Leandro Calado

Dinâmica da interação da atividade de meso-escala da Corrente do Brasil com o fenômeno da ressurgência costeira ao largo de Cabo Frio e Cabo de São Tomé, RJ

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

Orientador:

Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira

São Paulo

2006

Universidade de São Paulo

Instituto Oceanográfico

Dinâmica da interação da atividade de meso-escala da Corrente do Brasil com o fenômeno da ressurgência costeira ao largo de Cabo Frio e Cabo de São Tomé, RJ

Leandro Calado

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

Julgada em _____/_____/_____

Prof. Dr.	Conceito
Prof. Dr.	Conceito
Prof. Dr.	Conceito
Prof. Dr.	Conceito
Prof. Dr.	Conceito

.

"If we knew what it was we were doing, it would not be called research, would it?"

Albert Einstein

Conteúdo

Conteúdo **i**

Lista de Figuras **vi**

Lista de Tabelas **xvi**

Agradecimentos **xvii**

Resumo **xix**

Abstract **xxi**

1 Introdução **1**

1.1 A Corrente do Brasil 1

1.2 Os Vórtices da Corrente do Brasil 3

1.3 Objetivos 16

2 O Cenário Observacional **18**

2.1 Os Cruzeiros DEPROAS 18

2.1.1 O Cruzeiro DEPROAS de Verão de 2001 19

2.1.2 O Cruzeiro DEPROAS de Verão de 2002 26

3 O Modelo Regional Orientado por Feições **32**

3.1 O Conceito 33

3.2 Aplicações do MROF 34

3.3 O MROF para o Sudeste Brasileiro 35

3.3.1 O Protocolo MROF 36

3.3.2 Adimensionalização dos Perfis Sinóticos de temperatura e salinidade 40

3.3.3 Modelo de Feição para a Corrente do Brasil 41

3.3.4 Modelo de Feição para os Vórtices da CB 45

3.3.5 Modelo de Feição para a Ressurgência Costeira 51

3.3.6 A Construção dos Campos Termohalinos do MROF 54

3.3.7 Cenários Sinóticos 56

4 O Modelo Numérico **59**

4.1 Descrição do *Princeton Ocean Model* 59

4.1.1 Equações Governantes 60

4.1.2 O Esquema Numérico 63

4.2 O POM3D 65

4.2.1 Implementação do POM3D 65

4.2.2 Condições de Contorno 66

4.2.3 Inicialização do POM3D 68

4.2.4 Campo de Vento 69

4.3 O POMxσ 70

4.3.1 Implementação do POMxσ 71

4.3.2 Condições de Contorno 72

4.3.3 Inicialização do POMxσ 72

4.3.4 Campo de Vento 73

4.4 Análise de Instabilidade Geofísica 73

5 Experimentos Numéricos **78**

5.1 Experimentos do POMxσ 78

5.1.1 Implementação dos experimentos dos POMxσ 79

5.1.2 Resultados dos Experimentos com o POMxσ 84

5.1.3 Discussão dos Experimentos 93

5.2 Experimentos com o POM3D 96

5.2.1 Resultado do Experimento POM3D-1 98

5.2.2 Resultado do Experimento POM3D-2 103

5.2.3 Resultado do Experimento POM3D-3 112

5.2.4 Discussão dos Experimentos 118

6 Sumário e Conclusões **125**

6.1 Síntese Geral e Conclusões 125

6.2 Sugestões para Trabalhos Futuros 129

Apêndice **130**

A Aquisição e Tratamento de Dados Hidrográficos **130**

A.1 Aferição dos Equipamentos 131

A.2 Tratamento dos Dados Hidrográficos 132

A.3 Alisamento dos Dados Hidrográficos 134

A.4 Correções de Erros de Tendência 135

A.5 Gradeamento dos Campos Hidrográficos 137

B Análise Objetiva de Múltiplas Escalas **139**

B.1 O Interpolador Ótimo 140

B.2 Formulação da Análise Objetiva 141

B.3 Análise Objetiva de Múltiplas Escalas 145

B.4 A Função de Correlação da AOME 145

C Elenco de Experimentos POM3D **149**

Bibliografia **150**

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 *Stommel* (1965). 2

1.2 Representação esquemática do conceito de meandro-vórtice. 4

1.3 Esquema do trem de ondas gerado pelo meandramento da CB, evidenciando os Vórtice de Vitória (VV), Vórtice de Cabo de São Tomé (VCST) e Vórtice de Cabo Frio (VCF). "A" significa centro de alta pressão e "B" baixa pressão. 5

1.4 Padrão de ondas baroclínicas, diferença de fase das ondas instáveis. A linha vermelha pontilhada representa a linha de vorticidade associado ao escoamento subpicnoclínico da CCI e a linha azul representa a linha de vorticidade da CB. 8

1.5 Imagem TSM entre Rio de Janeiro e Vitória. São realçados os meandros de Cabo Frio e Cabo de São Tomé e a pluma, de ressurgência costeira, que cobre desde o norte de Cabo do São Tomé ao sul da Baia de Guanabara. Cedida por Jão Lorenzzetti - INPE 10

1.6 Cisalhamento horizontal pelo gradiente térmico gerado pela frente de ressurgência e águas oceânicas. As setas representam as correntes. O painel a esqueda é uma seção vertical na região dos jatos, revela os jatos e a entrada da ACAS na plataforma (setas subindo o talude). . . . 11

1.7 Esquema de como um vórtice ciclônico propagante pode bombear água em sua parte dianteira, propiciando ressurgência de quebra de plataforma. De acordo com *Campos et al* (2000). 13

1.8 Vórtice ciclônico, ao largo do Embaiamento de São Paulo, em cores velocidade vertical e vetores de velocidade horizontal. De acordo com *Velhote* (1998). 14

2.1 Radiais ao largo de Cabo Frio, para o Cruzeiro DEPROAS V2001. . . . 20

2.2 Distribuição vertical de temperatura na Radial 1 ao largo de Cabo Frio, para o cruzeiro DEPROAS V2001. 20

2.3 Distribuição vertical de temperatura na Radial 2 ao largo de Cabo Frio, para o cruzeiro DEPROAS V2001. 21

2.4 Distribuição vertical de temperatura na Radial 3 ao largo de Cabo Frio, para o cruzeiro DEPROAS V2001. 21

2.5 Distribuição vertical de temperatura na Radial 4 ao largo de Cabo Frio, para o cruzeiro DEPROAS V2001. 22

2.6 Distribuição vertical de salinidade na Radial 1 ao largo de Cabo Frio. . 23

2.7 Distribuição vertical de salinidade na Radial 2 ao largo de Cabo Frio. . 23

2.8 Distribuição vertical de salinidade na Radial 3 ao largo de Cabo Frio. . 24

2.9 Distribuição vertical de salinidade na Radial 4 ao largo de Cabo Frio. . 24

2.10 Distribuição vertical de temperatura na Radial 1 ao largo de Cabo Frio, para o cruzeiro DEPROAS V2001. Observar a assinatura do vórtice ciclônico, centrado à 90 km da isóbata de 100 m. 25

2.11 Velocidade em ms^{-1} modelada via POM seccional. De acordo com *Silveira et. al* (2004) 25

2.12 Imagem de Satélite da TSM, para 12/02/2001. Adaptado de *Kampel* (2003) 26

2.13 Rede hidrográfica com a disposição das estações na região do cruzeiro DEPROAS V2002. 27

2.14 Campo de temperatura em ^{o}C interpolado por análise objetiva à 5 m de profundidade para o cruzeiro DEPROAS V2002. 28

2.15 Campo de salinidade interpolado por análise objetiva à 5 m de profundidade para o cruzeiro DEPROAS V2002. 28

2.16 Diagrama T-S espalhado do cruzeiro DEPROAS V2002. 29

2.17 Campo de temperatura interpolado por análise objetiva à 5 m de profundidade, para o cruzeiro DEPROAS V2002, sob o campo de velocidade geostrófica. 31

3.1 Imagem da TSM (AVHRR) da região da Corrente do Golfo, e as localizações das principais feições desta região. De acordo com *Gangopadhyay & Robinson* (1997). 35

3.2 Campo de temperatura ^{o}C da superfície do mar para o modelo numérico *Havard Gulf Stream forecasting model*. De acordo com *Gangopadhyay & Robinson* (1997). 35

3.3 Esquema das correntes e massas de Água no Sudeste Brasileiro. 37

3.4 Esquema do procedimento geral do protocolo de elaboração dos MROFs. 39

3.5 Mapa de corrente geostrófica, superposto ao campo de temperatura ^{o}C, em superfície, para o cruzeiro DEPROAS V2002. As demarcações são as localizações de onde foram selecionados os perfis para a borda interna do MF da CB, a borda costeira (em verde), a parte central (em magenta) e a borda oceânica (em azul). 42

3.6 Perfis representantes da frente da CB, baseda no cruzeiro DEPROAS V2002. 42

3.7 Esquema do MF da CB para a frente termohalina da CB. 43

3.8 Calibração do MF da CB. Visão tridimensional do campo de temperatura em ^{o}C. 44

3.9 Seção de temperatura em ^{o}C na região da Bacia de Santos (24^{o} S) do MF da CB (painel esquerdo) e sua respectiva seção de velocidade geostrófica em ms^{-1} (painel direito). 45

3.10 Esquema do MF do vórtice assimétrico da vórtice da CB. 47

3.11 Resultado tridimensional de temperatura em ^{o}C pela aplicação do MF do vórtice de Cabo Frio, para o cruzeiro DEPROAS V2001. 48

3.12 Perfis característicos extraídos do cruzeiro DEPROAS V2002 para representar o vórtice de Cabo Frio (painel esquerdo). Seção de temperatura em ^{o}C do vórtice de Cabo Frio do cruzeiro DEPROAS V2002 e as localizações dos perfis característicos (painel direito). 49

3.13 Resultado do MF do Vórtice da Cabo Frio, para o cruzeiro DEPROAS V2002. Campo de temperatura em ^{o}C (painel esquerdo) e correspondente campo de velocidade geostrófica em ms^{-1} normal à costa (painel direito). 49

3.14 Esquema do MF para a Fente de Ressurgência Costeira. 51

3.15 Resultado da calibração do MF da FRC, aplicado à dois perfis típicos em Cabo Frio extraídos do cruzeiro DEPROAS V2001. 53

3.16 Seções da FRC dispostas na região de influenciada pelo MF da FRC. Estas seções são dispostas de foram a cobrir a área que se quer cobrir com a FRC. 53

3.17 Mapa da temperatura em ^{o}C de superfície baseado em *Levitus et al.* (1998), superposto por um caminho estabelecido pelo MF da CB (asteriscos pretos) e a localização dos perfis climatológicos escolhidos para a compatibilização (asteriscos azuis). 56

3.18 Perfis para o MF da CB tratados para a compatibilização com a climatologia: o perfil costeiro (em verde), o perfil central (em vermelho), o perfil oceânico (em azul) e o perfil médio (em preto) da climatologia na região oceânica da CB. 56

4.1 Fluxograma estrutural do POM 64

4.2 Grade e batimetria utilizada nas simulações numéricas com o POM3D. Os gradientes de cor referen-se a profundidades em metros. 66

4.3 Campo de vento médio para janeiro de 2002 extraído do "Quikscat". Os vetores representam a direção do vento e as cores sua magnitude em ms^{-1} 70

4.4 Diagrama de transferência de energia de Lorenz. Adaptado de *Cronin & Watts* (1996). 75

4.5 Grade domínio seguindo a isóbata de 100 m. 77

5.1 MROF do campo de temperatura em ^{o}C idealizado destinado á construção da seção com vórtice simétrico sobre uma climatologia sem gradientes horizontais de massa. Como exemplo, o vórtice distante 40 km da quebra de plataforma. 81

5.2 Campo de temperatura em ^{o}C (painel superior) e salinidade (painel inferior) inicial sem gradiente horizontais, para o experimento POMxσ-a. 82

5.3 Campo de temperatura em ^{o}C (painel superior) e salinidade (painel inferior) inicial para um vórtice simétrico em uma climatologia, sem gradiente horizontais, cujo centro dista 40 km da quebra de plataforma continental em superfície, inicial para o experimento POMxσ-b. Tal distância equivale a aproximadamente dois raios de deformação baroclínicos. 83

5.4 Campo de temperatura em ^{o}C (painel superior) e salinidade (painel inferior) inicial para um vórtice simétrico em uma climatologia sem gradiente horizontais, cujo o centro dista 15 km da quebra da plataforma continentalem superfície. Campo inicial para os experimentos POMxσ-c POMxσ-d 85

5.5 Experimento POMxσ-a: energia cinética média por unidade de área em função dos dias de simulação. 86

5.6 Campos de temperatura em ^{o}C para os dias 18, 20 e 22 do experimento POMxσ-a, com variação vertical até 500 m de profundidade. 87

5.7 Experimento POMxσ-b: energia cinética média por unidade de área em função dos dias de simulação. 88

5.8 Campos de temperatura em ^{o}C, salinidade, densidade em kg m^{-3} e velocidade em ms^{-2}, respecitivemente, para o experimento POMxσ-b, depois de 30 dias de simulação sem vento, para um vórtice simétrico em uma climatologia sem gradiente horizontais, longe do talude continental. 89

5.9 Experimento POMxσ-c: energia cinética média por unidade de área em função dos dias de simulação. 90

5.10 Campos de temperatura em ^{o}C, salinidade, densidade em kg m^{-3} e velocidade em ms^{-1}, respectivamente, para o experimento POMxσ-c, depois de 30 dias de simulação sem vento, para um vórtice simétrico em uma climatologia sem gradientes horizontais, próximo ao talude continental. 91

5.11 Experimento POMxσ-d: energia cinética média por unidade de área em função dos dias de simulação. 92

5.12 Campos de temperatura em ^{o}C, salinidade, densidade em kg m^{-3} e velocidade em ms^{-1}, respectivamente, para o experimento POMxσ-d, depois de 30 dias de simulação com vento de nordeste, para um vórtice simétrico em uma climatologia sem gradiente horizontais, próximo ao talude continental e forçado com vento sinótico. 93

5.13 Campos de temperatura para os dias 18, 20 e 22 do experimento POMxσ-d, com variação vertical até 500 m de profundidade. 94

5.14 Campos de temperatura em ^{o}C e corrente de superfície para o experimento POM3D-1 para os dias 0, 1, 2, 3, 4 e 5 de simulação. 99

5.15 Campos de temperatura em ^{o}C e corrente de superfície para o experimento POM3D-1 para os dias 10, 15, 20, 25, 30 e 40 de simulação. . . . 100

5.16 Evolução temporal das quatro componentes de Energia, EPM, EPE, EKM e EKE e as conversões (PM $\rightarrow$ KE) e (KM $\rightarrow$ KE) do experimento POM3D-1. 102

5.17 Conversão barotrópica (painel superior) e baroclínica (painel inferior) do experimento POM3D-1 para o dia 5 de simulação. Os tons de cinza representam regiões de conversão positivas e as linhas tracejadas regiões de conversão negativa. 104

5.18 Conversão barotrópica (painel superior) e baroclínica (painel inferior) do experimento POM3D-1 para o dia 20 de simulação. Os tons de cinza representam regiões de conversão positivas e as linhas tracejadas regiões de conversão negativa. 105

5.19 Conversão barotrópica (painel superior) e baroclínica (painel inferior) do experimento POM3D-1 para o dia 40 de simulação. Os tons de cinza representam regiões de conversão positivas e as linhas tracejadas regiões de conversão negativa. 106

5.20 Campos de temperatura em ^{o}C e corrente de superfície para o experimento POM3D-2 para os dias 0, 1, 2, 3, 4 e 5 de simulação. 108

5.21 Campos de temperatura em ^{o}C e corrente de superfície para o experimento POM3D-2 para os dias 10, 15, 20, 25, 30 e 40 de simulação. . . . 109

5.22 Evolução temporal das quatro componentes de Energia, EPM, EPE, EKM e EKE e as conversões (PM $\rightarrow$ KE) e (KM $\rightarrow$ KE) do experimento POM3D-2. 111

5.23 Conversão barotrópica (painel superior) e baroclínica (painel inferior) do experimento POM3D-2 para o dia 5 de simulação. Os tons de cinza representam regiões de conversão positivas e as linhas tracejadas regiões de conversão negativa. 113

5.24 Conversão barotrópica (painel superior) e baroclínica (painel inferior) do experimento POM3D-2 para o dia 20 de simulação. Os tons de cinza representam regiões de conversão positivas e as linhas tracejadas regiões de conversão negativa. 114

5.25 Conversão barotrópica (painel superior) e baroclínica (painel inferior) do experimento POM3D-2 para o dia 40 de simulação. Os tons de cinza representam regiões de conversão positivas e as linhas tracejadas regiões de conversão negativa. 115

5.26 Zoom na região até a profundidade de 50 m da conversão barotrópica do experimento POM3D-2 para os dias 20 (painel superior) e 40 (painel inferior) de simulação. Os tons de cinza representam regiões de conversão positivas e as linhas tracejadas regiões de conversão negativa.116

5.27 Campos de temperatura e de corrente de superfície para o experimento POM3D-2a para os dias 0, 1, 2, 3, 4 e 5 de simulação. 119

5.28 Campos de temperatura e de corrente de superfície para o experimento POM3D-2a para os dias 10, 15, 20, 25, 30 e 40 de simulação. 120

5.29 Seções zonais de temperatura ao largo de Cabo de São Tomé (22^{o}S) para o experimento POM3D-3 para os dias 105,110,115 e 120 de simulação, na radial ao largo de Cabo de S ao Tomé. 121

5.30 Imagem de TSM indicando um filamento de AC advectada por um vórtice ciclônico rumo a oceano aberto. Cortesia de Wilson Lins de Mello Filho - IEAPM/INPE. 123

B.1 Distribuição das localizações dos MFs e da climatologia 148

Lista de Tabelas

3.1 Lista de Feições na costa Sudeste Brasileira e os estudos mais relevantes 38

3.2 Parâmetros para o MF do vórtice assimétrico ao largo de Cabo Frio. . . 50

5.1 Lista dos experimentos do POMxσ: características e forçantes 79

5.2 Parâmetros para o MF do vórtice simétrico. 80

5.3 Lista dos experimentos do POM3D: condições iniciais e forçantes . . . 97

B.1 Parâmetros da AOME para a elaboração dos MRFOs 148

C.1 Lista completa dos experimentos do POM3D: condições iniciais e forçantes. 149

Agradecimentos

Agradeço imensamente ao meu orientador e amigo Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira, pelo apoio, pela paciência, idéias, ensinamentos e intermináveis discussões que não só contribuíram para a realização deste trabalho, mas para minha formação como profissional.

Agradeço também ao Prof. Dr. Avijit Gangopadhyay que atuou como co-orientador e foi fundamental para o densevolvimento deste trabalho.

Gostaria de lembrar o apoio das instituições: A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível (CAPES) e o Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM).

Agradeço ao Prof. Dr. Belmiro Mendes de Castro Filho, ao Prof Dr. Roberto Carelli Fioravanti Fontes, a Dra. Adriene Ferreira Pereira e ao Dr. Jõao Lorenzetti pelo apoio e valiosas sugestões.

Quero, agradecer aos meus colegas de laboratório, Rafael Mattos, Soutelino, Paulo e Diogo e aos meus amigos, Ana Claudia, Domingos e Beto pelo grande apoio.

Em especial, quero prestar minhas homenagens a quatro pessoas que contribuíram, e muito, para esta etapa da minha vida: ao meus grandes amigos André, Sueli, Cayo e Chico que me aturaram durante todo esse tempo, além dos importantes conselhos

me ajudaram 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 a minha Eri pelo grande apoio.

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

Resumo

Os meandros da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro são singulares em termos de sua composição termohalina. Estes vórtices, principalmente na região de Cabo Frio e Cabo de São Tomé, constituem um sistema integrado a ressurgência costeira e a própria Corrente do Brasil, caracterizando um sistema dinâmico que propomos denominar Corrente do Brasil-vórtice-ressurgência.

Apresentamos uma metodologia de construção de modelos paramétricos das feições oceanográficas (ou Modelos de Feição) que compõem o sistema. Estes modelos são capazes de construir tridimensionalmente feições oceanográficas individuais a partir de dados sinóticos de superfície e fundo para elaboração de campos iniciais de modelos numéricos, com o objetivo de compreender a interação do sistema dinâmico Corrente do Brasil-vórtice-ressurgência.

Através da simulação numérica dos campos iniciais baseados nos Modelos de Feição investigamos o processo que conduz à assimetria termohalina dos vórtices da Corrente do Brasil, acima descrita. Esta foi devida a aproximação desses vórtices junto ao talude continental e ao ajustamento baroclínico das correntes às menores profundidades. Verificamos, ainda, que a penetração da Água Central do Atlântico Sul pela camada de Ekman de fundo não tem efeito significativo na estrutura dos vórtices.

Realizamos experimentos numéricos adicionais com o objetivo de investigar quais os tipos de instabilidade geofísica estariam envolvidas no fenômeno do crescimento dos meandros e vórtices da Corrente do Brasil. Analisando os resultados através de cálculos de conversão de energia pudemos concluir que o sistema Corrente do Brasil-vórtice-ressurgência apresenta instabilidade mista (barotrópica e baroclínica). Contudo, verificamos quantitativamente que a instabilidade baroclínica foi dominante. O sistema, no entanto, mostrou-se sensível à ação da tensão de cisalhamento do vento de nordeste na região e consequentemente à ressurgência costeira. Interpretamos tal sensibilidade como fator responsável pela relevância da instabilidade barotrópica no processo de crescimento dos meandros da Corrente do Brasil.

Por fim, verificamos que um meandro ciclônico frontal, quase-estacionário, em condições especiais de crescimento por mecanismo de instabilidade, pode auxiliar no estabelecimento da ressurgência costeira. O vórtice do Cabo de São Tomé simulado apresenta velocidade de fase muito baixa e cresce em direção a oceano aberto, de forma praticamente perpendicular à quebra de plataforma. Logo, o crescimento do vórtice de Cabo de São Tomé faz com que o mesmo advecte Água Costeira para seu interior provocando, por continuidade, afloramento da Água central do Atlântico Sul junto à costa. Assim, podemos dizer que há, de fato, uma interação entre o sistema costeiro e a atividade de meso-escala da Corrente do Brasil.

Palavras-chave: Atlântico Sul, Corrente do Brasil, Corrente de Contorno Oeste, Modelo de Feição

Abstract

The Brazil Current meanders off the Brazilian southeast coast are unique in terms of their thermohaline structure. These eddies, especially off the Cape Frio and São Tomé region constitute an integrated system with the Brazil Current and the coastal upwelling, characterizing a dynamic system which we propose to nominate as Brazil Current-eddy-upwelling system.

We present a methodology of parametric model construction of the oceanographic features (or Feature Models) which compose the inferred system . These models are capable of three-dimensionally building independent the relevant features from synoptic surface and bottom data in order to compose the initial fields for numerical models with the objective of understanding the dynamics of the interaction of Brazil Current-eddy-upwelling system.

By means of numerical simulation usingthe initial fields based on the Feature Models, we investigated the process which conducts to the thermohaline asymmetry of the eddies in the Brazil Current as mentioned above. This is due to the baroclinic approximation of the currents to shallower depths. The penetration of the Central Water in the South Atlantic by the bottom Ekman layer does not have a significant effect on the eddy structure.

Additional numerical experiments were carried out with the objective of unders-

tanding which of the geophysical instabilities were involved in the growth of the Brazil Current meanders and eddies. The results analyzed through calculation of energy conversion allowed us to conclude that the Brazil Current-eddie-upwelling system presents mixed instability (barotropic and baroclinic). However, the baroclinic instability is dominant and is mostly associated to the vertical shear of the oceanic currents. The system, however,was sensitive to the action of the northeast wind shear and consequently to the coastal upwelling. Such sensibility was interpreted as the main responsible for the relevance of barotropic instability in the growth process of meanders in the Brazil Current.

Lastly, we verified that a quasi-stationary frontal cyclonic meander, in special growth conditions by instability mechanisms, may help in establishing coastal upwelling. The simulated São Tomé Cape Eddy presented a very low phase velocity and grew towards the open sea, almost perpendicularly to the continental shelf break. Therefore, the growth of the São Tomé Cape Eddy advects Coastal Water into its center and, therefore, lead to upwelling of South Atlantic Central Water near the coast. We can therefore say that there are in fact interaction mechanisms between the coastal system and the meso-scale activity of the Brazil Current.

Key Words: South Atlantic, Brazil Current, Western Boundary Currents, Feature Models.

Capítulo 1

Introdução

1.1 A Corrente do Brasil

A Corrente do Brasil (CB) flui ao largo da costa Sul Americana e é a corrente de contorno oeste que fecha o giro subtropical do Atlântico Sul, transportando em média 5-8 Sv ao largo do sudeste brasileiro. A CB é responsável por transportar a Água Tropical (AT) nos níveis de 0-200 m e a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) nos níveis de 200-400 m (*Silveira et al.,* 2000). Esta corrente está centrada entre as isóbatas de 200 e 1000 m, ocupando a parte mais externa da plataforma continental sudeste brasileira e o talude continental (*Castro,* 1996). A coluna de água onde ocorre a CB tem uma particularidade em termos de corrente de contorno oeste. Um intenso cisalhamento vertical, com inversão de sentido da corrente, em torno de 400-500 m, onde se encontra a Corrente de Contorno Intermediária (CCI). O trabalho de *Boebel et al.* (1999) descreve a CCI através do resultado da análise das trajetórias de 170 flutuadores de diversos tipos e mostrou que esta corrente é formada no eixo de bifurcação da Água Intermediária Antártica (AIA), que se dá em 25° S. Portanto, a

AIA flui, transportada pela CCI, para o norte desde o limite inferior da Bacia de Santos. Tal configuração de escoamento corrobora os estudos correntométricos de fundeios por *Castro,* (1996) e *Moreira* (1997).

Silveira et al. (2000) fazem uma extensa revisão quanto ao padrão de circulação no Atlântico Sudoeste. Estes autores atentam para a diferença entre a CB e ao Sistema Corrente do Golfo (CG) em relação ao transporte de volume. Daí a clássica comparação feita por *Stommel* (1965) (Figura 1.1), separando a circulação oceânica em componentes "gerada pelo vento" e "termohalina". *Stommel* (1965) creditou a diferença entre CB e CG a possibilidade da componente termohalina ter sentido oposto daquela gerada pelo vento no Atlântico Sul. No caso da CG, as componentes se somariam. Ou seja, considerando este modelo conceitual, a configuração de massas de água na região sudeste brasileira ao longo dos três primeiros quilômetros da coluna de água seria formada por 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) (Figura 1.1). Em outras palavras, Stommel previu a existência da CCI, que seria medida somente com o trabalho de *Boebel et al.* (1999).

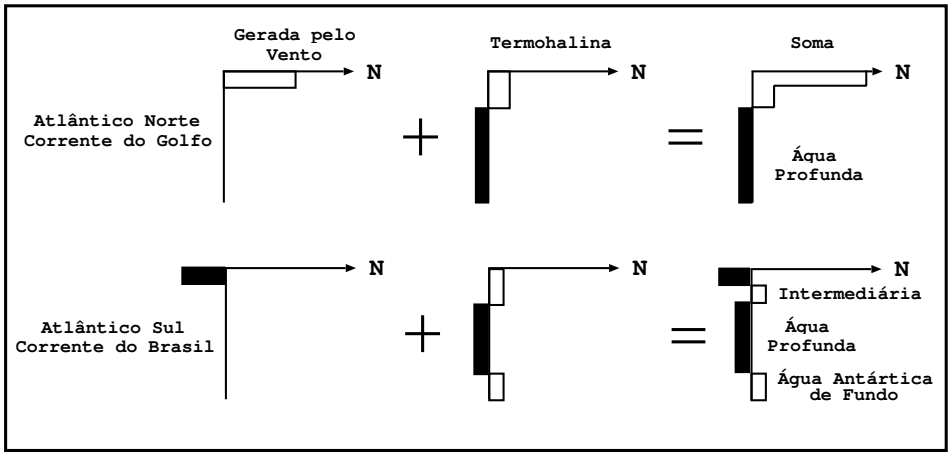

Figura 1.1: Representação esquemática da hipótese de Stommel para explicar a fraca intensidade relativa da Corrente do Brasil (painel inferior) comparativamente à Corrente do Golfo (painel superior). De acordo com *Stommel* (1965).

Entretanto, as referências ao modelo de Stommel devem ser revistas, se for levada em consideração a CG nas proximidades do Cabo Hatteras (38^o N), onde a CG se separa da costa. Ou seja, nesta localidade a contra-parte sul-americana seria próxima à Confluência Brasil-Malvinas (38^o N). E a comparação da CB ao longo do sudeste brasileiro deve ser feita com a Corrente da Flórida. A análise de *Stommel* (1965), no entanto, ainda deve ser considerada, visto que a Corrente da Flórida tem transporte de volume maior, entorno de 30 Sv (*Pickard & Emery*, 1993), que a CB e a atividade de meso-escala parece ser mais compatível com a atividade de meso-escala no sudeste brasileiro. Este último tema será abordado na próxima seção.

