

Leandro Calado

**Dinâmica da formação dos meandros e  
vórtices da Corrente do Brasil ao largo do  
Sudeste Brasileiro**

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico  
da Universidade de São Paulo, como parte dos  
requisitos para obtenção do título de Mestre em  
Ciências; área: Oceanografia Física.

Orientador:

Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira

SÃO PAULO

2001

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO**  
**INSTITUTO OCEANOGRÁFICO**

**Dinâmica da formação dos meandros e vórtices da  
Corrente do Brasil ao largo do Sudeste Brasileiro**

Leandro Calado

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, área de Oceanografia Física.

APROVADA EM 04 /julho /2001 POR:

Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira (Orientador)

Prof. Dr. no Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo

Dr. José Antonio Moreira Lima

Dr. no Centro de Pesquisas Leopoldo Américo M. de Mello (Cenpes)

Prof. Dr. Edmo José Dias Campos

Prof. Dr. no Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo

*Dedico este trabalho aos meus pais*

# Agradecimentos

Agradeço imensamente ao meu orientador e amigo Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira, pelo apoio, idéias e ensinamentos, que não só contribuíram para a realização deste trabalho, mas para minha formação como profissional. Extendo este agradecimento ao Prof. Dr. Edmo José Dias Campos que atuou como co-orientador e foi fundamental para meus conhecimentos em modelagem numérica.

Aproveito para agradecer aos mestres Prof. Dr. Belmiro Mendes de Castro Filho, Prof. Dr. Luiz Bruner de Miranda, Prof. Dr. Joseph Harari e Prof. Dr. Afrânio Rubens de Mesquita, pela importante contribuição para minha formação.

Esta Dissertação é parte integrante do projeto de pesquisa financiado pela FAPESP: Projeto DINBRAS, processo 98/0572-2. Assim, agradeço, também a FAPESP pela bolsa de estudos concedida durante meu curso.

Gostaria de lembrar o apoio das instituições: Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), pelas imagens de satélite, e o Inter American Institute for Global Change Research (IAI), responsável pela compra de equipamentos também utilizados na realização do presente trabalho.

Agradeço ao Dr. José Antônio Moreira Lima, ao Prof Dr. Ricardo Camargo pelo apoio e valiosas sugestões. Ao Dr. Carlos Augusto Sampaio França, pelas ricas discussões. Ao Msc. Markus Jochum, que contribuiu aparando as arestas finais deste trabalho.

Quero, também, agradecer aos meus colegas de turma e de discussões, em especial ao Arcilan, Elcio, Dottori, Felipe, Gabriel, Hemerson, Renato e ao Roberto. Agradeço aos meus amigos do LaDO: Ana, André, Augusto, Cayo, Domingos e Paulo Henrique.

Em especial, quero prestar minhas homenagens à duas pessoas que contribuíram, e muito, para esta estapa da minha vida: ao meu grande amigo Alexandre (Cascão), que me aturou durante todo esse tempo, e a minha amiga Sueli, que além das importantes revisões me ajudou nos momentos difíceis.



Agradeço aos meus pais, por terem acreditado em mim e me apoiado em todos os momentos da minha vida, aos meus irmãos, e enfim, a toda minha família. Agradeço também, ao meu amigo Bauer pelo grande apoio.

Em especial quero agradecer, por todo o seu carinho, a pessoa que sempre esteve ao meu lado, a minha querida Lú.

Finalmente à todos que direta ou indiretamente contribuíram para a elaboração deste trabalho.

# Sumário

Resumo	iii
Abstract	v
Lista de Figuras	x
Lista de Tabelas	xiii
<b>1</b> Introdução	<b>1</b>
1.1 Padrões de Circulação do Atlântico Sudoeste . . . . .	1
1.2 Meandramento da Corrente do Brasil no SE Brasileiro . . . . .	9
1.3 Evidências de Instabilidade . . . . .	13
1.4 Objetivos . . . . .	17
<b>2</b> Descrição do modelo numérico	<b>18</b>
2.1 O Modelo Oceânico da Universidade de Princeton . . . . .	18
2.1.1 Equações Governantes . . . . .	19
2.1.2 O Esquema Numérico . . . . .	22
2.1.3 Interação dos Modos Externo e Interno . . . . .	24
2.1.4 Integração Numérica . . . . .	25
2.1.5 Condições de Contorno . . . . .	25
2.2 Critério de Estabilização . . . . .	28

2.3	Grade do Modelo e Batimetria . . . . .	29
2.4	Estrutura Termohalina . . . . .	31
2.5	Ferramentas Computacionais . . . . .	34
<b>3</b>	<b>Experimentos Forçados pelo Vento</b>	<b>36</b>
3.1	Regime de Vento . . . . .	37
3.2	Características e Estabilização . . . . .	38
3.3	Circulação Média . . . . .	39
3.4	Variabilidade de Meso-escala . . . . .	45
<b>4</b>	<b>Experimentos com Contornos Abertos</b>	<b>49</b>
4.1	O Experimento ETH1 . . . . .	50
4.1.1	Características e Estabilização . . . . .	50
4.1.2	Circulação Média . . . . .	51
4.1.3	Variabilidade de Meso-escala . . . . .	61
4.2	Experimento ETH15 . . . . .	69
4.2.1	Características e Estabilização . . . . .	69
4.2.2	Circulação Média . . . . .	70
4.2.3	Variabilidade de Meso-escala . . . . .	74
<b>5</b>	<b>Considerações Finais</b>	<b>79</b>
5.1	Sumário e Conclusões . . . . .	79
5.2	Propostas Futuras . . . . .	82
	<b>Referencias Bibliograficas</b>	<b>83</b>
<b>A</b>	<b>Experimentos Forçados com o Vento</b>	<b>88</b>
<b>B</b>	<b>Experimentos com Estrutura Termohalina</b>	<b>91</b>

# Resumo

A Corrente do Brasil (CB) flui ao largo do Sudeste Brasileiro desenvolvendo largos meandros de amplitudes finitas. Estas estruturas são frequentemente observadas nas vizinhanças do Cabo de São Tomé (22° S), e principalmente ao sul de Cabo Frio (23° S) e ao largo da Baía de Santos (25° S). Estes meandros, particularmente ciclônicos, em geral, se fecham em vórtices, que são reabsorvidos ou emitidos, pela corrente. Estes vórtices têm sido alvo de investigações, pois acredita-se que colaboram na intrusão da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) na região da quebra de plataforma continental.

Os mecanismos dinâmicos responsáveis pelos meandramentos observados desde o Cabo de São Tomé até o Cabo de Santa Marta Grande (28° S) são objetos de investigação da presente dissertação. O problema geofísico é tratado, basicamente, a partir de modelagem numérica aplicada ao escoamento da CB. Para tanto, são realizados experimentos utilizando-se do Modelo Oceânico da Universidade de Princeton – o “Princeton Ocean Model (POM)”.

É investigado o papel da interação do sistema de corrente formado pela interação da Corrente de Contorno Oeste Intermediária (CCOI), a qual transporta a Água Intermediária Antártica (AIA, em direção oposta ao escoamento da CB. Paralelamente, são avaliados a influência dos efeitos topográficos e da orientação da costa continental no processo de meandramento.

Os resultados indicam que os meandramentos decorrem da combinação entre a influência da orientação da costa e batimetria, fornecendo o gatilho para o começo do processo de meandramento. Por outro lado, a instabilidade baroclínica é o mecanismo responsável pelo crescimento temporal primário dos meandros, no Sudeste Brasileiro.

# Abstract

The Brazil Current (BC) flows along the Brazilian Southeast coast developing large meanders of finite amplitude. These structures are frequently observed around Cape of São Tomé (22° S), and also south of Cape Frio (23° S) and inside the Southern Brazilian Bight (25° S). The cyclonic meanders, might neck off on eddies which can either be absorbed by the BC or pinched off as rings. The eddies have been the focus of many on going investigations because it possibly plays a vortical structure role on South Atlantic Central Water (SACW) intrusion on continental shelf break region.

The main objective of this thesis is to investigate the dynamic mechanisms responsible for the BC meander formation, from Cape of São Tomé to Cape of Santa Marta Grande. The geophysical problem is approached by the numerical modeling techniques. We make use of, the Princeton University - the Princeton Ocean Model (POM) in our simulation.

We investigate the system formed by the interaction of the Intermediate Western Boundary Current (IWBC), flowing northward and transporting Antarctic Intermediate Water, and the BC flowing on the opposite direction and above the IWBC. At the same time, the influence of topographic effects and the continental coast orientation are evaluated on the meandering process.

The results show that the meandering occurs due to combination between the influence of topography and coast line orientation, both working as a trigger to the meandering process. Besides, baroclinic instability responds for the primary growth of the meanders in time in Southeast Brazil.

# Lista de Figuras

1.1	Representação esquemática da hipótese de Stommel para explicar a fraca intensidade relativa da Corrente do Brasil (painel inferior) comparativamente à Corrente do Golfo (painel superior). De acordo com <i>Stommel</i> [1965]. . . . .	3
1.2	Diagrama T-S espalhado do Cruzeiro Coroas - Hm2 do Projeto “Circulação Oceânica da Região Oeste do Atlântico Sul - COROAS”, inverno de 1993. Cortesia de Sueli Godoi. . . . .	4
1.3	Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste ao nível de 250 m. De acordo com <i>Silveira et al.</i> [2000]. . . . .	6
1.4	Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste ao nível de 800 m. De acordo com <i>Silveira et al.</i> [2000]. . . . .	7
1.5	Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste ao nível de 2000 m. De acordo com <i>Silveira et al.</i> [2000]. . . . .	8
1.6	Vórtice ciclônico ao largo de Cabo Frio detectado na topografia dinâmica (relativamente a 500 db). De acordo com <i>Signorini</i> [1977]. . . . .	9
1.7	Imagens AVHRR da região sudeste do Brasil: (a) Julho de 1993; (b) Setembro de 1996; (c) Julho de 1997, onde as águas quentes (tons vermelhos) são características da CB e as ondulações configuram meandros (editados com o sentido de rotação). De acordo com <i>Velhote</i> [1998]. . .	10

1.8	Vórtice ciclônico na Bacia de Santos simulado pelo MICOM. Os campos de velocidade horizontal (vetores) e vertical são apresentados, indicando que a água ressurgida na parte frontal do ciclone é advectada para águas rasas. De acordo com <i>Velhote</i> [1998]. . . . .	11
1.9	Imagem AVHRR da região sudeste do Brasil. As águas quentes são características da Corrente do Brasil e as ondulações configuram meandros. De acordo com <i>Silveira &amp; Lima</i> [2001]. . . . .	12
1.10	Seção de velocidade em 22,5° S obtida com a versão seccional do POM. De acordo com <i>Silveira &amp; Lima</i> [2001]. . . . .	14
1.11	Perfis verticais de frequência de Brunt-Väisällä média (painel esquerdo), de velocidade meridional $V$ (painel central) e de gradiente zonal de vorticidade potencial básica média $\partial Q/\partial x$ (painel direito). De acordo <i>Silveira &amp; Lima</i> [2001]. . . . .	15
2.1	O sistema de coordenadas sigma. De acordo com <i>Campos</i> [1999]. . . . .	20
2.2	Interação entre o modo interno e o modo externo. De acordo com <i>Campos</i> [1999]. . . . .	24
2.3	Esquema da grade tri-dimensional “C” de Arakawa para os modos interno (painel superior) e externo (paineis inferiores). De acordo com <i>Campos</i> [1999]. . . . .	26
2.4	Domínio do modelo: região do Giro Subtropical do Atlântico Sul . . . . .	30
2.5	Grade batimétrica com $\frac{1}{6}^\circ$ para o domínio do modelo. . . . .	31
2.6	Campo de superfície de temperatura do <i>Levitus et. al.</i> [1994] com espaçamento de 1° de grau para a região de domínio. . . . .	32
2.7	Ajuste exponencial da salinidade, a partir do campo médio da climatologia <i>Levitus et. al.</i> [1994]. A curva contínua corresponde ao ajuste e a curva com bolinhas corresponde ao perfil médio real. . . . .	33

2.8	Ajuste exponencial da temperatura, a partir do campo médio da climatologia <i>Levitus et. al.</i> [1994]. A curva contínua corresponde ao ajuste e a curva com bolinhas corresponde ao perfil médio real. . . . .	34
3.1	Energia cinética média para o experimento somente com a forçante mecânica da tensão de cisalhamento do vento. . . . .	38
3.2	Mapa da média de 180 dias, da velocidade horizontal e elevação de superfície. - Experimento EFV1. . . . .	39
3.3	Campo médio de velocidades em profundidades: 20 m, 100 m, 200 m, 600 m, 800 m e 1200 m. A isobatimétrica nos gráficos corresponde à 200 m. Experimento - EFV1. . . . .	41
3.4	Seções de velocidade média, normais ao escoamento em 19,5°S, 20,5°S, 20°S, 21,5°S, 22°S, 23°S. Experimento - EFV1. . . . .	42
3.5	Velocidade média barotrópica (gráfico superior) e condição para instabilidade barotrópica $\frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial x^2}$ (gráfico inferior). . . . .	44
3.6	Evolução de 180 dias a partir da estabilização da energia cinética média. Campo de elevação de superfície e velocidade horizontal em superfície com intervalo de 6 dias. Experimento - EFV1. . . . .	47
3.7	Velocidade horizontal do dia 120 (mapa da esquerda). Diagrama Hovmoller da velocidade zonal (mapa da direita). Experimento - EFV1. . . . .	48
4.1	Energia cinética média de 360 dias de simulação, os primeiros 180 dias corresponde ao período de estabilização, o restante corresponde a fase de análise dos resultados da simulação. Experimento - ETH1. . . . .	51
4.2	Mapa da média de 180 dias, de velocidade horizontal e elevação de superfície. Experimento - ETH1. . . . .	52
4.3	Campo médio de velocidades em profundidades: 20 m, 100 m, 200 m, 600 m, 800 m e 1200 m. A isobatimétrica nos gráficos corresponde à de 200 m. Experimento - ETH1. . . . .	53



4.4	Seção vertical de temperatura média em 22, 5° S. Experimento - ETH1.	54
4.5	Seção vertical de velocidade média total (painel esquerdo) e baroclínica (painel direito), em 22.5°S. Experimento - ETH1. . . . .	54
4.6	Perfis médios verticais em 22, 5°S. Painel superior: quadrado da frequência de Brunt-Väisällä e seu gradiente vertical. Painel inferior: velocidade média zonalmente e seu gradiente vertical. Linhas delgadas se referem às quantidades brutas; linhas espessas às quantidades suavizadas. . . .	58
4.7	Perfis verticais de frequência de Brunt-Väisällä média (painel esquerdo), de velocidade meridional $\bar{v}$ (painel central) e de gradiente zonal de vorticidade potencial básica média $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$ (painel direito). . . . .	60
4.8	Evolução de 180 dias a partir da estabilização da energia cinética média. Campo de elevação de superfície e velocidade horizontal em superfície, do dia 22 ao 52, com intervalo de 6 dias. Experimento - ETH1. . . . .	62
4.9	Evolução de 180 dias a partir da estabilização da energia cinética média. Campo de elevação de superfície e velocidade horizontal em superfície, do dia 58 ao 88, com intervalo de 6 dias. Experimento - ETH1. . . . .	63
4.10	Evolução de 180 dias a partir da estabilização da energia cinética média. Campo de elevação de superfície e velocidade horizontal em superfície, do dia 94 ao 124, com intervalo de 6 dias. Experimento - ETH1. . . . .	64
4.11	Velocidade horizontal do dia 40 (painel esquerdo). Diagrama Hovmoller da velocidade zonal em superfície (painel direito). Experimento - ETH1.	66
4.12	Painel superior: mapas de velocidade horizontal em superfície e profundidade de, 500 m, referentes ao dia 40 de simulação. Painel inferior: superposição do padrão de onda de superfície em vermelho e em azul o padrão da onda em 500 m de profundidade. Experimento - ETH1. . . . .	67
4.13	Seção vertical de velocidade em 21° S, exibindo vórtice baroclínico no dia 40 de simulação. Experimento - ETH1. . . . .	68

4.14	Energia cinética média de 160 dias de simulação, os primeiros 60 dias corresponde ao período de estabilização, o restante corresponde a fase de análise dos resultados da simulação. Experimento - ETH15. . . . .	70
4.15	Mapa da média de 180 dias, em superfície de velocidade horizontal e elevação de superfície. Experimento - ETH15. . . . .	71
4.16	Campo médio de velocidades em profundidades: 20 m, 100 m, 200 m, 600 m, 800 m e 1200 m. A isobatimétrica nos gráficos corresponde à 200 m. Experimento - ETH15. . . . .	72
4.17	Seção vertical média de velocidade em 22° S (painel esquerdo), seção da componente baroclínica da velocidade média em 22° S (painel direito). Experimento - ETH15. . . . .	74
4.18	Evolução de 80 dias, de simulação, a partir da estabilização da energia cinética média. Campo de velocidade horizontal e elevação de superfície, nos dias 10, 30, 40, 60, 70,80. Experimento ETH15. . . . .	76
4.19	Campo de velocidades do dia 80 em profundidades: 20 m, 100 m, 200 m, 600 m, 800 m e 1200 m. A isobatimétrica nos gráficos corresponde à 200 m. Experimento - ETH15. . . . .	77
4.20	Velocidade horizontal do dia 40 (painel esquerdo). Diagrama Hovmoller da velocidade zonal em superfície (painel direito). Experimento - ETH15.	78

# Lista de Tabelas

1.1	Estimativas do Transporte de Volume e Velocidade Máxima da CB ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ). Esta tabela é uma versão atualizada daquela apresentada em <i>Silveira et al.</i> [2000]. . . . .	2
2.1	Tabela dos símbolos utilizados nas equações . . . . .	23
3.1	Estimativas do Transporte de Volume (até 400 m de profundidade) do experimento EFV1. ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ). . . . .	43
4.1	Estimativas do Transporte de Volume (até 400 m de profundidade) do Experimento ETH1. ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) . . . . .	56
4.2	Estimativas do Transporte de Volume (até 400 m de profundidade) do Experimento ETH15. ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) . . . . .	73
A.1	Relação dos experimentos realizados com contornos fechados com camadas esponjas. Batimetria real (com correção em acima de $19^\circ \text{ S}$ ), domínio ( $40^\circ\text{-}15^\circ\text{S}$ ( $55^\circ\text{-}25^\circ\text{W}$ ) e resolução de $1/6$ de grau, 15 camadas sigma e somente a tensão de cisalhamento do vento como forçante. Estrutura termohalina média da climatologia <i>Levitus et al.</i> [1994] . . . . .	88

A.2	Relação dos experimentos realizados com contornos fechados. Batimetria real (sem correções), domínio (40°-15°)S (55°-25°)W e resolução de 1/6 de grau, 15 camadas sigma e somente a tensão de cisalhamento do vento como forçante. Estrutura termohalina analítica original do POM. . . .	89
A.3	Relação do experimentos realizados com contornos fechados. Batimetria real (sem correções), domínio (35°-20°)S (55°-25°)W e resolução de 1/8 de grau, 7 camadas sigma e somente a tensão de cisalhamento do vento como forçante. Estrutura termohalina analítica original do POM. . . .	90
B.1	Relação dos experimentos realizados com contornos abertos. Batimetria real (com correção em acima de 19° S), domínio (32°-15°)S (55°-25°)W e resolução de 1/6 de grau, 15 camadas sigma e somente estrutura termohalina da climatologia <i>Levitus et al.</i> [1994]. Experimento sem HORCON significa que não foi usado o cálculo de Smagorinsk, isto é, usou-se coeficiente AAM constante. . . . .	91
B.2	Relação dos experimentos realizados com contornos abertos. Batimetria real (suavizada), domínio (40°-15°)S (55°-25°)W e resolução de 1/6 de grau, 15 camadas sigma e somente a estrutura termohalina, sem vento.	92
B.3	Relação dos experimentos realizados com contornos abertos. Batimetria idealizada por parede vertical separando a borda do continente (situada à isóbata de 50 m) e um oceano de fundo plano em 2000 m, domínio (32°-15°)S (55°-25°)W e resolução de 1/6 de grau, 15 camadas sigma e somente estrutura termohalina da climatologia <i>Levitus et al.</i> [1994]. Experimento sem HORCON significa que não foi usado o cálculo de Smagorinsk, isto é, usou-se coeficiente AAM constante. . . . .	93
B.4	Relação dos experimentos realizados com contornos fechados. Batimetria real (sem correções), domínio (40°-15°)S (55°-25°)W e resolução de 1/6 de grau, 15 camadas sigma e somente a estrutura termohalina, sem vento.	94

- B.5 Relação dos experimentos realizados com contornos fechados. Batimetria real (suavizada), domínio (40°-15°)S (55°-25°)W e resolução de 1/6 de grau, 15 camadas sigma e somente a estrutura termohalina, sem vento. 95

# Capítulo 1

## Introdução

### 1.1 Padrões de Circulação do Atlântico Sudoeste

O Giro Subtropical do Atlântico Sul é limitado ao norte pela Corrente Sul Equatorial (CSE) e ao sul pela Corrente do Atlântico Sul (CAS). Em torno de  $12^{\circ}\text{S}$ , um ramo da CSE se separa como Corrente Norte do Brasil (CNB) fluindo para norte [Stramma, 1991; Silveira et al., 1994] e, o outro ramo como Corrente do Brasil (CB) fluindo para sul [Silveira et al., 1994]. Em seu percurso ao longo do contorno oeste, a CB vai bordejando a costa sudeste e sul do Brasil, separando-se da costa sul-americana nas proximidades de  $38^{\circ}\text{S}$ . Ao redor desta latitude, ou seja, na Região da Convergência Subtropical, a CB conflui com a Corrente das Malvinas, formando a Corrente do Atlântico Sul [Stramma et al., 1999]. Fechando, então, o Giro Suptropical do Atlântico Sul.

As correntes de contorno oeste são caracterizadas por seus fluxos intensos, estreitos e bem definidos, fluindo ao largo de margens continentais [Silveira et al., 2000]. Mas, segundo Signorini [1978] a CB é descrita como uma corrente fraca transportando cerca de 5,2 Sv em torno de  $22^{\circ}\text{S}$ , e em recentes medições realizadas por Campos et al. [1995] cerca de 7,3 Sv, próximo à Bacia de Santos (Tabela 1.1). A corrente análoga no Atlântico Norte, a Corrente do Golfo (CG), é muito mais intensa transportando cerca

de 70 à 100 Sv [Tomczak & Godfrey, 1994].

Tabela 1.1: Estimativas do Transporte de Volume e Velocidade Máxima da CB ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ). Esta tabela é uma versão atualizada daquela apresentada em *Silveira et al.* [2000].

Latitude (Sul)	Profundidade de Referência (m)	Transporte de Volume (Sv)	Velocidade Máxima ( $\text{m s}^{-1}$ )	Referência Bibliográfica
20°28'S	500/1000	3,8/6,8	0,52	<i>Evans et al.</i> [1983]
22°S	500/1300	5,2	0,19	<i>Signorini</i> [1978]
22°S	Correntômetro	2,4/8,1	-	<i>Lima</i> [1997]
23°S	500/1300	4,4	0,52	<i>Signorini</i> [1978]
23°S	550	2,2/2,7	0,49	<i>Miranda &amp; Castro</i> [1979]
23°S	Pegasus	11	0,50	<i>Evans &amp; Signorini</i> [1985]
23°S	Pegasus	6	0,70	<i>Garfield</i> [1990]
23°S	600/1300	10,1/10,9	-	<i>Stramma</i> [1989]
24°30'S	1300	7,5	0,25	<i>Fisher</i> [1963]
24°30'S	500/1300	14,0	0,62	<i>Signorini</i> [1978]
24°30'S	500/1000	4,1/7,8	0,31	<i>Evans et al.</i> [1983]
25°30'S	750	7,3	0,60	<i>Campos et al.</i> [1995]

A diferença entre o volume de água transportado pela CG e a CB, aparentemente, não se deve aos campos de ventos dos dois hemisférios. De acordo com *Zemba* [1991], esses campos não diferem tanto para que o transporte de Sverdrup estimado pelos campos de Tensão de Cisalhamento do Vento (TCV) em larga escala justifique tal diferença.

Se considerarmos que a circulação oceânica fosse apenas explicada pela tensão de

cisalhamento induzida pelo vento como proposta por Sverdrup, todas as correntes de contorno oeste deveriam apresentar a mesma intensidade. Entretanto, não observamos esta simetria de intensidades. De acordo com *Silveira et al.* [2000], uma tentativa de explicação pioneira para tal diferença partiu de *Stommel* [1965]. Separando a circulação oceânica em componentes “gerada pelo vento” e termohalina, *Stommel* [1965] creditou a diferença entre CB e CG à possibilidade da componente termohalina ter sentido oposto daquela gerada pelo vento no Atlântico Sul (Figura 1.1). No caso da CG, as componentes se somariam.

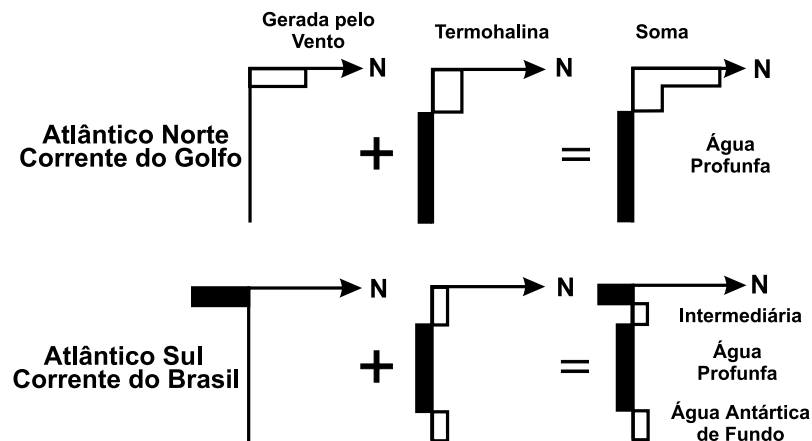


Figura 1.1: Representação esquemática da hipótese de Stommel para explicar a fraca intensidade relativa da Corrente do Brasil (painel inferior) comparativamente à Corrente do Golfo (painel superior). De acordo com *Stommel* [1965].

Como bem colocado por *Silveira et al.* [2000], a estrutura termohalina vertical da região Sudeste (SE) do Brasil é composta de massas de água que se aproxima do esquema proposto por *Stommel* [1965], conforme mostra o painel direito inferior da Figura 1.1. Ao longo dos três primeiros quilômetros da coluna de água escoam a Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA),



Água Circumpolar Superior (ACS) e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). A Figura 1.2 ilustra um diagrama de estado, com curvas T-S características dessas massas de água. Os dados hidrográficos foram obtidos através do Projeto Circulação Oceânica da Região Oeste do Atlântico Sul - COROAS.

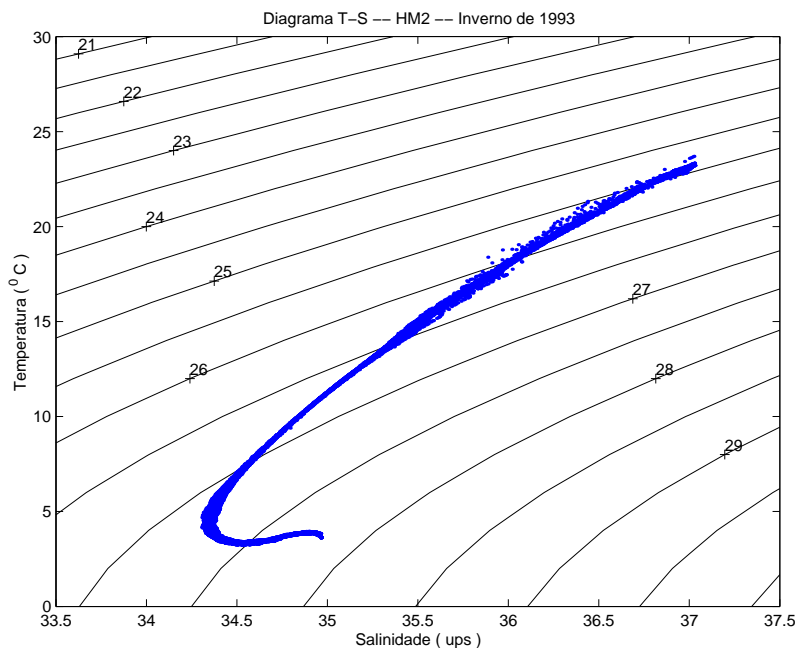


Figura 1.2: Diagrama T-S espalhado do Cruzeiro Coroas - Hm2 do Projeto “Circulação Oceânica da Região Oeste do Atlântico Sul - COROAS”, inverno de 1993. Cortesia de Sueli Godoi.

Prosseguindo, iremos tecer, inicialmente, alguns comentários sobre a região de formação e as características termohalinas das referidas massas de água. De acordo com *Emilson* [1961] a AT, característica da CB, é uma massa de água quente e salina, que ocupa a camada de superfície do Atlântico Sul Tropical. Características estas, decorrentes da intensa radiação solar e excesso de evaporação em relação à precipitação, predominantes nesta região. Transportada para sul pela CB, esta massa de água mistura-se

em seu percurso com águas de origem costeira com temperaturas e salinidades mais baixas. Ao largo do sudeste brasileiro os índices termohalinos que caracterizam a AT são aproximadamente 20°C e 36 ups (Fig. 1.2).

