



. MODELAGEM HIDRODINÂMICA.

BM-J-2

Relatório

Para: Ecologus Engenharia Consultiva / Ecology and Environment do Brasil

jan-06

Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



. ÍNDICE

I_ INTRODUÇÃO	4
I_1. Características Oceanográficas	4
I_1.1 CIRCULAÇÃO SUPERFICIAL.....	4
I_1.2 CIRCULAÇÃO INTERMEDIÁRIA	6
I_1.3 CIRCULAÇÃO PROFUNDA	7
I_1.4 VÓRTICES E MEANDROS	8
II_ MODELO NUMÉRICO UTILIZADO.....	9
III_ DOMÍNIO DO MODELO	14
IV_ CONDIÇÕES INICIAIS	21
V_ CONDIÇÕES DE CONTORNO	22
V_1. <i>Condição de Contorno de Fundo</i>	22
V_2. <i>Condição de Contorno de Superfície</i>	22
V_3. <i>Condições de Contorno Laterais</i>	22
V_3.1 CONDIÇÕES DE CONTORNO ATIVAS	22
V_3.2 DESCARGA DE RIOS	22
V_3.3 CONDIÇÕES DE CONTORNO PASSIVAS	22
VI_ RESULTADOS.....	22



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



VI_1.	Avaliação do Modelo.....	22
VI_1.1	ESTRUTURA TERMOHALINA	22
VI_1.2	CORRENTES	22
VI_1.3	CIRCULAÇÃO	22
VII_	CONCLUSÕES	22
VIII_	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	22



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, que serão utilizados nas modelagens de transporte de óleo e material gerado pela perfuração que fazem parte do Estudo de Impacto Ambiental do Bloco BM-J-2.

I_1. CARACTERÍSTICAS OCEANOGRÁFICAS

I_1.1 CIRCULAÇÃO SUPERFICIAL

“A Plataforma Continental da Plataforma Leste do Brasil é estreita, apresentando uma largura típica de 15 km, embora possa chegar a 10 km em alguns locais. As profundidades da quebra da plataforma variam entre 50 e 60 m. Essa região é pobremente amostrada e estudada” (Castro e Miranda, 1998).

Conforme descrito por Castro e Miranda, a região do Bloco BM-J-2, encontra-se na região menos estudada da costa brasileira.

Descrições a respeito da circulação da região restringem-se praticamente às análises geostróficas de Stramma et al (1990), que utilizaram dados hidrográficos históricos do World Oceanographic Data Center (WODC) (Silveira et al., 2000). Estes autores indicam que é nessa região que a Corrente do



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



Brasil tem sua origem, a partir da bifurcação da Correntes Sul Equatorial. A latitude na qual essa bifurcação acontece é indicada por Stramma et al. (1990) como sendo em 10° S, embora ainda pareça existir incertezas a esse respeito e ainda especula-se que esta possa apresentar variação sazonal.

Embora ainda não documentada, a influência da corrente de contorno oeste deve ser grande na estreita plataforma continental da região. As oscilações sazonais na posição da bifurcação da Corrente Sul Equatorial e da Zona de Convergência Inter Tropical (ZCIT) dificultam a especulação a respeito da resposta das correntes locais ao forçamento da corrente de contorno oeste e dos ventos alísios. No Atlas de Cartas Piloto da Marinha do Brasil há indicações de que o fluxo superficial nessa região possui direção sul na maior parte do ano, com exceção do período entre junho e agosto, quando os ventos alísios de sudeste estão com intensidade máxima (Castro e Miranda, 1998).

Em 15° S, devido ao alargamento da Plataforma Continental, a Corrente do Brasil se afasta da costa, embora às vezes meandre em direção à plataforma interna. Stramma et al. (1990) consideram a possibilidade de uma célula de recirculação (Figura 1).

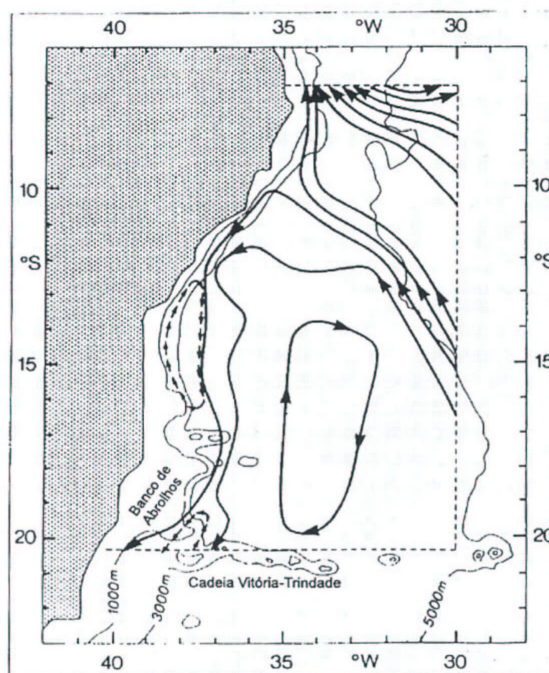


Figura 1: Caracterização da circulação da plataforma leste brasileira com a célula de recirculação costeira (setas pontilhadas), segundo Stramma et al. (1990).



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



I_1.2 CIRCULAÇÃO INTERMEDIÁRIA

A circulação intermediária, entre as profundidades de 400 e 1500m, aproximadamente, está associada ao fluxo da Água Intermediária Antártica (AIA). O padrão de circulação da AIA (Figura 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 anticyclonicamente 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).

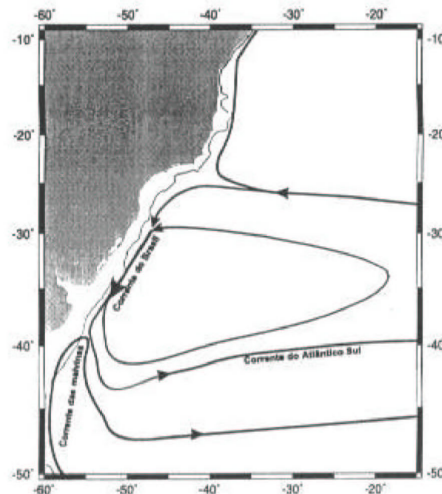


Figura 2: Esquema da circulação intermediária no atlântico sudoeste. Fonte: Silveira et al., (2000).

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 Baía 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 1100 m, estando presente entre as profundidades de 400 e 1500m.



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



Na região do Bloco BM-J-2, o fluxo da AIA deve estar presente em profundidades a partir de 250 a 300 m de profundidade com direção entre norte e nordeste.

I_1.3 CIRCULAÇÃO PROFUNDA

Abaixo da AIA encontra-se a APAN (Figura 3), que ocupa níveis entre 1200 e 3000m, aproximadamente, 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).

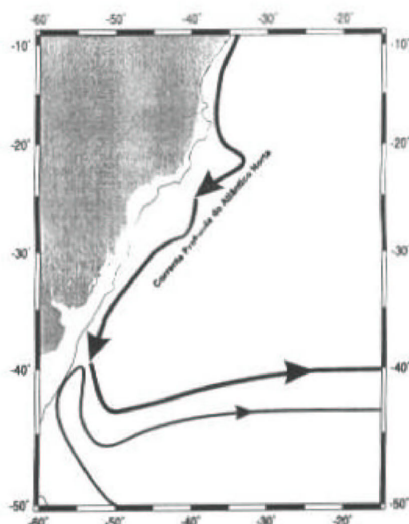


Figura 3: Esquema da Circulação Profunda no Atlântico Sudoeste. Fonte: Silveira *et al.* (2000).

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

Especificamente na região do Bloco BM-J-2, o fluxo da APAN deve ocorrer a partir de 1200 m de profundidade com direção entre sul e sudeste.



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



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.

O Banco de Abrolhos e Cadeia Vitória-Trindade, vizinhas ao Bloco BM-J-2, exercem papel importante na geração de vórtices e meandros, devido aos fortes gradientes batimétricos ali presentes. Schmid et al. (1995) realizaram a primeira descrição hidrográfica e dinâmica de um vórtice ciclônico a cerca de 100 km do litoral de Vitória. Esses autores realizaram uma campanha de medição oceanográfica, no verão de 1991, ao longo dessa estrutura, que ficou conhecida como Vórtice de Vitória. Esse vórtice, com centro aproximadamente nas latitude de 20,5° S e longitude de 39° W, possui núcleo frio e menos salino em comparação às águas adjacentes, de origem provavelmente relacionada aos movimentos ascendentes, associados a eventos de ressurgência. Possui águas ricas em oxigênio, o que pode causar influência na biologia local. Durante toda a duração da campanha o Vórtice de Vitória permaneceu adjacente à CB, mas apresentou um movimento de translação.

O Vórtice de Vitória foi também detectado por Gaeta et al. (1999) em campanha realizada no outono de 1995. Os autores encontraram um vórtice ciclônico de 50 km de diâmetro, com núcleo frio, centrado na latitude de 20,3° S e longitude de 38,9° W. A análise de nutrientes e de fitoplâncton mostrou que o Vórtice de Vitória contribui significativamente para o aumento da produção primária nessa região.

Outras informações a respeito da circulação e demais características oceanográficas são descritas em detalhes no item II.5.1.3 do presente estudo.



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



II_ MODELO NUMÉRICO UTILIZADO

Para as simulações hidrodinâmicas da região do Bloco BM-J-2 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 da 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 ocorrem variações topográficas significativas.



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2

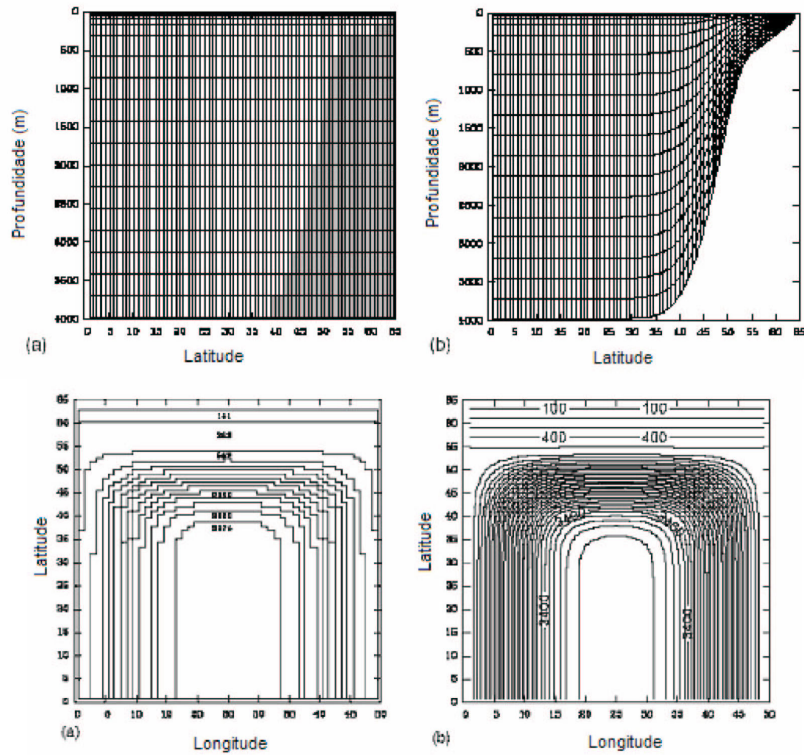


Figura 4: Representação da topografia de fundo em perfil (painel superior) e em planta (painel inferior) em grades com coordenada vertical cartesiana Z (a) e coordenada vertical sigma (b).

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).



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



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:

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

Equação da conservação da quantidade de movimento na direção meridional:

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

Equação da conservação de calor:

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

Equação da conservação de sal:

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

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



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



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:

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

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.

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

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

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

O termo A_M 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.



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



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 a grande escala espaciais e com escalas temporais da ordem de horas até escalas sazonais.



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



III_ DOMÍNIO DO MODELO

A região na qual o Bloco BM-J-2 está inserida (Figura 5) apresenta peculiaridades que tornam difíceis as escolhas do domínio e da resolução a serem empregados no modelo numérico.

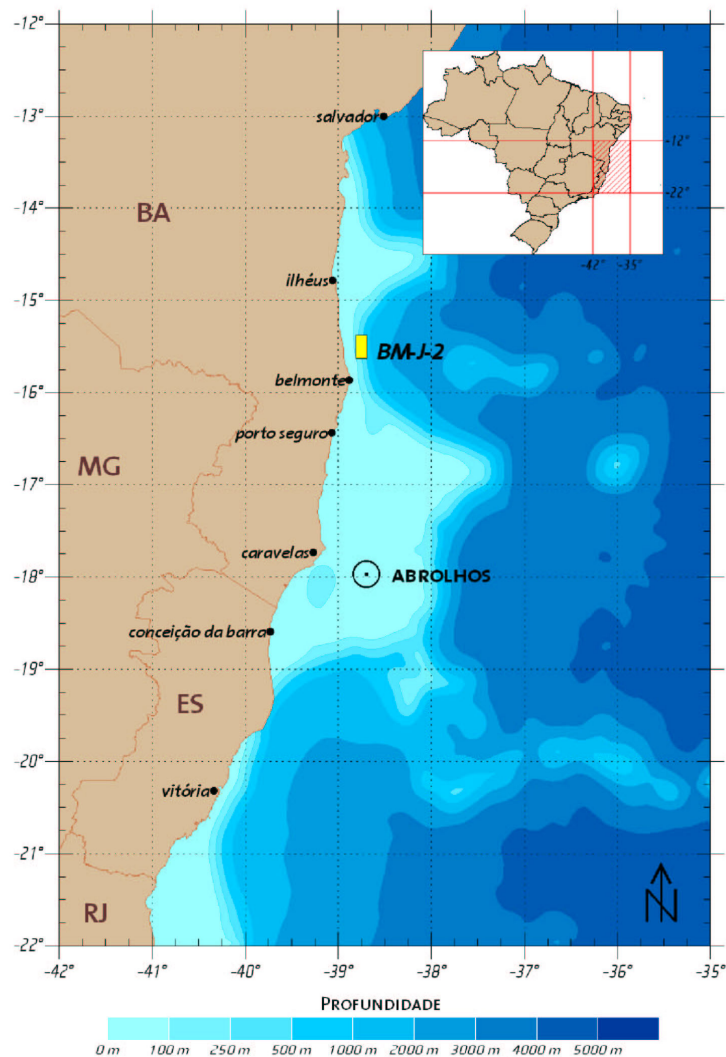


Figura 5: Domínio do modelo hidrodinâmico (com batimetria).



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



Essa região possui características topobatimétricas complexas, apresentando fortes gradientes de profundidade, uma Plataforma Continental estreita com talude abrupto. As principais feições oceanográficas que influenciam essa região possuem escalas espaço-temporais bastante variáveis, indo desde a meso-escala, como a Corrente do Brasil até a pequenas escalas, como as correntes costeiras geradas por vento, maré e descarga de rios. Além disso, a proximidade do Bloco BM-J-2 em relação à áreas sensíveis como a costa e o Banco de Abrolhos faz com que a escolha da resolução espacial da grade tenha que ser bastante criteriosa, para que se possa ao mesmo tempo conter resoluções grandes o suficiente para capturar as feições topobatimétricas e oceanográficas de menor escala sem tornar inviável o desempenho computacional.

Desta forma, optou-se pela utilização de uma grade curvilínea com resolução variável (Figura 6). Nesta grade, as regiões costeiras, a área circunvizinha ao Bloco BM-J-2 (Figura 7) e ao Banco de Abrolhos (Figura 8) possuem alta resolução e nas demais áreas há uma diminuição paulatina da resolução.



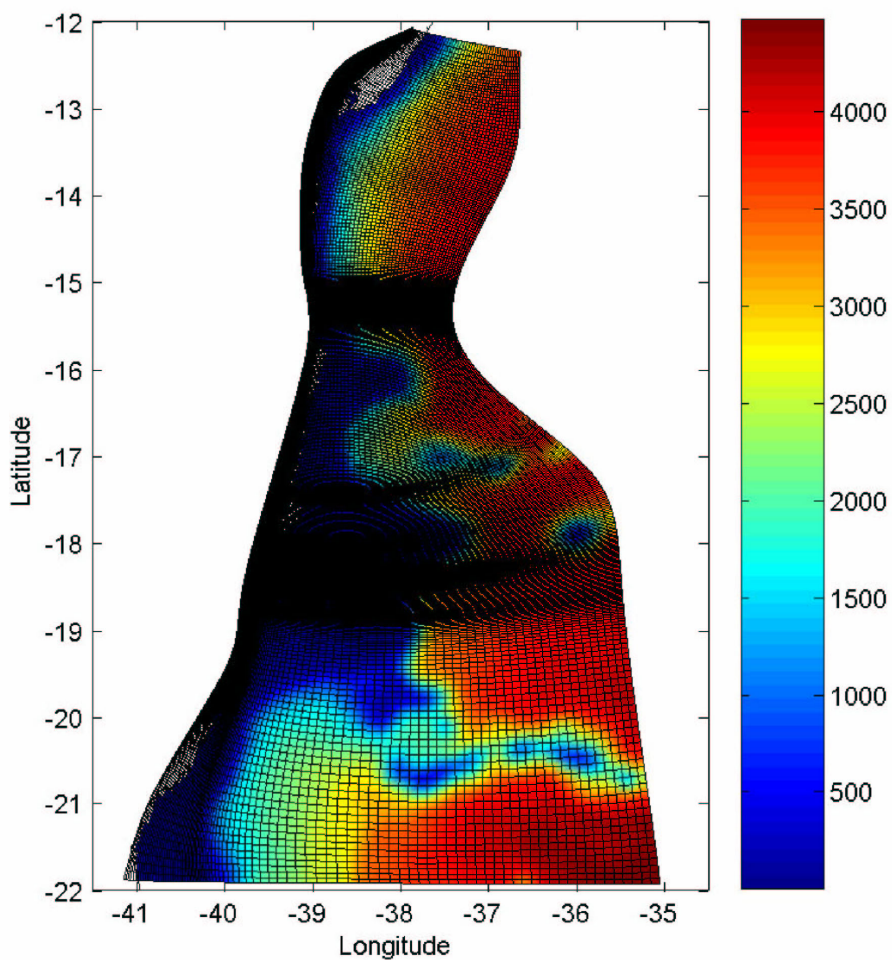


Figura 6: Grade utilizada no modelo numérico hidrodinâmico. A escala de cores indica a profundidade em metros.

Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2

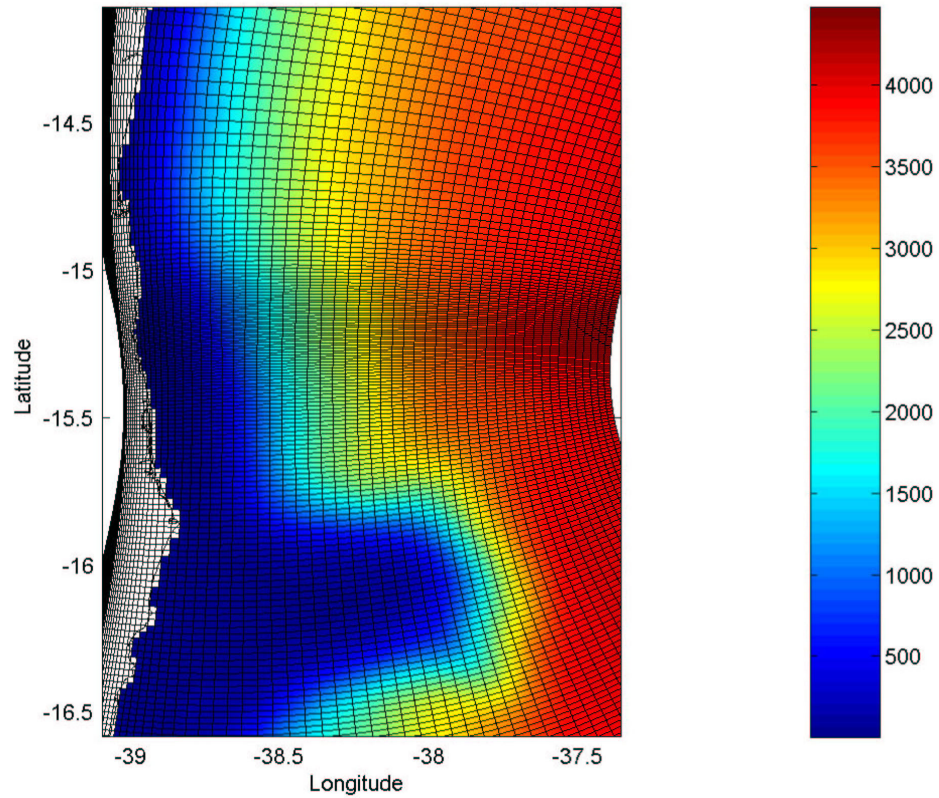
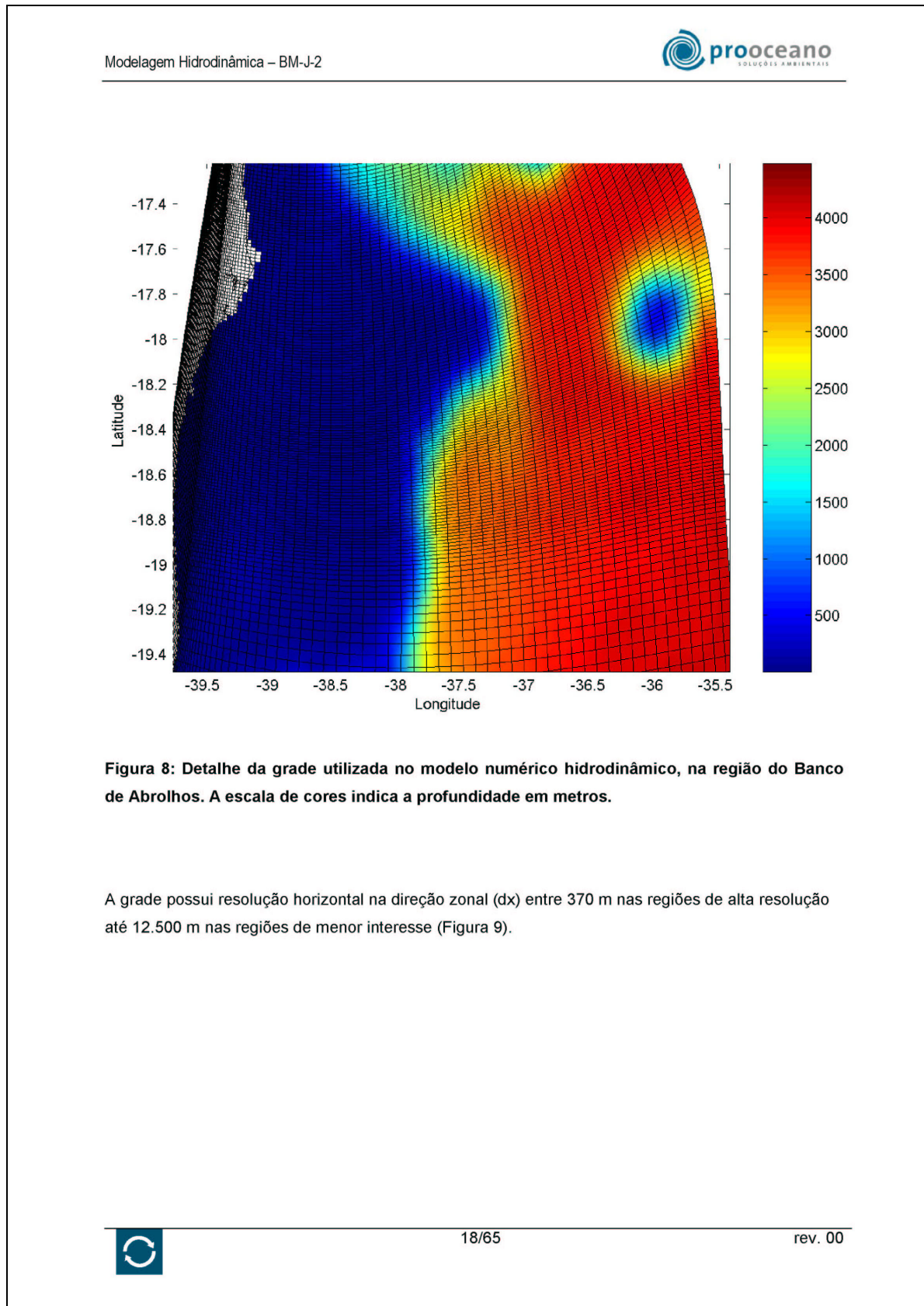
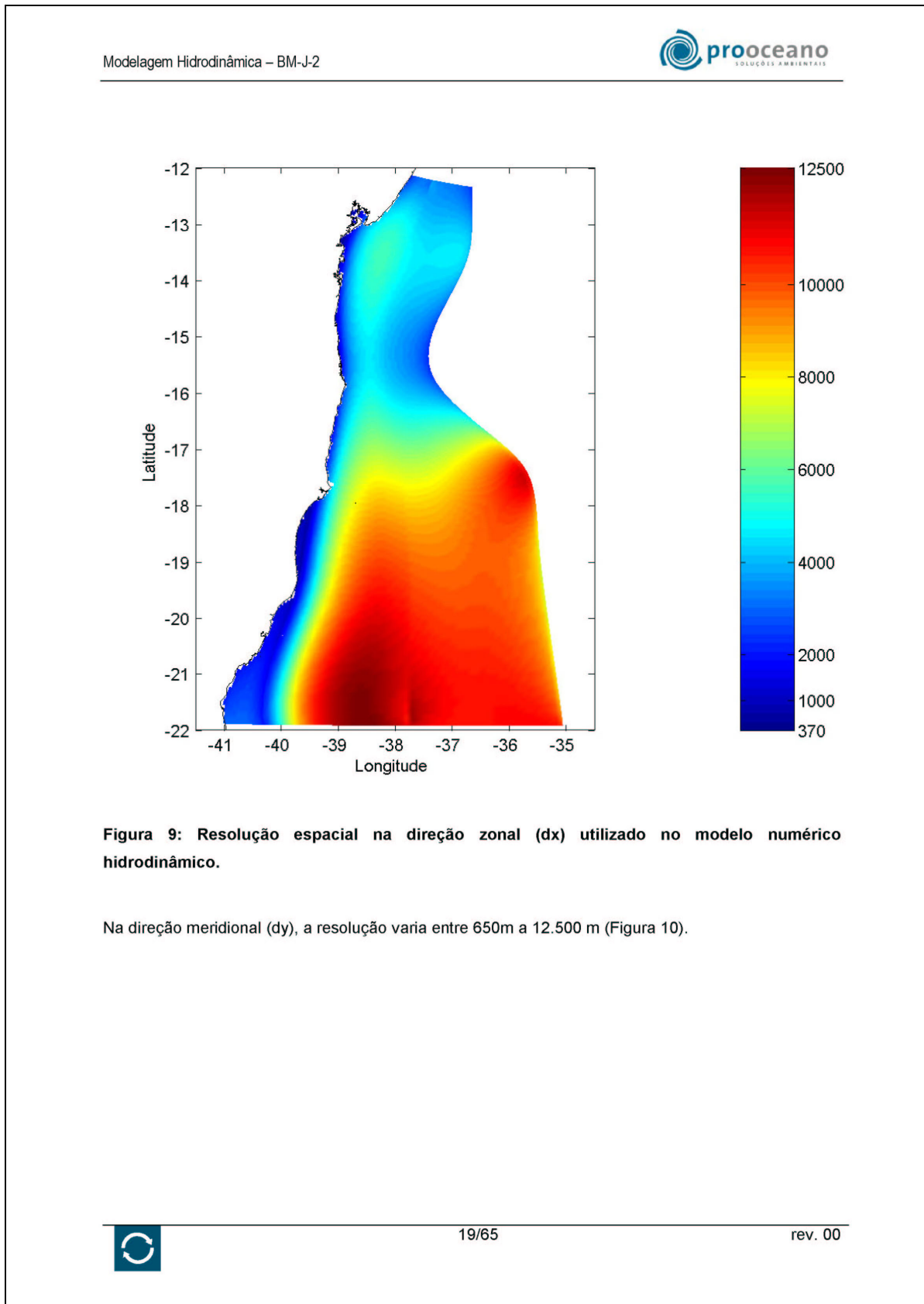
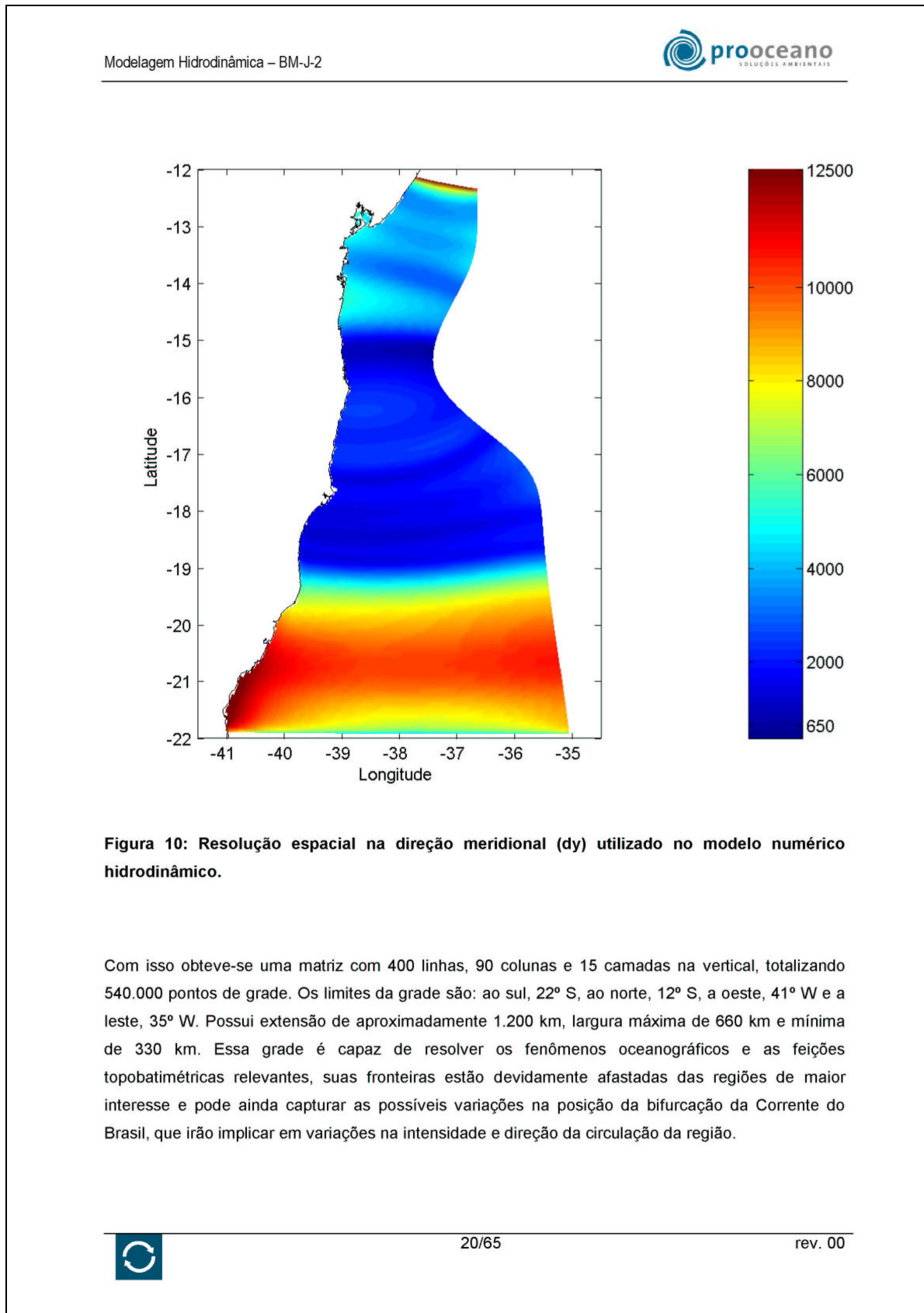


Figura 7: Detalhe da grade utilizada no modelo numérico hidrodinâmico, na região do Bloco BM-J-2. A escala de cores indica a profundidade em metros.









Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



IV_ CONDIÇÕES INICIAIS

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-J-2. 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° X 1° (cerca de 110 X 110 km).

Para o caso do BM-J-2, 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° (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/>).

A inicialização do modelo foi realizada com os campos médios mensais obtidos a partir dos resultados dos 20 anos de simulação do MOM interpolados para a resolução espacial (vertical e



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



horizontal) do POM, o que é considerado um aninhamento de modelos. Nesse caso, se está aninhando o modelo regional para a região do BM-J-2 (POM) em um modelo global (MOM).

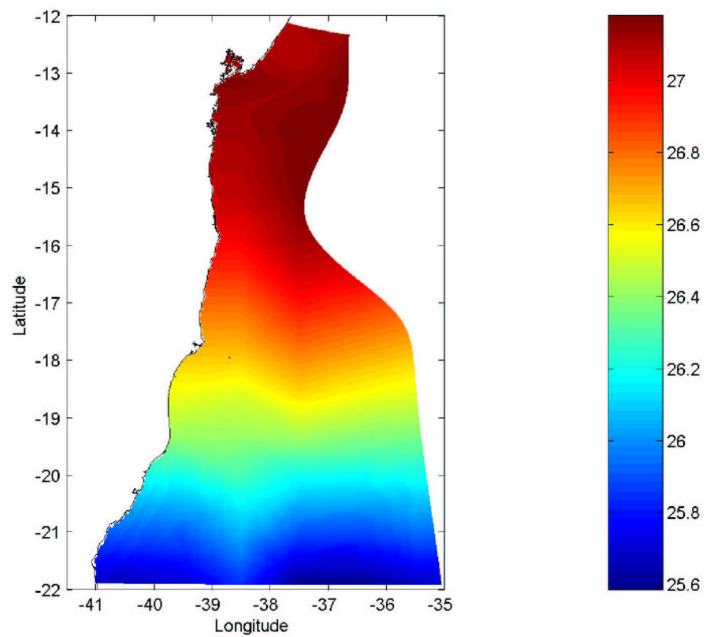


Figura 11: Campo de temperatura interpolada para a grade do POM na 1ª camada sigma (superfície).



