



RELATÓRIO TÉCNICO [REV. 00]

**MODELAGEM HIDRODINÂMICA**  
Blocos BM-ES-37 a 41

Preparado para:  
PERENCO Petróleo e Gás do Brasil Ltda.

Preparado por:  
Maurício da Rocha Fragoso  
Felipe Soares

05 de outubro de 2009

**PROOCEANO**

AV. RIO BRANCO, 311 / 1224 CENTRO  
CEP 20.0040-009 RIO DE JANEIRO RJ  
TEL | FAX +55 21 2532-5666  
WWW.PROOCEANO.COM.BR

RELATÓRIO TÉCNICO [REV.00]

## MODELAGEM HIDRODINÂMICA

Blocos BM-ES-37 a 41

Preparado para:

PERENCO Petróleo e Gás do Brasil Ltda.

Preparado por:

Maurício da Rocha Fragoso

Felipe Soares

05 de outubro de 2009

## ÍNDICE:

<b>I. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>4</b>
<b>I.1. CARACTERÍSTICAS OCEANOGRÁFICAS .....</b>	<b>4</b>
<i>I.1.1. Circulação Superficial</i>	4
<i>I.1.2. Circulação Intermediária</i>	7
<i>I.1.3. Circulação Profunda</i>	8
<i>I.1.4. Vórtices e Meandros</i>	9
<b>II. MODELO NUMÉRICO UTILIZADO .....</b>	<b>10</b>
<b>III. DOMÍNIO DO MODELO .....</b>	<b>15</b>
<b>IV. Condições de Contorno .....</b>	<b>27</b>
<b>IV.1. Condição de Contorno de Fundo .....</b>	<b>28</b>
<b>IV.2. Condição de Contorno de Superfície .....</b>	<b>29</b>
<b>IV.3. Condição de Contorno Lateral .....</b>	<b>30</b>
<i>IV.3.1. Elevação do Nível do Mar</i>	33
<i>IV.3.2. Correntes</i>	35
<i>IV.3.3. Temperatura</i>	35
<b>V. RESULTADOS.....</b>	<b>35</b>
<b>V.1. Avaliação do Modelo .....</b>	<b>35</b>
<i>V.1.1. Transporte de Volume</i>	36
<i>V.1.2. Estrutura Termohalina</i>	39
<i>V.1.3. Vorticidade</i>	50
<i>V.1.4. Campos de Corrente</i>	53
<b>VI. CONCLUSÕES.....</b>	<b>55</b>
<b>VII. BIBLIOGRAFIA.....</b>	<b>56</b>

## 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.

Esse relatório apresenta a descrição da simulação hidrodinâmica e seus resultados, utilizados nas modelagens de transporte de óleo para os Blocos BM-ES-37 a 41.

### I.1. CARACTERÍSTICAS OCEANOGRÁFICAS

A circulação oceânica da região dos Blocos BM-ES-37 a 41 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.

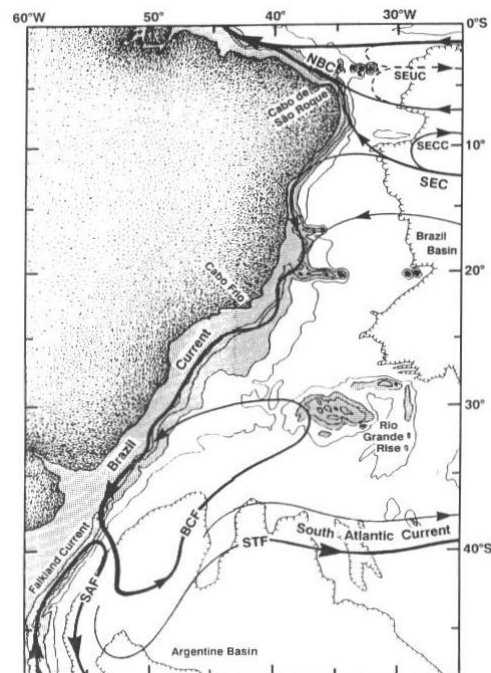
A circulação oceânica da região pode ser dividida em superficial, intermediária e profunda. Existem poucas medições diretas das correntes e as estimativas sobre a circulação são, em sua maioria, realizadas a partir de dados hidrográficos, o que em primeiro lugar já filtra as variações temporais e pode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

#### *I.1.1. Circulação Superficial*

A circulação superficial da Bacia do Espírito Santo 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 apresentada 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 3000 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 o 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).

Campos climatológicos médios de correntes superficiais de verão e inverno na região da Bacia do Espírito Santo, provenientes do Global Drifter Program do NOAA/AOML, são apresentados, respectivamente na Figura 2 e na Figura 3. A análise das figuras não demonstra variações significativas entre o período de verão e inverno. Pode-se observar que na região da Bacia do Espírito Santo o fluxo preferencial é de SW. O valor máximo da intensidade média no período de verão é de 0,29 m/s e, no inverno, de 0,24 m/s. O período de inverno apresenta menores valores médios provavelmente devido à maior ocorrência de sistemas frontais, que podem provocar uma inversão do fluxo em superfície, tendenciando a média para menores valores.

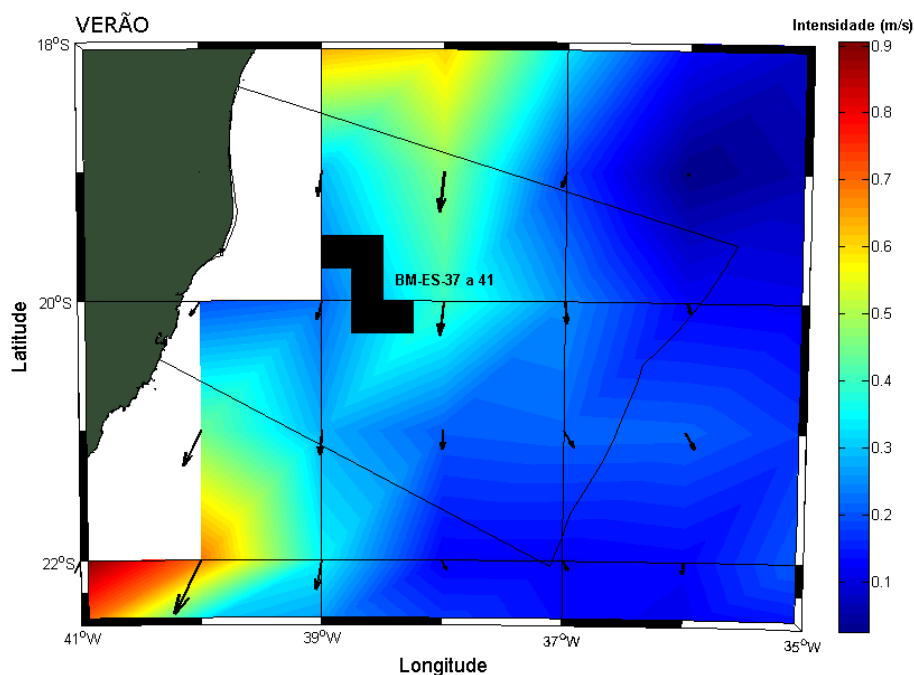
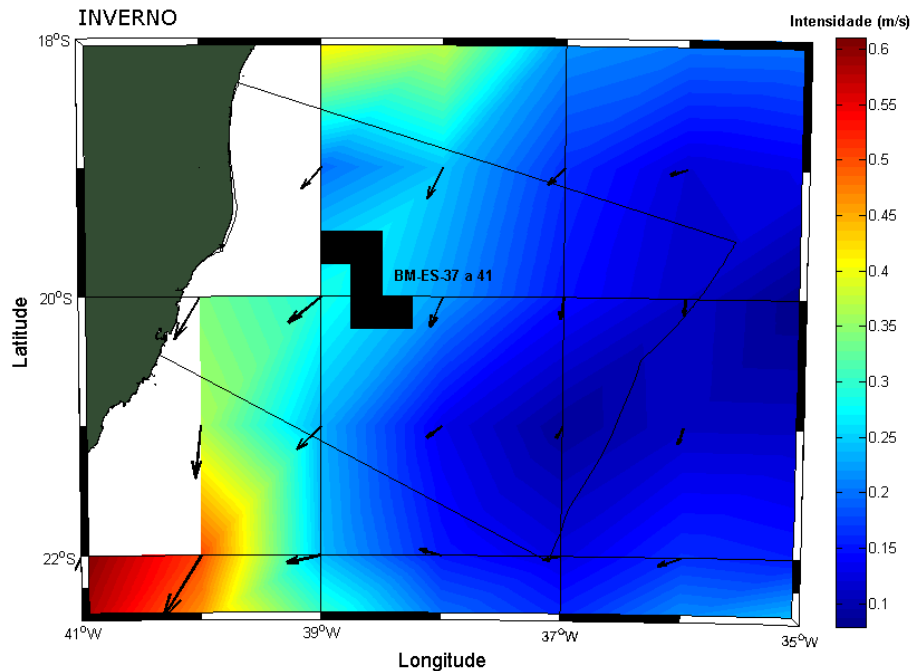


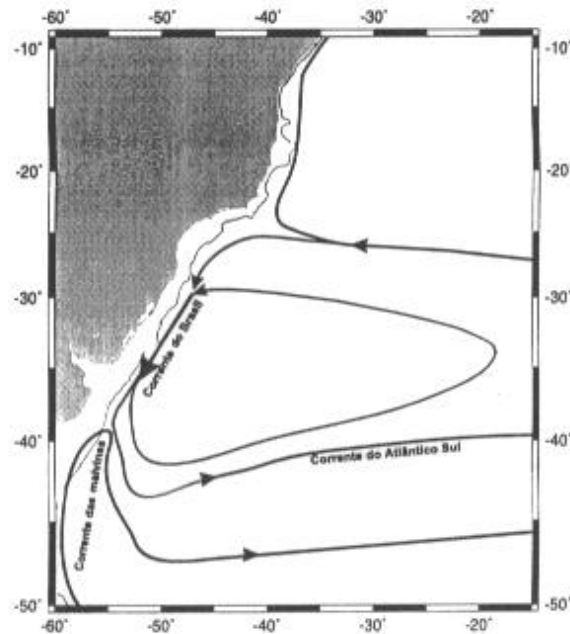
Figura 2: Campo médio de correntes para o período de verão na Bacia do Espírito Santo. Fonte: *Global Drifter Program*.



**Figura 3: Campo médio de correntes para o período de inverno na Bacia do Espírito Santo. Fonte: Global Drifter Program.**

### 1.1.2. 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 4) 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 ( $\sim 38^{\circ}\text{S}$ ), onde seguiria em direção a leste como parte de uma recirculação mais profunda associada ao Giro Subtropical. Esta fluiria então anticlonicamente e, ao sul da latitude de  $25^{\circ}\text{S}$ , 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  $27^{\circ}\text{S}$  e  $28^{\circ}\text{S}$  (Silveira *et al.*, 2000).



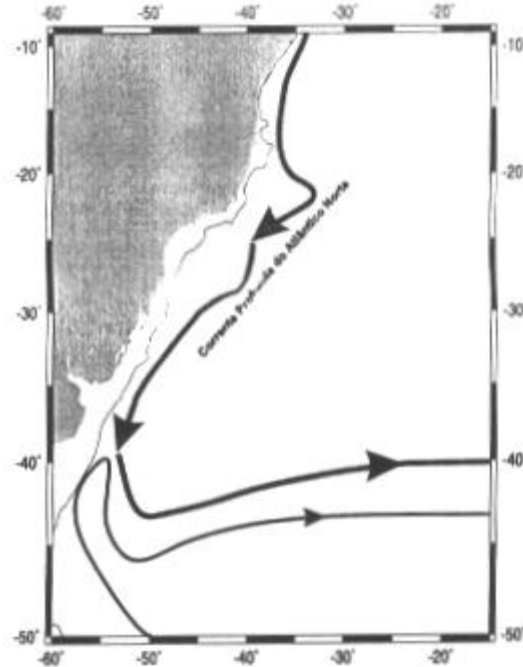
**Figura 4: Esquema da circulação intermediária no atlântico sudoeste. Fonte: Silveira et al., (2000).**

A 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 latitude de 22° S. Esse autor o denominou de Contra-Corrente do Brasil Intermediária, atribuindo a ele um transporte de  $5.1 \pm 2.8$  Sv e uma extensão vertical de 1100 m, estando presente entre as profundidades de 400 e 1500m.

### 1.1.3. Circulação Profunda

Abaixo da AIA encontra-se a APAN (Figura 5), que ocupa níveis entre 1500 e 3000m 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 5: Esquema da Circulação Profunda no Atlântico Sudoeste. Fonte: Silveira et al. (2000).**

#### 1.1.4. 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 (>1000m) 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).

