antártica (AIA). O padrão de circulação da AIA (Figura II.6.1.1.2) ainda gera alguma polêmica entre os pesquisadores, porém a teoria mais aceita parece ser a de que a AIA seria formada na Convergência Antártica fluindo para níveis intermediários indo em direção ao norte até a região da confluência Brasil-Malvinas (~ 38° S), onde seguiria em direção ao leste como parte de uma recirculação mais profunda associada ao Giro Subtropical. Esta fluiria então anticiclonicamente e ao sul da latitude de 25° S, atingiria novamente a costa do Brasil, bifurcando-se e seguindo parte em direção ao Equador e parte fluindo para sul ao longo da costa, com o eixo da divergência paralelo ao talude entre as latitudes de 27° S e 28° S (Silveira et al., 2000).

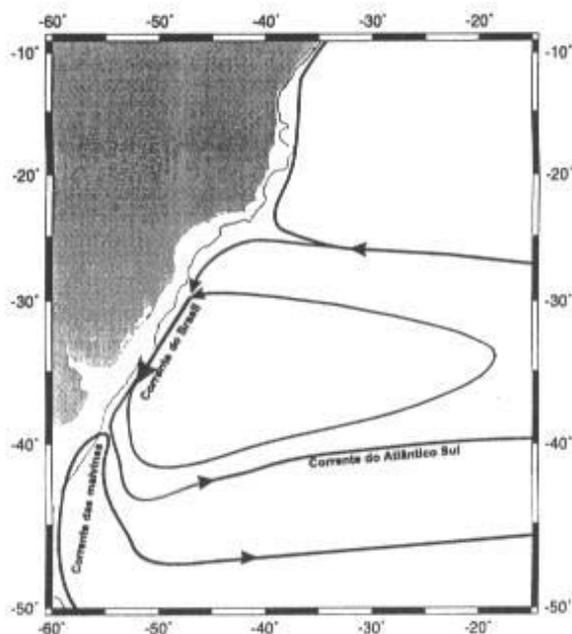


Figura 2: Esquema da circulação intermediária no atlântico sudoeste. Fonte: Silveira *et al.*, (2000).

À parte da AIA que flui para norte foi medida por Evans & Signorini (1985) entre 23 e 20,5° S e na latitude de 11° S (Speer *et al.*, 1996 *apud* Lima, 1997). Tal fluxo foi denominado por Boebel *et al.*, (1999, *apud* Silveira *et al.*, 2000) de Corrente de Contorno Oeste Intermediária. Lima (1997) também indica a existência desse fluxo permanente utilizando dados medidos por correntômetros no período de um ano na Bacia de Campos. Esse autor o denominou de Contra-Corrente do Brasil Intermediária, atribuindo a ele um transporte de 5.1 ± 2.8 Sv e uma extensão vertical de 1.100 m, estando presente entre as profundidades de 400 e 1.500 m.

I_1.3 CIRCULAÇÃO PROFUNDA

Abaixo da AIA encontra-se a APAN (Figura 3), que ocupa níveis entre 1.500 e 3.000 m e é formada no Atlântico Norte no mar da Groenlândia. É consenso na literatura que a APAN se apresenta como um fluxo organizado fluindo para o sul ao longo do contorno oeste até cerca de 32° S, onde ao menos uma parte da corrente retorna em direção ao equador (Silveira *et al.*, 2000).

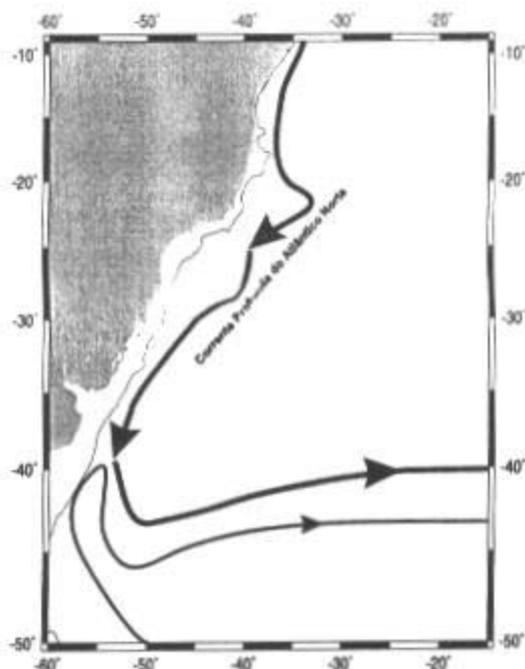


Figura 3: Esquema da Circulação Profunda no Atlântico Sudoeste. Fonte: Silveira *et al.* (2000).

Valores de transporte da APAN na região de estudo são mais raros em função das poucas medições profundas realizadas.

I_1.4 VÓRTICES E MEANDROS

Os fenômenos transientes da Corrente do Brasil são fatores bastante relevantes de sua dinâmica, sendo primeiro observados no final da década de 1950 (DHN, 1969). Apesar da Corrente do Brasil apresentar transporte inferior ao de outras correntes de contorno oeste, possui muitos vórtices e meandros (Calado, 2000). Essas feições oceanográficas representam um desafio à previsão oceânica, uma vez que sua variabilidade espaço-temporal irá acrescentar um alto grau de variabilidade na circulação local, o que contribui para uma menor precisão das previsões de curto e médio período.

Segundo Silveira *et al.* (2000), uma das primeiras descrições de meandros e vórtices da CB foi realizada por Mascarenhas e colaboradores (1971), que descreveram a presença de vórtices e meandros ciclônicos e anticiclônicos ao largo de Cabo Frio utilizando mapas de topografia dinâmica. Eles especulam que as feições topográficas da região favoreceriam a geração destes vórtices e meandros. Signorini (1978) *apud* Silveira *et al.* (2000) observou um vórtice com cerca de 100 km de raio em região de águas profundas (>1.000 m) com extensão vertical de 500 m ao norte de Cabo Frio, realizando análise dinâmica em dados hidrográficos. Campos (1995 *apud* Silveira *et al.*, 2000) atribui

a ocorrência destes fenômenos transientes à mudança de orientação da costa a partir de Cabo Frio e ao gradiente de batimetria, já que a plataforma ao norte de Cabo Frio é estreita e se torna mais larga e suave na Bacia de Santos. Assim, a CB que flui ao longo da quebra da plataforma, por inércia, dirigir-se-ia em direção às águas mais profundas na latitude de Cabo Frio. Utilizando o princípio de conservação de vorticidade potencial, o autor mostra que a CB iria meandrar ciclonicamente. Evidências de meandros e vórtices ciclônicos e anticiclônicos foram também detectados em imagens de satélite, sugerindo que o início da atividade ciclogênica pode ocorrer ao largo do Cabo de São Tomé (22° S).

II_ MODELO NUMÉRICO UTILIZADO

Para as simulações hidrodinâmicas da região do Campo de Polvo foi utilizado o modelo conhecido como *Princeton Ocean Model* - POM (Blumberg & Mellor, 1987). O POM é um modelo numérico hidrodinâmico não-linear, de equações primitivas, com superfície livre, tridimensional, de diferenças finitas, projetado para simular correntes costeiras e oceânicas. O tratamento dos efeitos turbulentos é realizado com o modelo de fechamento turbulento de segunda ordem, nível 2.5 de Mellor & Yamada (1982), o que permite uma representação mais realística das camadas de Ekman de superfície e de fundo (Blumberg & Mellor, 1987). Como este modelo foi projetado para incluir os efeitos decorrentes de profundidades irregulares, o sistema de coordenadas cartesianas é modificado com a introdução do conceito da coordenada generalizada sigma, no qual a coordenada vertical z, orientada no sentido contrário à aceleração da gravidade, é substituída pela coordenada sigma (σ), que tem como referência, ao mesmo tempo, o fundo e a superfície livre do mar. Os modelo de coordenada sigma, ou “seguidores-de-terreno” são especialmente adequados em regiões com topografia de fundo variável e nas quais os processos de interação com a camada-limite de fundo são importantes. A principal atração de tais modelos reside na representação suave da topografia e em sua habilidade em simular as interações entre o fluxo e a batimetria (Ezer *et al.*, 2002). A transformação de z para sigma é realizada conforme indicado a seguir:

$$\sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta} \quad \text{II.1}$$

onde η é a elevação da superfície livre e H é a profundidade local. Assim, σ varia de 0, na superfície, a -1, no fundo. Desta maneira, o modelo consegue representar bem os efeitos do relevo de fundo e

do contorno de costa sobre a circulação (Figura 4), o que é importante quando se está modelando regiões onde ocorra variações topográficas significativas.

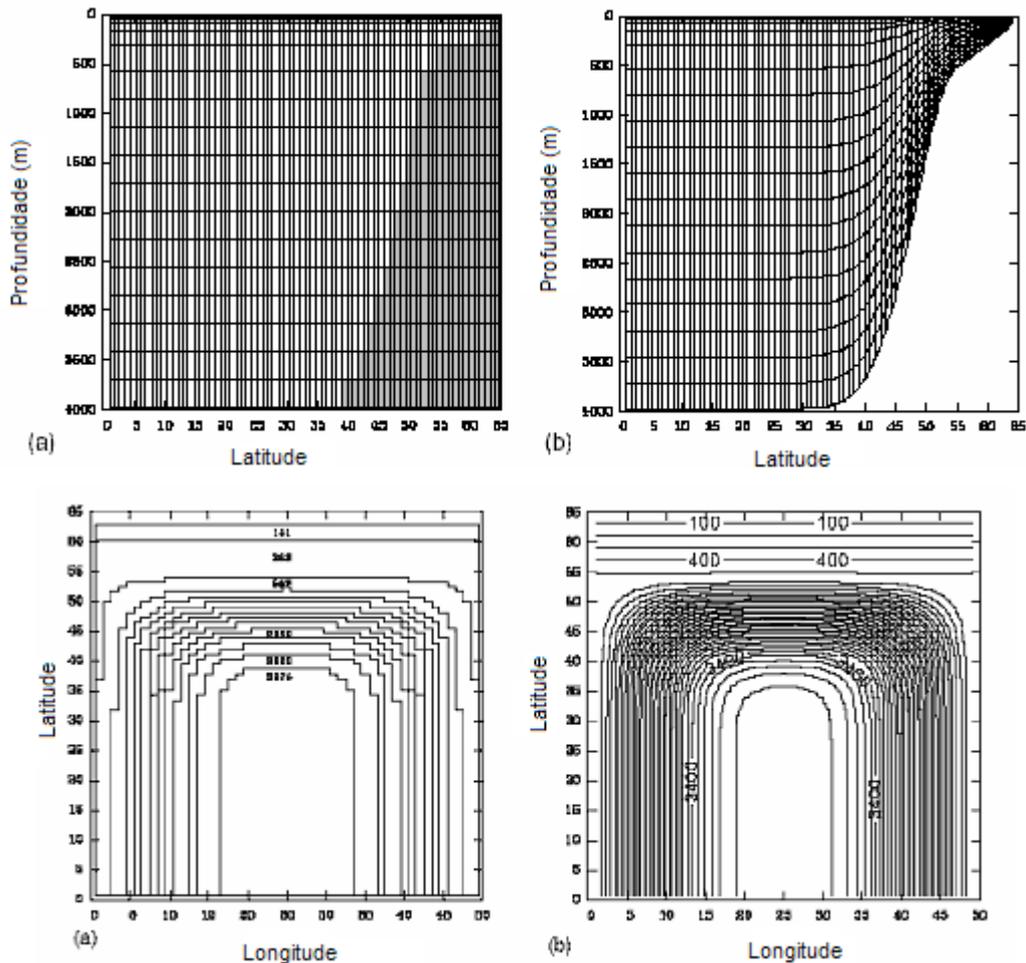


Figura 4: Representação da topografia de fundo em perfil (painel superior) e em planta (painel inferior) em grades com coordenada vertical cartesiana Z (a) e coordenada vertical sigma (b).

Fonte: Ezer & Mellor, (2004).

O POM é, portanto, um modelo adequado para simular as correntes em baías, estuários, regiões costeiras, Plataforma Continental e bacias oceânicas como pode ser visto nos artigos que tratam das simulações em regiões de oceano profundo (Ezer & Mellor, 1994; Gan *et al.*, 1998; Ezer, 2001).

O conjunto de equações governantes do POM é formado pelas equações primitivas do movimento, fazendo uso das aproximações de Boussinesq, plano β e hidrostática. Referenciando-se a um sistema de coordenadas cartesianas ortogonais com valores positivos de x no sentido leste e de y no

sentido norte e realizando a transformação para coordenada sigma, tem-se o conjunto de equações básicas utilizadas pelo POM (Mellor, 2004).

Equação da continuidade:

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \quad \text{II.2}$$

Equação da conservação da quantidade de movimento na direção zonal:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial U^2}{\partial x} + \frac{\partial UV}{\partial y} + \frac{\partial U\omega}{\partial \sigma} - fVD + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^{\sigma'} \left[\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right] + F_x \quad \text{II.3}$$

Equação da conservação da quantidade de movimento na direção meridional:

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial UV}{\partial x} + \frac{\partial V^2}{\partial y} + \frac{\partial V\omega}{\partial \sigma} + fUD + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^{\sigma'} \left[\frac{\partial \rho'}{\partial y} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right] + F_y \quad \text{II.4}$$

Equação da conservação de calor:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial \theta U}{\partial x} + \frac{\partial \theta V}{\partial y} + \frac{\partial \theta \omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \right] + F_{\theta} - \frac{\partial R}{\partial z} \quad \text{II.5}$$

Equação da conservação de sal:

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial S U}{\partial x} + \frac{\partial S V}{\partial y} + \frac{\partial S \omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] + F_s \quad \text{II.6}$$

Equação de estado da água do mar:

$$\rho = \rho(S, \theta, P) \quad \text{II.7}$$

Nestas equações $D = H + \eta$, U e V são os componentes zonal e meridional da velocidade, respectivamente, f é o parâmetro de Coriolis, g é a aceleração da gravidade, ρ é a densidade, ρ_0 é a densidade de referência, ρ' é a anomalia de densidade, θ é a temperatura potencial, S é a salinidade, KM é o coeficiente de viscosidade cinemática vertical, KH é o coeficiente de difusão de calor vertical, $\partial R / \partial z$ é o termo de fluxo de calor radiativo e ω é a velocidade vertical transformada, correspondente à componente de velocidade normal às superfícies sigma. Essa transformação se dá segundo:

$$W = \omega + U \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + V \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) + \sigma \frac{\partial D}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial \sigma} \quad \text{II.8}$$

Os termos F_x , F_y , F_θ e F_s (atrito turbulento) são os chamados termos sub-grade, ou seja, com resolução menor do que a grade, sendo então necessárias parametrizações para resolvê-los (Calado, 2000), representadas nas equações **II.9** a **II.11**.