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2

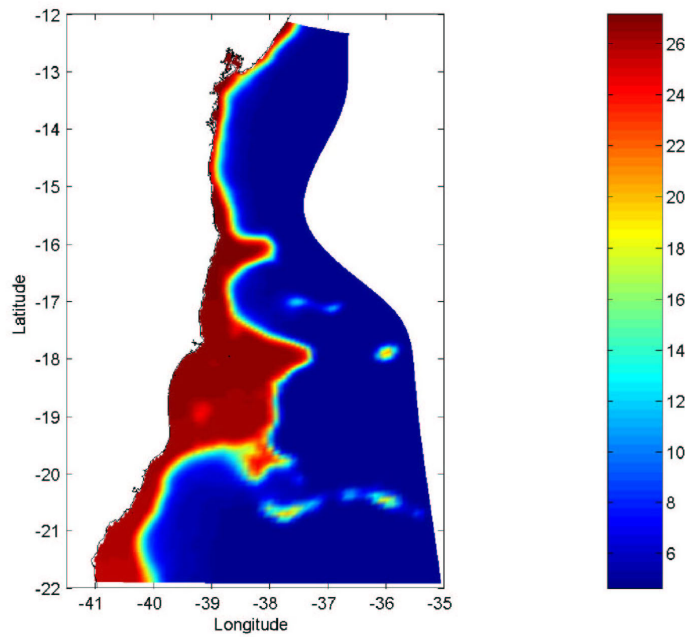
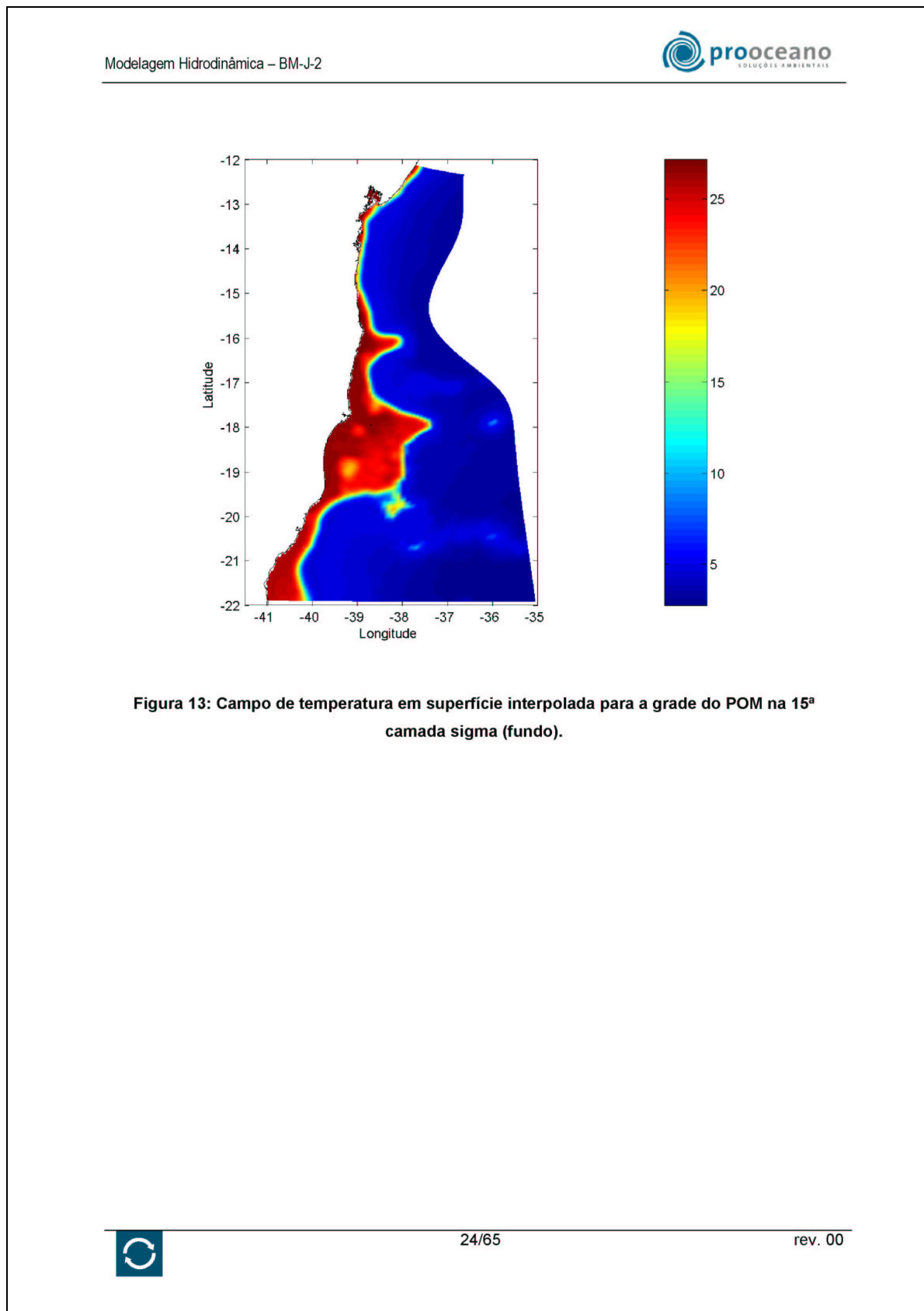


Figura 12: Campo de temperatura interpolada para a grade do POM na 7ª camada sigma (meia água).





Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2

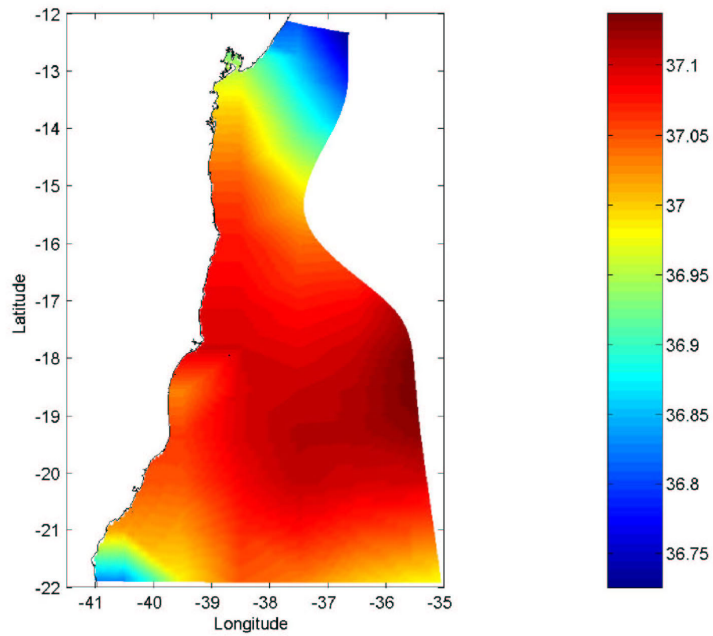


Figura 14: Campo de salinidade interpolada para a grade do POM na 1ª camada sigma (superfície).



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2

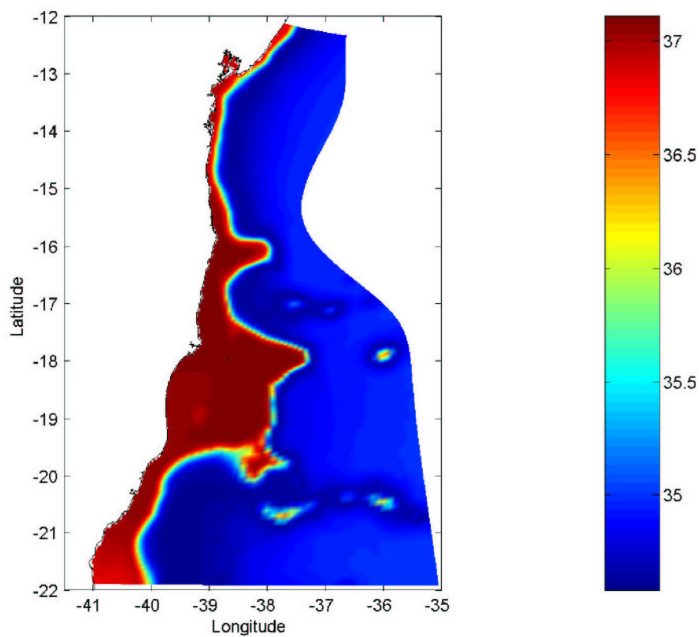


Figura 15: Campo de salinidade interpolada para a grade do POM na 7ª camada sigma (meia água).



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2

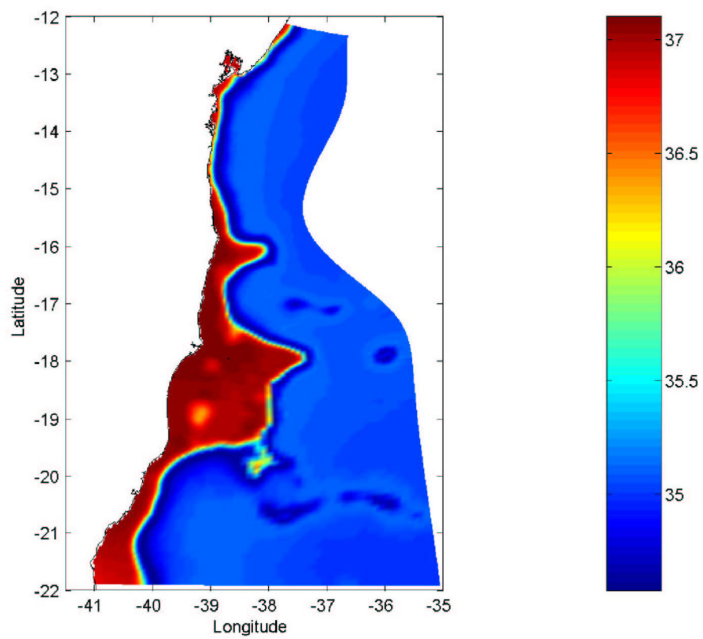


Figura 16: Campo de salinidade em superfície interpolada para a grade do POM na 15ª camada sigma (fundo).



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



V_ 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 17). Tal escolha deve ser realizada com bastante critério, uma vez que os resultados serão consequência das condições escolhidas.

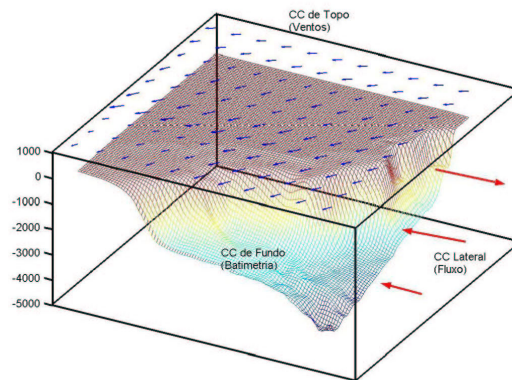


Figura 17: Representação esquemática das condições de contorno a serem definidas em um modelo de área limitada.

V_1. CONDIÇÃO DE CONTORNO DE FUNDO

Para a confecção da matriz de batimetria do modelo, foram utilizados os dados da base global batimétrica ETOPO2 (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/01mkg04.html>), que possui batimetria e topografia globais com resolução de 2 minutos de arco (cerca de 3,6 km) para as regiões mais profundas que 1000m. Para as regiões mais rasas, foram utilizados dados de cartas náuticas e de levantamentos sísmicos realizados na região do bloco.



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



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 utilizada no modelo hidrodinâmico (Figura 18).

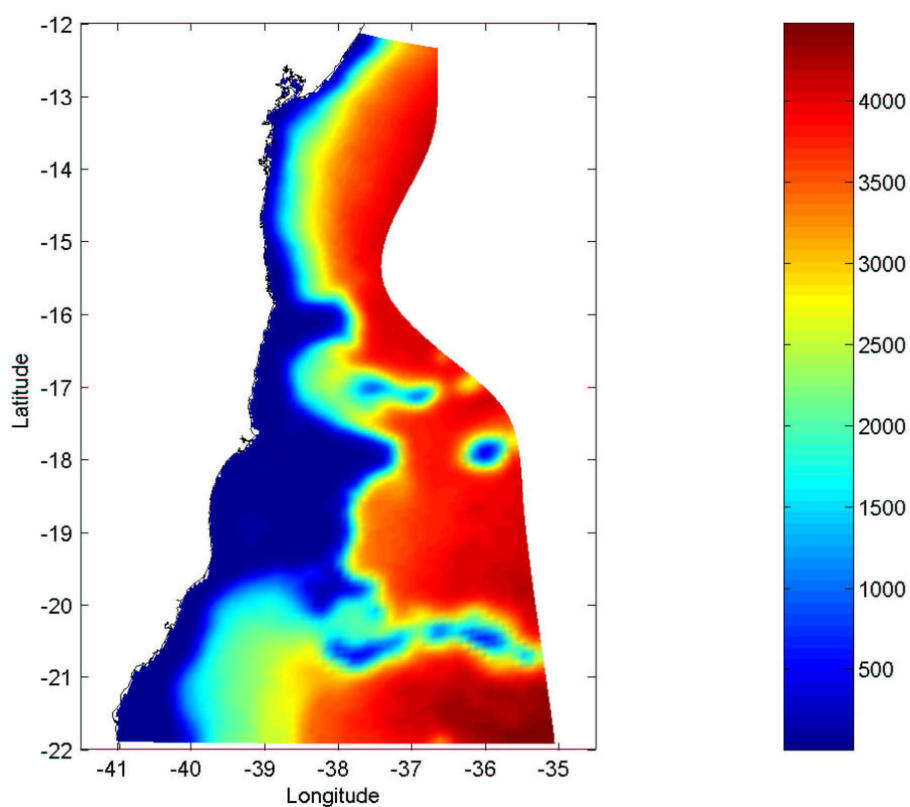


Figura 18: Batimetria da grade do modelo numérico.



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



V_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:

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

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

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

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

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

Onde ρ_{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) para todo o ano de 2004, com resolução temporal de 6 horas e espacial de $1^\circ \times 1^\circ$. Os dados originais foram interpolados para a grade do modelo, como mostram os exemplos das Figura 19 até a Figura 22.