Na região da Baía do Espírito Santo, destaca-se a presença de um vórtice de longa duração. O Vórtice de Vitória é uma estrutura ciclônica localizada na região oceânica ao largo da cidade de Vitória, centralizado em 20,5° S e 39° W, aproximadamente (Figura 6). Seu diâmetro médio é de cerca de 100 km, sendo detectado primeiramente por Schmid *et al.* (1995) durante o verão de 1991 e, posteriormente, por Gaeta *et al.* (1999), no outono de 1995. Costa (2007) em estudo sobre o Vórtice de Vitória constatou que o mesmo apresenta grande recorrência no período de outono, principalmente nos meses de março e abril.

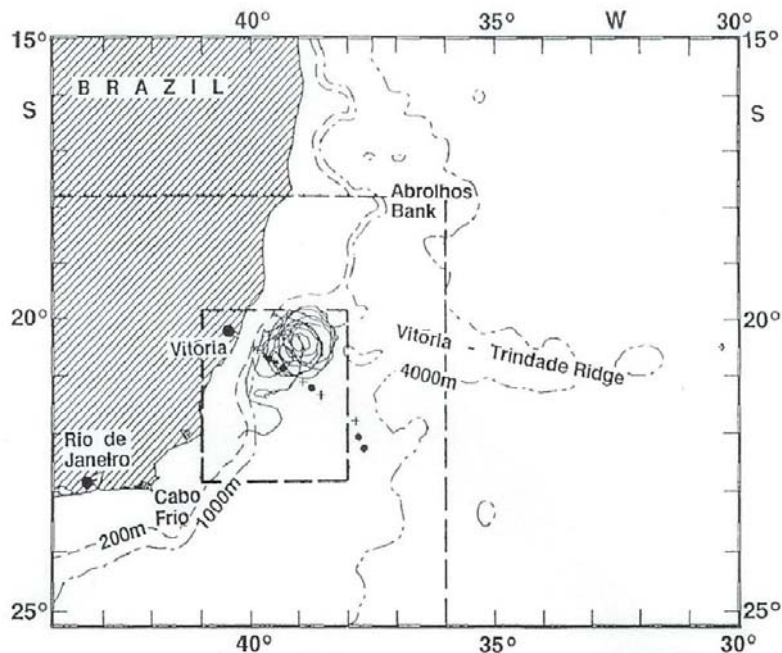


Figura 6: Localização do vórtice de Vitória. Fonte: Schmid et al., 1995.

## II. MODELO NUMÉRICO UTILIZADO

Para as simulações hidrodinâmicas da região dos Blocos BM-ES-37 a 41 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 ( $\sigma$ ), 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  $\eta$  é a elevação da superfície livre e  $H$  é a profundidade local. Assim,  $\sigma$  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 7), o que é importante quando se está modelando regiões onde ocorram variações topográficas significativas.

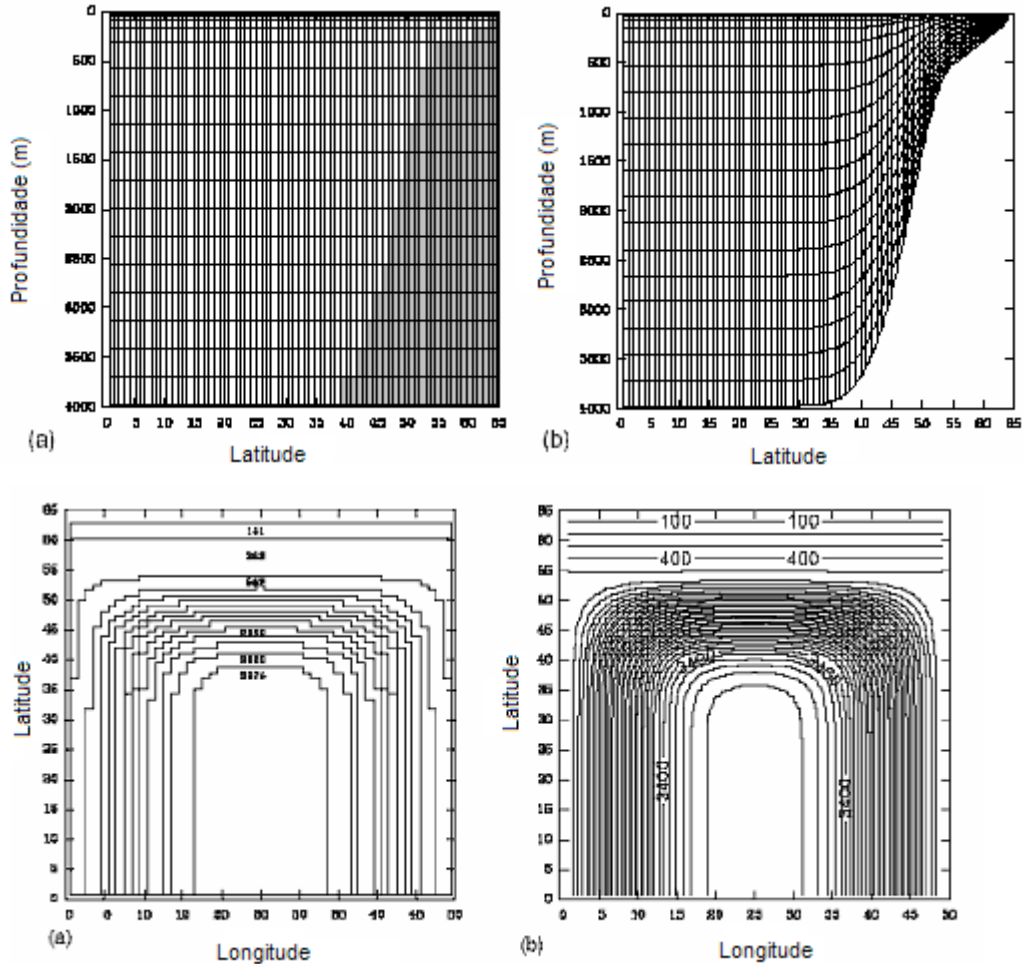


Figura 7: Representação da topografia de fundo em perfil (painel superior) e em planta (painel inferior) em grades com coordenada vertical cartesiana Z (a) e coordenada vertical sigma (b). Fonte: Ezer & Mellor, (2004).

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  $\beta$  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:

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

Equação da conservação da quantidade de movimento na direção meridional:

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

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,  $\rho$  é a densidade,  $\rho_0$  é a densidade de referência,  $\rho'$  é a anomalia de densidade,  $\theta$  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  $\omega$  é a velocidade vertical transformada, correspondente à componente de velocidade normal às superfícies sigma. Essa transformação se dá segundo:

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

Os termos  $F_x$ ,  $F_y$ ,  $F_\theta$  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.10.

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

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

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

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 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 8) compreende a região entre as latitudes de  $10^\circ$  e  $27^\circ$  S e entre as longitudes de  $32,5^\circ$  e  $50^\circ$  W. Possui extensão de cerca de 1890 km por 1945 km, comparável ao Raio de Deformação de Rossby externo (da ordem de 1000 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 os Blocos BM-ES-37 a 41 é sempre maior 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:

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

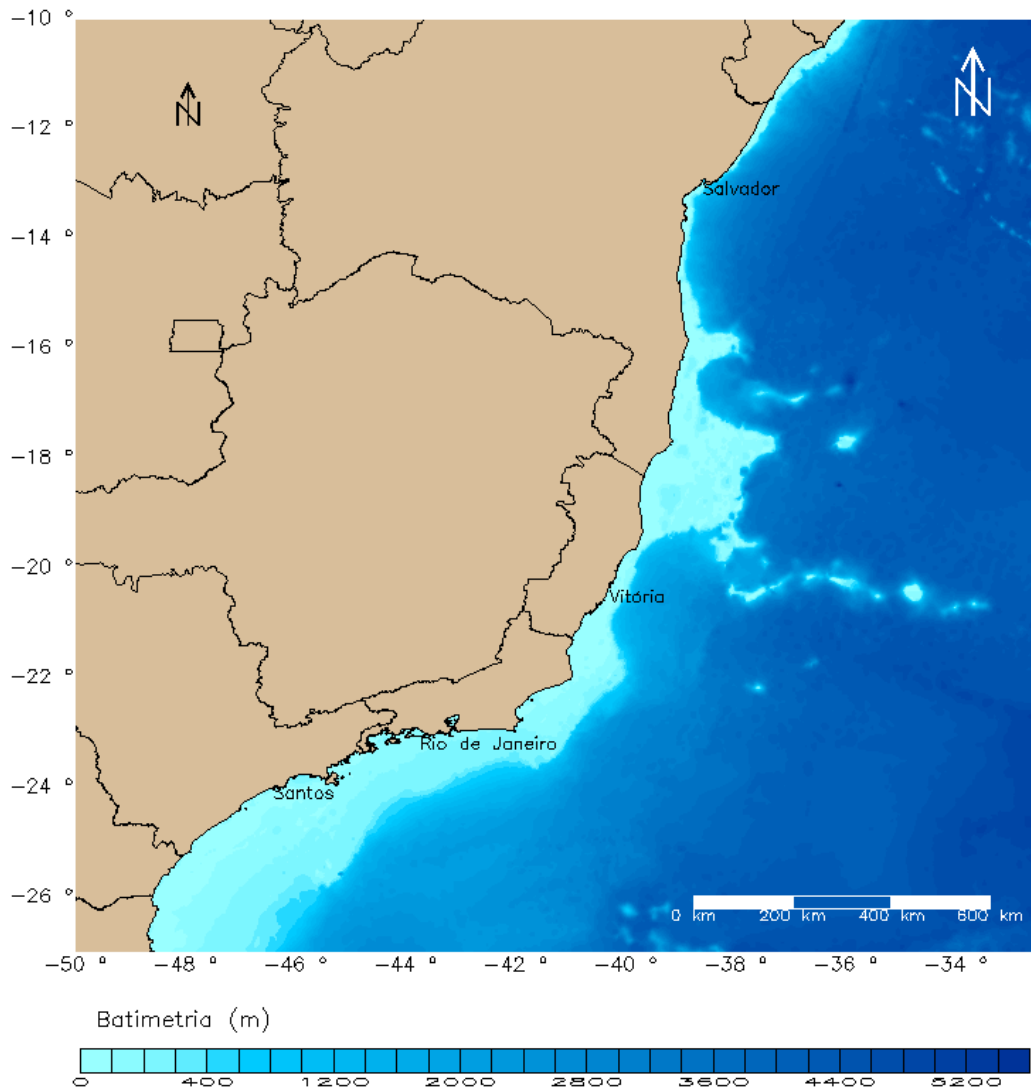
onde  $\Delta \rho$  é a variação de densidade ( $\rho_2 - \rho_1$ ) entre as camadas.  
e  $h_e$  é a profundidade equivalente dada por:

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

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

Efetando o cálculo para valores típicos da região, onde considera-se 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 8: Domínio do modelo hidrodinâmico (com batimetria).**

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 dos Blocos BM-ES-37 a 41. 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

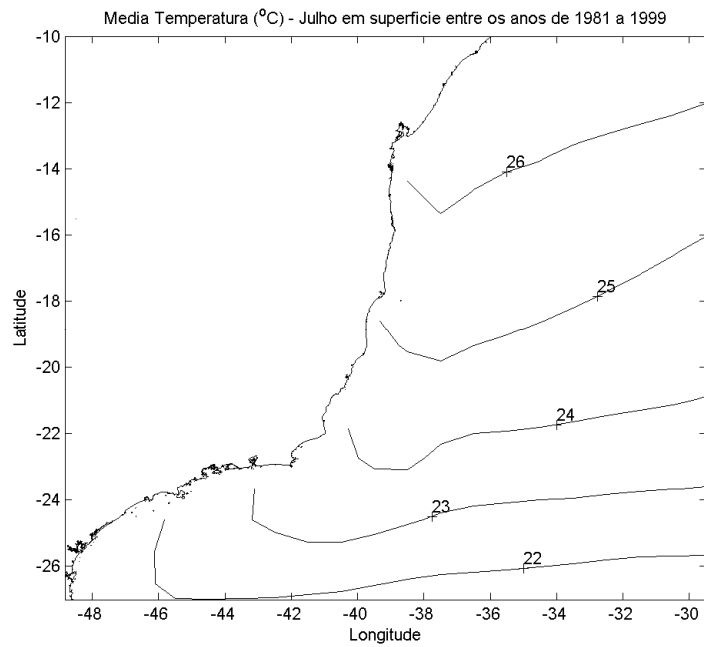
Nacional de Dados Oceanográficos dos Estados Unidos (National Oceanographic Data Center - NODC) como exemplo. Os dados de temperatura e salinidade são disponibilizados sem custo ao público através da Internet em matrizes cuja mínima resolução espacial é de  $1^\circ \times 1^\circ$  (cerca de  $110 \times 110$  km).