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} \left(2A_M \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] \quad \text{II.9}$$

$$F_y = \frac{\partial}{\partial x} \left[A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left(2A_M \frac{\partial V}{\partial y} \right) \quad \text{II.10}$$

$$F_{s,\theta} = \frac{\partial}{\partial x} \left[A_H \frac{\partial (S,\theta)}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_H \frac{\partial (S,\theta)}{\partial y} \right] \quad \text{II.11}$$

O termo AM é resolvido utilizando a solução de Smagorinsky:

$$A_M = C \Delta x \Delta y \left[\left(\frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \quad \text{II.12}$$

Onde C é a constante de Smagorinsky e A_H é o coeficiente de difusão de calor horizontal.

Esse conjunto de equações é resolvido utilizando-se uma diferenciação centrada no tempo e no espaço, também conhecida como Leap-frog, que é capaz de resolver apropriadamente os processos altamente dependentes do tempo e não-lineares (Blumberg & Mellor, 1987). O POM faz uso da técnica de separação de modos (mode splitting), na qual as equações do movimento são separadas em modo externo (ou barotrópico) e modo interno (ou baroclínico), permitindo que sejam utilizados intervalos de tempo (t) diferentes na integração do modelo. O intervalo de tempo para o modo interno pode ser bem maior do que a do modo externo, já que a velocidade da onda interna é bem menor do que a externa.

Assim, essa técnica propicia uma economia significativa de tempo de processamento ao mesmo tempo em que não compromete a estabilidade do modelo, satisfazendo a condição de Courant-Friedrichs-Levy (CFL).

O sistema de coordenadas horizontal utiliza coordenadas ortogonais curvilíneas, que permite resolução variável de grade e o esquema de diferenciação aplicado é o conhecido como grade C de Arakawa. A linguagem de programação utilizada na versão oficial do modelo é Fortran77.

O grupo de usuários registrados do POM é constituído por mais de dois mil pesquisadores de dezenas de países, que já publicaram quase 700 artigos com aplicações do modelo para estudos da circulação em estuários, regiões costeiras, e oceano aberto, enfocando fenômenos de pequena escala até grande escala e com escalas temporais da ordem de horas até escalas sazonais.

III_ DOMÍNIO DO MODELO

O domínio do modelo (Figura 5) compreende a região entre as latitudes de 10° e 27° S e entre as longitudes de 32,5° e 50° W. Possui extensão de cerca de 1.890 km por 1.945 km, comparável ao Raio de Deformação de Rossby externo (da ordem de 1.000 km para a região). Foi escolhido de maneira a poder representar a maior parte da energia e da dinâmica da CB e também para que os contornos abertos da grade pudessem ficar longe o suficiente da área de maior interesse. A distância entre qualquer das três fronteiras abertas (sul, leste e norte) e o Campo de Polvo é sempre maior do que 200 km.

A resolução espacial escolhida para o POM foi de 5 minutos de arco (aproximadamente 9 km). Essa resolução é refinada o suficiente para capturar os fenômenos oceanográficos de mesoescala, responsáveis por mais de 99% da energia cinética dos oceanos (Munk, 2002). O Raio de Deformação de Rossby Interno (R_i) na região foi calculado para comparar a escala dos fenômenos baroclínicos de mesoescala com a resolução horizontal do modelo. O cálculo do R_i pode ser realizado através da seguinte formulação (Le Blond & Mysak, 1978):

$$R_i = \frac{\sqrt{g'/h_e}}{f} \quad \text{III.1}$$

onde f é o parâmetro de Coriolis, g' é a gravidade reduzida dada por:

$$g' = g * \left(\frac{\Delta \rho}{\rho_2} \right) \quad \text{III.2}$$

onde $\Delta \rho$ é a variação de densidade ($\rho_2 - \rho_1$) entre as camadas.

e h_e é a profundidade equivalente dada por:

$$h_e = \frac{(h_1 * h_2)}{(h_1 + h_2)} \quad \text{III.3}$$

onde h_1 é a espessura da primeira camada e h_2 da segunda.

Efetuada o cálculo para valores típicos da região, onde se considera a latitude de 23° S para f , a espessura de 400 m para h_1 (camada contendo o transporte a Corrente do Brasil (Lima, 1997)), 800 m para h_2 (camada contendo o transporte da AIA (Lima, 1997)) e os valores de densidade obtidos a partir da temperatura e salinidade dessas camadas, encontramos um R_i de cerca de 25 km. Assim, o espaçamento de grade horizontal do modelo é, aproximadamente, três vezes menor do que o Raio de Deformação de Rossby Interno da região. Quando a resolução horizontal de um modelo numérico é similar ao R_i , pode-se considerá-lo como eddy permitting, ou eddy resolving (Stevens & Johnson, 1997), ou seja, capaz de resolver os vórtices de mesoescala. Pode-se afirmar então que o modelo numérico em questão possui resolução horizontal adequada para receber as condições de contorno e iniciais impostas e capacidade de representar todos os fenômenos oceanográficos relevantes.

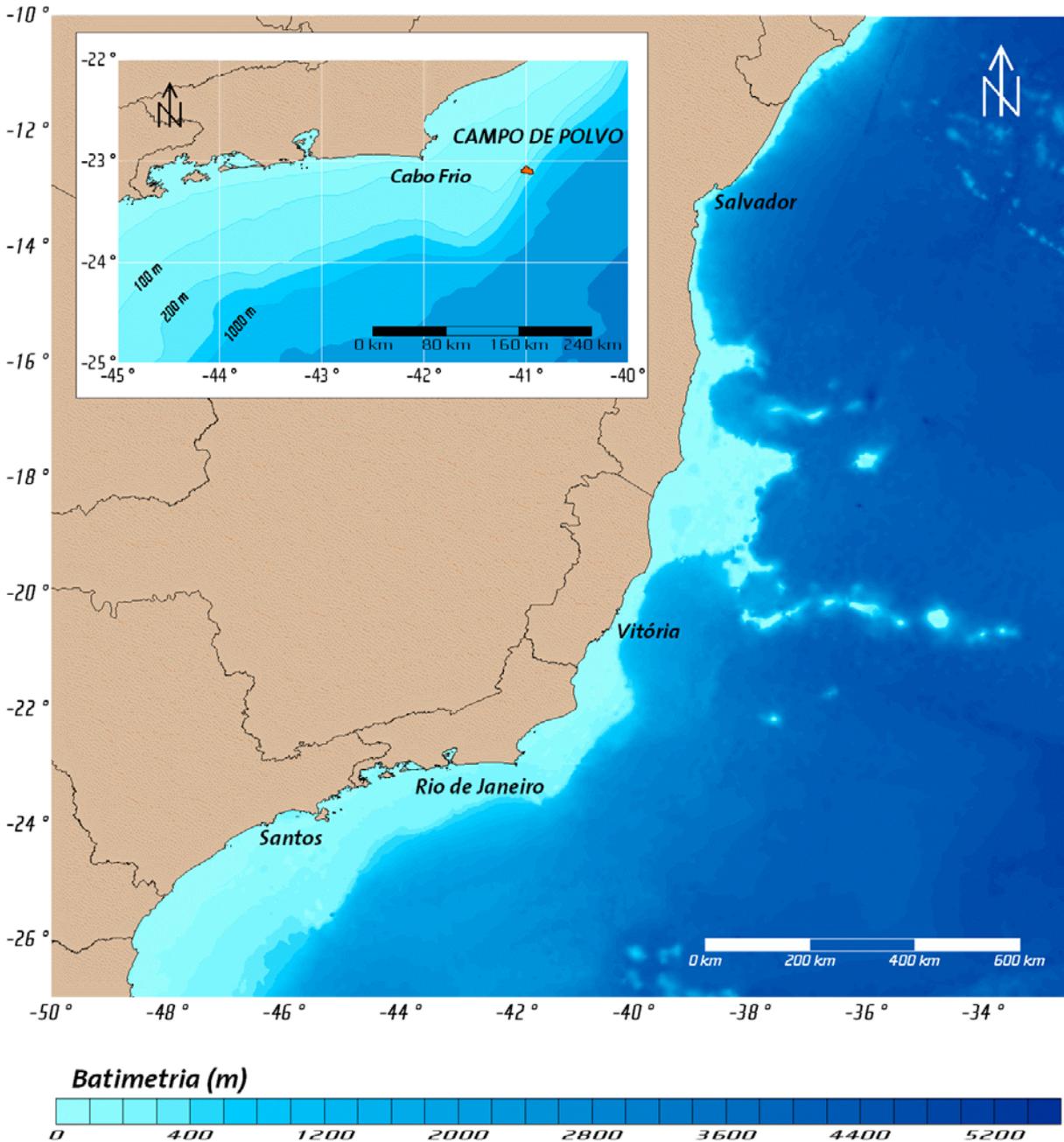


Figura 5: Domínio do modelo hidrodinâmico (com batimetria). O Campo de Polvo encontra-se representado em laranja no detalhe.

A situação ideal para se inicializar um modelo seria obter-se dados de temperatura e salinidade em cada ponto de grade (nas três dimensões), observados simultaneamente, o que é inviável. Desta forma, deve-se procurar uma alternativa, como a obtenção de informações de bancos de dados que contenham o máximo de observações simultâneas com a resolução mais próxima à grade do modelo em questão. Isso nos traz à escolha dos dados de condição inicial do modelo do BM-C-8. Existem alguns bancos de dados que contêm informações de temperatura e salinidade em todo o globo e muitos com informações sazonais ou mensais. Os dados disponíveis são resultantes da aplicação de

técnicas de Análise Objetiva aos dados obtidos de variadas fontes como navios, bóias, satélites e fundeios. Com isso, obtêm-se matrizes de dados globais em várias profundidades e tempos. Dentre esses bancos de dados, podemos citar o Levitus do Centro Nacional de Dados Oceanográficos dos Estados Unidos (National Oceanographic Data Center - NODC) como exemplo. Os dados de temperatura e salinidade são disponibilizados sem custo ao público através da Internet em matrizes cuja mínima resolução espacial é de $1^\circ \times 1^\circ$ (cerca de 110×110 km).

Para o caso do BM-C-8, optou-se pela utilização dos dados gerados pelo modelo de circulação oceânica global MOM (Modular Ocean Model), desenvolvido pelo Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL / NOAA), da Universidade de Princeton para representar o estado inicial. O MOM é um modelo formulado matematicamente pelas equações primitivas completas, escritas em coordenadas esféricas, que utilizam as aproximações hidrostáticas e de Boussinesq e que simula as correntes em todo o globo. Os dados do MOM mostraram-se como uma alternativa mais atraente, pois o modelo utiliza os campos Levitus para sua inicialização, realizando também assimilação de dados ao longo da rodada e, além disso, está em balanço com as correntes que servirão de condição de contorno para o POM.

Outro fator importante que levou à escolha dos dados do MOM é a grande base de dados disponível na rede (<http://data1.gfdl.noaa.gov/nomads/forms/assimilation.html>). Essa base possui 20 anos de resultados do MOM, com médias mensais de vários parâmetros (entre eles temperatura, salinidade e as componentes u e v da velocidade) para os anos de 1981 a 2000, com resolução zonal e meridional de 1° (aproximadamente 110 km), possuindo 40 níveis de profundidade (da superfície até 4400 m). Tais dados são os resultados do experimento denominado *Ocean Data Assimilation Experiment*, conduzido por várias instituições americanas, sendo um dos seus objetivos a geração de dados para inicialização de modelos numéricos. Os detalhes a respeito desse experimento podem ser encontrados na página da Internet (<http://www.gfdl.noaa.gov/~mh2/IRI-ARCS/>).

Para finalmente obterem os dados de condição inicial do modelo foi realizada uma análise estatística a fim de verificar se as médias mensais dos 20 anos seriam satisfatórias para representar o campo inicial do POM. Para tal, foi calculada a média de cada mês entre 1980 e 1999 e os respectivos desvios-padrão. Exemplos desses campos para o mês de julho são mostrados da Figura 6 a Figura 9. Os valores de desvio-padrão são baixos comparados às médias (cerca de 2%), o que mostra que a média é nesse caso um bom estimador para o campo inicial.

Desta forma, a inicialização do modelo foi realizada com o campo médio dos períodos de janeiro a junho e julho a dezembro obtidos a partir dos resultados dos 20 anos de simulação do MOM interpolados para a resolução espacial (vertical e horizontal) do POM, o que é considerado um aninhamento de modelos. Nesse caso, se está aninhando o modelo regional para a região do BM-C-8 (POM) em um modelo global (MOM).

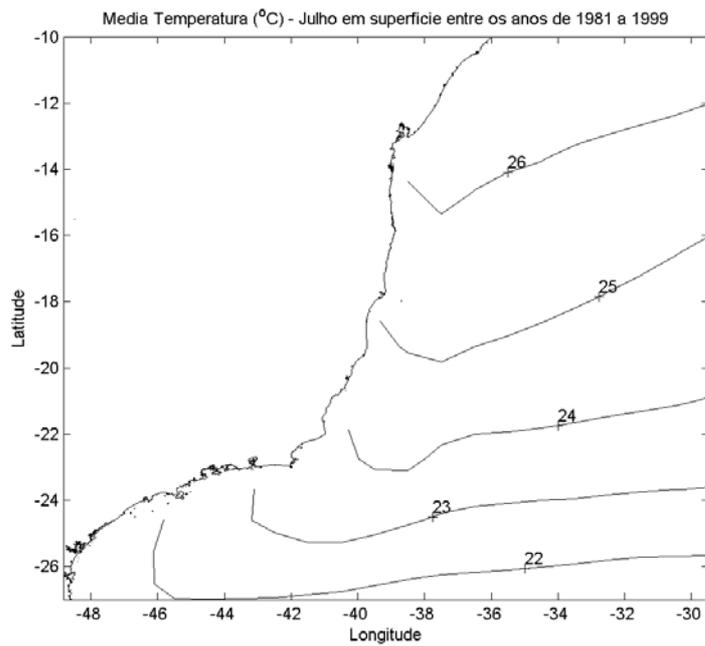


Figura 6: Temperatura média de julho em superfície entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.