*Sverdrup et al.* [1942] introduzem que a ACAS é formada por afundamento das águas na região da Convergência Subtropical, e subsequente espalhamento ao longo da superfície de densidade adequada à seu ajustamento hidrostático. Fluindo na região da piconclina, a ACAS é caracterizada por temperaturas maiores que 6°C e menores que 20°C e salinidades entre 34,6 e 36 ups (Fig. 1.2). Na região sudeste da costa brasileira *Miranda* [1985] sugere 20°C e 36,20 ups como índice termohalino para a ACAS.

A região de formação da AIA encontra-se na Convergência Subantártica [*Wüst*, 1935; *Defant*, 1941]. De acordo com *Sverdrup et al.* [1942] os intervalos termohalinos da AIA são 3° - 6°C para temperatura e 34,2 - 34,6 ups para salinidade. Essa massa de água é caracterizada pelo mínimo de salinidade no Diagrama T-S (Fig. 1.2).

A APAN, formada no Atlântico Norte, apresenta valores de temperatura entre 3°C - 4°C e salinidades entre 34,6 - 35 ups (Fig. 1.2). Ao largo do SE brasileiro ocupa níveis entre 1500m e 3000m.

*Silveira et al.* [2000] fazem uma extensa revisão quanto ao padrão de circulação no Atlântico Sudoeste. Ao compilarem diversas informações elaboraram mapas representativos destes padrões nos níveis de 250 (Fig. 1.3), 800 (Fig. 1.4) e 2000 (Fig. 1.5) metros de profundidade, onde escoam a ACAS, AIA E APAN, respectivamente.

Observando o padrão de circulação em 250 metros de profundidade (Fig. 1.3), o qual foi delineado baseado nos resultados de *Reid* [1989] e *Stramma & England* [1999], nota-se que o escoamento da ACAS, em direção às baixas latitudes, não é um simples movimento para norte em nível piconclínico em toda Bacia do Oceano Atlântico Sul. A ACAS entra como parte do Giro Subtropical, circula com as Correntes do Atlântico Sul e Benguela, e atinge a costa da América do Sul transportada pela CSE. Observa-se uma similaridade com relação à circulação das correntes em superfície, isto é, há bifurcação

do escoamento da ACAS. Um ramo flui rumo ao equador, enquanto outro ramo deflete em direção ao sul.

De acordo com a revisão feita por *Silveira et al.* [2000], a localização exata da separação do fluxo da ACAS é incerta. Entretanto, os autores colocam que, parece existir consenso na literatura de que ao sul do Cabo de São Tomé (22°S), a ACAS flui para o sul ao largo da costa sudeste brasileira.

As primeiras evidências de tal padrão foram apresentadas por *Wüst* [1935] e *Defant* [1941]. Os resultados de *Wüst* [1935], via “Método do Núcleo”, levaram o autor a considerar a CB contida na troposfera oceânica, com espessura de 400-700 m ao largo do sudeste-sul brasileiro. Esta corrente seria então formada pela AT e ACAS. Na década seguinte, este resultado foi também confirmado por *Defant* [1941], o qual aplicou o método geostrófico.

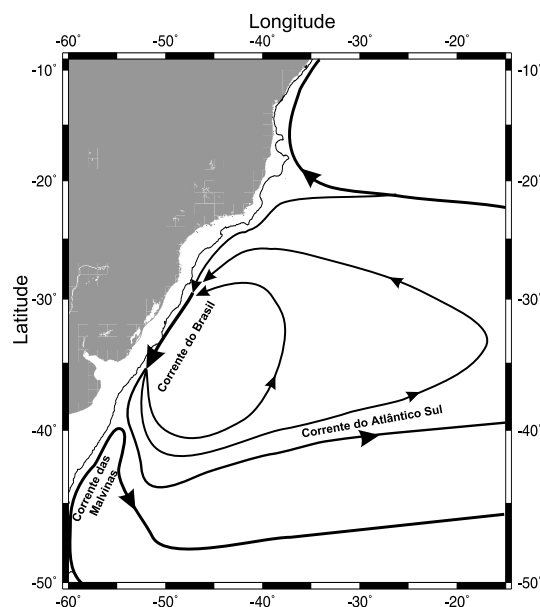


Figura 1.3: Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste ao nível de 250 m. De acordo com *Silveira et al.* [2000].

A Figura 1.4 esboça o padrão de circulação no Oceano Atlântico Sudoeste em 800 m de profundidade. Este padrão é resultado também de compilação realizada por *Silveira et al.* [2000] e baseado nos trabalhos de *Reid* [1989], *Stramma & England* [1999] e *Boebel et al.* [1999].

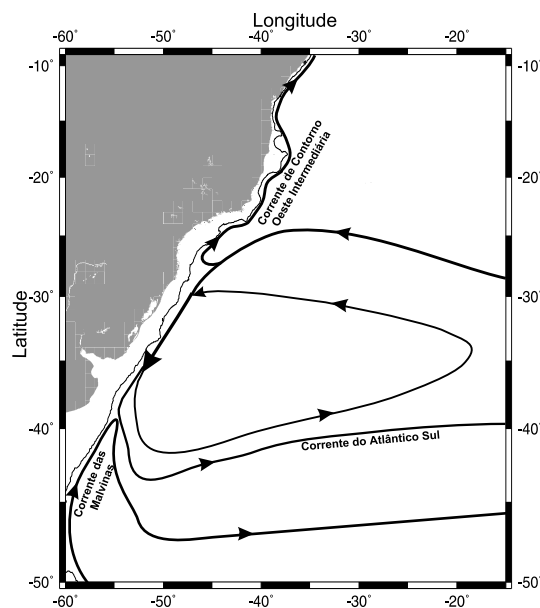


Figura 1.4: Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste ao nível de 800 m. De acordo com *Silveira et al.* [2000].

A configuração do padrão de circulação, Figura 1.4, afasta-se da imagem clássica sugerida pelos estudos pioneiros de *Wüst* [1935] e *Defant* [1941]. Estes pesquisadores colocaram que a AIA, formada na Convergência Subantártica, “espalhava-se” em níveis intermediários e fluía para o norte ao longo da borda oeste. No entanto, o que notamos é um padrão de circulação semelhante ao da ACAS, esboçado na Figura 1.3, mas deslocado  $5^\circ$  em direção ao sul.

Outra diferença importante em relação a figura clássica é que o escoamento associado a AIA junto a borda oeste se dá na forma de uma Corrente de Contorno Oeste Inter-

mediária (CCI). Essa corrente foi identificada pelos trabalhos de *Boebel et al.* [1997] e [1999]. Este último estudo, resultado da análise das trajetórias de 170 flutuadores de diversos tipos, mostrou que o eixo de bifurcação da AIA se dá em  $25^\circ$  S. Entretanto, a AIA flui, transportada pela CCI, para o norte desde o limite inferior da Bacia de Santos. Tal configuração de fluxo corrobora os estudos correntométricos de *Castro & Moreira* [1994], *Moreira* [1997] e *Müller et al.* [1998]

O padrão de circulação no Oceano Atlântico Sudoeste, ao nível de 2000 m (Fig. 1.5), elaborado por *Silveira et al.* [2000], com base em *Reid* [1989] e *Stramma & England* [1999], mostra que a APAN se apresenta como um fluxo organizado fluindo para o sul ao longo do contorno oeste até cerca de  $32^\circ$ S. Nesta latitude, pelo menos parte da corrente retorna em direção ao Equador [*Reid*, 1989]. Na literatura, esse fluxo é notadamente conhecido como Corrente de Contorno Oeste Profunda.

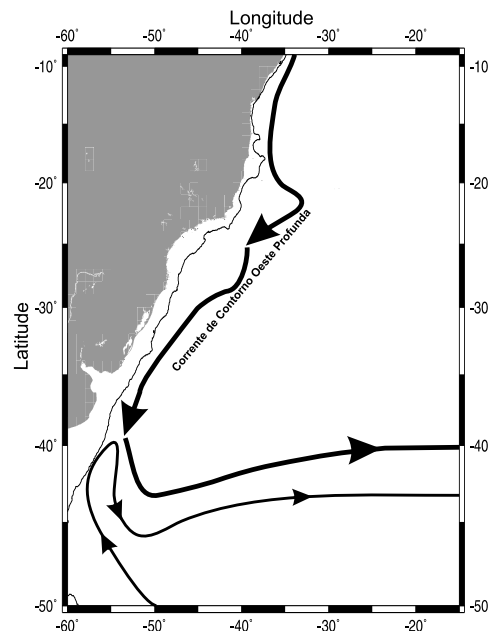


Figura 1.5: Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste ao nível de 2000 m. De acordo com *Silveira et al.* [2000].

## 1.2 Meandramento da Corrente do Brasil no SE Brasileiro

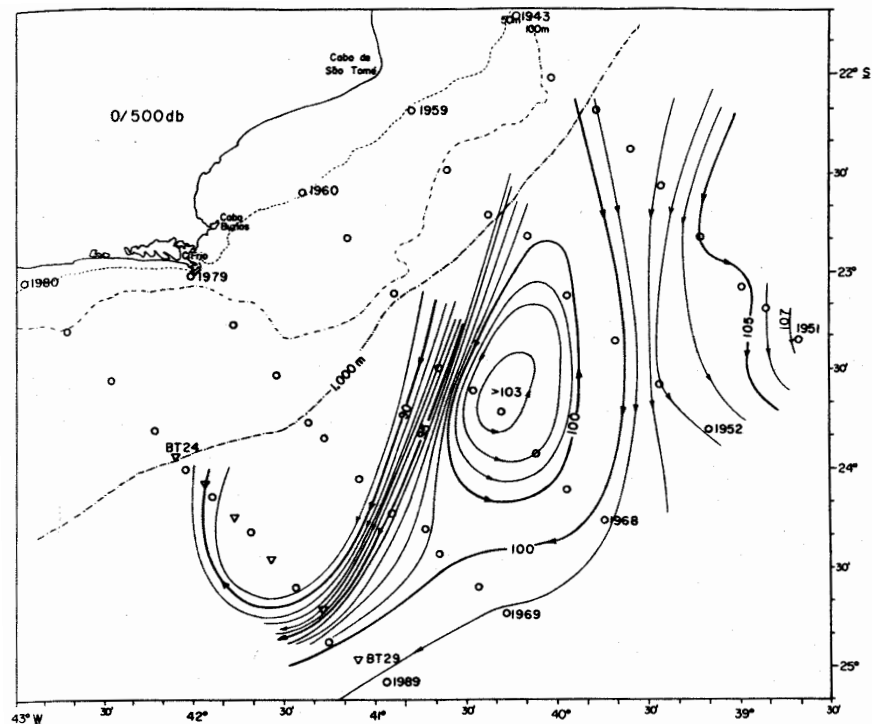


Figura 1.6: Vórtice ciclônico ao largo de Cabo Frio detectado na topografia dinâmica (relativamente a 500 db). De acordo com *Signorini* [1977].

A CB, enquanto flui ao largo do Sudeste Brasileiro, apresenta a formação de grandes meandros, que ocasionalmente se fecham em estruturas vorticiais anulares. A formação de estruturas tanto ciclônicas como anticiclônicas foi por diversas vezes descritas na literatura [*Mascarenhas et al.*, 1971; *Signorini*, 1977; *Garfield*, 1990 e *Campos et al.*, 1995 e 1996]. Em particular, um grande meandro ciclônico parece recorrente ao largo de Cabo Frio, como observado na Figura 1.6.

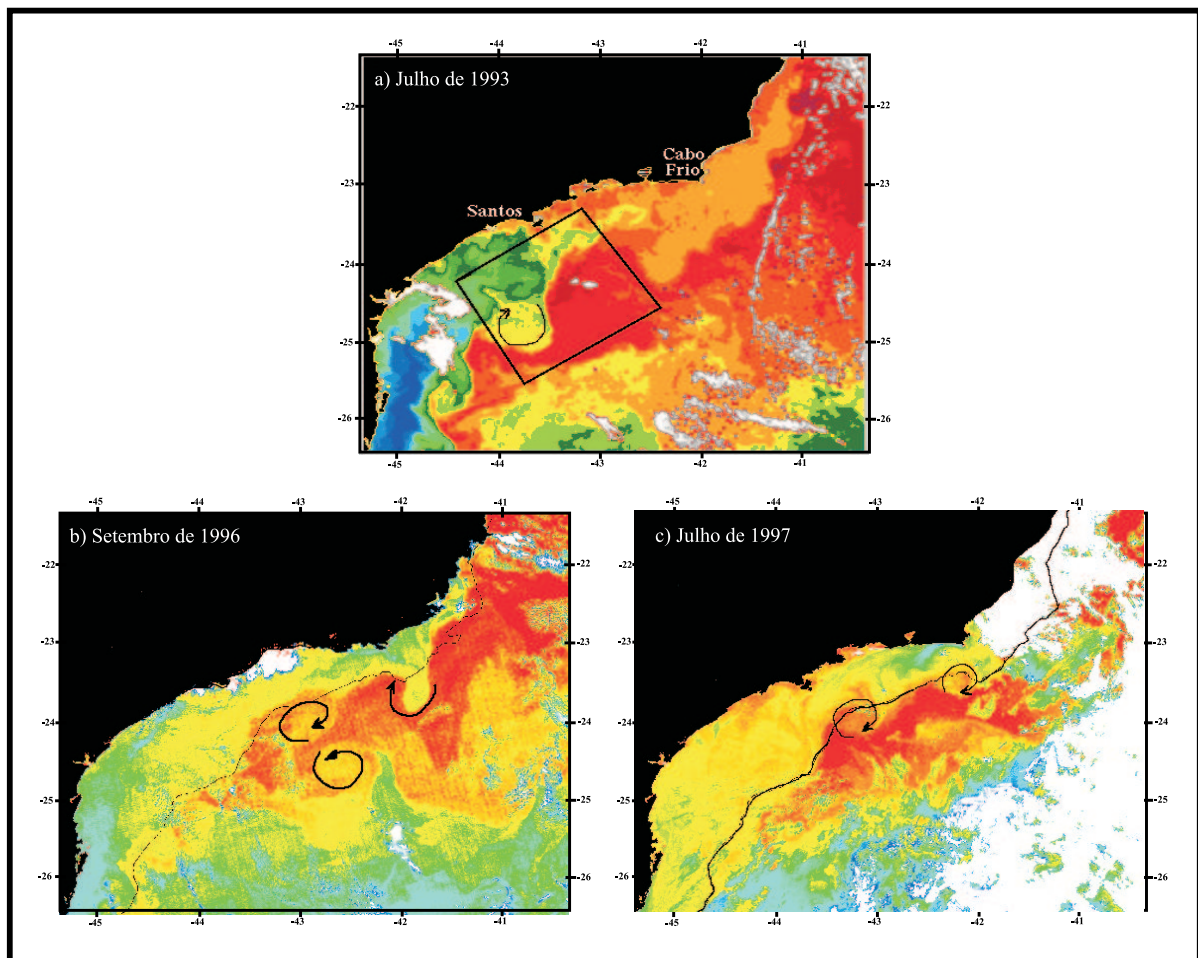


Figura 1.7: Imagens AVHRR da região sudeste do Brasil: (a) Julho de 1993; (b) Setembro de 1996; (c) Julho de 1997, onde as águas quentes (tons vermelhos) são características da CB e as ondulações configuram meandros (editados com o sentido de rotação). De acordo com *Velhote* [1998].

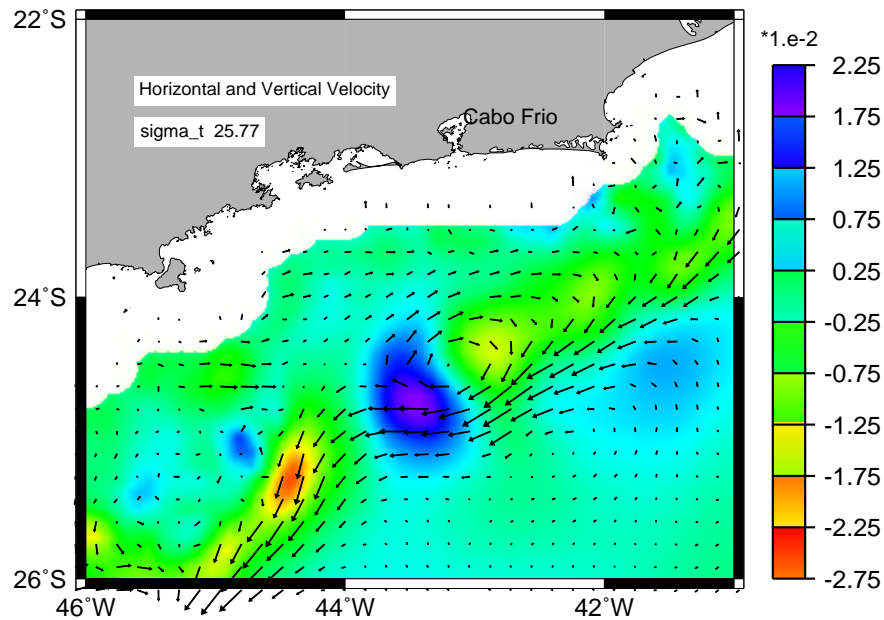


Figura 1.8: Vórtice ciclônico na Bacia de Santos simulado pelo MICOM. Os campos de velocidade horizontal (vetores) e vertical são apresentados, indicando que a água ressurgida na parte frontal do ciclone é advectada para águas rasas. De acordo com *Velhote* [1998].

*Campos et al.* [1995] ofereceram uma explicação dinâmica para a formação do Meandro de Cabo Frio e a ocorrência de um padrão ondulatório dentro da Bacia de Santos. Estes autores mencionam que, quando a costa brasileira muda de orientação (relativamente à direção norte-sul) em torno de Cabo Frio, o fluxo da CB, antes centrado em 1000 m, por inércia, atinge regiões mais profundas do talude continental. Como consequência há um estiramento da coluna de água e a CB adquire vorticidade ciclônica. Ao entrar na Bacia de Santos, a CB tenta se realinhar à isóbata de 1000 m, atinge regiões mais rasas e ganha vorticidade anticiclônica. O resultado destes sucessivos estiramentos e compressões da coluna de água seria de uma onda de Rossby topográfica superposta ao fluxo básico, o qual é representado pela CB. Esse padrão de meandros



ciclônicos e anticiclônicos fica evidente na inspeção de imagens AVHRR (Fig. 1.7). Existe uma farta evidência observacional e suposições físicas, baseadas em argumentos de conservação de vorticidade potencial, que explicam o meandramento ao sul de Cabo Frio. Mas poucos são os estudos dinâmicos nesta região [Velhote, 1998; Gonçalves, 2000 e Campos *et al.*, 2000]. Destes, destacam-se as simulações numéricas de Velhote

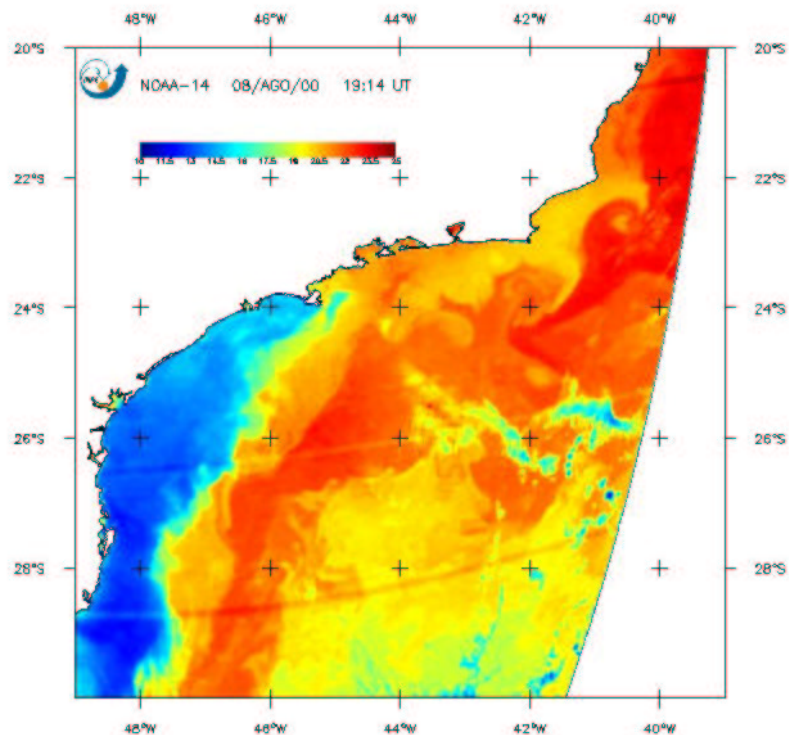


Figura 1.9: Imagem AVHRR da região sudeste do Brasil. As águas quentes são características da Corrente do Brasil e as ondulações configuram meandros. De acordo com *Silveira & Lima* [2001].

[1998], a qual utilizou o Modelo de Coordenadas Isopicnais da Universidade de Miami (MICOM). Esta autora especulou sobre a participação de vórtices ciclônicos no supri-

mento de ACAS para a região da plataforma (Fig. 1.8). Sugere, também, um possível aprisionamento de um vórtice ciclônico advectado pela CB devido à topografia, com consequente fortalecimento da estrutura.

Mais recentemente, *Silveira & Lima* [2001] descreveram que a CB meandra intensamente ao norte de Cabo Frio. Antes da severa mudança na inclinação de costa e alterações na largura da plataforma, nos entornos de Cabo Frio, a CB desenvolve meandros dentro da Bacia de Campos. *Silveira & Lima* [2001] mencionam que a formação do meandro ciclônico ao largo do Cabo de São Tomé (Fig. 1.9) pode ser tão recorrente quanto o meandro de Cabo Frio.

### 1.3 Evidências de Instabilidade

Em termos dinâmicos, os argumentos de conservação de vorticidade potencial de *Campos et al.* [1999] e a ocorrência do meandro de São Tomé não justificam a amplitude dos meandros na CB. *Silveira & Lima* [2001] colocam a questão de que, é necessário um mecanismo de instabilidade geofísica para explicar como uma corrente tão fraca, como a CB, transportando apenas 6-10 Sv na região, consegue meandar tão vigorosamente, com as amplitudes dos meandros crescendo temporalmente e se fechando em vórtices. Tal energético meandramento é observado em correntes muito mais intensas, como a Corrente da Flórida que transporta cerca de 70 Sv [*Tomczak & Godfrey*, 1994] e se estende por toda a coluna d'água. Já a CB está confinada, no máximo, aos primeiros 500 metros de profundidade, apresentando velocidades máximas em superfície, em torno de  $0,5-0,7 \text{ m s}^{-1}$  e largura com cerca de 120 Km. Isto parece indicar, como pouco provável, que a instabilidade barotrópica (ou instabilidade de cisalhamento horizontal) ocorra sozinha na CB nesta região.

*Silveira & Lima* [2001] então sugerem que o aumento da intensidade do cisalhamento vertical devido à presença da CCI subjacente a CB poderiam fazer que instabilidade baroclínica seja possível na região da Bacia de Campos. Com o intento de verificar se o

sistema CB-CCI é baroclinicamente intável, os autores utilizaram seções de CTD numa radial em 22,5° S.

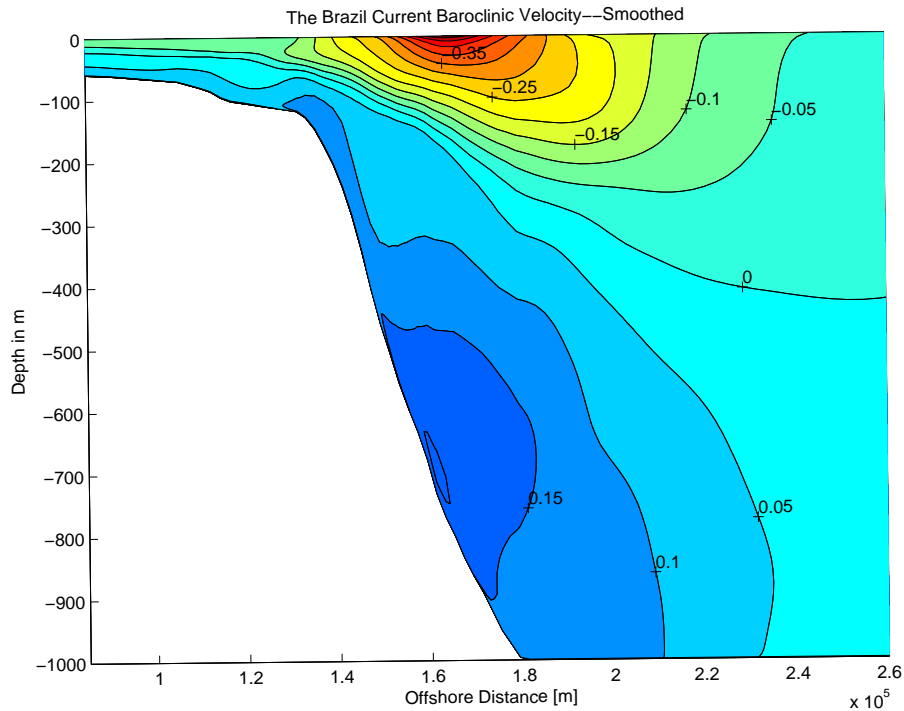


Figura 1.10: Seção de velocidade em 22,5° S obtida com a versão seccional do POM. De acordo com *Silveira & Lima* [2001].

Estes pesquisadores, empregando a versão seccional do Modelo Ocêânico da Universidade de Princeton (*Princeton Ocean Model*, POM), obtiveram uma seção vertical do campo de velocidades geostróficas baroclínicas (Fig. 1.10). Em seguida, aplicaram o modelo de instabilidade unidimensional de *Johns* [1988] para verificar as condições necessárias à instabilidade baroclínica. A Figura 1.11 mostra os perfis verticais da frequência de Brunt-Väisällä média (painel esquerdo), da velocidade meridional  $V$  (painel central) e do gradiente zonal de vorticidade potencial básica média  $\partial Q/\partial x$  (painel direito).

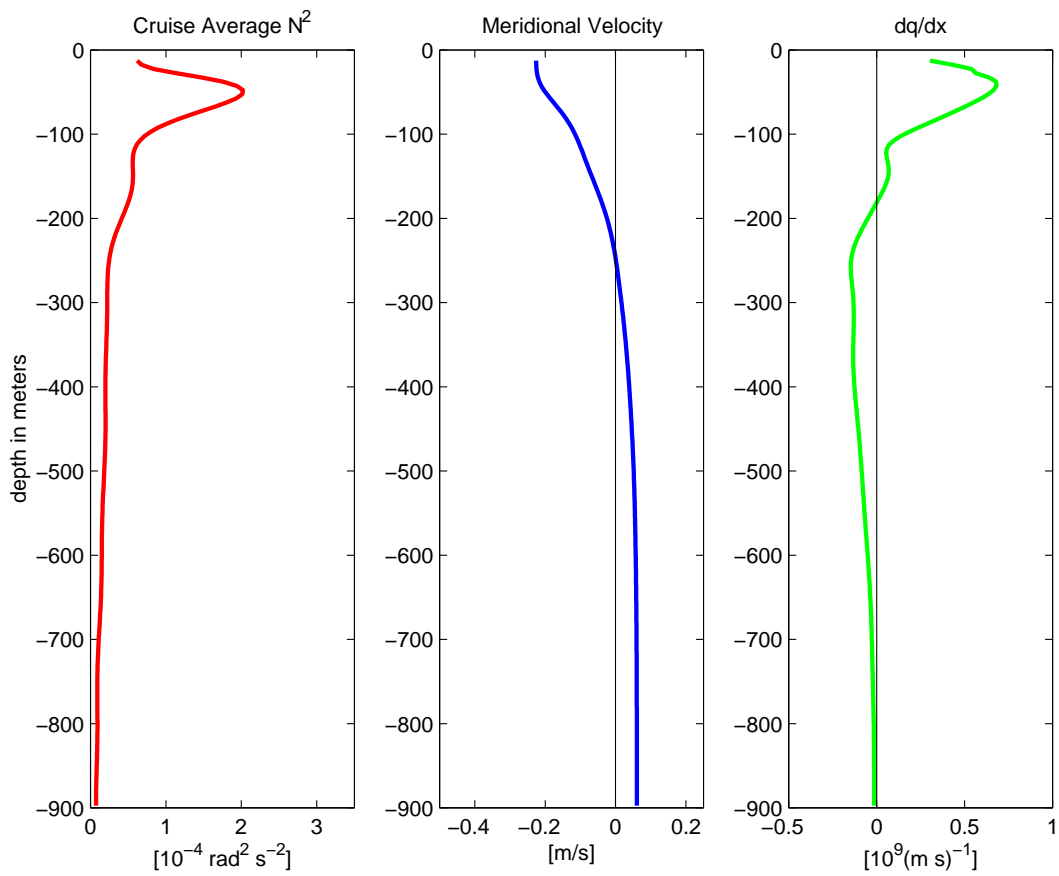


Figura 1.11: Perfis verticais de frequência de Brunt-Väisällä média (painel esquerdo), de velocidade meridional  $V$  (painel central) e de gradiente zonal de vorticidade potencial básica média  $\partial Q/\partial x$  (painel direito). De acordo *Silveira & Lima* [2001].