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2

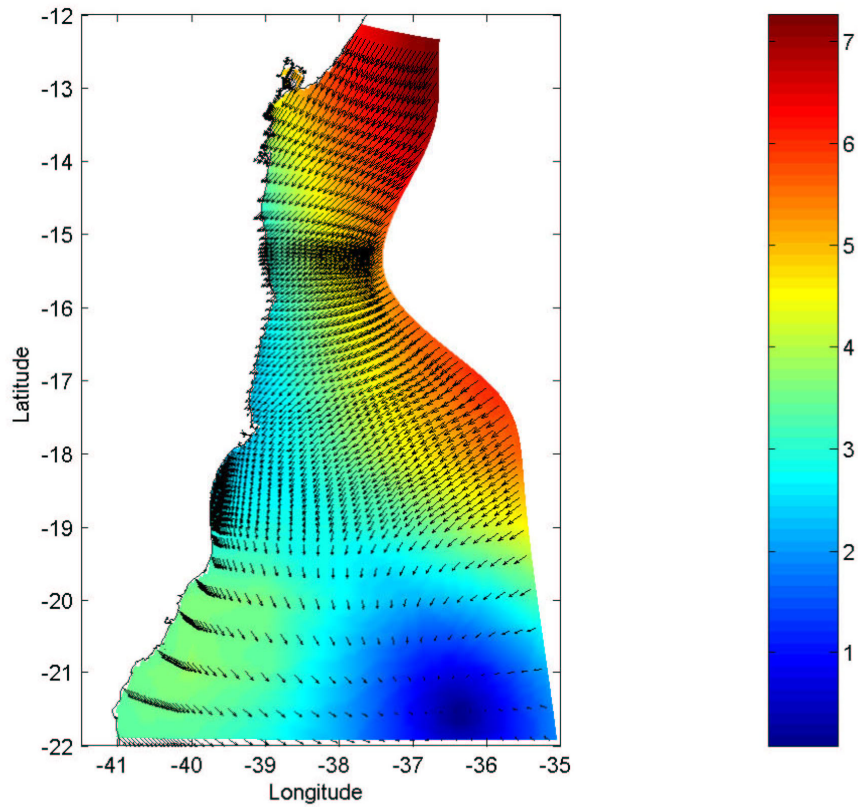
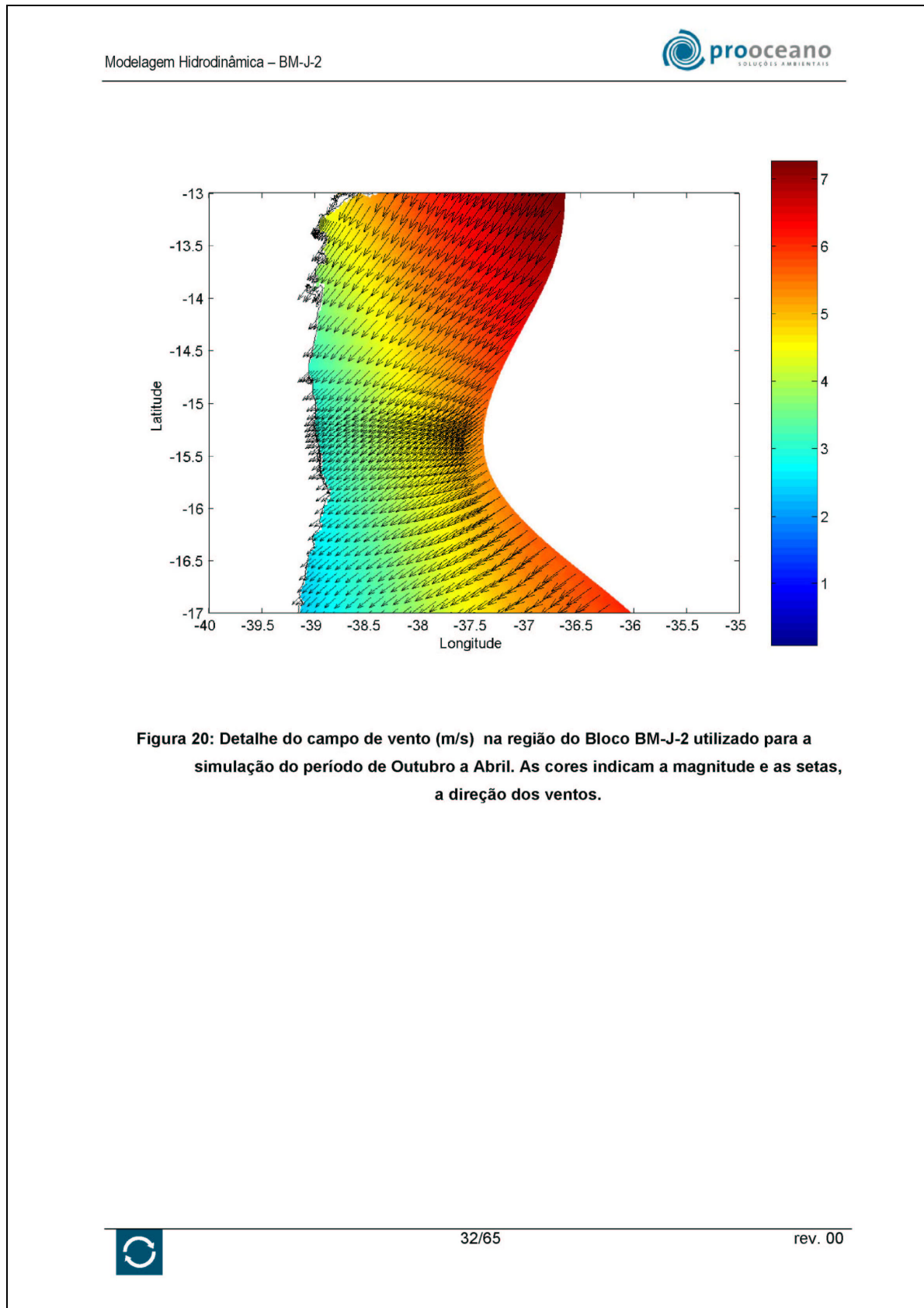
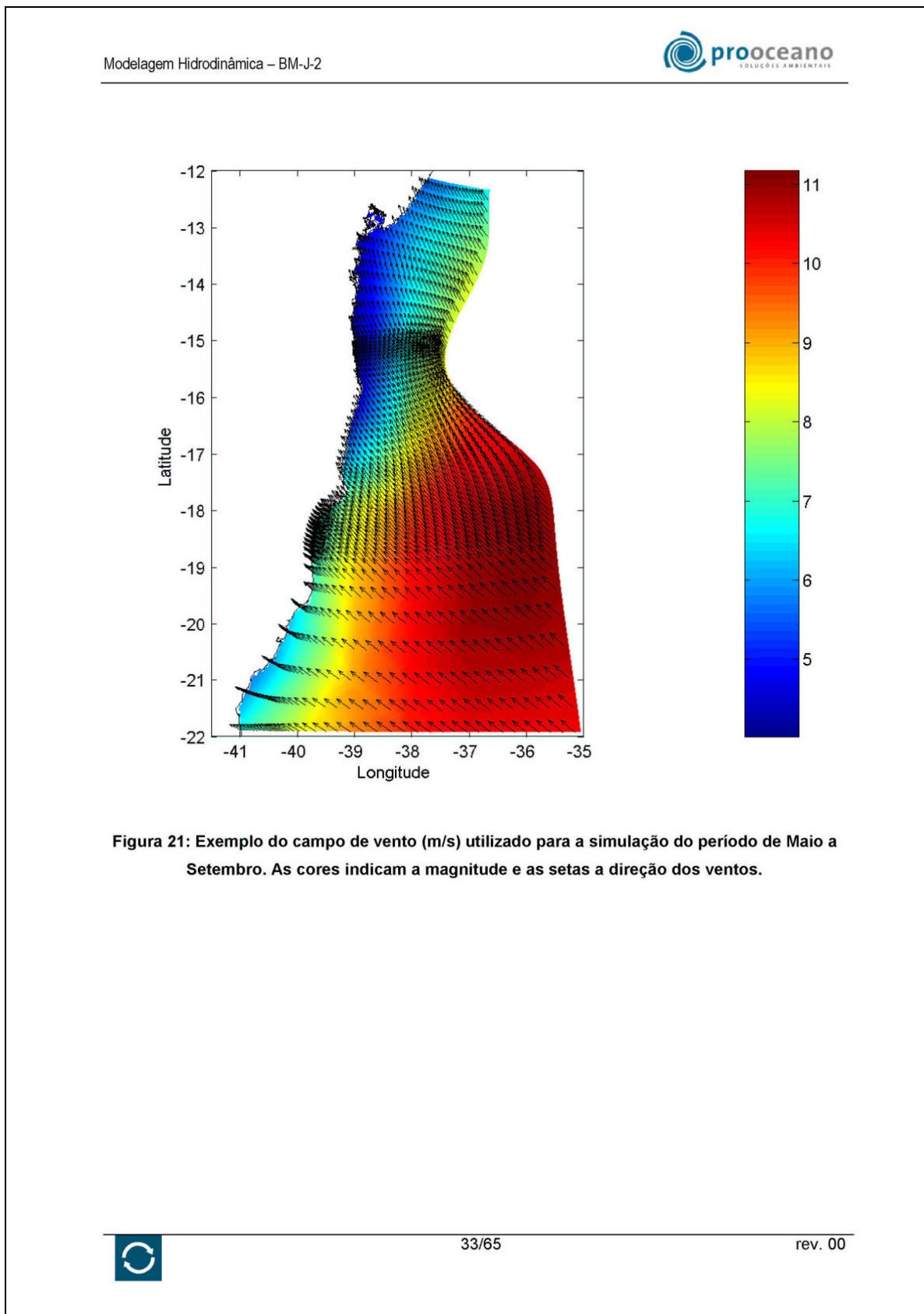
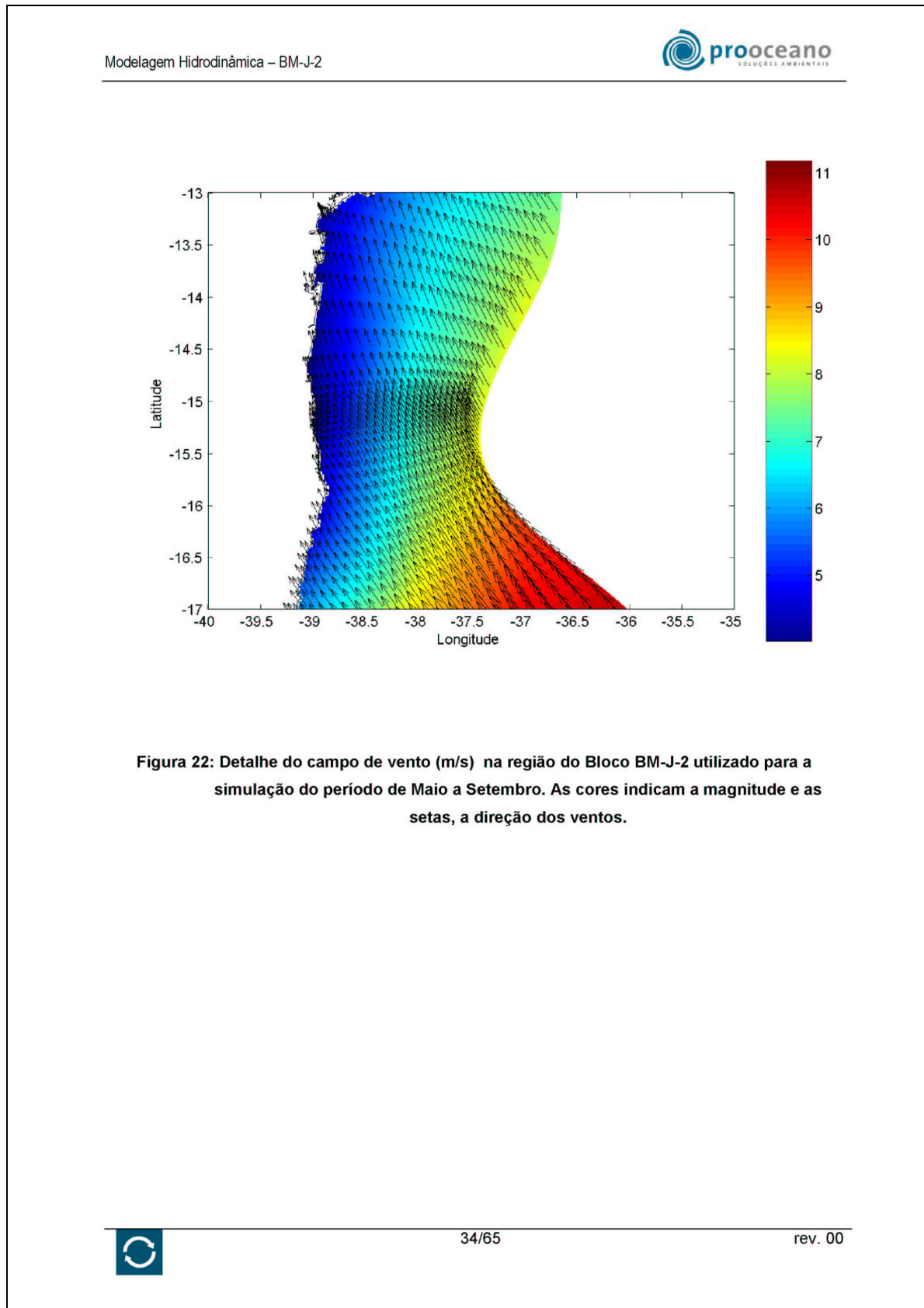


Figura 19: Exemplo do campo de vento (m/s) utilizado para a simulação do período de Outubro a Abril. As cores indicam a magnitude e as setas a direção dos ventos.









Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



V_3. CONDIÇÕES DE CONTORNO LATERAIS

V_3.1 CONDIÇÕES DE CONTORNO ATIVAS

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*, i.e., 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.

As fronteiras norte e sul são ativas, i.e., nelas são prescritos fluxos de sal, calor e momento. A fronteira leste é passiva para temperatura, salinidade e correntes e ativa para elevação.

Os fluxos prescritos nas fronteiras norte e sul foram obtidos a partir dos resultados do MOM (descritos no item anterior). Os dados de correntes foram tratados da mesma maneira que os de temperatura e salinidade, mas como trata-se de uma condição de contorno, foram utilizadas apenas a face norte e sul dos dados (Figura 23 a Figura 26).

O tratamento dos dados de velocidade, temperatura e salinidade impostos nas condições de contorno laterais seguiram o método proposto por Zavatarelli (1999). Como os dados do MOM são médias mensais representativas para o meio do mês, a mudança da condição de contorno é realizada no dia 15 de cada mês. Entre os valores de cada mês, os dados são interpolados linearmente no tempo.

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

$$\phi_j^{n+1} = \phi_j^{n+1} + cff * (\phi_{lim} - \phi_j^{n+1}) \quad \text{V.5}$$

Onde:

ϕ 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);

ϕ_{lim} representa dados climatológico extraído do MOM;

cff é o termo de relaxação, dado por:



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



$$cff = c1 - (c1 - c2) * \pm(J - B) / 10 \quad \text{V.6}$$

Onde:

B representa a linha correspondente à fronteira norte ou sul;

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

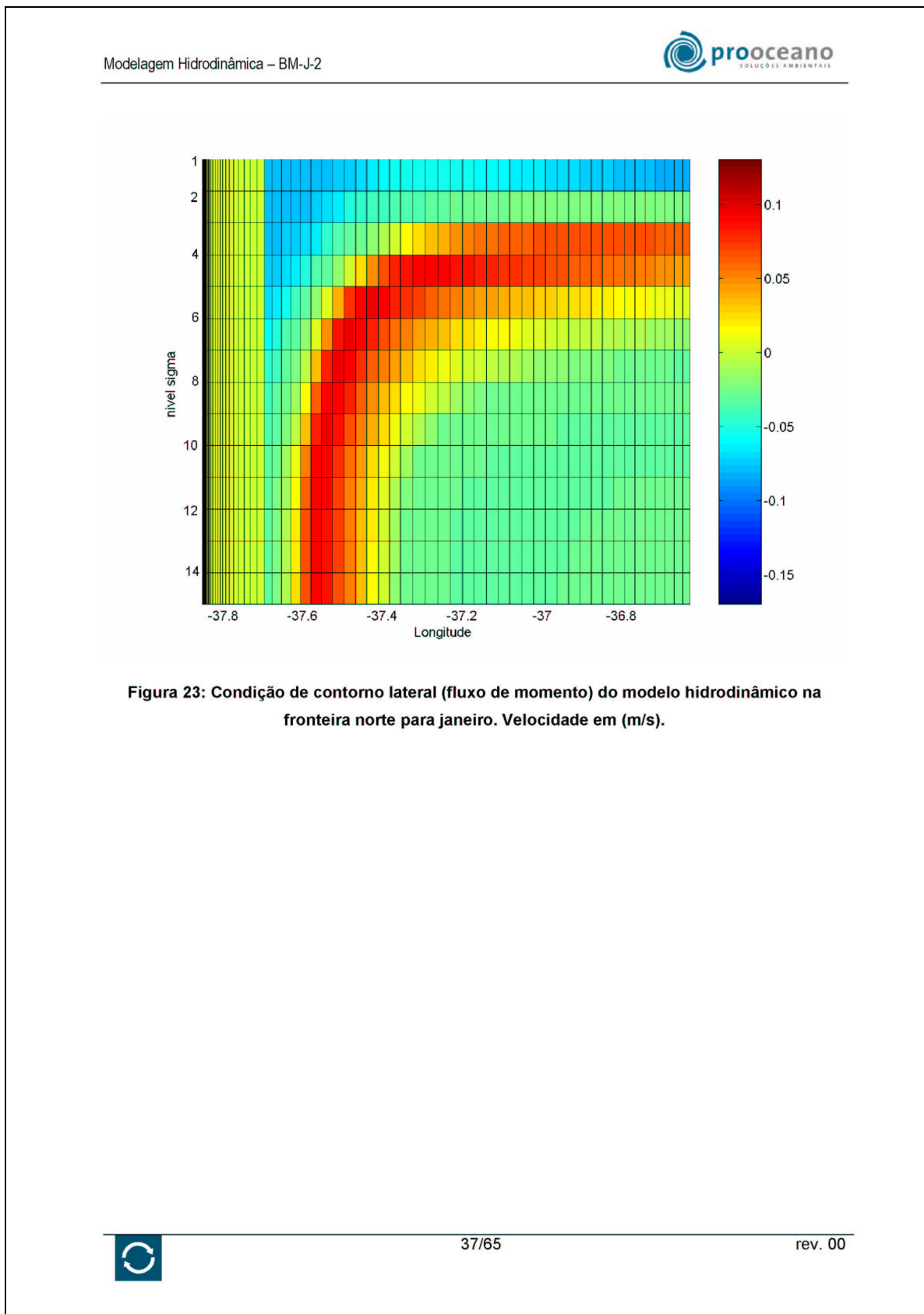
$$c1 = \frac{2 * dti}{srt} \quad \text{V.7}$$

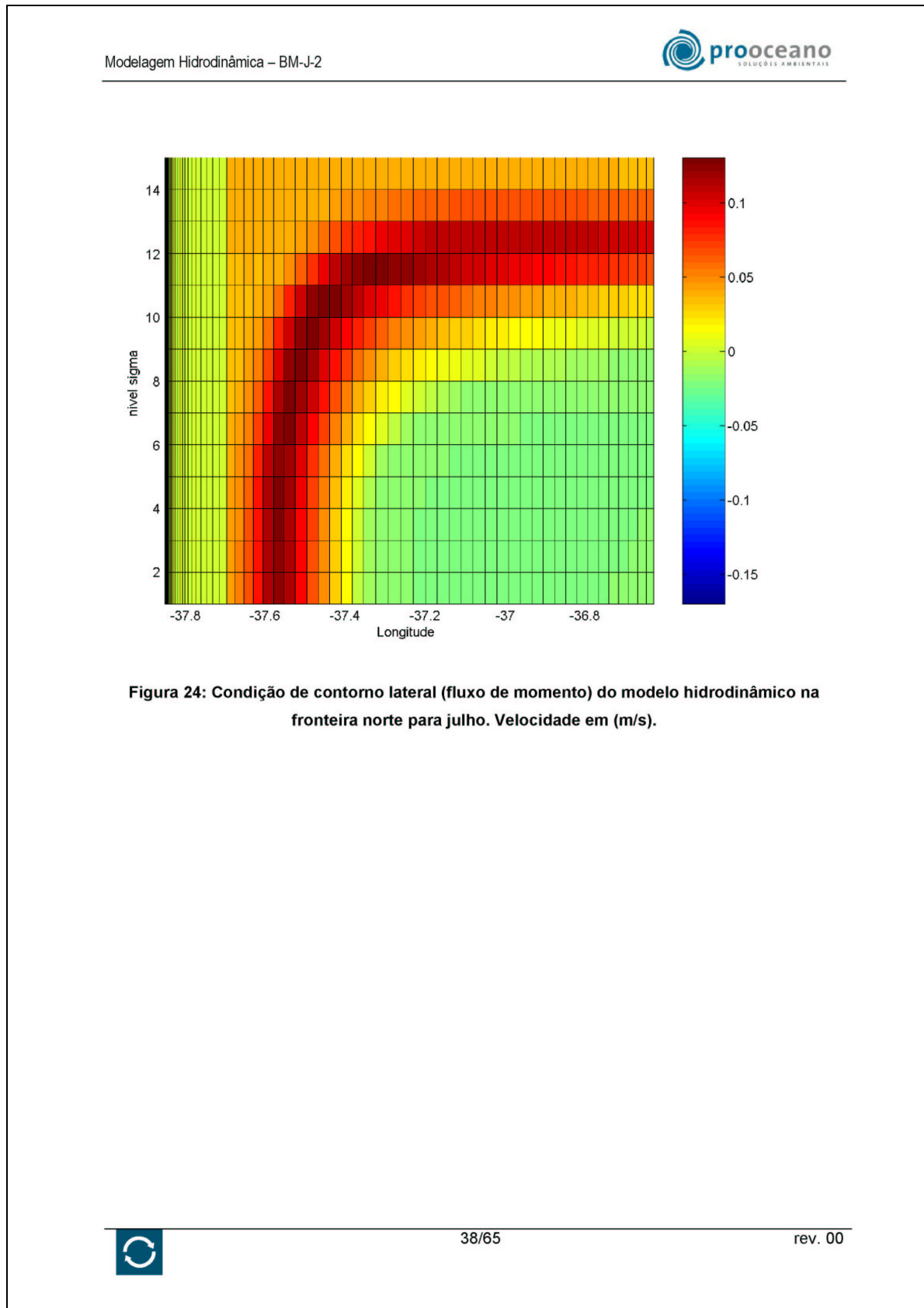
$$c2 = \frac{2 * dti}{wrt} \quad \text{V.8}$$