1.2 Os Vórtices da Corrente do Brasil

Cabe, devido à ambiguidade do jargão na língua portuguesa, estabelcer uma definição cinemática-dinâmica do que são vórtices, meandros e anéis da CB a ser adotada ao longo desta tese. Segundo *Kundu* (1990), vórtices são estruturas que se comportam aproximadamente como um corpo sólido em rotação, onde as linhas de corrente se movem em conjunto com o fluido e o tubo de vórtice é constante no tempo. Logo, um meandro é então um vórtice superposto a um escoamento básico. A Figura 1.2 apresenta, de forma esquemática, esta concepção. Generalizando um meandro que se fecha pode ser chamado de anel. Na região sudeste brasileira, os meandros frontais ciclônicos da CB podem ser chamados de vórtices ainda que não se fechem, de acordo com que foi definido acima. Quando ocorre o estrangulamento destes meandros podemos chamá-los de anéis ou ainda, se o leitor preferir, de vórtices isolados. Em outras palavras os meandros e anéis da CB são vórtices. Ao longo deste documento tanto um tipo quanto outro serão assim generalizados, salvo quando precisarmos de uma diferenciação específica para essas estruturas.

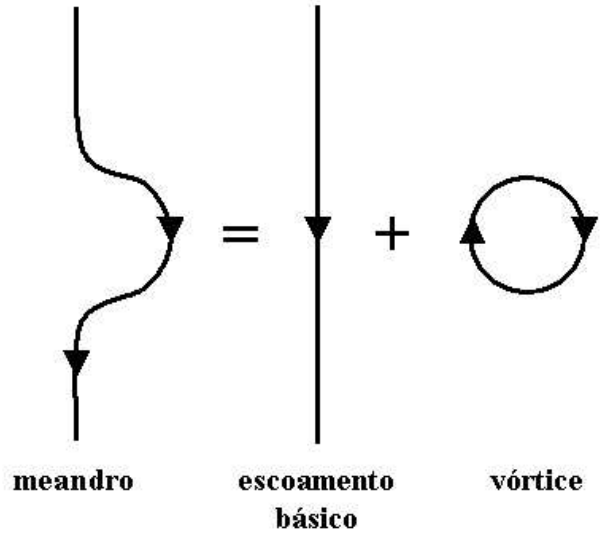

Figura 1.2: Representação esquemática do conceito de meandro-vórtice.

A atividade de meso-escala da CB ao largo do sudeste é permeada de largos meandros que são formados e principalmente observados na costa sudeste brasileira entre Vitória (20°S) e Cabo de Santa Marta Grande (28°S). Estes meandros eventualmente se fecham em vórtices e são absorvidos ou emitidos da CB (*Mascarenhas et al.*, 1971; *Garfield*, 1990). Nesta região, existem três importantes localizações descritas na literatura como de recorrência de formação de meandros : Vitória (20°S), Cabo de São Tomé (CST, 22°S) e Cabo Frio (CF, 23°S) (Figura 1.3).

O primeiro trabalho a descrever os vórtices da CB foi de *Mascarenhas et al.* (1971). Este autor descreveu através de dados hidrográficos o Vórtice de Cabo Frio (VCF). Outros autores trabalharam na descrição deste e de outros vórtices (*Signorini*, 1977; *Garfield*, 1990; *Schmid et al.* (1995); *Campos et al.*, 1995 e 1996; *Silveira et al.*, 2000). Desses autores somente o trabalho de *Schmid et al.*, 1995 foi inteiramente dedicado ao estudo de uma estrutura vórtical, no caso, o Vórtice de Vitória (VV). Mais recentemente *Silveira et al.* (2004), utilizando dados hidrográficos e modelagem numérica, descreveu a estrutura baroclínica do vórtice de CF. Esses autores calcularam que

75-80% da velocidade total no vórtice é devido a componente baroclínica.

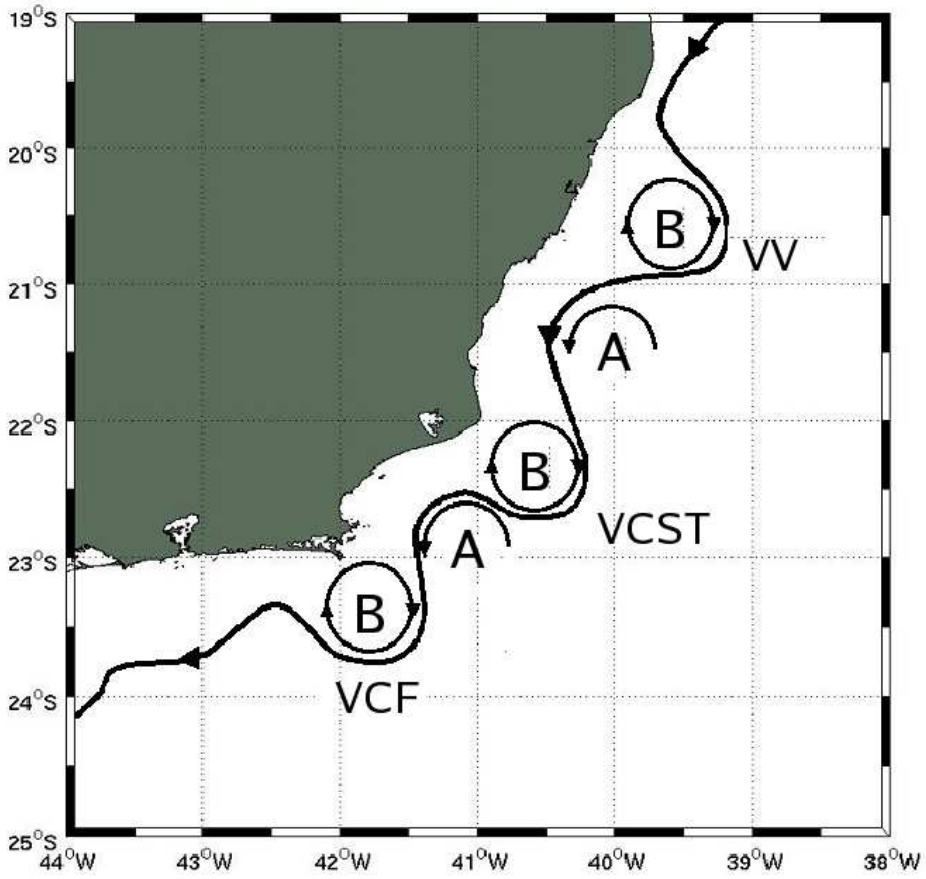

Figura 1.3: Esquema do trem de ondas gerado pelo meandramento da CB, evidenciando os Vórtice de Vitória (VV), Vórtice de Cabo de São Tomé (VCST) e Vórtice de Cabo Frio (VCF). "A" significa centro de alta pressão e "B" baixa pressão.

Existem algumas hipóteses para explicar a formação dos vórtices da CB. No estudo de *Campos et al.* (1995) foi especulado a idéia de que o meandro ciclônico nos entornos de Cabo Frio (22°S) é causado, primariamente, pela abrupta mudança da orientação de costa nesta região. Isto é consequência do mecanismo de conservação de vorticidade potencial. Os autores argumentam que quando a CB ultrapassa inercialmente Cabo Frio flui para regiões mais profundas, estirando a coluna d'agua.

A CB responde a este estiramento adquirindo vorticidade ciclônica e retornando em direção à plataforma continental atingindo águas menos profundas (o eixo da CB está originalmente entre 500-800 m). Nesta região, por sua vez, gera vorticidade anti-ciclônica devolvendo o eixo da CB para o oceano aberto. Este processo causa, a partir de Cabo Frio, um padrão de meandramento em direção a costa sul brasileira como uma onda de vorticidade topográfica.

Entretanto, esta dinâmica deve incluir a existência dos meandros de Cabo de São Tomé (21°S) e Vitória (20°S), como parte deste trem de ondas (vide na Figura 1.3). A hipótese de *Campos et al.* (1995) está baseada na mudança da geometria da margem continental. A presença dos VV, e Vórtice de Cabo de São Tomé (VCST) sugerem que o início do processo ocorre bem mais ao norte: o Banco de Abrolhos, que está centrado em (19°S), representa 300 km de expansão da plataforma continental em direção ao oceano. A CB responde, então, meandrando ao contornar o Banco de Abrolhos e ao atravessar a Cadeia de Vitória Trindade (20^o S), passando entre os canais formados pelas suas montanhas submarinas. Desta forma, os vórtices podem ter origem desde 19°S e a CB se comporta como uma onda de vorticidade propagando-se para sudoeste. Esta hipótese pode ser suficiente para explicar a formação dos meandros, mas é preciso saber como eles adquirem dimensões comparáveis aos da CG (100-400 km de diâmetro).

Logo, é necessário utilizar argumentos de instabilidade geofísica e investigar como estes meandros crescem. Neste caso, duas explanações são encontradas na literatura. A primeira explicação segue o trabalho de *Xue and Mellor* (1993) para a CG e o trabalho de *James et al.* (1999) para a Corrente de Kuroshio, onde ocorre instabilidade mista (barotrópica-baroclínica) em resposta à dinâmica da própria corrente de contorno oeste. No caso da CG, *Xue and Mellor* (1993) mostraram que as ondas mais instáveis estão relacionadas a feição topográfica conhecida como Monte Submarino

Charleston. Assim, podemos especular que o Banco de Abrolhos pode fazer um papel análogo. Seguindo esta idéia, *Calado* (2001) e *Silveira et al.* (2004) propuseram que o mecanismo primário de crescimento destes meandros estão relacionados ao intenso cisalhamento vertical associado a transição CB-CCI.

Certamente, o primeiro indicativo de instabilidade de cisalhamento vertical, ou instabilidade baroclínica, são evidências observacionais da baroclinicidade robusta do Sistema CB-CCI. De fato, segundo *Evans et al.* (1983), o transporte baroclínico da CB é cerca de 3,8 a 6,8 Sv (1 Sv = $10^6\,m^3s^{-1}$). Adicionalmente, *Fernandes* (2001), através da análise de modos normais em perfilagens de velocidade realizadas em 1983 e apresentadas por *Evans & Signorini* (1985), na região de Cabo Frio, revelou que os quatro primeiros modos dinâmicos respondem por 75% da estrutura vertical de velocidade na região. Dentre esses modos, mais precisamente o primeiro baroclínico é responsável por aproximadamente 40% da estrutura vertical da velocidade. *Silveira et al.* (2004), utilizando dados de medição direta de velocidade e modelagem numérica, constataram que as velocidades da CB em Cabo Frio são em torno de 80% baroclínicas.

Calado (2001) buscou também, através de simulações prognósticas com a versão tridimensional do Modelo Oceânico da Universidade de Princeton (*Princeton Ocean Model* - POM), compreender o papel da mudança de orientação da costa e quebra de plataforma nos entornos do Cabo Frio em conjunto com um sistema potencialmente baroclinicamente instável gerado pelo modelo. Suas simulações utilizaram configurações batimétricas realísticas. Estes experimentos, além de gerarem um padrão, que em muito se assemelha aos observados por imagens de satélite, apresentam escalas de crescimento e período concordantes com os do modelo analítico de instabilidade de *Silveira et al.* (2004). Particularmente, *Silveira et al.* (2004) utilizando um modelo unidimensional de instabilidade linear obtiveram baixas velocidades de grupo e fase das ondas mais instáveis. Este resultado concorda com as estimativas

de velocidades de fase obtidas através de análise de imagens de satélite realizada por *Garfield* (1990). *Silveira et al.* (2004) ainda especulam que os meandros crescem por instablidade baroclínica e que efeitos não-lineares podem eventulamente levar ao destacamento de vórtices e formação de anéis, após um estrangulamento da frente da CB de um meandro. A Figura 1.4 ilustra como a instabilidade baroclínica drena a energia do escoamento básico, instabilizando a corrente. O padrão de onda em superfície (Figura 1.4, linha azul) e em níveis subpicnoclínicos (Figura 1.4, linha vermelha) interagem fora de fase, reforçando mutuamente o crescimento dos meandros nas duas camadas. À medida que o meandro em superfície cresce, ele deforma o meandro de rotação contrária em níveis subpicnoclínicos e vice-versa.

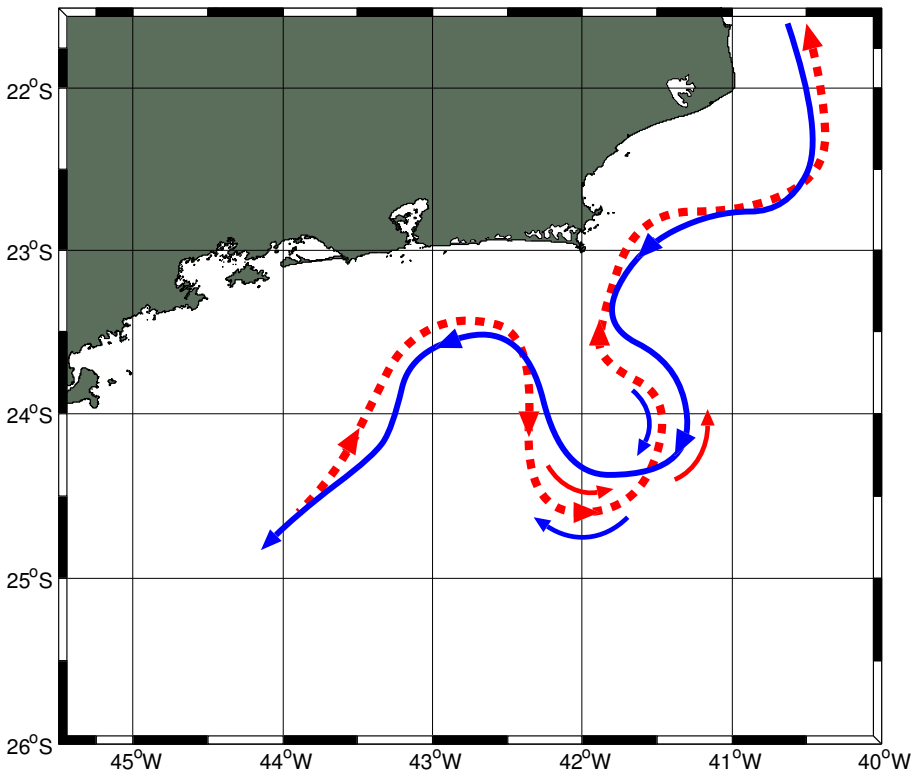

Figura 1.4: Padrão de ondas baroclínicas, diferença de fase das ondas instáveis. A linha vermelha pontilhada representa a linha de vorticidade associado ao escoamento subpicnoclínico da CCI e a linha azul representa a linha de vorticidade da CB.

Portanto, a descrição que, ao largo do talude e sopé continentais, um sistema formado pela CB e CCI pode ser baroclinicamente instável fica evidente. O cisalhamento vertical devido às CB e CCI é necessário para que uma fraca corrente como a CB se instabilize e meandre tão vigorosamente, como é observado por *Calado* (2001) e *Fernandes* (2001). Entretanto esses autores utilizaram análise de teoria linear de estabilidade num modelo simplificado e unidimensional. Não há inferências quantitativas de conversões baroclínicas e/ou barotrópicas baseadas em observações ou em estudos de processos numérico, como os de *Calado* (2001) e *Fernandes* (2001).

A segunda explicação a cerca do crescimento do meandros está relacionada ao cisalhamento horizontal como principal agente causador do crescimento dos meandros. *Schmid et al.* (1995) sugere que a intensa ressurgência costeira observada na região do VV pode ser responsável pelo início da formação desta estrutura. No verão, onde a a ressurgência costeira é mais comum e robusta devido à condição favorável do vento de Nordeste, a diferença de temperatura entre a frente de ressurgência e a frente da CB pode ser maior que 8°C. A Figura 1.5) mostra a imagem de Temperatura da Superfície do Mar (TSM), obtida através do sensor Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), ondes esta configuração é observada. Geostroficamente, este intenso gradiente térmico pode induzir um vigoroso cisalhamento horizontal entre a CB e a região costeira. A Figura 1.6 ilustra como é formado o gradiente horizontal de velocidades pela ressurgência costeira e a frente da CB. Com isso, o jato costeiro, devido ao vento de nordeste em conjunto com a corrente resultante do gradiente baroclínico de temperatura, pela frente de ressurgência ocorre concomitantemente à presença da CB ao largo da quebra de plataforma. Esta situação pode gerar um jato com dois máximos entre a parte costeira e a parte oceânica. Esta configuração de jato é potencialmente barotropicamente instável, segundo o critério de *Rayleigh*.

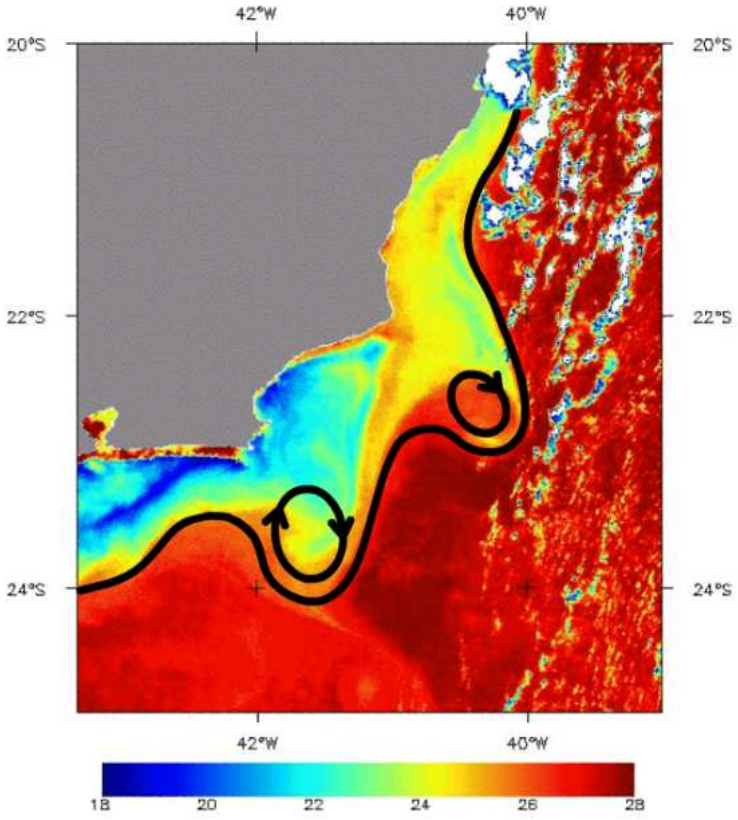

Figura 1.5: Imagem TSM entre Rio de Janeiro e Vitória. São realçados os meandros de Cabo Frio e Cabo de São Tomé e a pluma, de ressurgência costeira, que cobre desde o norte de Cabo do São Tomé ao sul da Baia de Guanabara. Cedida por Jão Lorenzzetti - INPE

O mecanismo descrito pode ser responsável pela instabilidade barotrópica, que por sua vez causaria o crescimento primário do meandro, seguido secundariamente por instabilidade baroclínica à medida que as velocidades evoluíssem. *Bouruet-Aubertot & Linden* (2002) e *Bouruet-Aubertot & Echevin* (2002) descreveram estudos em laboratório e numérico sobre a influência da ressurgência na ocorrência de instabilidade barotrópica, seguida de instabilidade baroclínica no crescimento de meandros. Entretanto, esta segunda explicação está ligada a uma modulação sazonal do pro-

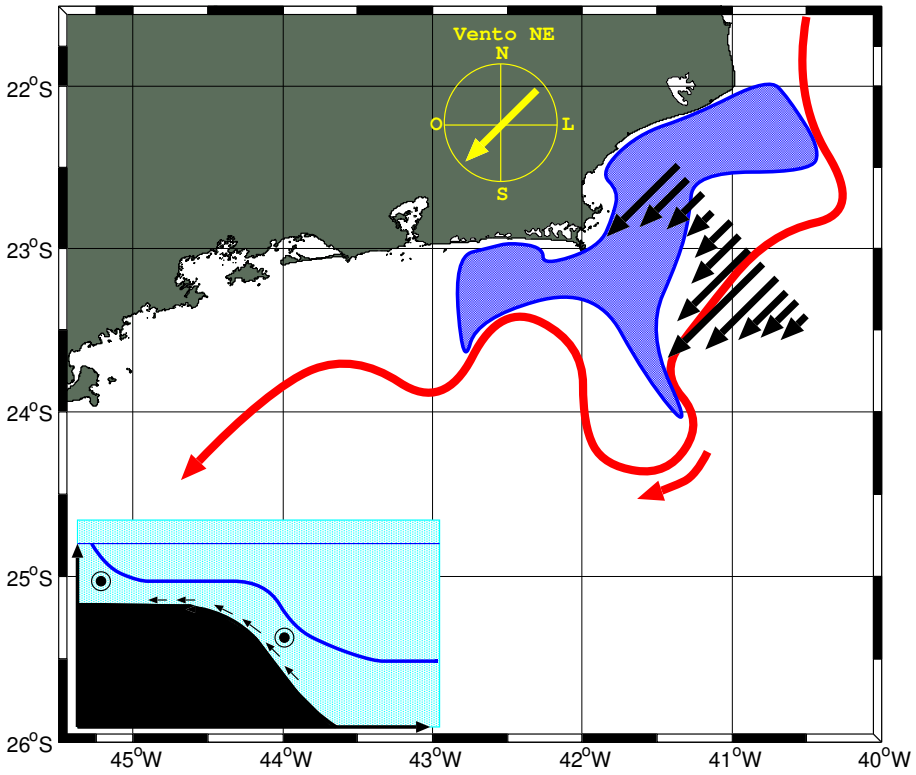

Figura 1.6: Cisalhamento horizontal pelo gradiente térmico gerado pela frente de ressurgência e águas oceânicas. As setas representam as correntes. O painel a esqueda é uma seção vertical na região dos jatos, revela os jatos e a entrada da ACAS na plataforma (setas subindo o talude).

cesso de formação dos meandros da CB. *Silveira et al.* (em submissão) inspecionaram 113 imagens TSMs sem nuvens do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE (Brasil), por um período de 5 anos (1993-1998). Eles não acharam evidência de modulação sazonal nas imagens avaliadas. Os meandros crescem e anéis são emitidos em todas as estações do ano. Mas não podemos descartar a possiblidade de que o gradiente térmico gerado pela ressurgência costeira tenha um papel importante na ocorrência de instabilidade barotrópica na CB.

Estes argumentos levam a algumas perguntas a serem ainda respondidas para o sistema formado entre a CB seus meandros e a ressurgência costeira no sudeste

brasileiro:

- O sistema CB é primariamente baroclinicamente instável e/ou barotropicamente instável?
- Seria o sistema de ressurgência costeira determinante no desencadeamento do crescimento do meandro da CB via instabilidade barotrópica?
- Seria o cisalhamento vertical entre a CB e CCI condição suficiente para o crescimento dos meandros?

Os argumentos que dicutimos anteriormente são fundamentais para entender como os vórtices da CB podem ser formados e como eles crescem. Entretanto, enquanto crescem e depois de formados, eles são responsáveis por interagir com outras feições e desencadeiam outras questões importantes.

Acredita-se que os vórtices ciclônicos possam contribuir tanto na ressurgência costeira como a de quebra de plataforma. *Lee & Pietrafesa* (1987) estudaram a relação entre variabilidade da CG e a ressurgência costeira na plataforma sudeste da América do Norte. Esses autores verificaram que três importantes condições oceanográficas ocorreram simultaneamente para que a ressurgência costeira fosse madura, isto é uma ressurgência aflorada na superfície. São elas: a posição da frente da CG na região da plataforma externa, a ocorrência de meandros ciclônicos e a tensão de cisalhamento do vento na direção norte. *Atkinson et al.* (1997), em seu trabalho de acompanhamento do ciclo de vida da ressurgência na "*South Atlantic Bight*" (SAB), verificaram as mesmas condições ocorridas no trabalho de *Lee & Pietrafesa* (1987). *Hamiton* (1987), então, analisou as condições verificadas por *Lee & Pietrafesa* (1987) separadamente e concluiu que: para iniciar o processo de intrusão de águas na plataforma e consequente ressurgência costeira, as ocorrências de vórtices ciclônicos

e a presença da CB na plataforma externa são necessárias, em conjunto ou separadamente. Por outro lado, a tensão de cisalhamento do vento é um mecanismo imprescindível para a ocorrência de ressurgência costeira madura.

Entretanto, ainda há a possibilidade de ressugência de quebra de plataforma. Neste caso a influência de vórtices tem um papel mais determinante. *Campos et al* (1995) propuseram um modelo conceitual explicando a ressurgência na quebra de plataforma, provavelmente, induzida por meandros da CB (Figura 1.7). *Campos et al* (2000) aplicam esta hipótese, considerando um meandro de rotação ciclônica ao largo da Bacia de Santos.

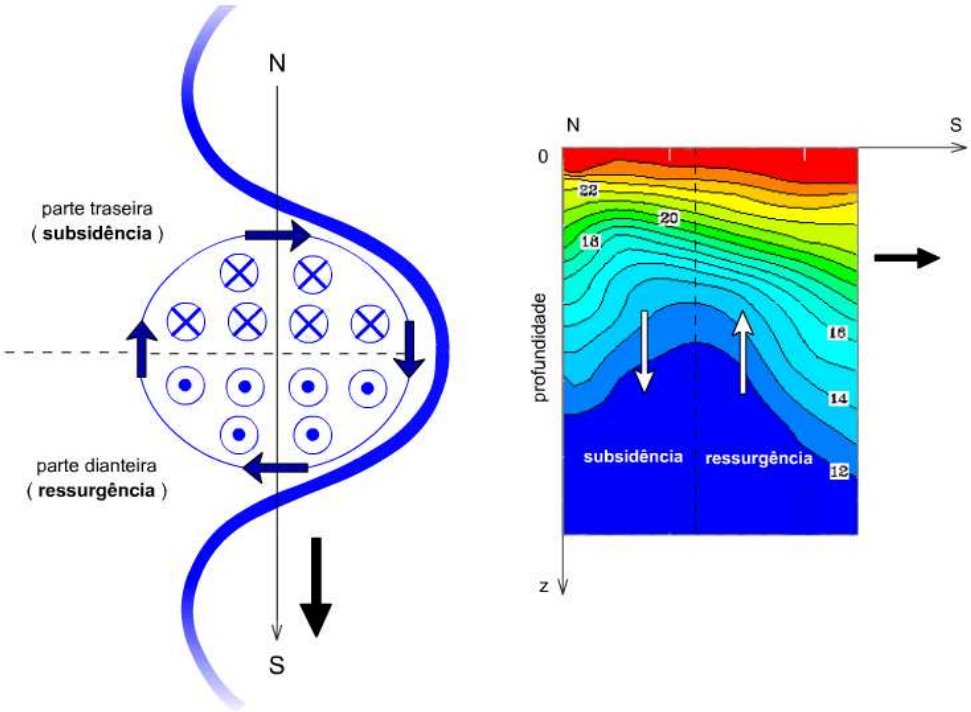

Figura 1.7: Esquema de como um vórtice ciclônico propagante pode bombear água em sua parte dianteira, propiciando ressurgência de quebra de plataforma. De acordo com *Campos et al* (2000).

A fisiografia da Bacia de Santos é, no entanto, bastante distinta daquela da região ao norte de Cabo Frio. A plataforma continental é bem mais larga e os declives do talude mais suaves. As simulações numéricas de *Velhote* (1998) formalizam as

especulações sobre a participação de vórtices ciclônicos no suprimento de ACAS para a região da plataforma (Figura 1.8). É evidente, em suas simulações, a ressurgência (oceânica) na parte dianteira do vórtice e advecção desta água ressurgida em direção à plataforma externa.

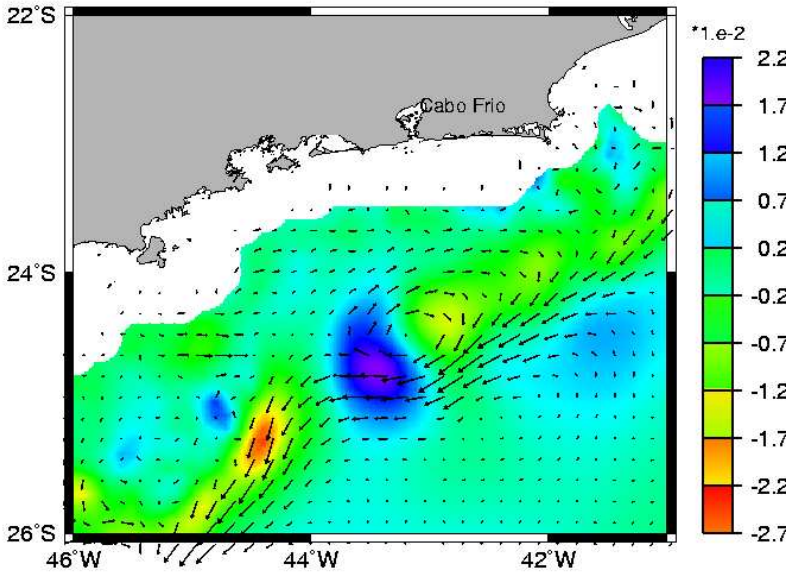

Figura 1.8: Vórtice ciclônico, ao largo do Embaiamento de São Paulo, em cores velocidade vertical e vetores de velocidade horizontal. De acordo com *Velhote* (1998).