A teoria linear de estabilidade prevê que o escoamento poderá ser baroclinicamente instável se  $\partial Q/\partial x$  trocar de sinal entre a superfície e o fundo, o que é verificado em seus resultados. Portanto, a descrição que, ao largo do talude/sopé continentais, um sistema formado pela CB e CCI pode ser baroclinicamente instável, fica evidente. Este sistema possivelmente pode prover o cisalhamento vertical necessário para que uma fraca corrente como a CB se instabilize e meandre tão vigorosamente como observado.

O estudo recente de *Silveira & Lima* [2001] contribui para explicar a dinâmica da formação dos meandros da CB ao largo do Sudeste Brasileiro. Entretanto, oferece uma figura tradicional de perturbações crescendo sobre o fluxo básico do sistema CB-CCI. Faz-se necessário a verificação, através de um cenário dinâmico, da importância do cisalhamento adicional à CB devido a CCI e a evolução não linear do sistema, que pode conduzir ao destacamento das estruturas vorticais. Levantar o papel da batimetria nesse processo de meandramento no sistema de corrente geofisicamente instável, também, faz-se relevante.

## 1.4 Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é a investigação da formação do meandramento e de vórtices da CB entre Cabo de São Tomé (22° S) e o Cabo de Santa Marta (28° S). Especificamente, busca-se:

- Compreender o papel do cisalhamento vertical do sistema CB-CCI entre a quebra de plataforma e o sopé continental, no desenvolvimento dos meandros de amplitude finita observados na região de interesse.
- Avaliar a influência da topografia de fundo, em particular da largura de plataforma e do talude no processo de meandramento.

Para alcançar estes objetivos elaboramos simulações numéricas utilizando a versão tridimensional do POM. No intuito de avaliar o efeito da estrutura vertical do sistema CB-CCI, desenhamos dois elencos de experimentos: um puramente forçado pela tensão de cisalhamento do vento; outro, onde é imposto um escoamento associado à circulação termohalina. Dentro deste último elenco, também consideramos experimentos em que a topografia de fundo é substituída simplesmente por um oceano de fundo plano, limitado por uma parede vertical acompanhando a isóbata de 50 m. Desta forma, almejamos adicionar a evolução temporal e espacial do problema levantado por *Campos et al.* [1999] e *Silveira & Lima* [2001], fornecendo inferências sobre a frequência de formação, destacamento, propagação desses meandros e vórtices tridimensionalmente.

# Capítulo 2

## Descrição do modelo numérico

### 2.1 O Modelo Oceânico da Universidade de Princeton

O Modelo Oceânico da Universidade de Princeton (POM) é o modelo escolhido como ferramenta para explorar a dinâmica dos meandros da CB neste trabalho. É um modelo tri-dimensional, não-linear, que integra as equações primitivas do movimento pelo processo de diferenças finitas. Originalmente desenvolvido por George Mellor e Alan Blumberg em 1977, o POM é escrito em fortran 77 e basicamente constituído pelas equações de conservação de momento, massa, temperatura potencial ( $\theta$ ) e salinidade (S). As características do modelo, são baseadas em *O'Connor* [1991], *Mellor* [1998] e *Campos* [1999]. Dentre as mais importantes, citamos:

- Inclui, de forma completa, os termos não lineares;
- Possui um submodelo de fechamento turbulento [*Mellor & Yamada, 1974*], que calcula os coeficientes de viscosidade turbulenta vertical, com intuito de reproduzir, de forma mais realística as camadas de Ekman de superfície e de fundo;

- Utiliza equações discretizadas usando uma diferenciação com grade tipo C de Arakawa;
- Admite diferentes resoluções espaciais horizontais, especificando um maior número de pontos de grade em regiões que requeiram maior resolução;
- Adota o sistema de coordenadas “sigma”, como sistema de coordenadas verticais, que é escalonada de acordo com a profundidade da coluna de água, mantendo inalteradas as demais coordenadas horizontais  $x$  e  $y$ . As coordenadas sigma são definidas de acordo com

$$\sigma = \left( \frac{z - \eta}{D} \right) \quad (2.1)$$

$$D(x_*, y_*, t_*) = H(x_*, y_*) + \eta(x_*, y_*, t_*), \quad (2.2)$$

onde  $H$  é a profundidade da coluna d’água,  $D$  é profundidade local e  $\eta$  é a elevação de superfície. Os subscritos  $*$  indicam que as coordenadas zonal e meridional estão avaliadas ao longo de uma superfície sigma, e passarão a ser omitidos. As coordenadas sigma são especialmente úteis em regiões de grandes gradiente batimétricos; e

- Apresenta uma superfície livre e dois intervalos de tempo distintos, um para o modo externo e outro para o modo interno. O modo externo (barotrópico) é bidimensional e usa um intervalo de tempo menor, baseado na condição de estabilidade computacional de *Courant-Friedrichs-Levy* (CFL). O modo interno (baroclínico) é tridimensional e usa um intervalo de tempo mais longo.

### 2.1.1 Equações Governantes

É estruturado considerando as equações primitivas do movimento. O sistema de coordenadas cartesianas ortogonais admite valores positivos de  $x$  em direção à leste e



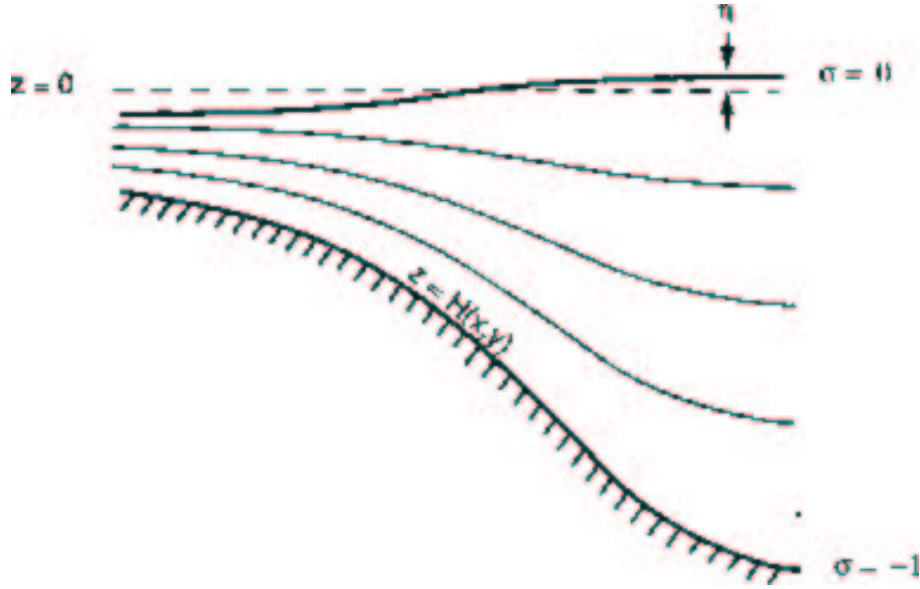


Figura 2.1: O sistema de coordenadas sigma. De acordo com *Campos* [1999].

de  $y$  em direção à norte. A coordenada vertical  $\sigma$  de acordo com a Eq. (2.1) e a Figura 2.1 varia de  $\sigma = 0$  em superfície  $z = \eta(x, y, t)$ , e  $\sigma = -1$  junto ao fundo  $z = -H(x, y)$ . As equações hidrodinâmicas que compõem o modelo, cujas as variáveis estão definidas na Tabela 2.1, são:

- Equação da continuidade

$$\frac{\partial UD}{\partial x} + \frac{\partial VD}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0, \quad (2.3)$$

- Componentes zonal, meridional e vertical da equação de conservação do momento linear

$$\begin{aligned} & \frac{\partial UD}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UV D}{\partial y} + \frac{\partial UW}{\partial \sigma} - fVD + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ & + gD^2 \int_{\sigma}^0 \left( \frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right) = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right) + F_x, \end{aligned} \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial VD}{\partial t} + \frac{\partial UV D}{\partial x} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial VW}{\partial \sigma} + fUD + gD \frac{\partial \eta}{\partial y}$$

$$+ gD^2 \int_{\sigma}^0 \left( \frac{\partial \rho'}{\partial y} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right) = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) + F_y, \quad (2.5)$$

$$W = w + U \left( \sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + V \left( \sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) + \sigma \frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial t}; \quad (2.6)$$

conservação da temperatura potencial

$$\frac{\partial \theta D}{\partial t} + \frac{\partial \theta U D}{\partial x} + \frac{\partial \theta V D}{\partial y} + \frac{\partial \theta W}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_H}{D} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \right) + F_{\theta} - \frac{\partial R}{\partial z}; \quad (2.7)$$

conservação da salinidade

$$\frac{\partial S D}{\partial t} + \frac{\partial S U D}{\partial x} + \frac{\partial S V D}{\partial y} + \frac{\partial S W}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) + F_S - \frac{\partial R}{\partial z}; \quad (2.8)$$

equação de estado da água do mar

$$\rho = \rho(S, \Theta, P). \quad (2.9)$$

A equação (2.9) é responsável pelo fechamento do sistema de equações, ficando assim um sistema de 7 equações com 7 incógnitas ( $U, V, W, \rho, S, \Theta, P$ ). Os termos de atrito turbulento  $F_x, F_y, F_S$  e  $F_{\Theta}$  possuem escalas menores que o espaçamento de grade do modelo, não podendo ser resolvido pelo modelo. Tais termos, então, são resolvidos utilizando

$$F_{x^*} = \frac{\partial}{\partial x^*} \left( 2A_M \frac{\partial U}{\partial x^*} \right) + \frac{\partial}{\partial y^*} \left[ A_M \left( \frac{\partial U}{\partial y^*} + \frac{\partial V}{\partial x^*} \right) \right] \quad (2.10)$$

$$F_{y^*} = \frac{\partial}{\partial x^*} \left[ A_M \left( \frac{\partial U}{\partial y^*} + \frac{\partial V}{\partial x^*} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y^*} \left( 2A_M \frac{\partial V}{\partial x^*} \right) \quad (2.11)$$

$$F_{\Theta^*, S^*} = \frac{\partial}{\partial x^*} \left[ A_H \frac{\partial(\Theta, S)}{\partial x^*} \right] + \frac{\partial}{\partial y^*} \left[ A_H \frac{\partial(\Theta, S)}{\partial y^*} \right]. \quad (2.12)$$

O coeficiente  $A_M$  é calculado pelo método de Smagorinsky :

$$A_M = C \Delta x \Delta y \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial x} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.13)$$

O coeficiente  $A_M$  é representado no modelo como a variável AAM, bem como a constante  $C$ , que atua na Eq. (2.13) como um peso, é representada no modelo pela variável HORCON. Esses dois parâmetros são importantes, e frequentemente mudados para ajustamento dos cálculos de viscosidade lateral e difusão turbulenta no modelo.

A pressão em uma profundidade  $z$  pode ser obtida pela integração da equação (2.6), de  $z$  até a superfície livre  $\eta$  :

$$P(x, y, z, t) = P_{atm} + g\rho_0\eta + g \int_z^0 \rho(x, y, z', t) dz'. \quad (2.14)$$

Os coeficientes verticais de mistura  $K_M$  e  $K_H$ , contidos nas equações do movimento são calculados a partir de um esquema de segunda ordem.

### 2.1.2 O Esquema Numérico

A discretização do modelo apresenta a forma do esquema numérico conhecido na literatura como *leap frog*, dividido em duas partes distintas: o modo externo e o modo interno. O cálculo do modo externo está contido no programa principal do modelo e o modo interno nas subrotinas do modelo.

No esquema de diferenciação *leap frog*, há geração de um modo computacional com comprimento de onda  $2\Delta l$ , isto é, duas vezes o espaçamento de grade. Para minimizar este problema, o POM utiliza um filtro temporal de *Asselin* [1972], aplicado à cada passo de tempo, de acordo com a expressão

$$A_s = A + \frac{\alpha}{2} (A^{n+1} + 2A^n + A^{n-1}), \quad (2.15)$$

onde  $A$  representa uma variável genérica do modelo,  $A_s$  a variável genérica alisada e  $\alpha$  o coeficiente usado no filtro.

Neste trabalho, com o intuito de minimizar ruídos numéricos, implementamos um filtro espacial, para as velocidades e elevação de superfície. Foram testados dois filtros: um filtro de quatro pontos de grade e um filtro de nove pontos de grade [*Asselin*,

Tabela 2.1: Tabela dos símbolos utilizados nas equações

definição	símbolo	unidade
$U, V$	componentes da velocidade horizontal em coordenadas sigma	(m s <sup>-1</sup> )
$W$	componente da velocidade vertical em coordenadas sigma	(m s <sup>-1</sup> )
$w$	componente normal à superfície sigma da velocidade vertical	(m s <sup>-1</sup> )
$f$	parâmetro de Coriolis	(s <sup>-1</sup> )
$\rho_0$	densidade de referência	(kg m <sup>-3</sup> )
$\rho$	densidade “in situ”	(kg m <sup>-3</sup> )
$P$	pressão	(N m <sup>-2</sup> )
$K_M$	coeficiente cinemático vertical de viscosidade turbulenta	(m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> )
$K_H$	coeficiente cinemático vertical de difusão turbulenta de calor e sal	(m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> )
$\Theta$	temperatura potencial	(°C)
$S$	salinidade	(UPS)
$F_x, F_y, F_S, F_\Theta$	componentes dos termos de atrito turbulento	
$A_M$	coeficiente cinemático horizontal de viscosidade turbulenta	(m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> )
$A_H$	coeficiente cinemático horizontal de difusão turbulenta de calor e sal	(m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> )
$q^2/2$	Energia cinética turbulenta	(m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> )
$l$	Escala característica de comprimento para o movimento turbulento	(m)
$\Delta x$ e $\Delta y$	Espaçamento de grade na horizontal	(m)

1972]. Este último apresentou resultados melhores que o primeiro. Esse tipo de filtro elimina ondas de período  $2\Delta T$ , como o filtro temporal apresentado acima. Segundo *Kowalik* [1993], para filtrar estes ruídos de comprimento  $2\Delta l$  aplicamos a cada passo de integração a equação:

$$\begin{aligned} \tilde{F}_{i,j} = & F_{i,j} + 0.5\nu(1 - \nu)(F_{i-1,j} + F_{i+1,j} + F_{i,j-1} + F_{i,j+1} - 4F_{i,j}) \\ & + 0.25\nu^2(F_{i+1,j-1} + F_{i-1,j-1} + F_{i-1,j+1} + F_{i+1,j+1} - 4F_{i,j}), \end{aligned} \quad (2.16)$$

onde  $\tilde{F}_{i,j}$  é a variável filtrada.

### 2.1.3 Interação dos Modos Externo e Interno

O modo externo, ou barotrópico, é calculado no programa principal, permitindo a resolução das variáveis elevação de superfície e velocidades integradas verticalmente (ou barotrópicas). O modo interno, ou baroclínico, resolve as variáveis temperatura, salinidade, velocidades baroclínicas e as quantidades turbulentas.

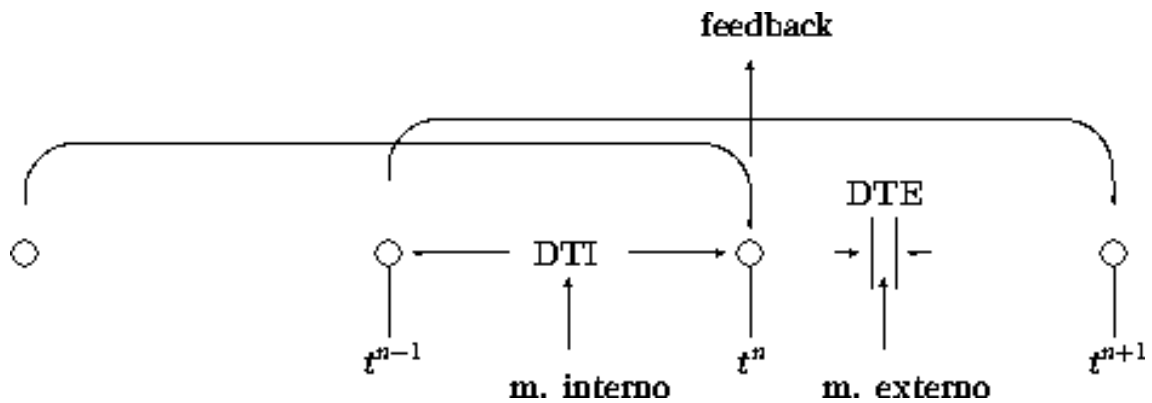


Figura 2.2: Interação entre o modo interno e o modo externo. De acordo com *Campos* [1999].

O processo de integração dos modos interno e externo, como mostra a Figura 2.2, assume que todas as variáveis são conhecidas nos instantes de tempo  $t^{n-1}$  e  $t^n$ , essa

diferença de tempo representa o passo de integração do modo interno (DTI). Como o passo de integração do modo externo (DTE) é menor que no modo interno (DTI), os cálculos para o modo barotrópico são feitos sucessivamente até que  $t=t^{n+1}$  seja alcançado. Os valores envolvendo a forçante baroclínica e os termos advectivos são fornecidos para a resolução do modo externo, juntamente com a tensão de cisalhamento de fundo. Por sua vez, os valores das variáveis barotrópicas são fornecidas em  $t = t^n$  para a resolução do modo baroclínico. Este é o processo de *feedback*, representado na Figura 2.2, que exemplifica a interação dos modos interno e externo durante a integração do POM.

#### 2.1.4 Integração Numérica

A integração numérica utiliza uma grade “C” de Arakawa [Campos, 1999]. A Figura 2.3 mostra a grade nos modos: externo e interno. A quantidade esquemática Q representa as variáveis :  $K_M$ ,  $K_H$ ,  $q^2$  e  $q^2l$ . Neste caso, a quantidade esquemática T representa  $\Theta$ , S e  $\rho$  [Mellor, 1998]. As variáveis de velocidade, tanto baroclínicas como barotrópicas, são calculadas nas bordas do elemento de grade, as velocidades zonais na parte horizontal da grade e as velocidades meridionais na parte vertical. As demais quantidades são calculadas no centro da grade.

#### 2.1.5 Condições de Contorno

Com intuito de atender os elencos de experimentos propostos na Seção 1.4, necessitamos empregar condições de contorno tanto abertas quanto fechadas em nossas implementações do POM. As condições de contorno abertas são especialmente úteis quando basicamente se objetiva satisfazer duas condições: um contorno “transparente”, ou seja, que permita que as ondas geradas no interior do domínio sejam propagadas para fora, com o mínimo de reflexão na borda; a segunda, é permitir a inclusão de forçantes externas que irão representar a interação entre a região modelada e o oceano adjacente

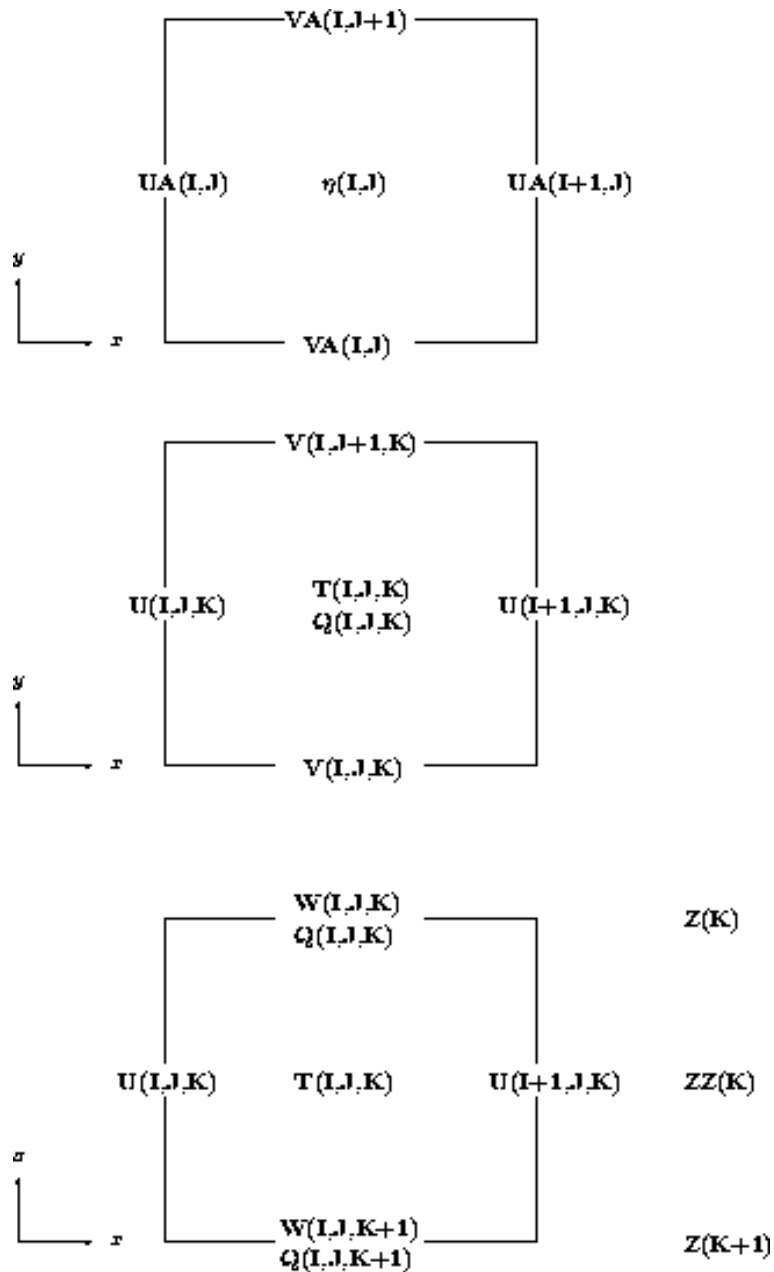


Figura 2.3: Esquema da grade tri-dimensional “C” de Arakawa para os modos interno (painel superior) e externo (painéis inferiores). De acordo com *Campos* [1999].

[Velhote, 1998; Fetter, 1999].

Nos experimentos onde empregamos contornos fechados, os limites do domínio são tratados como barreiras físicas (“paredes”) cerceando a área oceânica correspondente ao giro subtropical do Atlântico Sul. Assim, utilizamos na borda junto ao continente, as condições de não escorregamento (no slip), onde ambas as velocidades, normal e paralela ao contorno físico, são nulas. Além de colocarmos as bordas relativamente longe da região de interesse, elaboramos camadas-esponja para absorver as ondas de Kelvin, eventualmente, geradas junto aos contornos.

Nos experimentos onde condições de contorno abertas foram utilizadas, para o campo de elevação de superfície, empregamos a condição de contorno conhecida como de “não gradiente”, isto é, valores da elevação de superfície nos contornos norte, sul e leste, serão sempre iguais ao valor calculado imediatamente interior ao contorno. Para os campos de velocidades, tanto baroclínicas quanto barotrópicas, empregamos condições de contorno radiacionais conhecidas como “Onda de Gravidade Explícita”, baseada na equação de Sommerfeld [Palma & Matano, 1998 ; Chapman, 1985]

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} \pm C \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \quad (2.17)$$

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

Para os campos de temperatura potencial e salinidade foram elaboradas condições de contornos distintas para as bordas sul, norte e leste. Nos contornos leste e sul, mantivemos as mesmas condições radiacionais acima citadas. Na borda norte, implementamos as condições de contorno propostas por Blumberg & Kantha [1985], e conhecidas na literatura como “Condição Parcialmente *Clamped*”. Estas permitem, além do filtro radiacional, baseado também na Eq. (2.16), a inclusão de uma “forçante” na equação. Desta maneira, as variáveis termohalinas nos contornos norte e sul variam de tal forma que, nas proximidades das bordas os valores de temperatura e salinidade tendam a valo-



res impostos, filtrando as ondas de comprimento mais curtos. Formalmente a condição para esses contornos obedece à expressão

$$\frac{\partial\phi}{\partial t} \pm C \frac{\partial\phi}{\partial x} = \frac{\phi - \phi_k}{t_f}, \quad (2.18)$$

onde  $\phi_k$  é o valor imposto de  $\phi$  na borda (no caso  $\phi_k$  representa o valor de  $\theta$  ou  $S$  segundo a climatologia);  $t_f$  é o tempo estimado de convergência de  $\phi$  para  $\phi_k$  que determina o valor da variável prognóstica na borda. Notemos que a medida que  $t_f$  tende a zero, a condição de contorno corresponde a uma condição fechada. Por outro lado, se  $t_f$  tende a um valor muito grande a condição corresponde a uma radiacional pura.

## 2.2 Critério de Estabilização

Neste trabalho, pretendemos analisar a dinâmica de sistemas de correntes instáveis. Como comentado no Capítulo 1, o crescimento de ondas instáveis se dá sobre um escoamento médio. Logo, para que os resultados do modelo sejam analisados sob essa ótica, livre da interferência de soluções transientes, devido à inicialização do modelo e ajustamento do oceano modelado, urge que definamos um critério de “estabilização”. Em nosso caso, adotamos como tal critério o cálculo da energia cinética média proposto por *Miller* [1995]. Esse cálculo é feito, a cada passo de tempo externo, através da expressão

$$\bar{K} = \frac{1}{\mathcal{A}} \int \int \rho \left[ \frac{(u^2 + v^2)}{2} \right] dx dy, \quad (2.19)$$

onde  $\bar{K}$  é energia cinética média e  $\mathcal{A}$  é a área da bacia oceânica modelada.

## 2.3 Grade do Modelo e Batimetria

Os dados batimétricos, para os dois conjuntos de experimentos, foram extraídos do conjunto de dados ETOPO-5 do *National Center of Geophysical Data* (E.U.A) e combinados a um segundo arquivo de batimetria, gerado e gentilmente cedido pelo Comte. José Helvécio Moraes de Rezende do Departamento Nacional de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil (DHN/MB). Este segundo arquivo foi feito a partir da digitalização de cartas náuticas e corresponde à região de  $20^\circ - 30^\circ$  S e de  $39^\circ - 50^\circ$  W da plataforma continental. A combinação entre os dois conjuntos foi necessário, devido a pouca resolução dos dados da fonte ETOPO-5 na região próxima à margem continental. Na região acima de  $19^\circ$  S simplificamos a batimetria de forma a não gerar grandes interferências do fluxo imposto na borda norte com a topografia. Desta forma, induzimos a não formação de instabilidades junto ao contorno, deixando que as instabilidades se formem principalmente na área de estudo.

A nova batimetria obtida foi, então, interpolada segundo a resolução horizontal especificada para o modelo que corresponde a uma grade regular de  $\frac{1}{6}^\circ$ . Essa resolução, referenciada na literatura como “eddy permitting”, permite a formação de vórtices e foi adotada para que o tempo computacional fosse otimizado durante o período de realização dos experimentos. O espaçamento da grade permanece constante na dimensão horizontal. Verticalmente, a profundidade da área de estudo será truncada à 2000m de profundidade, correspondente à região do sopé continental na área de interesse. Aplicamos um filtro gaussiano para suavizar alguns gradientes batimétricos, eventualmente acentuados na parte extraída do banco de dados ETOPO-5.

Devemos enfatizar que nosso objetivo é a investigação dos níveis de superfície, picnológico e intermediário, excluindo-se portanto a circulação abissal. A resolução vertical do modelo dispõe de 15 camadas sigma ( $\sigma$ ), onde as cinco primeiras correspondem a 10% da espessura da profundidade local e as outras estão distribuídas ao longo do restante da coluna d’água.

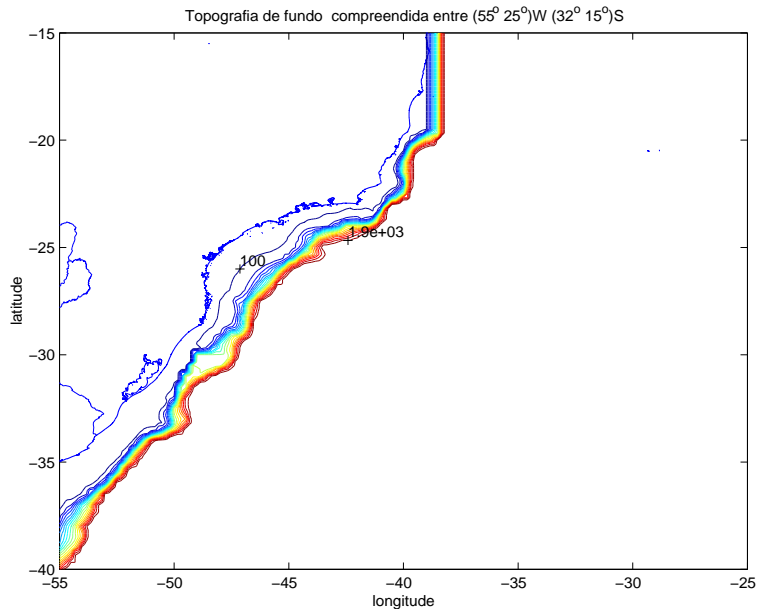


Figura 2.4: Domínio do modelo: região do Giro Subtropical do Atlântico Sul

Para os experimentos forçados por um vento idealizado os contornos permaneceram fechados, numa região delimitada entre (15° e 40°)S e (25° e 55°)W, que constituem os limites aproximados do giro subtropical. Desta maneira, a região de interesse em nosso estudo, que se localiza entre o Cabo de São Tomé (22° S) e o Cabo de Santa Marta Grande (28° S), ocupa a porção central do domínio. Os efeitos de borda, gerados devido aos contornos fechados, portanto não influenciam a resposta do modelo na área de interesse. A região de domínio e a representação tri-dimensional da batimetria são apresentadas nas Figuras 2.3 e 2.4.