Para o caso dos Blocos BM-ES-37 a 41, 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 hidrostática 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  $1^\circ$  (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 obter-se 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 9 à Figura 14. 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 dos Blocos BM-ES-37 a 41 (POM) em um modelo global (MOM).



**Figura 9: Temperatura média de julho em superfície entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**

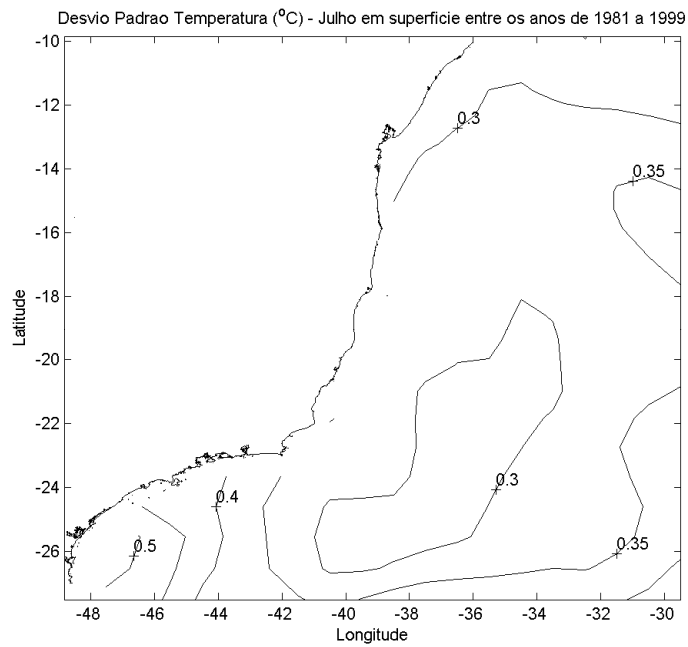
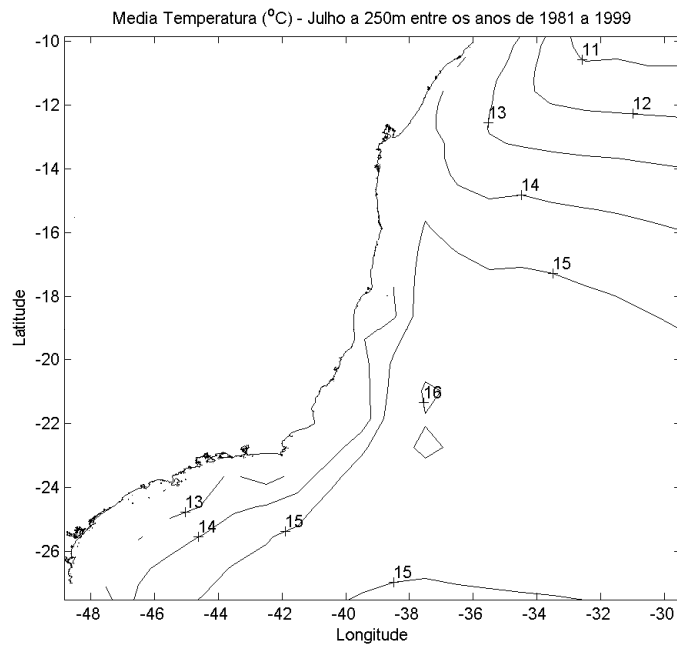
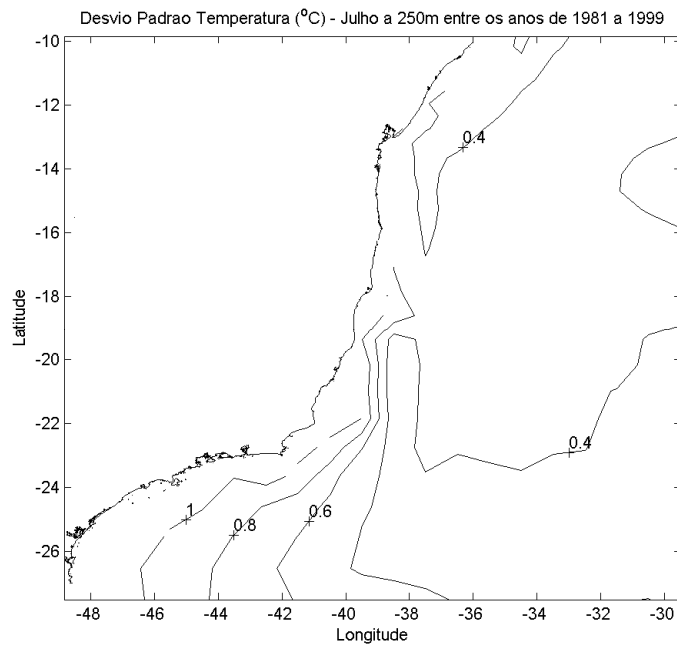


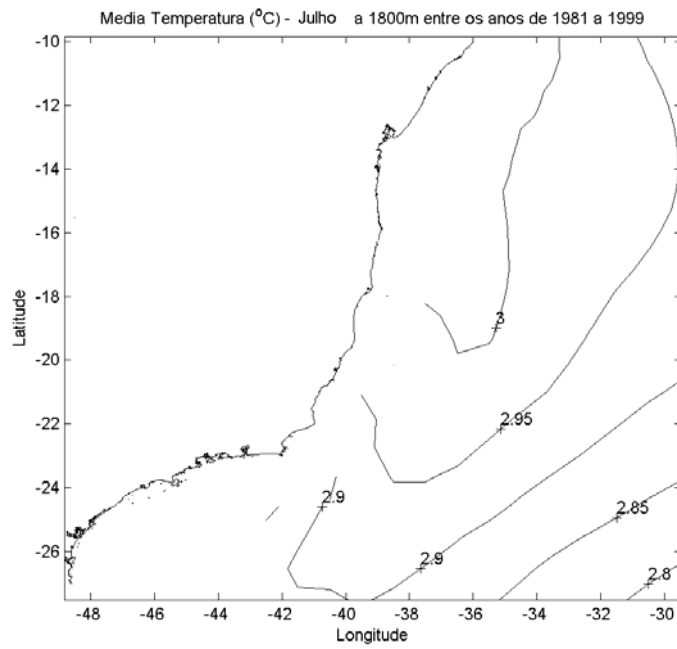
Figura 10: Desvio-padrão da temperatura de julho em superfície entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.



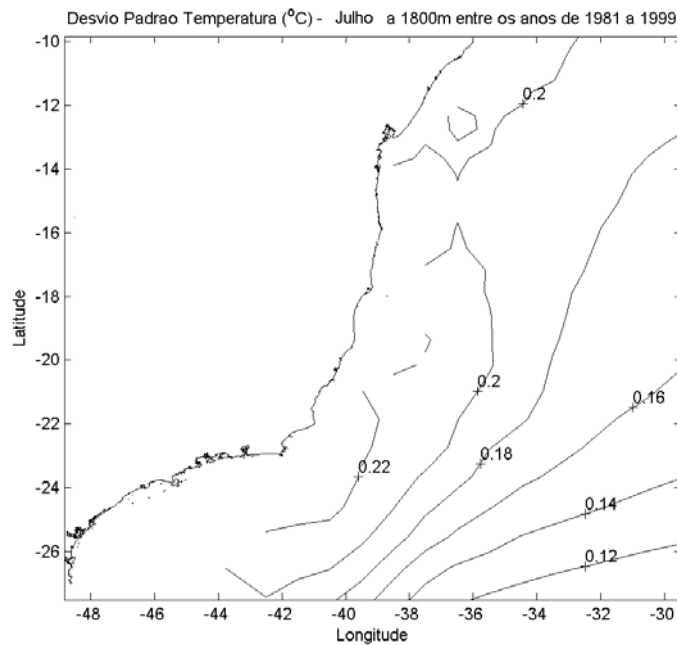
**Figura 11: Temperatura média de julho a 250 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



**Figura 12: Desvio-padrão da temperatura de julho a 250 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



**Figura 13: Temperatura média de julho a 1800 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



**Figura 14: 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 15 a Figura 17.



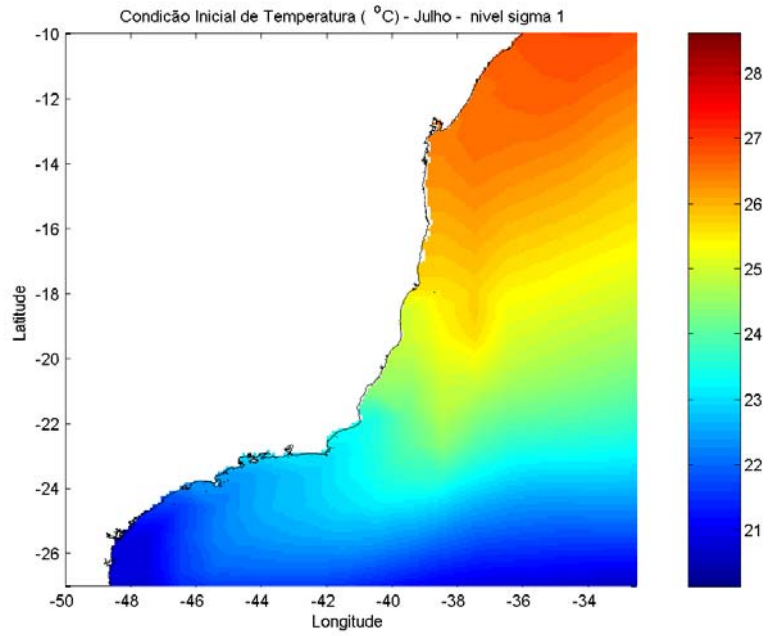


Figura 15: Campo de temperatura interpolada para a grade do POM. Média de julho na 1ª camada sigma.

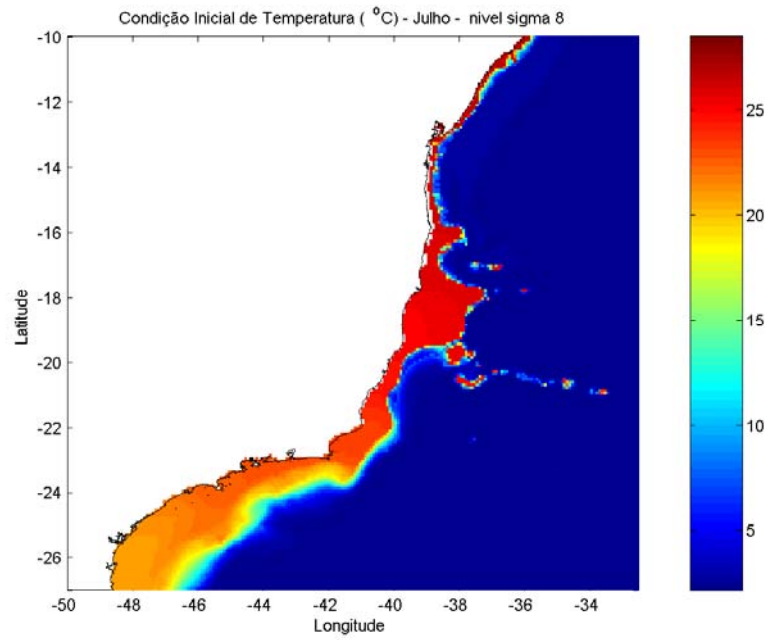


Figura 16: Campo de temperatura interpolada para a grade do POM. Média de julho na 8ª camada sigma.

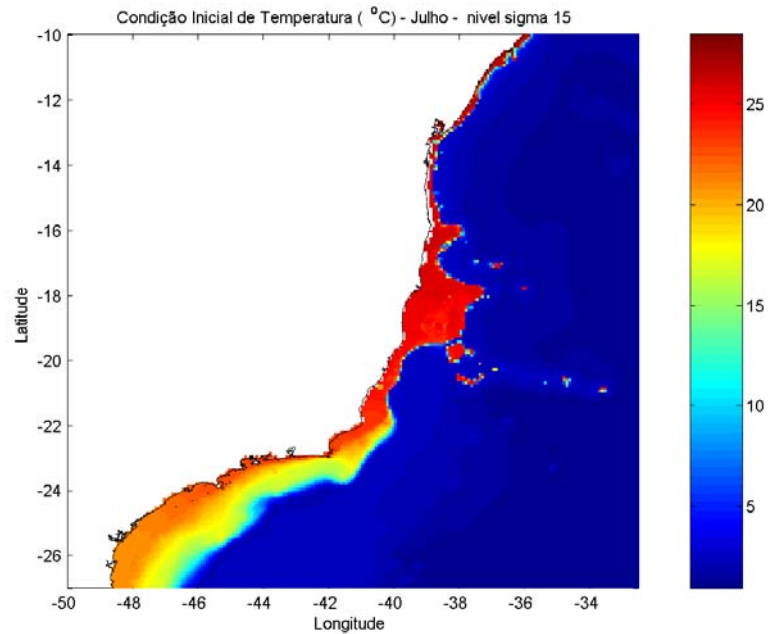


Figura 17: Campo de temperatura interpolada para a grade do POM. Média de julho na 15ª camada sigma.