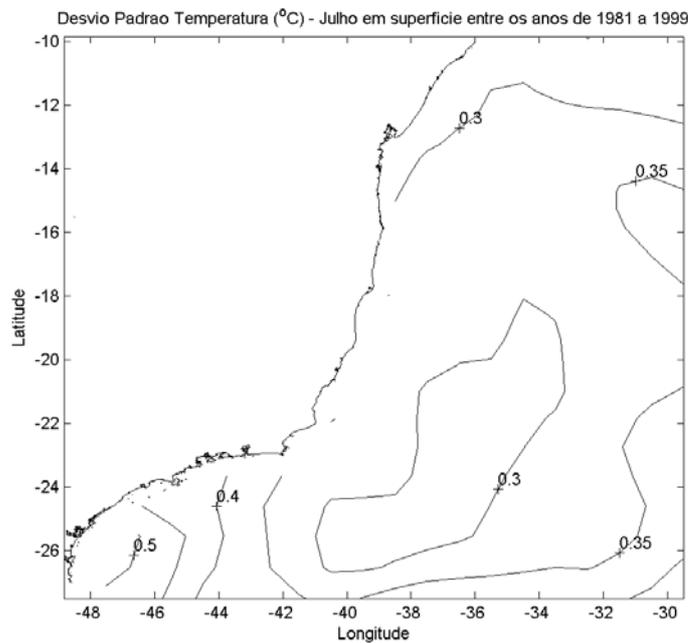


Figura 7: Desvio-padrão da temperatura de julho em superfície entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.

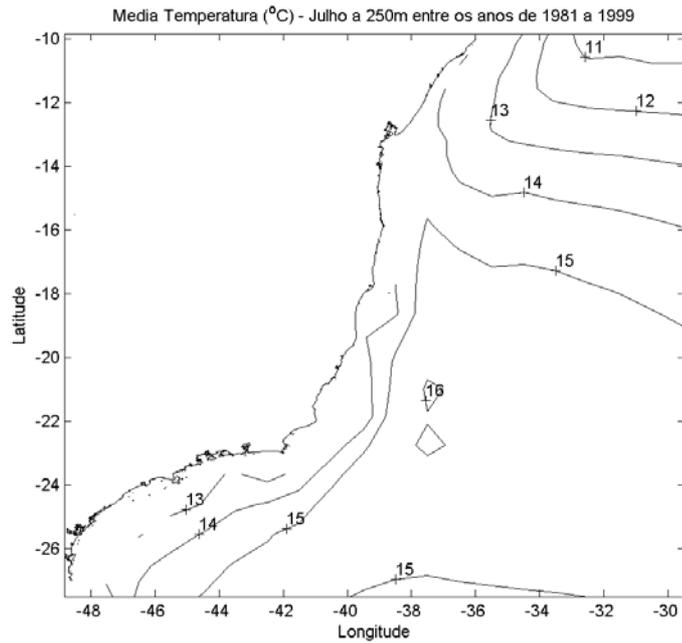


Figura 8: Temperatura média de julho a 250 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.

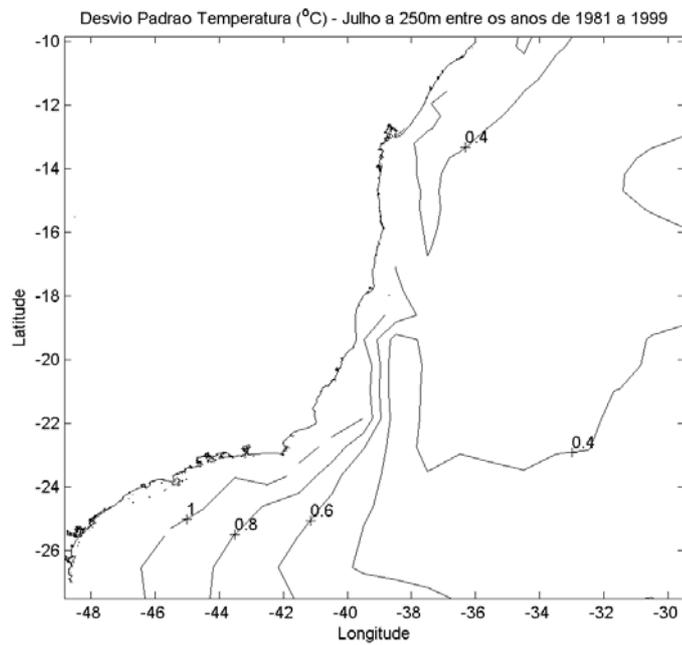


Figura 9: Desvio-padrão da temperatura de julho a 250 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.

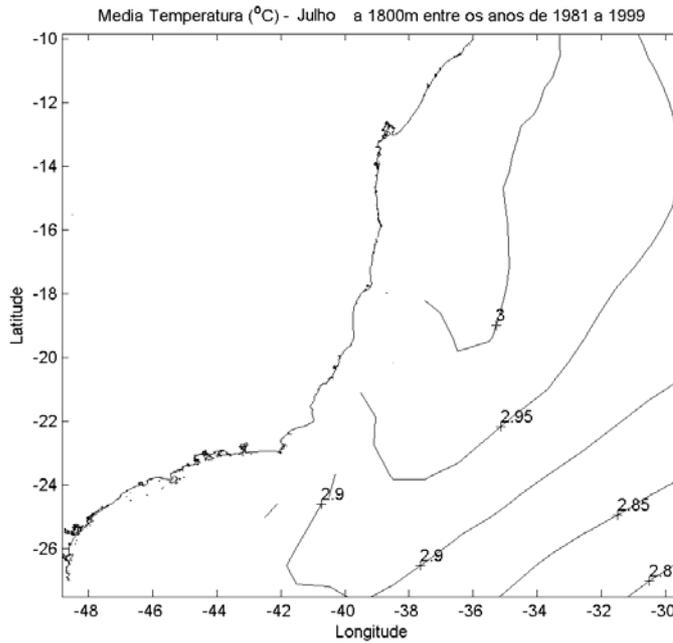


Figura 10: Temperatura média de julho a 1800 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.

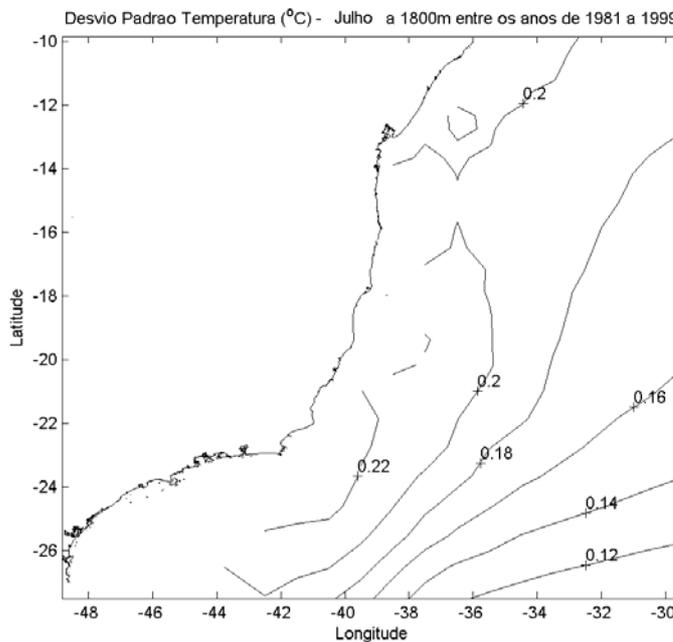


Figura 11: Desvio-padrão da temperatura de julho a 1800 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.

A partir desses dados médios, realizou-se uma interpolação horizontal e vertical para a grade do POM. Na horizontal os dados foram interpolados para 5 minutos de resolução e na vertical, para os 15 níveis sigma da grade. Exemplos dos campos de temperatura e salinidade médios para o mês de julho, já com a resolução da grade do POM são apresentados da Figura 12 a Figura 14.

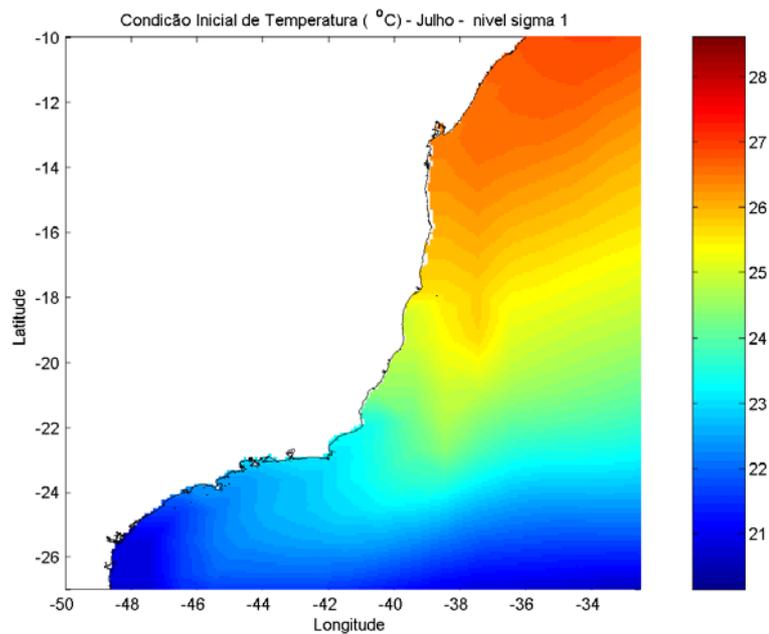


Figura 12: Campo de temperatura interpolada para a grade do POM. Média de julho na 1ª camada sigma.

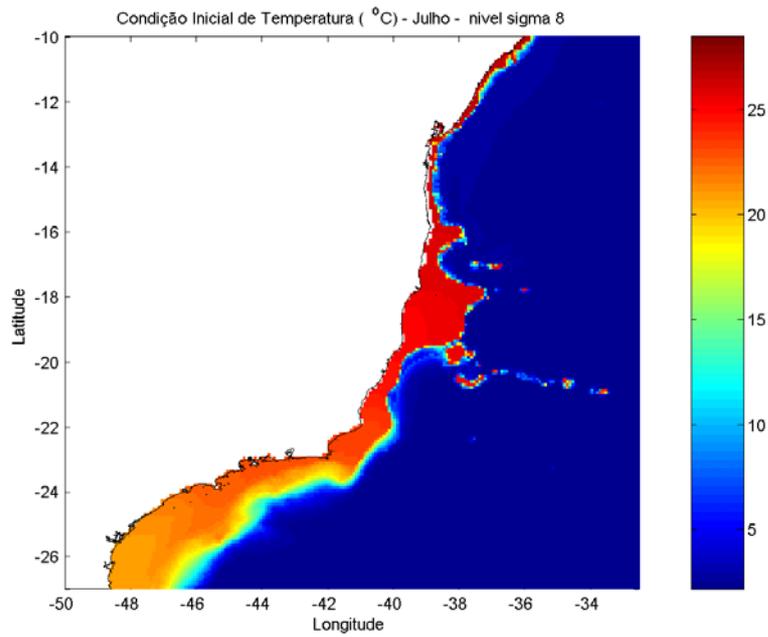


Figura 13: Campo de temperatura interpolada para a grade do POM. Média de julho na 8ª camada sigma.

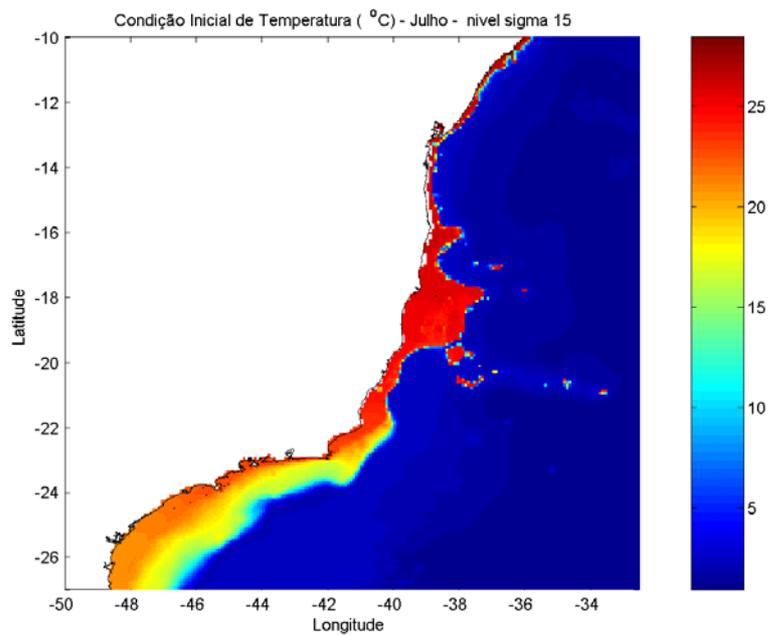


Figura 14: Campo de temperatura interpolada para a grade do POM. Média de julho na 15ª camada sigma.

IV_ CONDIÇÕES DE CONTORNO

Quando se utiliza um modelo de área limitada, como é o caso do POM, um dos fatores primordiais é uma escolha adequada das condições de contorno do modelo (Figura 15). Tal escolha deve ser realizada com bastante critério, uma vez que os resultados serão consequência das condições escolhidas.

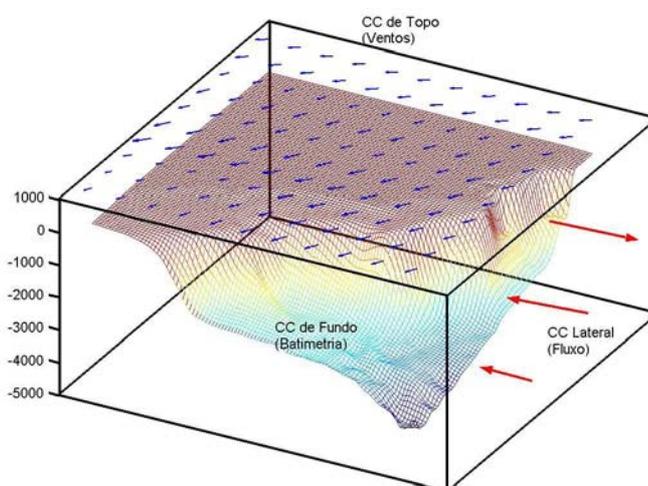


Figura 15: Representação esquemática das condições de contorno a serem definidas em um modelo de área limitada.

IV_1. CONDIÇÃO DE CONTORNO DE FUNDO

Os dados de batimetria da região foram obtidos com base nos dados ETOPO2 (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/01mgg04.html>), que possui batimetria e topografia globais com resolução de 2 minutos de arco (cerca de 3,6 km). Esses dados foram então interpolados para a grade do modelo método de Kriging. Após tratamento com um filtro gaussiano bidimensional, obteve-se a matriz de topografia do fundo com 5 minutos de arco de resolução espacial utilizada no modelo hidrodinâmico (Figura 16).