Nos casos de Cabo Frio e Cabo de São Tomé, onde a plataforma continental é mais estreita, a justificativa física não dependeria da presença dos ciclones, mas também do ajuste baroclínico da CB. Este ajuste inclina as isopcinais em direção à superfície no lado continental relativamente ao lado oceânico, disponibilizando ACAS em profundidades menores sobre o talude superior do que na região oceânica adjacente. Isto poderia, então, facilitar a penetração desta massa de água fria pela camada de Ekman de fundo em direção à costa. Em contra-ponto aos estudos de ressurgência de quebra de plataforma, *Amor* (2004) concluiu que a presença de um vórtice ciclônico cessa a intrusão da ACAS na plataforma e prejudica a ressurgência costeira. Segundo

a autora, a explicação para tal situação é que o vórtice ciclônico, próximo à quebra de plataforma, desabilitaria a camada de Ekman de fundo prejudicando o soerguimento da ACAS no talude continental.

Nos parágrafos anteriores foram apresentados estudo dinâmicos que demosntram a possibilidade dos vórtices associados à correntes de contorno oeste interagirem com o sistema de ressurgência (costeira ou de quebra de plataforma) e vice-versa. Caso ambos ocorram no sistema CB, um mecanismo de "*feedback*" entre ambas componentes pode existir.

Evidências cinemáticas da interação entre o sistema costeiro e os vórtices são notados na Figura 1.5. A proximidade dos ciclones à quebra de plataforma advectam Água Costeira (AC) pelas suas bordas, tornando-o de fácil identificação por imagens termais de satélite. Mas se há incursões de AC para a região oceânica em superfície, os vórtice ciclônicos da CB apresentam características singulares em profundidade. A proximidade desses vórtices com o talude e uma possível interação, faz com que sua estrutura termohalina adquira uma configuração assimétrica. Os vórtices da Corrente da Flórida e da CG não apresentam tal assimetria ou são de núcleo quente ou de núcleo frio, mas em geral o gradiente termohalino se dá somente radialmente.

Voltando aos possíveis mecanismos de interação, um vórtice ciclônico instável e com baixa velocidade de fase, crescendo na vizinhanças de uma região de plataforma continental estreita, pode entranhar consideráveis quantidades de águas costeira. Esta é a situação ao largo de Cabo de São Tomé. Um meandro ciclônico instável pode arrastar um volume sisgnificativo de AC para o oceano aberto à medida que o vórtice cresce e a CB se instabiliza. Esta retirada de água pode provocar a ascenção de águas mais frias por continuidade. Tal fenômeno corroboraria tanto para acentuar o fenômeno de ressurgência costeira quanto para tornar mais assimétrica a estrutura termohalina do meandro. Face a essas especulações, surgem outras questões:

- Um vórtice ciclônico, muito próximo a uma estreita plataforma, pode induzir ressurgência costeira?

- A assimetria termohalina do vórtice é devido a sua interação com o talude continental ou pelo vento local e a consequente ressurgência costeira?

Parece que além de uma possível influência do vórtice ou da CB na ressurgência costeira, esta também pode interagir ativamente com essas estruturas de meso-escala. Os vórtices, por exemplo, podem adquirir outras características termohalinas quando se aproximam do talude continental. Estas três estruturas podem ser consideradas como um sistema dinâmico acoplado. Logo, podemos batizá-lo como sistema CB-vórtice-ressurgência, o qual fica claramente representado na Figura 1.5.

1.3 Objetivos

O objetivo central dessa pesquisa é o estudo da dinâmica da interação do sistema CB, seus vórtices, com a ressurgência costeira. Buscamos responder como são formados, como eles crescem e de que forma a estrutura termohalina no interior desses vórtices se forma em um cenário de verão.

Para atender o objetivo central, definimos os seguintes objetivos específicos:

- Elucidar o papel da influência da topografia e do vento local e consequentemente da ressurgência costeira na formação da estrutura assimétrica dos vórtices da CB.

- Quantificar a importância da instabilidade baroclínica e da instabilidade barotrópica no crescimento dos meandros frontais da CB.

- Investigar o papel do sistema de ressurgência costeira no desenvolvimento de instabilidade barotrópica e o consequente crescimento dos meandros da CB, devido à estrutura vertical e horizontal do sistema de correntes oceânicas.

- Investigar a possibilidade de um meandro frontal instável da CB ser um mecanismo auxiliar na formação da ressurgência costeira.

A abordagem dos objetivos específicos será conduzida por meio de experimentos numéricos conduzidos pelo POM, mas motivados por um cenário observacional sinótico de verão. Para utilizarmos informações das observações nas simulações numéricas de processos, iremos utilizar a metodologia conhecida por Modelos Regionais Orientados por Feições (MROF) e inicializar os experimentos. Para tanto, toda essa metodologia necessita de um conhecimento e descrição prévias das feições oceanográficas sinóticas obtidas por dados de hidrografia, e que serão apresentados no próximo capítulo.

Capítulo 2

O Cenário Observacional

O cenário sinótico que nos basearemos para a elaboração deste trabalho será a partir de alguns cruzeiros do Projeto Dinâmica do Ecossistema de Plataforma da Região Oeste do Atlântico Sul (DEPROAS). O Projeto DEPROAS, em sua componente de oceanografia física, teve como principal objetivo o estudo dos mecanismos físicos que possibilitam a penetração da ACAS na plataforma continental adjacente à região delimitada ao norte pelo Cabo de São Tomé (RJ) e ao sul pela Ilha de São Sebastião (SP).

2.1 Os Cruzeiros DEPROAS

Os trabalhos de campo de DEPROAS iniciaram-se em fevereiro de 2001, sendo executados a bordo do NOc. Prof. Besnard. No que concerne ao projeto DEPROAS, o objeto desta tese está relacionado aos dados de hidrografia coletados no verão de 2001 (V2001) e no verão de 2002 (V2002). Os dados referidos são provenientes de estações hidrográficas clássicas com CTD (Conductivity, Temperature, Depth). O

Apêndice A detalha o procedimento de coleta e tratamento dos dados dos cruzeiros DEPROAS.

2.1.1 O Cruzeiro DEPROAS de Verão de 2001

O cruzeiro oceanográfico V2001 do Projeto DEPROAS realizou uma mesma radial ao largo de Cabo Frio (Figura 2.1), situada entre as isóbatas de 30 e 2474 m. Essa radial contemplou até cerca de 12 estações, com distâncias mínima e máxima entre estações de 6 km e 38 km, repetidamente 4 vezes. A Radial 1 (em vermelho, na Figura 2.1), amostrou no período de 06 a 09/02/2001, foi a que mais avançou na região oceânica alcançando profundidade máxima de 2474 m. A Radial 2 (em preto, na Figura 2.1), amostrada nos dias 09 e 10/02/2001, atingiu profundidade máxima de 1969 m. As duas últimas radiais tiveram como foco mapear essencialmente a ressurgência costeira. A Radial 3, amostrada nos dias 10 e 11/01/2001, não ultrapassou 1326 m e a Radial 4, coletada nos dias 11/02/2001 a 12/02/2001, atingiu 700 m. Essas duas últimas radiais conseguiram capturar com dois dias de diferença o afloramento da ressurgência costeira (Radial 3) e o seu posterior declínio (Radial 4).

O resultado deste cruzeiro foi importante para capturar fases distintas dos processos de ressurgência ao largo de Cabo Frio. Com a persistênica dos ventos de Nordeste, no período de 09 a 11/02/2001 foi observado o estabelecimento da frente de ressurgência, bem caracterizada pelo afloramento da termoclina. As Figuras 2.2 a 2.5 apresentam esta evolução. Nas Figuras 2.2 e 2.3 (Radial 1 e 2) é possível verificar a disponibilidade de águas com temperatura abaixo de 17^{o}C próximo ao fundo. Já na Radial 3 (Figura 2.4) as isotermas de 16^o - 17^{o}C afloram e adquirem profundidades abaixo de 20 m na Radial 4 (Figura 2.5).

A análise das Figuras 2.6 a 2.9 da distribuição de salinidade nas respectivas seções

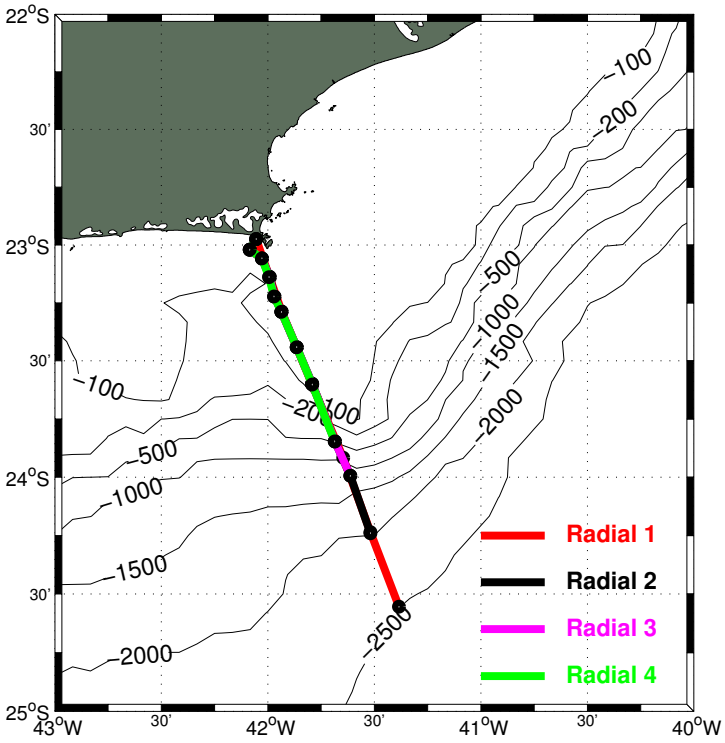

Figura 2.1: Radiais ao largo de Cabo Frio, para o Cruzeiro DEPROAS V2001.

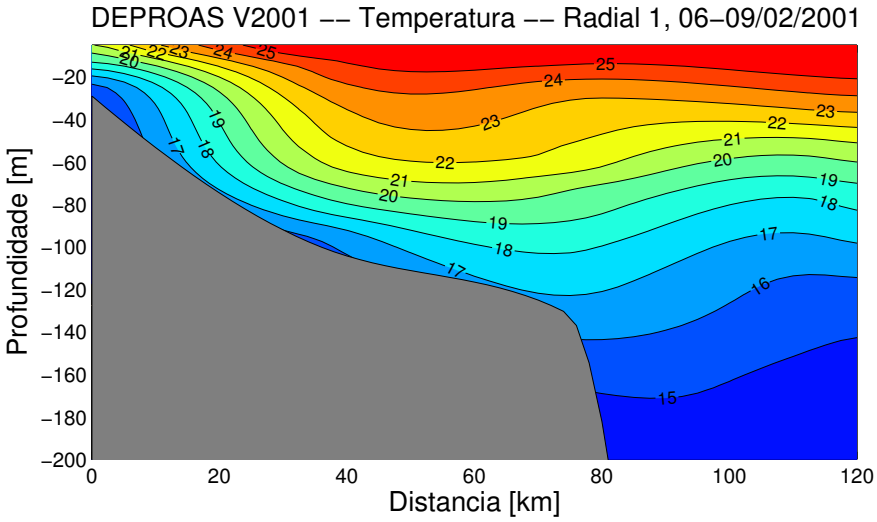

Figura 2.2: Distribuição vertical de temperatura na Radial 1 ao largo de Cabo Frio, para o cruzeiro DEPROAS V2001.

revelam em conjunto com as seções de temperatura (Figuras 2.2 a 2.5) a presença da ACAS, que apresenta temperaturas menores que 20^{o}C e salinidades máximas de 36. A frente de ressurgência possuía extensão de 15 km com gradientes de 0,5 ^{o}C/km.

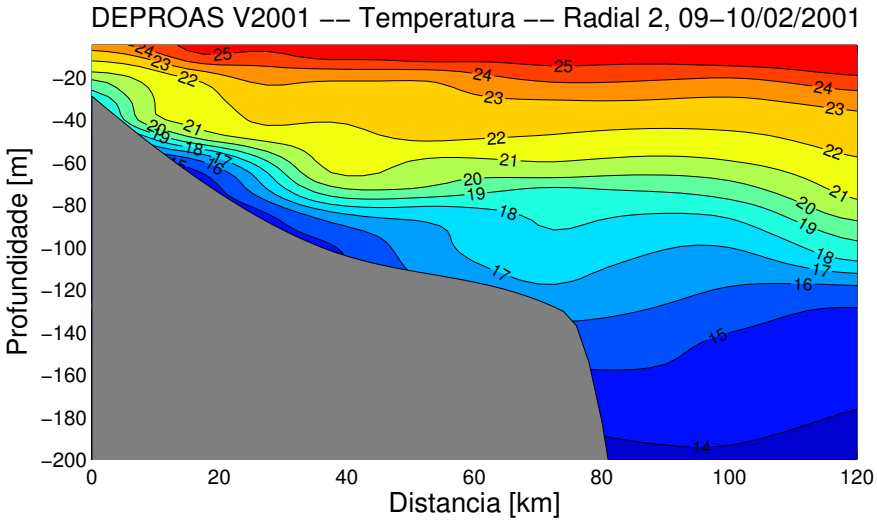

Figura 2.3: Distribuição vertical de temperatura na Radial 2 ao largo de Cabo Frio, para o cruzeiro DEPROAS V2001.

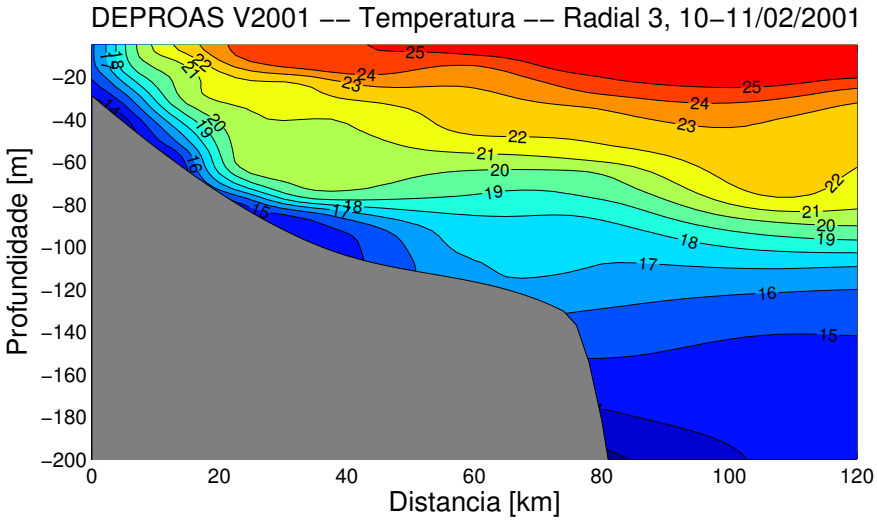

Figura 2.4: Distribuição vertical de temperatura na Radial 3 ao largo de Cabo Frio, para o cruzeiro DEPROAS V2001.

Foram encontradas águas com temperaturas inferiores a 12^{o}C nas proximidades do fundo da plataforma interna de definição de *Castro* (1996). A frente de densidade coincide com a frente térmica: a picnoclina intercepta a superfície do oceano nas proximidades da isóbata de 30 m. Acompanhando a isoterma de 16^{o}C, que estava a 40 m de profundidade no dia 09/02/2001 e aflora no dia 11/02/2001, podemos inferir sobre a velocidade vertical na região costeria, considerando as isotermas como linhas

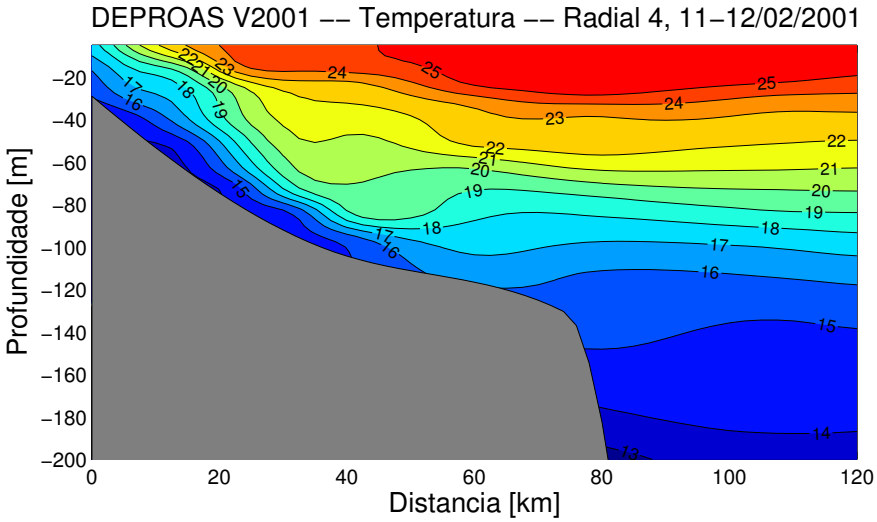

Figura 2.5: Distribuição vertical de temperatura na Radial 4 ao largo de Cabo Frio, para o cruzeiro DEPROAS V2001.

materiais. Desta forma, a velocidade vertical tem valores da ordem de ~30-40 m dia^{-1} (~3,5x10^{-4} - 4,6x10^{-4} m s^{-1}) .

Os fenômenos transientes de intensificação e relaxamento da ressurgência costeira, com escalas de tempo de dias, confirmam os resultados anteriores de *Ikeda et al.* (1974) e *Maglioca et al.* (1979). A análise dos dados hidrográficos também revela regimes semelhantes àqueles observados por *Castro* (1996) em regiões mais internas da Plataforma Continental Sudeste.

A Radial 1 do cruzeiro DEPROAS V2001 é particular, pois consegue capturar, além da atividade costeira, feições oecânicas. A Figura 2.10, onde apresentamos a Radial 1 extendendo-se até profundidade de 1800 m, revela a assinatura térmica de um vórtice ciclônico, centrado à 150 km da costa ou à 90 km da isóbata de 100 m. *Silveira et al.* (2004) utilizaram esta radial como campo de massa inicial para simular a velocidade, através da versão seccional do POM. Verificaram a presença desta estrutura conforme observamos na Figura 2.11. Este vórtice apresenta algumas peculiariedades, já descritas no Capítulo 1, tal como a assimetria tanto no campo de

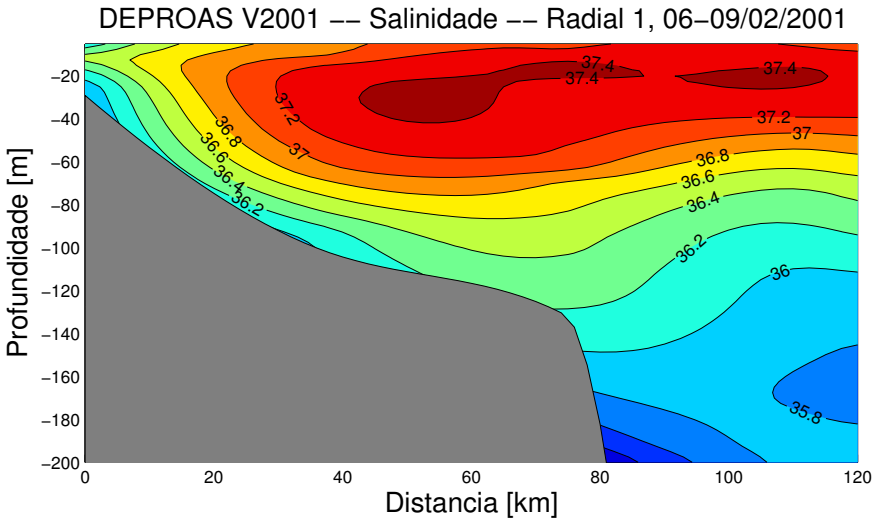

Figura 2.6: Distribuição vertical de salinidade na Radial 1 ao largo de Cabo Frio.

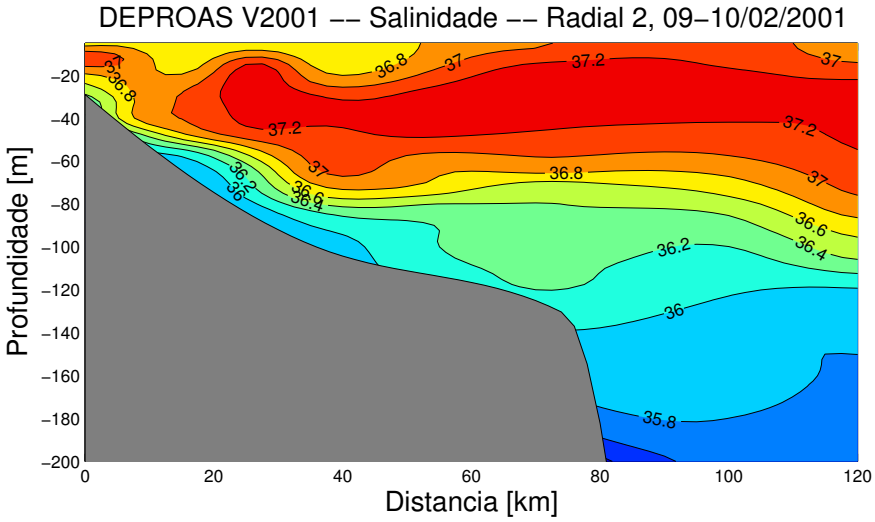

Figura 2.7: Distribuição vertical de salinidade na Radial 2 ao largo de Cabo Frio.

temperatura (Figura 2.10) quanto no campo de velocidade modelada (Figura 2.11). Isto é consequência da presença de águas frias próximo ao talude e esta assimetria termal entre a parte costeira e a parte oceânica se reflete no campo de velocidades baroclínicas. A temperatura em superfície nesta seção não apresenta qualquer indício dinâmico deste vórtice. Ou seja, a temperatura é praticamente homogênea entre a quebra de plataforma até o extremo oceânico da radial. Não há gradientes horizontais relevantes de temperatura em superfície. Entretanto na imagem da TSM

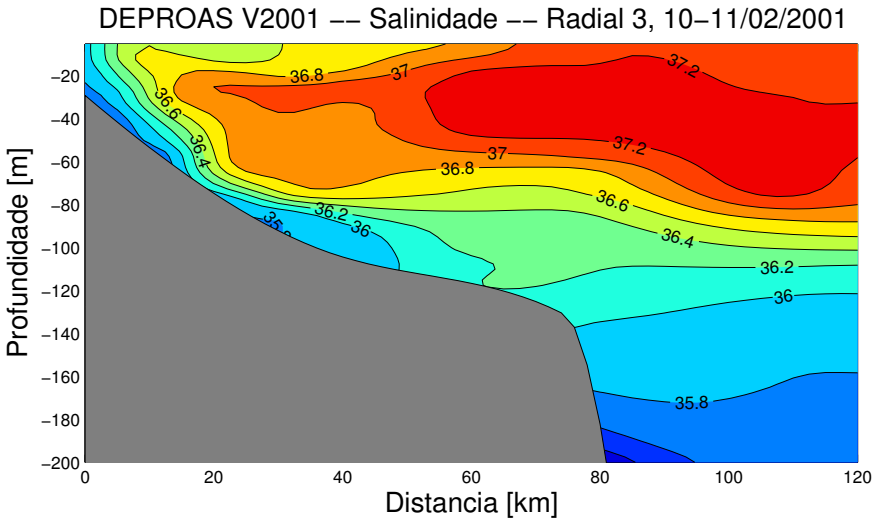

Figura 2.8: Distribuição vertical de salinidade na Radial 3 ao largo de Cabo Frio.

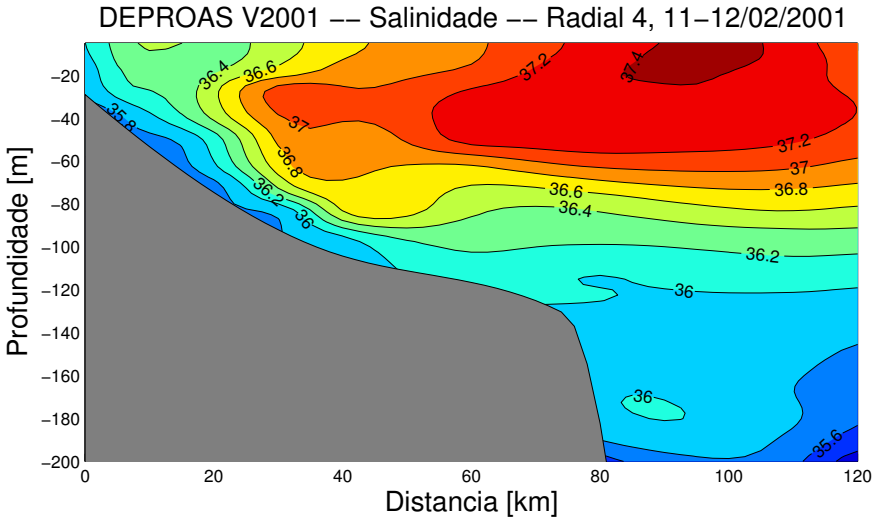

Figura 2.9: Distribuição vertical de salinidade na Radial 4 ao largo de Cabo Frio.

de 14/02/2001 (Figura 2.12) o vórtice pode ser dectado, mas aparentemente de núcleo quente. Isto por que a circulação entranha AC ao norte da radial 3 do DEPROAS V2001. Neste caso, a água fria costeira advectada na borda do vórtice propicia um "falso" núcleo quente em superfície. Justamente na região onde está centrada a radial. Assim, se tentarmos usar argumentos de vento térmico para a superfície, a estrutura teria circulação anticiclônica, e não cliclônica conforme demonstramos. Estas constatações corroboram com as suposições levantadas no Capítulo 1 e serão

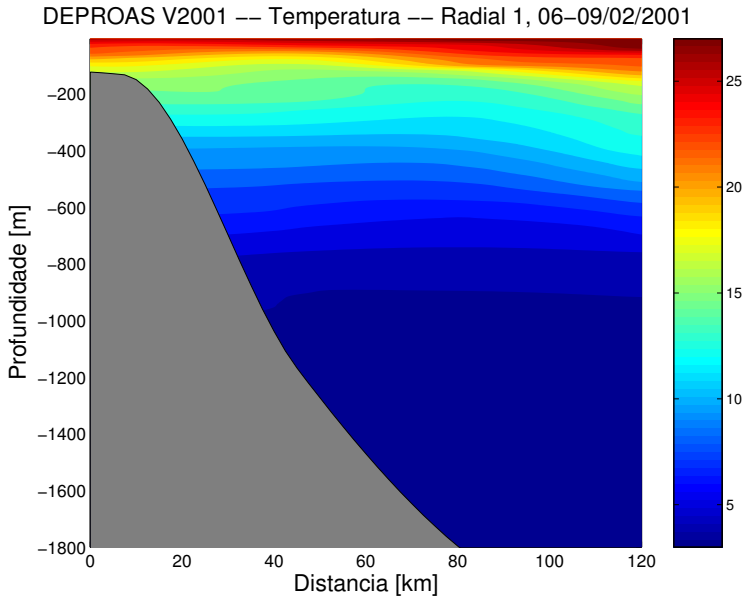

Figura 2.10: Distribuição vertical de temperatura na Radial 1 ao largo de Cabo Frio, para o cruzeiro DEPROAS V2001. Observar a assinatura do vórtice ciclônico, centrado à 90 km da isóbata de 100 m.

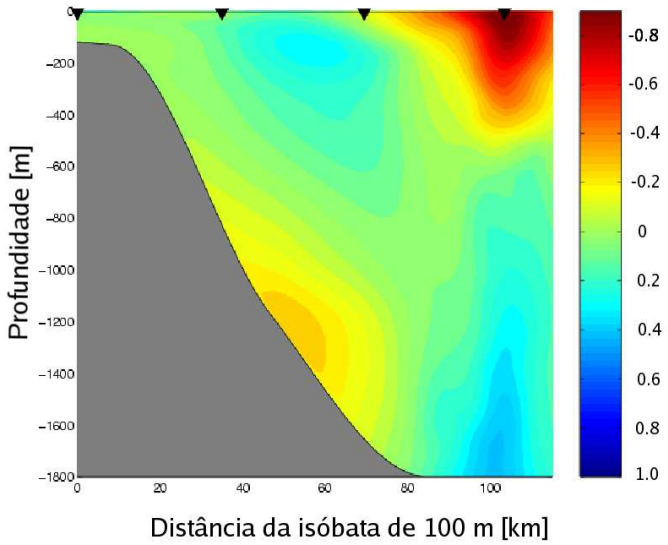

Figura 2.11: Velocidade em ms^{-1} modelada via POM seccional. De acordo com *Silveira et. al* (2004)

discutidas em mais detalhes na próxima Seção. A observação final a ser feita é a presença concomitante de um sistema de ressurgência costeiro maduro e de um meandro ciclônico frontal na proximidades da quebra de plataforma.