#### 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 18). Tal escolha deve ser realizada com bastante critério, uma vez que os resultados serão consequência das condições escolhidas.

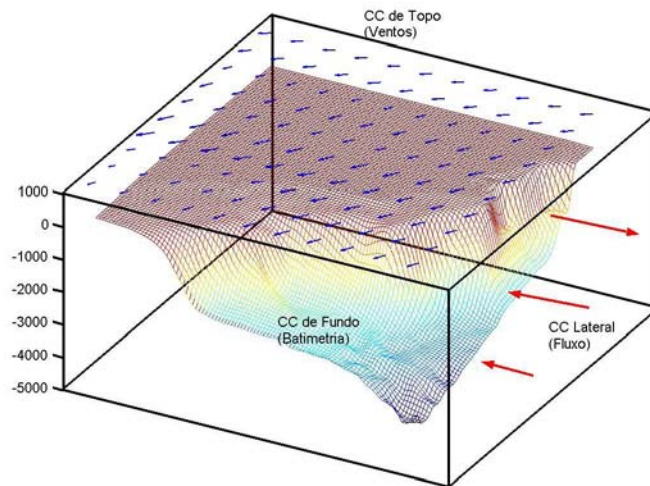


Figura 18: Representação esquemática das condições de contorno a serem definidas em um modelo de área limitada.

#### 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 pelo 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 19).

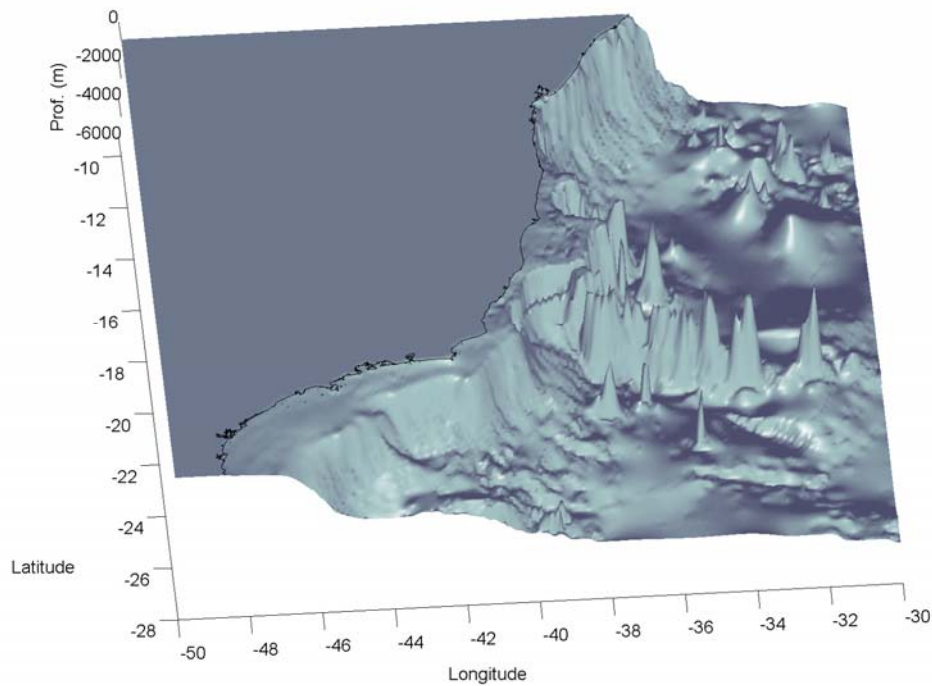


Figura 19: Batimetria da grade do modelo numérico.

#### IV.2. Condição de Contorno de Superfície

O modelo utiliza dados de tensão de cisalhamento do vento ( $\tau$ ) 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:

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

$$|V| > 6 \rightarrow \tau = 0,6 + (0,07 * |V|) \quad \text{IV.2}$$

Daí, são obtidos os componentes zonal ( $\tau_x$ ) e meridional ( $\tau_y$ ) da tensão de cisalhamento do vento:

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

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

Onde  $\rho_{ar}$  é a densidade média do ar e  $\rho_{água}$  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).

### IV.3. Condição de Contorno Lateral

As condições de contorno abertas (CCA) em modelagem oceânica possuem impacto crucial na solução do interior do domínio. Isso é em boa parte devido ao fato de que as escalas de tempo associadas às propagações de ondas através da região oceânica são comparáveis com o comprimento da simulação em si, quando não são muito menores. Uma onda barotrópica, por exemplo, pode cruzar uma região com profundidade de 100m e largura de 100 km em cerca de 1 hora e uma onda interna com velocidade típica de 1 m/s, a cruza em cerca de 1 dia. Isso é muito menor do que a duração de uma previsão típica, que é de no mínimo 1 semana. Além disso, é fato conhecido que as CCAs levam a soluções matematicamente mal-postas (Oliger e Sundström, 1978) e que não existem soluções genéricas. Atualmente, os problemas de condições de contorno abertas podem ser considerados como os aspectos mais desafiadores da modelagem numérica de oceano (Marsaleix *et al.*, 2006).

As CCAs possuem basicamente dois objetivos. Primeiramente, estabelecer as condições de entrada no domínio para forçar a solução do interior com campos externos, obtidos de observações ou de modelos de maior escala. Ao mesmo tempo, estas devem funcionar como saída, permitindo que as ondas sejam irradiadas para fora ou que as massas d'água saiam do domínio sem que haja reflexões espúrias nas fronteiras. No entanto, é bastante difícil satisfazer a ambos os objetivos simultaneamente e os modelos tendem a escolher localmente qual deles irá utilizar, de acordo com o caráter de entrada ou saída da dinâmica ali presente. A direção da propagação da onda é freqüentemente obtida através da inversão de uma equação de propagação de onda baseada nas variáveis modeladas nas vizinhanças da fronteiras abertas. O caráter de entrada ou saída da

dinâmica local é então determinado pelo sinal da velocidade de fase da onda calculada na direção normal à fronteira (Orlanski, 1976).

A maioria das condições de contorno foram amplamente estudadas nos últimos 20 anos (Palma e Matano 1998, 2000). Esses estudos fornecem comparações entre diversas CCAs em casos bem determinados (propagação de ondas livres, jatos costeiros forçados por vento, propagação de tempestades etc.) para os quais existe uma solução de referência (soluções analíticas ou mesmo numéricas validadas com observações). Em resumo, os esquemas mais utilizados podem ser divididos em três classes (Palma e Matano, 1998): 1) condições radiativas (Blumberg e Kantha, 1985), 2) Métodos característicos (Hedstrom, 1979), 3) Métodos de relaxação (Martinsen e Engedahl, 1987).

No modelo hidrodinâmico dos Blocos BM-ES-37 a 41, são utilizadas CCAs dos 3 tipos. Para velocidades baroclínicas (tanto  $u$ , quanto  $v$ ), temperatura e salinidade nas fronteiras norte e sul, foram utilizadas CCAs com método de relaxação (Zavatarelli, 1999), que será descrita a seguir, enquanto na fronteira leste foi utilizada uma condição radiativa (Orlanski, 1976) para estas mesmas variáveis (vide resposta da questão 2). Já para as velocidades barotrópicas nas 3 fronteiras, utilizou-se a condição proposta por Flather (1976):

$$U_f = -\sqrt{g/h} * (\eta - \eta_{\text{ext}}) \quad 15$$

Onde  $U_f$  é a velocidade barotrópica na fronteira,  $g$  é a aceleração da gravidade,  $h$  é a profundidade e  $\eta$  é a elevação do nível do mar, dentro e na fronteira do domínio.

Para elevação do nível do mar foi utilizada uma condição radiativa (gradiente zero) já descrita na resposta anterior.

As CCAs para as velocidades baroclínicas, temperatura e salinidade seguiram o procedimento proposto por Zavatarelli, (1999), no qual dados de um modelo de maior escala (MOM, nesse caso) são prescritos nas fronteiras do modelo sendo interpolados linearmente no tempo.

As temperaturas e salinidades nas imediações da fronteira sul e norte são relaxadas para os dados climatológicos do MOM conforme Ezer & Mellor (2000):

$$\phi_j^{n+1} = \phi_j^{n+1} + cff * (\phi_{\text{clim}} - \phi_j^{n+1}) \quad 16$$

Onde:

$\Phi$  representa a temperatura ou salinidade;

$J$  é o índice da linha, e nesse caso, a condição é aplicada nas dez linhas mais próximas das fronteiras;

$n$  representa o tempo (sendo portanto  $n+1$  o tempo avançado);

$\Phi_{\text{clim}}$  representa dados extraídos do MOM;

$cff$  é o termo de relaxação, dado por:

$$cff = c1 - (c1 - c2) * \pm(J - B) / 10 \quad 17$$

Onde:

B representa a linha correspondente à fronteira norte ou sul;

c1 e c2 são termos de relaxação temporal, dados por:

$$C1 = 2 * dti / srt \quad 18$$

$$C2 = 2 * dti / wrt \quad 19$$

Onde dti é o passo de tempo interno do modelo, srt e wrt são os tempos de relaxação. Nesse caso, foi utilizado srt = 5 dias e wrt = 30 dias.

Com isso, obtém-se uma “zona de relaxação” nas fronteiras, na qual os dados vão sendo forçados para valores climatológicos em períodos que variam de 5 a 30 dias, dependendo da distância da fronteira.

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 20).



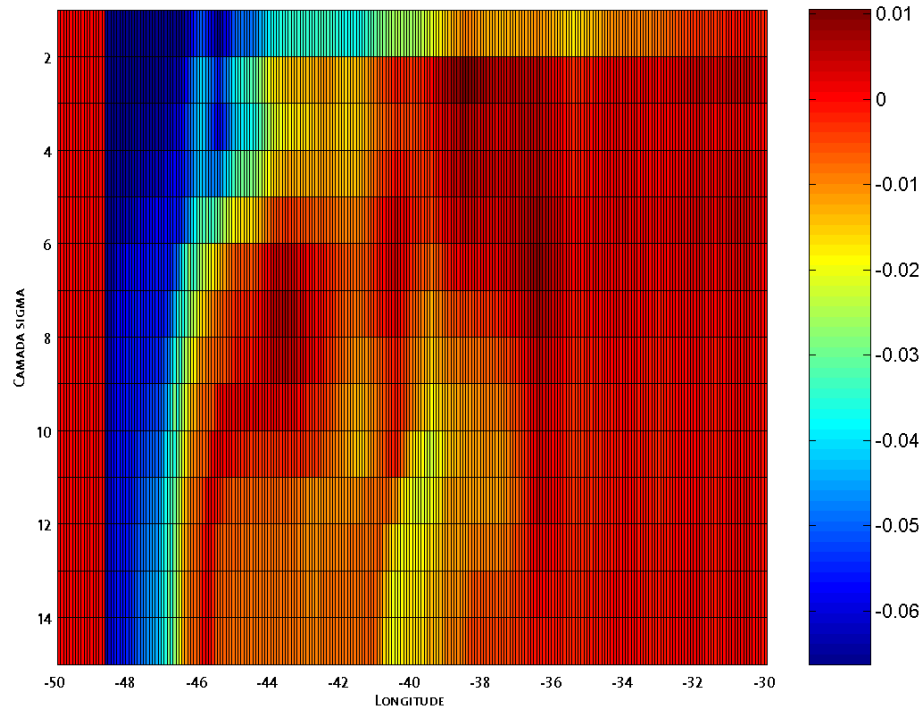


Figura 20: Condição de contorno lateral (fluxo de momento) do modelo hidrodinâmico. Velocidade em (m/s).

Os valores negativos indicam fluxo para sul e os positivos para norte. Notam-se maiores valores em superfície entre as longitudes de  $49^{\circ}$  e  $47^{\circ}$  W com direção sul, associados à CB. Entre as longitudes de  $44^{\circ}$  a  $38^{\circ}$  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. Elevação 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 21 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).