O domínio dos experimentos com contornos abertos, discutidos nesta dissertação, no qual impomos escoamentos geostróficos nas bordas, foi elaborado a partir da mesma região do experimento com contornos fechados, sendo que o limite sul foi estabelecido em 32° S. Desta forma, conseguimos excluir a região de confluência Brasil-Malvinas, o que simplifica a implementação dos escoamentos no contorno.

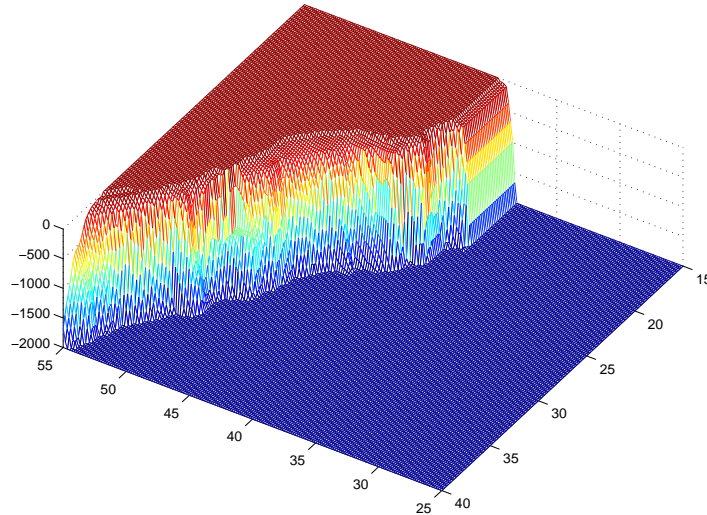


Figura 2.5: Grade batimétrica com  $\frac{1}{6}^\circ$  para o domínio do modelo.

## 2.4 Estrutura Termohalina

Os campos climatológicos das propriedades hidrográficas utilizados na inicialização dos experimentos numéricos foi extraída a partir do *World Ocean Atlas 1994* - WOA94, elaborada por *Levitus et. al.* [1994] do “National Oceanographic Data Center”. Este conjunto de dados foi construído a partir de observações realizadas por diferentes instrumentos de medida, como: XBT, MBT, CTD de alta resolução e CTD de baixa resolução, e interpolados otimamente para espaçamento de grade de  $1^\circ$  de grau. Os campos de temperatura e salinidade em nossa região de domínio apresentam feições muito suaves (Fig. 2.5).

Para entrada dos campo termohalino no modelo foi preciso uma interpolação para a resolução de  $\frac{1}{6}^\circ$  de grau, e verticalmente, em coordenadas  $\sigma$ , até 2000 m de profundidade.

A estrutura termohalina inicial para os experimentos com contornos fechados foi definida por um campo elaborado pela média da climatologia (Figs. 2.6 e 2.7), na

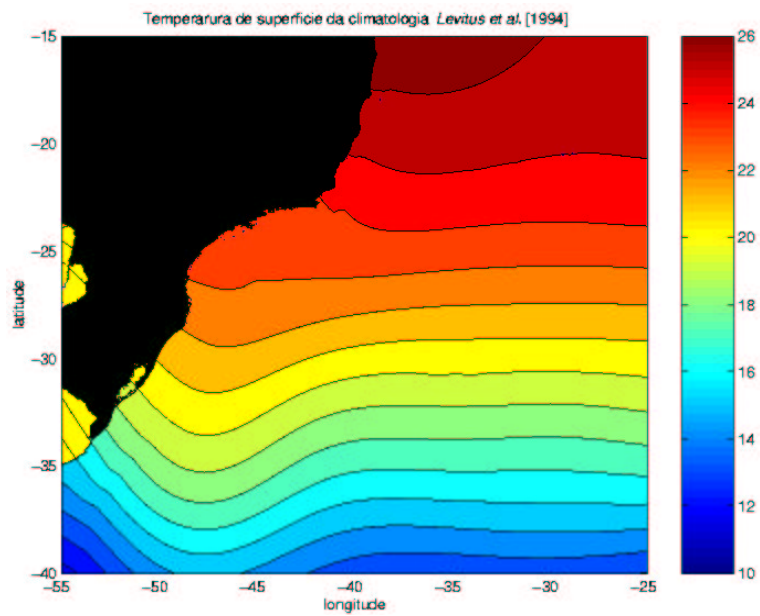


Figura 2.6: Campo de superfície de temperatura do *Levitus et. al.* [1994] com espaçamento de 1° de grau para a região de domínio.

região de estudo. Estes campos de temperatura e salinidade foram implementados no POM, ajustando-se curvas à estes perfis. Consideramos um ajuste da forma

$$\phi(z) = \phi_0 + \sum_{i=1}^N \Phi(i)e^{\frac{z}{H_i}}, \quad (2.20)$$

onde  $\phi$  representa a temperatura ou a salinidade,  $\phi_0$  um valor médio de  $\phi$  na vertical,  $H_i$  e  $\Phi_i$  são as profundidades de decaimento e amplitudes de  $\phi$  correspondentes, obtidas por ajuste não linear e linear, respectivamente.

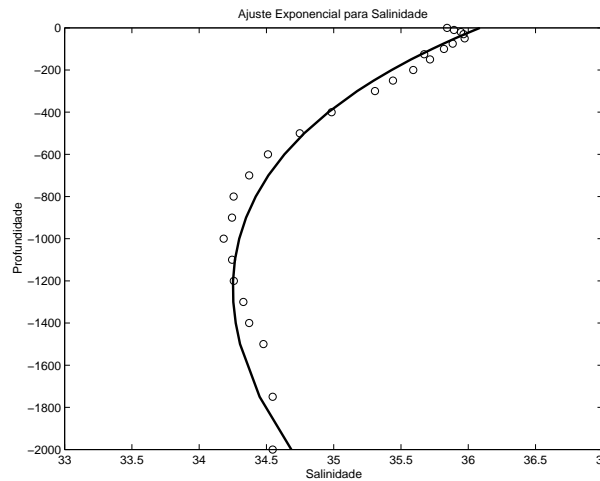


Figura 2.7: Ajuste exponencial da salinidade, a partir do campo médio da climatologia *Levitus et. al.* [1994]. A curva contínua corresponde ao ajuste e a curva com bolinhas corresponde ao perfil médio real.

O ajuste para a temperatura seguiu uma forma exponencial simples ( $N = 1$ , Fig. 2.6), enquanto para salinidade o ajuste se deu com a soma de duas exponenciais ( $N = 2$ , Fig. 2.7). Após estes ajustes, prescrevemos os perfis teóricos para todo o domínio do modelo. Desta forma, tentamos não produzir gradientes termohalinos horizontais, garantindo somente a ação da tensão de cisalhamento do vento que os gerariam.

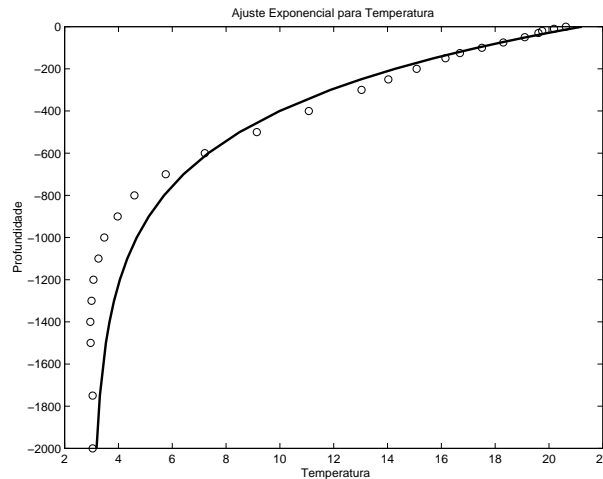


Figura 2.8: Ajuste exponencial da temperatura, a partir do campo médio da climatologia *Levitus et. al.* [1994]. A curva contínua corresponde ao ajuste e a curva com bolinhas corresponde ao perfil médio real.

Já as condições termohalinas iniciais do experimento de contorno aberto consistiram da utilização também dos campos climatológicos de  $T$  e  $S$ , mas para toda a região tridimensional do domínio. Nos contornos do modelo, as condições iniciais são relaxadas à distribuição climatológica das propriedades termohalinas, como descrito no item condições de contorno.

## 2.5 Ferramentas Computacionais

Para a entrada de dados, visualização e análise dos resultados foi necessário um conjunto de ferramentas computacionais utilizando, entre outros *softwares*, principalmente, o Matlab (Mathworks Inc. Ltda) e o Programa para visualização gráfica GMT (de domínio público).

Foram elaborados programas para a interpolação dos dados de entrada, como bati-

metria, temperatura e salinidade. Esses dados foram interpolados com programas feitos no Matlab, e outras rotinas em fortran, para a transformação dos dados de coordenadas cartesianas para sigma. Os resultados extraídos do POM, em coordenadas sigma, tiveram que novamente ser interpolados para coordenadas cartesianas e plotados. Algumas outras rotinas foram desenvolvidas no código do modelo, para cálculos de Energia Cinética Média e Transporte.



## Capítulo 3

# Experimentos Forçados pelo Vento

Neste capítulo, simulamos numericamente a CB, no sentido clássico de tratá-la como o escoamento de retorno do Transporte de Sverdrup interior. Para tanto, como discutido no Capítulo 2, consideramos a região oceânica correspondente ao Giro Subtropical do Atlântico Sul com topografia realística. A bacia é fechada por barreiras zonais que correspondem aproximadamente às regiões de rotacional nulo da tensão de cisalhamento do vento (TCV). A estrutura termohalina é idealizada a partir das propriedades temperatura e salinidade médias climatológicas, obtidas a partir de *Levitus et al.* [1994], para a região de interesse, de acordo com a Eq. (2.19). Iniciamos as simulações com uma distribuição plana das superfícies isopicnais. Ou seja, não existe inicialmente nenhum gradiente horizontal de temperatura e salinidade. Este será criado pela ação da tensão de cisalhamento do vento sobre a superfície do oceano modelado.

O Apêndice A lista todos os experimentos realizados com contornos fechados e forçados pelo vento. O intuito deste elenco de experimentos é constatar se um sistema de correntes forçado apenas mecanicamente pelo vento, mediante nossas suposições, reproduz a CB meandrante do oceano observado, ao largo do Sudeste Brasileiro. Escolhemos discutir neste documento o Experimento Forçado pelo Vento 1 (EFV1), no qual os resultados mais se aproximaram em termos do transporte de volume e velocidades

máximas observadas para a CB nos primeiros 400-500 m de profundidade e descritos na literatura.

### 3.1 Regime de Vento

Uma vez que o domínio do modelo compreende a região do Giro Subtropical do Atlântico Sul e pensamos na Corrente do Brasil como o escoamento de retorno do Transporte de Sverdrup no interior do oceano, consideramos o seguinte campo de TCV para forçamento do POM:

$$\vec{\tau} = -\tau_0 \cos\left(\frac{\pi y}{L}\right) \vec{i}, \quad (3.1)$$

onde  $L$  é a dimensão meridional da bacia e  $\tau_0$ , a amplitude da TCV zonal. Esta expressão consiste num vento cossenoidal originalmente idealizado por *Stommel* [1948] e corresponde à formação de um único giro no oceano modelado.

Calibramos a intensidade do vento de forma a gerar uma corrente, com um transporte de massa, próximo ao observado na Corrente do Brasil. Em função da extensão zonal do domínio modelado ser bem menor que a extensão real, o valor escolhido de  $\tau_0$  para o Experimento EFV1 é de  $1.0 \text{ N m}^{-2}$ . Tal valor é “localmente” alto, no entanto permite que alcemos valores de transporte para a CB modelada compatíveis com aqueles apresentados na Tabela 1.1.

Por termos optado por uma expressão teórica para a TCV, correspondente ao escoamento do giro subtropical, não obtivemos uma circulação costeira realística. Optamos assim por preservar esta TCV somente para regiões fora da plataforma continental. Isto não somente resolve o problema de obtermos escoamentos não realísticos na região de plataforma, mas garante uma corrente de contorno oeste como resposta do giro subtropical, e não como resposta de um vento local.

## 3.2 Características e Estabilização

O passo de integração nas duas etapas de simulação foi de 600 segundos para o modo interno (modo baroclínico) e 20 segundos para o modo externo (modo barotrópico). O cálculo do parâmetro de viscosidade foi feito a partir do método de Smagorinsky, utilizando um valor inicial do parâmetro de viscosidade turbulenta (HORCON) igual a 0,05. A simulação tende ao equilíbrio em um tempo relativamente curto. A energia

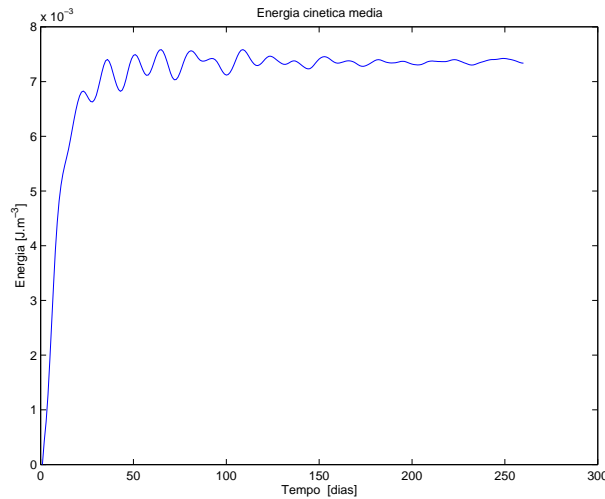


Figura 3.1: Energia cinética média para o experimento somente com a forçante mecânica da tensão de cisalhamento do vento.

cinética média estabilizou, como mostra a Figura 3.1, em torno do dia 60. Até o dia 100 de simulação, a energia cinética média oscilou com uma amplitude que não ultrapassou valores maiores de variações de  $0,5 \cdot 10^{-3} \text{ J m}^{-3}$ . Após esse tempo, os valores são aproximadamente constantes tipicamente no patamar de  $7,5 \cdot 10^{-3} \text{ J m}^{-3}$ . O padrão de pouca oscilação do gráfico de energia cinética média sugere padrões bastantes estáveis de escoamento, isto é, com pouca variação em termos de velocidade ao longo do tempo na CB.

### 3.3 Circulação Média

Obtivemos um padrão de escoamento que condiz com o Giro Subtropical do Atlântico Sul. A CB consiste na corrente de contorno oeste deste giro, com largura de cerca de 100 Km, em acordo com as observações. A corrente se mostra na região de interesse

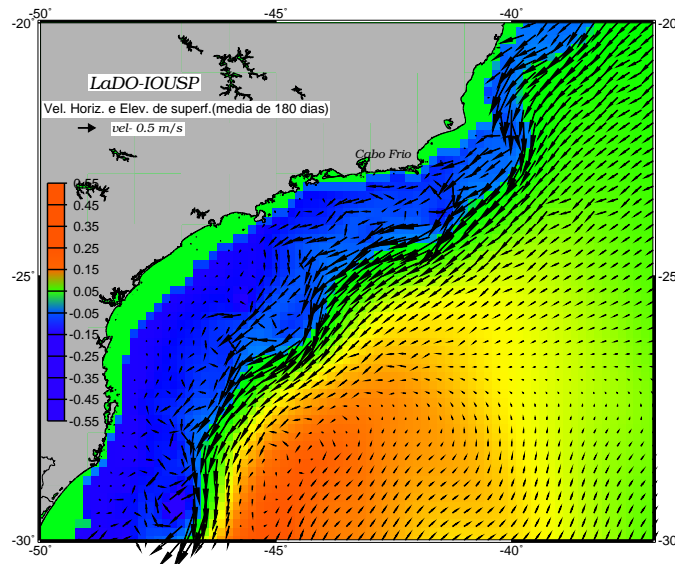


Figura 3.2: Mapa da média de 180 dias, da velocidade horizontal e elevação de superfície. - Experimento EFV1.

pouco meandrante, conforme observado na Figura 3.2. Nesta, evidenciamos valores de velocidade em superfície tipicamente de  $0,5-0,6 \text{ m s}^{-1}$ . A Figura 3.3 exhibe os mapas de distribuição horizontal da CB modelada para diversas profundidades. Já a Figura 3.4, apresenta seções verticais da CB até sua entrada na Baía de Santos. Até a mudança da inclinação da costa em  $23^\circ\text{S}$ , a CB se apresenta como um jato geofísico essencialmente

meridional.

A inspeção conjunta das Figuras 3.3 e 3.4 revela o caráter essencialmente barotrópico da CB obtida no Experimento EFV1. Por exemplo, na Figura 3.3 notamos quase nenhuma diferença em fase, o que é característico de um sistema baroclínico, nos meandros de pequena amplitude apresentados pela CB. Os painéis de seções verticais estão apresentados na Figura 3.4. Nesta Figura, observamos que as isotacas permanecem retilíneas à profundidades maiores que 300m. O escoamento se dá consonantemente para o sul ao longo de toda a coluna de água. Percebemos que a CB flui mais próximo à plataforma em torno de 19°S, afastando-se quando atinge latitudes abaixo de 20°S.

No painel superior esquerdo da Figura 3.3, em 20 m de profundidade, observamos a CB fluindo afastada da isóbata de 200 m. Ao largo de Cabo Frio, desenvolve um meandro ciclônico de pequena amplitude. Tal meandro ciclônico está fartamente referenciado na literatura, conforme a revisão apresentada no Capítulo 1. Já dentro da Baía de Santos, verificamos a assinatura média de uma onda de Rossby Topográfica com meandros ciclônicos sucedendo meandros anticiclônicos, ambos com diâmetro de aproximadamente 200 km.

Nas seções de velocidade da Figura 3.4, observamos que a pouca estrutura baroclínica da CB está confinada a 400 m de profundidade. Esta profundidade coincide com a base da termoclina na região de estudo (vide Figura 2.8). O fato da estrutura baroclínica da CB se confinar à profundidades da termoclina é consistente com observações. Por exemplo, *Evans & Sgnorini* [1985], com medidas de perfilador PEGASUS, inferiram uma profundidade da CB de aproximadamente 400 m em torno de 23°S. Este padrão é mais evidente na seção de velocidade de 21,5°S (Fig. 3.4, painel central direito), onde temos uma corrente bem definida fluindo para sudeste, com um núcleo coja a intensidade máxima é de  $0,6 \text{ m s}^{-1}$  e confinamento do fluxo em torno de 400 m.

O caráter barotrópico do escoamento no Experimento EFV1 é quantificado na Tabela 3.1, onde estão listados os transportes totais, barotrópicos e baroclínicos, entre

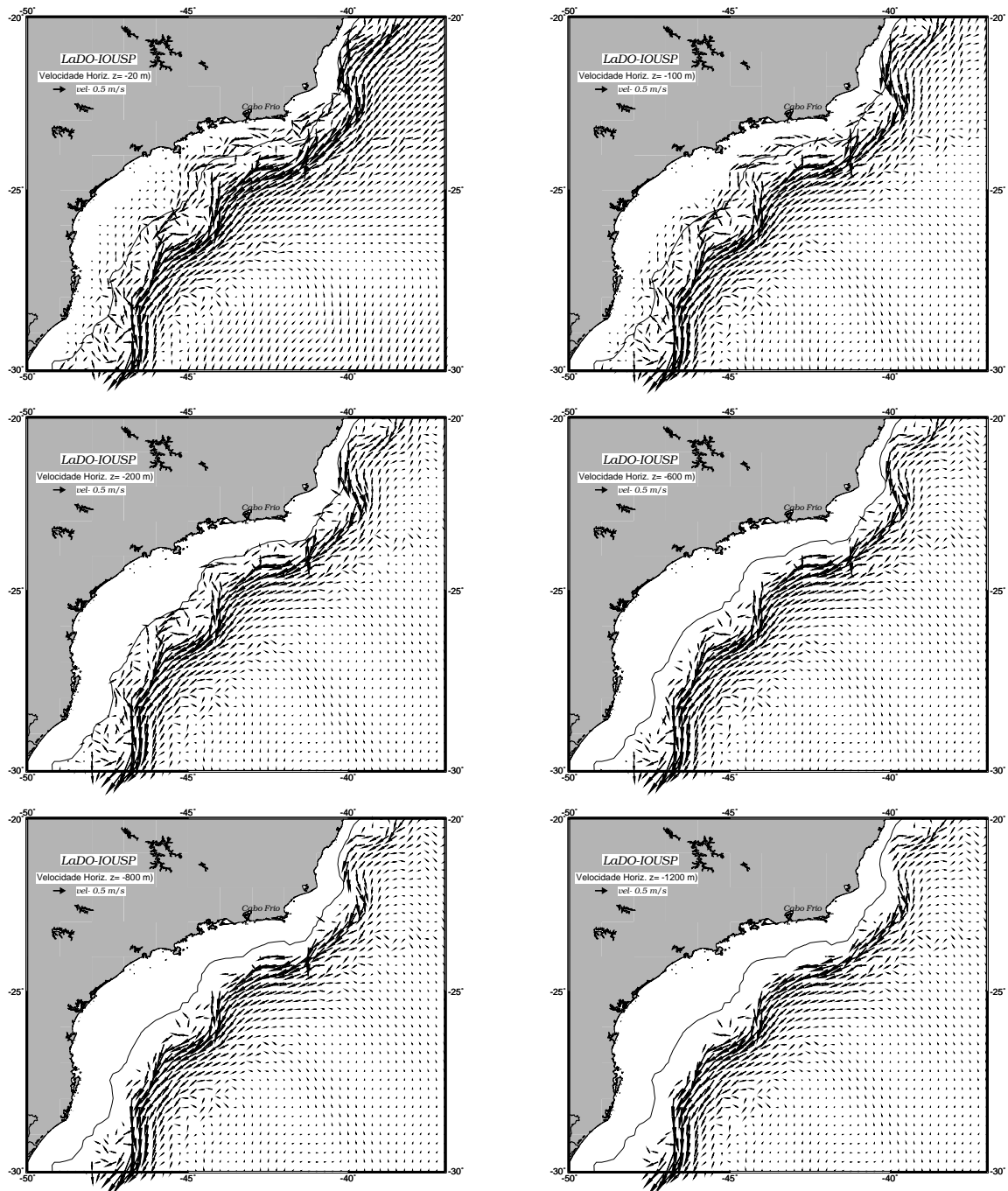


Figura 3.3: Campo médio de velocidades em profundidades: 20 m, 100 m, 200 m, 600 m, 800 m e 1200 m. A isobatimétrica nos gráficos corresponde à 200 m. Experimento - EFV1.

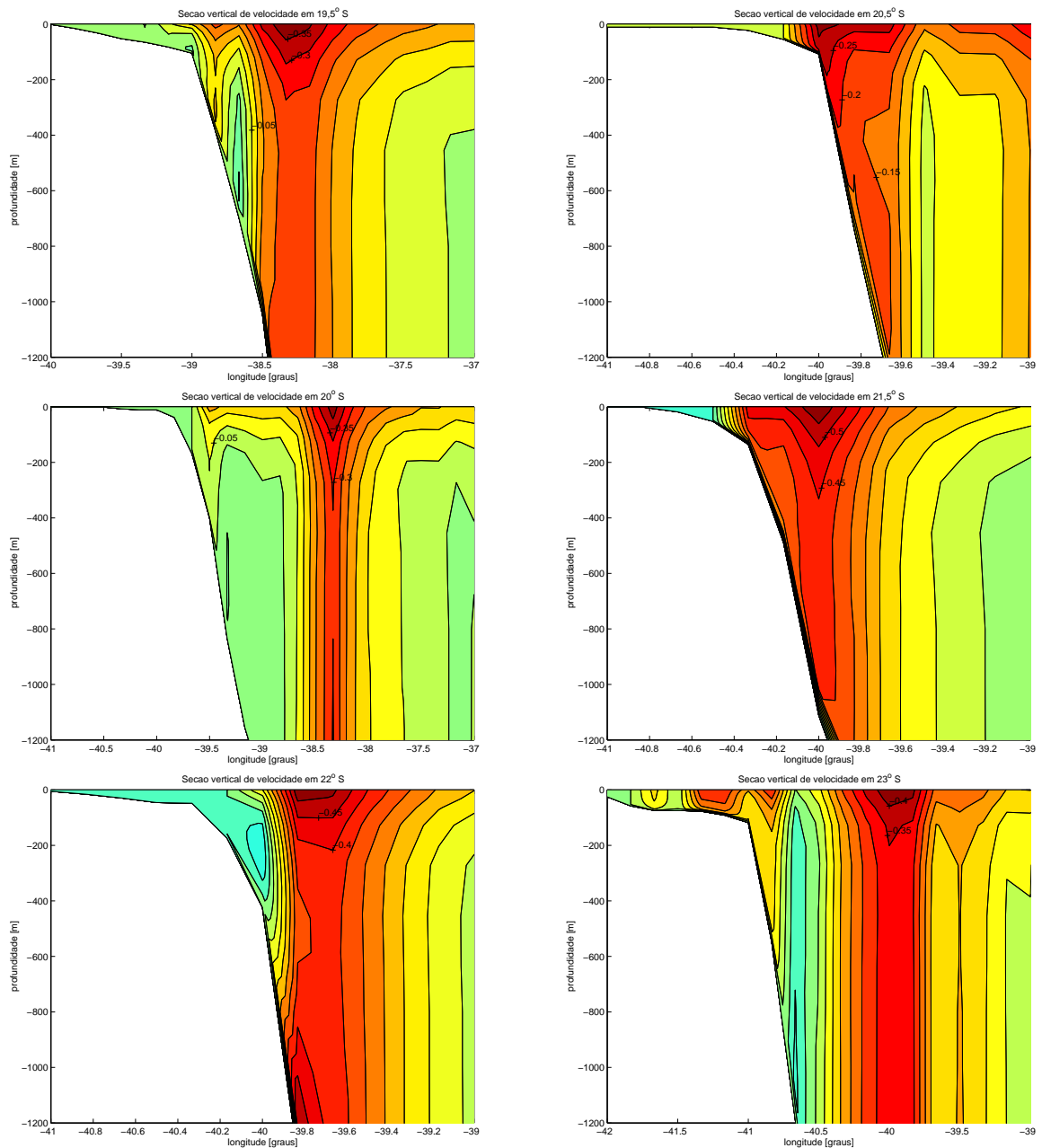


Figura 3.4: Seções de velocidade média, normais ao escoamento em 19,5°S, 20,5°S, 20°S, 21,5°S, 22°S, 23°S. Experimento - EFV1.

Tabela 3.1: Estimativas do Transporte de Volume (até 400 m de profundidade) do experimento EFV1. ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ).

<b>Latitude</b>	<b>Transporte</b>	<b>Transporte</b>	<b>Transporte</b>
(°S)	<b>Total</b>	<b>Barotrópico</b>	<b>Baroclínico</b>
	(Sv)	(Sv)	(Sv)
20°S	<b>7,7</b>	<b>6,7</b>	<b>0,9</b>
21°S	<b>2,6</b>	<b>2,2</b>	<b>0,4</b>
22°S	<b>8,1</b>	<b>7,3</b>	<b>0,8</b>
23°S	<b>14,7</b>	<b>12,6</b>	<b>2,1</b>

a superfície e a profundidade de 400 m. Notamos que cerca de 88% do transporte é barotrópico. A comparação com valores listados na Tabela 1.1 demonstra que o Experimento EFV1 satisfaz nosso intuito de obter valores comparáveis com os observados. Por exemplo, em 23°S onde o valor total de transporte obtido em nossa simulação é 14,7 Sv, nos primeiros 400 m de profundidade, é satisfatoriamente comparável ao valor obtido por *Evans & Signorini* [1985] com o perfilador PEGASUS, onde esses autores mediram um transporte total de 11 Sv. Entretanto, seções amostradas pelos autores indicam que a estrutura real é essencialmente baroclínica.

*Signorini* [1978] estimou o transporte geostrófico baroclínico da CB em 22°S, relativamente a 700 m com 5,2 Sv. O transporte da CB modelada no Experimento EFV1 até 400 m é 8,1 Sv (sendo apenas 0,8 Sv, baroclínicos). O transporte entre a superfície e 700 m é 9,7 Sv e ao longo de toda a coluna de água excede 22 Sv, no Experimento EFV1.

Os resultados da circulação média do Experimento EFV1 mostram que obtivemos uma CB basicamente barotrópica. A CCI, de origem termohalina, não foi reproduzida e o transporte ao largo da borda oeste é de sentido S/SW dominante.



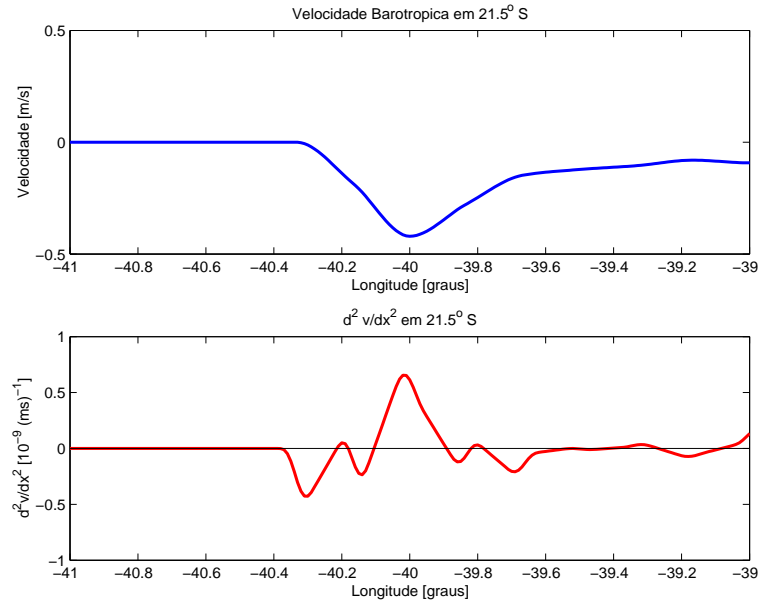


Figura 3.5: Velocidade média barotrópica (gráfico superior) e condição para instabilidade barotrópica  $\frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial x^2}$  (gráfico inferior).