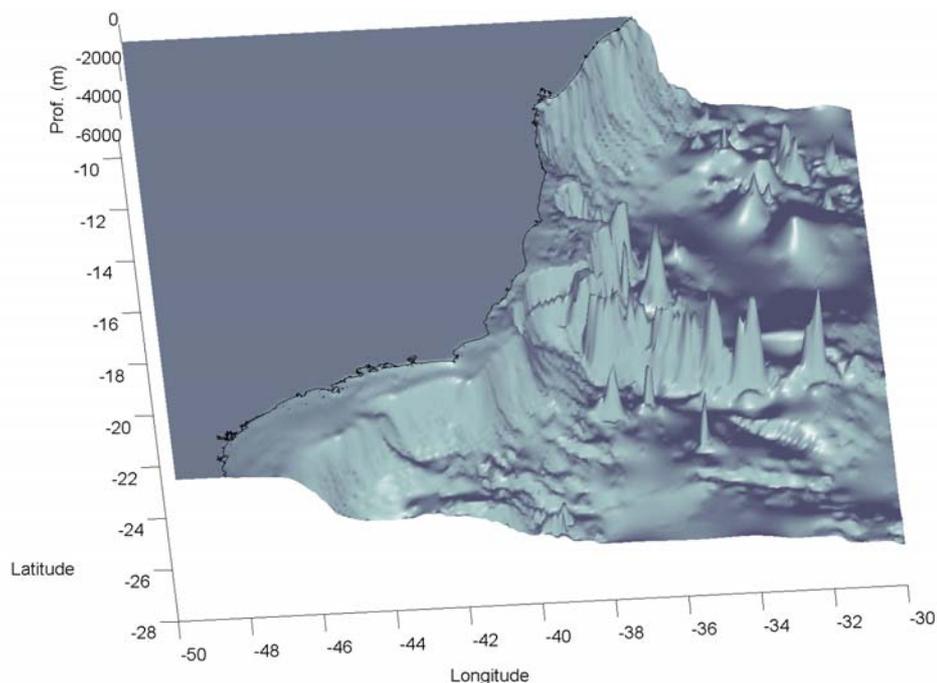


Figura 16: Batimetria da grade do modelo numérico.

IV_2. CONDIÇÃO DE CONTORNO DE SUPERFÍCIE

O modelo utiliza dados de tensão de cisalhamento do vento (τ) como condição de contorno de superfície. Esse valor é obtido através de dados de velocidade e direção do vento, utilizando a parametrização proposta por Mascarenhas (1985), que relaciona esses dois parâmetros através da equação a seguir:

Sendo $|V|$ o módulo da velocidade (m/s) do vento a 10 m tem-se, para:

$$0 < |V| < 6 \rightarrow \tau = 0,29 + \left(\frac{3,1}{|V|}\right) + \left(\frac{7,7}{|V|^2}\right) \tag{IV.1}$$

$$|V| > 6 \rightarrow \tau = 0,6 + (0.07 * |V|) \tag{IV.2}$$

Daí, são obtidos os componentes zonal (τ_x) e meridional (τ_y) da tensão de cisalhamento do vento:

$$\tau_x = -u * |V| * \tau * \frac{\rho_{ar}}{\rho_{\acute{a}gua}} \quad \text{IV.3}$$

$$\tau_y = -v * |V| * \tau * \frac{\rho_{ar}}{\rho_{\acute{a}gua}} \quad \text{IV.4}$$

Onde ρ_{ar} é a densidade média do ar e $\rho_{\acute{a}gua}$ é a densidade de referência da água do mar no local.

Para contemplar o efeito do vento sobre a corrente, foram utilizados os dados de vento obtidos a partir da base de dados do NCEP (Reanálise). A Figura 17 e Figura 18. mostram exemplos de campos de vento utilizados na modelagem hidrodinâmica.

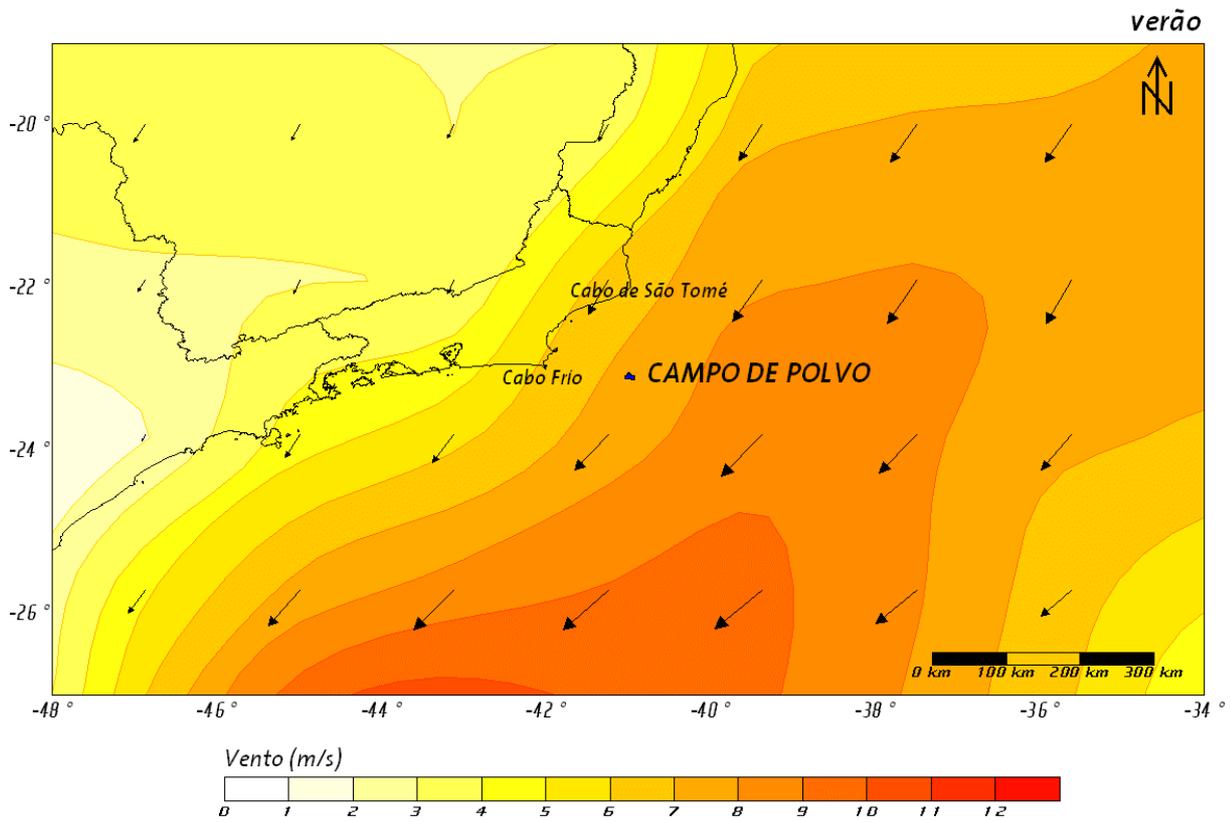


Figura 17: Exemplo do campo de vento (m/s) utilizado para a simulação do período de Outubro a Abril. As cores indicam a magnitude e as setas a direção dos ventos.

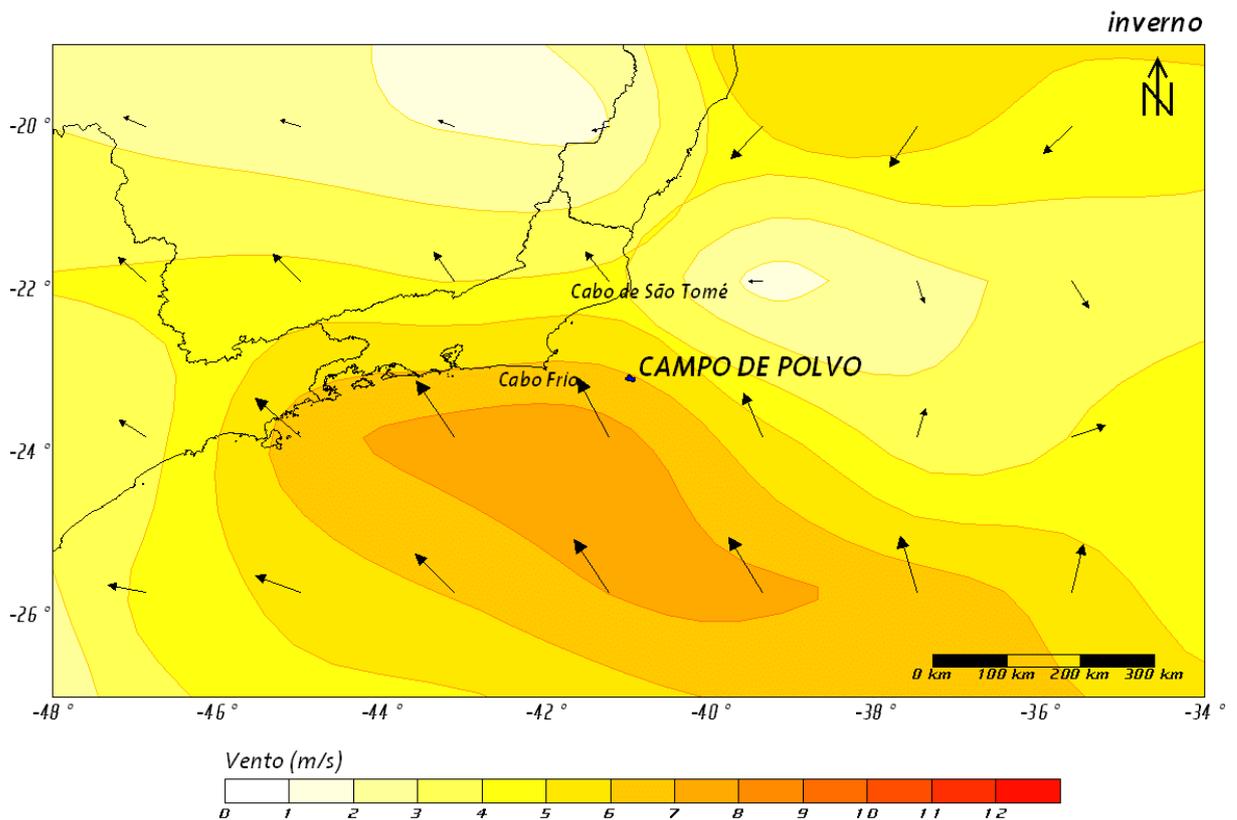


Figura 18: Exemplo do campo de vento (m/s) utilizado para a simulação do período de Maio a Setembro. As cores indicam a magnitude e as setas a direção dos ventos.

IV_3. CONDIÇÃO DE CONTORNO LATERAL

O modelo possui três fronteiras abertas (norte, sul e leste) e uma fechada (oeste). Na fronteira fechada foram utilizadas condições de contorno conhecidas como *no-slip*, ou seja, velocidades normais ao contorno nulas e *free-slip*, ou seja, velocidades tangenciais podendo ser diferentes de zero.

Para as fronteiras abertas, utilizou-se condições de contorno diferentes para cada variável em cada fronteira, descritas a seguir.

Para as condições de contorno laterais, foram utilizados os dados de corrente provenientes do MOM (descritos no item anterior). Os dados de correntes foram tratados da mesma maneira que os de temperatura e salinidade, mas como se trata de uma condição de contorno, foi utilizada apenas a face sul dos dados (Figura 19).

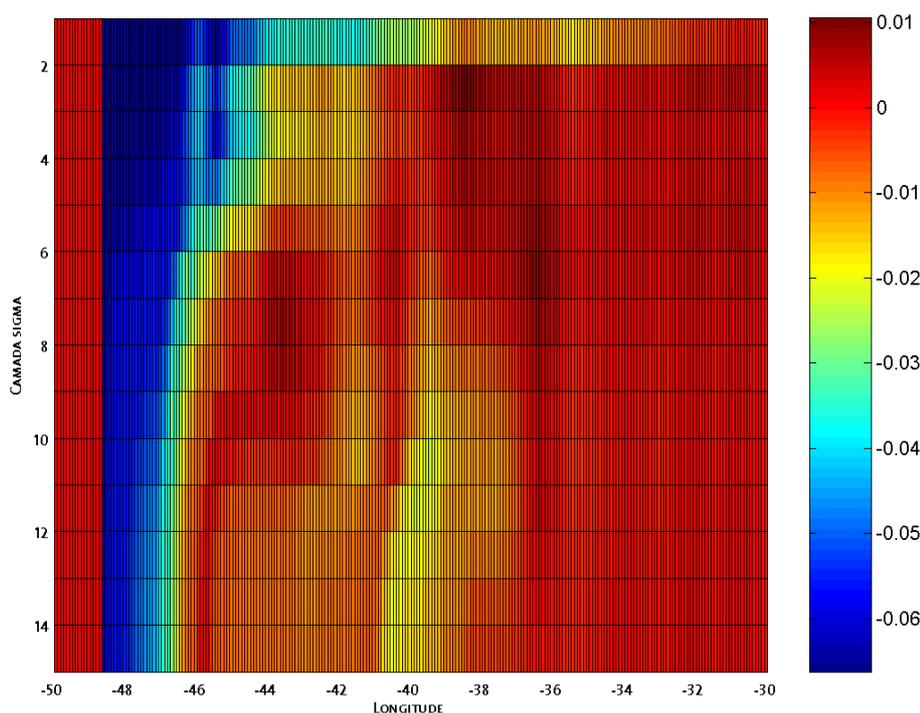


Figura 19: Condição de contorno lateral (fluxo de momento) do modelo hidrodinâmico. Velocidade em (m/s).

Os valores negativos indicam fluxo para sul e os positivos para norte. Notam-se maiores valores em superfície entre as longitudes de 49° e 47° W com direção sul, associados à CB. Entre as longitudes de 44° a 38° W nas camadas sigma de 2 a 9 existe uma contra corrente com direção norte, associada ao fluxo da Água Intermediária Antártica.

IV_3.1 ELEVÇÃO DO NÍVEL DO MAR

Para incluir a propagação da onda de maré, foi utilizada a condição de contorno de elevação na fronteira leste do modelo. Esses dados foram obtidos através das constantes harmônicas fornecidas pelo modelo FES95 modelo (de “*Finite Element Solutions*”). As equações governantes do FES95 são as equações de águas rasas, barotrópicas e não-lineares, resolvidas utilizando método de elementos finitos. Para a fricção com o fundo é utilizada parametrização quadrática, mais adequada para regiões de águas rasas. A forçante de maré é baseada no desenvolvimento astronômico do potencial de maré, levando em conta as correções dos efeitos de maré terrestre (*earth tides*) e maré de carga (*load tides*) sendo ainda realizada assimilação de dados de altimetria de satélite. (Le Provost et al. 1995). A batimetria é retirada do banco de dados ETOPO5 do *National Geophysical Data Center* (NGDC) do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA).