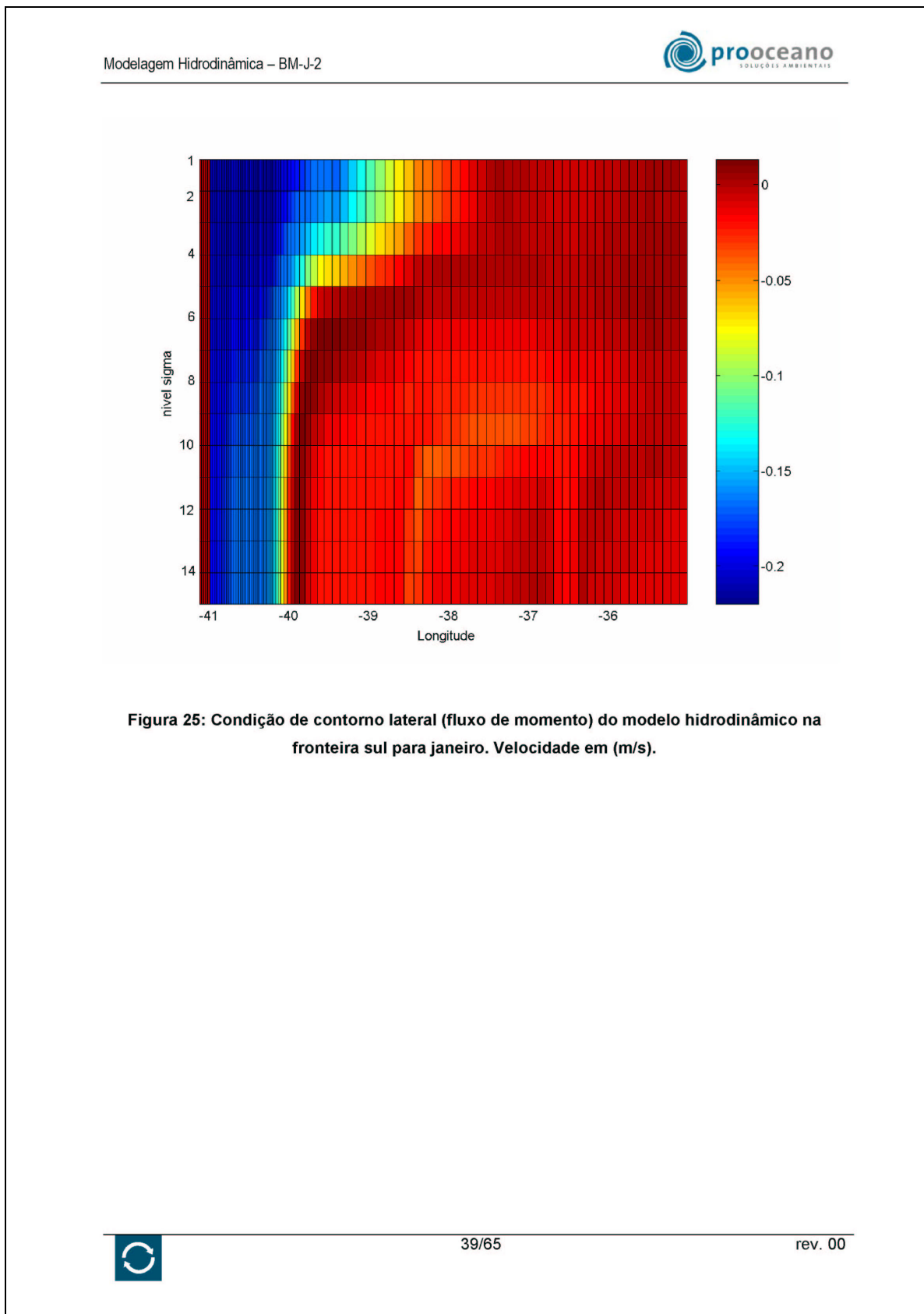
Onde *dti* é o passo de tempo interno do modelo, *srt* e *wrt* são os tempos de relaxação. Nesse caso, foi utilizado *srt* = 5 dias e *wrt* = 30 dias.

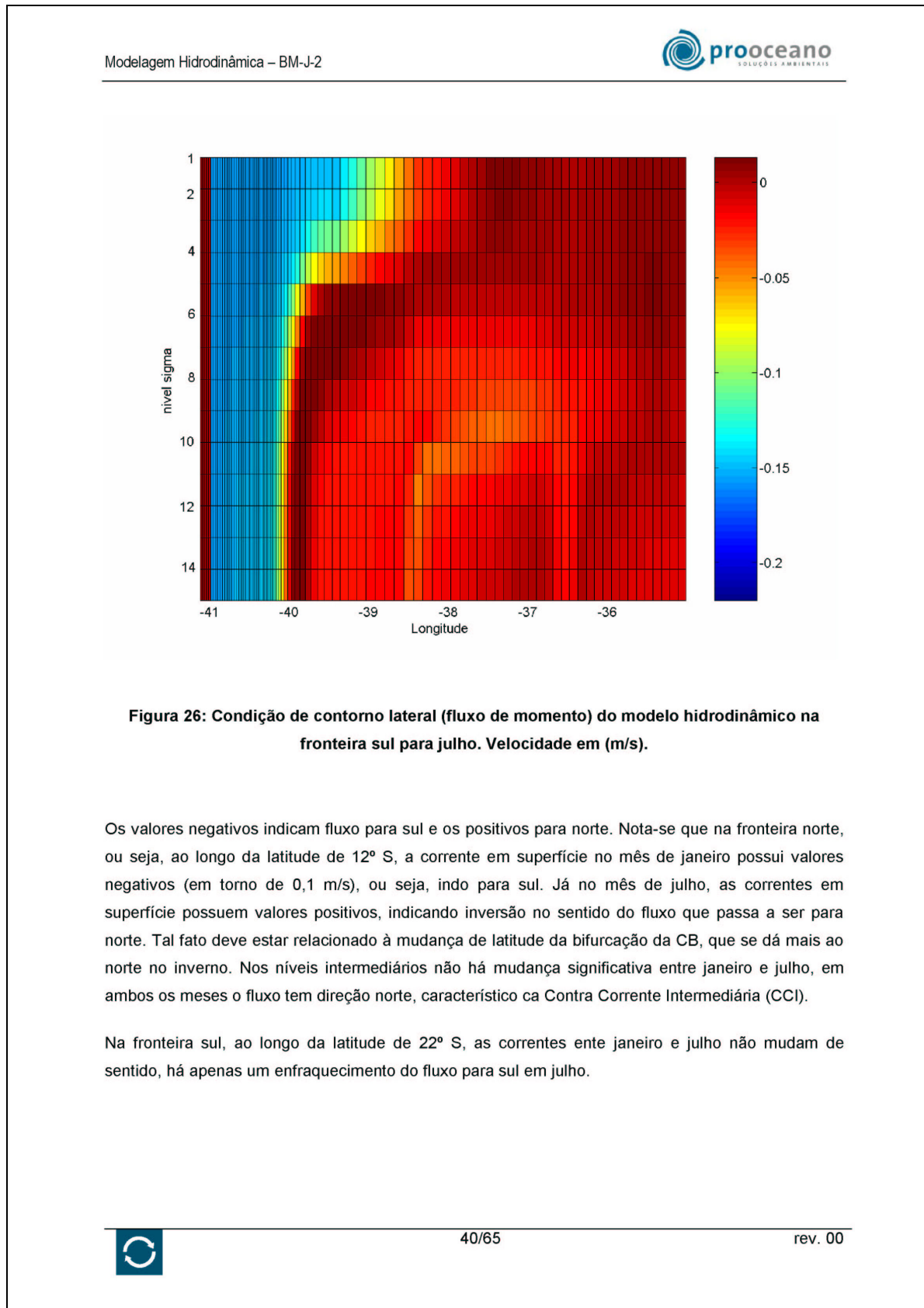
Com isso, obtém-se uma "zona de relaxação" nas fronteiras, na qual os dados vão sendo forçados para valores climatológicos em períodos que variam de 5 a 30 dias, dependendo da distância da fronteira.











Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



Para incluir a propagação da onda de maré, foi utilizada a condição de contorno de elevação na fronteira leste do modelo, onde localiza-se a zona oceânica da grade. 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. A Figura 27 mostra as séries temporais de elevação utilizadas como condição de contorno.

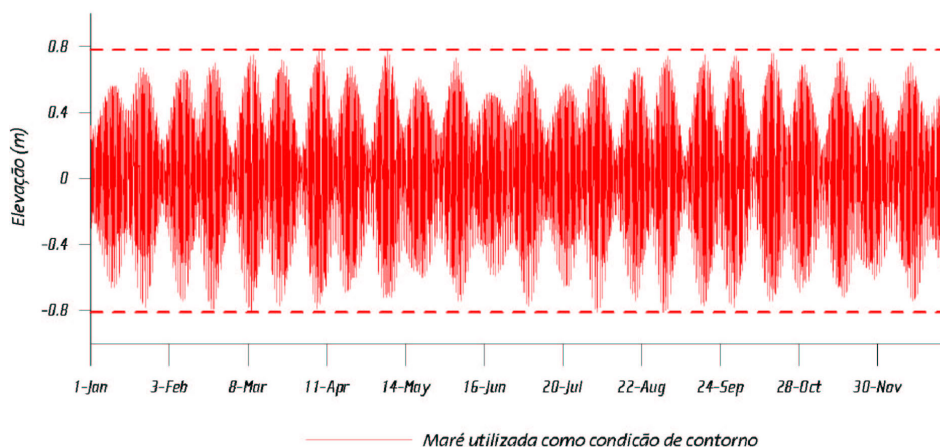


Figura 27: Condição de contorno de topo (elevação do nível do mar) do modelo hidrodinâmico.



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



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

$$\frac{\partial \eta}{\partial y} = 0 \quad \text{V.9}$$

V_3.2 DESCARGA DE RIOS

A fim de incluir o efeito da descarga dos principais rios que desagüam na região do Bloco BM-J-2, foi utilizada a metodologia proposta por Oey (1995), na qual o efeito da descarga dos rios é implicitamente incluída como uma contribuição no fluxo vertical de momento e na elevação, conforme a seguir;

$$W_r = \frac{-Q}{N(\Delta x \Delta y)} \quad \text{V.10}$$

Onde W_r é a velocidade vertical devido à descarga do rio, Q é a vazão do rio, N é o número de pontos de grade da foz, Δx é a resolução horizontal na direção zonal e Δy é a resolução horizontal na direção meridional.

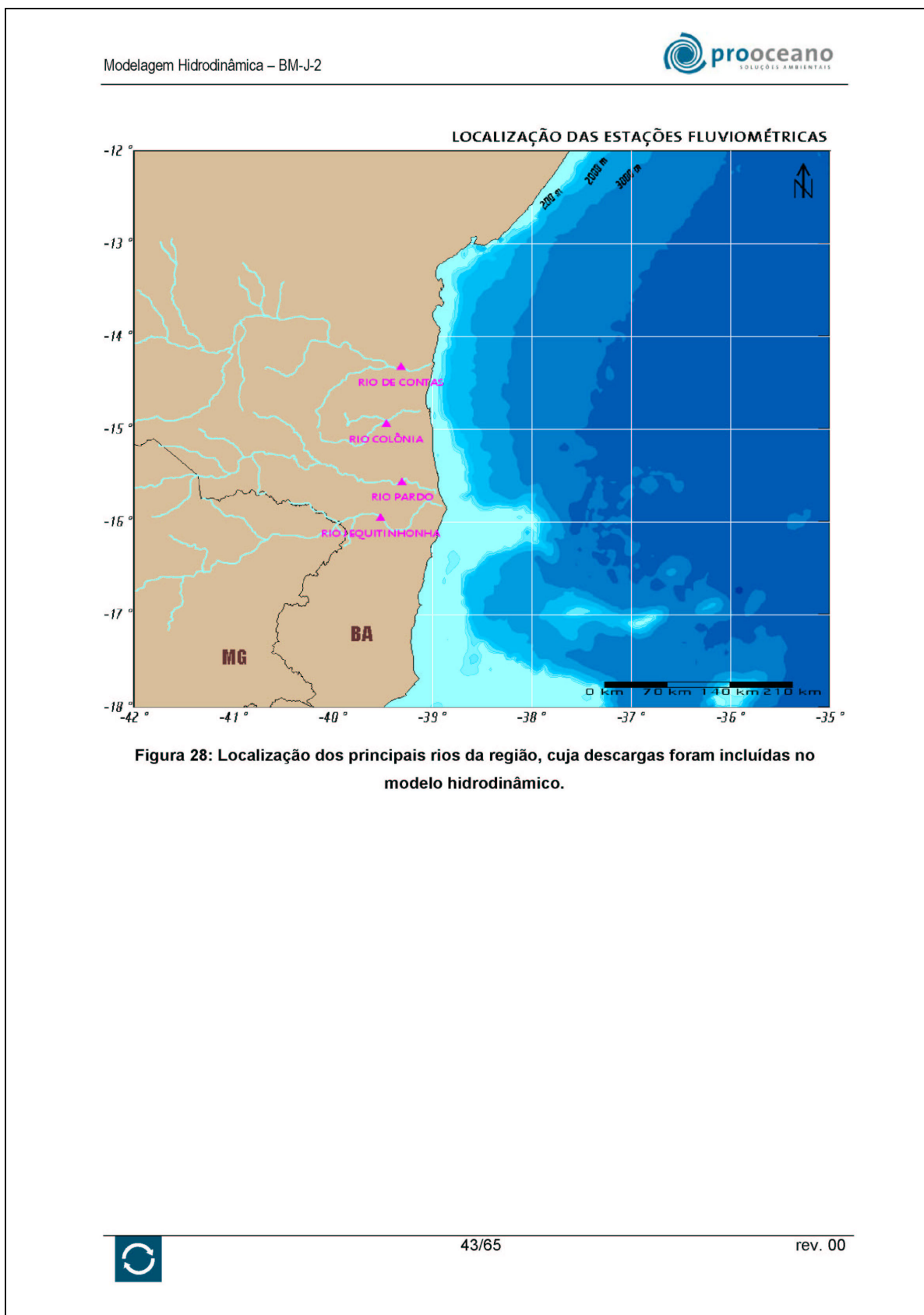
$$\eta_r = \nabla \cdot (UD) - W_r \quad \text{V.11}$$

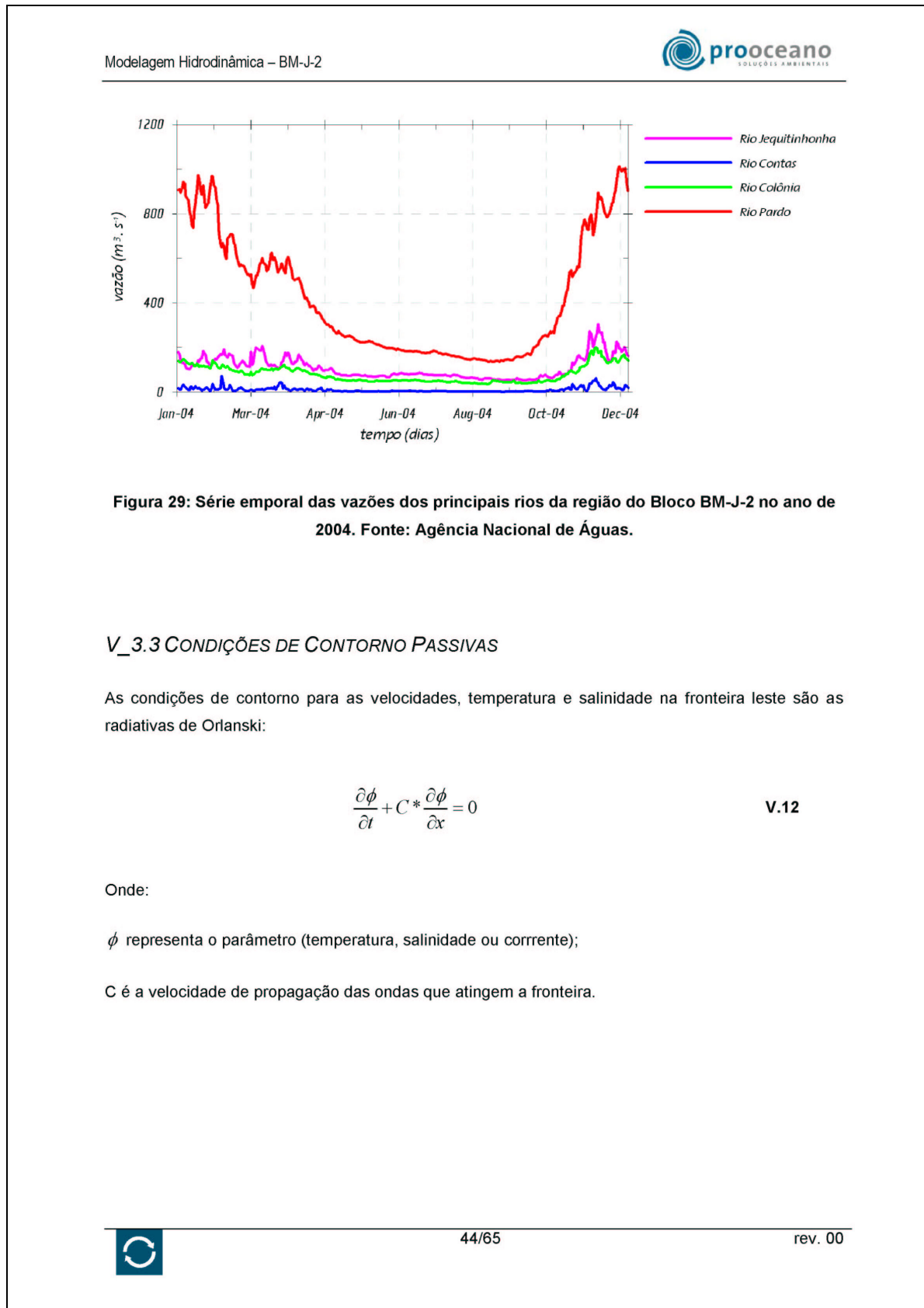
Onde η_r é a contribuição da elevação devido à descarga do rio, U é a velocidade barotrópica normal à costa e D é o nível do mar.