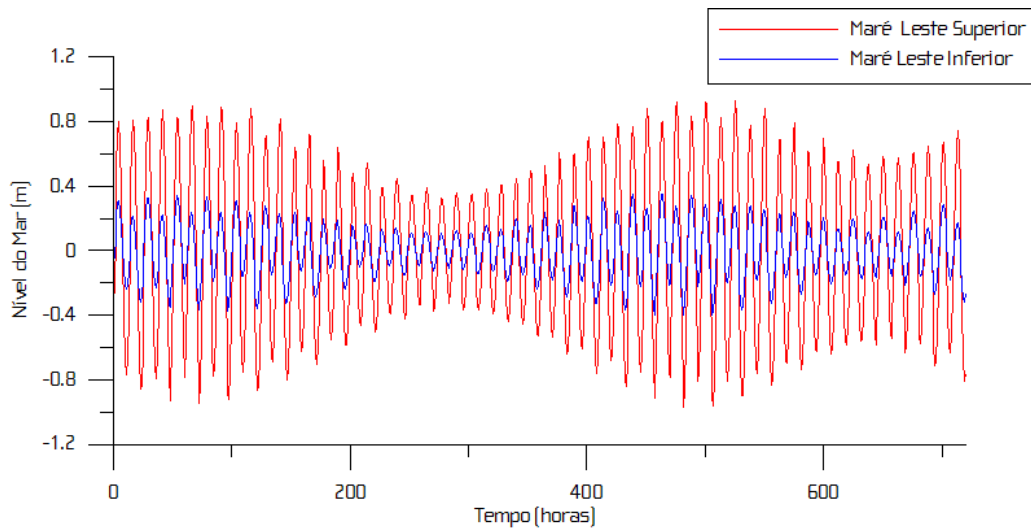


Figura 21: Condição de contorno de topo (elevação do nível do mar) do modelo hidrodinâmico.

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

$$\frac{\partial \eta}{\partial y} = 0 \quad \text{IV.5}$$

### 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:

$\phi$  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?

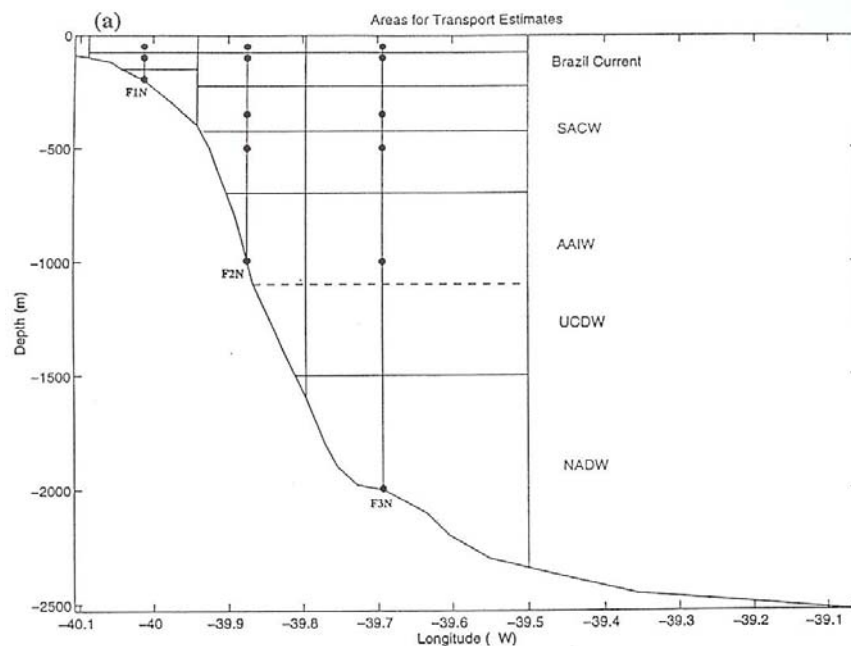
2. O seu comportamento se aproxima bem do observado com respeito ao "mundo real" ?

A primeira pergunta pode ser respondida com o grande número de artigos publicados em revista 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

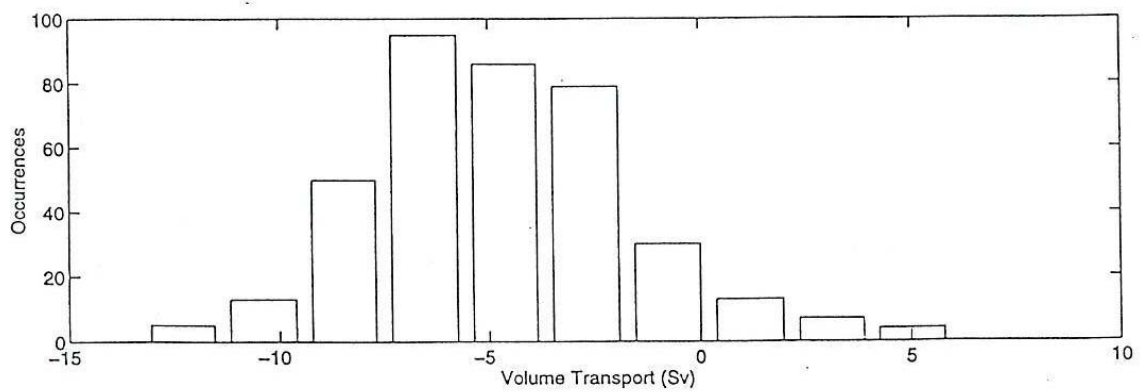
Para a avaliação de valores de transporte de volume são utilizados os mesmos dados analisados por Lima (1997). O método do cálculo do transporte de volume a partir dos dados de corrente foi o "método da caixa", adotado por Lima (1997). A Figura 22 apresenta um diagrama indicando a metodologia adotada.



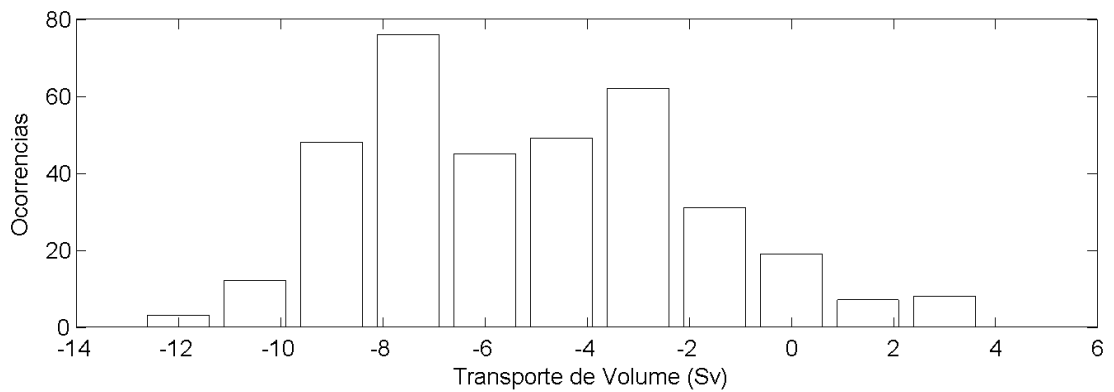
**Figura 22: Representação esquemática da metodologia utilizada para o cálculo do transporte de volume (Lima, 1997).**

Para obter-se 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 23** à **Figura 26**.



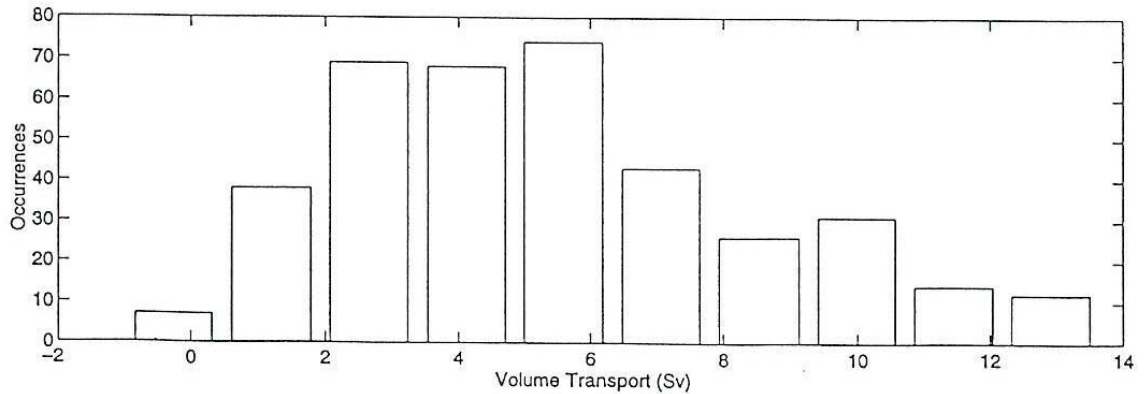
**Figura 23: Histograma do transporte de volume da Corrente do Brasil entre maio de 1994 e maio de 1995, obtido por Lima (1997).**



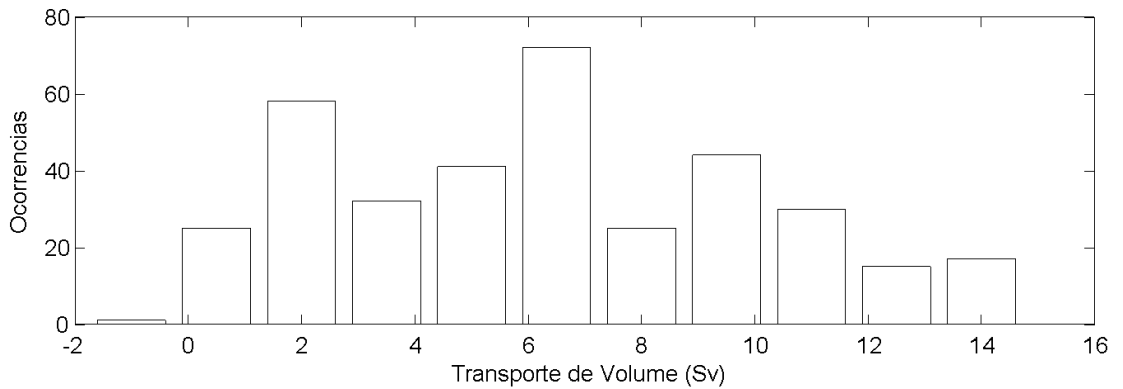
**Figura 24: Histograma do transporte de volume da Corrente do Brasil para o ano de 1999 obtido pelo modelo numérico.**

Lima (1997) encontrou transporte de volume médio para a Corrente do Brasil naquela região de  $-5.5 \pm 2.6$  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 25: Histograma do transporte de volume da Contra Corrente Intermediária entre maio de 1994 e maio de 1995, obtido por Lima (1997).**



**Figura 26: 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 de estudo (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 27** até a **Figura 32** são apresentados os dados de TSM estimados pelo satélite e obtidos pelo sistema de previsão, assim como o erro relativo.

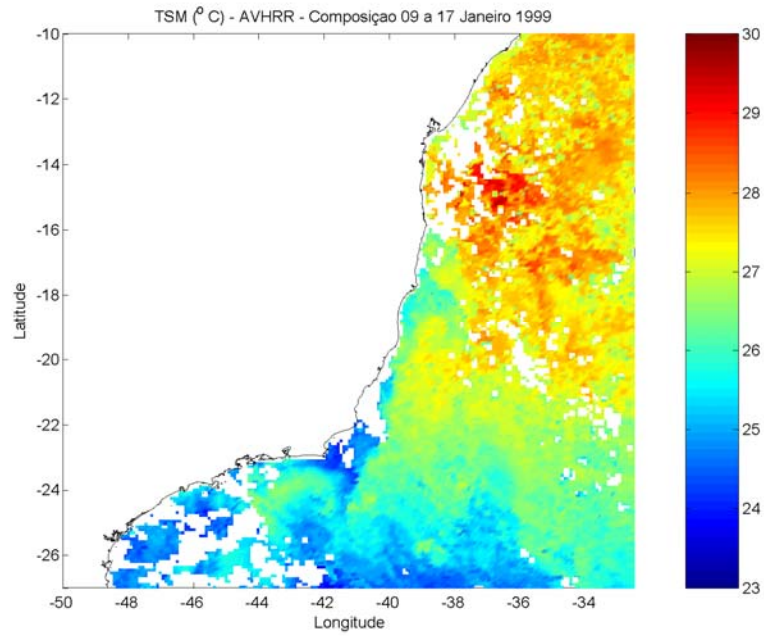


Figura 27: Temperatura da Superfície do Mar entre os dias 9 e 17 de janeiro de 1999 obtidos pelo sensor AVHRR. Dados disponibilizados pelo Projeto WOCE.