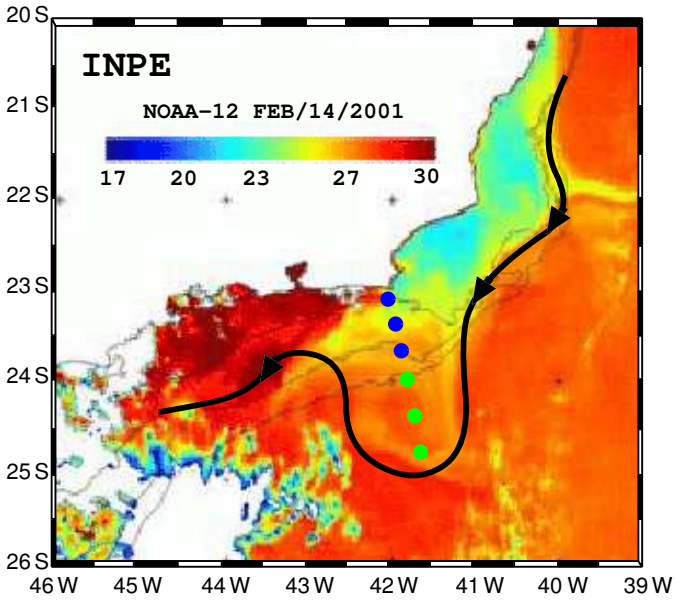

Figura 2.12: Imagem de Satélite da TSM, para 12/02/2001. Adaptado de *Kampel* (2003)

2.1.2 O Cruzeiro DEPROAS de Verão de 2002

O cruzeiro DEPROAS V2002 é o primeiro dentro do projeto a varrer a região entre a Ilha de São Sebastião (SP) e o Cabo de São Tomé (RJ) por intermédio da realização de uma malha hidrográfica razoavelmente sinótica. A Figura 2.13 apresenta as 14 radiais dispostas normalmente à linha de costa com estações oceanográficas aproximadamente equispaçadas em 20 mn, totalizando 74 estações. Este cruzerio foi executado entre 04 e 26/01/2002, dividido em duas pernadas (04-14/01/2002 e 16-26/01/2002) A primeira pernada começou com a Radial 1 na parte norte da Ilha de São Sebatião, terminando com a Radial 7 ao sul da Baía de Guanabara. A segunda pernada teve início com a radial 8 ao norte da Baía de Guanabara e terminou com a Radial 14 ao largo do Cabo de São Tomé.

O objetivo do cruzeiro V2002 é ter um entendimento tridimensinal da estrutura termohalina da região. Este cruzeiro conseguiu mapear a distribuição de massas de água ao largo do talude e sobre a plataforma continental. A Radial 10 ao largo de

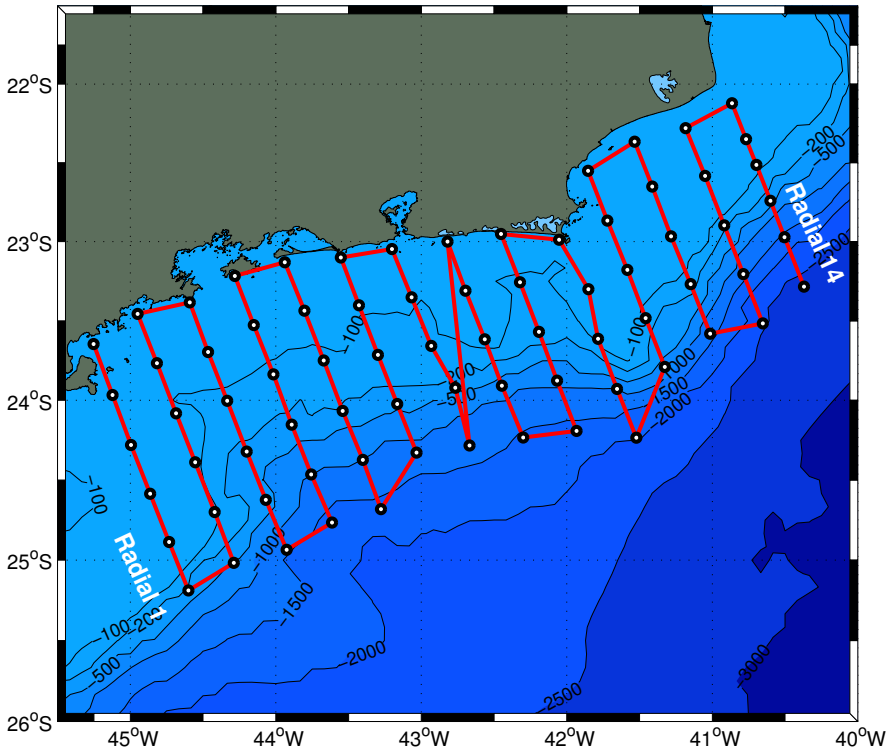

Figura 2.13: Rede hidrográfica com a disposição das estações na região do cruzeiro DEPROAS V2002.

Cabo Frio teve como objetivo repetir a radial feita no cruzeiro V2001. A estação mais costeira se situou sobre a isóbata de 15 m, enquanto a mais profunda em 2511 m na Radial 14 ao largo do Cabo de São Tomé.

A interpolação da grade hidrográfica (Figura 2.13) para uma grade regular, passível de ser usada para cálculos dinâmicos posteriores, foi conduzida via análise objetiva (Carter & Robinson, 1987), consideraremos que os processos sobre a plataforma e talude continental, tem escala bem mais curta que o tempo percorrido entre a realização da primeira e última estações oceanográficas, isto é, uma escala sinótica. Detalhes do gradeamento se encontram no Apêndice A.

Desta forma, as Figuras 2.14 e 2.15 apresentam os campos sinóticos horizontais de temperatura e de salinidade para 5 m para o cruzeiro V2002. Essas distribuições de temperatura e de salinidade revelam a interceptação da termoclina em superfície,

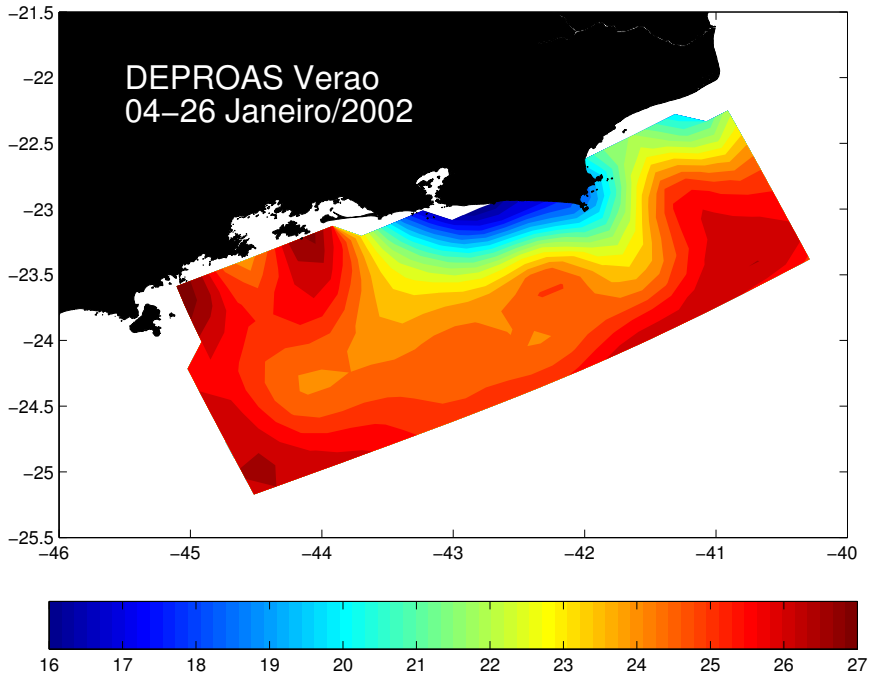

Figura 2.14: Campo de temperatura em ^{o}C interpolado por análise objetiva à 5 m de profundidade para o cruzeiro DEPROAS V2002.

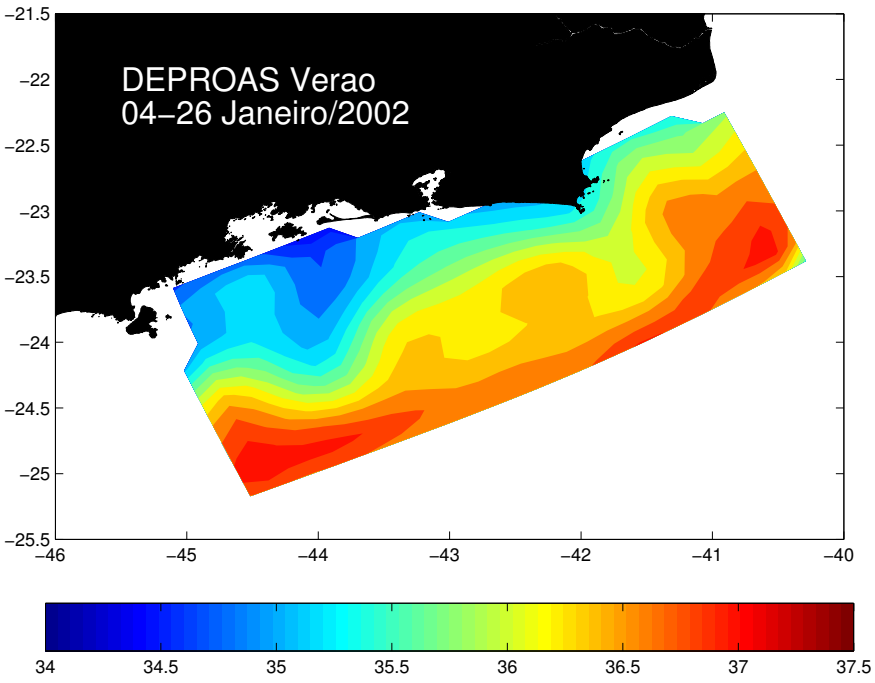

Figura 2.15: Campo de salinidade interpolado por análise objetiva à 5 m de profundidade para o cruzeiro DEPROAS V2002.

interiormente à isobata de 30 m entre a Baía de Guanabara e Cabo Frio. O gradiente de temperatura, em particular, a região delimitada pela isoterma de 18°C denota inequivocamente o afloramento da ACAS.

A inspeção do Diagrama T-S espalhado (Figura 2.16, para o referido cruzeiro, sugere o misturamento vertical entre duas massas de água, AC e ACAS. Em condições normais, a AC está confinada essencialmente ao limite interior da plataforma média, enquanto a ACAS ocupa as porções de termoclina oceânica e encontram-se no limite superior da plataforma externa (*Castro*, 1996). A Figura 2.16 exibe uma nuvem de pontos interligando ACAS, AC e até mesmo a AT num triângulo de mistura. Mais especificamente, fica evidente o processo de misturamento que envolve diretamente até mesmo águas com características dominantes de AC e ACAS. A situação física em que isto é possível é o afloramento da termoclina na parte interna da plataforma, ou seja, a ocorrência de ressurgência costeira.

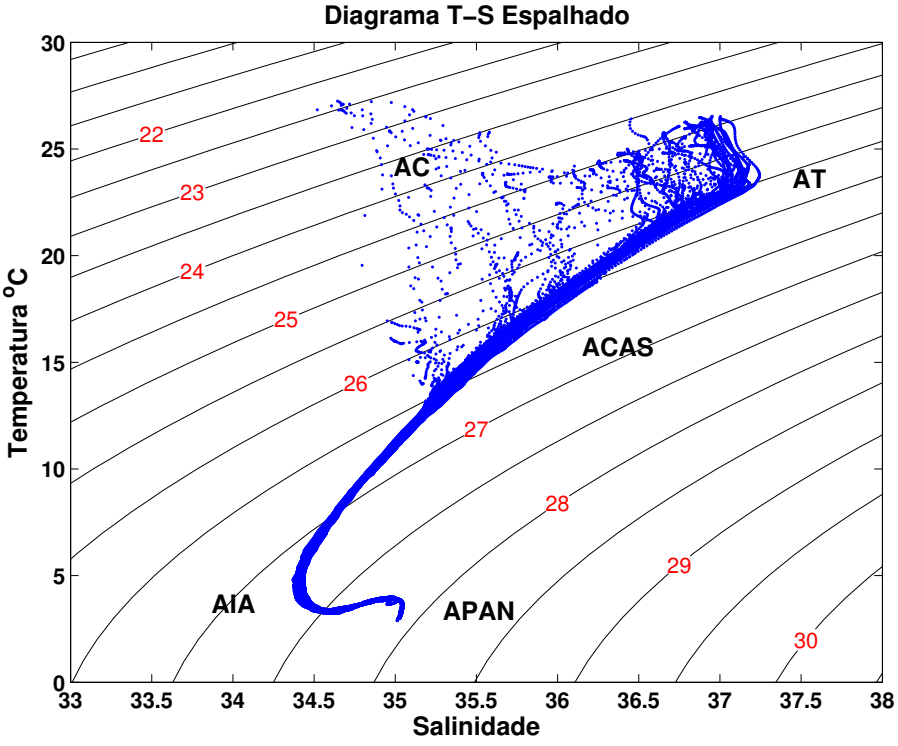

Figura 2.16: Diagrama T-S espalhado do cruzeiro DEPROAS V2002.

Uma análise mais criteriosa dessas figuras revela três importantes feições nesta região: a frente de ressurgência, a frente da CB e um vórtice ciclônico ao largo de Cabo Frio. O vórtice ficará mais evidente com a análise da Figura 2.17, onde temos, a partir dos campos de temperatura e salinidade à 5 m de profundidade (Figuras 2.14 e 2.15), o mapa de função de corrente geostrófica.

A fim de compor um cenário envolvendo temperatura e estrutura de velocidade, visando a identificação da frente da CB e meandros ciclônicos, superpomos o campo de correntes geostróficas no mesmo nível de 5 m indicado na Figura 2.17. Tais correntes foram obtidas através do cálculo da função de corrente geostrófica derivado da topografia dinâmica, seguindo *Godoi* (2005). Entretanto, como discutido para o vórtice do cruzeiro V2001, a assinatura termal deste vórtice apresenta aparentemente um núcleo quente em superfície. Recorremos a mesma explicação dada anteriormente. A camada de mistura nesta situação é mais profunda e, consequentemente, não há diferença significativa de temperatura na região do vórtice em surpefície. Entretanto ainda há ressurgência costeira próxima ao vórtice, propiciando que este advecte água fria, em sua borda formando um "falso" núcleo quente junto a interface ar-mar. A advecção pelas correntes estimadas pelo cálculo geostrófico, apresentada na Figura 2.17 é ilustrativa deste processo. O cenário obtido derivado por observações "*in situ*" em muito lembra a imagem da TSM. Figura 2.12, para o período do cruzeiro V2001. Isto reforça a recorrência da existência concomitante entre a frente da CB, o meandro ciclônico e o sistema de ressurgência costeira madura num cenário de verão.

Assim, em termos de mera descrição cinemática, a evolução do sistema CB-meandro-ressurgência pode ser traçada através dos campos obtidos para os cruzeiros V2001 e V2002. Tal evolução é apresentada na Figura 2.17. Foram incorporados no cenário apresentado os resultados de *Silveira et. al* (2004), onde vórtices instáveis são praticamente estacionários.

Para avançarmos, urge que os dados sinóticos obtidos durante os cruzeiros DEPROAS V2001 e V2002 sejam utilizados em simulações numéricas. A finalidade é elucidar a dinâmica e possível interação entre as componentes oceânicas e costeiras do sistema. A inclusão entre as informações sinóticas no modelo numérico serão realizadas pela construção de modelos paramétricos e a construção de campos iniciais termohalinos tridimensionais.

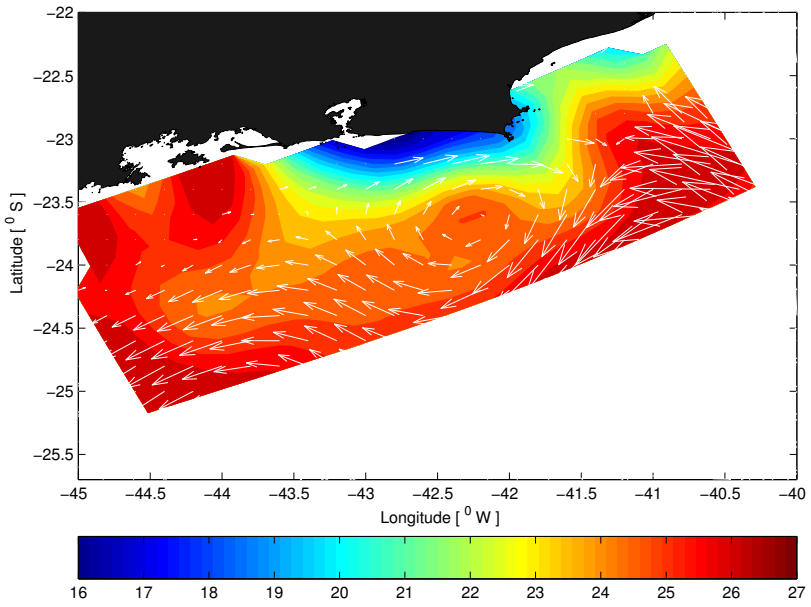

Figura 2.17: Campo de temperatura interpolado por análise objetiva à 5 m de profundidade, para o cruzeiro DEPROAS V2002, sob o campo de velocidade geostrófica.

Capítulo 3

O Modelo Regional Orientado por Feições

Neste capítulo descreveremos a técnica que é o cerne dos estudos de processos numéricos, os quais permitirão explorar dinamicamente a interação do sistema CB com a ressurgência costeira. O Modelo Regional Orientado por Feições (MROF) é uma técnica que alia o conhecimento prévio de feições oceanográficas, com o desenvolvimento de modelos paramétricos destas feições e modelagem numérica. Descrita em *Gangopadhyay et. al* (1997), *Gangopadhyay & Robinson* (1997) e *Robinson & Gangopadhyay* (1997), revisada e ampliada recentemente por *Gangopadhyay & Robinson* (2002), a MROF tem sido aplicada com sucesso para diversos sistemas costeiros e oceânicos em distintas regiões do globo.

3.1 O Conceito

É fato conhecido que cada região oceânica, por mais única que seja no seu comportamento individual, consiste em um número de estruturas de circulação sinóticas e de massas de água. Estas características sinóticas interagem e se densenvolvem juntas para gerar a variabilidade da circulação, decorrente de diferentes processos em múltiplas escalas regionais. Uma bacia regional pode incluir um conjunto de características de meso-escala, como por exemplo, meandros de correntes de grande escala ou frentes, giros e subgiros em escala de bacia e vórtices de meso-escala. Uma região costeira pode incluir feições da estrutura de circulação, como as frentes de densidade, frentes de resssurgência e vórtices de pequena escala (*Gangopadhyay et. al*, 1997; *Gangopadhyay & Robinson*, 1997; *Robinson & Gangopadhyay*, 1997 e *Gangopadhyay & Robinson*, 2002). Este é o princípio básico do conceito de MROF: através do conhecimento prévio de feições dinâmicas de uma região específica podemos construir modelos paramétricos ou Modelos de Feição (MF), que sintetizam a estrutura termohalina de feições sinóticas de relevância dinâmica. Através de um esquema de Análise Objetiva (AO), estes MFs são incorporados a um "*background*" climatológico, e se tornam os MROFs. Tais campos podem ser utilizados como campos de inicialização em modelos numéricos.

A dinâmica de correntes é essencial para o conceito do MROF. As feições oceanográficas e suas interações são ajustadas dinamicamente através de um modelo hidrodinâmico. Uma vez calibrado, a evolução do modelo é então estudada no intuito de entender os processos dinâmicos regionais. *Gangopadhyay & Robinson* (2002) sugerem que a técnica MROF pode ser aplicada com sucesso em qualquer implementação regional de qualquer modelo numérico, como por exemplo: MOM (*Modular Ocean Model*), POP (*Parallel Ocean Program*), ROMS (*Regional Ocean Model System*), POM (*Princeton Ocean Model*), HOPS (*Harvard Ocean Prediction System*) e

modelos de elementos e volumes finitos.

3.2 Aplicações do MROF

No trabalho de *Gangopadhyay & Robinson* (1997) esta metodologia foi aplicada na região da CG. Estes autores encorajam o desenvolvimento dos MROFs para diferentes sistemas frontais de meandramento de meso e grande escalas associados a outras correntes de contorno oeste, como por exemplo a Corrende de Kuroshio e a própria CB. As feições importantes para a repesentação da dinâmica dos sistemas de correntes podem ser generalizadas e parametrizadas, tais como frentes de maré, frentes associadas a plumas, frentes de ressurgência e de subsidência entre outros. Neste trabalho, os autores generalizaram o modelo para simulação baseado em frentes de temperatura/salinidade e frentes de quebra de plataforma. Adicionalmente feições de vórtices e outros giros de escalas maiores, também estão presentes. A feição oceanográfica se ajusta criando um campo inicial sinótico tridimensional que será renovado no modelo numérico de tempos em tempos, reiniciando uma simulação baseada no cenário inicial construído pelos Modelos de Feição.

Na Figura 3.1 é apresentado uma imagem TSM (AVHRR), a qual foi utilizada para a construção de um campo inicial de temperatura apresentado Figura 3.2. Este campo foi utilizado com o modelo numérico *Havard Gulf Stream forecasting model* em um esquema de previsão baseada em valor inicial, onde o campo de massa inicial evoluiu no tempo por um período curto de 7-15 dias. Após duas semanas de simulação foi conduzida uma análise comparativa com outras imagens termais, revelando uma ótima concordância entre os resultados (*Gangopadhyay & Robinson*, 1997).

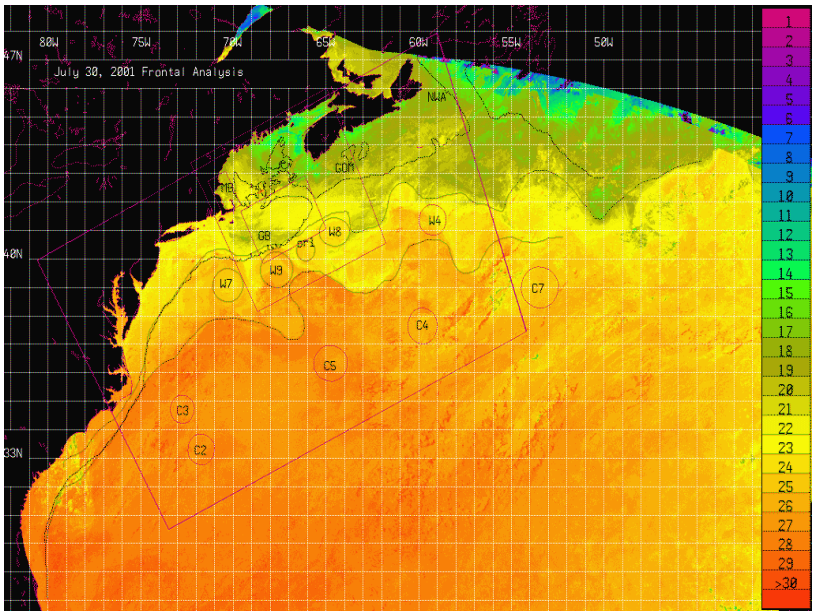

Figura 3.1: Imagem da TSM (AVHRR) da região da Corrente do Golfo, e as localizações das principais feições desta região. De acordo com *Gangopadhyay & Robinson* (1997).

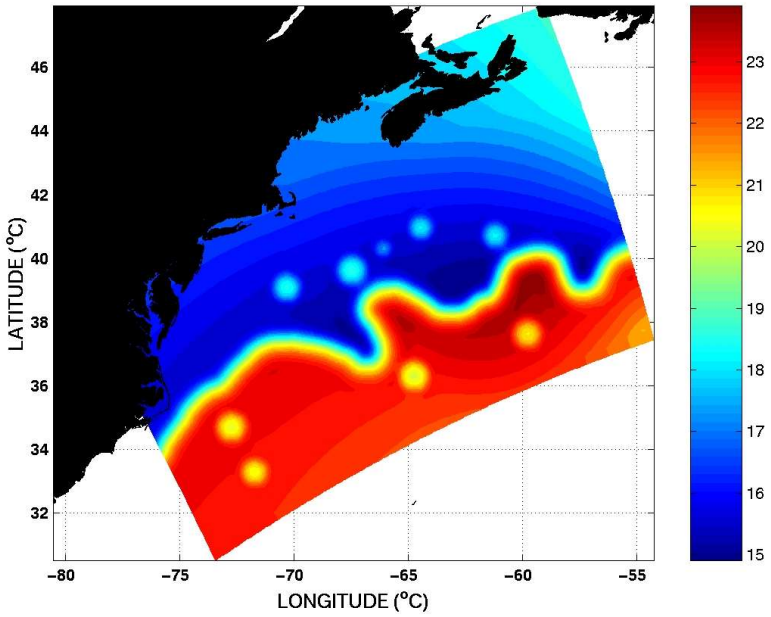

Figura 3.2: Campo de temperatura ^{o}C da superfície do mar para o modelo numérico *Havard Gulf Stream forecasting model*. De acordo com *Gangopadhyay & Robinson* (1997).

3.3 O MROF para o Sudeste Brasileiro

O sistema CB-meandros-ressurgência costeira envolve uma série de feições que evoluem em conjunto interagindo em um complexo sistema oceânico e costeiro. O

objetivo deste trabalho é estudar justamente a interação entre os componentes deste sistema. Para tanto, desenvolvemos MFs para a CB, para seus vórtices e para a Frente de Ressurgência Costeira (FRC).

3.3.1 O Protocolo MROF

Segundo *Gangopadhyay et al.* (1997), para a aplicação dos MROFs é necessário seguir um protocolo de aplicação:

I) Identificação das feições de massas de água e da circulação oceânica e costeira de relevância para a dinâmica regional;

II) Conhecimento prévio da circulação climatológica regional;

III) Obtenção de dados sinóticos *in situ* e de satélite;

IV) Construção dos MFs individualmente ;

V) Interpolação através de esquema de Análise Objetiva de Múltiplas-Escalas (Climatologia + MF). É nesta fase que os MFs tornam-se os MROFs propriamente ditos e

VI) Simulação numérica para estudos de processos.

A partir do protocolo de aplicação dos MROFs (*Gangopadhyay & Robinson*, 2002), identificamos as principais feições oceânicas e costeiras na região sudeste do brasileiro (Figura 3.3). A Tabela 3.1 mostra o resumo da literatura fundamental para o entendimento da região, focando nas feições oceanográficas individualmente. Como dito, concentraremo-nos neste trabalho em três feições do sudeste brasileiro: a CB, seus vórtices e a FRC.

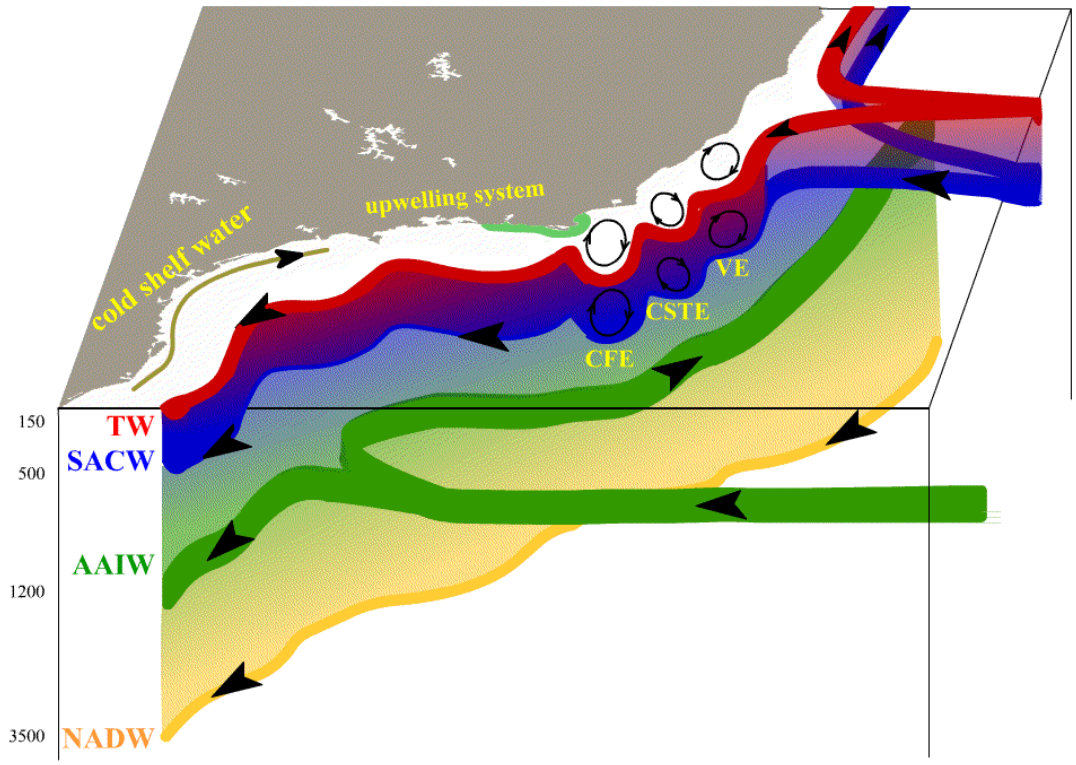

Figura 3.3: Esquema das correntes e massas de Água no Sudeste Brasileiro.