Os valores de temperatura e salinidade são prescritos nos pontos mais próximos da foz de cada rio.

As vazões dos principais rios da região (Figura 28) para todo o ano de 2004 foram obtidas da base de dados da Agência Nacional de Águas e incluídas no modelo (Figura 29).







Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



VI_ RESULTADOS

O modelo foi configurado para simular a circulação da região para todo o ano de 2004. Esse período foi escolhido em virtude da disponibilidade de dados medidos em região próxima, o que permite uma avaliação criteriosa do modelo. Com um ano de dados de circulação pode-se também incluir nas simulações os efeitos de variação sazonal.

Após obtidos os resultados de um ano (com saídas a cada 6 horas para as variáveis baroclínicas e 2 horas para as barotrópicas), foi realizada sua avaliação, conforme descrita a seguir.

VI_1. AVALIAÇÃO DO MODELO

Para que possamos saber se o comportamento de um modelo numérico é suficientemente compatível com o "sistema real" é necessário realizar uma comparação entre os resultados obtidos nos dois mundos; o "real" e o simulado.

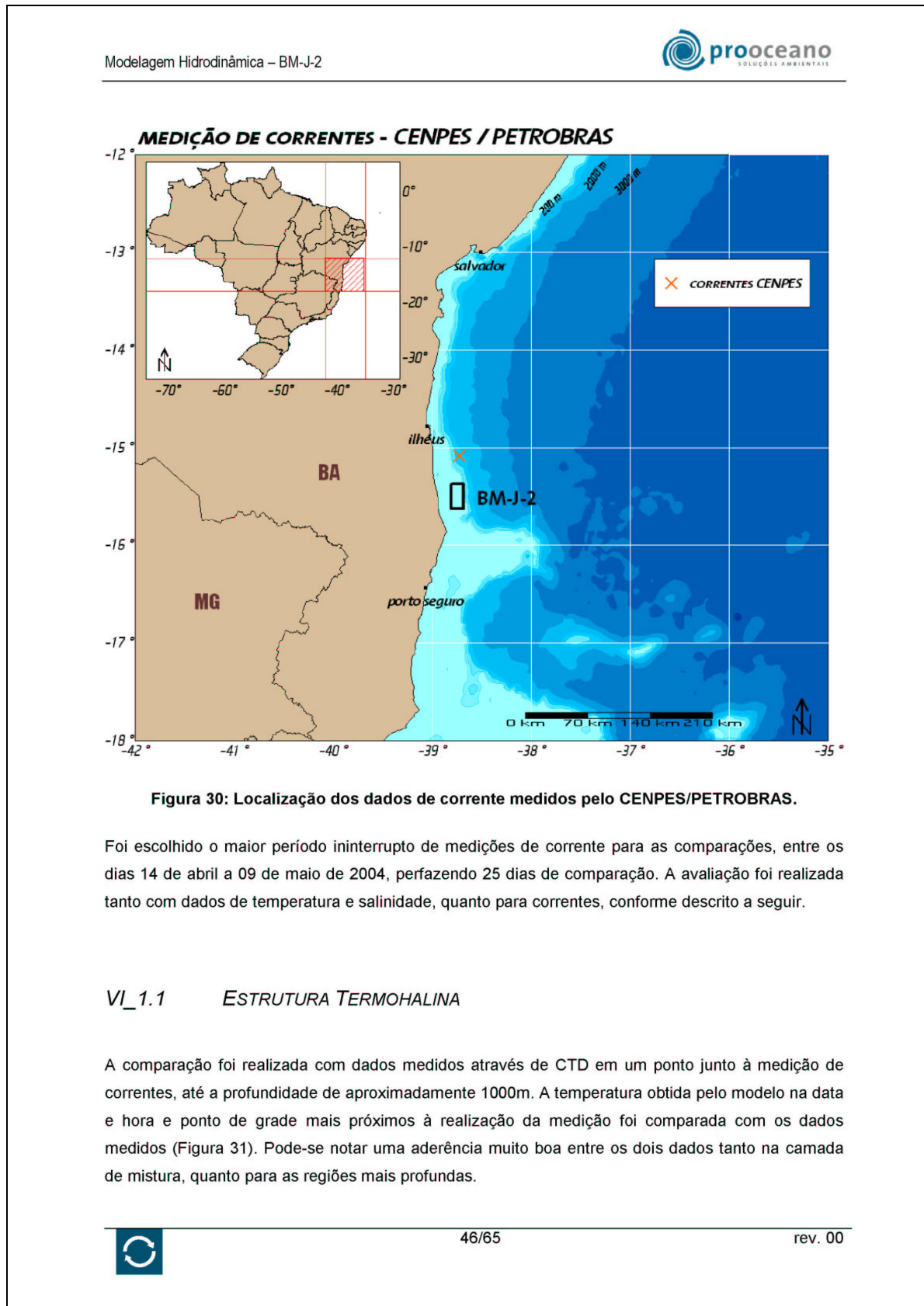
Em essência, são duas as principais perguntas que devem ser respondidas quando se avalia um modelo ou sistema (Beck, 2002):

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 medidos e os resultados obtidos pelo modelo. Os dados de corrente, temperatura e salinidade utilizados para a avaliação foram coletados durante aproximadamente 3 meses (Cenpes/Petrobras, 2004) na posição 15° 04' 59.3" S e 38° 43' 50.6" W (Figura 30). As medições foram realizadas a 20 m da superfície entre os meses de março e maio de 2004. Maiores detalhes sobre os dados e suas análises podem ser obtidas no item item II.5.1.3 deste relatório.





Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2

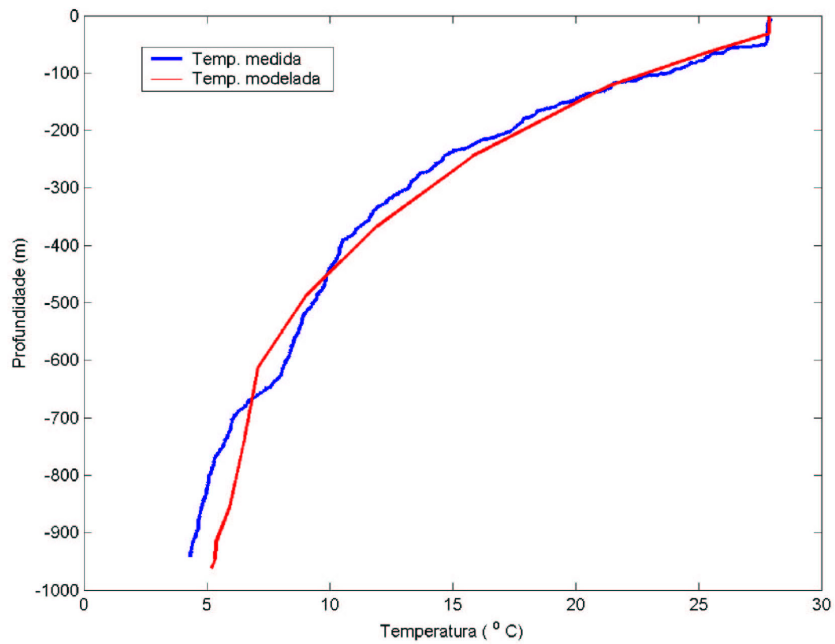


Figura 31: Comparação entre a temperatura medida e a obtida pelo modelo.



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



Para a salinidade (Figura 32) tem-se o mesmo padrão da temperatura, mostrando boa aderência ao longo de toda coluna d'água.

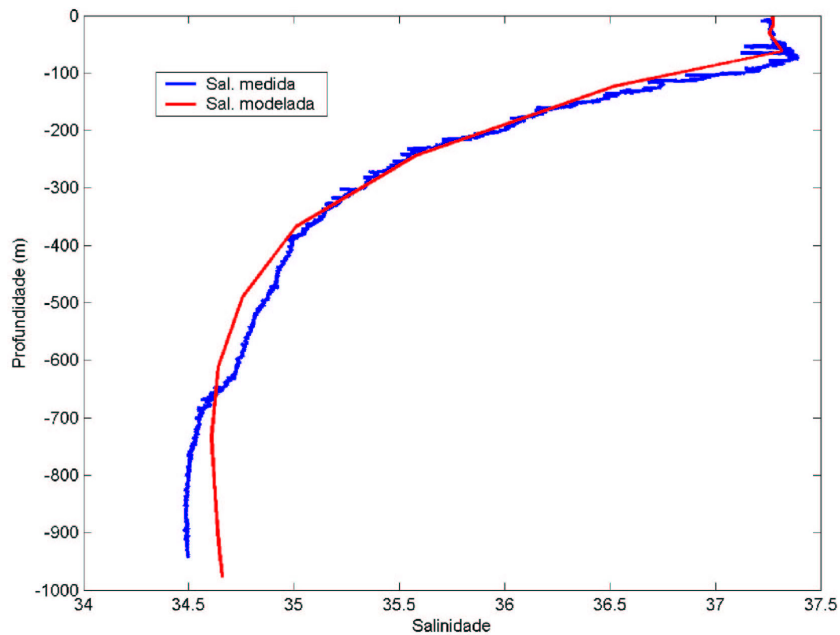
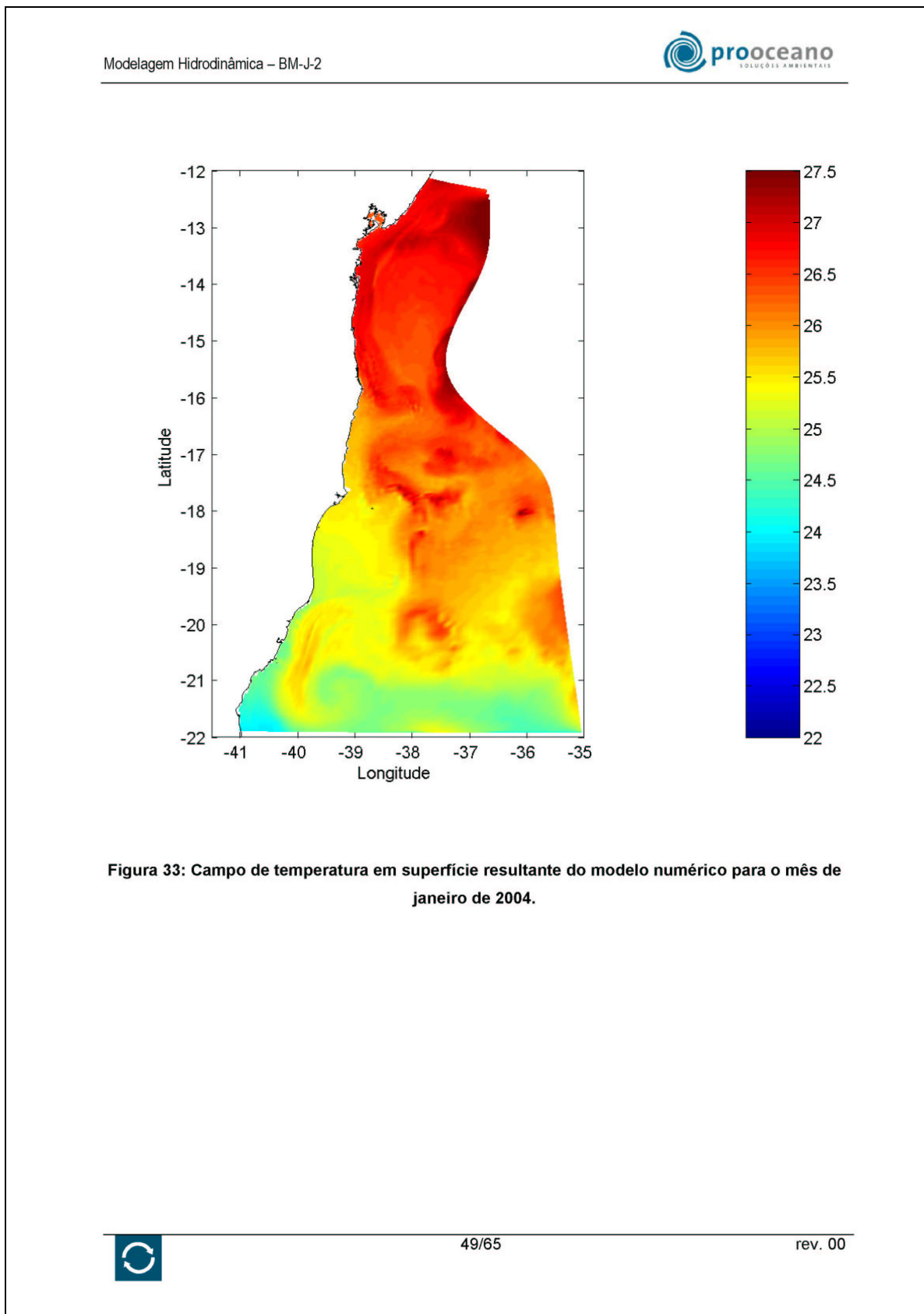


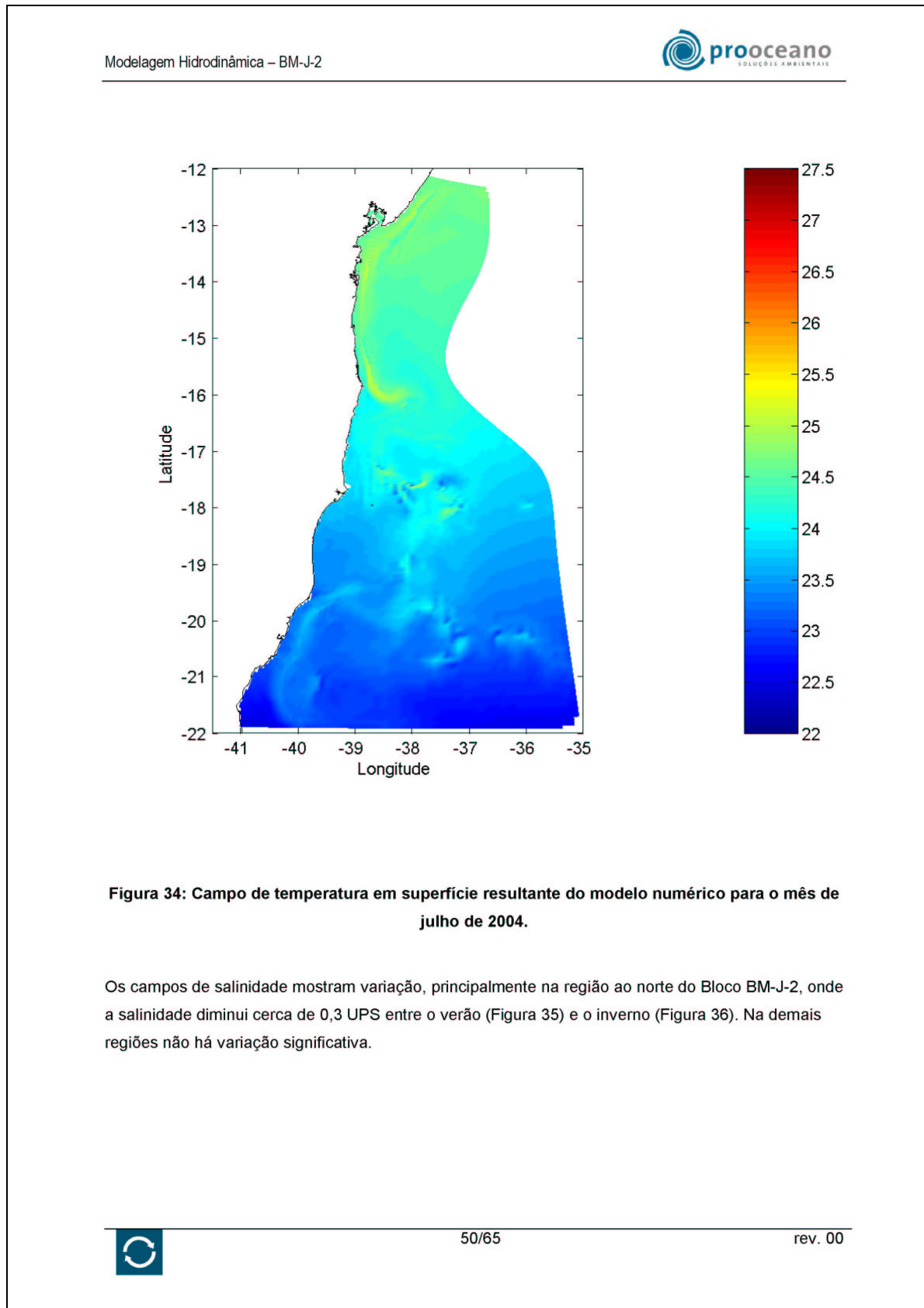
Figura 32: Comparação entre a salinidade medida e a obtida pelo modelo.