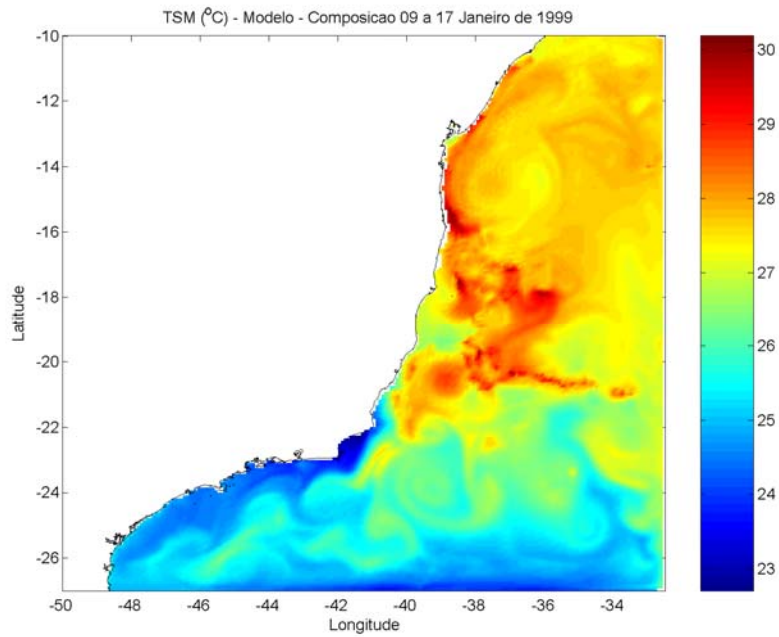


Figura 28: Temperatura da Superfície do Mar entre os dias 9 e 17 de janeiro de 1999 obtidos pelo modelo numérico.



Entre as latitudes de 10° a 22° S, pode-se observar, tanto nos dados obtidos por satélite, quanto nos simulados (**Figura 27** e **Figura 28**), temperaturas em torno de 30°C. 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 as 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 29**) são no máximo 5 %.

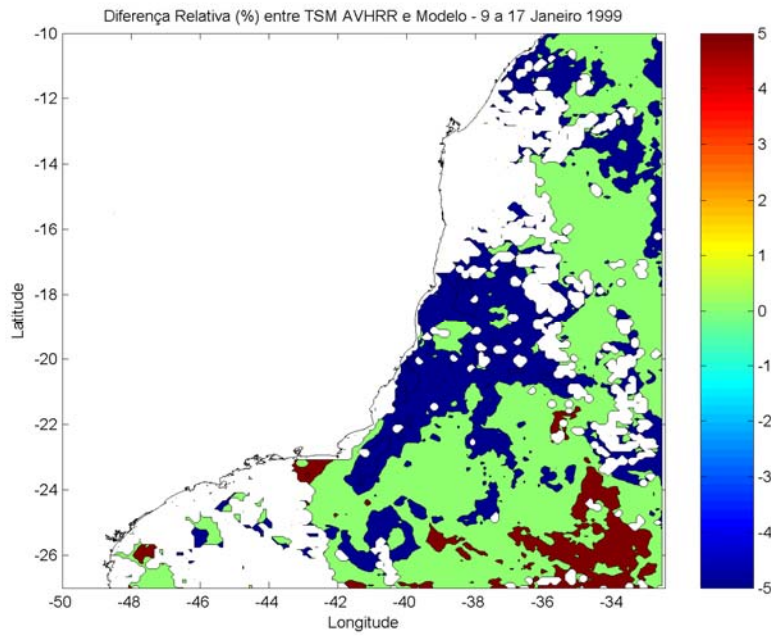


Figura 29: Diferença relativa (%) entre a TSM obtida pelo sensor AVHRR e pelo modelo numérico para o período de 9 e 17 de janeiro de 1999.

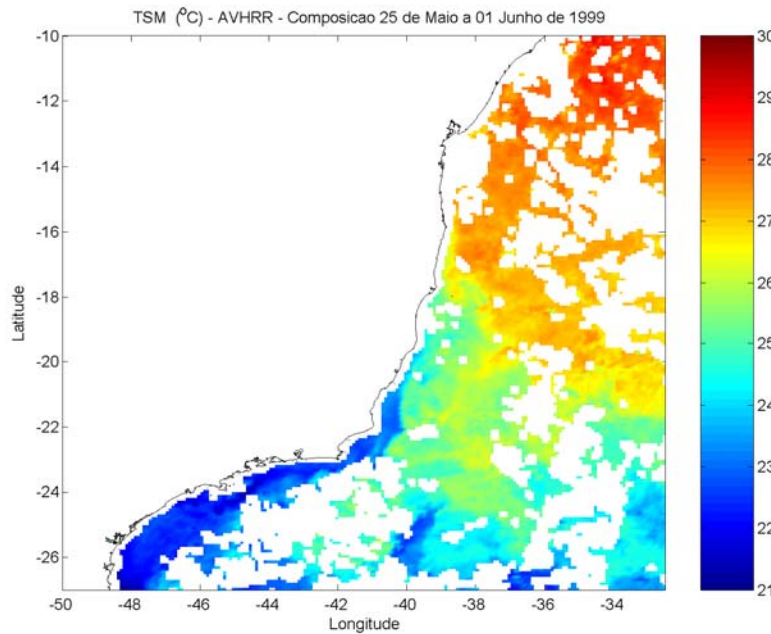
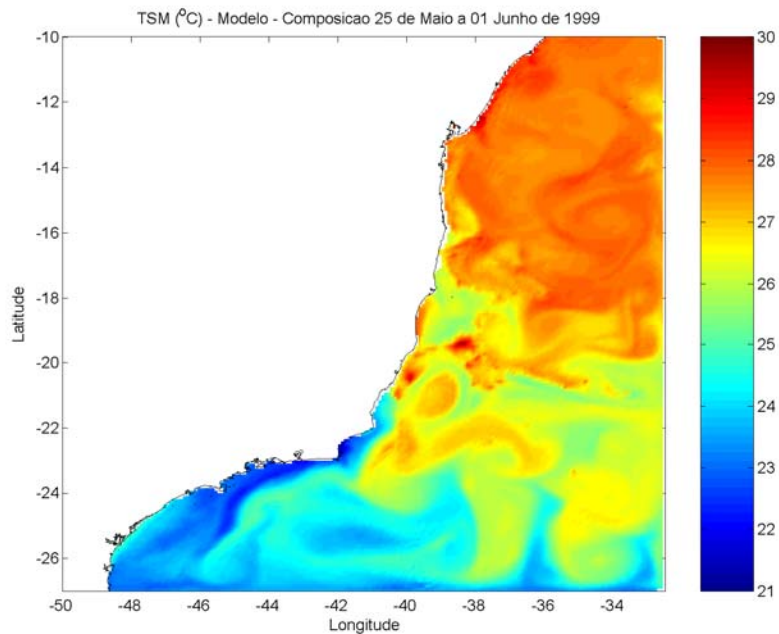


Figura 30: Temperatura da Superfície do Mar entre os dias 25 de maio e 1º de junho de 1999 obtidos pelo sensor AVHRR. Dados disponibilizados pelo Projeto WOCE.

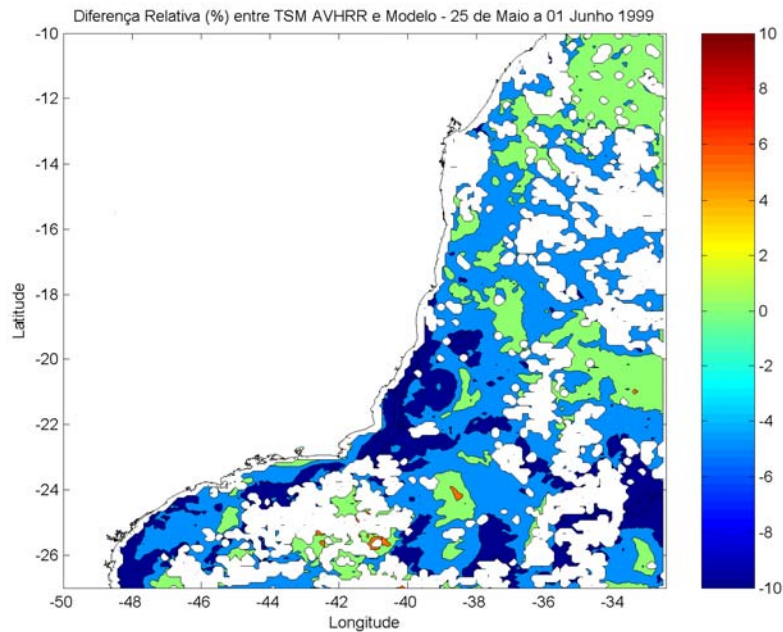


**Figura 31: Temperatura da Superfície do Mar entre os dias 25 de maio e 1° de junho de 1999 obtidos pelo modelo numérico.**

Para o período de maio/junho (**Figura 30** e **Figura 31**) 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 o 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 32**) alcançam, localizadamente, até 10%.



**Figura 32: Diferença relativa (%) entre a TSM obtida pelo sensor AVHRR e pelo modelo numérico para o período de 25 de maio a 1º 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 33** até a **Figura 38** mostram seções verticais na latitude de 22° S da temperatura potencial, salinidade e densidade potencial observados e modelados.

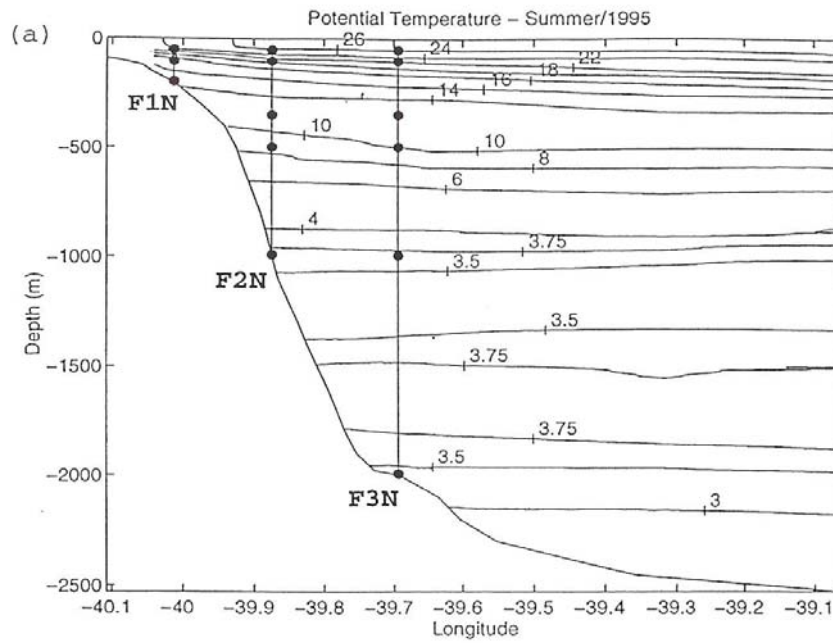


Figura 33: Seção vertical da temperatura potencial (oC) na latitude de 22° S obtida por medições in situ no verão de 1995. Fonte: Lima, 1997.

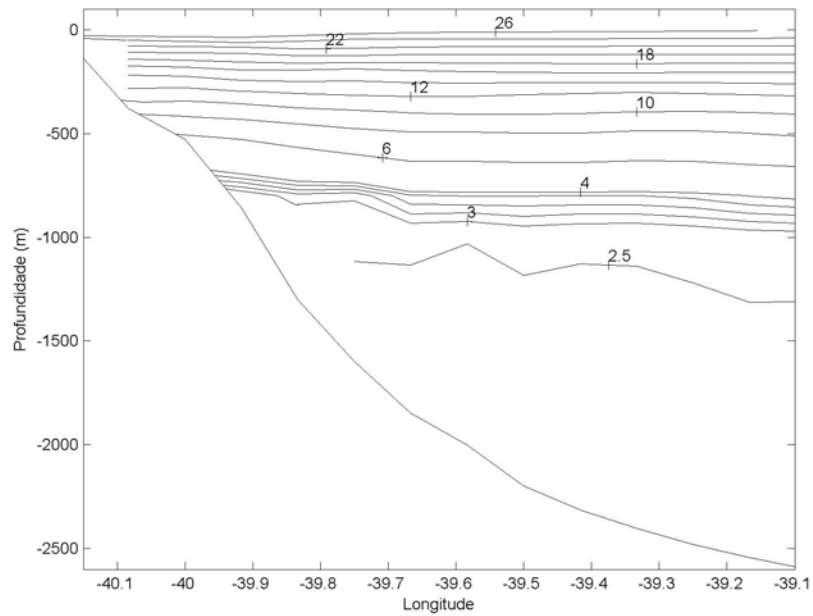


Figura 34: Seção vertical da temperatura potencial (oC) na latitude de 22° S obtida pelo modelo numérico no verão de 1999.