São simuladas oito constituintes de maré (M2, S2, N2, K2, N2, K1, O1 e Q1) em todo globo, excluindo-se alguns mares interiores e baías como a Baía de Fundy. A grade do modelo FES95 apresenta resolução variável, porém os resultados que foram colocados a disposição da comunidade científica estão em grades de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. A partir destes, foram então retirados os dados de fase e amplitude de sete componentes (M2, S2, N2, K2, K1, O1 e Q1) para os pontos da fronteira leste da grade. Com esses dados foi realizada a previsão de maré, incluída como condição de contorno de elevação no POM. Esses dados foram interpolados linearmente para que cada ponto de grade da fronteira leste possua um valor de elevação correspondente. A Figura 20 mostra duas séries temporais de elevação utilizadas como condição de contorno; no primeiro (linha vermelha) e no último ponto de grade da fronteira leste (linha azul).

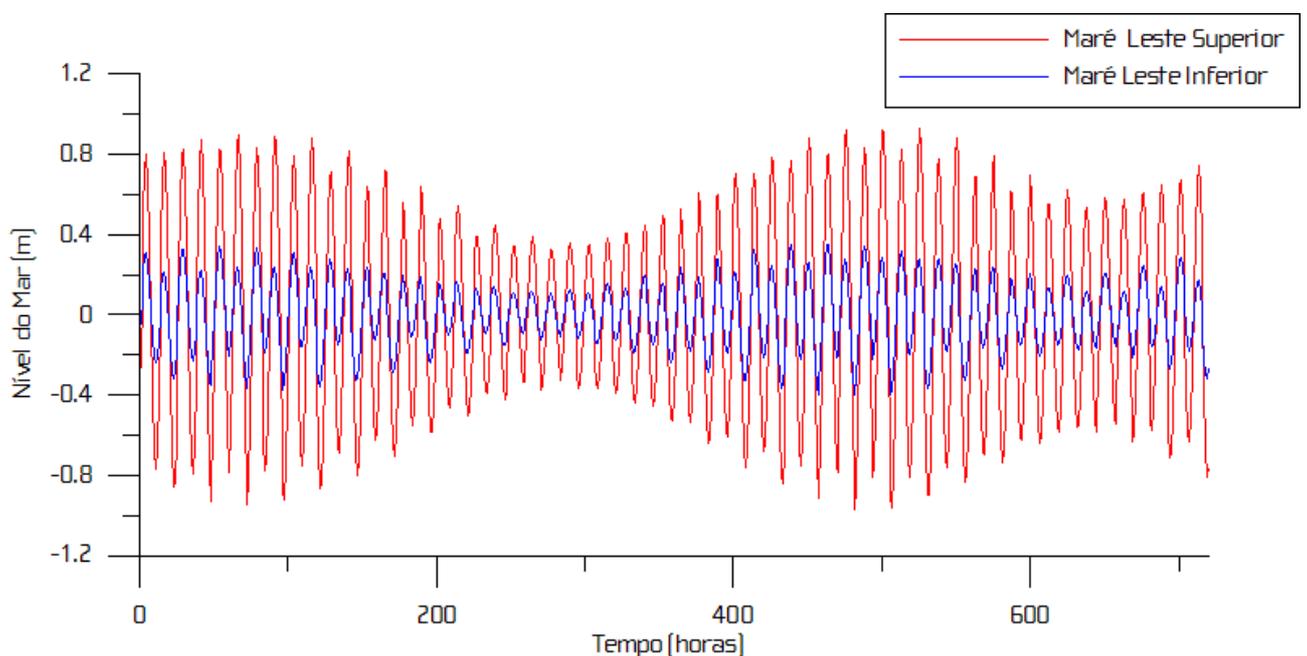


Figura 20: Condição de contorno de topo (elevação do nível do mar) do modelo hidrodinâmico.

Nas fronteiras norte e sul, a condição de contorno utilizada para a elevação é a de gradiente zero, representadas pela equação a seguir:

$$\frac{\partial \eta}{\partial y} = 0$$

IV.5

IV_3.2 CORRENTES

As condições de contorno para as velocidades nas fronteiras norte e leste são as radiativas de Orlandi:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + C * \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \quad \text{IV.6}$$

Onde:

ϕ representa a componente meridional ou zonal da velocidade;

C é a velocidade de propagação das ondas que atingem a fronteira;

IV_3.3 TEMPERATURA

A condição para temperatura e salinidade é a advecção *upstream*:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + v * \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \quad \text{IV.7}$$

V_ RESULTADOS

V_1. AVALIAÇÃO DO MODELO

Para que possamos saber se o comportamento do sistema de previsão é suficientemente compatível com o “sistema real” é necessário realizar uma comparação entre os resultados obtidos nos dois mundos; o “real” e o simulado.

A nomenclatura contemporânea para tal estudo é “avaliação”. Embora possa parecer um rótulo de pouca importância, os termos anteriormente utilizados para tal fim, sempre foram controversos. A primeira nomenclatura “validação” foi substituída por “comparação histórica”, a qual foi complementada com o termo “garantia de qualidade”. A dificuldade em se definir um termo reside no fato de que as palavras “validação” e “garantia” trazem em si uma expectativa de positivo e negativo

em relação aos resultados. O modelo poderia ser somente válido ou não válido, garantido ou não garantido. Nesse sentido, o termo “avaliação” torna-se mais adequado, uma vez que é neutro e pode abarcar uma gama maior de definições em termos de qualificação do modelo ou sistema (Beck, 2002).

Em essência, são duas as principais perguntas que devem ser respondidas quando se avalia um modelo ou sistema:

1. O modelo foi construído com materiais aprovados, i.e. as hipóteses constituintes são consagradas e adequadas?
2. O seu comportamento se aproxima bem do observado com respeito ao “mundo real” ?

A primeira pergunta pode ser respondida com o grande número de artigos publicados em revistas internacionais utilizando o POM para estudos de circulação oceânica em diversas escalas, nos mais variados corpos d’água.

Para responder a segunda pergunta foram realizadas comparações entre dados observados e os resultados obtidos pelo modelo, considerando diversos aspectos da dinâmica oceânica local.

V_1.1 TRANSPORTE DE VOLUME

Para a avaliação de valores de transporte de volume são utilizados os mesmos dados analisados por Lima (1997). O método do cálculo do transporte de volume a partir dos dados de corrente foi o “método da caixa”, adotado por Lima (1997). A Figura 21 apresenta um diagrama indicando a metodologia adotada.

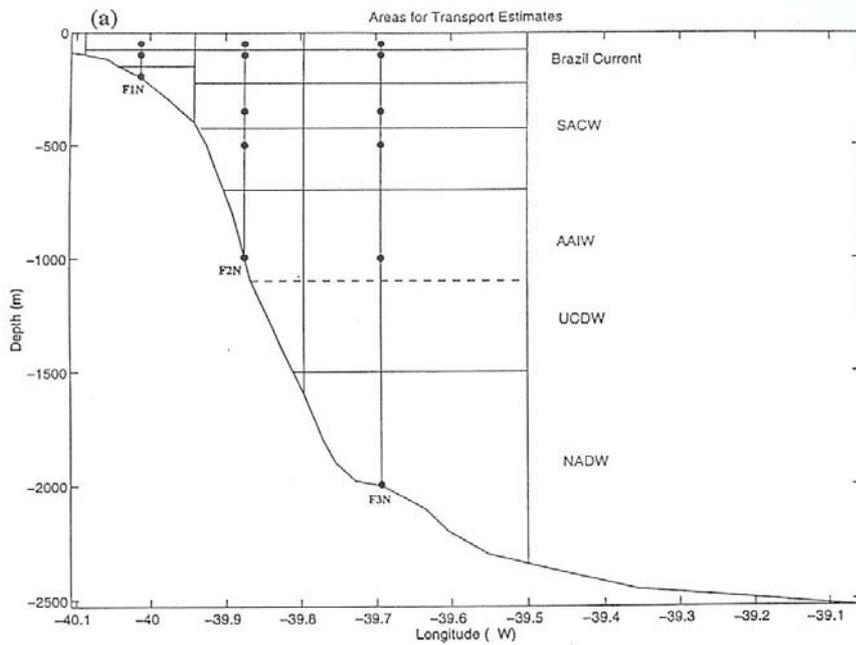


Figura 21: Representação esquemática da metodologia utilizada para o cálculo do transporte de volume (Lima, 1997).

Para obterem os dados de transporte de volume modelados, os mesmos dados selecionados para as comparações das componentes meridionais de corrente foram utilizados. Os valores dessas componentes foram multiplicados pelas áreas escolhidas por Lima (1997), obtendo se então o transporte de volume. As comparações podem ser observadas da Figura 22 à Figura 25.

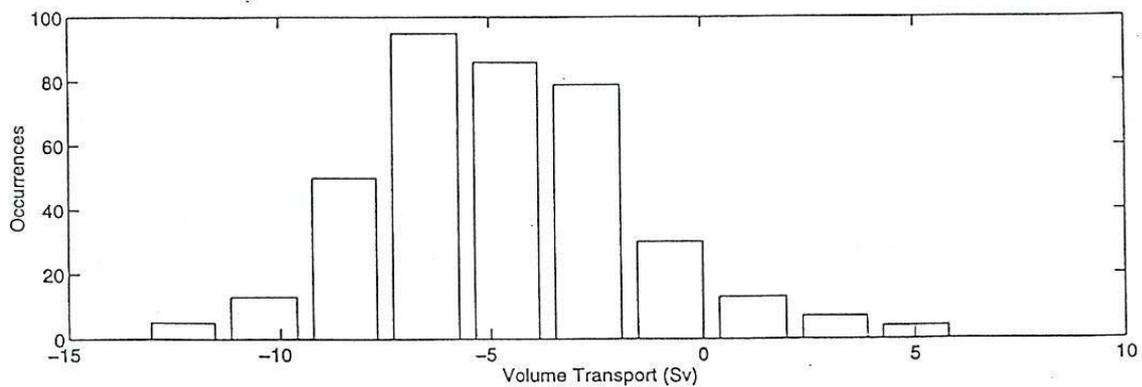


Figura II.6.1.1.1

Figura 22: Histograma do transporte de volume da Corrente do Brasil entre maio de 1994 e maio de 1995, obtido por Lima (1997).

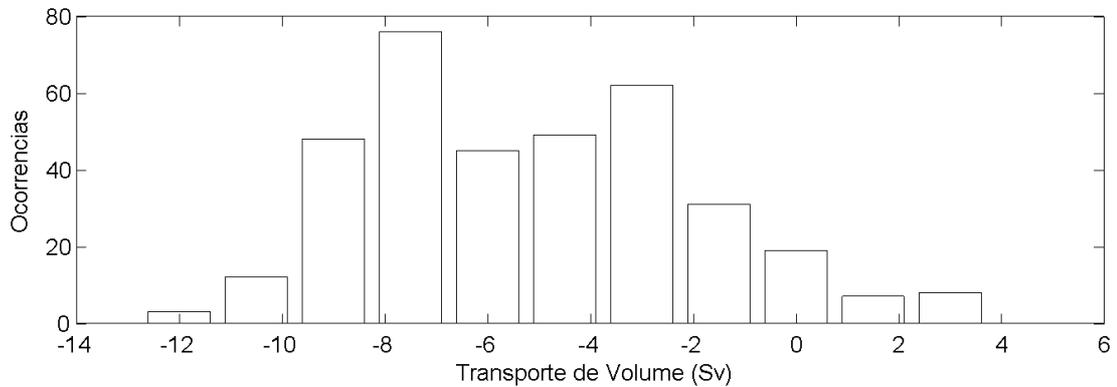


Figura 23: Histograma do transporte de volume da Corrente do Brasil para o ano de 1999 obtido pelo modelo numérico.

Lima (1997) encontrou transporte de volume médio para a Corrente do Brasil naquela região de -5.5 ± 2.6 Sv, contra $-5,1 \pm 3,2$ Sv calculados pela simulação, o que reflete boa concordância. Esse fato pode ser observado também nos histogramas, que apresentam comportamento bastante similar.

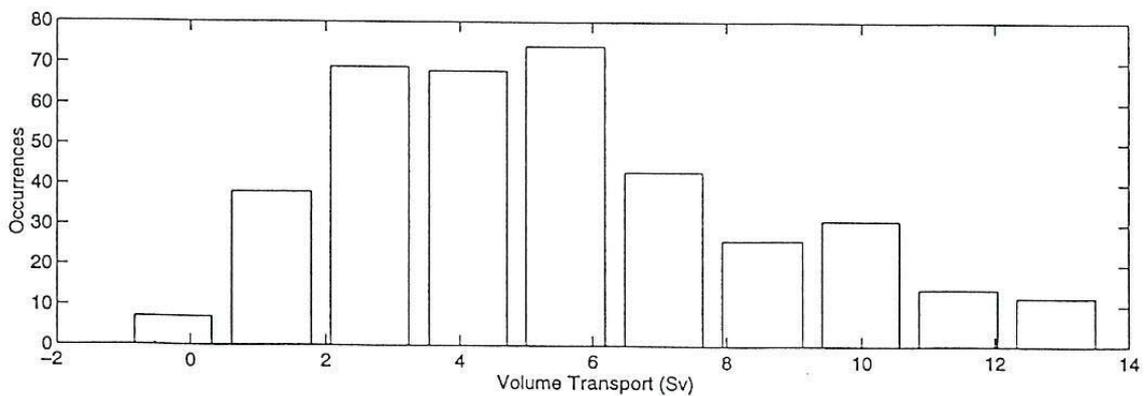


Figura 24: Histograma do transporte de volume da Contra Corrente Intermediária entre maio de 1994 e maio de 1995, obtido por Lima (1997).

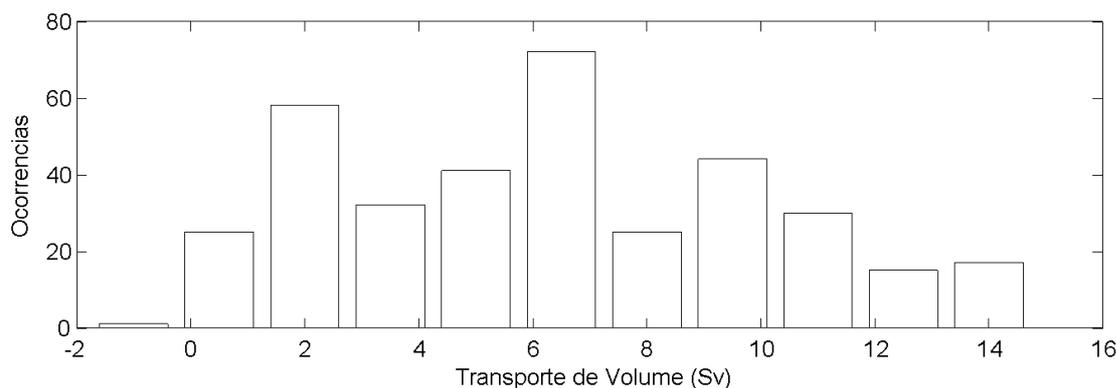


Figura 25: Histograma do transporte de volume da Contra Corrente Intermediária para o ano de 1999 obtido pelo modelo numérico.