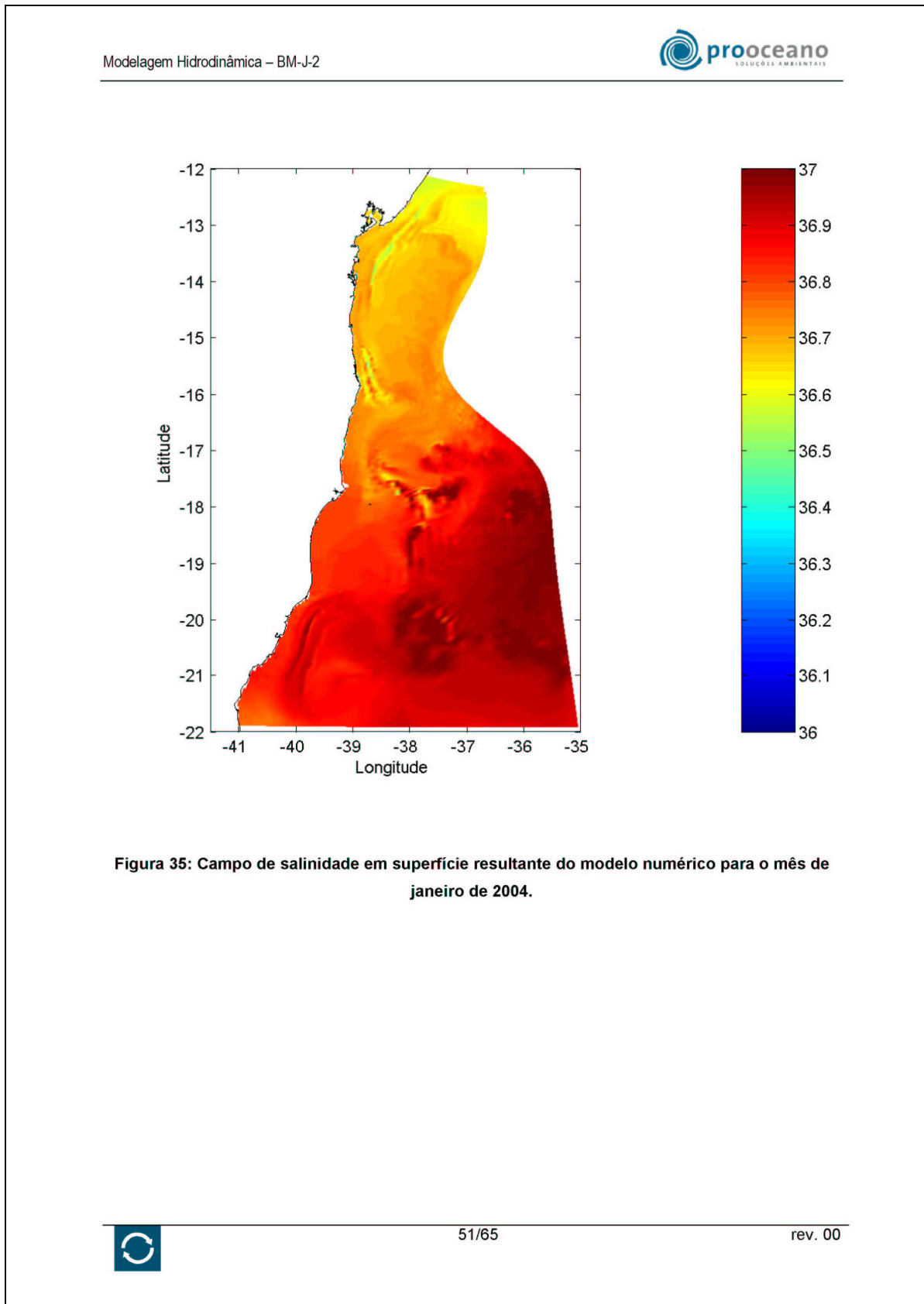
A fim de obter uma visão sinótica dos campos de temperatura e salinidade em superfície são mostrados exemplos desses campos nos meses de janeiro e julho, representando respectivamente o verão eo inverno.

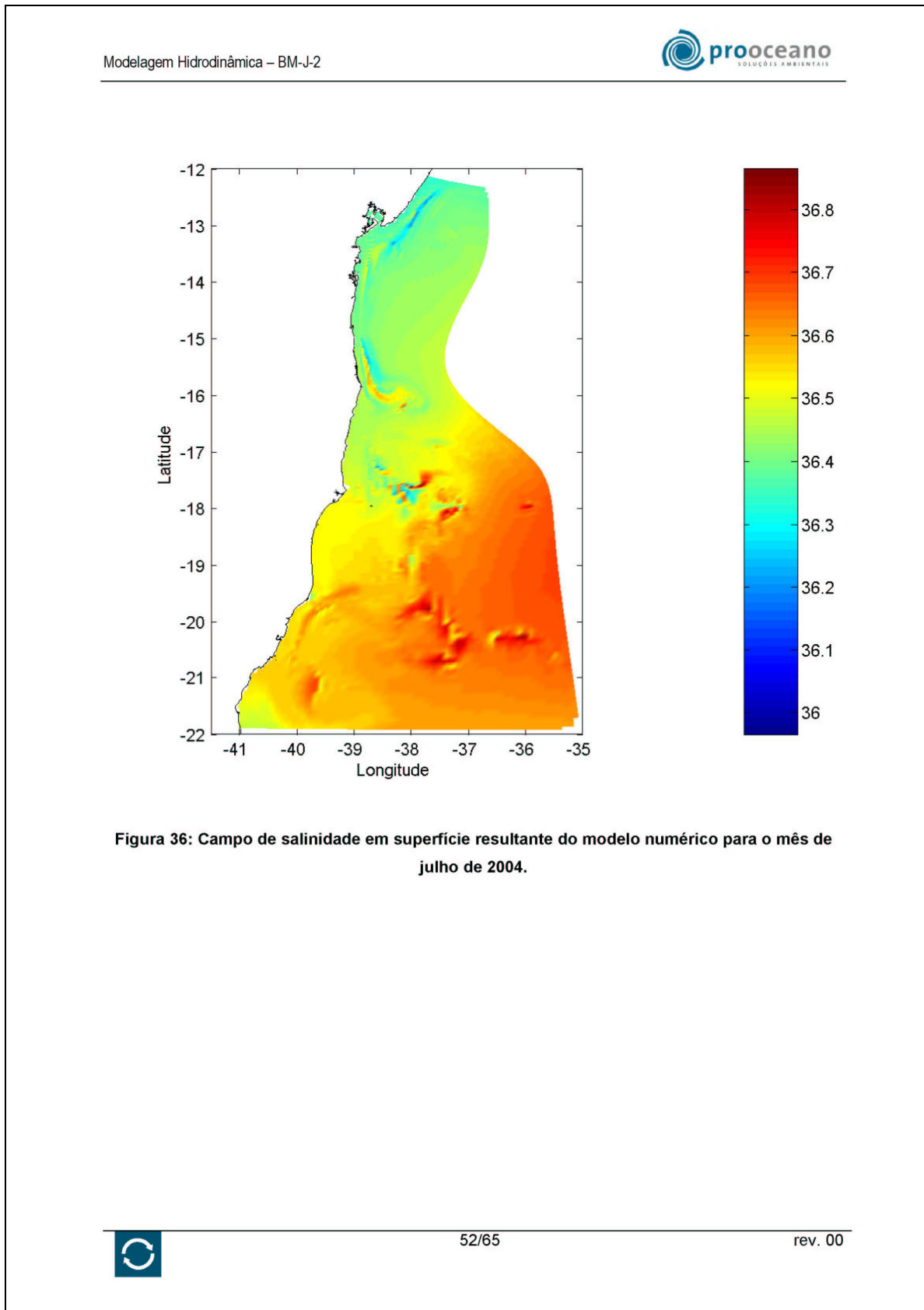
Os campos de temperatura mostram coerência tanto no espaço, quanto no tempo. Pode-se notar temperaturas mais elevadas na região da CB e nas menores latitudes, chegando-se a obter 27,5 °C em janeiro (Figura 33). Já em julho (Figura 34), as temperaturas em superfície decrescem até 2 °C em relação a janeiro.











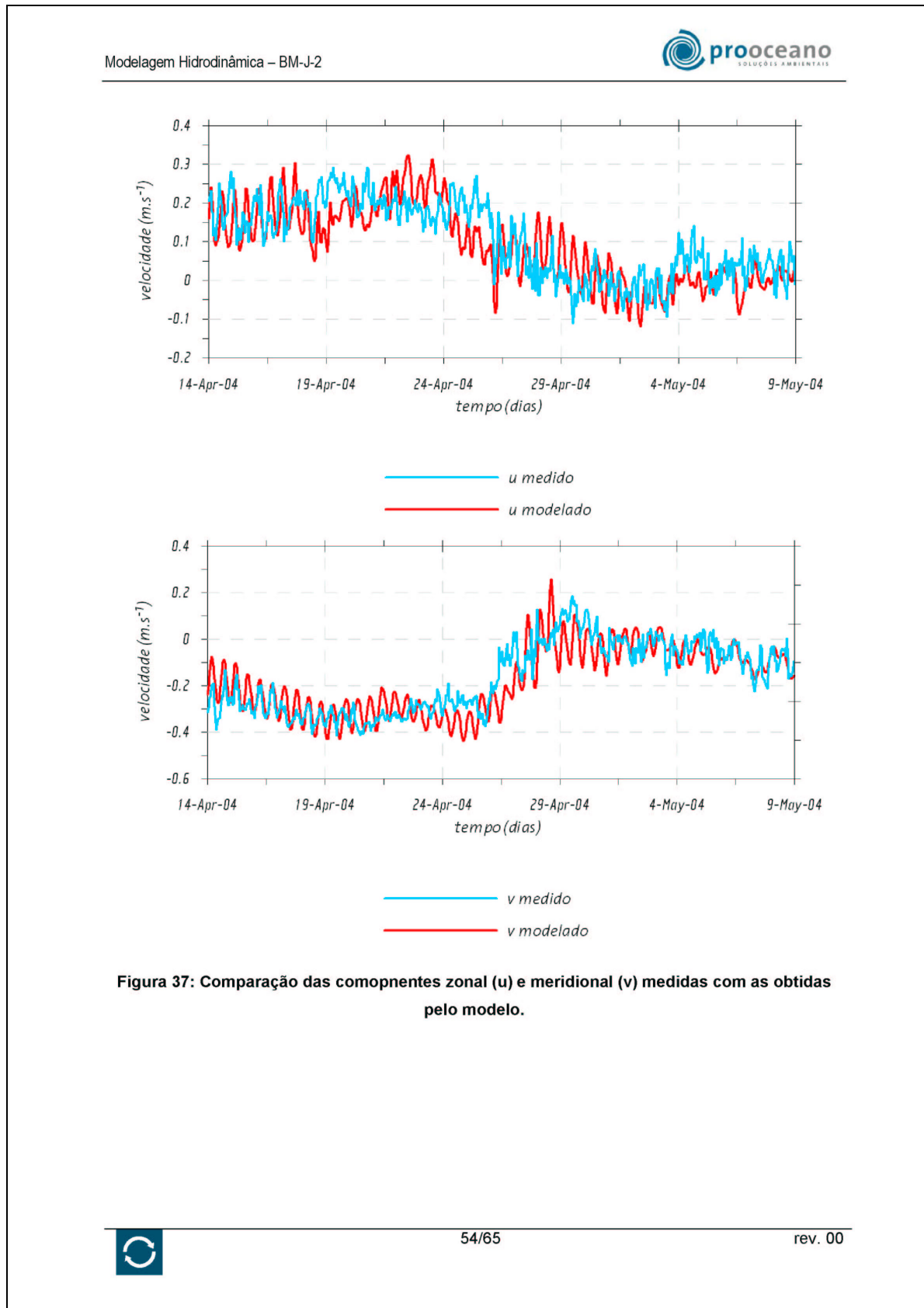
Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2

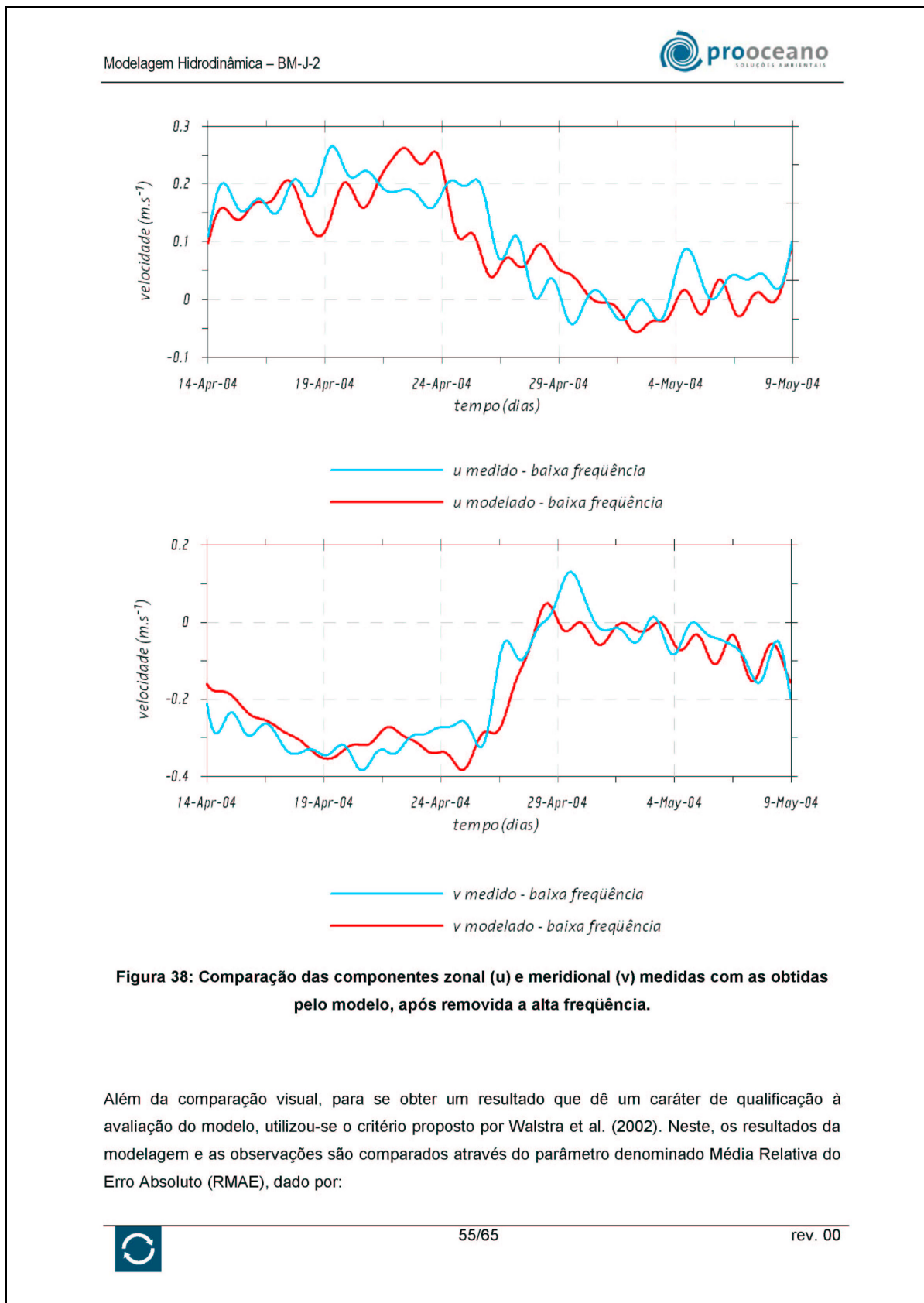


VI_1.2 CORRENTES

Foram comparadas as componentes zonal (u) e meridional (v) da corrente para o período de 14 de abril a 09 de maio de 2005 (Figura 39) considerando os dados brutos e também realizando a remoção da influência da alta frequência no sinal (Figura 38). Essa remoção foi realizada com a utilização de um filtro que apenas considera os períodos maiores que 30 horas, removendo assim a influência da maré e demais forçantes de alta frequência.







Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



$$RMAE = \frac{\langle |V_o - V_m| \rangle}{\langle |V_m| \rangle} \quad \text{VI.1}$$

Onde V_o é a velocidade simulada e V_m é a velocidade medida.

Para qualificar os resultados é utilizada a seguinte classificação (Walstra et al., 2002):

Tabela 1: Qualificação das faixas de erro para o RMAE.

<i>Qualificação</i>	<i>RMAE</i>
Excelente	<0,2
Bom	0,2 a 0,4
Razoável	0,4 a 0,7
Ruim	0,7 a 1,0
Péssimo	>1,0

A Tabela 2 mostra os resultados de RMAE obtidos para as componentes zonal e meridional de corrente para os dados brutos e filtrados.



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



Tabela 2: Qualificação das faixas de erro para o RMAE.