No entanto, apesar do modelo reproduzir os transportes observados na região de ocorrência da CB real e baroclínica. É instrutivo avaliar se este sistema barotrópico obtido é potencialmente instável. Portanto, podemos tratar o jato barotrópico da CB à luz da teoria clássica quase-geostrófica e avaliar as condições necessárias para a ocorrência de instabilidade barotrópica no sistema. Como o jato é essencialmente meridional ao norte da Bacia de Santos, podemos desconsiderar a influência do gradiente de vorticidade planetária, que é normal à direção do jato. Assim, a avaliação pode ser feita com base no Teorema de Rayleigh que diz que se o gradiente de vorticidade potencial barotrópica média ( $\frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial x^2}$ ) trocar de sinal na região do jato, a CB satisfaz às condições necessárias para instabilidade barotrópica.

Escolhendo a latitude de 21,5°S (Fig. 3.4 painel central direito), onde a CB está basicamente confinada sobre o talude, calculamos os perfis zonais barotrópico de velo-

cidade da CB e o correspondente  $\frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial x^2}$  (Fig. 3.5). A troca de sinal no gradiente zonal de vorticidade potencial básica é evidente, revelando que o sistema atende ao Teorema de Rayleigh.

### 3.4 Variabilidade de Meso-escala

Nesta seção, avaliamos a evolução temporal do sistema de correntes obtidas no Experimento EFV1. Nos mapas da Figura 3.6 podemos verificar que a corrente formada meandra muito discretamente, desenvolvendo um meandro de pequenas dimensões ao largo de São Tomé e Cabo Frio e que não se alteram ao longo do tempo. Isto ficou evidente no mapa da Figura 3.2, onde temos a média do campo de velocidade e elevação de superfície. A corrente começa a apresentar vórtices de bordas, que não representam, de forma realística, os vórtices observados na CB. Ela flui além das isóbatas de 200-500 m podendo chegar a isóbata de 1000 m em algumas regiões. Penetra muito pouco na plataforma, devido a pouca atividade de meandros nesta simulação. A mera ocorrência de um padrão de meandros na Figura 3.2, com alternâncias de cavados, já sugeriram a ocorrência de meandros quase-estacionários. Pois, se houvesse propagação da onda de vorticidade para o sul, o processo de medianamento tenderia a eliminar o sinal dos meandros numa dada localidade.

A inspeção da evolução de 180 dias da Figura 3.6 em conjunto com o diagrama Hovmoller da Figura 3.7 exibem os muito fracos, ou ausentes, sinais de propagação da onda. Isto nos permite afirmar que apesar da CB satisfazer às condições necessárias para instabilidade barotrópica, estas não são suficientes. O sistema de correntes é barotropicamente estável no Experimento EFV1.

Em termos de comparação de nossos resultados com outros da literatura, verificamos que apenas existem três referências de simulação da CB ao largo do SE Brasileiro: *Cirano* [1995], *Lima* [1997] e *Velhote* [1998]. Destes, apenas *Velhote* [1998] abordou a evolução temporal da CB e a formação de vórtices no eixo da Corrente do Brasil (ditos

frontais).

Esta autora simulou a mesma área, reproduzindo uma CB mais meandrante que em os nossos resultados do experimento EFV1. Os experimentos de *Velhote* [1998] foram feitos não somente utilizando a tensão de cisalhamento do vento como forçante. Esta autora utilizou um modelo global para definir seus fluxos nas bordas do seu domínio regional, propiciando uma alteração significativa na estrutura termohalina do modelo, de tal forma a conseguir uma corrente, a formação de meandros propagantes e vórtices. A estrutura vertical da corrente encontrada por *Velhote* [1998], ao largo da Baía de Santos, tem características barotrópicas semelhantes aos nossos resultados.

O meandro formado em torno de  $25.5^{\circ}\text{S}$  (Fig. 3.6), ainda que bem discreto evidencia a formação de uma estrutura muito observada nessa região, como descrito na seção anterior. *Velhote* [1998] descreveu esta estrutura em suas simulações, na Baía de Santos, inferindo a importância deste vórtice no processo de ressurgência de quebra de plataforma.

Os resultados de *Velhote* [1998], apesar de apresentarem uma estrutura dominada pelo modo barotrópico, meandram mais e se propagam provavelmente em resposta à componente da circulação termohalina simulada pelos fluxos derivados do modelo global nas bordas do domínio. Entretanto, não existe sinal da CCI nas simulações de *Velhote* [1998]. Nossos resultados e de *Velhote* [1998] parecem sugerir que para o meandramento realístico da CB, a CCI deve ser incluída nas simulações.

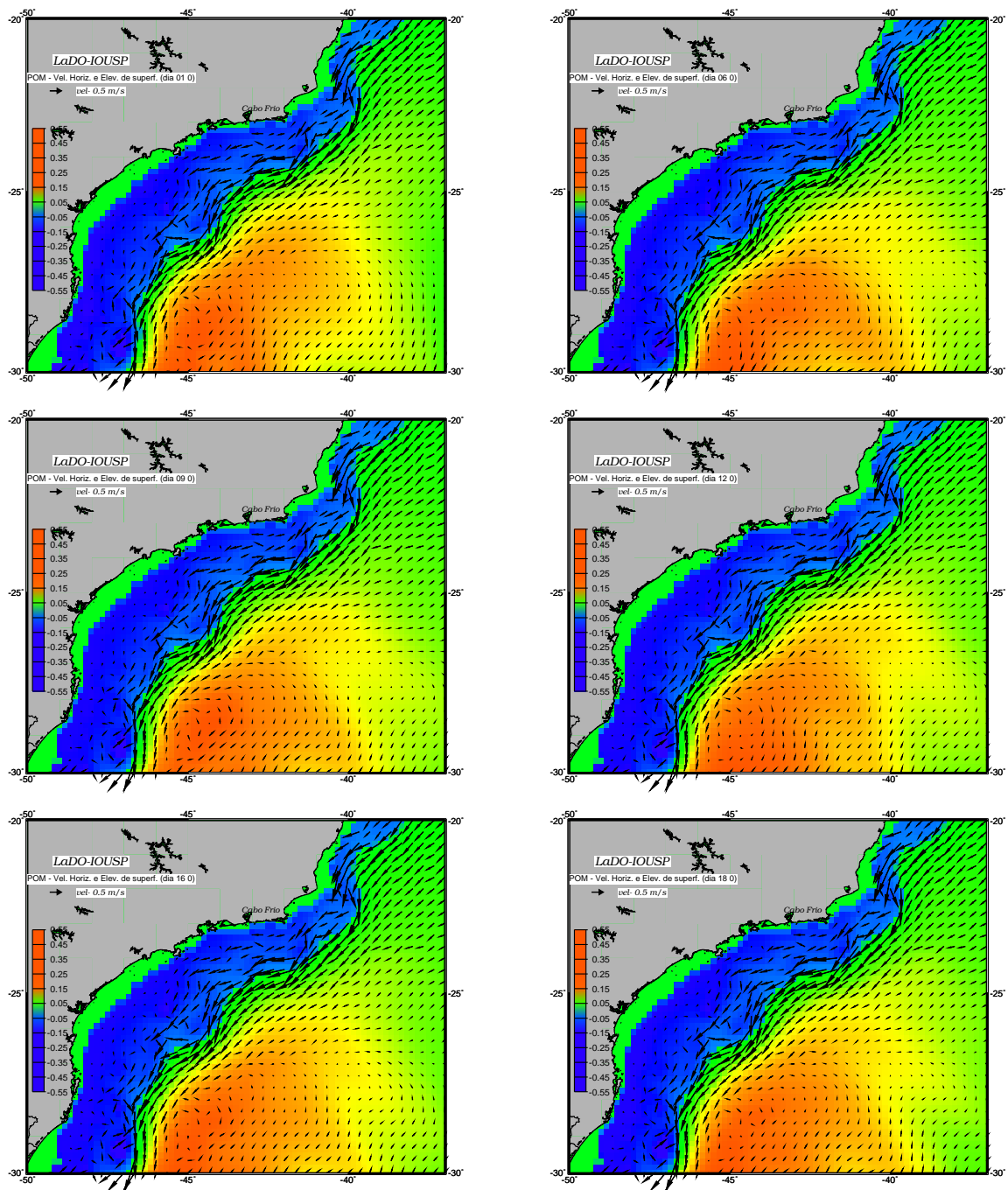


Figura 3.6: Evolução de 180 dias a partir da estabilização da energia cinética média. Campo de elevação de superfície e velocidade horizontal em superfície com intervalo de 6 dias. Experimento - EFV1.

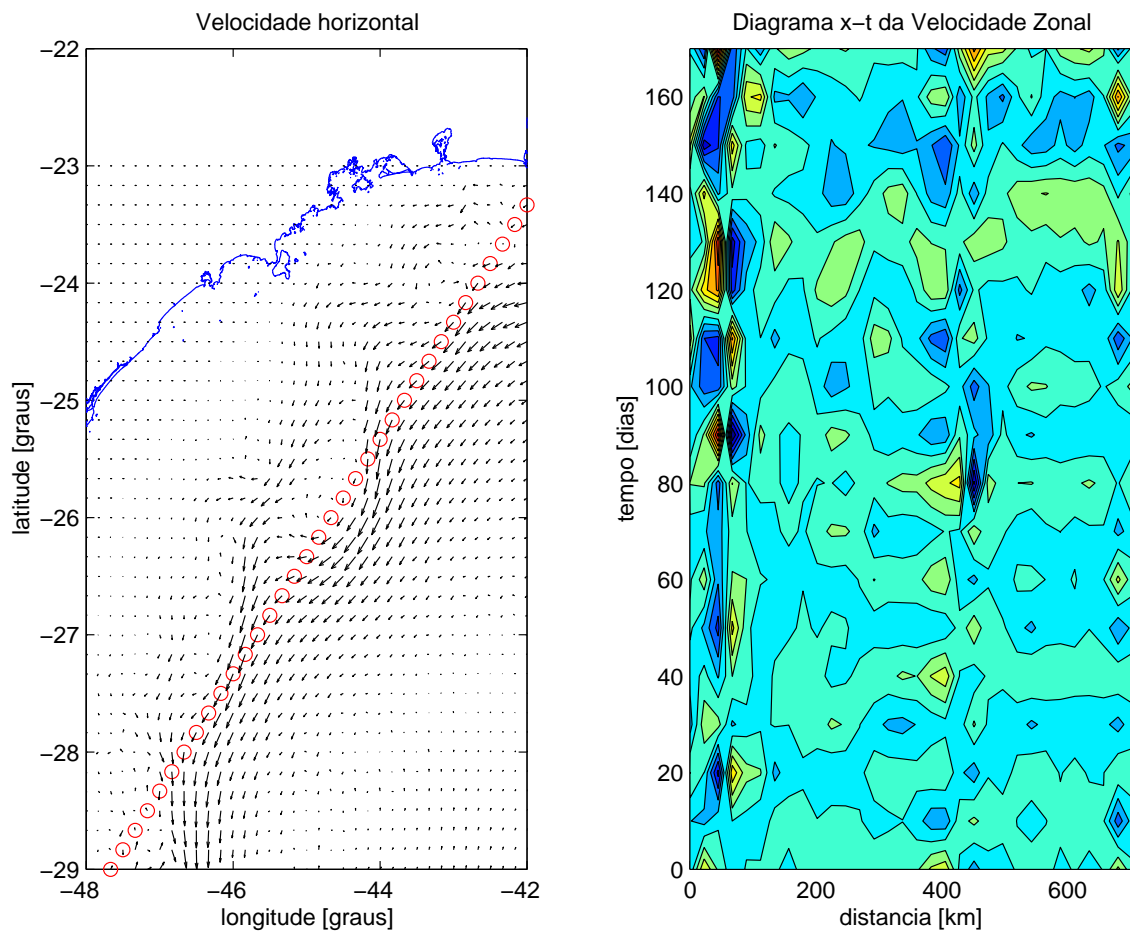


Figura 3.7: Velocidade horizontal do dia 120 (mapa da esquerda). Diagrama Hovmoller da velocidade zonal (mapa da direita). Experimento - EFV1.

## Capítulo 4

# Experimentos com Contornos

## Abertos

Neste capítulo, visamos apresentar experimentos onde consideramos a inclusão da CCI subjacente à CB e analisar a influência da componente da circulação termohalina na atividade de meso-escala observada na região de interesse. Para tanto, consideramos aqui experimentos em que os domínios norte, sul e leste são abertos e relaxamos à estrutura de massa àquela climatológica, obtida a partir de *Levitus et al.* [1994]. Através dessa relaxação, estamos impondo fluxo geostrófico nessas bordas, visto que há inclinação nas superfícies isopicnais. Em outras palavras, o sinal climatológico, traduzido pelas inflexões das isotermas e isohalinas, contém o sinal tanto da componente de velocidade gerada pelo vento como da componente associada à circulação termohalina. Assim, visamos constatar a importância do cisalhamento vertical do sistema CB-CCI no processo de meandramento da CB.

O Apêndice B lista os experimentos realizados com a estrutura termohalina imposta nas bordas utilizando a climatologia de *Levitus et al.* [1994]. No instante inicial, consideramos a topografia das isopicnais ditadas pela climatologia. Optamos neste capítulo por descrever dois experimentos, nos quais consideramos o domínio com uma extensão

meridional menor que aqueles listados no Apêndice A. O limite sul é 32°S nesses casos, onde a CB flui como um jato paralelo ao contorno oeste. O Experimento com Estrutura Termohalina Imposta 1 (ETH1) foi, dentre todos os realizados, aquele que obteve resultados que mais se aproximam das observações em termos de transporte de volume. Com o Experimento com Estrutura Termohalina Imposta 15 (ETH15), almejamos buscar indícios da influência da topografia no processo de meandramento. Para tanto, ao invés de utilizarmos a topografia realística dos Experimentos EFV1 e ETH1, consideramos um contorno oeste idealizado por uma parede vertical, que acompanha a isóbata de 50 m e separa os limites do oceano e continente. Não há talude, sopé continental ou qualquer outra estrutura no fundo do oceano, o qual é plano. A orientação da costa é realística. Assim, inferiremos como o efeito de compressão e estiramento de tubo de vórtice altera a formação dos meandros da CB ao largo do SE Brasileiro.

## 4.1 O Experimento ETH1

### 4.1.1 Características e Estabilização

O passo de integração considerado foi de 600 segundos no modo interno (modo baroclínico) e 20 segundos para o modo externo (modo barotrópico). Optamos por utilizar um parâmetro de viscosidade cinemática horizontal constante ao invés de utilizar a rotina do cálculo da viscosidade pelo método de Smagorinsky. O intuito aqui é controlar mais ativamente o efeito do atrito lateral. Para tanto, consideramos a simulação em duas etapas. Para a primeira, utilizamos um valor igual a  $350 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . A estabilização da energia cinética média do modelo, como mostra a Figura 4.1, se deu em torno dos primeiros 100 dias de simulação. Iniciamos a segunda etapa após 180 dias da primeira, reduzindo o parâmetro de viscosidade horizontal para  $200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . A utilização de um coeficiente maior na fase de ajustamento visou apenas abreviar este período.

A inspeção dos valores de energia na Figura 4.1, após o dia 180, quando ocorre a

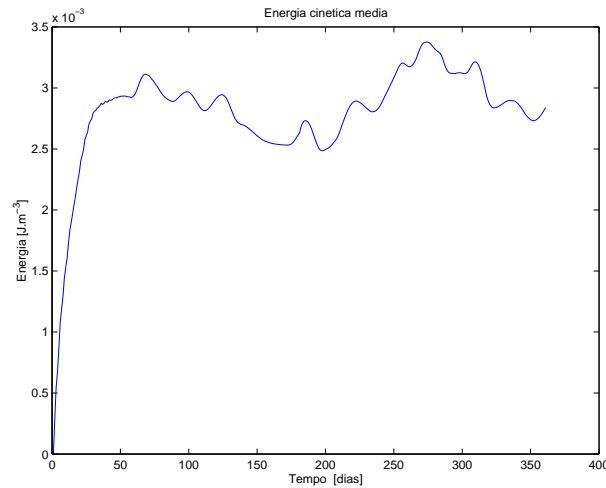


Figura 4.1: Energia cinética média de 360 dias de simulação, os primeiros 180 dias corresponde ao período de estabilização, o restante corresponde a fase de análise dos resultados da simulação. Experimento - ETH1.

mudança de valor de viscosidade, apresenta aumento com um máximo atingido próximo ao dia 270. Após tal dia de simulação, volta a cair e tende a oscilar em torno do patamar de  $3 \cdot 10^{-3} \text{ Jm}^{-3}$ . Comparando com o Experimento EFV1, o patamar de estabilização, ainda que da mesma ordem, é menor neste presente caso por um fator de 2 (vide Figura 3.1).

#### 4.1.2 Circulação Média

A circulação média em superfície é apresentada na Figura 4.2, assim como a média do campo de elevação de superfície. Esta média foi feita a partir da estabilização do modelo, isto é, após os primeiros 180 dias de simulação. O padrão do escoamento em superfície difere bastante daquele obtido para o Experimento EFV1 (Fig. 3.2). Notamos na Figura 4.2 que não observamos o meandramento semi-permanente dentro da Bacia de Santos. Isto sugere que, se houver ondas de vorticidade nas imediações,



elas são propagantes e o processo de medianamento as retirou do campo apresentado. Entretanto, existe meandramento pronunciado entre os Cabos de São Tomé e Frio. É possível a identificação de dois ciclones em frente a cada uma das feições. Como veremos na Seção seguinte, não se tratam de feições estacionárias, mas sim o indicativo de que estes locais são sítios que favorecem a formação recorrentes destas estruturas. Em torno de 22°S, observamos um vórtice anticiclônico de aproximadamente 400 km de diâmetro, na borda externa ao eixo da CB.

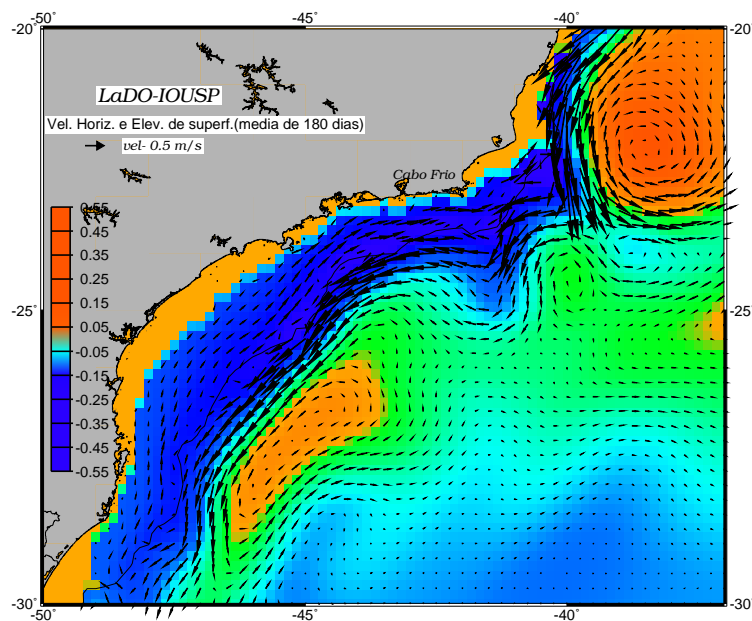


Figura 4.2: Mapa da média de 180 dias, de velocidade horizontal e elevação de superfície. Experimento - ETH1.

A Figura 4.3 revela a dramática diferença obtida para a estrutura vertical do sistema

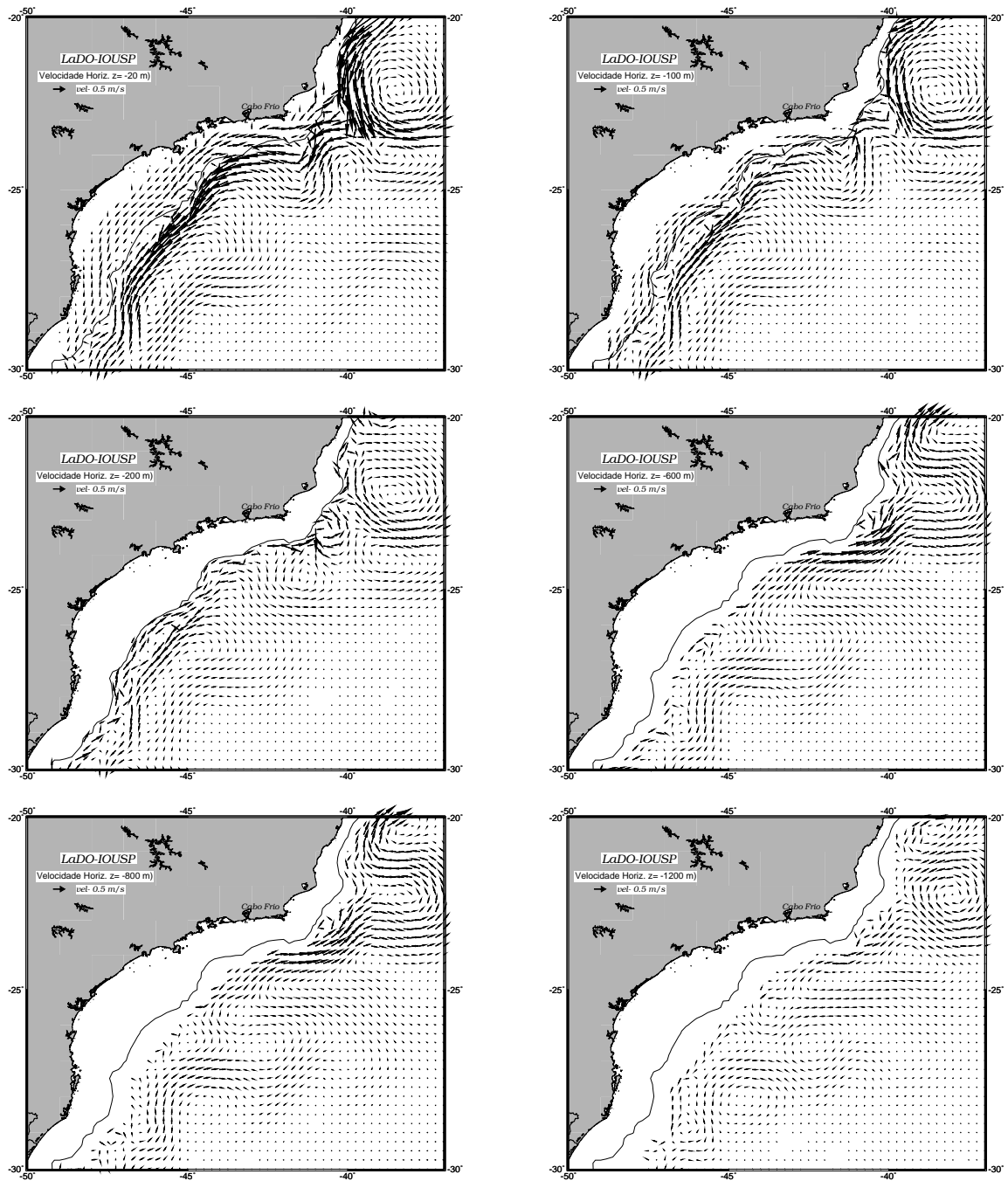


Figura 4.3: Campo médio de velocidades em profundidades: 20 m, 100 m, 200 m, 600 m, 800 m e 1200 m. A isobatimétrica nos gráficos corresponde à de 200 m. Experimento - ETH1.

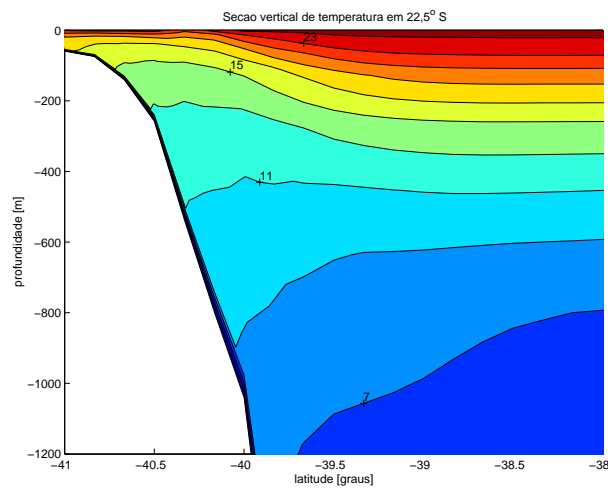


Figura 4.4: Seção vertical de temperatura média em 22,5° S. Experimento - ETH1.

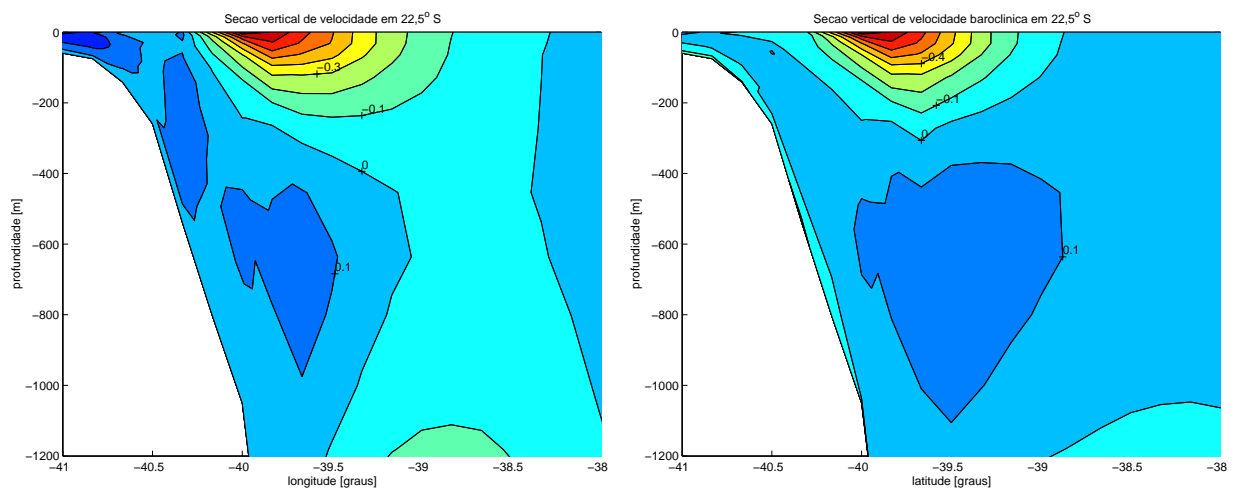


Figura 4.5: Seção vertical de velocidade média total (painel esquerdo) e baroclínica (painel direito), em 22,5° S. Experimento - ETH1.

de correntes. Percebemos que a estrutura da CB modelada se mantém coerente entre a superfície até aproximadamente 200-300 m de profundidade. Próximo à profundidade de 300 m a corrente inicia uma inversão da direção do escoamento. A CCI modelada surge como uma corrente intensa de até  $0.3 \text{ m s}^{-1}$ , próximo à  $24^\circ\text{S}$ , na profundidade de 600 m, para nordeste.

Isto fica evidente no corte vertical em  $22.5^\circ\text{S}$ , Figuras 4.4 e 4.5. Fica claro a inversão do fluxo associado a CB e o fluxo associado a CCI, apresentando o núcleo desta corrente em torno de 600 m de profundidade. Na Figura 4.4, a assinatura da inversão do escoamento é demarcada pela inversão da inflexão das isotermas à estas profundidades. Particularmente, na Figura 4.5, onde temos a seção de velocidade total em  $22.5^\circ\text{S}$  (painel direito) e a seção somente com a componente baroclínica da velocidade (painel esquerdo), podemos inferir que o escoamento nesta seção é predominantemente baroclínico. A boa semelhança entre os resultados aqui apresentados e aqueles obtidos por *Silveira & Lima* [2001] (reproduzidos na Figura 1.10), denotam que o Experimento ETH1 simula corretamente o sinal baroclínico dominante neste sistema de correntes.

O valor máximo de velocidade (total) da CB na seção de  $22.5^\circ\text{S}$ , para sudeste, é de aproximadamente  $0,7 \text{ m s}^{-1}$ . A CB se revela relativamente rasa nesta região, com a inversão de fluxo em torno de 300 m. Já em 600 m de profundidade o valor máximo não ultrapassa  $0,1 \text{ m s}^{-1}$ . *Evans & Signorini* [1985] mediram em torno de  $23^\circ\text{S}$ , com perfilador PEGASUS, velocidade para sudoeste maiores que  $0,5 \text{ m s}^{-1}$  revelando uma inversão de fluxo em torno de 400 m. Apesar de tais valores serem instantâneos há uma comparação bastante favorável com os resultados agora obtidos.