De acordo com o protocolo, uma vez identificadas as feições por observações e ou literatura da região seguimos com a construção dos modelos paramétricos (MFs).

A parametrização é construída através da utilização de dados sinóticos das feições de boa qualidade. A análise da feição impõe a decisão sobre a forma de parametrizar. É usual, como descrito na Seção 3.2, o estabelecimento de uma forma que envolva funções de estrutura horizontal e vertical. Vários autores que trabalharam com parametrização utilizam a aproximação das estruturas vertical e horizontal por funções teóricas. Um exemplo recente é de *Fernandes* (2005) que criou um MF de velocidades para o jato baroclínico CB-CCI, aproximando a estrutura vertical por funções exponenciais e a horizontal por funções gaussianas.

Neste trabalho, utilizaremos a aproximação geostrófica para construir os MFs a partir de perfis sinóticos de temperatura e salinidade. A estrutura termohalina

Tabela 3.1: Lista de Feições na costa Sudeste Brasileira e os estudos mais relevantes

Feições	**Estudos relevantes**
Corrente do Brasil	*Mascarenhas et al.* (1971); *Signorini* (1978); *Evans e Signorini* (1985); *Garfield* (1990); *Campos et al.* (1995,1996); *Silveira et al.* (2000); *Zemba* (1990); *Lima* (1997); *Castro e Miranda* (1998); *Silveira et al.* (2004).;*Godoi* (2005)
Corrente de Contorno Intermediária	*Stommel* (1965); *Muller et al.* 1998; *Boebel et al.* (1997, 1999); *Silveira et al.* (2000); *Godoi* (2005)
Vórtice de Cabo de São Tomé	*Mascarenhas et al.* (1971); *Signorini* (1978); *Calado* (2001); *Fernandes* (2001)
Vórtice de Cabo Frio	*Mascarenhas et al.* (1971); *Signorini* (1978); *Calado* (2001); *Fernandes* (2001); *Calado et al.* (2006).
Vórtice de Vitória	*Gaeta et al.* (1999); *Schmidt et al.* (1994);
Vórtice no embaiamento de Santos	*Campos et al.* (2000)
Regiões de Ressurgência	*Ikeda et al.* (1974); *Lorenzzetti et al.* (1998); *Maglioca et al.* (1979); *Gaeta et al.* (1996); *Miranda* (1982); *Miranda and Castro* (1979); *Rodrigues and Lorenzzetti* (2001); *Castro* (1996); *Campos et al.* (2000);
escoamento de água doce na platraforma continental	*Lentini et al.* (2001); *Moller et al.* (2001); *Piola et al.* (2000).
Bifurcação da Corrente Sul Equatorial (CSE)	*Stommel* (1965); *Silveira et al.* (1994); *Silveira et al.* (2000).

também será o cerne da construção do MF da FRC. Entretanto, ainda que para construir os MFs usemos aproximações teóricas na estrutura horizontal, pretendemos seguir um outro caminho que tange à estrutura vertical. Seguindo *Gangopadhyay & Robinson* (2002) usaremos uma aboradagem empírica, "retirando" dos perfis de temperatura e salinidade observados a variação vertical dessas propriedades. Tal procedimento é conduzido via adimensionalização dos perfis sinóticos selecionados nas bordas e no centro das feições oceanográficas. Preservamos, assim, os gradientes verticais de forma a permitir sua fusão, consistentemente, com os dados climatológicos e gerar os MROFs.

Tal MROF agora constitui uma grade tridimensional, que pode ser utilizada na inicialização de modelos numéricos de estudos de processo e ou de uma futura previsão oceânica. O que se propõe em termos de modelagem, a partir do MROF,

é basicamente um problema de valor inicial. O MROF provê o campo de massa "sinótico" tridimensional como condição inicial do modelo numérico e, a partir disso, o modelo evolui este campo de massa, juntamente com o vento local e, se necessário, com outras forçantes para o problema em estudo. A idéia é uma simulação de poucos dias (7-30 dias) a partir de um cenário previamente construído pelos MROFs. O esquema da Figura 3.4 sintetiza todo o procedimento previamente descrito.

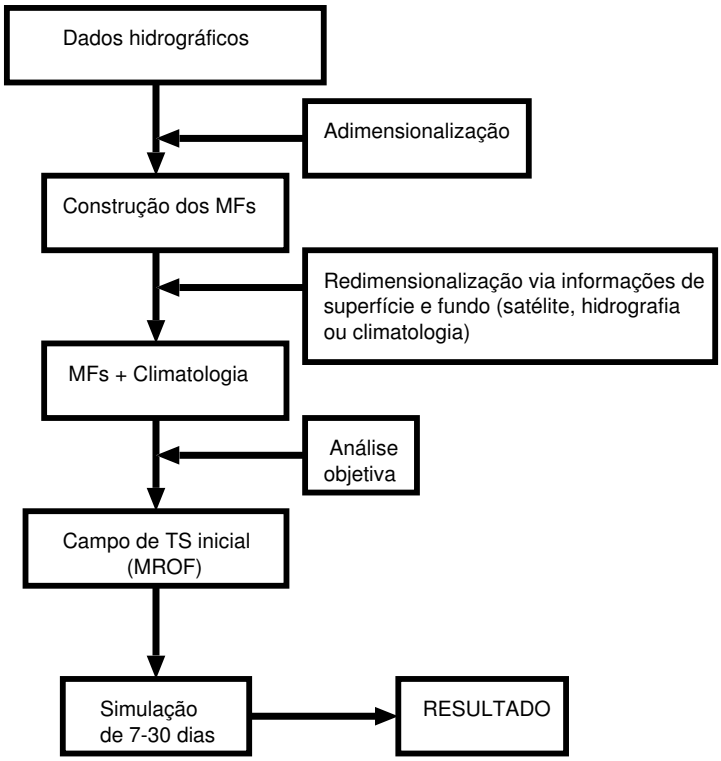

Figura 3.4: Esquema do procedimento geral do protocolo de elaboração dos MROFs.

3.3.2 Adimensionalização dos Perfis Sinóticos de temperatura e salinidade

Como comentado anteriormente, para construir os MFs é ncessário um primeiro passo: a adimensionalização dos perfis sinóticos de temperatura e salinidade. *Gangopadhyay & Robinson* (2002) sugerem que podemos representar as feições por suas propriedades em termos de massas de água. Baseado nesta premissa, eles desenvolveram uma forma canônica para preservar as estruturas em três dimensões usando dados sinóticos.

O procedimento para estimar um perfil genérico (adimensional), que preserve a estrutura básica da feição, requer que obtenhamos uma função $\Phi(z)$ da forma

$$\Phi(z) = \frac{\Gamma(z) - \Gamma_f}{\Gamma_s - \Gamma_f}; \tag{3.1}$$

onde $\Gamma(z)$ é um perfil sinótico dimensional de uma propriedade qualquer (temperatura ou salinidade), Γ_f é o valor da propriedade no fundo e Γ_s é o valor da propriedade na superfície.

Uma vez achada a função adimensional $\Phi(z)$, o próximo passo é redefinir novos valores sinóticos de superfície e de fundo e redimensionalizar os perfis. Desta forma, reconstruímos perfis sinóticos para qualquer instante que possamos extrair dados de superfície e de fundo, uma vez que consideramos os nossos $\Phi(z)$ representantes sazonal da feição estudada. Para tanto, temos que reescrever a Equação 3.1 para a forma:

$$\Gamma(z) = (\Gamma_s^{(*)} - \Gamma_f^{(*)})\Phi(z) + \Gamma_f^{(*)} \tag{3.2}$$

onde $\Gamma_s^{(*)}$ e $\Gamma_f^{(*)}$ são valores de superfície e de fundo, extraídos da climatologia. De uma forma mais geral, para efeito de estados de previsão, podemos redimensionalizar os perfis usando dados oriundos de satélite na superfície e climatológicos de fundo ou dados hidrográficos.

3.3.3 Modelo de Feição para a Corrente do Brasil

O MF para a CB foi desenvolvido a partir de dados sinóticos do cruzeiro DEPROAS V2002, utilizando perfis que sintetizam a frente termohalina da CB. A Figura 3.5 mostra a região demarcada onde elegemos os perfis representativos da frente termohalina da CB na região do cruzeiro DEPROAS V2002. Foram extraídos três perfis de temperatura e salinidade para cada região (costeira, central e oceânica) e feito uma média para cada região em particular. Desta forma, se obteve os perfis representativos para cada região da CB (Figura 3.6). O perfil mais costeiro foi extrapolado para acompanhar os outros dois perfis (central e oceânico). Essa extrapolação foi feita acompanhando o perfil mais próximo, respeitando o gradiente entre os três perfis. Este método de extrapolação visa interferir o mínimo possível no resultado final, lembrando ainda que na região costeira teremos a máscara de terra no modelo numérico. Neste trabalho optamos por limitar o MF da CB em 500 m de profundidade, focando somente na região da frente da CB.

Elaboramos um MF que pode reconstruir, a partir de informação termohalina de superfície e de fundo toda a estrutura tridimensional da CB para o sudeste brasileiro utilizando a metodologia da adimensionalização descrita na Seção 3.3. Desta forma, pretendemos reconstruir a frente da CB para situações específicas baseadas em dados de superfície e de fundo, utilizando dados de sensoiramento remoto, sinóticos e climatológicos.

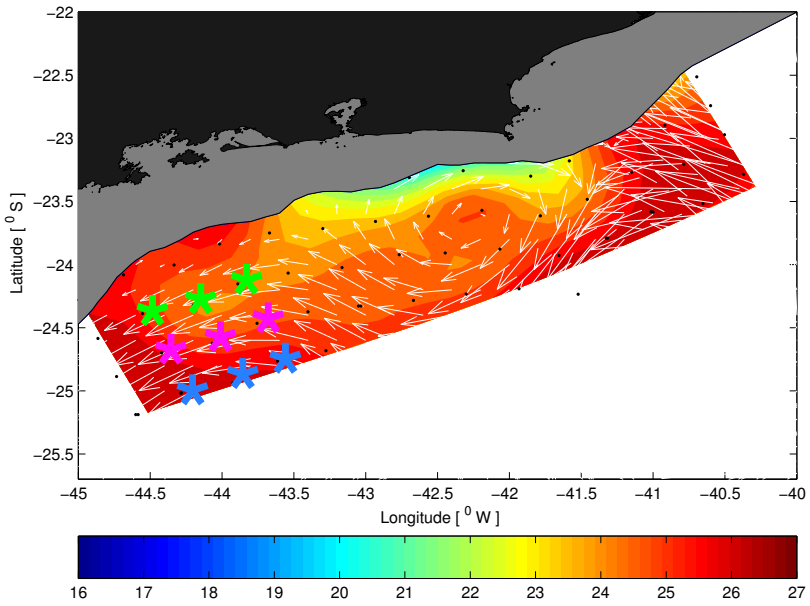

Figura 3.5: Mapa de corrente geostrófica, superposto ao campo de temperatura ^{o}C, em superfície, para o cruzeiro DEPROAS V2002. As demarcações são as localizações de onde foram selecionados os perfis para a borda interna do MF da CB, a borda costeira (em verde), a parte central (em magenta) e a borda oceânica (em azul).

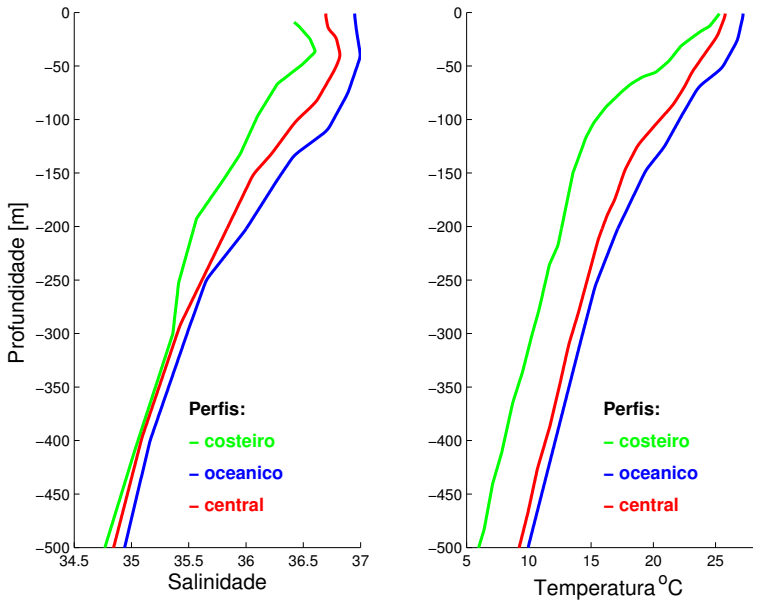

Figura 3.6: Perfis representantes da frente da CB, baseda no cruzeiro DEPROAS V2002.

O MF da CB segue a seguinte formulação:

$$T_i(x,z) = [T_{i_o}(x) - T_{i_b}(x)]\Phi(x,z) + T_{i_b}(x); \tag{3.3}$$

i = (costeiro, centro, oceânico);

onde, $\Phi(x,z)$ são os perfis adimensionalizados, para cada região da CB, isto é, os perfis do centro, da borda externa e da borda interna da CB. Temos T_{i_b} e T_{i_o} como os parâmetros de fundo e de superfície, respectivamente, de cada perfil. Esses parâmetros são, como já comentado, extraídos a partir de dados (temperatura e salinidade) de superfície e de fundo em algumas posições pré-determinadas ao longo do caminho da frente (Figura 3.7). Posteriomente, os dados são interpolados ao longo de todo o caminho e aplicados na Equação 3.3 reconstruindo tridimensionalmente a frente termohalina da corrente.

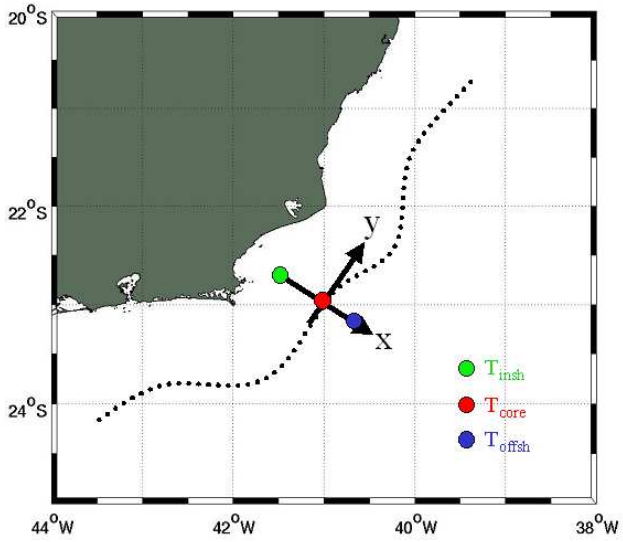

Figura 3.7: Esquema do MF da CB para a frente termohalina da CB.

Em síntese, o MF da CB basicamente utiliza a equação de redimensonalização (Eq. 3.2) em um determinado caminho da frente da CB pré-estabelecido. Define-se então, valores em determinadas posições, de superfície e de fundo, na borda oceânica, no

centro e na borda costeira da CB. Esses valores são interpolados na direção meridional e zonal construindo um campo tridimensional ao longo do caminho da corrente (Figura 3.8).

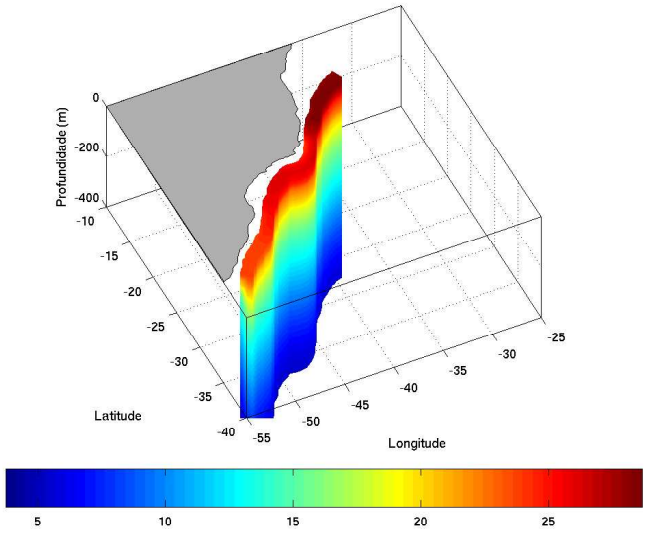

Figura 3.8: Calibração do MF da CB. Visão tridimensional do campo de temperatura em ^{o}C.

Calibração do MF da CB

Calibramos o MF da CB utilizando os perfis médios escolhidos ao largo do sudeste brasileiro, do cruzeiro DEPROAS V2002, para construir a CB ao longo de todo seu percurso. Utilizamos nesta calibração os dados de superfície e de fundo, oriundos da climatologia *Levitus et al.* (1998) para redimensionalizar todos os perfis adimensionais. A Figura 3.8 apresenta uma visão tridimensional de todo o MF, devidamente calibrado com os valores de superfície e de fundo. A Figura 3.9, por sua vez, ilustra uma seção vertical de temperatura e uma de velocidade geostrófica, considerando o nível de referência de 450 m de profundidade para o MF, na região da do Bacia de Santos (24^{o} S). Os valores de velocidade obtidos na seção de velocidade geostrófica é razoavelmente comparável com a literatura. O valor obtido de transporte de volume para esta seção foi de 5,3 Sv, bem próximo ao encontrado por *Campos et al.* (1995) e

Godoi (2005) para a mesma região.

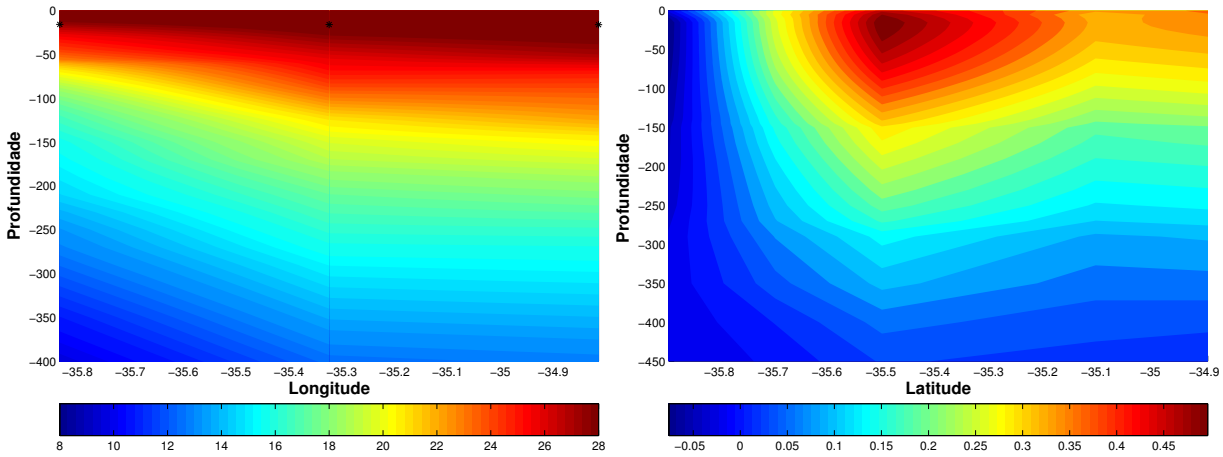

Figura 3.9: Seção de temperatura em ^{o}C na região da Bacia de Santos (24^{o} S) do MF da CB (painel esquerdo) e sua respectiva seção de velocidade geostrófica em ms^{-1} (painel direito).

O presente MF da CB é particular pois envolve a corrente de contorno oeste (CB), que é a fronteira entre os regimes oceânico e costeiro. Assim, será necessário um cuidado entre este MF e a climatologia que será interpolada nos seus entornos, para a criação do MROF. O que faremos é uma compatibilização entre o MF da CB e a climatologia. Esta compatibilização é fundamental para não criar correntes expúrias entre as bordas oceânica e costeira do MF. Este procedimento será discutido na Seção 3.4, onde vamos fundir os MF à climatologia.

3.3.4 Modelo de Feição para os Vórtices da CB

Seguindo a proposição da Seção 2.2 vamos elaborar um MF para descrever os vórtices da CB que são assimétricos, em termos de temperatura e salinidade. Como descrito anteriormente, as características para os vórtices em Cabo Frio e Cabo de São Tomé apresentam uma assimetria entre a região costeira e oceânica (*Calado et al.*, 2006), além do natural gradiente de temperatura entre a parte central e a borda de um vórtice geostroficamente ajustado.

Baseamo-nos para criar o MF do vórtice da CB na equação para os vórtices simétricos da CG, conforme apresentado no trabalho de *Gangopadhyay & Robinson* (2002). Esses autores utilizaram uma parametrização onde há variação de temperatura e salinidade entre o centro e a borda do vórtice. Logo, numa generalização, proposta em *Calado et al.* (2006) deste MF, que contava somente com variação radial, contruímos um MF onde a variação azimutal fosse considerada. Assim, a formulação do MF para os vórtices da CB é escrita como:

$$T(r, z, \theta) = T_k(z, \theta)(1 - e^{-r/R}) + T_c(z)e^{-r/R}; \tag{3.4}$$

onde $T_c(z)$ é o perfil do centro, r é a distância entre o centro e a borda do vórtice, R é um múltiplo do raio de deformação interno de Rossby (R_0) e $T_k(z, \theta)$ é o perfil da borda do vórtice escrito como

$$T_k(z, \theta) = [T_i(z) + \frac{(T_o(z) - T_i(z))}{2} e^{\theta/\gamma}(1 + cos\theta)]; \tag{3.5}$$

onde θ varia de 0 a 2π. $T_o(z)$ é o perfil de temperatura (ou salinidade) para a parte oceânica do vórtice. Estabelecemos arbitrariamente, neste MF, $T_o(z)$ como a posição de $\theta = 0$. $T_i(z)$ é o perfil de temperatura (ou salinidade) para a parte costeira do vórtice e onde portanto $\theta = \pi$. Uma vez estabelecida a localização geográfica dos perfis, o modelo do vórtice é orientado a partir da definição de $\theta = 0$ que é a localização do valor mais elevado de temperatura em uma das bordas do vórtice (Figura 3.10).

A função $e^{\theta/\gamma}$ estabelece a distribuição azimutal entre as partes costeira e oceânica da borda do vórtice. Isto é, o gradiente entre $T_i(z)$ e $T_o(z)$ na borda do vórtice também varia assimetricamente. O parâmetro de assimetria, γ define como a função exponencial varia azimutalmente (Figura 3.10). Se γ é um valor muito grande e

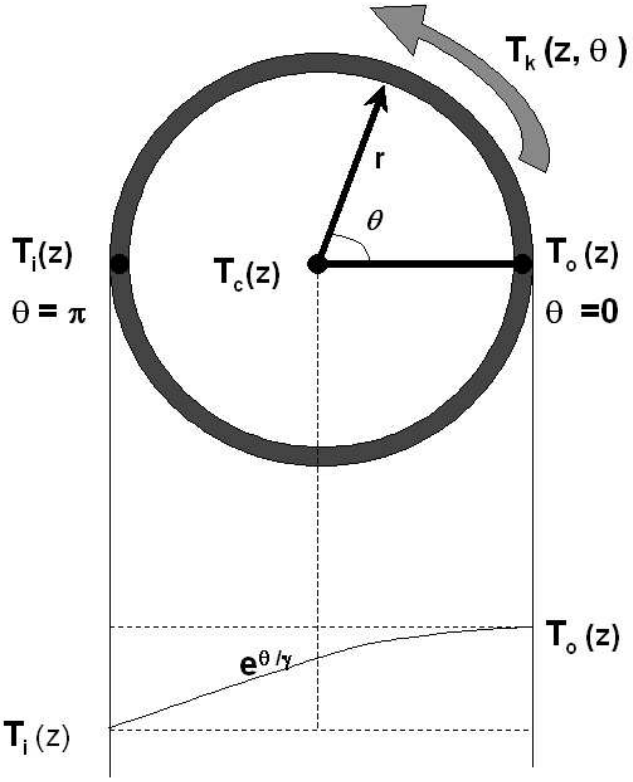

Figura 3.10: Esquema do MF do vórtice assimétrico da vórtice da CB.

positivo a temperatura ou a salinidade tende a variar linearmente entre $T_o(z)$ e $T_i(z)$ ao longo da borda. Por outro lado, γ também pode estabelecer o percentual de contribuição entre a água ressurgida (ACAS) na costa e a água na porção oceânica (AT). Se $\gamma > 0$, a borda do vórtice tende a ter mais contribuição da parte mais oceânica, isto é, o vórtice fica mais quente. Por outro lado se $\gamma < 0$, a parte costeira contribui mais na formação do vórtice.

Esta formulação, no entanto, pode ser aplicada à outras regiões oceânicas. Por exemplo, um vórtice assimétrico destacado em oceano aberto pode seguir a Equação 3.5 sem qualquer dependência azimutal $T_i(z)$ e $T_o(z)$ podem ser substituídos por quaisquer perfis extremos (quente ou frio). Por outro lado, se os perfis de tempera-

tura/salinidade são uniformes ao longo da borda do vórtice, isto é $T_o(z)$ e $T_i(z)$ são iguais, a Equação 3.6 se reduz à formulação do vórtice simétrico da CG desenvolvido por *Gangopadhyay & Robinson* (2002).

Calibração do MF do vórtice da CB

Diferente do MF da CB, para o MF do vórtice da CB nós preferimos calibrar utilizando dados termohalinos do próprio cruzeiro DEPROAS V2001, particularmente os da Radial 1 (Seção 2). Desta forma é possível uma intercomparação com o trabalho de *Silveira et al.* (2004).

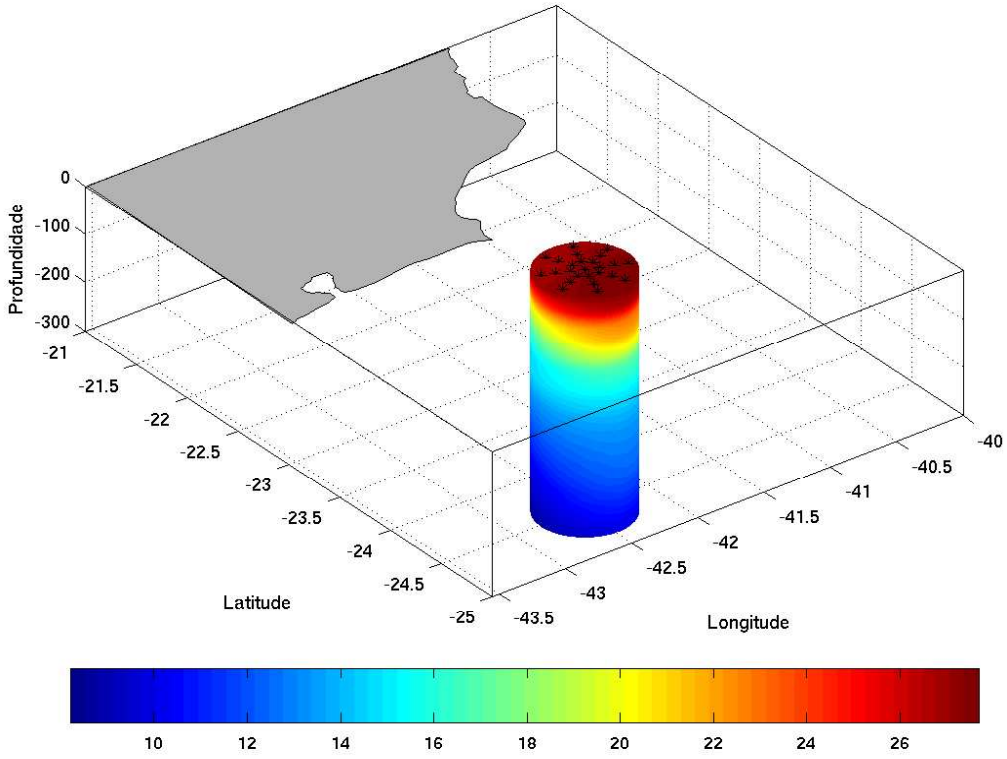

Figura 3.11: Resultado tridimensional de temperatura em ^{o}C pela aplicação do MF do vórtice de Cabo Frio, para o cruzeiro DEPROAS V2001.