O mesmo pode-se dizer em relação ao transporte da Contra Corrente Intermediária. Os valores simulados, $6,3 \pm 3,8$ Sv, são bem próximos aos calculados por Lima (1997), $6,6 \pm 3,5$ Sv, com histogramas apresentando comportamentos semelhantes.

V_1.2 ESTRUTURA TERMOHALINA

A fim de avaliar se as condições iniciais e as condições de contorno do modelo são capazes de representar de maneira adequada a estrutura termohalina da região, foram realizadas comparações entre dados observados e modelados. Foram analisados dados de TSM obtidos por sensores AVHRR e perfis verticais de temperatura, salinidade e densidade medidos na região da Bacia de Campos (Lima, 1997).

Os dados de TSM estimados pelo sensor AVHRR são disponibilizados pelo projeto WOCE através da rede mundial de computadores no endereço <http://poet.jpl.nasa.gov>. A TSM é disponibilizada com resolução espacial de aproximadamente 5 minutos de arco (9,2 km) em forma de composições de oito dias.

Foram escolhidos dois períodos para as comparações; janeiro e junho. Essas datas foram selecionadas por serem as que apresentaram menor cobertura de nuvens e também para verificar se a variação sazonal do modelo estaria compatível com as observações.

Da Figura 26 até a Figura 31 são apresentados os dados de TSM estimados pelo satélite e obtidos pelo sistema de previsão, assim como o erro relativo.

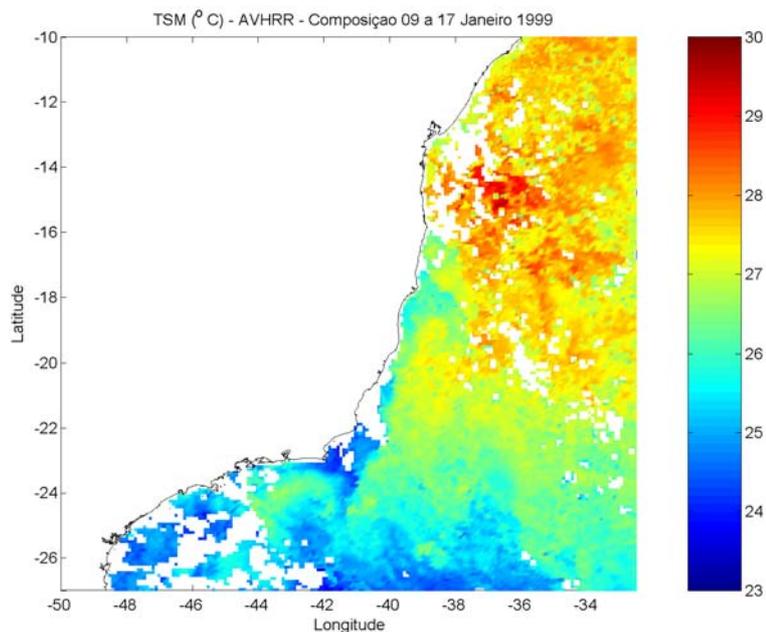


Figura 26: Temperatura da Superfície do Mar entre os dias 9 e 17 de janeiro de 1999 obtidos pelo sensor AVHRR. Dados disponibilizados pelo Projeto WOCE.

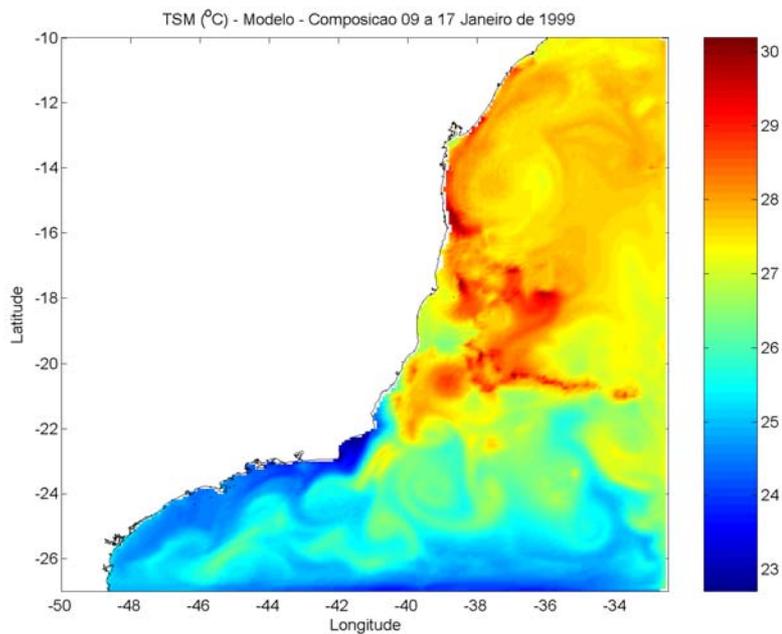


Figura 27: Temperatura da Superfície do Mar entre os dias 9 e 17 de janeiro de 1999 obtidos pelo modelo numérico.

Entre as latitudes de 10° a 22° S, pode-se observar, tanto nos dados obtidos por satélite, quanto nos simulados (Figura 26 e Figura 27), temperaturas em torno de 30°. A partir de 22° S, a TSM das águas transportadas pela Corrente do Brasil diminui, chegando a cerca de 26° C. As áreas adjacentes também apresentam menores valores em direção ao sul, passando de 28° C entre 10° e 20° S, a 26° C entre 20° e 24° S, até atingirem cerca de 24° C na região mais ao sul da grade.

Observa-se na região do Banco de Abrolhos, uma área de temperatura mais baixa (cerca de 26° C), em relação às águas adjacentes, talvez relacionado ao fato da Corrente do Brasil se deslocar em direção ao largo ao encontrar as menores profundidades do banco.

Na região costeira desde o Cabo de São Tomé até o final da grade, as temperaturas são as menores, chegando a 23° C em Cabo Frio.

O erro médio quadrático entre os dados observado e modelado para esse período é de 0,8° C e as diferenças relativas de temperatura (Figura 28) são no máximo 5 %.

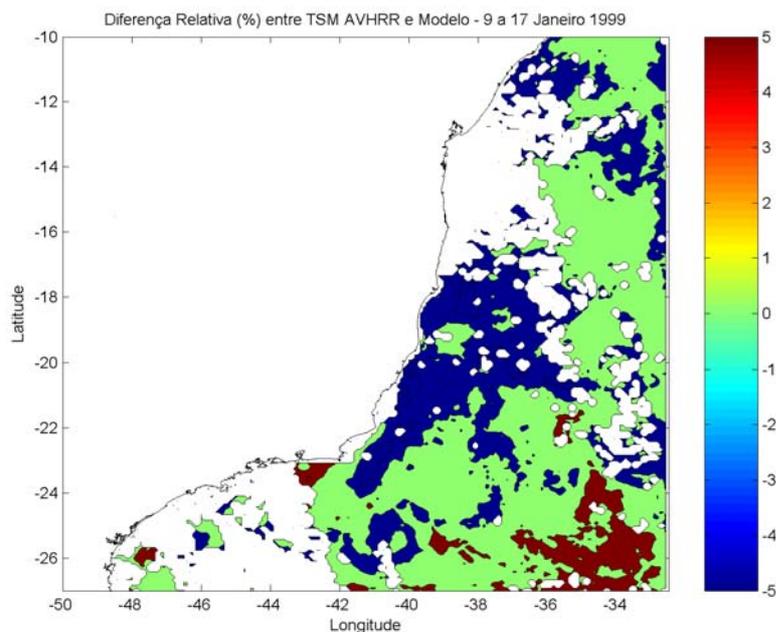


Figura 28: Diferença relativa (%) entre a TSM obtida pelo sensor AVHRR e pelo modelo numérico para o período de 9 e 17 de janeiro de 1999.

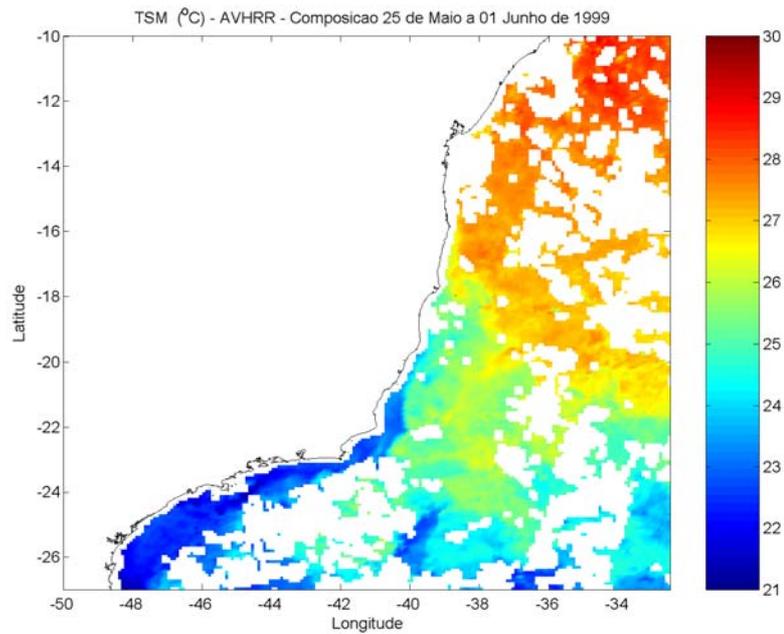


Figura 29: Temperatura da Superfície do Mar entre os dias 25 de maio e 1º de junho de 1999 obtidos pelo sensor AVHRR. Dados disponibilizados pelo Projeto WOCE.

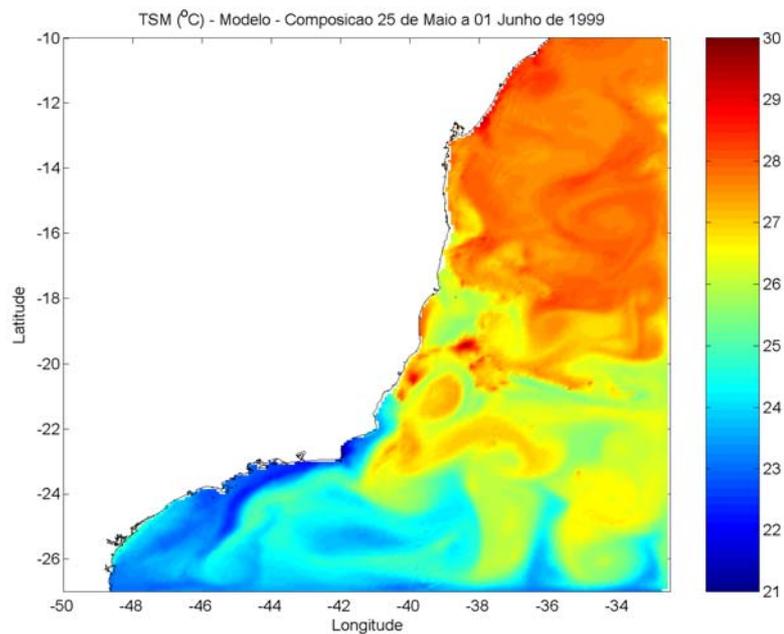


Figura 30: Temperatura da Superfície do Mar entre os dias 25 de maio e 1º de junho de 1999 obtidos pelo modelo numérico.

Para o período de maio/junho pode-se notar que as temperaturas mínimas chegam a 21° C, contra 23° C para o mês de janeiro. As temperaturas entre as latitudes de 10° a 22° S continuam em torno de 29° C. A latitude na qual a TSM começa a diminuir, agora é em torno de 20° C chegando a cerca de 25° C.

Na região costeira desde o Cabo de São Tomé até a costa de Santa Catarina, as temperaturas estão entre 22 e 21° C.

O erro médio quadrático entre os dados observado e modelado para esse período é de 1,1° C e as diferenças relativas de temperatura (Figura 28) alcançam, localizadamente, até 10%.

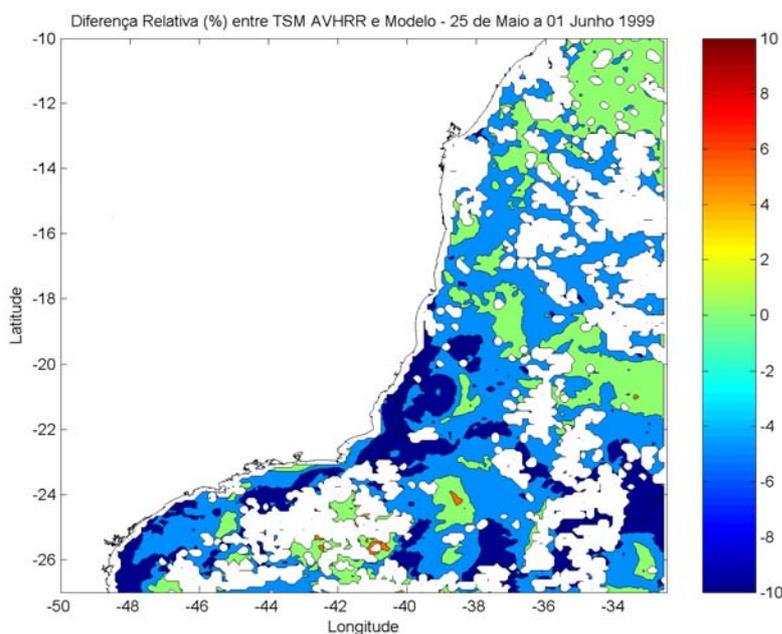


Figura 31: Diferença relativa (%) entre a TSM obtida pelo sensor AVHRR e pelo modelo numérico para o período de 25 de maio a 1° de junho de 1999.

As comparações indicam que as condições iniciais e de contorno foram eficientes em reproduzir a variação sazonal da TSM. A posição da frente de temperatura também foi bem representada, evidenciando que a posição da Corrente do Brasil está compatível com o que se observa.