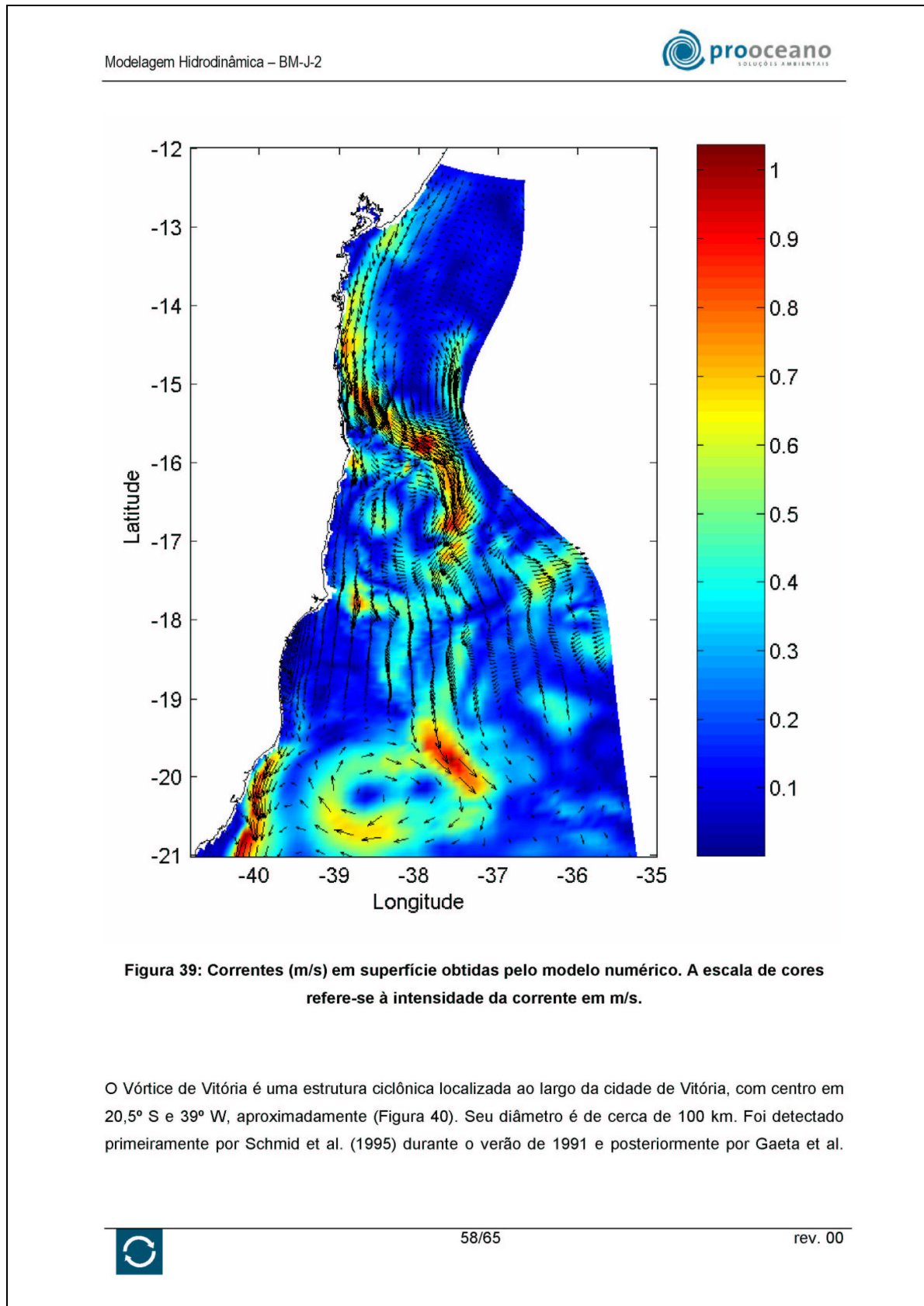
	U	V
Bruto	0,52 (razoável)	0,35 (bom)
Filtrado	0,39 (bom)	0,25 (bom)

Nota-se que os resultados são considerados bons em 75% dos casos, o que indica que o modelo numérico está reproduzindo muito bem os resultados observados.

VI_1.3 CIRCULAÇÃO

Analisando-se aspectos sinóticos da circulação da região do Bloco BM-J-2 (Figura 39) reproduzidos pelo modelo numérico, pode-se notar a presença da Corrente do Brasil fluindo junto à costa (demarcado pelas correntes com intensidade em torno de 1m/s e direção sul) até a latitude de 15,5° S, aproximadamente. Ao sul dessa latitude, a CB afasta-se da costa e aumenta seu caráter meandrante, devido à influência dos Bancos Royal Charlotte e Abrolhos. Centrado na longitude de 39,5° W e latitude 20,5° S, nota-se a presença do Vórtice de Vitória, detalhado a seguir.





Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



(1999) no outono de 1995. O modelo hidrodinâmico reproduziu um vórtice com características idênticas (Figura 41), tanto em posicionamento, quanto em relação à dimensões.

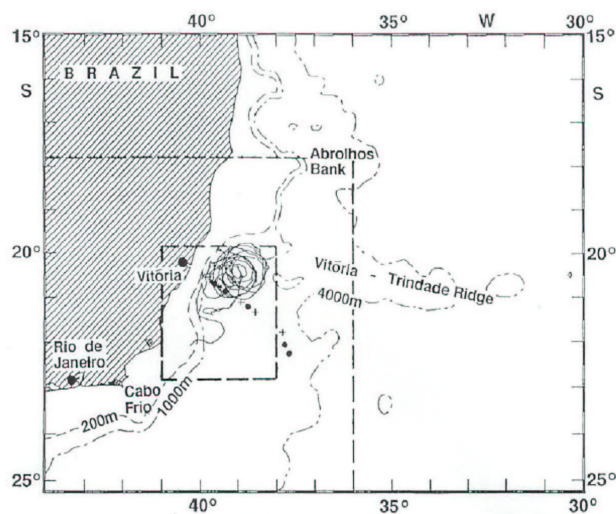
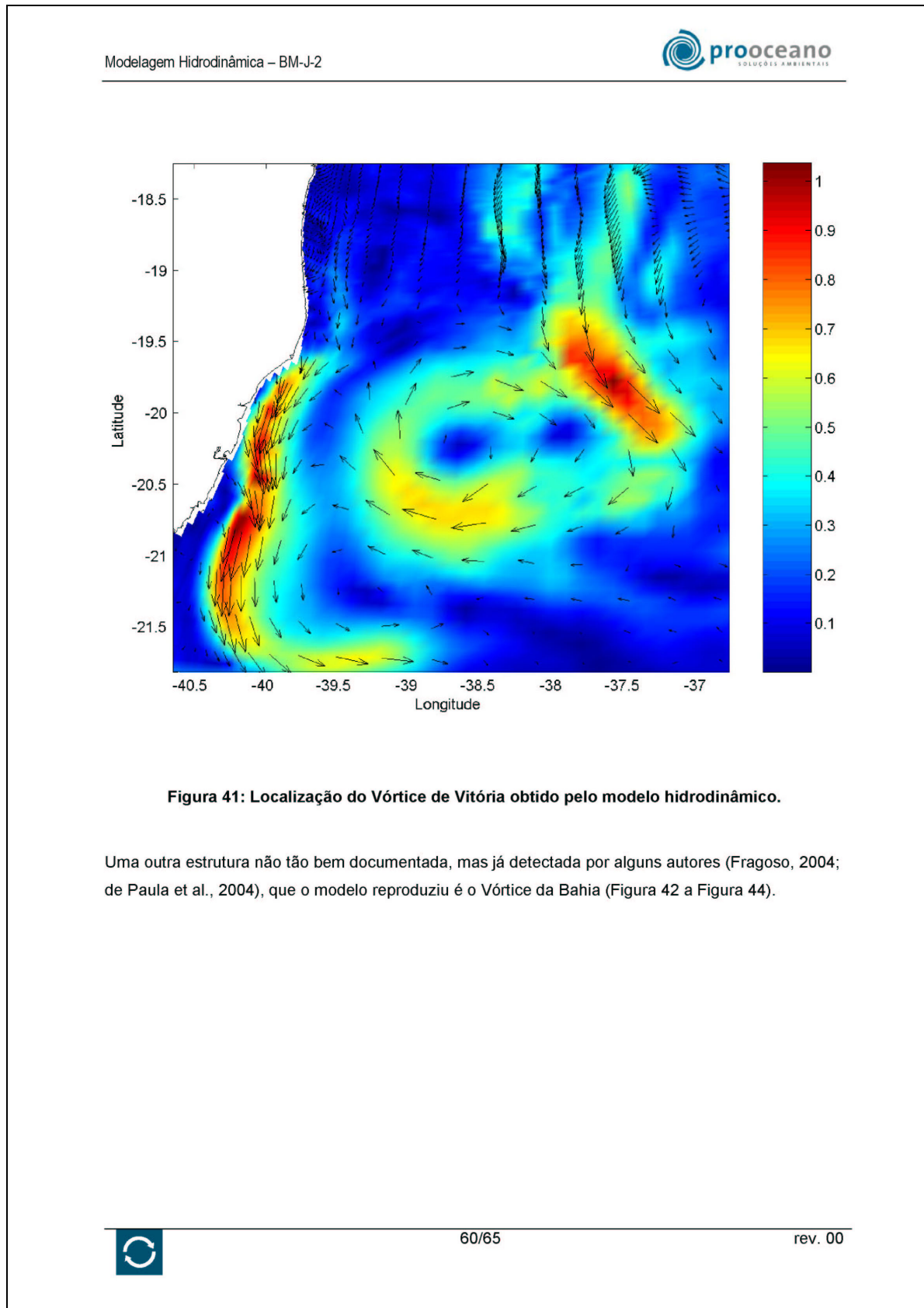


Figura 40: Localização do Vórtice de Vitória conforme obtido por Schmid et al., 1995.





Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2

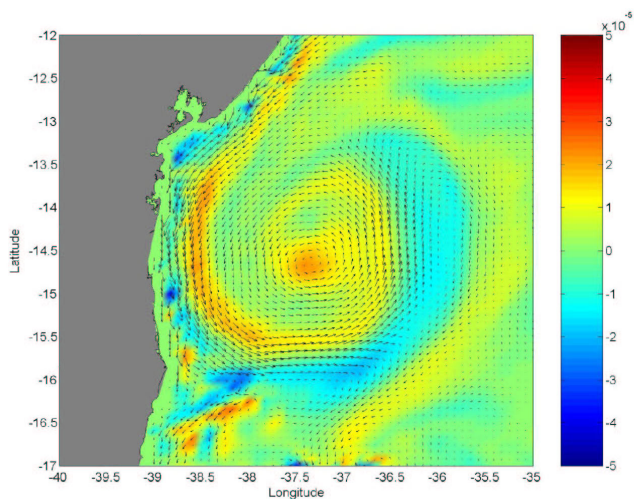


Figura 42: Localização do Vórtice da Bahia (Fragoso, 2004).

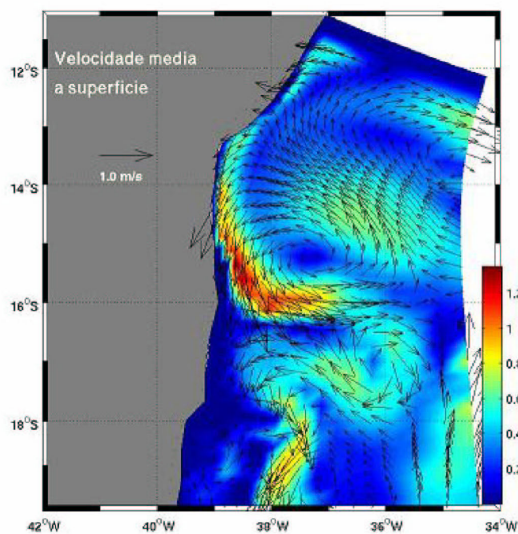
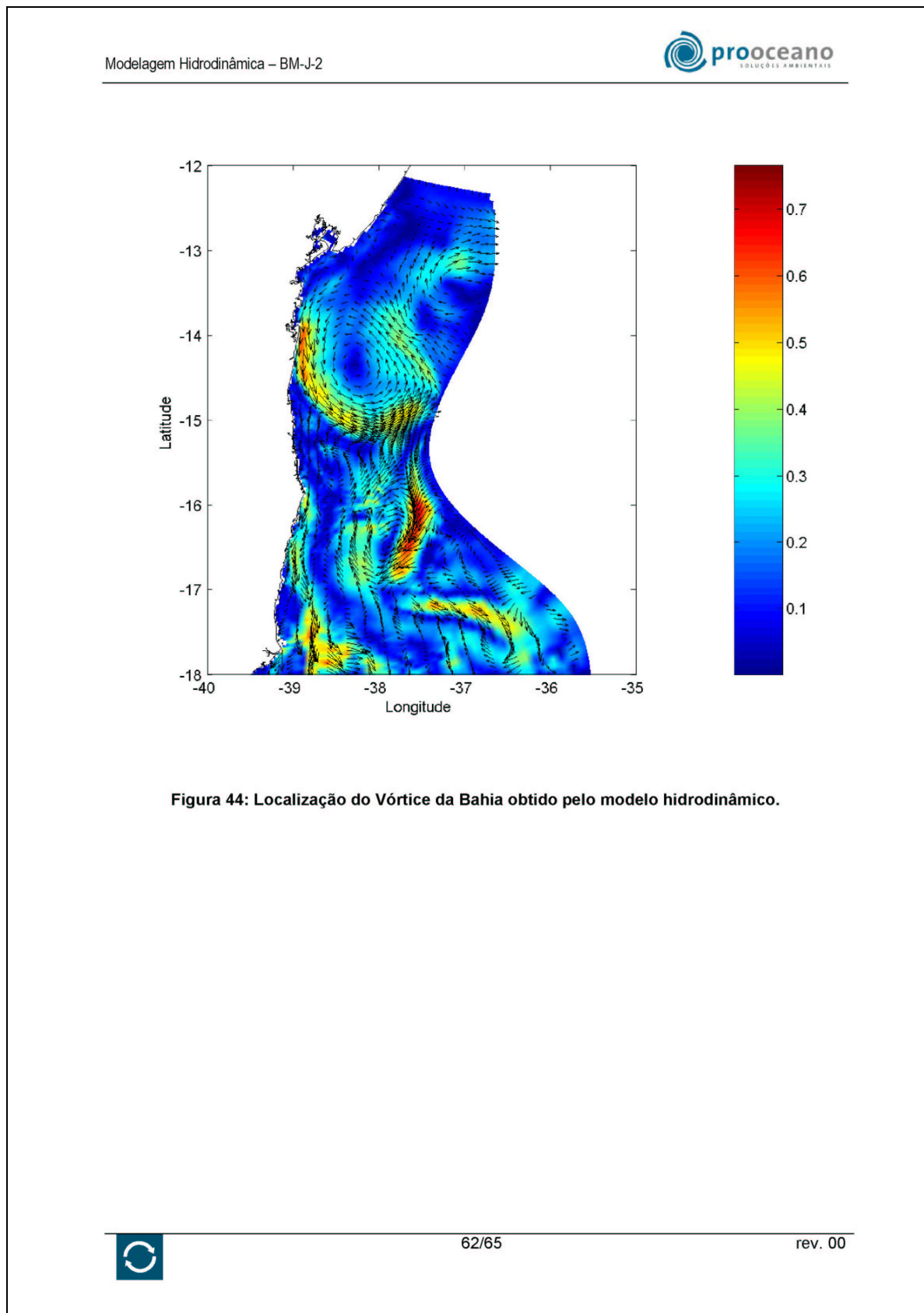


Figura 43: Localização do Vórtice da Bahia (de Paula et al, 2004).





Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



VII_ CONCLUSÕES

O modelo numérico hidrodinâmico de coordenadas sigma, POM (*Princeton Ocean Model*) foi implementado na região do Bloco BM-J-2, utilizando uma grade curvilínea ortogonal com resolução espacial variável. As condições de contorno e iniciais implementadas no modelo numérico foram obtidas a partir de variadas fontes, como os resultados do modelo numérico global MOM, dados de vazão de rios da Agência Nacional de Águas e de ventos do NCEP.

Após ajustado, o modelo foi executado para fornecer os campos de temperatura, salinidade, correntes e elevação para todo o ano de 2004. Os resultados das comparações entre os dados simulados pelo POM e os medidos, tanto para a estrutura termohalina, quanto para a corrente em superfície mostraram que o modelo numérico é capaz de reproduzir muito bem as correntes da região do Bloco BM-J-2, tanto no aspecto local, quanto no aspecto sinótico, como a Corrente do Brasil e os vórtices e meandros associados.

Os resultados do modelo hidrodinâmico foram, desta forma, considerados aptos a serem utilizados para as simulações de transporte de material no oceano realizadas para o Bloco BM-J-2. Neste pode-se obter as variações espaço-temporais da circulação, levando-se em conta mudanças sazonais e infra-sazonais, o que garante aos resultados das simulações de transporte uma maior confiabilidade, pois estes irão contemplar uma ampla gama de situações ambientais ocorrentes na região do Bloco BM-J2.



VIII_ 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.
- 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., 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.



Modelagem Hidrodinâmica – BM-J-2



- 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
- Gaeta, S.A., Lorenzetti, J.A., Miranda, L.B., Susini-Ribeiro, S.M.M., Pompeu, M., DE Araújo, C.E.S., 1999. "The Vitória Eddy and its relation to the phytoplankton biomass and primary productivity during the austral fall of 1995." *Arch. Fish. Mar. Res.* 47 (2/3), pp. 253-270.
- 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
- Le Provost, C., M.L. Genco, F. Lyard, P. Vincent & P. Canceil, 1994. Spectroscopy of the world ocean tides from a finite 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 turbulence 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, Princeton University, Princeton, N. J., USA.
- 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.
- 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.
- 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.