Os perfis característicos de temperatura e salinidade para o vórtice de Cabo Frio funcionam como as funções empíricas de estrutura vertical do modelo. Assim, selecionamos um perfil para a borda costeira, um para o centro e um para a borda oceânica

do vórtice. Estes três perfis são apresentados na Figura 3.12 (painel esquerdo) e aplicando a Equação 3.1 adimensionalizamo-os. A Figura 3.11 apresenta o resultado tridimensional da aplicação do MF do vórtice com os dados originais do cruzeiro DEPROAS V2001. Os asteriscos em superfície representam a localização de onde serão coletados os perfis no MF, para a posterior fusão com a climatologia.

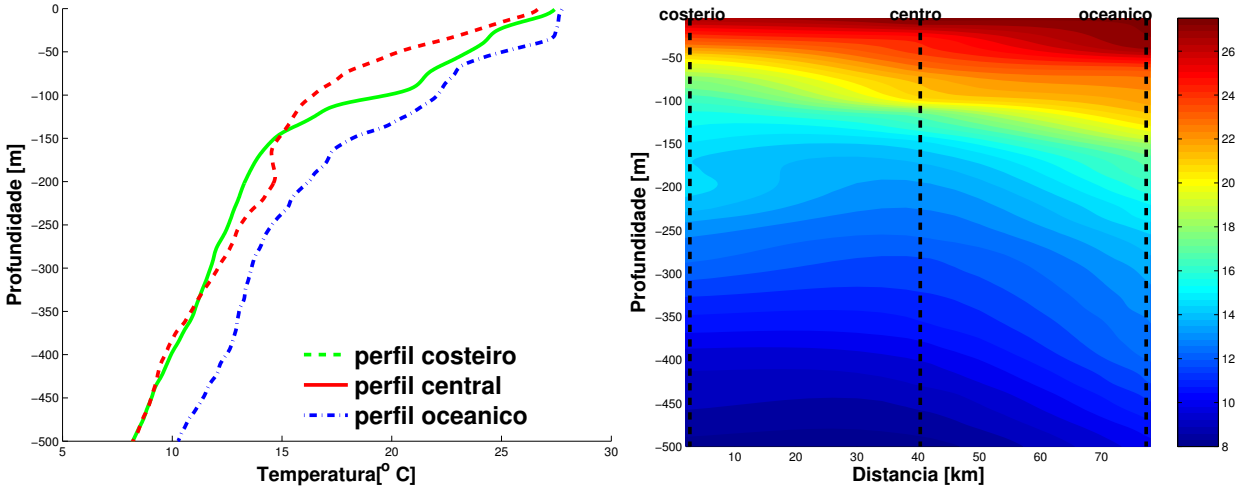

Figura 3.12: Perfis característicos extraídos do cruzeiro DEPROAS V2002 para representar o vórtice de Cabo Frio (painel esquerdo). Seção de temperatura em ^{o}C do vórtice de Cabo Frio do cruzeiro DEPROAS V2002 e as localizações dos perfis característicos (painel direito).

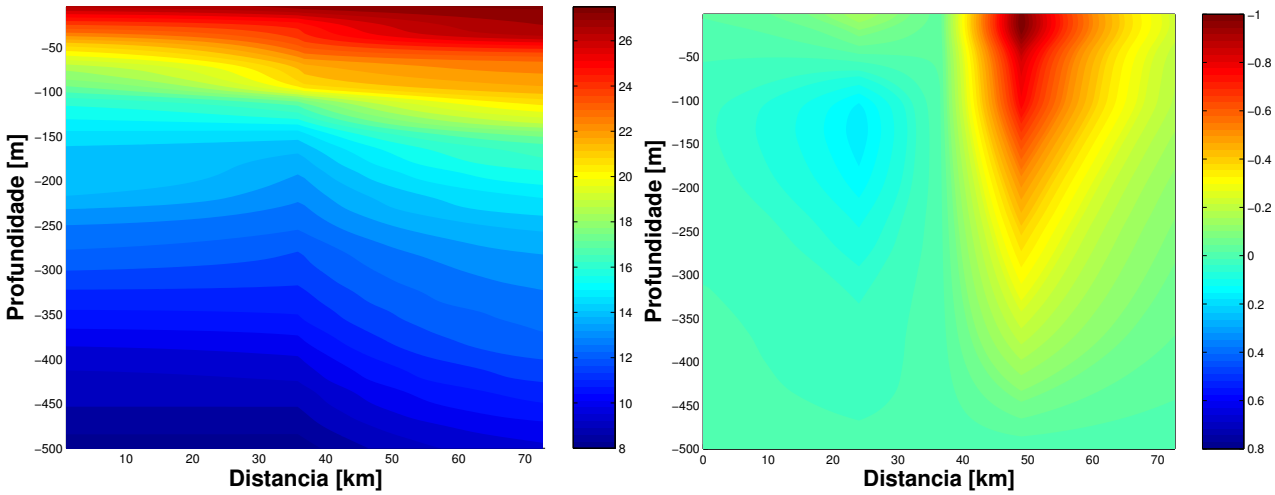

Figura 3.13: Resultado do MF do Vórtice da Cabo Frio, para o cruzeiro DEPROAS V2002. Campo de temperatura em ^{o}C (painel esquerdo) e correspondente campo de velocidade geostrófica em ms^{-1} normal à costa (painel direito).

Tabela 3.2: Parâmetros para o MF do vórtice assimétrico ao largo de Cabo Frio.

raio do vórtice (r)	**25 km**
paramêtro de decaimento ($R = 3R_o$)	**66 km**
temperatura no centro do vórtice de superfíce e fundo ($T_{c(superficie,fundo)}$)	**25.00^{o}C e 3.57^{o}C**
temperatura na borda oceânica do vórtice de superfíce e fundo ($T_{o(superficie,fundo)}$)	**26.50^{o}C e 3.76^{o}C**
temperatura na borda costeira do vórtice de superfíce e fundo ($T_{i(superficie,fundo)}$)	**24.50 e 3.50^{o}C**
salinidade no centro do vórtice de superfíce e fundo ($S_{c(superficie,fundo)}$)	**37.18 e 34.67**
salinidade na borda oceânica do vórtice de superfíce e fundo ($S_{o(superficie,fundo)}$)	**37.47 e 34.71**
salinidade na borda costeira do vórtice de superfíce e fundo ($S_{i(superficie,fundo)}$)	**36.90 e 34.70**
parâmetro de assimetria (γ)	**100π**
profundidade máxima do vórtice	**1000 m**

A Figura 3.13 mostra o resultado da calibração do MF dos vórtices: temperatura (Figura 3.13, painel esquerdo) e velocidade geostrófica (Figura 3.13, painel direito), em uma seção do vórtice na orientação de $\Theta = 0$. Esta orientação é perpendicular à quebra de plataforma, e também transversal ao eixo da CB. O parâmetro γ para este caso é de 100 π, o que faz com que a variação entre $T_i(z)$ e $T_o(z)$ seja linear. O parâmetro R é igual a $3R_0$, onde $R_0 = 22$ km para a região. Demais parâmetros para a construção do MF do vórtice assimétrico estão na Tabela 3.2.

Uma intercomparação entre as Figuras 3.12 and 3.13 é muito favorável. Nós computamos velocidades geostróficas para o campo original (Figura 3.12), usando 500 m como nível de referência. Estimamos um transporte para sudoeste de -4,7 Sv, na parte oceânica do vórtice, e obtivemos com o resultado do modelo -4,4 Sv. Para nordeste, o transporte na parte costeira foi, de 0,58 Sv usando os dados observados e 0,55 Sv pela aplicação do modelo. Estes números conferem ao modelo uma

comparação satisfatória em termos de sua reprodutibilidade.

3.3.5 Modelo de Feição para a Ressurgência Costeira

O MF da FRC foi baseado em uma única função tangente hiperbólica (*Gangopadhyay & Robinson*, 2002). Esta função transforma perfis com características oceânicas para um com características costeiras respeitando um formato característico da ressurgência costeira (Figura 3.14).

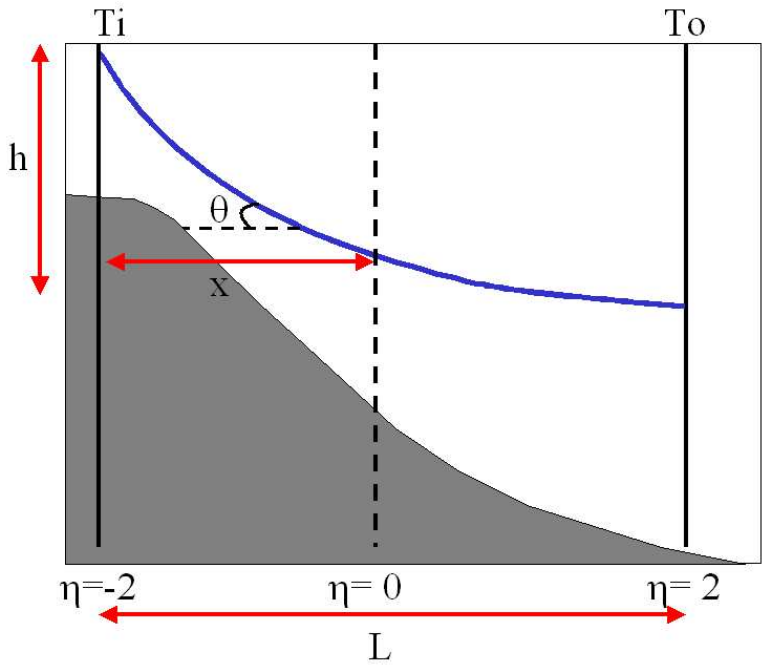

Figura 3.14: Esquema do MF para a Fente de Ressurgência Costeira.

A Figura 3.14 apresenta o esquema do MF da FRC, onde h é a profundidade da frente de ressurgência, x é o valor de duas vezes a largura da frente e L a distância entre os dois perfis (*costeiro* (Ti) e *oceânico* (To)) e tem o valor de 4η, onde η é a coordenada normal a costa. Assim, a formulação deste MF, escrito de forma não-dimensional é

$$m(\eta, z) = \frac{1}{2} + \frac{1}{2} tanh[\frac{\eta - \Theta \times z}{\gamma}]; \quad (3.6)$$

onde o parâmetro Θ dá a inclinação da frente de ressurgência, modulado pelo parâmetro γ, que é definido como γ=x/2, isto é, a real largura da frente.

Calibração do MF da FRC

Escolhendo os perfis costeiro e oceânico de dados sinóticos, neste caso o cruzeiro DEPROAS V2001, podemos modular, através da função m, esses dois perfis na forma de tangente hiperbólica. Nesta calibração os parâmetros utilizados foram: profundidade da FRC (h) = 50 m e largura da FRC (x) = 2 km. Somente com esses dois parâmetros são derivados os demais: $\gamma = x/2$ = 1 km e $\Theta = h/x$ = 0,025.

A calibração feita com valores do próprio cruzeiro DEPROAS V2001, isto é, dados de superfíce e de fundo dos perfis oceânicos e costeiro iguais ao do cruzeiro, é apresentado na Figura 3.15. A análise da Figura 3.15 em conjunto com a Figura 2.4 no Capítulo 2 revela a semelhança entre o perfil obtido pelo MF da FRC e a seção amostrada pelo cruzeiro DEPROAS V2001, entre 10-11/02/2001. Esta comparação confere a este MF uma fidedignidade razoável, lembrando que este foi construído a partir de somente dois perfis originais.

Feito a calibração e, assim, a obtenção de seções características de ressurgência costeira, podemos distribuir as seções individuais na região onde se pretende que seja influenciada pela FRC. A Figura 3.16 mostra uma área influenciada pelo MF da FRC. As seções estão dispostas ao longo da área onde se quer simular a FRC, podendo cada seção ser individualmente calibrada.

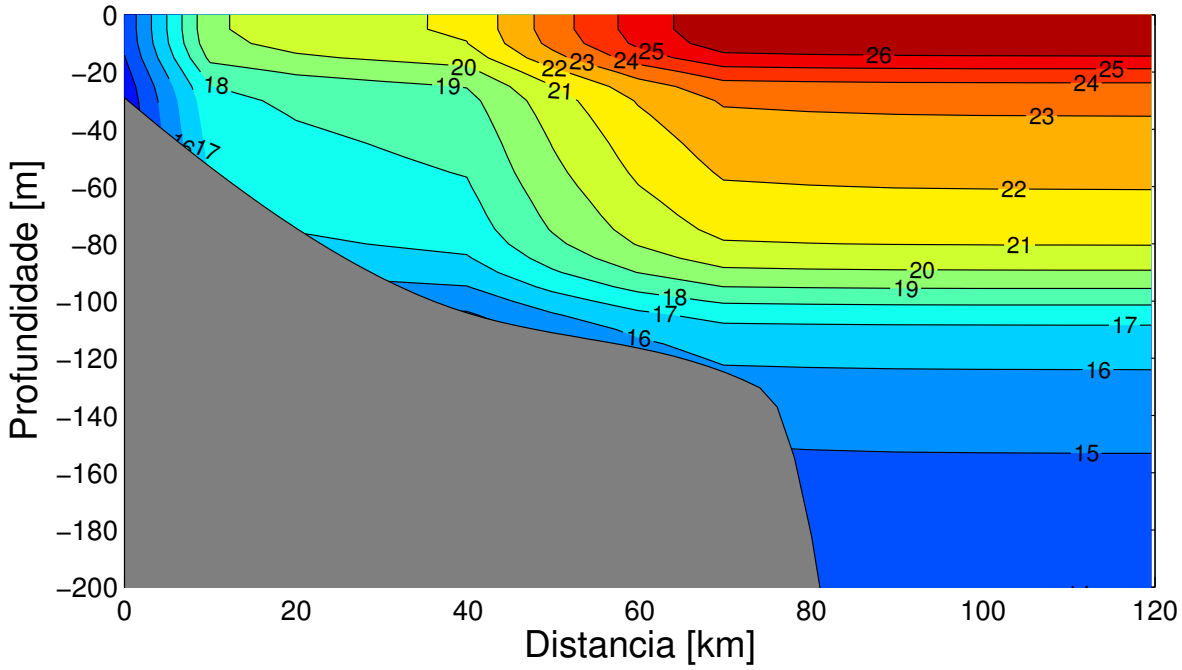

Figura 3.15: Resultado da calibração do MF da FRC, aplicado à dois perfis típicos em Cabo Frio extraídos do cruzeiro DEPROAS V2001.

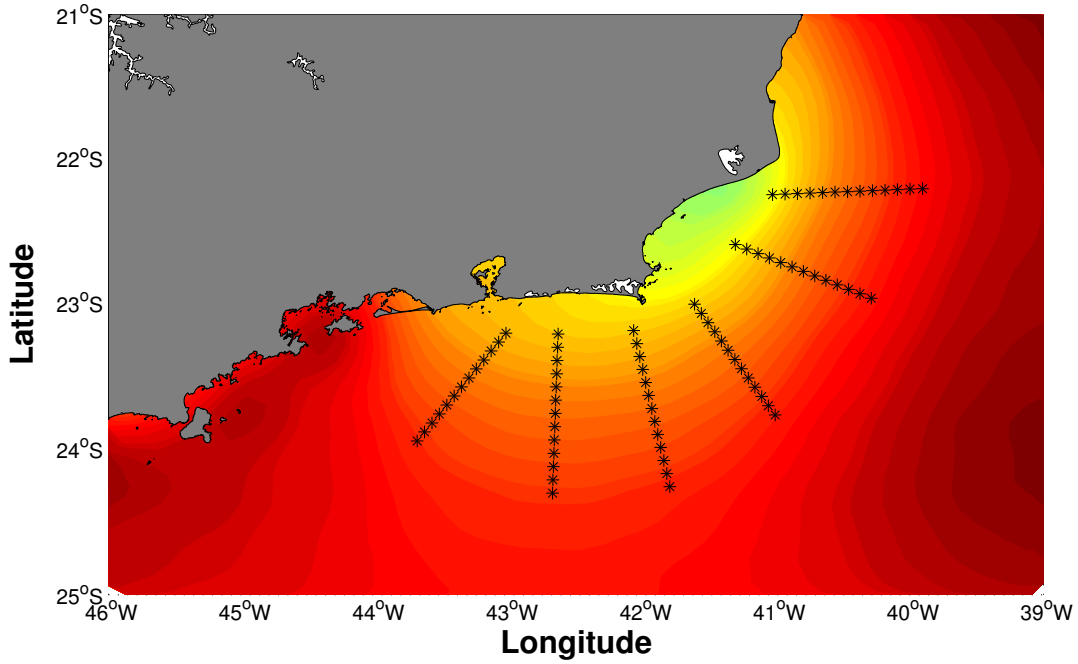

Figura 3.16: Seções da FRC dispostas na região de influenciada pelo MF da FRC. Estas seções são dispostas de foram a cobrir a área que se quer cobrir com a FRC.

3.3.6 A Construção dos Campos Termohalinos do MROF

A próxima etapa, de acordo com o protocolo apresentado na Seção 3.3, é a fusão dos MFs em uma climatologia apropriada, via Análise Objetiva de Múltipla Escala (AOME). Esta fase, como dito na Capítulo 2, faz com que os MFs e a climatologia se tornem os Modelos Regionais Orientado por Feições para inicializar as simulações numéricas. O que faremos aqui é definir geograficamente onde cada MF ficará e construir um campo tridimensional.

A AOME é fundamental nesta etapa, pois esta rotina consegue fundir campos de duas escalas espaciais diferentes, sinótica e climatológica, respeitando cada escala caraterística. Isto é possível pois a AOME considera dois comprimentos de correlação: um para o campo sinótico e outro para o climatológico. Desta forma, o resultado final incorpora as duas escalas sem suavizar o campo sinótico ou contaminar o campo climatológico. Maiores detalhes podem ser obtidos no Apêndice B.

Os dados que chamamos de sinóticos, que farão parte da interpolação pela AOME, serão extraídos dos próprios MFs. Uma vez obtidos os resultados dos MFs faremos neles um "cruzeiro virtual". Perfis de temperatura e de salinidade serão coletados com alta resolução e esses perfis, como dados de um cruzeiro sinótico, serão fundidos via AOME à climatologia de *Levitus et al.* (1994).

Nesta fase, temos que atentar à um detalhe importante já comentado na Seção 3.3.1. O MF da CB tem uma particularidade que necessita de um cuidado especial: a fronteira entre a região costeira e a oceânica. Isto faz com que, se a sua borda difere do perfil mais próximo, ou seja, na parte oceânica quando é interpolada à climatologia, correntes geostróficas expúrias podem ser artificialmente formadas. É necessário uma compatibilização entre esses dois tipos de dados (MF e climatologia) em termos de gradientes verticais. As diferenças abruptas entre os gradientes ver-

ticais dos perfis temperatura/salinidade sinóticos e climatológicos induzem fortes e artificiais gradientes de densidade. conforme já dito anteriormente, pelo princípio do vento térmico, correntes expúrias são introduzidas no campo. Este problema é acentuado se posições geográficas dos perfis climatológicos e sinóticos estão muito próximos, inibindo a suavização pela função peso do interpolador AOME. Este é um problema comum nas regiões fronteiriças dos MFs, porém sua resolução não é um procedimento rígido, sendo ajustada com experimentação.

O primeiro passo é então comparar o perfil adimensional da parte oceânica do MF da CB com os perfis próximos da climatologia de *Levitus et al.* (1998). A Figura 3.17 mostra como foram escolhidos os perfis de compatibilização da climatologia (pontos azuis). A Figura 3.18 mostra o resultado da compatibilização do perfil oceânico e o perfil costeiro extrapolado para profundidades compatíveis com os outros perfis. No caso do MF da CB, o perfil oceânico (perfil azul) não é drasticamente diferente da climatologia (perfil preto pontilhado). Assim foi possível utilizar, para uma melhor compatibilização, o próprio perfil médio da climatologia como borda do MF da CB (Figura 3.18, perfil preto pontilhado).

Prosseguindo, o próximo ajuste é feito nos comprimentos de correlação sinótico e climatológico, bem como nos parâmetros de decaimento desses comprimentos de correlação (veja o Apêndice B). Este procedimento rigorosamente segue a metodologia descrita por *Gangopadhyay & Robinson* (2002).

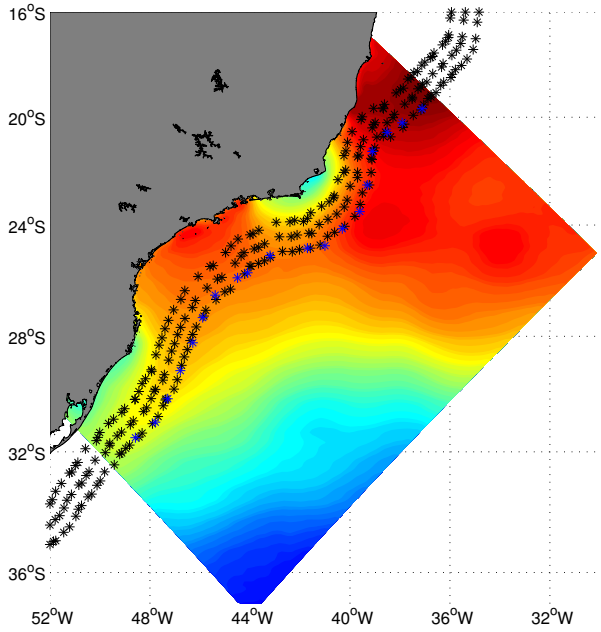

Figura 3.17: Mapa da temperatura em ^{o}C de superfície baseado em *Levitus et al.* (1998), superposto por um caminho estabelecido pelo MF da CB (asteriscos pretos) e a localização dos perfis climatológicos escolhidos para a compatibilização (asteriscos azuis).

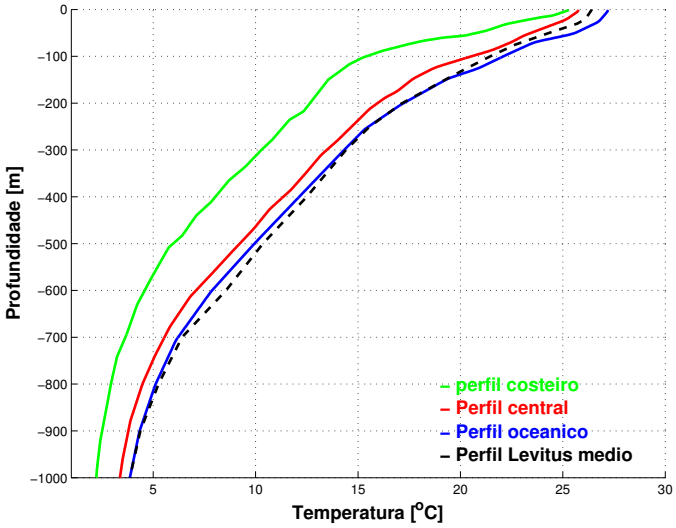

Figura 3.18: Perfis para o MF da CB tratados para a compatibilização com a climatologia: o perfil costeiro (em verde), o perfil central (em vermelho), o perfil oceânico (em azul) e o perfil médio (em preto) da climatologia na região oceânica da CB.

3.3.7 Cenários Sinóticos

Uma vez construídos os MFs e calibrados é necessário elaborar os cenários para os MROFs, sobre os quais as futuras simulações serão conduzidas. Neste trabalho

vamos elaborar três cenários básicos para responder aos nossos objetivos específicos estabelecidos na Seção 1.3 :

I) Vórtice simétrico sinótico inserido em uma climatologia média sem a presença de gradientes horizontais no campo de massa para a seção do DEPROAS V2002;

II) Ressurgência costeira e frente da CB sinóticas fluindo sem meandramentos próximo a costa, entre as latitudes de 22^o e 24^o S;

III) Sistema sinótico envolvento a ressurgência costeira, a frente da CB e meandro ciclônico frontal ao largo de Cabo Frio (23^o S).

Estes três cenários serão construídos a partir dos MFs descritos nas seções anteriores. O primeiro cenário é bidimensional e visa simular experimentos com o POMxσ (será descrito na seção 4.3). O objetivo é verificar se um vórtice simétrico próximo à costa, com a presença do vento de nordeste, torna-se assimétrico ou se sua simples aproximação com o talude continental já o faz. O segundo cenário visa fornecer o campo inicial para simulações com a versão tridimensional do POM (POM3D). A finalidade é investigar se a presença do vento de nordeste, responsável pela ressurgência costeira, é capaz de iniciar o processo de meandramento via instabilidade barotrópica. Já o terceiro cenário visa, também, fornecer condições iniciais para estudar a interação destas três estuturas e sua repercussão no processo de instabilidade geofísica, que conduz ao crescimento dos vórtices da CB.

Em síntese, a construção dos cenários sinóticos seguem o protocolo estabelecido na Seção 3.3 para o sistema CB-vórtice-ressurgência. Estes cenários serão utilizados para estudos de processos. Mas, os padrões e posições tanto dos vórtices, como da frente da CB e da própria ressurgência podem ser estabelecidos através da identificação destas feições em imagens da TSM (AVHRR), tal como mostado na

Figura 1.5. Estes podem, uma vez que os MROFs estejam calibrados e validados, consistir numa componente de um sistema de previsão, baseado na utilização de imagens de sensoriamento remoto. Finalmente, campos tridimensionais de temperatura/salinidade sinóticos para modelos numéricos podem ser reconstruídos.

Capítulo 4

O Modelo Numérico

O *Princeton Ocean Model*–POM é o modelo escolhido como ferramenta para explorar a dinâmica do sistema CB-vórtice-ressurgência. Serão utilizadas duas versões deste modelo para conduzir os experimentos, o POM tridimensional (POM3D) e a versão seccional do POM (POMxσ).

4.1 Descrição do *Princeton Ocean Model*

O POM é um modelo não-linear que integra as equações primitivas do movimento pelo processo de diferenças finitas. Foi escrito originalmente por *Mellor & Blumberg* (1977), em linguagem Fortran 77. (*O'Connor,* 1991; *Mellor,* 1998; *Campos,* 1999 e *Calado*, 2001). Em *Mellor & Young* (1987) foi apresentada uma versão simplificada de caráter seccional, normalmente referida na literatura como POMxσ.

Estruturalmente o POM é um modelo cuja grade admite diferentes resoluções espaciais horizontais, especificando um maior número de pontos de grade em regiões que requeiram maior resolução. As equações são discretizadas utilizando uma

diferenciação com grade tipo C de Arakawa. O POM também contém um sub-modelo de fechamento turbulento que calcula os coeficientes de viscosidade verticais.

A utilização de coordenadas sigma (σ) pelo POM é extremamente útil. Nesse tipo de coordenada vertical, a tradicional coordenada cartesiana vertical z é substituída por σ, sendo escalada de acordo com a profundidade e é dada por:

$$\sigma = (\frac{z-\eta}{D}) \tag{4.1}$$

$$D(x,y,t) = H(x,y) + \eta(x,y,t); \tag{4.2}$$

onde H é a profundidade da coluna de água, D é a profundidade local e η é a elevação de superfície. A coordenada vertical varia de $\sigma = 0$ em superfície $z = \eta(x,y,t)$ e $\sigma = -1$ junto ao fundo $z = -H(x,y)$.