Para avaliar a estrutura termohalina ao longo da coluna d'água, foram comparados dados medidos pelo Projeto P2000, apresentados por Lima (1997). Os gráficos da Figura 32 até a Figura 37 mostram seções verticais na latitude de 22° S da temperatura potencial, salinidade e densidade potencial observados e modelados.

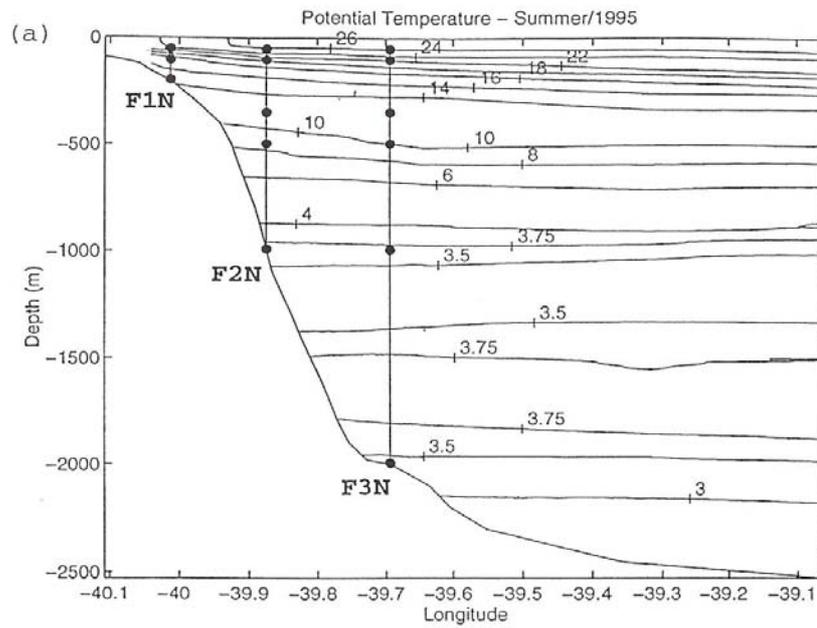


Figura 32: Seção vertical da temperatura potencial (°C) na latitude de 22° S obtida por medições in situ no verão de 1995. Fonte: Lima, 1997.

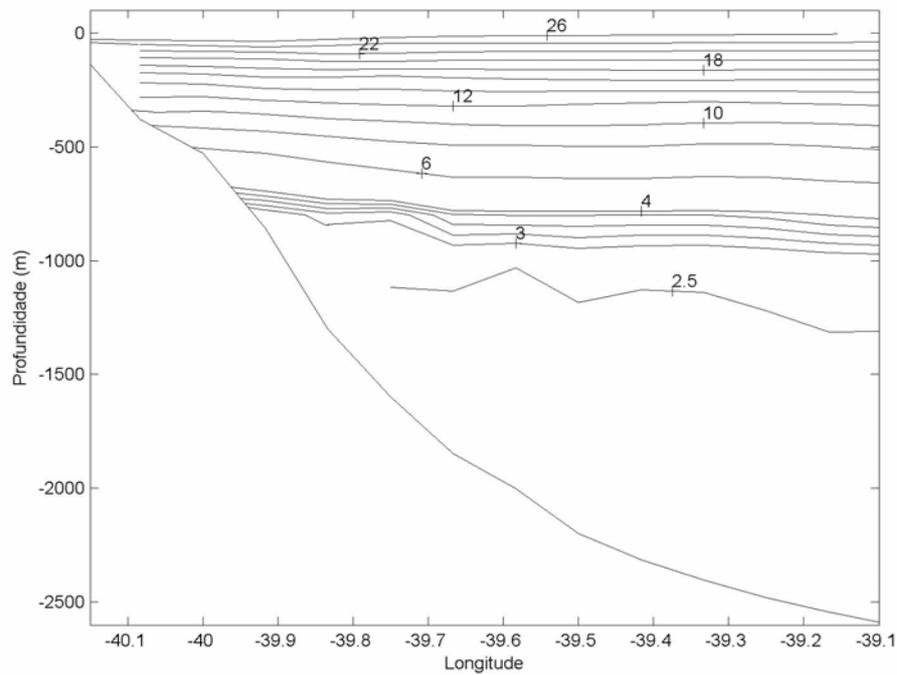


Figura 33: Seção vertical da temperatura potencial (°C) na latitude de 22° S obtida pelo modelo numérico no verão de 1999.

Os perfis verticais de temperatura potencial (Figura 32 e Figura 33) mostram configurações bastante similares. A posição das isotermas em relação a profundidade estão bastante próximas. Porém, nota-se que a partir da isoterma de 4° C, localizada entre as profundidades de 700 a 800 m, o gradiente de temperatura é maior no modelo do que nos dados medidos, o que faz com que o modelo possua temperaturas mais baixas em águas mais profundas, chegando a 2,5° C.

Os perfis de salinidade (Figura 34 e Figura 35) mostram comportamentos semelhantes. A localização e os valores do mínimo de salinidade, associado à presença da Água Intermediária Antártica, são próximos, assim como a posição das isohalinas, e os valores de máxima salinidade em superfície.

Isso indica boa representação da estrutura vertical do modelo comparando-se com o que se observa na região da Bacia de Campos.

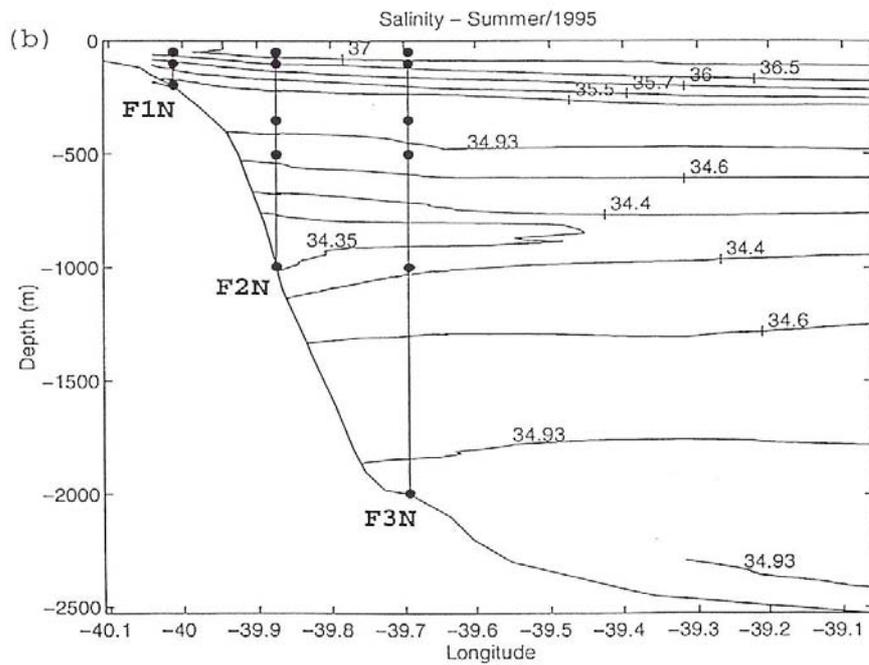


Figura 34: Seção vertical da salinidade na latitude de 22° S obtidos por medições in situ no verão de 1995. Fonte: Lima, 1997.

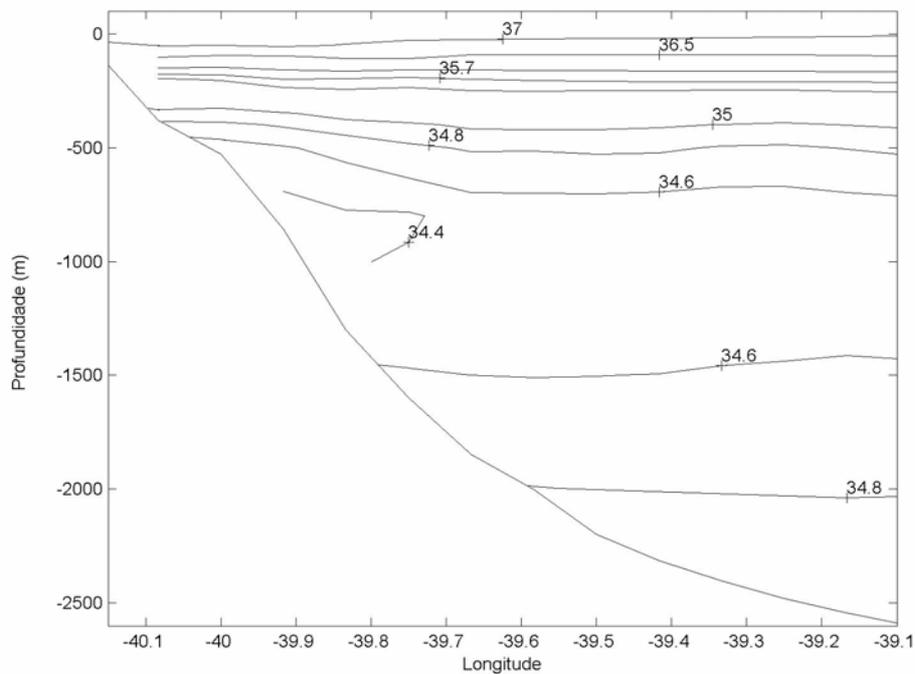


Figura 35: Seção vertical da salinidade na latitude de 22° S obtidos pelo modelo numérico no verão de 1999.

Como as estruturas verticais de temperatura e salinidade são semelhantes, esse fato reflete-se na distribuição da densidade potencial, que apresenta padrões compatíveis entre as observações e a simulação (Figura 36 e Figura 37).

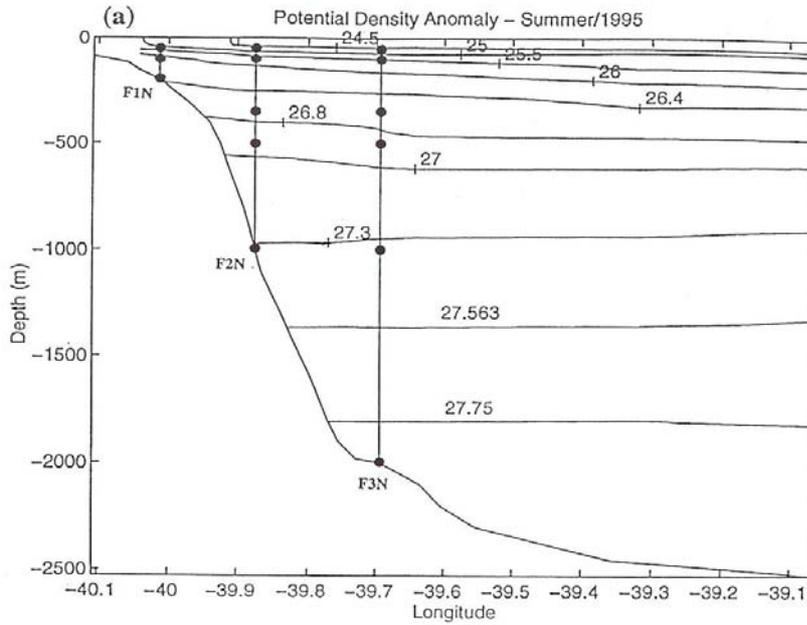


Figura 36: Seção vertical da densidade potencial na latitude de 22° S obtidos por medições in situ no verão de 1995. Fonte: Lima, 1997.

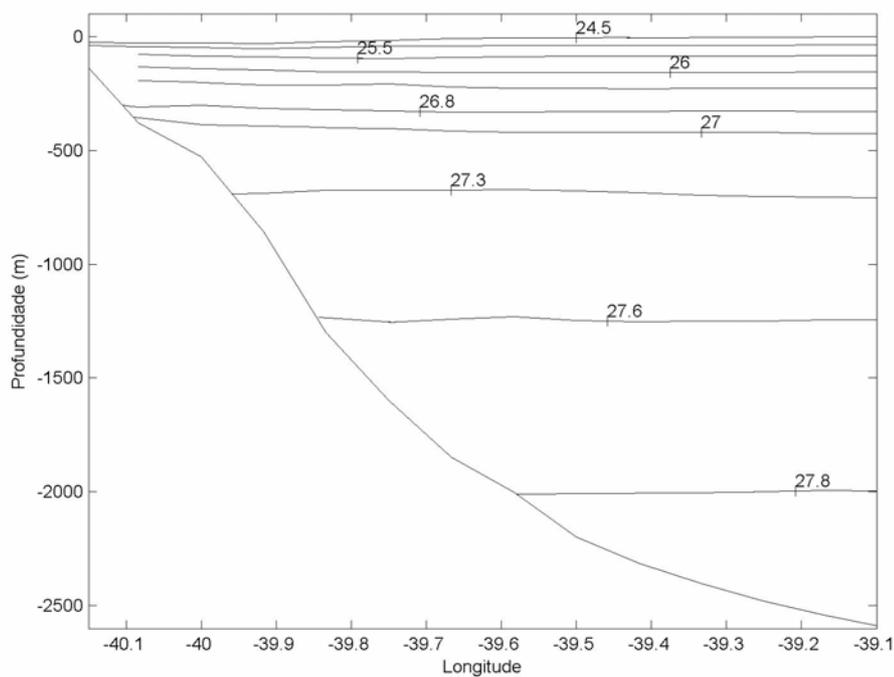


Figura 37: Seção vertical da densidade potencial na latitude de 22° S obtidos pelo modelo numérico no verão de 1999.

V_1.3 CAMPOS DE CORRENTE

Os resultados mostram que o sistema foi capaz de representar as principais feições de corrente presentes nas Bacias de Campos e Santos, ou seja, a Corrente do Brasil (Figura 38) e a contra corrente associada ao fluxo da Água Intermediária Antártica (Figura 39).

Outro resultado do modelo que não foi comparado com observações, mas que comporta-se como indica a literatura é a corrente que seria associada ao fluxo da Água Profunda do Atlântico Norte, em profundidades maiores que 2000m (Figura 40).