Na Tabela 4.1, apresentamos o transporte médio para algumas seções, obtidas no Experimento ETH1. Calculamos o transporte da CB total, barotrópico e baroclínico, integrado até a profundidade de 400 m, onde ocorre a inversão de fluxo. Os valores obtidos de transporte estão de acordo com a literatura. Por exemplo em  $23^\circ\text{S}$ , o transporte total da CB até 400 m, obtido pelo Experimento ETH1, é  $7,5 \text{ Sv}$ , enquanto que

*Garfield* [1990] encontrou, para a mesma seção de 23°S, um transporte de 6 Sv a partir de velocidades observadas. Utilizando o mesmo método, *Evans & Signorini* [1985] obtiveram um transporte de 11 Sv, (Tabela 1.1). *Lima* [1997] utilizando dados de fundeio estimou um transporte médio de 5,2 Sv para a seção de 22° S. Em nosso experimento o valor de transporte total para esta seção foi de 4,5 Sv.

Tabela 4.1: Estimativas do Transporte de Volume (até 400 m de profundidade) do Experimento ETH1. (1 Sv =  $10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ )

<b>Latitude</b> (°S)	<b>Transporte</b> <b>Total</b> (Sv)	<b>Transporte</b> <b>Barotrópico</b> (Sv)	<b>Transporte</b> <b>Baroclínico</b> (Sv)
20°S	<b>3,9</b>	<b>1,95</b>	<b>1,95</b>
21°S	<b>6,5</b>	<b>1,2</b>	<b>5,3</b>
22°S	<b>7,5</b>	<b>3,0</b>	<b>4,5</b>
22,5°S	<b>8,8</b>	<b>2,8</b>	<b>5,9</b>
23°S	<b>7,5</b>	<b>3,75</b>	<b>3,75</b>

Notemos na Tabela 4.1 que o transporte baroclínico responde em média por 64% do transporte total, chegando a ser responsável por 80% do transporte total em 21° S. Isto é mera quantificação do que foi constatado pelo exame da Figura 4.3. Os valores de transporte baroclínicos obtidos pelo Experimento ETH1 permitem a comparação com resultados de transportes calculados geostroficamente disponíveis na literatura. *Miranda & Castro* [1979] estimaram o transporte baroclínico da CB em 23°S, relativamente a 550 m de profundidade, como 2,5 Sv. Na mesma latitude *Signorini* [1978] estimou o transporte geostrófico baroclínico, relativamente a 700 m de profundidade, como 4,4 Sv. O valor de transporte baroclínico da CB em 23°S, obtido pelo ETH1 até 400 m de profundidade, é de 3,75 Sv, conforme mostra a Tabela 4.1.

Da mesma forma que avaliamos as condições necessárias à instabilidade barotrópica no Experimento EFV1, aqui o caráter baroclínico do sistema obtido nos convida a avaliar se a instabilidade de cisalhamento vertical é possível. Seguimos aqui a metodologia de *Silveira & Lima* [2001], que baseados no modelo quase-geostrófico de *Johns* [1998], pela primeira vez propuseram que o sistema CB-CCI era baroclinicamente instável (vide Seção 1.3 para maiores detalhes).

Para o caso de instabilidade de cisalhamento vertical, o gradiente de vorticidade potencial é dado por:

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \frac{f_0^2}{N^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}, \quad (4.1)$$

onde  $f_0$  é o valor do parâmetro de Coriolis na região e  $\bar{v}$  é o perfil vertical médio zonalmente, na largura do jato e  $N$  é a frequência de Brunt-Väisällä.

A teoria linear de estabilidade prevê que o escoamento poderá se baroclinicamente instável se:

- $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$  trocar de sinal entre a superfície e o fundo; ou
- Se em alguma profundidade,  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$  tiver sinal oposto à  $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$  na superfície; ou
- Se em alguma profundidade,  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$  tiver o mesmo sinal que a quantidade  $(1 - \gamma) \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$  junto ao fundo.  $\gamma$  representa a razão entre a inclinação de fundo e a inclinação das isopícnais mais profundas.

Basta inspecionar para perceber que se  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$  trocar de sinal ao longo da vertical, as três condições acima são automaticamente satisfeitas.

À título de comparação com os resultados de *Silveira & Lima* [2001], realizamos a avaliação de  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$  para a seção normal à costa na latitude de 22,5°S. O cálculo do perfil de  $N^2(z)$ , o quadrado da frequência de Brunt-Väisällä, e de  $\frac{dN}{dz}$  foram feitos a partir dos perfis médios verticais de temperatura e salinidade para a região de interesse (Figs.

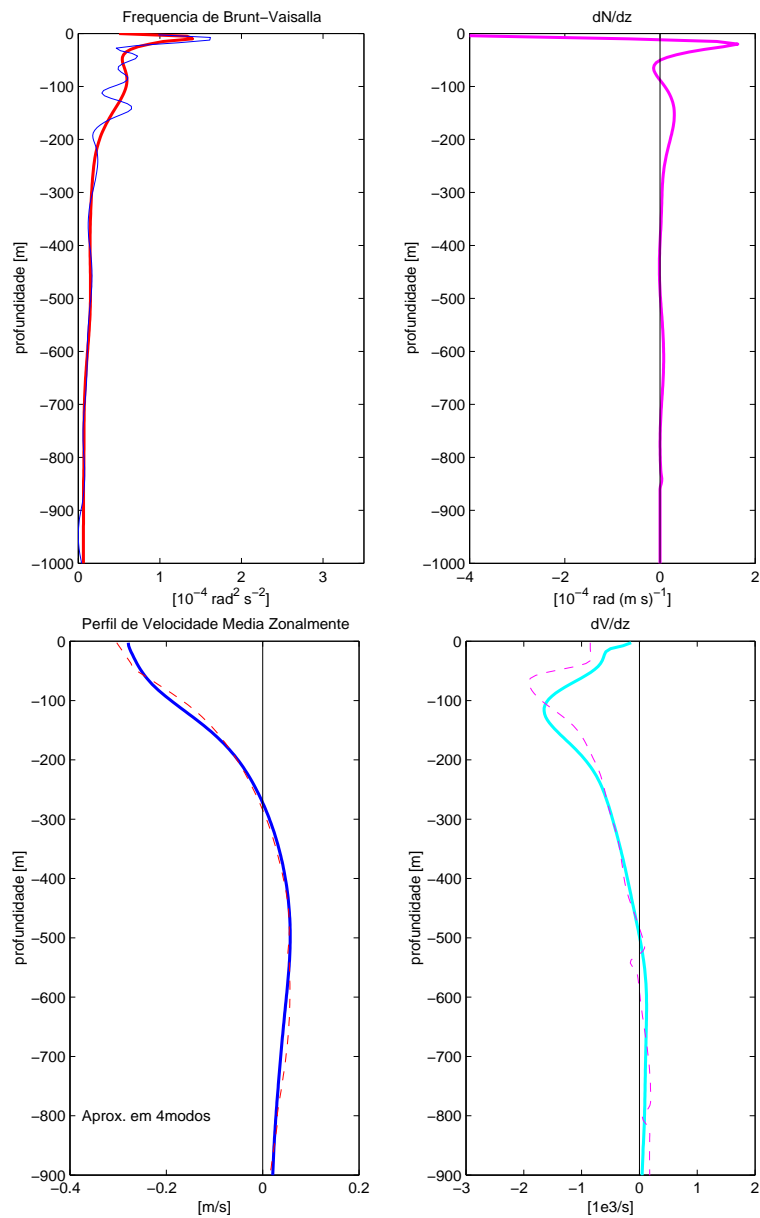


Figura 4.6: Perfis médios verticais em  $22,5^\circ\text{S}$ . Painel superior: quadrado da frequência de Brunt-Väisällä e seu gradiente vertical. Painel inferior: velocidade média zonalmente e seu gradiente vertical. Linhas delgadas se referem às quantidades brutas; linhas espessas às quantidades suavizadas.

2.7 e 2.8). O resultado obtido é mostrado na Figura 4.6. (painel superior). Os perfis médios de  $\bar{v}$  e  $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$  apresentados na Figura 4.6 (painel inferior) são obtidos fazendo a projeção do perfil nos modos dinâmicos, calculados a partir de  $N^2(z)$  para garantir que os perfis sejam suaves e deriváveis até alta ordem.

A Figura 4.7 mostra nossos resultados e é análoga aos resultados apresentados por *Silveira & Lima* [2001]. A comparação entre as Figuras 4.7 e 1.11 revela uma ótima semelhança. O perfil médio de  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$  troca de sinal e as condições necessárias para instabilidade baroclínica são satisfeitas.

A primeira troca de sinal ocorre entre 100 e 200 m como nos resultados de *Silveira & Lima* [2001] e correspondem à região onde  $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$  é máximo, devido ao cisalhamento vertical entre CB-CCI (vide Figura 4.6, painel inferior). A segunda troca de sinal deve-se ao fato da CCI apresentar mais estrutura que no perfil obtido por *Silveira & Lima* [2001]. Nosso modelo se estende até 2000 m e há mais uma reversão de escoamento devido à Corrente de Contorno Oeste Profunda, que transporta a APAN. Os resultados de *Silveira & Lima* [2001] se limitam à 1000 m e foram obtidos através de simulação diagnóstica com a versão seccional do POM.

Assim, podemos afirmar que o sistema CB-CCI no Experimento ETH1 satisfaz às condições necessárias à instabilidade. A Seção seguinte mostrará que são condições também suficientes em nosso caso.



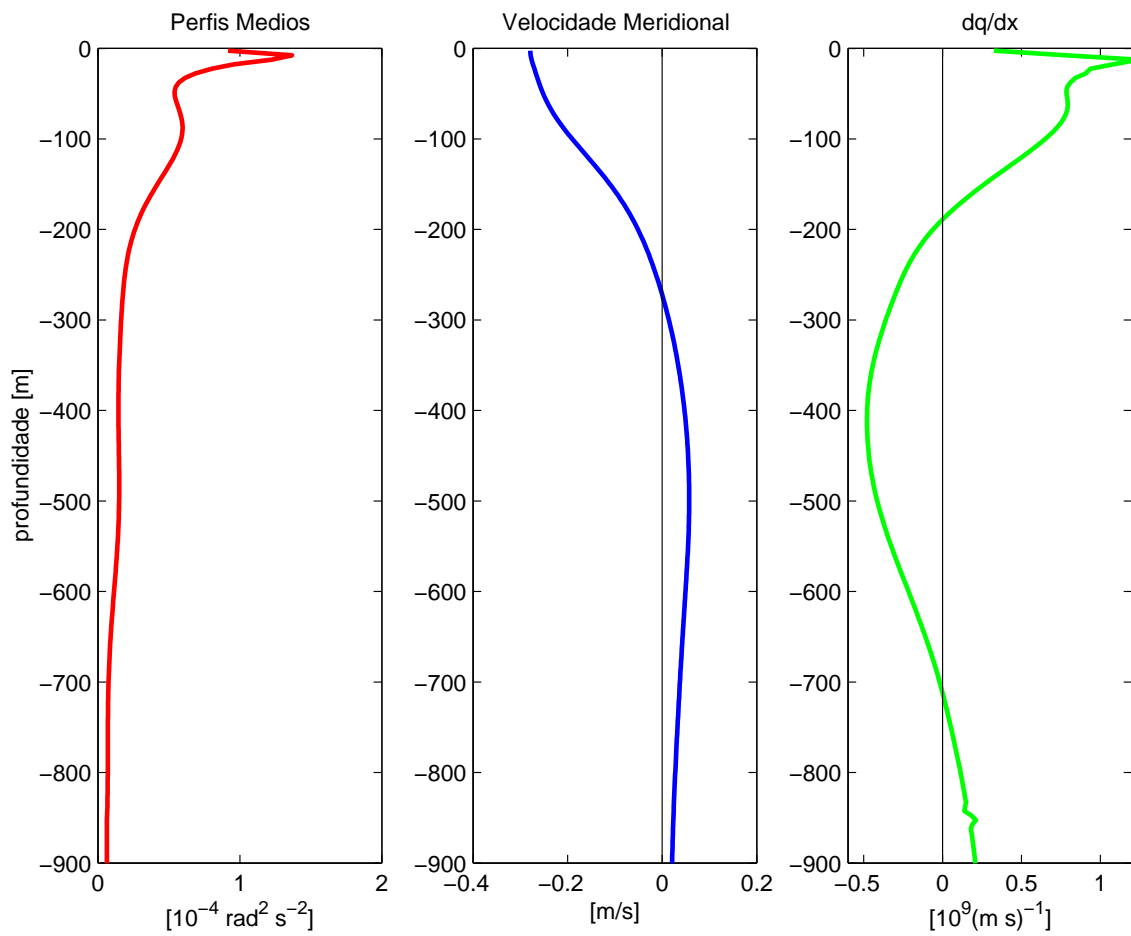


Figura 4.7: Perfis verticais de frequência de Brunt-Väisällä média (painel esquerdo), de velocidade meridional  $\bar{v}$  (painel central) e de gradiente zonal de vorticidade potencial básica média  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$  (painel direito).

### 4.1.3 Variabilidade de Meso-escala

Neste experimento, obtemos uma CB com meandros evoluindo e crescendo no tempo. Isto pode ser observado nos mapas de velocidade horizontal e elevação de superfície nas Figuras 4.8, 4.9 e 4.10, que foram obtidas após o período de ajustamento do modelo. Percebe-se que após o dia 22 de simulação, descontado os 180 dias de estabilização, a corrente começa a meandrar. Uma característica importante destes meandramentos é a formação de vórtices frontais, que são gerados principalmente em Cabo Frio e Cabo de São Tomé. Em geral reabsorvidos pela corrente, ou emitidos quando “estrangulados” pela mesma. Abaixo de 22°S, próximo de Cabo Frio, um grande meandro se forma e gera um vórtice, de aproximadamente 200 km, que é absorvido pela corrente novamente em torno do dia 52.

A corrente forma um novo meandro que fecha-se em vórtice em torno do dia 64 (Fig. 4.9), sendo emitido pela CB. Este vórtice volta a ser emitido em torno do dia 88, o que sugere uma frequência de emissão de aproximadamente 25 dias. A formação do meandro ciclônico ao longo de São Tomé, descrita primeiramente na literatura pela análise dinâmica de observações hidrográficas de *Silveira & Lima* [2001], também foi reproduzida. O meandro se fecha num anel vortical em torno do dia 64 e é emitido em direção ao centro da bacia.

Observamos também um grande vórtice anticiclônico à borda externa da CB, que acompanha a emissão dos vórtices ciclônicos, em torno da região de Cabo Frio. Foi observado por *Signorini* [1978] e é frequentemente observado em imagens de satélite. Em geral, esse vórtice anticiclônico desprende-se junto com o vórtice ciclônico, formando o dipolo vortical, que tende a se deslocar para o interior do oceano. A formação destes dipolos podem ser observados também ao largo da Bacia de Santos (Figs. 4.8, dia 40). *Velhote* [1998] em suas simulações também observou um dipolo vortical formado ao largo da Bacia de Santos. Esta autora descreve que a formação de vórtices frontais são responsáveis pela ressurgência de quebra de plataforma.

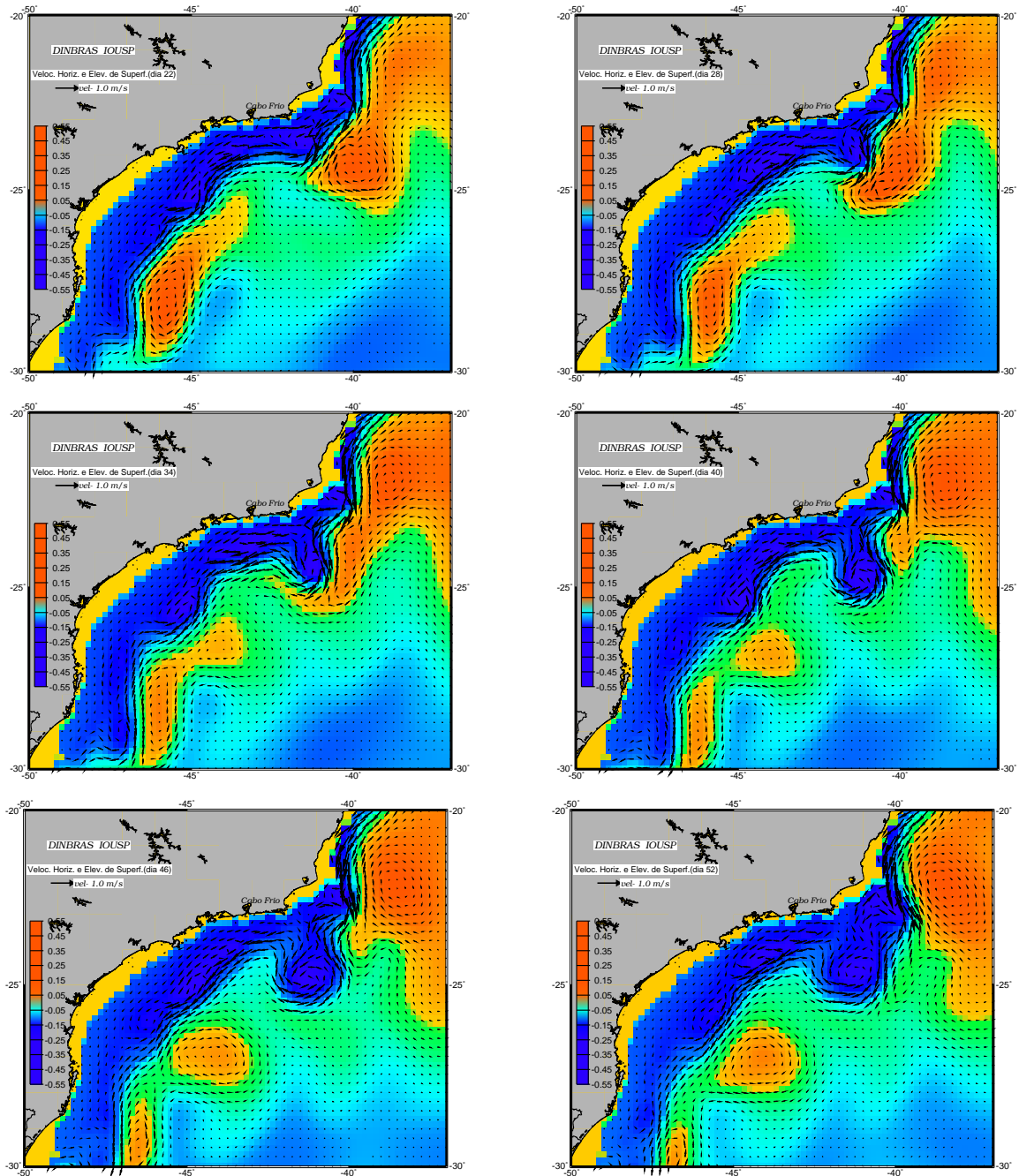


Figura 4.8: Evolução de 180 dias a partir da estabilização da energia cinética média. Campo de elevação de superfície e velocidade horizontal em superfície, do dia 22 ao 52, com intervalo de 6 dias. Experimento - ETH1.

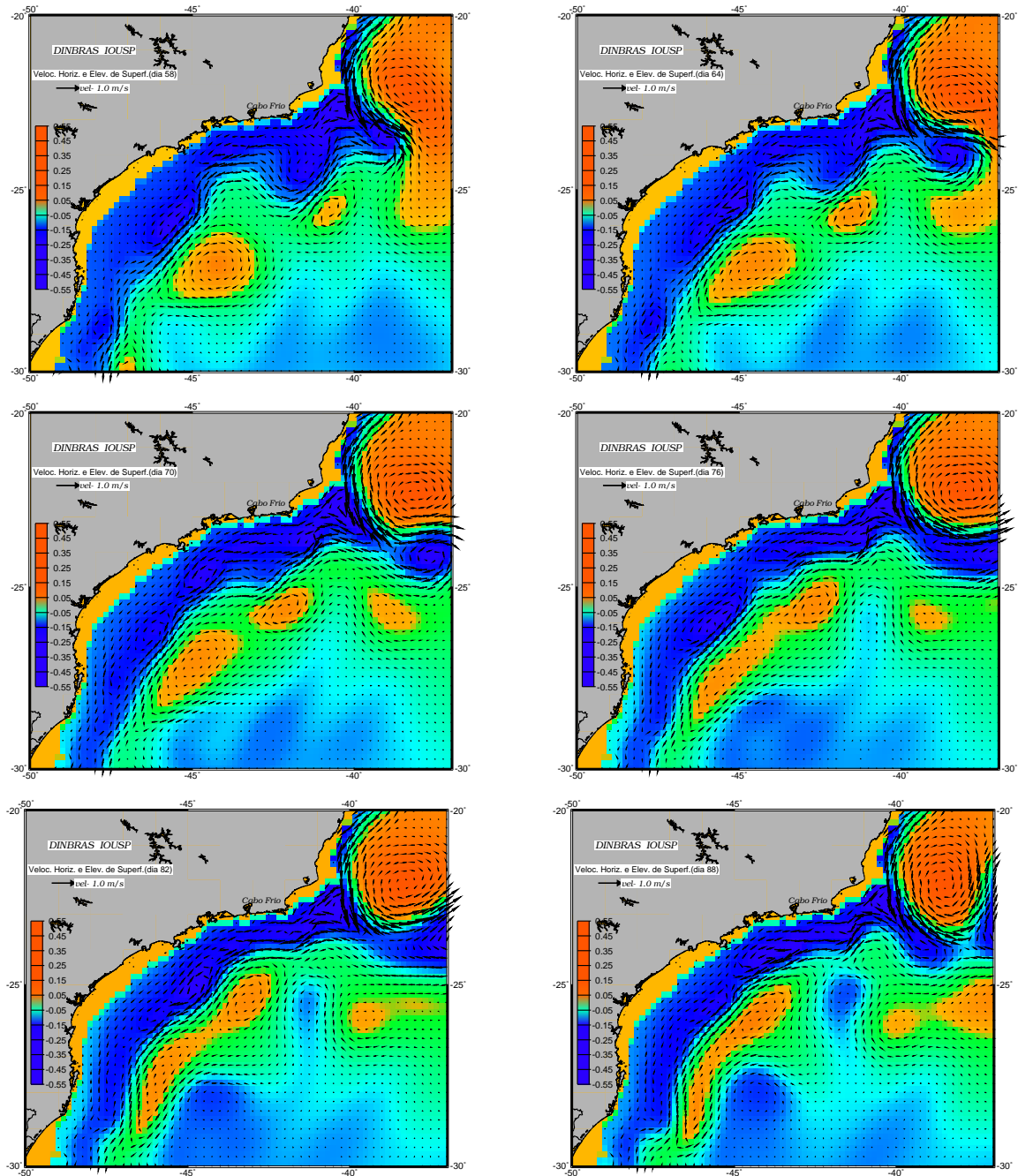


Figura 4.9: Evolução de 180 dias a partir da estabilização da energia cinética média. Campo de elevação de superfície e velocidade horizontal em superfície, do dia 58 ao 88, com intervalo de 6 dias. Experimento - ETH1.

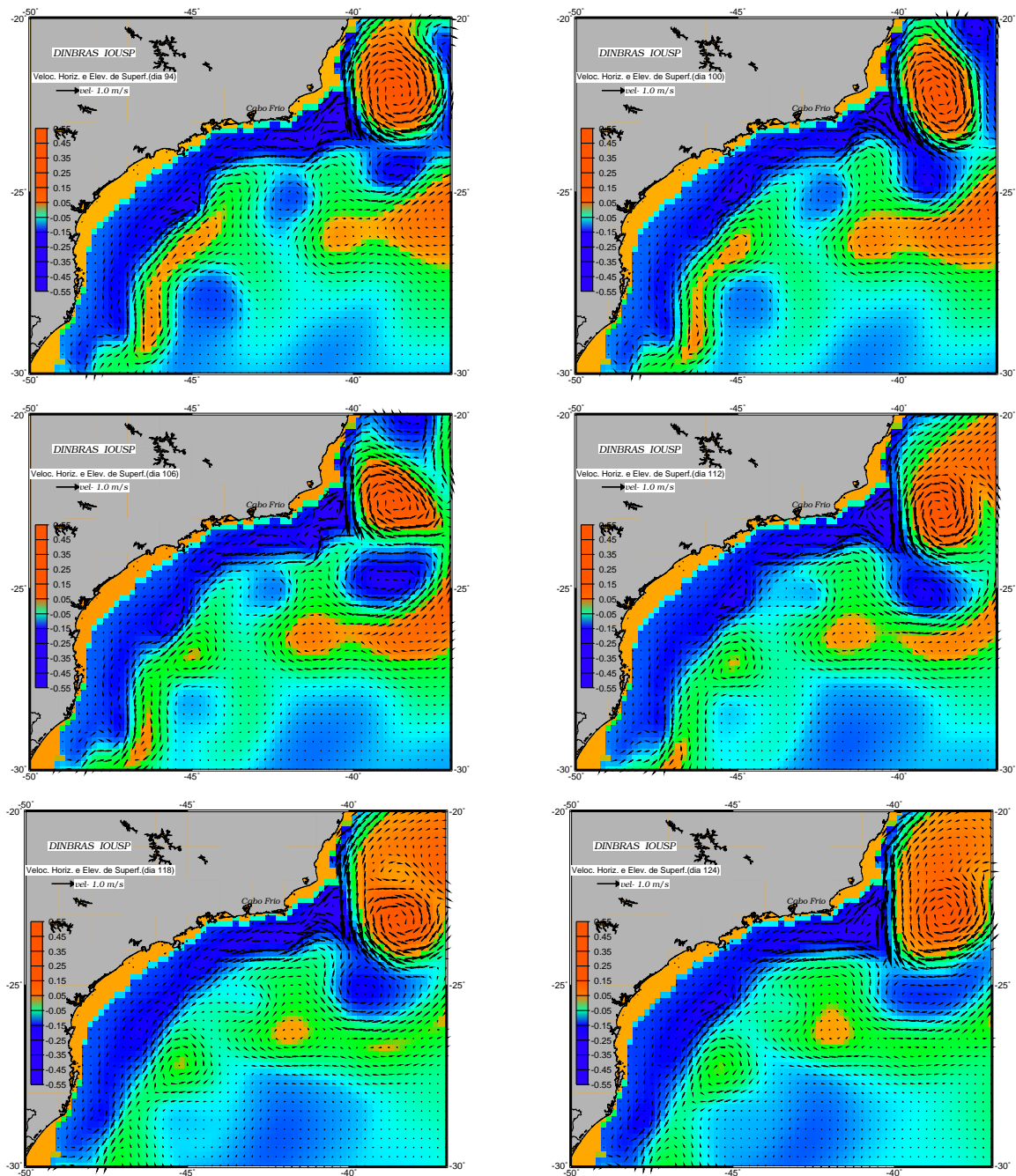


Figura 4.10: Evolução de 180 dias a partir da estabilização da energia cinética média. Campo de elevação de superfície e velocidade horizontal em superfície, do dia 94 ao 124, com intervalo de 6 dias. Experimento - ETH1.

O comportamento ondulatório, obtido pela simulação da CB, está de acordo como de fato é observado pelas imagens AVHRR (vide Figura 1.7). As características das ondas de vorticidade, dentro da Bacia de Santos, são em sua maioria de um comprimento de onda ( $\lambda$ ) da ordem de 200-400 km. Estimamos graficamente um comprimento de onda de aproximadamente 390 Km. Nos mapas de velocidade horizontal e elevação de superfície nas Figuras 4.8 e 4.10 observamos a CB meandrando. A partir do Cabo de São Tomé, em particular em Cabo Frio, um grande meandro ciclônico é frequentemente formado.

De acordo com o Diagrama Hovmoller, ou Diagrama espaço-tempo, (Fig. 4.11) estimamos o período desta onda em aproximadamente de 20 dias. No mapa da esquerda, encontra-se o gráfico da corrente zonal em superfície, com a reta ao longo da qual calculamos o Diagrama Hovmoller. Desta forma, temos uma onda com um frequência estimada de  $3,6 \cdot 10^{-6} \text{ rad s}^{-1}$ , uma velocidade de fase de  $0,23 \text{ m s}^{-1}$  e um número de onda de  $1,5 \cdot 10^{-5} \text{ rad m}^{-1}$ . A onda formada tem velocidade de fase da ordem da velocidade da corrente, com comprimentos de onda da ordem dos comprimentos instáveis das ondas de Rossby da Corrente do Golfo [Xue & Mellor, 1993]. Percebemos na Figura 4.11 que, estas ondas, com velocidade de fase em torno de  $0,23 \text{ m s}^{-1}$  e de grupo de aproximadamente  $0,05 \text{ m s}^{-1}$ , caracterizam de fato que são ondas dispersivas.

Os mapas de corrente horizontal da Figura 4.12, assim como a seção vertical de um vórtice ciclônico em  $21^\circ\text{S}$  (Fig. 4.13), revelam de forma mais ilustrativa o caráter baroclínico da CB, dos meandros e vórtices. Em particular na Figura 4.12, notemos que os vórtices na região da CB (painéis superiores) e os vórtices nas profundidades da CCI tem sentido oposto e apresentam diferenças de fase na vertical. Ou seja, um núcleo de vórtice anticiclônico em níveis subpicnoclínico está associado à um núcleo de um vórtice ciclônico em superfície, mas centrado mais ao sul.