4.1.1 Equações Governantes

As equações hidrodinâmicas que compõem o modelo são:

- Equação da continuidade

$$\frac{\partial UD}{\partial x} + \frac{\partial VD}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0; \tag{4.3}$$

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

$$\frac{\partial UD}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UVD}{\partial y} + \frac{\partial UW}{\partial \sigma} - fVD + gD\frac{\partial \eta}{\partial x}$$

$$+ gD^2 \int_\sigma^0 \left(\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right) = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right) + F_x; \tag{4.4}$$

$$\begin{aligned} &\frac{\partial VD}{\partial t} + \frac{\partial UVD}{\partial x} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial VW}{\partial \sigma} + fUD + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ &+ gD^2 \int_\sigma^0 \left(\frac{\partial \rho'}{\partial y} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right) = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) + F_y; \end{aligned} \tag{4.5}$$

$$W = w + U \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + V \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) + \sigma \frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial t}; \tag{4.6}$$

conservação da temperatura potencial

$$\frac{\partial \theta D}{\partial t} + \frac{\partial \theta UD}{\partial x} + \frac{\partial \theta VD}{\partial y} + \frac{\partial \theta W}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_H}{D} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \right) + F_\theta - \frac{\partial R}{\partial z}; \tag{4.7}$$

conservação da salinidade

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial SVD}{\partial y} + \frac{\partial SW}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) + F_S - \frac{\partial R}{\partial z}; \tag{4.8}$$

equação de estado da água do mar

$$\rho = \rho(S, \Theta, P). \tag{4.9}$$

A Equação (4.9) é responsável pelo fechamento do sistema de equações, ficando assim um sistema de 7 equações com 7 incógnitas. Os termos de atrito turbulento F_x, F_y, F_S e F_Θ possuem escalas menores que o espaçamento de grade do modelo e portanto não podendo ser resolvidos pelo modelo. Tais termos, então, são resolvidos utilizando

$$F_{x*} = \frac{\partial}{\partial x*} \left(2A_M \frac{\partial U}{\partial x*} \right) + \frac{\partial}{\partial y*} \left[A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y*} + \frac{\partial V}{\partial x*} \right) \right]; \tag{4.10}$$

$$F_{y*} = \frac{\partial}{\partial x*}\left[A_M\left(\frac{\partial U}{\partial y*} + \frac{\partial V}{\partial x*}\right)\right] + \frac{\partial}{\partial y*}\left(2A_M\frac{\partial V}{\partial x*}\right); \tag{4.11}$$

$$F_{\Theta*,S*} = \frac{\partial}{\partial x*}\left[A_H\frac{\partial(\Theta,S)}{\partial x*}\right] + \frac{\partial}{\partial y*}\left[A_H\frac{\partial(\Theta,S)}{\partial y*}\right]. \tag{4.12}$$

O coeficiente A_M é calculado pelo método de Smagorinsky :

$$A_M = C\Delta x\Delta y\left[\left(\frac{\partial U}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial x}\right)^2\right]^{\frac{1}{2}} \tag{4.13}$$

O coeficiente A_M é representado no modelo como a variável AAM, bem como a constante C, que atua na Equação (4.13) 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 (4.14), de z até a superfície livre η :

$$P(x,y,z,t) = P_{atm} + g\rho_0\eta + g\int_z^0 \rho(x,y,z',t)dz'. \tag{4.14}$$

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.

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*, 1972).

Este último apresentou resultados melhores que o primeiro. Esse tipo de filtro elimina ondas de período $2\Delta T$, tal como o filtro temporal apresentado anteriormente. Segundo *Kowalik & Murty* (1993), para filtrar estes ruídos de comprimento $2\Delta l$ aplicamos à cada passo de integração a equação:

$$\begin{aligned} \tilde{F}_{i,j} &= F_{i,j} + 0,5\nu(1-\nu)(F_{i-1,j} + F_{i+1,j} + F_{i,j-1} + F_{i,j+1} - 4F_{i,j}) \\ &\quad + 0,25\nu^2(F_{i+1,j-1} + F_{i-1,j-1} + F_{i-1,j+1} + F_{i+1,j+1} - 4F_{i,j}), \end{aligned} \tag{4.15}$$

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

4.1.2 O Esquema Numérico

A discretização do modelo apresenta a forma do esquema numérico conhecido na literatura como *leapfrog* e sua arquitetura, apresentado na Figura 4.1, basea-se na divisão das subrotinas barotrópicas e baroclínicas, as quais resolvem o modo externo e modo interno respectivamente. O cálculo do modo externo está contido no *loop* principal do código numérico e o modo interno no *loop* secundário. O modo externo (barotrópico) é bidimensional e usa um intervalo de tempo menor, baseado na condição de estabilidade computacional de *Courant-Friedrich-Levy* (CFL). O modo interno (baroclínico) é tridimensional e usa um intervalo de tempo mais longo.

Com essa estrutura o modelo (Figura 4.1) admite três modos de integração distintos, que podem ser habilitados individualmente. São eles: o modo barotrópico, o modo diagnóstico e o modo prognóstico. No modo barotrópico o modelo integra somente o laço de equações barotrópicas, resultando em um campo de velocidade constante na vertical e sem gradientes horizontais de densidade (Figura 4.1). No modo diagnóstico o modelo integra parte do modo baroclínico, com advecção de pro-

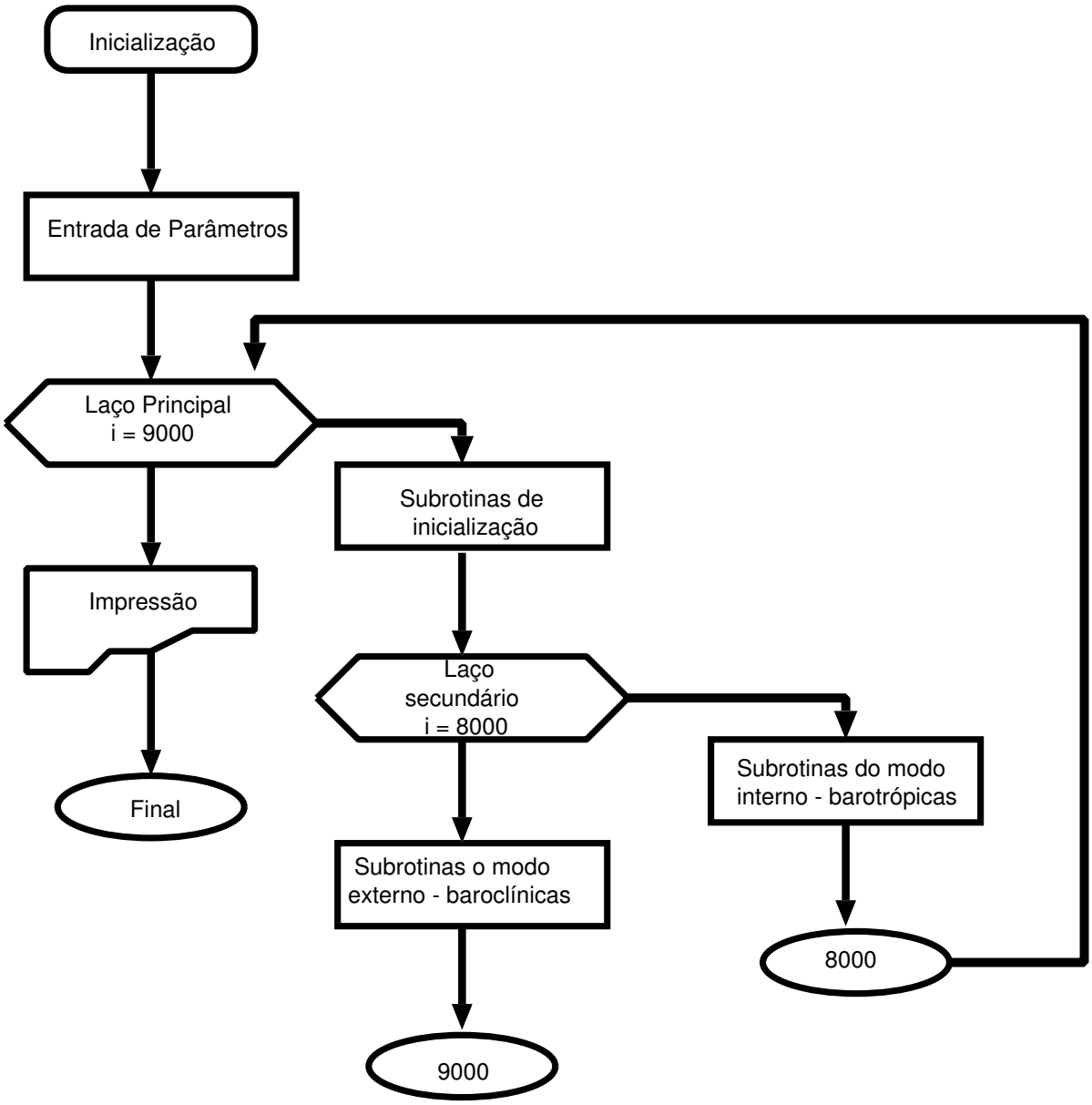

Figura 4.1: Fluxograma estrutural do POM

priedades dinâmicas, e preserva as propriedades termohalinas constantes no tempo. Neste modo, o modelo não evoluiu o campo de temperatura e salinidade no tempo, ajustando o campo de velocidade ao campo de massa inicial. No modo prognóstico o modelo integra todas as suas subrotinas, baseado, como dito anteriormente, no esquema de dois passos de tempo distintos.

4.2 O POM3D

A versão do POM3D descrita na seção anterior é usualmente utilizada para obtenção de campos tridimensionais de velocidade, temperatura e salinidade em regiões costeiras e oceânicas.

4.2.1 Implementação do POM3D

A grade (Figura 4.2) utilizada nas simulações do POM3D foi uma grade regular inclinada com ângulo de 45^o, respeitando os limites [18^o e 35^oS] e [50^o e 34^oW]. O espaçamento de grade foi de aproximadamente 18 km na direção meridional (y) e 13 km na direção zonal (x). A resolução vertical usada foi de 20 níveis σ. O passo de tempo do modo baroclínico, ou interno (DTI), foi de 300 s e o passo de tempo barotrópico, ou externo (DTE), foi de 10 s.

Esta grade engloba a porção da CB ao largo do sudeste brasileiro a partir da reião sul da Cadeia de Vitória Trindade (18^oS) e se estende até os entornos do norte do Uruguai (32^oS), onde a CB flui, nesta grade, perpendicularmente para fora do contorno. A batimetria foi extraída do conjunto de dados ETOPO-5 do *National Center of Geophysical Data* (E.U.A) combinado com um segundo arquivo de batimetria. Este último foi feito a partir da digitalização de cartas náuticas e corresponde à região de 20° - 30° S e de 39° - 50° W da plataforma continental (*Rezende*, 2003). A combinação entre os dois conjuntos foi necessário, devido a pouca resolução dos dados da fonte ETOPO-5 na região próxima à margem continental (Figura 4.2).

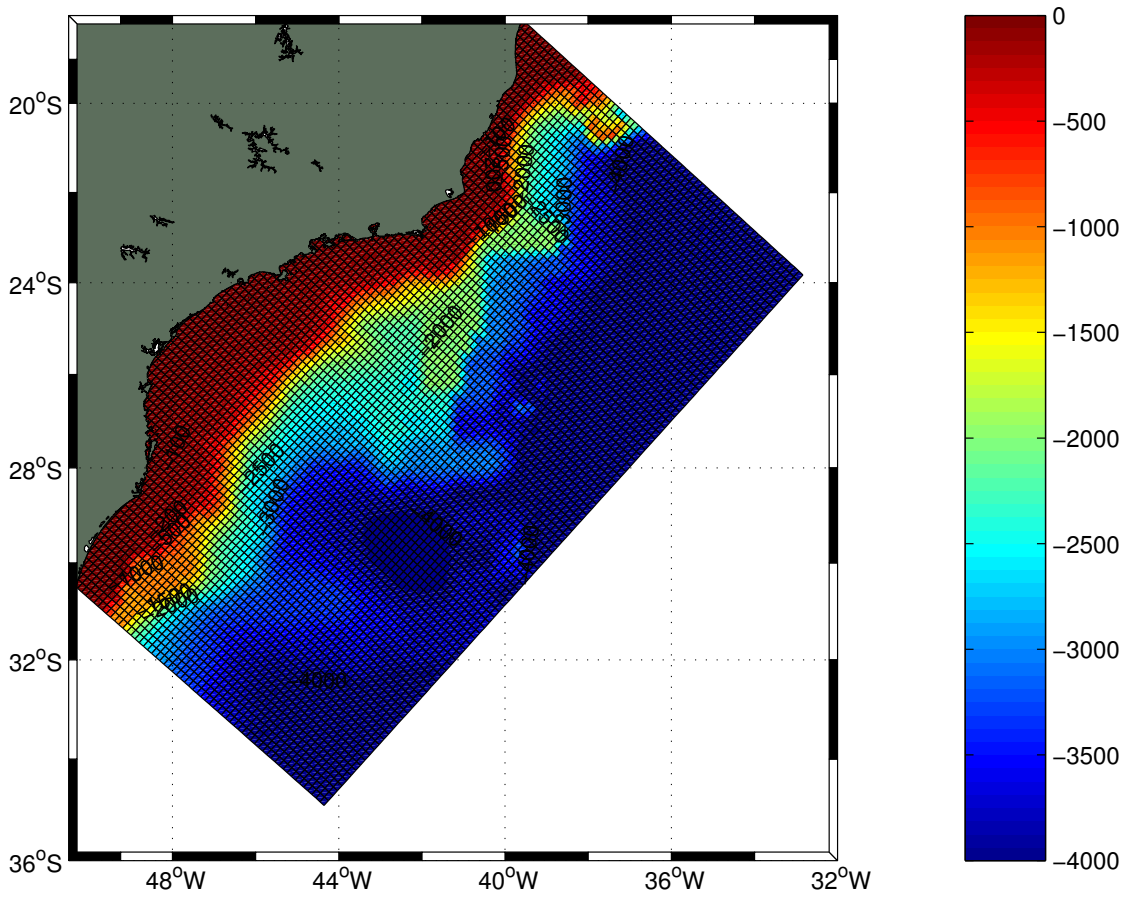

Figura 4.2: Grade e batimetria utilizada nas simulações numéricas com o POM3D. Os gradientes de cor referen-se a profundidades em metros.

4.2.2 Condições de Contorno

As condições de contorno empregadas foram baseadas no trabalho de *Calado* (2001). Foram utilizadas condições de contorno aberto com o intuito de satisfazer 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. Estas condições de contorno ainda permitem a inclusão de forçantes externas que irão representar a interação entre a região modelada e o oceano adjacente.

De forma geral:

- 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 aos valores calculados imediatamente interior ao contorno;

- Para os campos de velocidades, tanto baroclínicas quanto barotrópicas, empregamos condições de contorno radiacionais conhecidas como "Onda de Gravidade Explícita", a qual é baseada na equação de Sommerfeld (*Palma & Matano*, 1998 ; *Chapman*, 1985):

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} \pm C \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \tag{4.16}$$

  onde $C = \sqrt{gH}$ é a velocidade de fase de ondas longas de gravidade em superfície e onde ϕ 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), conhecidas na literatura como "Condição Parcialmente *Clamped*". Estas permitem, além do filtro radiacional, baseado também na Equação (4.17), 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 valores impostos, filtrando as ondas de comprimento mais curtos. Formalmente a condição para esses contornos obedece a expressão:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} \pm C \frac{\partial \phi}{\partial x} = \frac{\phi - \phi_k}{t_f}; \tag{4.17}$$

onde ϕ_k é o valor imposto de ϕ na borda (no caso ϕ_k representa o valor de θ ou S segundo a climatologia); t_f é o tempo estimado de convergência de ϕ para ϕ_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 á um valor muito grande a condição corresponde à uma radiacional pura.

4.2.3 Inicialização do POM3D

A utilização da técnica MRFO é baseada na resolução numérica de um problema de valor inicial, isto é, o modelo é iniciado com o campo termohalino contruído pelo MRFO (um campo sinótico) e evolui para uma previsão de poucos dias, 7-30 dias (*Gangopadhyay & Robinson*, 2002). É fundamental que seja definido uma estratégia de estabilização do modelo numérico, de forma a diminuirmos ao máximo o tempo de ajustamento do modelo.

Após alguns testes, conduzidos para estabelecer a melhor técnica para reduzir o tempo de estabilização do POM, foi escolhido o método descrito a seguir. O resultado do campo de massa obtido na AOME contém, além do campo termohalino, o campo tridimensional de altura dinâmica, calculado internamente ao equema numérico da AOME. Este valor de altura dinâmica é convertido em velocidade geostrófica para todo o campo inicial (Equações 4.18 e 4.19). Logo, o campo inicial do modelo numérico conta com uma velocidade incial.

$$vg = \frac{1}{L_x f}\frac{\partial \Phi}{\partial x}; \tag{4.18}$$

$$ug = -\frac{1}{L_y f}\frac{\partial \Phi}{\partial y}; \tag{4.19}$$

onde, Φ é a altura dinâmica, dada em $m^2 s^{-2}$, L_x e L_y são as distâncias entre dois pares de Φ, f é o parâmetro de Coriolis e g é a aceleração da gravidade.

O modelo ainda evolui por aproximadamente 5 dias de integração no modo diagnóstico. Desta forma, o campo de velocidade se ajusta ao campo de massa. A simulação começa evoluir prognosticamente efetivamente a partir do sexto dia de integração numérica. Esta técnica garante que o resultado dos primeiros dias (2-3 dias) não seja contaminado pelo processo de ajustamento do modelo. Caso a simulação utilize outras forçantes vento ou maré, estas devem ser incluídas após o tempo de ajustamento.

4.2.4 Campo de Vento

O campo de vento utilizado nos experimentos com o POM3D contempla um cenário favorável para ocorrência de ressurgência costeira. O conjunto de dados foi extraído do "Jet Propulsion Laboratory - NASA" (JPO-NASA) do projeto "Marine Observing System", o qual é baseado em coleta de dados de vento para o oceano através do scaterômetro instalado no satélite "QuikSCAT".

Foi imposto um vento médio de verão para o mês de janeiro de 2002. Este conjunto de dados compreende um campo de vento basicamente de nordeste, com intensidade média de aproximadamente 5,0 ms^{-1} e máxima de aproximadamente 10,0 ms^{-1} (Figura 4.3). Este campo foi interpolado para a grade do modelo. A partir do início da simulação, no modo prognóstico, o campo de vento foi adicionado para todo restante do período da simulação. Esta estratégia visa, como visto acima,

priorizar a estabilização do campo de velocidade com o campo inicial de massa sem qualquer outra forçante.

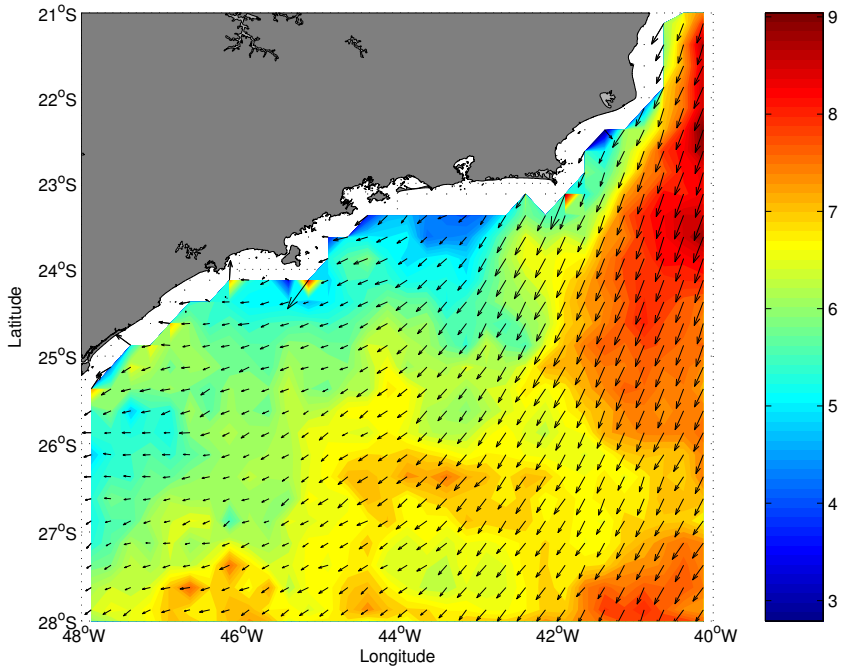

Figura 4.3: Campo de vento médio para janeiro de 2002 extraído do "Quikscat". Os vetores representam a direção do vento e as cores sua magnitude em ms^{-1}

4.3 O POMxσ

A versão bidimensional do POM que foi previamente denominada de POMxσ, admite apenas o plano x-σ, isto é, a variação na direção meridional (y) é desconsiderada.

Como descrito anteriormente o POMxσ também integra as equações primitivas do movimento, adota o sistema de coordenadas σ e sua arquitetura também é dividida de acordo com o esquema da Figura 4.1. Como admite somente variações no plano x-σ as Equações 4.1 à 4.13 são escritas suprimindo-se a coordenada meridional (y). A implementação aqui utilizada é baseada no trabalho de *Lima* (1997) e segue a

metodologia estabelecida por *Silveira et al.* (2004). Estes dois trabalhos utilizaram esta versão do modelo para simular os escomentos da CB e da CCI, ao largo do sudeste brasileiro.

4.3.1 Implementação do POMxσ

A resolução vertical da grade bidimensional foi de 65 níveis sigma e 218 pontos de grade em x, com espaçamento de 4 km. Esta grade tem uma zona de relaxamento denominada de "*buffer zone*" com 109 pontos de grade na região leste (oceânica) da grade. O passo de tempo do modo baroclínico ou interno (DTI) foi de 160 s e para o passo de tempo do modo barotrópico ou externo (DTE) foi de 3,2 s. Estes valores representam cerca de 23 % do valor máximo calculado pelo critério de *Courant-Fridrichs-Levy* (CFL). Esta implementação seguiu o trabalho de *Silveira et al.* (2004), onde esses autores implementaram esse modelo e o validaram em relação à correntes expúrias devido ao erro de gradiente de pressão e considerando satisfatório para esse tipo de implementação.

Seguindo *Silveira et al.* (2004), foi avaliado o erro do gradiente de pressão para a grade do modelo. Para validar o erro do gradiente de pressão foi imposto um campo sem gradientes horizontais e sem forçantes em uma seção ao largo de Cabo Frio (23^o S). Os valores máximos de velocidade obtidos foram da ordem de 10^{-5} ms^{-1}. Consideramos estes valores desprezíveis em relação aos valores absolutos do sistema CB-CCI.

4.3.2 Condições de Contorno

As condições de contorno no POMxσ, basicamente, são descritas para a borda leste, pois a borda oeste é considerada como contorno fechado. Desta forma, as condições de contorno para a borda leste baseadas na decrição de *Mattos* (2003) são:

- Para as velocidades barotrópicas e elevação de superfície, a condição de não-gradiente;
- Para as velocidades baroclínicas e propriedades termohalinas, a condição radiacional do tipo Orlanski (*Orlanski*, 1976)

$$\frac{\partial U}{\partial t} + c_u \frac{\partial U}{\partial x} = 0 \; e \; \frac{\partial V}{\partial t} + c_v \frac{\partial V}{\partial x} = 0; \tag{4.20}$$

onde o coeficiente c representa a velocidade de propagação da onda.

Uma camada do tipo *esponja*, cuidadosamente projetada, é aplicada sobre todas as propriedades nos últimos 12 pontos de grade, voltados ao oceano aberto. A intensão é atenuar a possível reflexão, no contorno, de ondas propagantes para fora do domínio. Adicionalmente, emprega-se uma *"buffer zone"* como uma tentativa de aprisionar, fora deste domínio, sinais refletidos. A *"buffer zone"* difere da camada esponja por ser uma região onde não há gradientes horizontais, isto é, é repetido o último perfil para vários pontos de grade na região de *"buffer"*.

4.3.3 Inicialização do POMxσ

Da mesma forma que descrito no POM3D o MRFO no POMxσ também é baseado em um problema de valor inicial. Entretanto, não é necessário a introdução do

campo inicial de velocidade geostrófica, pois se trata de uma seção vertical. Mas a inicialização do modelo passa por uma estabilização de aproximadamente 5 dias de integração no modo diagnóstico. Desta forma, o campo de velocidade se ajusta ao campo de massa. A simulação começa a evoluir prognosticamente, efetivamente, a partir do sexto dia de integração numérica. Quando é preciso usar forçantes externas (vento, por exemplo), estas são incluídas após o modelo entrar no modo prognóstico.

4.3.4 Campo de Vento

O campo de vento imposto nos experimentos do POMxσ foi extraído de uma média do vento medido no cruzeiro DEPROAS V2001 em uma bóia com base meteorológica. O objetivo era conseguir um valor da tensão de cisalhamento do vento, que fosse representativo para o verão e ao mesmo tempo significativo para ocorrência de ressurgência costeira, na ocasião do evento capturado pelo cruzeiro DEPROAS. O valor médio aplicado, baseado nos dados, foi de 5,0 ms^{-1} na direção meridional (perpendicular à grade do modelo).

4.4 Análise de Instabilidade Geofísica

Em *Calado* (2001) foi avaliado, à luz da teoria linear de instabilidade, as condições necessárias, mas não suficientes, para que o sistema CB seja barotropicamente ou baroclinicamente instável. É possível, através da teoria quase-geostrófica, ter a indicação se um sistema de corrente é potencialmente baroclinicamente instável ou barotropicamente instável.

Os critérios de instabilidade linear somente indicam se o sistema é potencialmente barotropicamente ou baroclinicamente instável, pois somente satisfazem as

condições necessárias para ocorrência de instabilidade. Os mecanismos de instabililidade geofísica são geralmente caracterizados por determinados caminhos de conversão de energia. A análise da conversão de energia possibilita saber quais são as instabilidades envolvidas no escoamento que se queira estudar. Geralmente concordando com os critérios de instabilidade baroclínica ou barotrópica acima descritos, elucidamos o principal mecanismo de crescimento de meandros culminado no processo de emissão de vórtices. No presente trabalho pretende-se avançar, a partir de *Calado* (2001), e aprofundar as análises de instabilidade no sistema CB, a partir dos experimentos numéricos conduzidos nesta tese.

O diagrama de Lorenz, Figura 4.4, sintetiza os possíveis caminhos de conversão de energia e revela o processo de instabilidade envolvido. Neste diagrama, P_m representa a energia potencial disponível do fluxo médio, P_e é a energia potencial do fluxo turbulento, K_m é a energia cinética do fluxo médio e K_e a energia cinética do fluxo turbulento. Segundo o diagrama, podem ocorrer trocas de energia entre os fluxos médio e turbulento. Se o caminho de conversão ocorrer entre a energia potencial do fluxo médio (P_m) e do fluxo turbulento (P_e), caracterizamos uma conversão baroclínica. Entetanto, se a conversão de energia cinética ocorrer entre o fluxo médio (K_m) e o turbulento (K_e), caracterizamos uma conversão barotrópica. Ainda podem haver trocas de flutuabilidades pelo trabalho de pressão entre os fluxos médios (P_m e K_m), representados pelo termo $\overline{wp_z}$, e trocas de flutuabilidades entre os fluxos turbulentos (P_e e K_e), representados pelo termo $\overline{w'p_z'}$ (*Cronin & Watts*, 1996).

A fim de avaliarmos os precessos descritos, utilizaremos os dados das simulações propostas neste trabalho baseadas no POM. Para a realização dos cálculos implementaremos a avaliação numérica proposta por *Xue & Bane* (1997). Seguindo estes autores, definimos quatro componentes de energia e dois termos de conversão:

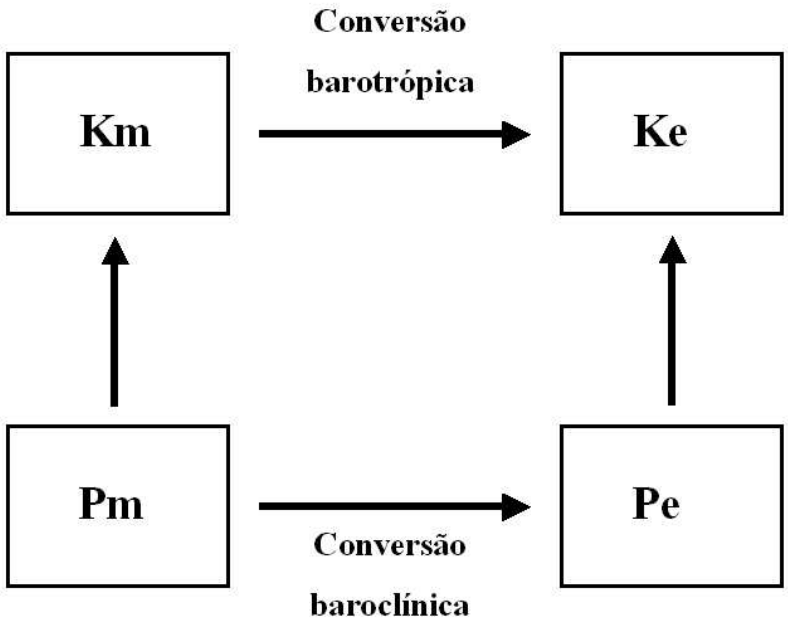

Figura 4.4: Diagrama de transferência de energia de Lorenz. Adaptado de *Cronin & Watts* (1996).