Os perfis verticais de temperatura potencial (**Figura 33** e **Figura 34**) 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 800m, o gradiente de temperatura é maior no modelo 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 35** e **Figura 36**) mostram comportamentos semelhantes. A localização e os valores do mínimo de salinidade, associados 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 naquela região.

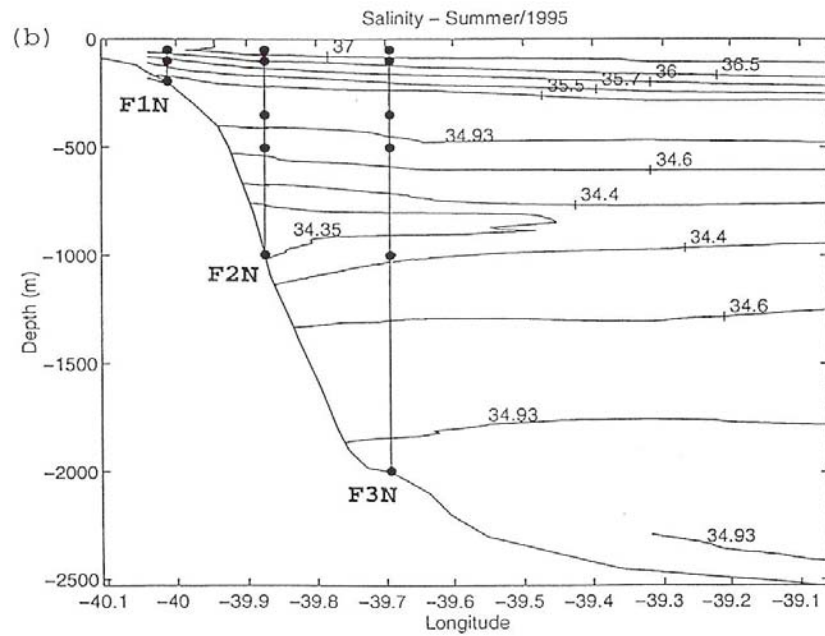


Figura 35: Seção vertical da salinidade na latitude de 22° S obtidos por medições in situ no verão de 1995. Fonte: Lima, 1997.

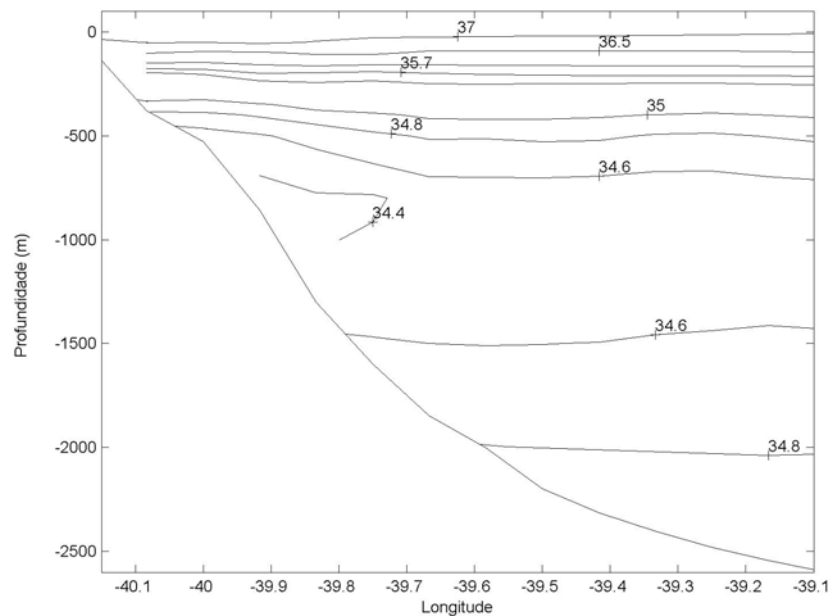


Figura 36: Seção vertical da salinidade na latitude de 22° S obtidos pelo modelo numérico no verão de 1999.

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 37** e **Figura 38**).



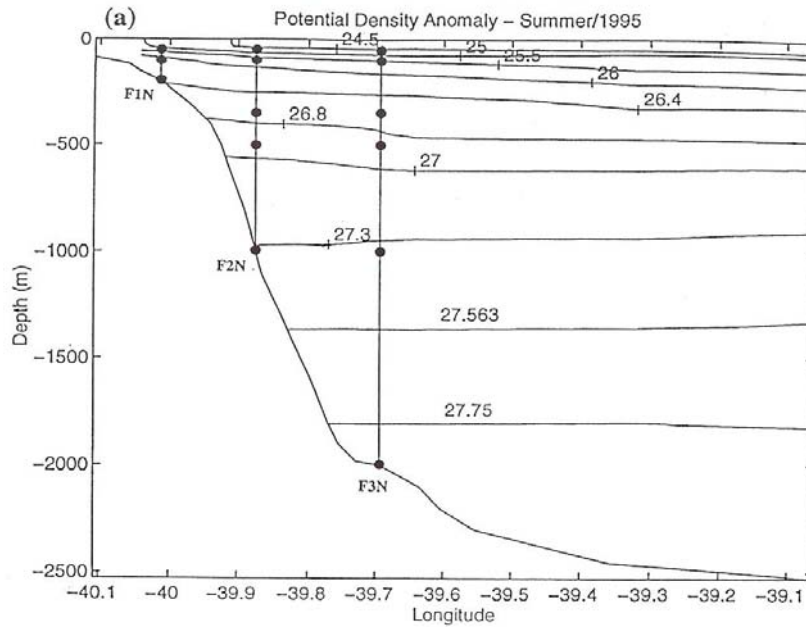


Figura 37: Seção vertical da densidade potencial na latitude de 22° S obtidos por medições in situ no verão de 1995. Fonte: Lima, 1997.

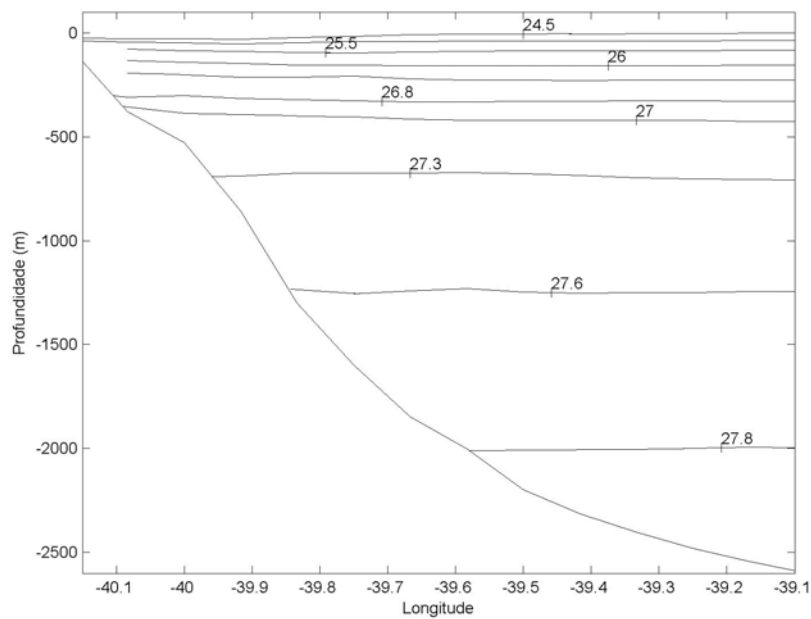


Figura 38: Seção vertical da densidade potencial na latitude de 22° S obtidos pelo modelo numérico no verão de 1999.

V.1.3. Vorticidade

O modelo hidrodinâmico reproduziu um vórtice com características idênticas ao Vórtice de Vitória. Como pode ser observado nas Figura 39 e Figura 40, o Vórtice de Vitória, conforme observado por Schmid, et al. (1995), está centrado aproximadamente na latitude de 20,5° S e longitude 39° W, com diâmetro em torno de 100km.

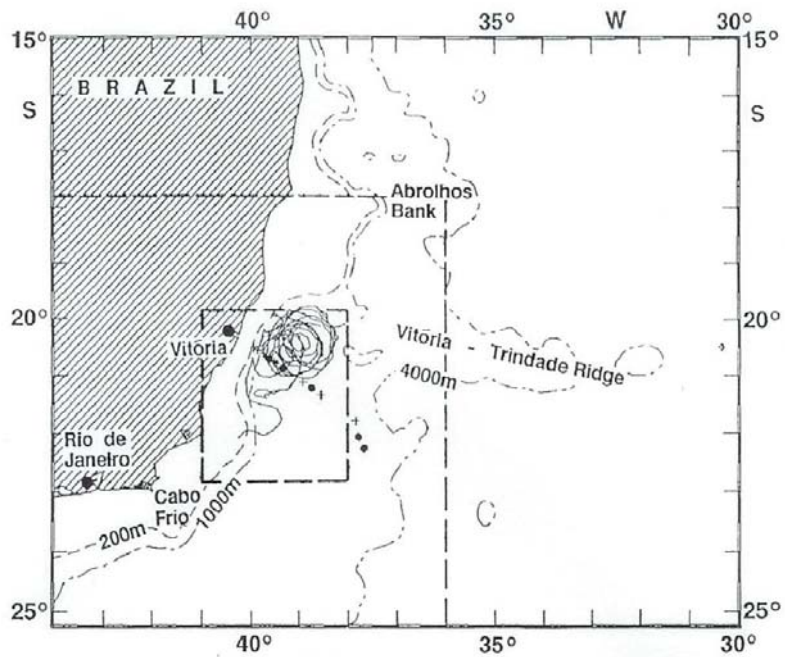
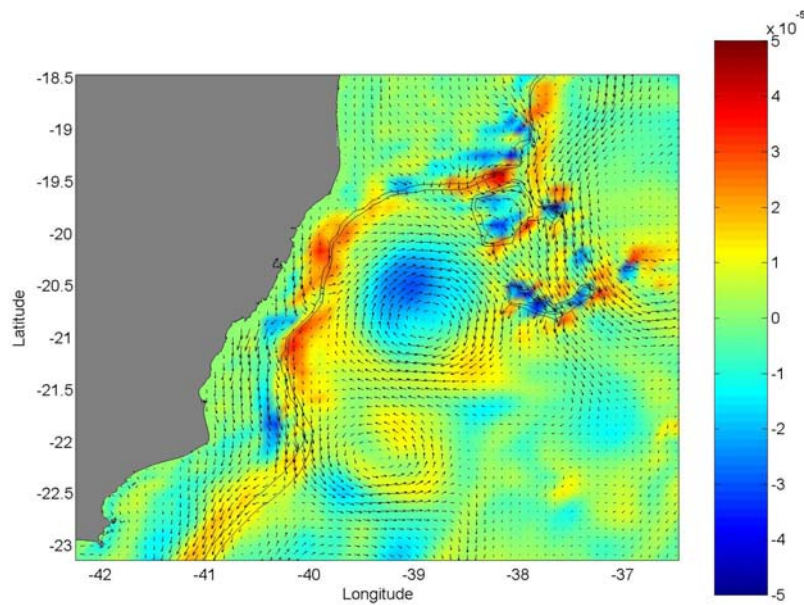


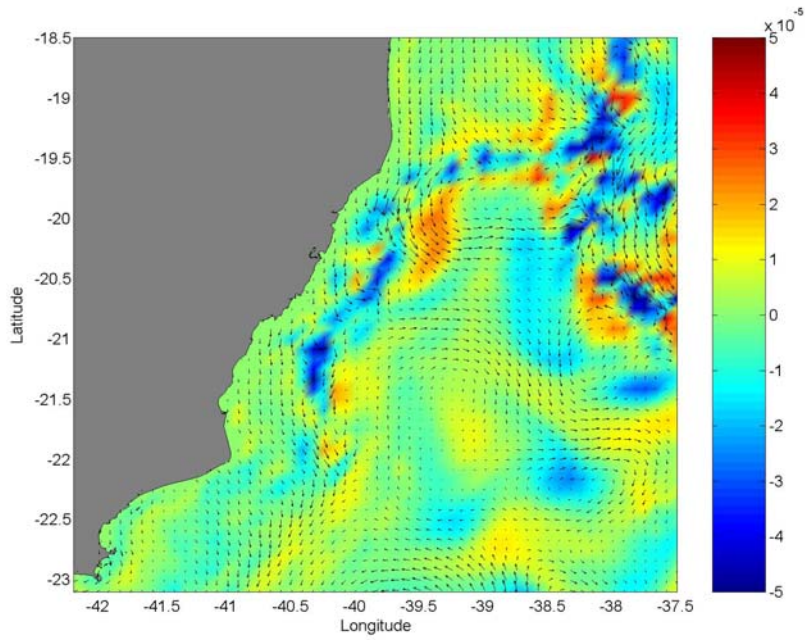
Figura 39: Localização do vórtice de Vitória. Fonte: Schmidt et al., 1995.