Para facilitar a visualização do fenômeno, consideremos os níveis de superfície (na CB) e de 500 m (na CCI) ao mesmo dia 40 de simulação. Traçamos, em cada um

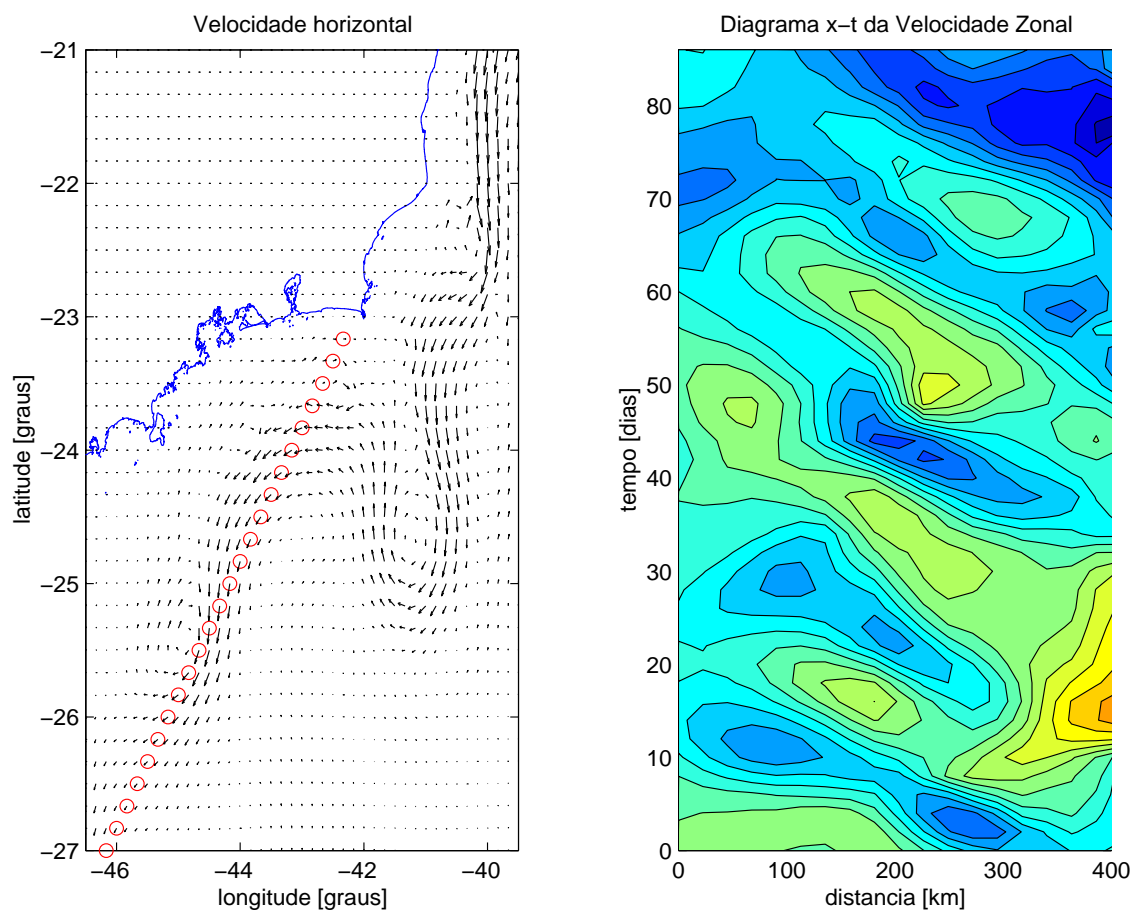


Figura 4.11: Velocidade horizontal do dia 40 (painel esquerdo). Diagrama Hovmoller da velocidade zonal em superfície(painel direito). Experimento - ETH1.

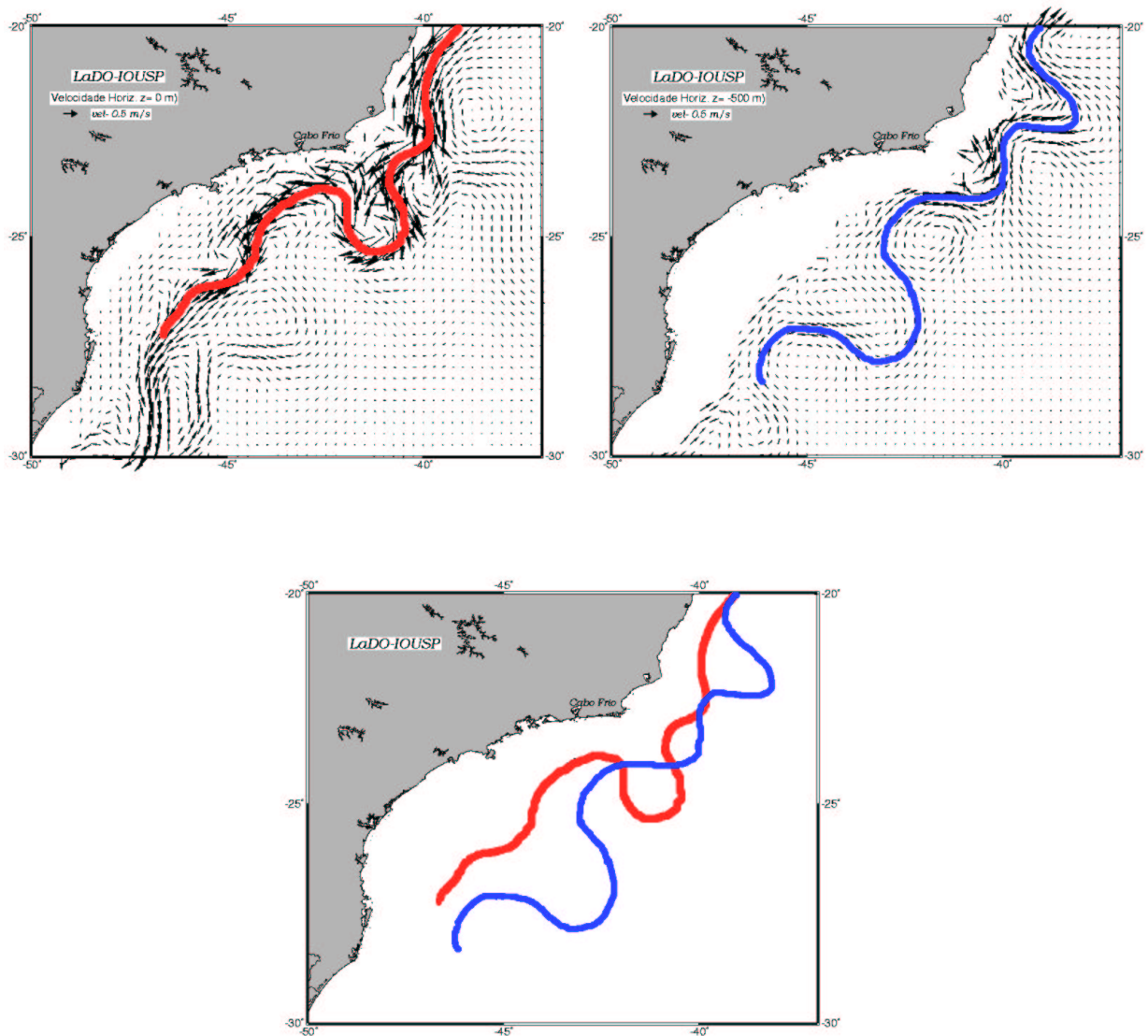


Figura 4.12: Painel superior: mapas de velocidade horizontal em superfície e profundidade de, 500 m, referentes ao dia 40 de simulação. Painel inferior: superposição do padrão de onda de superfície em vermelho e em azul o padrão da onda em 500 m de profundidade. Experimento - ETH1.



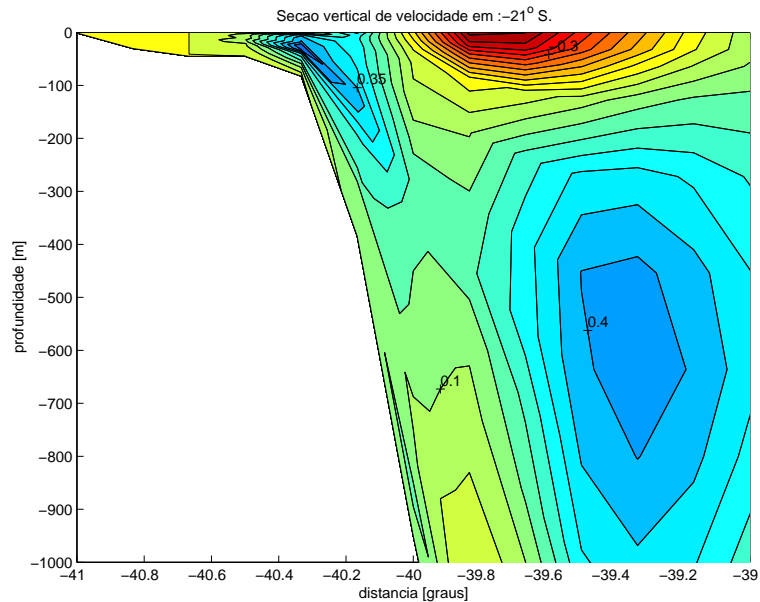


Figura 4.13: Seção vertical de velocidade em  $21^{\circ}$  S, exibindo vórtice baroclínico no dia 40 de simulação. Experimento - ETH1.

dos níveis, a linha onde os valores do gradiente da velocidade é máximo, e que podem ser interpretados como linhas de vorticidade potencial. Os resultados, observados na Figura 4.12, mostram claramente as diferenças de fase entre os dois níveis. Merece nossa atenção o desencontro de mais de  $45^{\circ}$  dos meandros ao longo de Cabo Frio. Tais deslocamentos são indicativos de crescimento baroclínico e drenagem de energia potencial associada ao jato básico (ou médio) pelos meandros [Meacham, 1991]. Os meandros então se reforçam mutuamente e crescem. Sendo assim, sugerimos que isso é uma manifestação de instabilidade baroclínica. Após os meandros crescerem significativamente, efeitos não-lineares podem conduzir a seu destacamento, como observado em alguns casos nas Figuras 4.8 - 4.10.

## 4.2 Experimento ETH15

### 4.2.1 Características e Estabilização

Este experimento foi estabelecido a partir das mesmas características do Experimento ETH1, em termos de implementação preservando a mesma estrutura termohalina. Somente o passo de integração foi modificado, usamos para o modo interno (modo baroclínico) 300 segundos e 10 segundos para o modo externo (modo barotrópico). Da mesma forma que o Experimento ETH1, escolhemos os valores dos parâmetros de viscosidade cinemática horizontal constante, ao invés de utilizar a rotina do cálculo da viscosidade pelo método de Smagorinsky. Mantivemos também a simulação em duas etapas, com os mesmos valores de viscosidade horizontal em cada etapa, do Experimento ETH1.

Os valores do patamar de estabilização da energia cinética média (Fig. 4.14), neste experimento, são aproximadamente iguais ao do Experimento ETH1. A diferença está no fato de que no início das simulações a energia tende a um valor relativamente alto e rapidamente cai, e logo tende a estabilizar. O gráfico não apresenta a oscilação observada no Experimento ETH1. Tende a estabilizar em torno do dia 70 de simulação, mantendo o valor praticamente constante de aproximadamente  $3 \cdot 10^{-3} \text{ Jm}^{-3}$ .

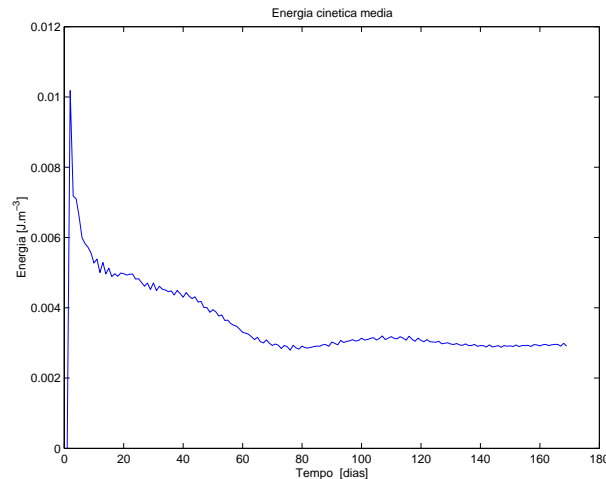


Figura 4.14: Energia cinética média de 160 dias de simulação, os primeiros 60 dias corresponde ao período de estabilização, o restante corresponde a fase de análise dos resultados da simulação. Experimento - ETH15.

## 4.2.2 Circulação Média

No Experimento ETH1 obtivemos um campo médio de corrente de superfície, com assinaturas marcantes de meandros ciclônico e anticiclônicos, recorrente entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio. Tais estruturas não são observadas no Experimento ETH15 (Fig. 4.15). Em comparação com o Experimento ETH1, no Experimento ETH15 os mapas médios de velocidade de superfície e elevação, revelam um padrão suave. A Figura 4.15 exibe uma corrente bordejando a linha de costa, apresentando uma única assinatura vortical anticiclônica acima e ao largo do Cabo de São Tomé, em aproximadamente  $21^{\circ}$  S, também detectada na Figura 4.2. Isto sugere que ou os meandros ciclônicos abaixo do Cabo de São Tomé se formam com menos frequência que no Experimento ETH1, ou não são formados devido a ausência do gradiente batimétrico.

Nos painés da Figura 4.16 mostramos a distribuição das velocidades horizontais em diversas profundidades, e podemos observar que o padrão de escoamento se revela ainda

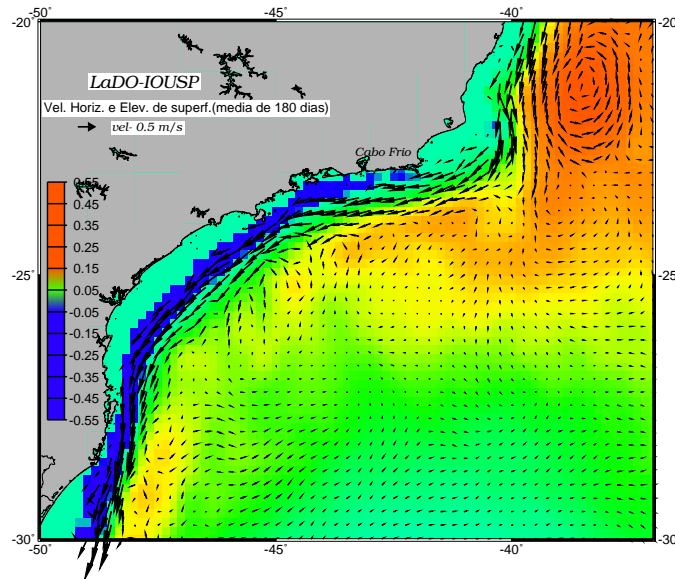


Figura 4.15: Mapa da média de 180 dias, em superfície de velocidade horizontal e elevação de superfície. Experimento - ETH15.

suave, seguindo o padrão de superfície. O núcleo da CCI, observado neste experimento, diferentemente do Experimento ETH1, ocorre em profundidades relativamente maiores, tendo um máximo de velocidade em torno de 800 m. Isto fica mais claro na Figura 4.17, onde mostramos a Seção de velocidade em 22° S (painel esquerdo) e a componente da velocidade baroclínica (painel direito). Observamos valores máximos de velocidade associado a CB, em torno de  $0,5 \text{ m s}^{-1}$  e associado a CCI, em torno de  $0,1 \text{ m s}^{-1}$ , nos dois painéis. Isto mostra como a componente baroclínica difere muito pouco, em termos de feições e valores, da velocidade total, neste caso.

Na Tabela 4.2 listamos os valores de transporte total, baroclínico e barotrópico. Comparando com a Tabela 4.1 do Experimento ETH1, percebemos que o Experimento

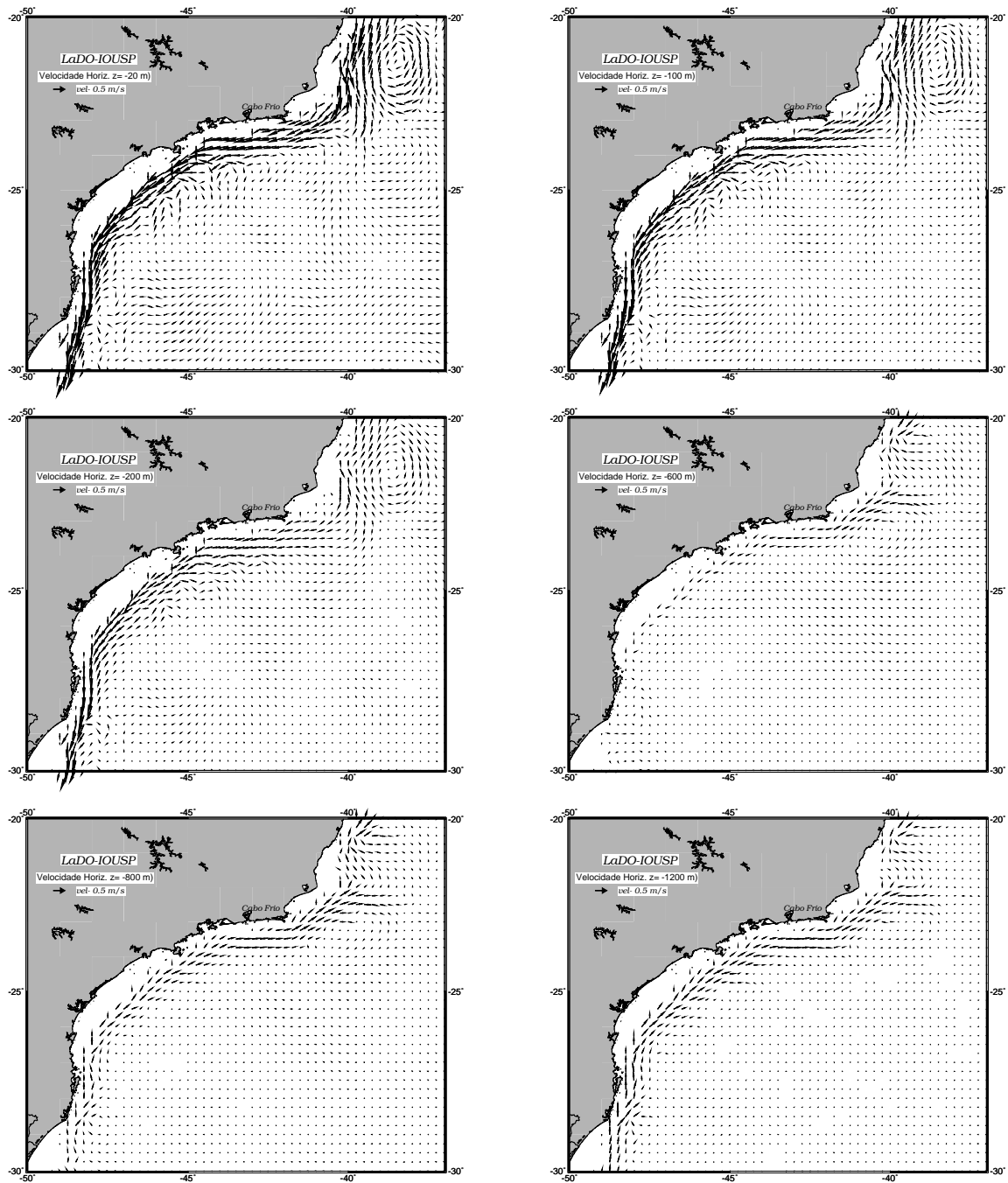


Figura 4.16: Campo médio de velocidades em profundidades: 20 m, 100 m, 200 m, 600 m, 800 m e 1200 m. A isobatimétrica nos gráficos corresponde à 200 m. Experimento - ETH15.

ETH15 tem um caráter muito mais baroclínico do que o Experimento ETH1. A componente baroclínica representa 80% do transporte total em média das seções analisadas, enquanto no Experimento ETH1 essa componente representa 64% do transporte total em média. Mesmo assim, os valores de transporte são da ordem dos transportes obtidos

Tabela 4.2: Estimativas do Transporte de Volume (até 400 m de profundidade) do Experimento ETH15. ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ )

<b>Latitude</b> (°S)	<b>Transporte</b> <b>Total</b> (Sv)	<b>Transporte</b> <b>Barotrópico</b> (Sv)	<b>Transporte</b> <b>Baroclínico</b> (Sv)
20°S	<b>5,6</b>	<b>0,9</b>	<b>4,7</b>
21°S	<b>7,7</b>	<b>1,0</b>	<b>6,7</b>
22°S	<b>7,2</b>	<b>0,9</b>	<b>6,3</b>
22,5°S	<b>7,5</b>	<b>2,3</b>	<b>5,3</b>
23°S	<b>7,5</b>	<b>3,0</b>	<b>4,5</b>

na Tabela 4.1, sendo coerente também com valores da literatura. Por exemplo, em 23° S *Signorini* [1978] calculou geostroficamente o transporte baroclínico referente à 700 m como 4,4 Sv. No ETH15, o valor de transporte baroclínico é estimado em 4,5 Sv.

O Experimentos ETH1 e ETH15 guardam semelhanças em relação à baroclinicidade dos sistemas CB-CCI simulados. Desta forma, omitimos os cálculos de  $\frac{\partial \bar{q}}{\partial x}$  para o Experimento ETH15, assumindo assim que o sistema é baroclinicamente instável.

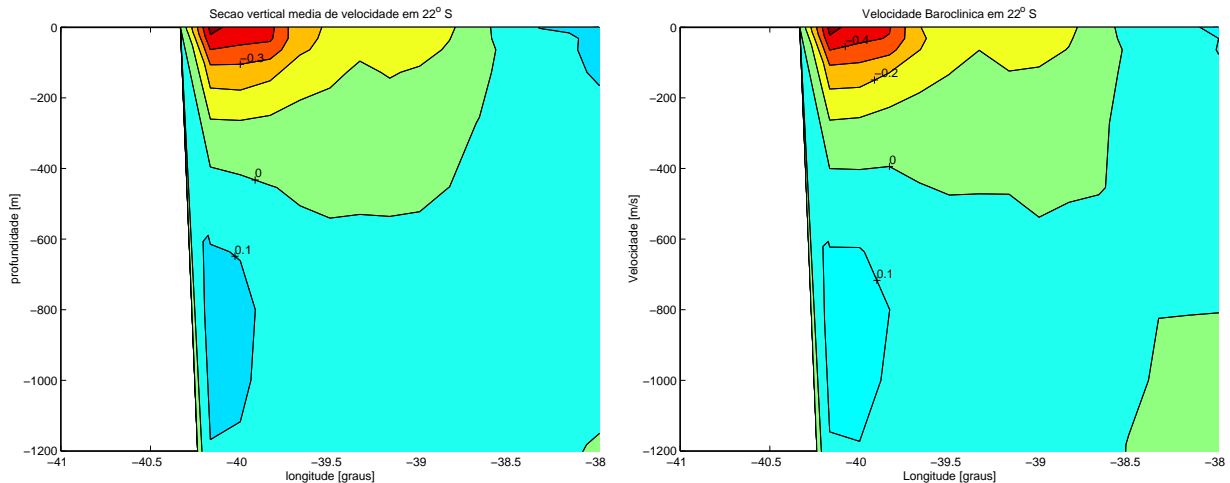


Figura 4.17: Seção vertical média de velocidade em 22° S (painel esquerdo), seção da componente baroclínica da velocidade média em 22° S (painel direito). Experimento - ETH15.

### 4.2.3 Variabilidade de Meso-escala

No Experimento também, obtivemos uma CB com meandros evoluindo e crescendo no tempo. As atividades de instabilidade ocorrem em sua maioria em torno de Cabo Frio e Cabo de São Tomé. A região da Baía de Santos apresenta pouca, ou quase nenhuma, atividade de meandros (Fig. 4.18). No painel do dia 30 na Figura 4.18, a CB esboça um meandro ciclônico ao largo de Cabo São Tomé. No dia 60, um grande vórtice anticiclônico é gerado, acompanhando mais tarde a geração do vórtice ciclônico em torno de Cabo São Tomé (dias 70 e 80). Chamamos a atenção para o fato de que não há formação do amplo meandro ciclônico ao largo de Cabo de São Tomé, tão evidente em imagens AVHRR e presente nos resultados do Experimento ETH1.

A ausência do talude e sopé continentais e alteração da largura da plataforma, em nossa interpretação, são responsáveis pela não geração do meandro de Cabo Frio e do trem de ondas no Experimento ETH15. Isso corrobora os trabalhos de *Campos et al.* [1995, 1996] que afirmam que os mecanismos de compressão e estiramento da coluna

d'água geram, por conservação de vorticidade potencial, ondas de vorticidade. Os resultados de *Silveira & Lima* [2001] e aqueles obtidos pelas simulações no Experimento ETH1 revelam que a instabilidade baroclínica faz esses meandros crescerem.

A presença dos mecanismos de instabilidade baroclínica se faz evidente pela formação do meandro ciclônico ao largo de São Tomé no Experimento ETH15. Como instabilidade é um fenômeno aleatório, pequenas diferenças de velocidade ou uma perturbação de qualquer origem podem desencadear o processo e fazer com que os meandros cresçam espontaneamente. Isto foi o que, provavelmente, aconteceu nos entornos do dia 60 de simulação. Tais perturbações podem ter sido induzidas pelo fortalecimento do anticiclone de borda observado a partir do dia 30.

A comparação entre os experimentos EFV1 (Cap. 3) e ETH1 e ETH15 (Cap. 4) parecem nos indicar que instabilidade faz crescer os meandros, que resultam de ondas de vorticidade presentes nas imediações de Cabo Frio e que se propagam para sudoeste. Assim, a topografia do assoalho oceânico e a mudança de orientação na linha de costa seriam as “sementes” para a ocorrência do fenômeno observado no sistema baroclínico CB-CCI. Isto parece ser uma evidência da influência da inclinação da costa, como mecanismo que fornece a “semente” para a formação e o crescimento dos meandros abaixo de Cabo Frio.

Investigando os painéis da Figura 4.18, verificamos que não se detecta a presença de um padrão de ondas de Rossby, ao largo da Baía de Santos, ao contrário Experimento a ETH1. Isto pode ser verificado no Diagrama Hovmoller (Fig. 4.20). Na Figura 4.19, onde apresentamos as velocidades horizontais em profundidade no dia 80 de simulação, verificamos na profundidade de 600 m, por exemplo, que além da corrente fluir para norte, o sentido do giro dos meandros é contrário ao sentido de giro dos meandros em superfície. Tomando este vórtice ciclônico, em particular do Experimento ETH15 ao largo de Cabo Frio, podemos ver que a estrutura vertical do vórtice reforça a baroclinicidade do sistema neste experimento.



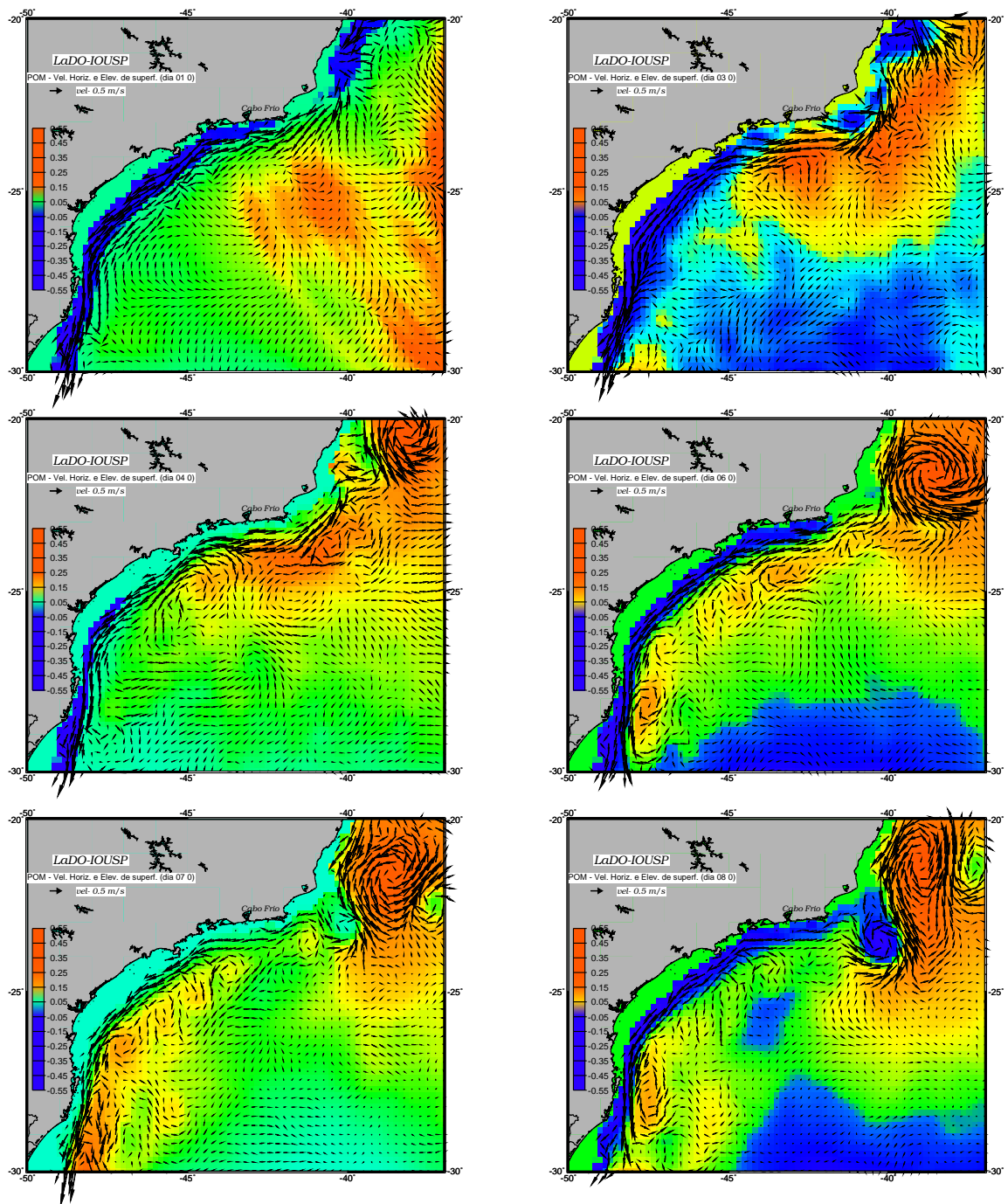


Figura 4.18: Evolução de 80 dias, de simulação, a partir da estabilização da energia cinética média. Campo de velocidade horizontal e elevação de superfície, nos dias 10, 30, 40, 60, 70,80. Experimento ETH15.