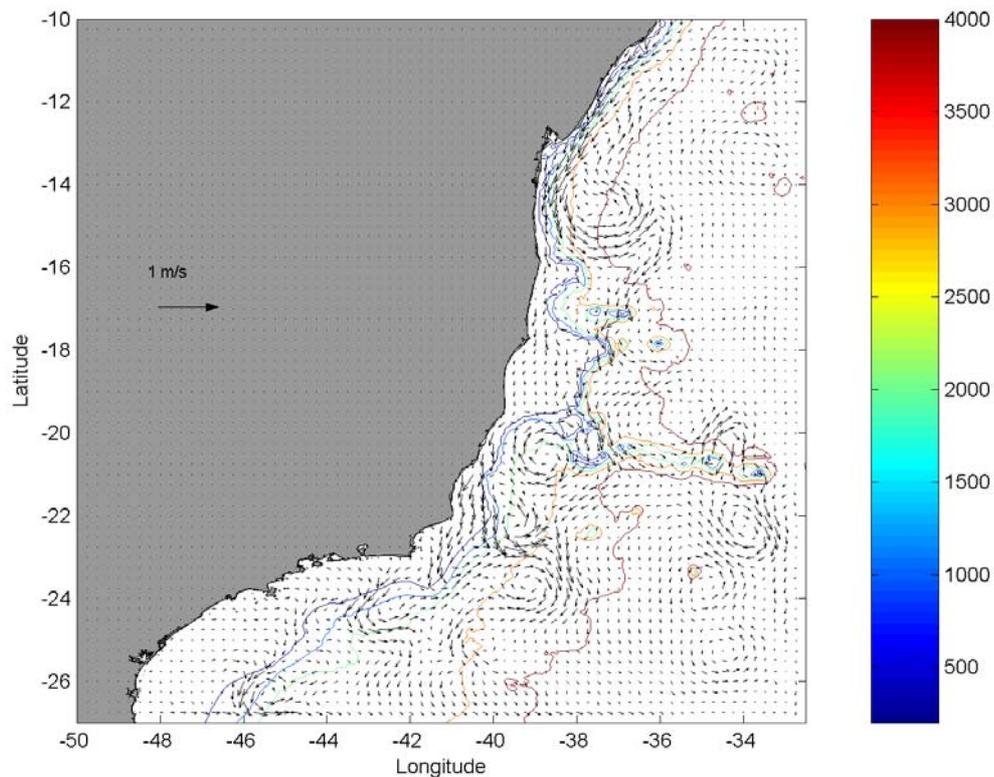


Figura 38: Correntes (m/s) em superfície obtidas pelo modelo numérico. A escala de cores refere-se a batimetria em metros.

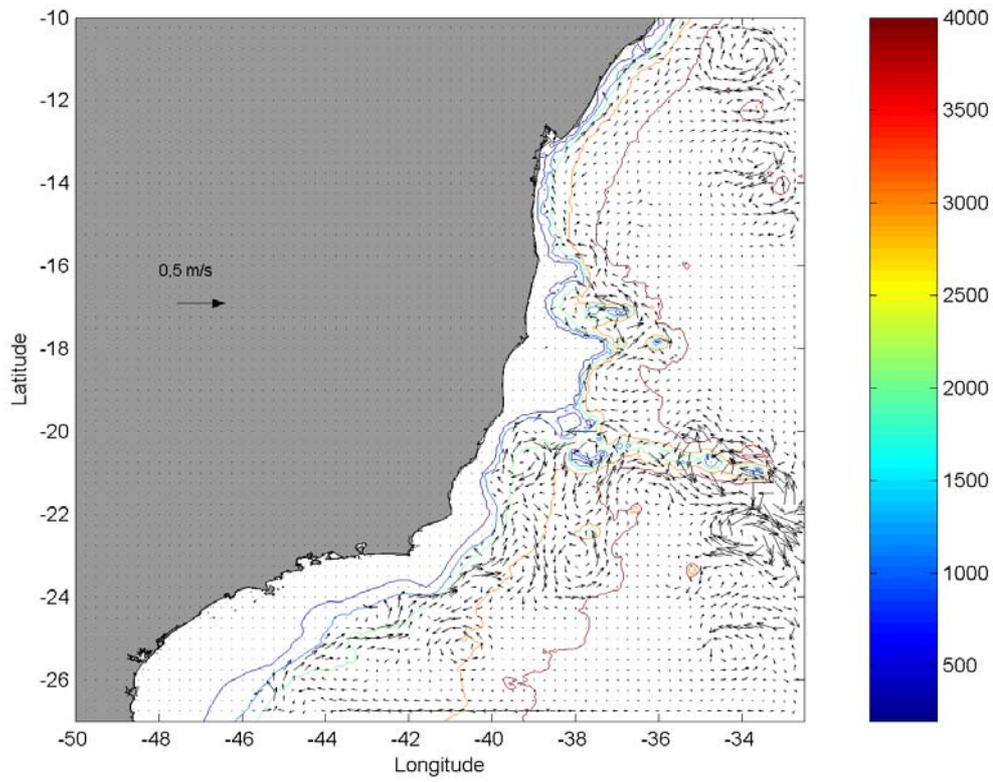


Figura 39: Correntes (m/s) a 1000 m obtidas pelo modelo numérico. A escala de cores de refere-se a batimetria em metros.

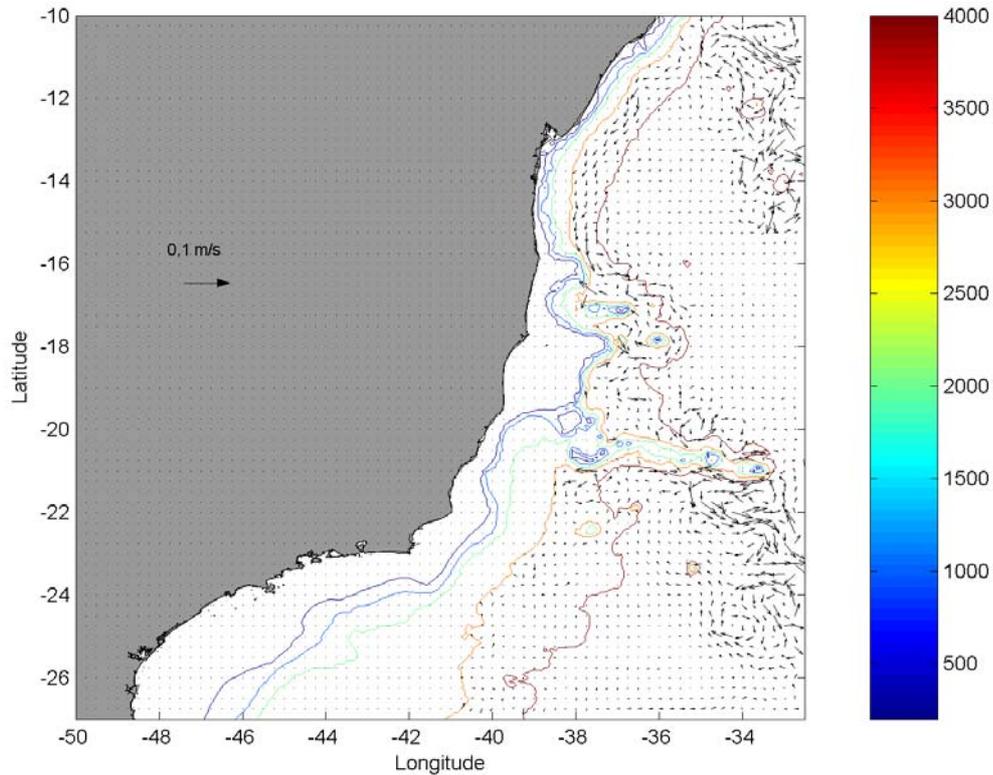


Figura 40: Correntes (m/s) a 3000m obtidas pelo modelo numérico. A escala de cores de referência a batimetria em metros.

VI_ CONCLUSÕES

O modelo numérico hidrodinâmico de coordenadas sigma, POM (*Princeton Ocean Model*) foi implementado à região adjacente ao Campo de Polvo.

Após devidamente calibrado, o modelo foi executado para fornecer os campos de temperatura, salinidade e corrente. Os resultados das comparações entre os dados simulados pelo POM e os observados, tanto para a estrutura termohalina, quanto para a corrente em superfície e em profundidade foram considerados satisfatórios na representação da dinâmica oceânica da região, pois conseguiu reproduzir fenômenos em escala climática (Corrente do Brasil e fluxo da AIA, por exemplo) e de menor escala temporal (vórtices e meandros).

Sendo assim, estes dados foram considerados aptos a serem utilizados para as simulações de transporte de material no oceano, realizado para o Campo de Polvo.

VII_ REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Beck, B., 2002 - "Model evaluation and performance." In: *Encyclopedia of Environmetrics* Volume 3, pp 1275–1279 - Edited by Abdel H. El-Shaarawi and Walter W. Piegorsch John Wiley & Sons, Ltd, Chichester
- Blumberg, A. F. and G. L. Mellor, A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, In *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, N. S. Heaps (Ed.), 1-16, American Geophysical Union, Washington, DC, 1987.
- Boebel, O., C. Schmid, G. Podesta and W. Zenk, 1999: "Intermediate water in the Brazil-Malvinas Confluence Zone: A Lagrangian view". *Journal of Geophysical Research*, 104 (C9), pp. 21,063-21,082.
- Calado, L. 2000, Dinâmica da Formação dos Meandros e Vórtices da Corrente do Brasil ao Largo do Sudeste Brasileiro, Dissertação de Mestrado – Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo.
- Castro, B.M.; Miranda, L.B., 1998: "Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S." In: Robinson, A.R.; Brink, K.H. (eds.): *The Sea*, Vol. 11: pp. 209-252, New York, John Wiley & Sons.
- Castro Filho, Belmiro Mendes de; Miranda, Luiz Bruner de; Calado, Leandro; Nonnato, Luiz Vianna; Mattos, Rafael Augusto: Condições oceanográficas de verão e inverno ao largo de Cabo Frio durante o projeto DEPROAS - Simpósio Brasileiro de Oceanografia, 1 : 2002 : São Paulo.
- DHN, 1969: "II Comissão Oceanográfica: NE "Almirante Saldanha" de 15/02 a 28/02/1957." Rel. DHN-DG 20(II), p.1-11.
- Evans D.L. , S. S. Signorini & L.B. Miranda, 1983: A note on the transport of the Brazil Current. *Journal Of Physical Oceanography*, 9, 724-738.
- Ezer, T. and G. L. Mellor, 1997. Simulations of the Atlantic Ocean with a free surface sigma coordinate ocean model. *J. Geophys. Res.*, 102(C7), 15,647-15,657.
- Ezer, T., 2001. On the response of the Atlantic Ocean to climatic changes in high latitudes: Sensitivity studies with a sigma coordinate ocean model, In: *The Oceans and Rapid Climate Change: Past, Present and Future*, D. Seidov, B. J. Haupt and M. Maslin (Eds.). American Geophysical Union, 199-215.

- Ezer, T. and G. L. Mellor: 1994 “Diagnostic and prognostic calculations of the North Atlantic circulation and sea level using a sigma coordinate ocean model” J. Geophys. Res., 99(C7), pp. 14,159-14,171.
- Ezer, T., and G. L. Mellor, 2004. A generalized coordinate ocean model and a comparison of the bottom boundary layer dynamics in terrain-following and in z-level grids. Ocean Modelling, 6(3-4), 379-403.
- Ezer, T., H. Arango and A. F. Shchepetkin: 2002. “Developments in terrain-following ocean models: intercomparisons of numerical aspects”, Ocean Modelling, 4, pp. 249-267
- Gan, J., L. A. Mysak and D. N. Strub, 1998. Simulation of the South Atlantic Ocean circulation and its seasonal variability. J. Geophys. Res., 103(C5), 10,241-10,251
- Garfield, N. III - The Brazil Current at Subtropical Latitudes. Ph.D Disertation. University of Rhode Island, 1990, 122 pp.
- Gordon, A.L. and C.L. Greengrove, 1986: “Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland Confluence.” Deep Sea Research, 33, pp. 573-585.
- Le Blond, PH and Mysak, LA, 1978 : Waves in the Ocean. 1a Edição. Elsevier Scientific Publishing, Amesterdã.
- Le Provost, C., M.L. Genco, F. Lyard, P. Vincent & P. Canceil, 1994. Spectroscopy of the world ocean tides from a finit element hydrodynamic model. Journal of Geophysical Research, 99(C12): 24.777-24.797.
- Lima J. A. M., 1997: Oceanic circulation on the Brazilian shelf break and continental slope at 22°S. Tese De Doutorado. University Of New South Wales. Australia.
- Mascarenhas Jr, A S 1985 - “Revisão sobre o cálculo da tensão de cisalhamento do vento sobre o oceano.” In: Relatório Interno do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, n.14, pp.1-10
- Mellor, G. L., and T. Yamada, Development of a tubulence closure model for geophysical fluid problems, Reviews of Geophysics and Space Physics, 20, 851-875, 1982.
- Mascarenhas Jr., A. DS., Miranda, L. B., y Rock, N. J., 1971, “A study of the oceanographic conditions in the region of Cabo Frio.” Fertility in the Sea, Gordon & Breach, vol. 1, pp. 285-308.
- Mellor, G. L., 2004. “User’s Guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model”. Atmos. And Oceanic Sci. Program, Priceton University, Princeton, N. J., USA.

- 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.
- Peterson, R.G. and L. Stramma, 1990: “Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean.” *Progress in Oceanography*, 26, pp. 1-73.
- Peterson, R.G., L. Stramma, and G. Kortum, 1996: “Early concepts in charts and circulation.” *Progress in Oceanography*, 37, pp. 1-115.
- Schmid, C., H. Schäfer, G. Podestá & W. Zenk, 1995. “The Vitória Eddy and Its Relation to the Brazil Current.” *Journal of Physical Oceanography*, 25: pp. 2532-2546.
- Signorini, S.R., 1978: On the circulation and volume transport of the Brazil Current between Cape of Sao Tome and Guanabara Bay, *Deep-Sea Research*, 25, 481-490 p.
- Silveira, I. C.A. da; A. K. Schmidt; E.J.D. Campos; S. S. de Godoi; Y. Ikeda, 2001. “A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira.” *Rev. Bras. Oceanogr.*, 48(2), pp. 171-183.
- Speer, K.G., J. Holfort, T. Reynard and G. Siedler, 1996: “South Atlantic heat transport at 11°S.” In: *The South Atlantic: Present and Past Circulation* [Wefer, G., W. H. Berger, G. Siedler and D. J. Webb (eds.)]. Springer, pp. 105-120.
- Stevens, I. & Johnson J. 1997 – “Sensitivity to open boundary forcing in a fine resolution model of the Iberian shelf-slope region,” *Annales Geophysicae* 15, pp. 113-123.
- Stommel, H. 1965. *The Gulf Stream-a physical and dynamical description*. Univ. Calif. Press, Berkeley, and Cambridge Univ. Press, Lond., 248 p.
- Stramma, L., Y. Ikeda, R.G. Peterson, 1990: “Geostrophic transport in the Brazil Current region north of 20°S.” *Deep-Sea Research*, 37 (12), pp. 1875-1886.
- Stramma L., 1991: Geostrophic Transport of the South Equatorial Current in the Atlantic. *Journal of Marine Research*, 49. 281 - 294p