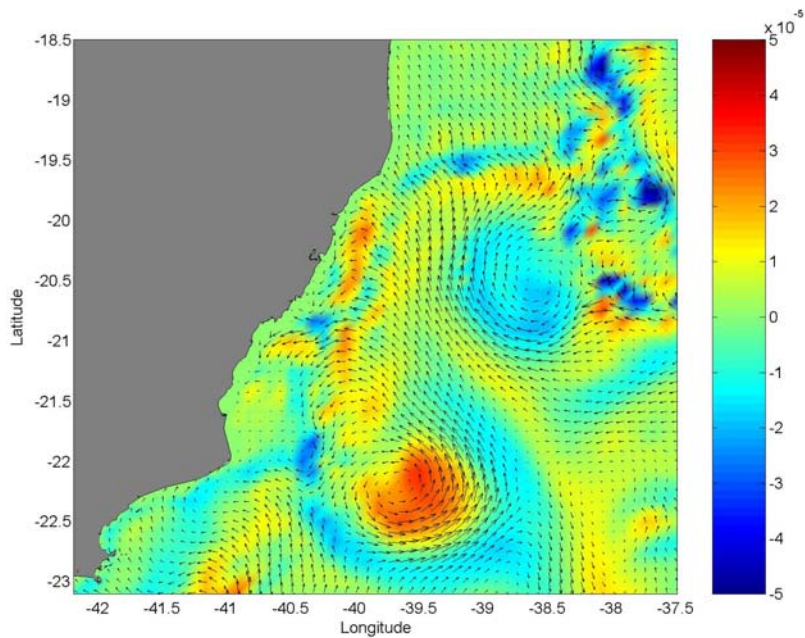
**Figura 40: Campo de vorticidade relativa (s-1) e velocidade em superfície obtidos pelo modelo para fevereiro de 1999.**

Analisando-se os resultados do modelo, pode-se observar que esse vórtice tem atividade mais intensa no verão (Figura 40), enfraquece-se bastante no inverno (Figura 41), chegando até a desaparecer. Na primavera, no entanto, volta a se apresentar (Figura 42).

Portanto, o Vórtice de Vitória, conforme reproduzido pelo modelo, apresenta variações de intensidade ao longo do ano, sendo que sua atividade durante a maior parte do inverno não foi detectada.



**Figura 41: Campo de vorticidade relativa (s-1) e velocidade em superfície obtidos pelo modelo para julho de 1999.**

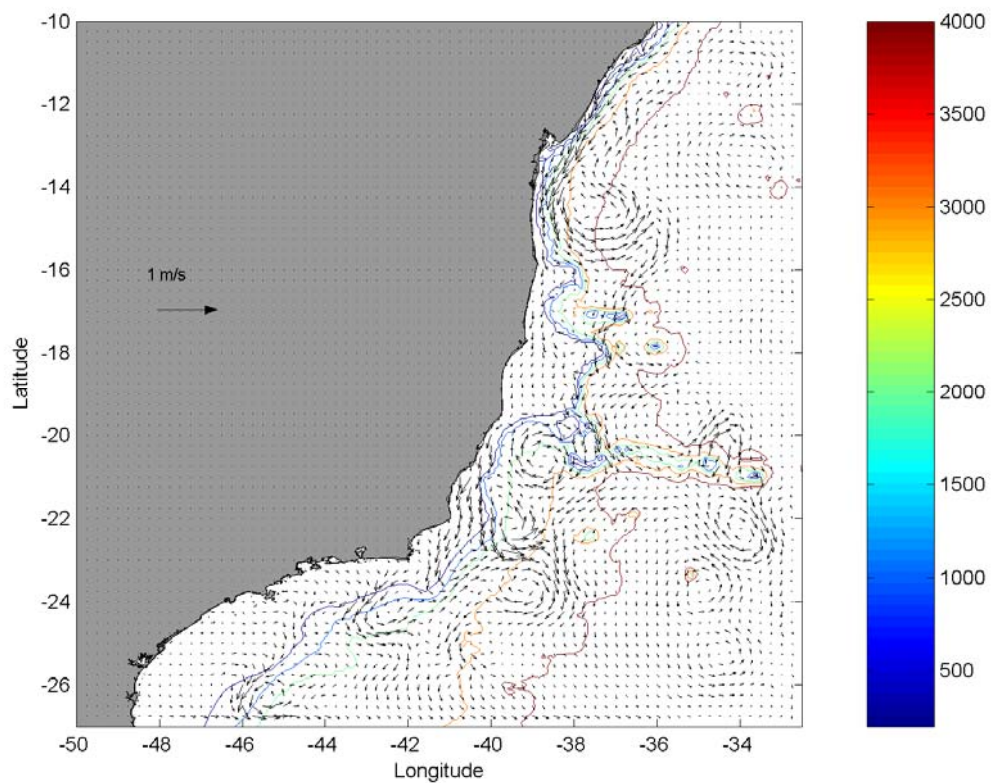


**Figura 42: Campo de vorticidade relativa (s-1) e velocidade em superfície obtidos pelo modelo para dezembro de 1999.**

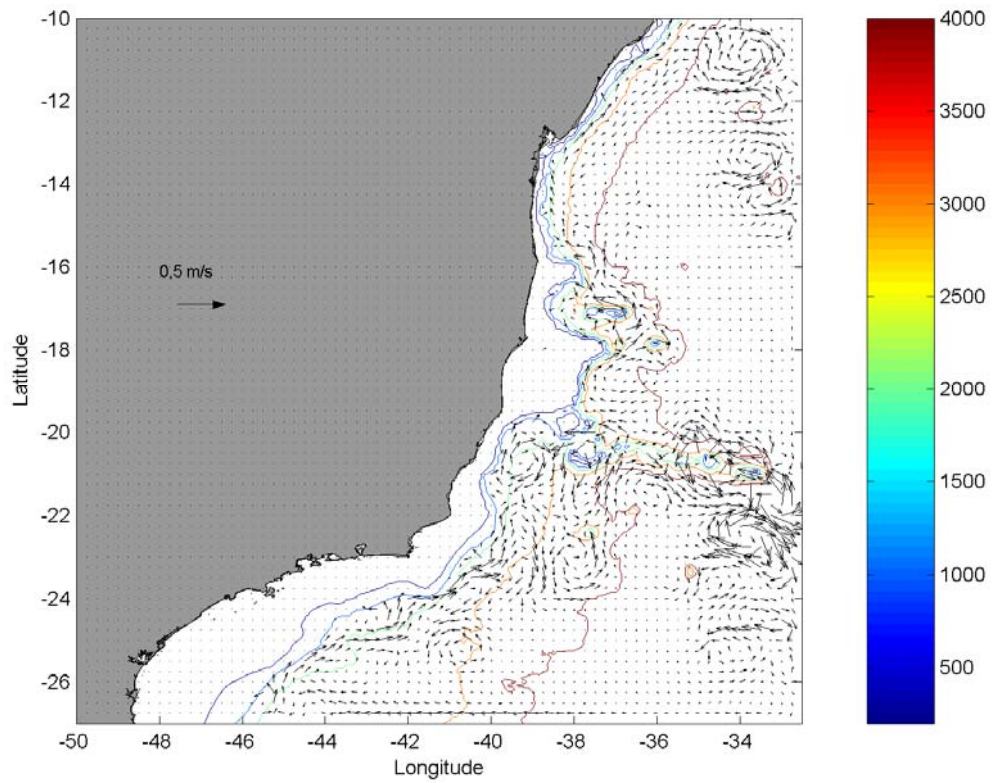
#### V.1.4. Campos de Corrente

Os resultados mostram que o sistema foi capaz de representar as principais feições de corrente presentes na Bacia do Espírito Santo, ou seja, a Corrente do Brasil (**Figura 43**) e a contra corrente associada ao fluxo da Água Intermediária Antártica (**Figura 44**). O Vórtice de Vitória também foi reproduzido de forma satisfatória pelo modelo.

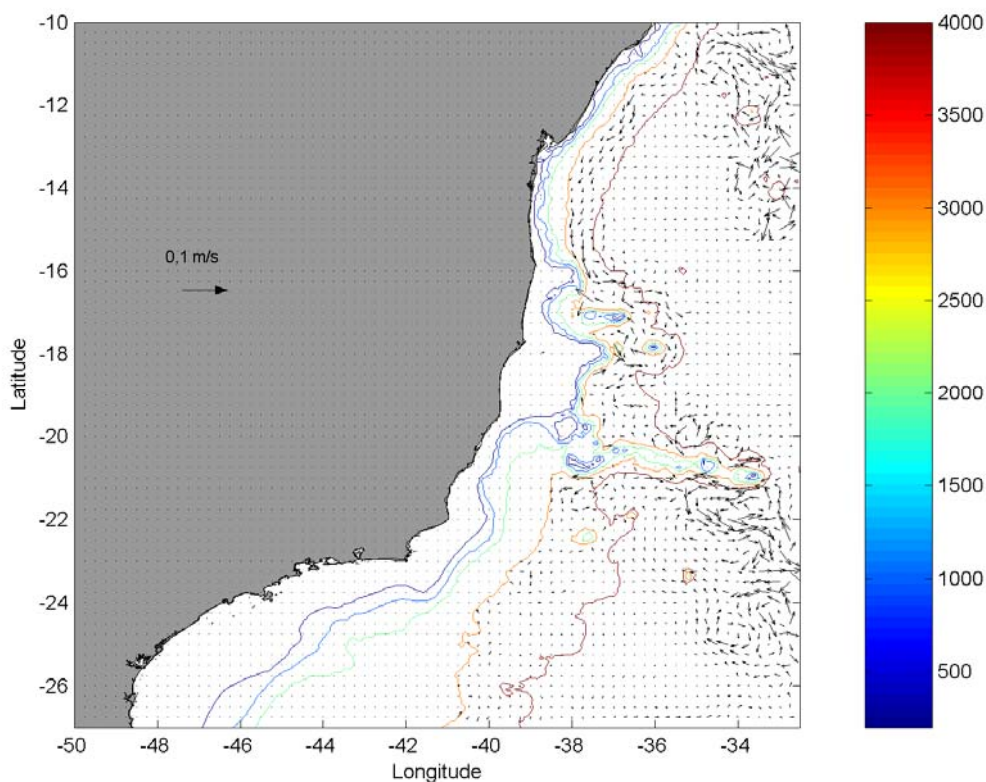
Outro resultado do modelo que não foi comparado com observações, mas que comporta-se como indica a literatura é a corrente que seria associada ao fluxo da Água Profunda do Atlântico Norte, em profundidades maiores que 2000m (**Figura 45**).



**Figura 43: Correntes (m/s) em superfície obtidas pelo modelo numérico. A escala de cores refere-se à batimetria em metros.**



**Figura 44: Correntes (m/s) a 1000 m obtidas pelo modelo numérico. A escala de cores de refere-se à batimetria em metros.**



**Figura 45: Correntes (m/s) a 3000m obtidas pelo modelo numérico. A escala de cores de refere-se à batimetria em metros.**

## VI. CONCLUSÕES

O modelo numérico hidrodinâmico de coordenadas sigma, POM (Princeton Ocean Model) foi implementado à região adjacente aos Blocos BM-ES-37 a 41.

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 realizadas para os Blocos BM-ES-37 a 41.

## VII. BIBLIOGRAFIA

Brandsma, M., & Smith, J., 1999. Offshore Operators Committee Mud and Produced Water Discharge Model Report and User Guide. *ExxonMobil Upstream Research Co.*

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.

Costa, T.P., 2007: "Existe um Vórtice de Vitória Climatológico?" Monografia de Bacharelado em Oceanografia. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico. 76p.

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.

Marsaleix P., Auclair F., Estournel C., 2006. "Considerations on Open Boundary Conditions for Regional and Coastal Ocean Models. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23,1604-1613".

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

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., and T. Yamada, Development of a tubulence closure model for geophysical fluid problems, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20, 851-875, 1982.

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.

Oliger J., and A. Sundström, 1978: "Theoretical and practical aspects of some initial boundary value problems in fluid mechanics". *SIAM J. Appl. Math.*, 35, 419-446.

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