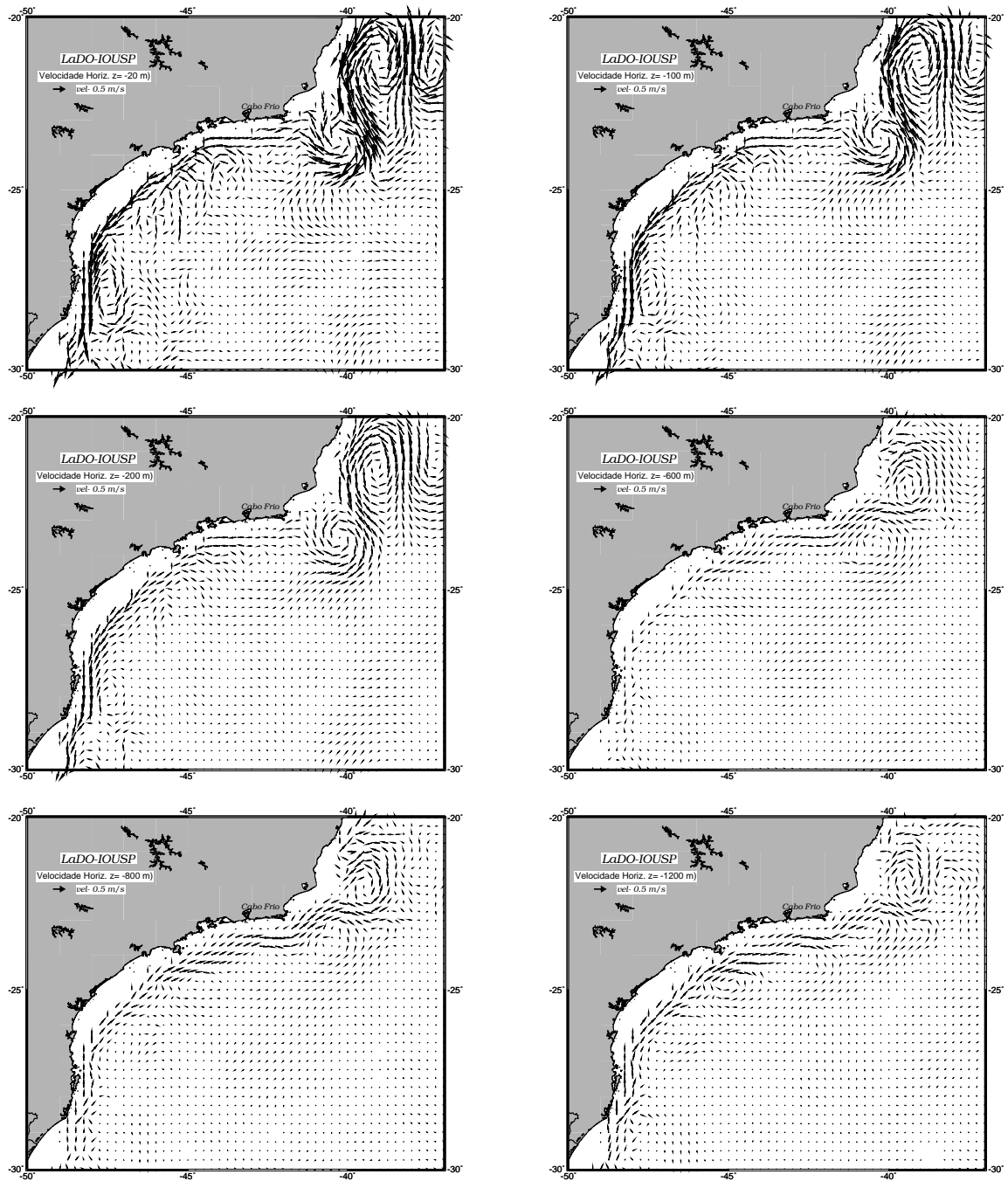


Figura 4.19: Campo de velocidades do dia 80 em profundidades: 20 m, 100 m, 200 m, 600 m, 800 m e 1200 m. A isobatimétrica nos gráficos corresponde à 200 m. Experimento - ETH15.

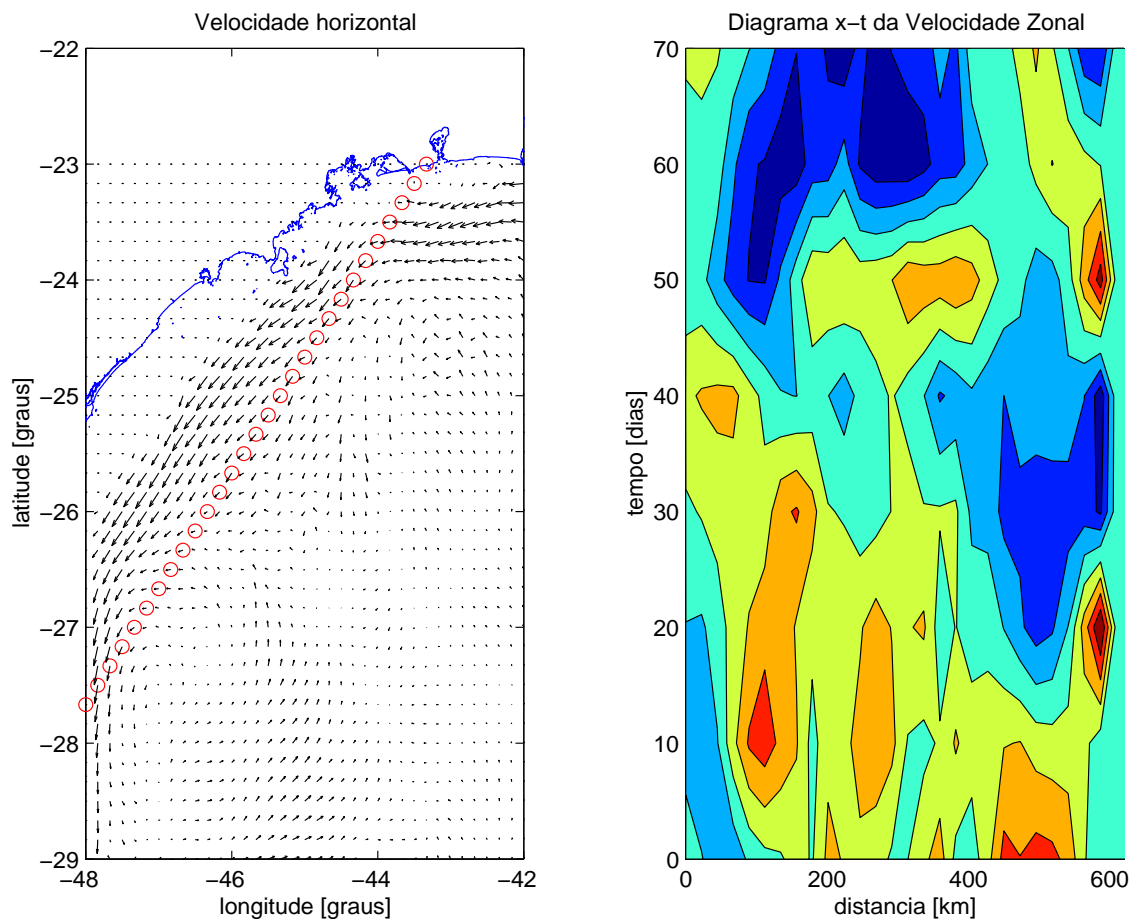


Figura 4.20: Velocidade horizontal do dia 40 (painel esquerdo). Diagrama Hovmoller da velocidade zonal em superfície (painel direito). Experimento - ETH15.

# Capítulo 5

## Considerações Finais

Neste capítulo teceremos considerações de destaque sobre o trabalho de Dissertação, em sequência são incluídas as sugestões de trabalhos futuros.

### 5.1 Sumário e Conclusões

De acordo com os objetivos propostos nesta Dissertação, os quais estão centrados na investigação da formação dos meandramentos e de vórtices da CB entre Cabo de São Tomé (22° S) e o Cabo de Santa Marta Grande (28° S), buscamos:

- Compreender o papel do cisalhamento vertical do sistema CB-CCI entre a quebra de plataforma e o sopé continental, no desenvolvimento dos meandros de amplitude finita observados na região de interesse;
- Avaliar a influência da topografia de fundo, em particular, da largura de plataforma e do talude no processo de meandramento;

Desta forma de acordo com o Capítulo 3, procuramos abordar o problema de forma a compreender o papel de uma corrente sem inversões de fluxo, na vertical (sem a presença da CCI), ao largo do Sudeste Brasileiro.

Na discussão do Experimento EFV1 verificamos que, com a imposição da TCV, geramos uma corrente, predominantemente barotrópica. Isto ficou explícito com os cálculos das componentes de transporte barotrópico e baroclínico para o referido experimento. Assim foi possível concluir que :

- a CB meandra muito discretamente, gerando meandros estacionários de pequena amplitude;
- não se observam ondas de vorticidade ao longo da CB. Isto foi bem exemplificado com o Diagrama Hovmoller (Fig. 3.7);
- foi constatado, a partir do Teorema de Rayleigh, que a CB, satisfaz as condições para instabilidade barotrópica. Mas, podemos afirmar que não são suficientes, o sistema mostra-se barotropicamente estável;
- comparações deste experimento, com resultados de modelagem de *Velhote* [1998], sugerem que para ocorrer meandramentos realísticos da CB a CCI precisa ser considerada.

Assim, os experimentos apresentados no Capítulo 4, foram decisivos para a investigação do meandramento da CB, com a imposição do fluxo associado à CCI, a partir do campo termohalino imposto nas bordas geostroficamente. Neste capítulo, discutimos dois experimentos, um com uma batimetria real e outro sem a batimetria, onde consideramos somente a linha de costa a partir da isóbata de 50 m, no meandramento da CB.

No primeiro Experimento ETH1 concluímos que:

- com a imposição do fluxo associado à CCI a CB meandra vigorosamente, emitindo vórtices, principalmente aos largos de Cabo Frio e de São Tomé. Gera um meandro com a formação do vórtice ciclônico na Bacia de Santos, frequentemente descrito na literatura;

- revela um padrão de escoamento em profundidade visivelmente baroclínico, evidenciado na Tabela 4.1, onde calculamos o transporte barotrópico e baroclínico para diversas seções. Concluímos que o transporte baroclínico em média é responsável por 64% do transporte total. Isto revela o caráter puramente baroclínico da CB;
- o sistema CB-CCI satisfaz às condições necessárias para instabilidade baroclínica, onde os resultados se mostram análogos aos resultados de *Silveira & Lima* [2001];
- o sistema CB-CCI se apresenta como ondas de Rossby superpostas e se propagando para sudoeste, tendo comprimento de onda de aproximadamente 390 km, coerente com o comprimento de ondas instáveis, como por exemplo a CG. As ondas possuem ainda velocidade de fase visivelmente diferente da velocidade de grupo, caracterizando ondas dispersivas.

no segundo Experimento ETH15:

- apesar da falta da batimetria a CB ainda meandra formando o vórtice de Cabo São Tomé;
- não se obteve o padrão de onda de Rossby observado no ETH1 e nem a formação do amplo meandro de Cabo Frio. Em profundidade, observamos um sistema de correntes visivelmente baroclínico. Este é reforçado pelo cálculo de transporte apresentado na Tabela 4.2, onde, em média, o transporte baroclínico é responsável por 80% do transporte total;
- a ausência da topografia neste experimento permite inferir que para o meandramento na CB, o talude e a largura de plataforma são peças importantes no fenômeno, agindo como “sementes” do processo de meandramento.

Por fim, podemos dizer que os meandramentos são frutos da combinação entre a influência de orientação da costa e batimetria, fornecendo o primeiro impulso para o

começo do processo de meandramento, e a instabilidade baroclínica, a qual é responsável pelo crescimento primário dos meandros ao longo do tempo, no Sudeste Brasileiro. No oceano real há provavelmente instabilidade mista, pois a CB é potencialmente barotropicamente instável, conforme sugere os resultados do Experimento EFV1. Entretanto, parece claro que sem o cisalhamento da CCI, subjacente à CB, não há crescimento dos meandros.

## 5.2 Propostas Futuras

Os resultados apresentados no decorrer desta Dissertação revelaram que o meandramento da CB está associado à instabilidade baroclínica. Isto foi primeiramente levantado pelo trabalho de *Silveira & Lima* [2001], onde indicam o comportamento modal do sistema. Seria interessante tentar modelar o sistema CB-CCI, com uma estrutura vertical mais simplificada, de forma “pinçar” a estrutura dinâmica do problema. Assim, poderíamos inferir quais são os modos dominantes no sistema.

Para efeitos de quantificação da inferência de instabilidade baroclínica no sistema CB-CCI, levantada neste trabalho, os cálculos de conversão de energia, usando os resultados destas simulações, se fariam muito elucidativos.

Outro desdobramento deste trabalho seria aproveitar a quantidade de dados hidrográficos gerados nesta região, como por exemplo do Projeto COROAS e mais recentemente aqueles referentes ao Projeto Dinâmica do Ecossistema da Plataforma da Região Oeste do Atlântico Sul (DEPROAS). Estes seriam usados, não só para validação dos resultados, permitindo comparações, mas, também, em sistemas de assimilação de dados, dando um caráter sinótico e mais realístico às simulações.

## Referências Bibliográficas

- Blumberg, A. F. & L. H. Kantha, Open boundary Condition for Circulation Models. *J. of Hydraulic Eng.*, 111, no.2, 1985.
- Boebel, O., R. E. Davis, M. Ollitaut, R.G. Peterson, P.L. Richard, C. Schmid & W. Zenk, The Intermediate Depth Circulation of the Western South Atlantic, *Geophys. Res. Let.*,26(21), 3329-3332, 1999.
- Campos, Edmo J. D., J. E. Gonçalves & Y. Ikeda, Water Mass Structure and Geostrophic Circulation in the South Brazil Bight – Summer of 1991. *J. Geophys. Res.*, 100(C9), 18537-18550, 1995.
- Campos, Edmo J. D., Y. Ikeda, B. M. Castro, S. A. Gaeta, J. A. Lorenzetti, & M. R. Stevenson, Experiment studies circulation in western South Atlantic, *EOS*, 77(27), 253,259, 1996.
- Campos, E. D. J., D. Velhote & I. C. A. da Silveira, Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. *Geophys. R. Letters*, 27, no.6, 751-754, 2000.
- Chapman, D. C., Numerical Treatment of Cross-Shelf Open Boundaries in a Barotropic Coastal Ocean Model. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 1060-1075, 1985.
- Cirano, M., Utilização de Modelo Numérico no Estudo Diagnóstico da Circulação Oceânica na Bacia de Santos. Dissertação de Mestrado, IOUSP, 116 pp, 1995.



- Defant, A., Die absolute topographie des phys. Meeresspiegels und der Druckflächen, sowie die Wasserbewegungen im Atl. Ozean. Meteor. Zeits., 6(2). 5.: 191-250, 1941.
- Emilson, I., The shelf and coastal waters off Southern Brazil. Bolm. Inst. Oceanogr., 17(2), 101-112, 1961.
- Evans, D. L. & S. R. Signorini, Vertical structure of the Brazil Current. Nature, 315, 48-50, 1985.
- Fetter Filho, A. F., Estudo da Circulação e Processos de Mistura da Lagoa dos Patos através do Modelo de Circulação Oceânica da Universidade de Princeton. Dissertação de Mestrado, FURG, 134 pp, 1999.
- Garfield III, N., The Brazil Current at Subtropical Latitudes. Ph.D. Thesis, University of Rhode Island, 121 pp, 1990.
- Johns, W. E., One-dimensional baroclinically unstable waves on the Gulf Stream potential vorticity gradient near Cape Hatteras, Dyn. Atm. and, Oc., 11, 323-350, 1988.
- Kowalik, Z. e T. S. Murty, Numerical Modeling of Ocean Dynamics, World Scientific, 449 pp, 1993.
- Levitus, S. & T. P. Boyer, World Ocean Atlas 1994, Technical Report Vol. 4, National Oceanographic Data Center, Ocean Climate Laboratory, 117 pp., 1994.
- Lima, J. A. M., Oceanic Circulation on the Brazilian Shelf Break and Slope at 22°S, Ph.D. Thesis, University of New South Wales, 164 pp, 1997.
- Mascarenhas, A. S., Jr., L. B. Miranda & N.J. Rock. A study of oceanographic conditions in the region of Cabo Frio. In Fertility of the sea, J. D. Costlow, ed., v.1 Gordon and Breach, N.Y., 285-308, 1971.
- Meacham, S. P., Meander evolution on piecewise-uniform, quasi-geostrophic jets, J. Phys. Oceanogr., 21, 1139-1170, 1991.

- Mellor, G. L. A three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model, Program in Atmospheric and Oceanic Sciences Princeton University, 41pp, 1998.
- Mellor, G. L. & T. Yamada, A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, *J. Atmos. Sci.*, 31, 1791-1806, 1974.
- Miller, J. L. and T. N. Lee, Gulf Stream meanders in the South Atlantic Bight, Part I: Scaling and Energetics. *J. Geophys. Res.*, 100, 6687-6704, 1995.
- Miller, J. L. and T. N. Lee, Gulf Stream meanders in the South Atlantic Bight, Part II: Momentum Balances. *J. Geophys. Res.*, 100, 6705-6723, 1995.
- Miranda, L. B. de, Forma de Correlação T-S de massa de água das regiões costeira e oceânica entre o Cabo de São Tomé (RJ) e a Ilha de São Sebastião (SP), Brasil, *Bolm. Inst. Oceanogr.*, 33(2), 105-119, 1985.
- Miranda, L.B. & B. M. Castro Filho, Condições do movimento geostrófico das águas adjacentes a Cabo Frio (RJ). *Bolm. Inst. Oceanogr.*, 28(2), 79-93, 1979.
- Moreira, J. R. G. B., Correntes na plataforma externa e talude ao largo de Santos: observações no verão 1993. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico, 214pp, 1997.
- Müller, T. J., Y. Ikeda, N. Zangenberg, & L. V. Nonato, Direct measurements of the western boundary currents between 20°S and 28°S, *J. Geophys. Res.*, 103(C3), 5429-5437, 1998.
- O'Connor, W. P., A user's manual for the Princeton Numerical Ocean Model, Institute for Naval Oceanography., 67pp, 1991.
- Palma, E. D. & R.P. Matano, On the implementation of open boundary conditions for a general circulation model: The three-dimensional case. *J. Geophys. Res.*, 105, 8605-8627, 2000.

- Reid, J. L., On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports, *Prog. Oceanog.*, 23, 149-244, 1989.
- Signorini, S. R., Contribuição da circulação e do transporte de volume da Corrente do Brasil, entre o cabo de São Tomé e a Baía de Guanabara., Dissertação de Mestrado, IOUSP, 103 pp, 1974.
- Signorini, S. R., On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. *Deep-Sea Res.*, 25 481-490, 1978.
- Silveira, I. C. A. da, 1996, Meandering and Eddy Formation in Separating Wester Boundary Currents, Tese de Doutorado, University of New Hampshire, 228 pp.
- Silveira, I. C. A. da, L. B. de Miranda e W. S. Brown, On the origins of the North Brazil Current, *J. Geophys. Res.*, 99 (C11), 22501-22512, 1994.
- Silveira, I. C. A. da, A. C. K. Schmidt, E. J. D. Campos, S. S. de Godoi e Y. Ikeda, A Corrente do Brasil ao largo da Costa Leste Brasileira, *Rev. bras oceanogr.*, 48(2):171-183 (C11), 2000.
- Silveira, I. C. A. da & G.R. Flierl, Eddy formation in  $2\frac{1}{2}$ -layer, quasi-geostrophic jets, (em preparação).
- Silveira, I. C. A. da & J. A. M. Lima, The Brazil Current Vertical Structure off Cape São Tomé, (em preparação).
- Stommel, H., The Gulf Stream, Univ. Calif. Press., 249pp., 1965.
- Stramma, L., Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic, *J. Mar. Res.*, 49, 281-294, 1991.
- Stramma L. & E. Matthew, On the whater masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 104, no.C9, 20863-20883, 1999.

Sverdrup, H. U., M. W. Johnson & R. H. Fleming, The Oceans: their physics, chemistry and general biology, Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, 1087pp, 1942.

Tomczak, M. & J.S. Godfrey, Regional Oceanography: An introduction, Pergamon, 422pp, 1994.

Velhote, D., Modelagem Numérica da Ressurgência da Quebra de Plataforma induzida por Vórtices Ciclônicos da Corrente do Brasil na Bacia de Santos, Dissertação de Mestrado, IOUSP, 134 pp, 1998.

Wüst, G., The stratosphere of the Atlantic Ocean, William Emmerly, Editor. Amerind Publishing, New Delhi, 1980., 112 pp, 1935.

Zemba, J. C., The structure and transport of the Brazil Current between 27° and 36°S. Tese de doutoramento, Woods Hole Oceanographic Institution, Wood Holes Massachusetts, WHOI-91-37, 160 pp, 1991.

# Apêndice A

## Experimentos Forçados com o Vento

Tabela A.1: Relação dos experimentos realizados com contornos fechados com camadas esponjas. Batimetria real (com correção em acima de 19° S), domínio (40°-15°)S (55°-25°)W e resolução de 1/6 de grau, 15 camadas sigma e somente a tensão de cisalhamento do vento como forçante. Estrutura termohalina média da climatologia *Levitus et al.* [1994]

<b>Experimento</b>	$\tau_0$ ( N m <sup>-2</sup> )	<b>DTI/DTE</b> (s)	<b>tempo de sim.</b> (dias)	<b>HORCON.</b>	<b>AAM.</b> (m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> )
EFV1	1,0	600/20	180	0,05	500
EFV2	0,8	600/20	180	0,05	500
EFV3	0,6	600/20	180	0,05	500
EFV4	0,4	600/20	180	0,05	500
EFV5	0,2	600/20	360	0,05	500

Tabela A.2: Relação dos experimentos realizados com contornos fechados. Batimetria real (sem correções), domínio (40°-15°)S (55°-25°)W e resolução de 1/6 de grau, 15 camadas sigma e somente a tensão de cisalhamento do vento como forçante. Estrutura termohalina analítica original do POM.

<b>Experimento</b>	$\tau_0$ (N m <sup>-2</sup> )	<b>DTI/DTE</b> (s)	<b>tempo de sim.</b> (dias)	<b>HORCON.</b>	<b>AAM.</b> (m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> )
EFV6	0,2	720/24	1080	0,05	500
EFV7	0,2	720/24	350	0,04	500
EFV8	0,2	720/24	110	0,005	1000
EFV9	0,2	720/24	110	0,05	1000
EFV10	0,2	720/24	330	0,05	200
EFV11	0,2	720/24	210	1,55	500
EFV12	0,2	720/24	70	0,05	2000
EFV13	0,2	900/30	210	0,05	500

Tabela A.3: Relação do experimentos realizados com contornos fechados. Batimetria real (sem correções), domínio (35°-20°)S (55°-25°)W e resolução de 1/8 de grau, 7 camadas sigma e somente a tensão de cisalhamento do vento como forçante. Estrutura termohalina analítica original do POM.

<b>Experimento</b>	$\tau_0$ (N m <sup>-2</sup> )	<b>DTI/DTE</b> (s)	<b>tempo de sim.</b> (dias)	<b>HORCON.</b>	<b>AAM.</b> (m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> )
EFV14	0,2	600/20	80	0,005	500
EFV15	0,2	600/20	80	0,02	500
EFV16	0,2	600/20	180	0,035	500
EFV17	0,2	600/20	720	0,04	500
EFV18	0,2	600/20	360	0,05	200
EFV19	0,2	600/20	210	1,55	500
EFV20	0,2	600/20	80	0,0005	500
EFV21	0,2	600/20	110	0,01	500
EFV22	0,2	600/20	70	0,03	500

# Apêndice B

## Experimentos com Estrutura

### Termohalina

Tabela B.1: Relação dos experimentos realizados com contornos abertos. Batimetria real (com correção em acima de 19° S), domínio (32°-15°)S (55°-25°)W e resolução de 1/6 de grau, 15 camadas sigma e somente estrutura termohalina da climatologia *Levitus et al.* [1994]. Experimento sem HORCON significa que não foi usado o cálculo de Smagorinsk, isto é, usou-se coeficiente AAM constante.

<b>Experimento</b>	<b>Modo</b> (prog/diag)	<b>DTI/DTE</b> (s)	<b>Tempo de Sim.</b> (dias)	<b>HORCON.</b>	<b>AAM.</b> (m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> )
ETH1	prog	600/20	360	*	200
ETH2	prog	600/20	360	0,1	500
ETH3	prog	600/20	360	0,2	500
ETH4	prog	600/20	360	*	350
ETH5	prog	600/20	360	*	400
ETH6	prog	600/20	360	*	500
ETH7	prog	600/20	360	*	200



Tabela B.2: Relação dos experimentos realizados com contornos abertos. Batimetria real (suavizada), domínio (40°-15°)S (55°-25°)W e resolução de 1/6 de grau, 15 camadas sigma e somente a estrutura termohalina, sem vento.

<b>Experimento</b>	<b>Modo</b> ( diag/prog)	<b>DTI/DTE</b> (s)	<b>Tempo de Sim.</b> (dias)	<b>HORCON.</b>	<b>AAM.</b> (m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> )
ETH8	prog	600/20	1800	0,1	500
ETH9	prog	600/20	720	0,1	500
ETH10	prog	900/30	540	0,1	500
ETH11	prog	600/20	80	0,05	500
ETH12	prog-diag	900/30	210	0,05	500
ETH13	prog-diag	600/20	300	0,8	500
ETH14	prog-diag	600/20	120	0,2	500

Tabela B.3: Relação dos experimentos realizados com contornos abertos. Batimetria idealizada por parede vertical separando a borda do continente (situada à isóbata de 50 m) e um oceano de fundo plano em 2000 m, domínio (32°-15°)S (55°-25°)W e resolução de 1/6 de grau, 15 camadas sigma e somente estrutura termohalina da climatologia *Levitus et al.* [1994]. Experimento sem HORCON significa que não foi usado o cálculo de Smagorinsk, isto é, usou-se coeficiente AAM constante.

<b>Experimento</b>	<b>Modo</b> (diag/prog)	<b>DTI/DTE</b> (s)	<b>Tempo de Sim.</b> (dias)	<b>HORCON.</b>	<b>AAM.</b> (m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> )
ETH15	prog	300/10	180	*	200
ETH16	prog	300/10	180	*	350
ETH17	prog	300/10	80	0,05	500
ETH18	diag	300/10	60	0,05	500

Tabela B.4: Relação dos experimentos realizados com contornos fechados. Batimetria real (sem correções), domínio (40°-15°)S (55°-25°)W e resolução de 1/6 de grau, 15 camadas sigma e somente a estrutura termohalina, sem vento.

<b>Experimento</b>	<b>Modo</b> ( diag/prog)	<b>DTI/DTE</b> (s)	<b>Tempo de Sim.</b> (dias)	<b>HORCON.</b>	<b>AAM.</b> (m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> )
ETH19	prog	900/30	300	0,05	500
ETH20	prog	600/20	310	1,00	500
ETH21	prog	600/20	360	0,08	500
ETH22	prog	600/20	140	0,5	500
ETH23	prog	600/20	360	0,05	500
ETH24	prog	600/20	360	0,1	500
ETH25	prog-diag	900/30	110	0,5	500
ETH26	prog-diag	600/20	100	0,05	500
ETH27	prog-diag	900/30	120	0,1	500
ETH28	prog-diag	900/30	60	1,0	500
ETH29	diag	900/30	60	0,05	500

Tabela B.5: Relação dos experimentos realizados com contornos fechados. Batimetria real (suavizada), domínio (40°-15°)S (55°-25°)W e resolução de 1/6 de grau, 15 camadas sigma e somente a estrutura termohalina, sem vento.

<b>Experimento</b>	<b>Modo</b> ( diag/prog)	<b>DTI/DTE</b> (s)	<b>Tempo de Sim.</b> (dias)	<b>HORCON.</b>	<b>AAM.</b> (m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> )
ETH30	prog	900/30	150	0,05	500
ETH31	prog-diag	900/30	310	0,05	500