- Energia Potencial média disponível - P_m (m^2s^2)

$$P_m = \frac{g\bar{\tilde{\rho}}^2}{2\rho_0(-\partial\rho_b/\partial z)} \tag{4.21}$$

- Energia Potencial pertubada - P_e (m^2s^2)

$$P_e = \frac{g\bar{\tilde{\rho}}'^2}{2\rho_0(-\partial\rho_b/\partial z)} \tag{4.22}$$

- Energia cinética do fluxo médio - K_m (m^2s^2)

$$K_m = \frac{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}{2} \tag{4.23}$$

- Energia cinética pertubada - K_e (m^2s^2)

$$K_e = \frac{\overline{u'^2 + v'^2}}{2} \tag{4.24}$$

- Conversão barotrópica - $K_m \rightarrow K_e$ (m^2s^3)

$$(K_m \rightarrow K_e) = -\left(\overline{u'u'}\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \overline{u'w'}\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \overline{u'v'}\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \overline{v'w'}\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}\right) \tag{4.25}$$

- Conversão baroclínica - $P_m \rightarrow P_e$ (m^2s^3)

$$(P_m \rightarrow P_e) = -\frac{g}{\rho_0(-\partial\rho_b/\partial z)}\left(\overline{u'\tilde{\rho}'}\frac{\partial \tilde{\bar{\rho}}}{\partial x} + \overline{u'\tilde{\rho}'}\frac{\partial \tilde{\bar{\rho}}}{\partial z}\right) \tag{4.26}$$

onde $\rho_0(z)$ é a densidade do oceano em repouso (que neste caso será apresentado como a densidade da borda leste do domínio), $p_b(z)$ é associado à pressão hidrostática que satisfaz

$$\frac{\partial p_b}{\partial z} = -\rho_b g; \tag{4.27}$$

$$\tilde{\rho}(x, y, z, t) = \rho(x, y, z, t) - \rho_b(z); \tag{4.28}$$

por sua vez

$$\tilde{p}(x, y, z, t) = p(x, y, z, t) - p_b(z), \tag{4.29}$$

satisfaz $\partial\tilde{p}/\partial z = -\tilde{\rho}g$. Assim, quando a conversão de energia barotrópica (baroclínica) em uma localização não necessariamente aumenta $K_e(P_e)$, há fluxo nulo de

energia e pressão. Entretanto $K_m \rightarrow K_e$ ($P_m \rightarrow P_e$) implica que parte da $K_m(P_m)$ é convertida para $K_e(P_e)$.

A conversão de energia é calculada a partir da média meridional das velocidades e densidade extraída do modelo numérico à cada instante de tempo, considerando uma região tridimensional. O resultado é uma seção perpendicular à uma isóbata previamente estipulada.

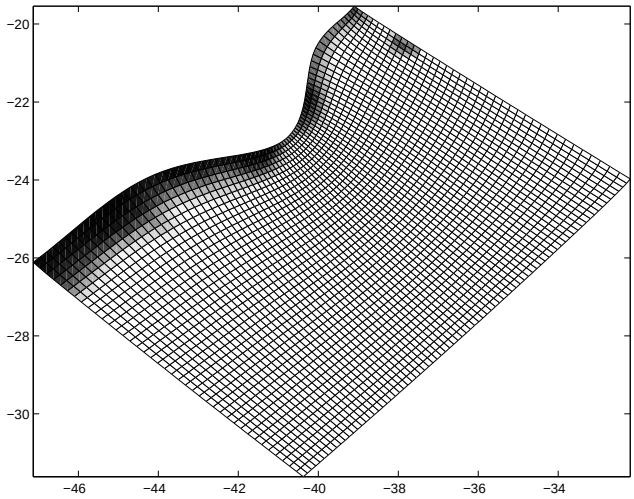

Figura 4.5: Grade domínio seguindo a isóbata de 100 m.

Para avaliar os resultados do modelo numérico, utilizando o método de conversão de energia descrito nesta seção, foi necessário um regradeamento dos dados do modelo para seguir a isóbata de 100 m. A Figura 4.5 apresenta a grade construída. Esta área inclui a região entre [32^o S e 20^o S] e [47^o W e 35^o W]. A grade, portanto, é curvilínea com espaçamento aproximado de 22 km, que garante uma linha preferencial na direção meridional, facilitando este cálculo ao longo da costa.

Após este regradeamento ainda foram feitos cortes nesta nova grade, visando o isolamento da área nos entornos de Cabo Frio e Cabo de São Tomé. O novo limite do domínio, reduzido, ficou entre [21^o e 28^{o}S] e [44^o e 36^{o}W]. Estas áreas foram escolhidas por serem sítios preferenciais de formação de meandros e vórtices.

Capítulo 5

Experimentos Numéricos

Foram conduzidos experimentos com as duas versões do POM. Com esses experimentos, buscou-se responder os objetivos específicos desta tese, através de uma visão bidimensional e tridimensional de aspectos da dinâmica do sistema CB-vórtice-ressurgência costeira.

5.1 Experimentos do POMxσ

Os experimentos com a versão seccional (POMxσ), são experimentos idealizados e tem como finalidade de investigar a questão da assimetria na estrutura termohalina do vórtice ciclônico próximo ao talude continental. Em outras palavras, busca-se responder à pergunta: quando ocorre uma aproximação de um vórtice, ainda simétrico junto ao talude, este será deformado devido a simples interação com a topografia ou devido à influência da tensão de cisalhamento do vento local, responsável pela ressurgência costeira?

Tabela 5.1: Lista dos experimentos do POMxσ: características e forçantes

POMxσ-a	**Experimento com isopcnais sem gradientes horizontais em todo o domínio e com a tensão de cisalhamento do vento**
POMxσ-b	**Experimento controle, campo inicial com vórtice simétrico longe do talude continental e sem a tensão de cisalhamento do vento**
POMxσ-c	**Experimento com o campo inicial com um vórtice simétrico junto ao talude e sem a tensão de cisalhamento do vento**
POMxσ-d	**Experimento com o campo inicial com um vórtice, ainda simétrico, junto ao talude e com tensão de cisalhamento do vento**

5.1.1 Implementação dos experimentos dos POMxσ

Para responder à questão levantada acima elaboramos quatro experimentos numéricos (POMxσ-a, POMxσ-b, POMxσ-c e POMxσ-d), cujas características estão apresentadas na Tabela 5.1.

O campo de massa inicial para o POMxσ-a foi simplesmente um campo com isopicnais sem gradiente horizontais para uma seção ao largo de Cabo Frio baseada na climatologia *Levitus et al.* (1998). Entretanto, neste campo, foi "inserido" um MF do vórtice cilônico, construído a partir dos perfis e localização do vórtice observado no cruzeiro DEPROAS V2001. Vale ressaltar que a posição da radial é exatamente aquela que foi executada pelo cruzeiro V2001.

O vórtice presente no campo inicial de cada experimento foi elaborado pelo método MROF apresentado no Capítulo 2. Na elaboração deste campo seguimos o protocolo de aplicação desta metodologia. Utilizamos os perfis de temperatura e salinidade adimensionalizados apresentados na Figura 3.12, do Capítulo 3 para a construção do MF do VCF. Nestes experimentos, como já dito, o vórtice é simétrico, diferentemente do vórtice assimétrico da calibração (Capítulo 3, Seção 3.3.4). Desta forma, os parâmetros relevantes para o MF aqui empregado estão listados na Ta-

Tabela 5.2: Parâmetros para o MF do vórtice simétrico.

raio do vórtice (*r*)	**20 km**
paramêtro de decaimento ($R = 3R_o$)	**66 km**
temperatura, no centro do vórtice de superfíce e fundo ($T_{c(superficie,fundo)}$)	**19.98^{o}C e 3.57^{o}C**
temperatura, na borda oceânica do vórtice de superfíce e fundo ($T_{o(superficie,fundo)}$)	**19.98^{o}C e 3.76^{o}C**
temperatura, na borda costeira do vórtice de superfíce e fundo ($T_{i(superficie,fundo)}$)	**-**
salinidade, no centro do vórtice de superfíce e fundo ($S_{c(superficie,fundo)}$)	**36.00 e 34.67**
salinidade, na borda oceânica do vórtice de superfíce e fundo ($S_{o(superficie,fundo)}$)	**36.00 e 34.71**
salinidade, na borda costeira do vórtice de superfíce e fundo ($S_{i(superficie,fundo)}$)	**-**
parâmetro de assimetria (γ)	**-**
profundidade máxima do vórtice	**1000 m**

bela 5.2. Os parâmetros sem valores valores numéricos são consequência de não considerarmos assimetria em T_o e S_o.

O vórtice sinótico foi perfeitamente incluído no campo médio (sem gradiente horizontais) da climatologia tridimensionalmente, via AOME, como descrito no Capítulo 3 (Figura 5.1). Extraímos então uma seção neste campo tridimensional ao largo de Cabo Frio. O intuito é obter somente a assinatura bidimensional do vórtice para a entrada no POMxσ. Nestes experimentos, o MF do vórtice foi contruído com extensão vertical de 1000 m de profundidade.

No experimento POMxσ-a, a tensão de cisalhamento do vento é representa pela média temporal dos dados sinóticos de vento da bóia meteorológica do Projeto DEPROAS durante o cruzeiro V2001, com valores médios do vento de 5.0 ms^{-1} em direção nordeste. O objetivo do experimento é de verificar se esta forçante é capaz

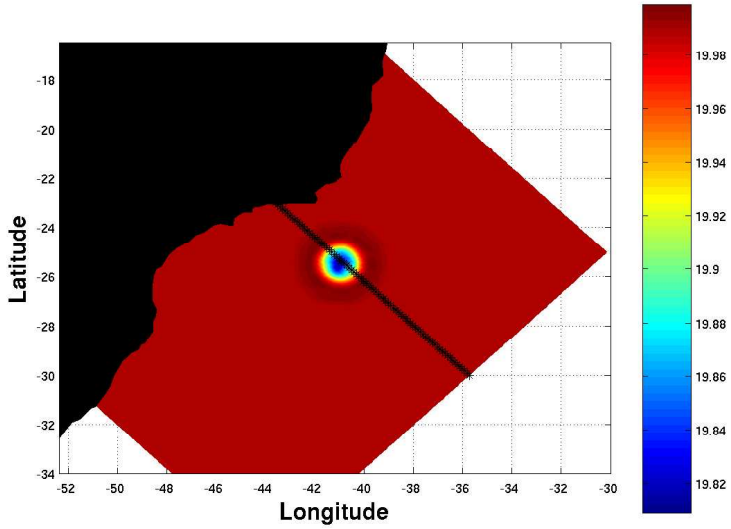

Figura 5.1: MROF do campo de temperatura em ^{o}C idealizado destinado á construção da seção com vórtice simétrico sobre uma climatologia sem gradientes horizontais de massa. Como exemplo, o vórtice distante 40 km da quebra de plataforma.

de induzir a aflorar isotermas do campo incial junto a costa. A Figura 5.2 apresenta os campos iniciais de temperatura e salinidade respectivamente para o experimento POMxσ-a.

Para o POMxσ-b, o qual consideramos como experimento controle para verificação da assimetria num vórtice oceânico, o campo inicial foi construído de forma que o vórtice simétrico, no campo de massa sem gradientes, ficasse distante da influência do talude continental. A Figura 5.3, apresenta os campos iniciais de temperatura e salinidade respectivamente para o experimento POMxσ-b. Note que o núcleo do vórtice está à 40 km da quebra de plataforma, cerca de dois raios de deformação baroclínicos o que nos assegura que o vórtice não sentirá praticamente nenhum efeito da topografia.

O terceiro experimento (POMxσ-c) e o quarto (POMxσ-d) utilizaram os mesmos campos iniciais, que consistiram de um vórtice próximo ao talude continental. A diferença entre os experimentos é que o POMxσ-c utiliza o campo de massa inicial

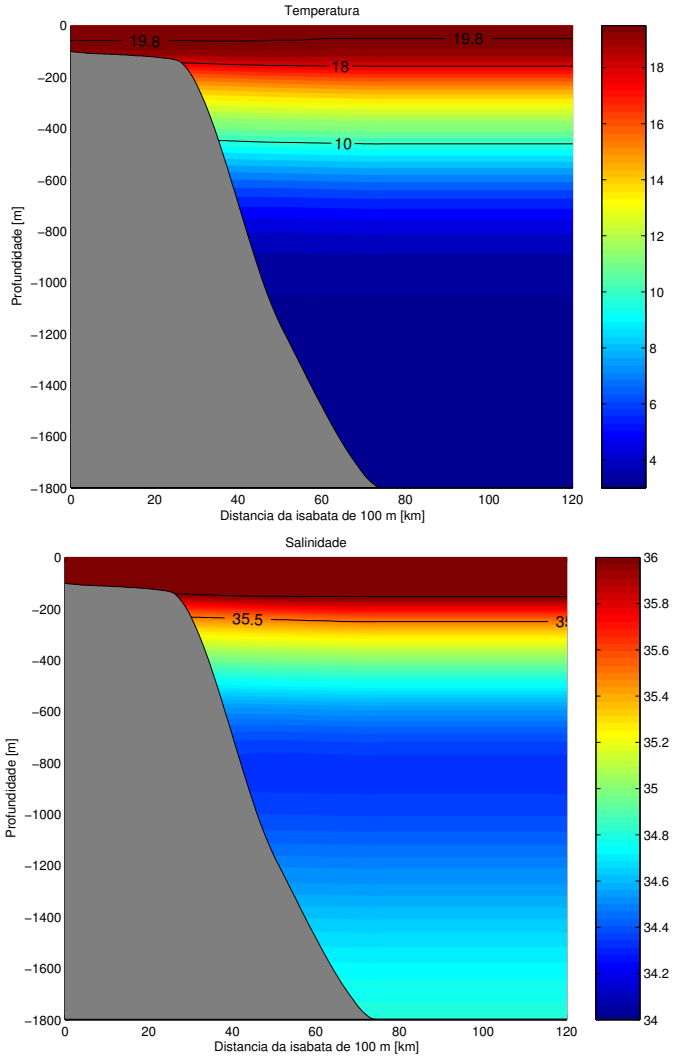

Figura 5.2: Campo de temperatura em ^{o}C (painel superior) e salinidade (painel inferior) inicial sem gradiente horizontais, para o experimento POMxσ-a.

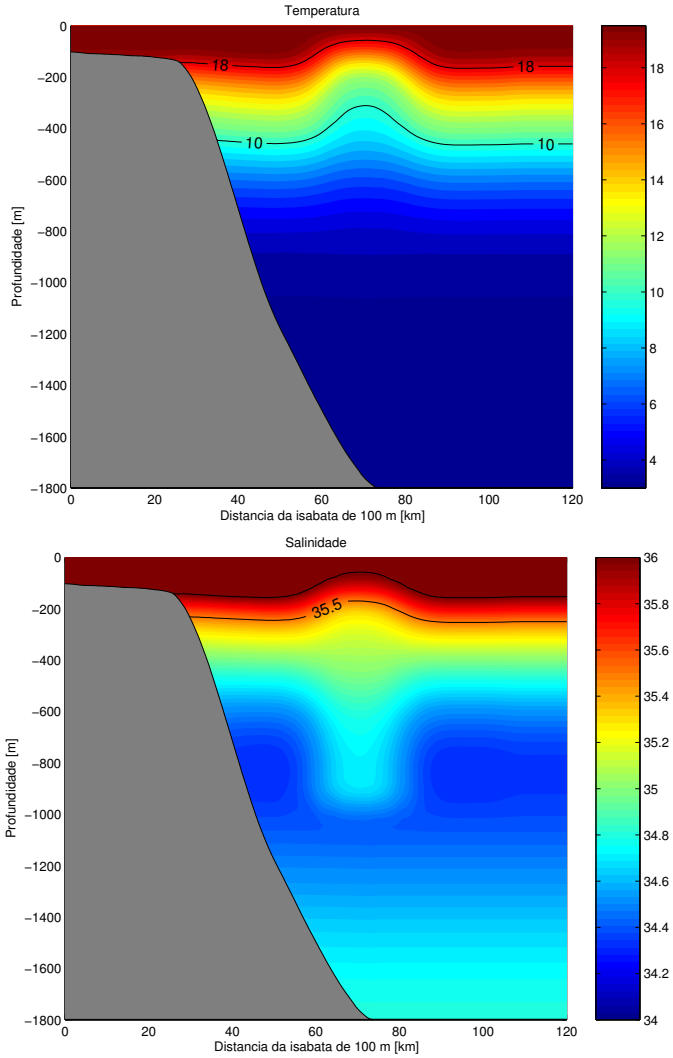

Figura 5.3: Campo de temperatura em ^{o}C (painel superior) e salinidade (painel inferior) inicial para um vórtice simétrico em uma climatologia, sem gradiente horizontais, cujo centro dista 40 km da quebra de plataforma continental em superfície, inicial para o experimento POMxσ-b. Tal distância equivale a aproximadamente dois raios de deformação baroclínicos.

como "forçante", enquanto experimento POMxσ-d utiliza um vento espacialmente constante, obtido como a média temporal dos dados sinóticos de vento da bóia meteorológica do Projeto DEPROAS durante o V2001.

A Figura 5.4 apresenta o campo de temperatura e salinidade inicial para os experimentos POMxσ-b e POMxσ-c. Note-se que embora o MF do vórtice tenha sido incluído de forma simétrica, o próprio esquema de interpolação adicionou leve assimetria em sua parte sub-picnoclínica. Isto é inevitável e inerente a construção do MROF. Entretanto, ao inspecionar a porção superior do vórtice, como por exemplo o padrão da isoterma de 18^{o}C, notamos que a simetria é preservada e campo se mostra adequado ao intentos do experimento.

5.1.2 Resultados dos Experimentos com o POMxσ

Os três experimentos evoluiram por 30 dias de integração, onde os 5 dias iniciais foram evoluídos no modo diagnóstico e os 25 dias restantes no modo prognóstico. No caso dos experimentos com a tensão de cisalhamento do vento, esta forçante foi estabelecida a partir do quinto dia de simulação, isto é, quando o modelo entrou no modo prognóstico. Os resultados foram analisados no último dia de simulação (dia 30).

Resultados do Experimento POMxσ-a

Como dito anteriormente, o experimento POMxσ-a tem como objetivo verificar se a tensão de cisalhamento do vento é capaz de induzir o afloramento de uma isoterma, situada originalmente em aproximadamente 50 m de profundidade, no campo climatológico sem gradientes horizontais. A intenção é verificar a habilidade

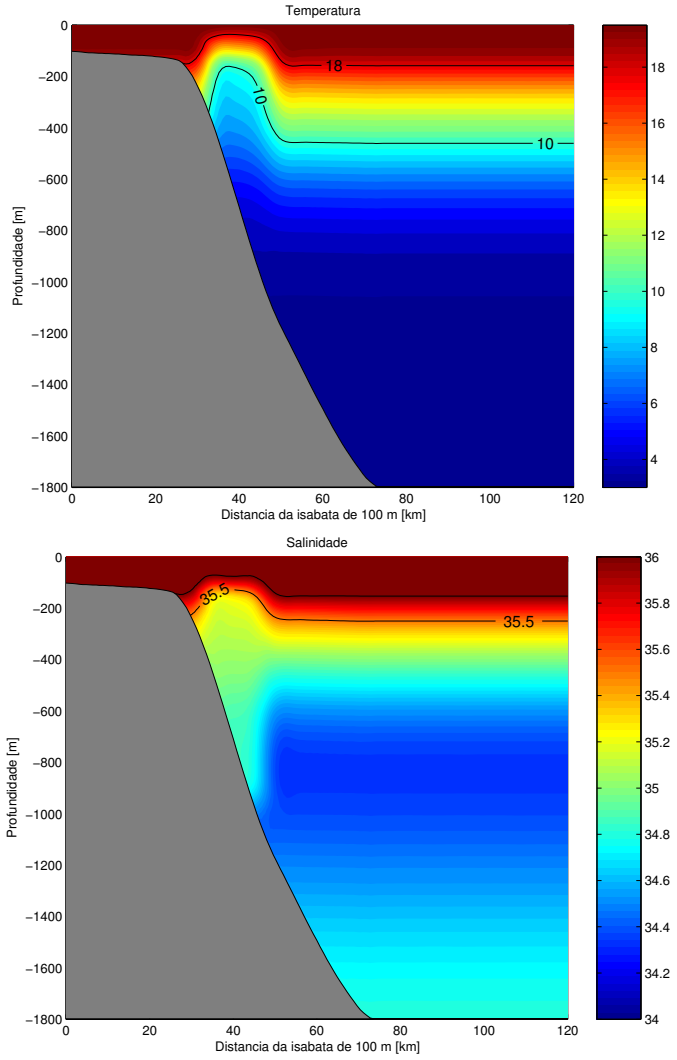

Figura 5.4: Campo de temperatura em ^{o}C (painel superior) e salinidade (painel inferior) inicial para um vórtice simétrico em uma climatologia sem gradiente horizontais, cujo o centro dista 15 km da quebra da plataforma continentalem superfície. Campo inicial para os experimentos POMxσ-c POMxσ-d

do modelo em reproduzir o fenômeno de ressurgência costeira no domínio seccional.

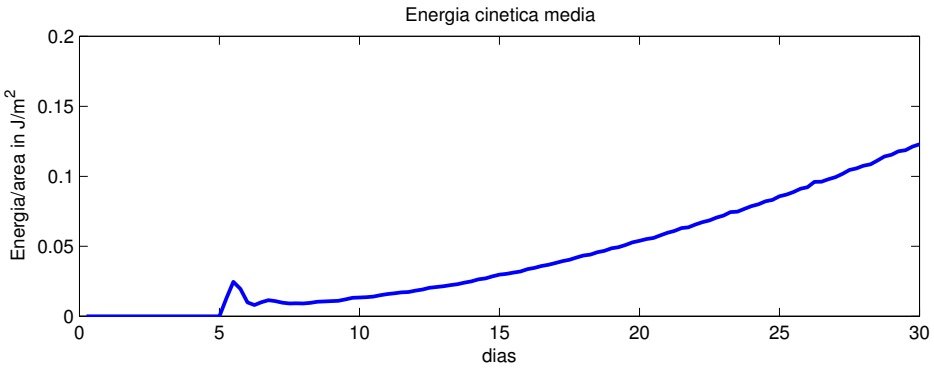

Figura 5.5: Experimento POMxσ-a: energia cinética média por unidade de área em função dos dias de simulação.

A Figura 5.5 apresenta a evolução da energia cinética média para este experimento. Neste experimento, a energia cinética não chega a um patamar de estabilização. Entretanto é possível a análise após 25 dias de simulação.

A Figura 5.6 apresenta os mapas de temperatura para os dias 18, 20 e 22 do experimento POMxσ-a, para a seção com variação vertical de 500 m de profundidade. A isoterma de 19.8^{o}C que estava no campo inicial em aproximadamente 100 m de profundidade, começa a aflorar com 18 dias de simulação. Lembramos que o modelo evoluiu 5 dias no modo diagnóstico. Assim, a tensão de cisalhamento do vento agiu por 13 dias para começar a aflorar a isoterma de 19.8^{o}C. No dia 22 de simulação (18 dias de atuação do vento), a isoterma de 19.8^{o}C atinge a superfície. Ressalta-se que esta isoterma é associada a ACAS, segundo os critérios de *Miranda* (1985) para a região.

Resultados do Experimento POMxσ-b

O experimento de controle tem o objetivo de verificar se é possível a formação do vórtice sem a influência do talude à medida que o, modelo evolui. A idéia é

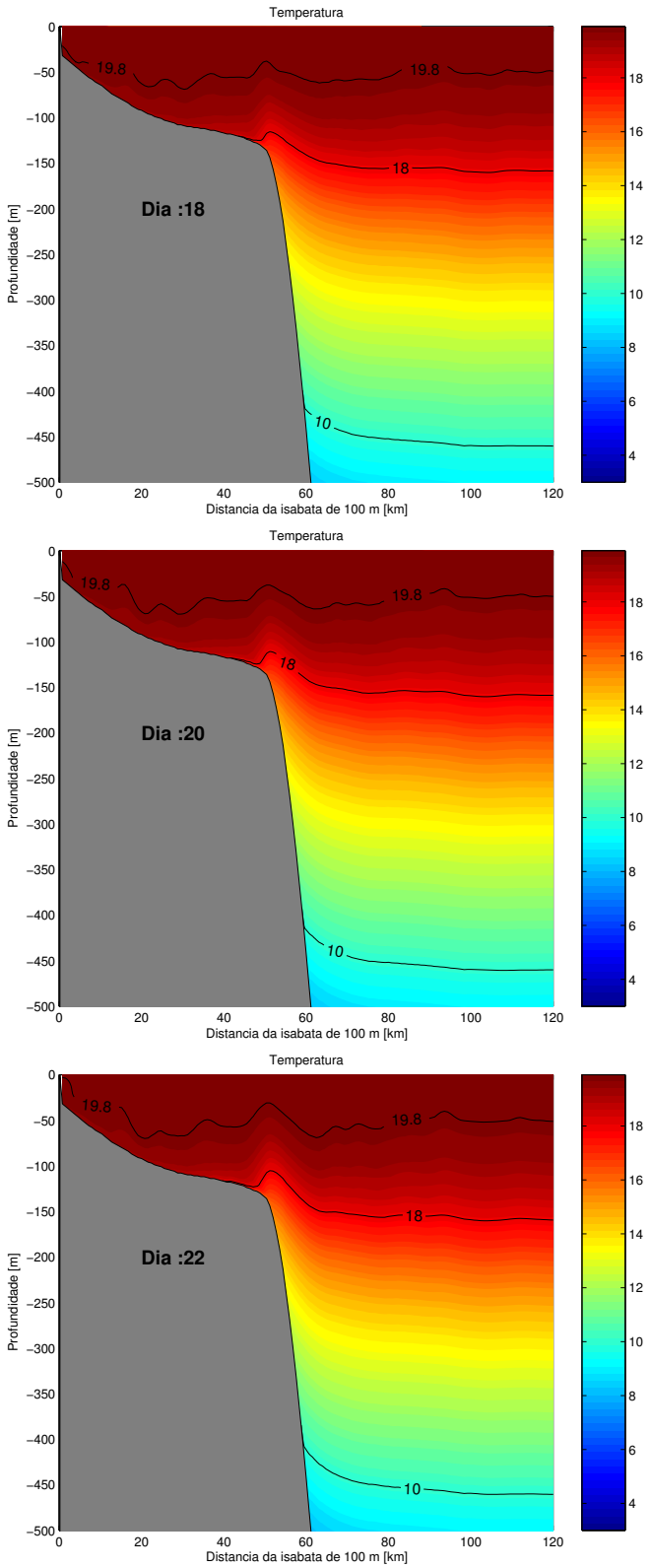

Figura 5.6: Campos de temperatura em ^{o}C para os dias 18, 20 e 22 do experimento POMxσ-a, com variação vertical até 500 m de profundidade.

acompanhar o ajuste dinâmico do MROF ao POMxσ e avaliar possíveis efeitos de alteração da estrutura vertical imposta, face à difusividade de momentum do modelo. A Figura 5.7 apresenta a evolução da energia cinética média para este experimento. A evolução da simulação nos modos diagnótico e prognóstico é bem demarcada no gráfico de energia cinética média. Apesar deste experimento não ter forçante externa, a variação da energia cinética média em 30 dias é relativamente pequena, principalmente após o décimo dia de simulação. Desta forma, podemos garantir a estabilidade do modelo no dia 30 de simulação.

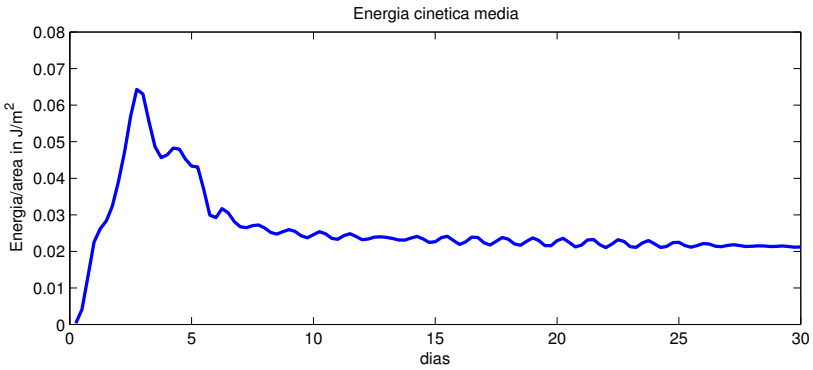

Figura 5.7: Experimento POMxσ-b: energia cinética média por unidade de área em função dos dias de simulação.

A Figura 5.8 revela os campos de temperatura, salinidade, densidade e velocidade meridional, respectivamente para o dia 30 de simulação, do experimento controle. O vórtice se deforma, apresentado simetria entre suas bordas. À medida que o modelo evolui no modo prognóstico, a tendência de um campo sem forçante externa é de evoluir para o estado de repouso. Entretano neste caso, como visto na Figura 5.7, o modelo se mantém quase estável cinéticamente pelo menos pelos 30 dias de simulação. Isto ocorre diferente do experimento POMxσ-a, pois neste caso impomos um campo inicial termohalino que contém uma estrutura de gradientes horizontais robusta, que consequentemente gera um campo de velocidade. Desta forma, a análise dos campos finais de temperatura, salinidade, densidade e velocidade é validada e pode revelar o estado da feição oceanográfica, no caso o vórtice, após sua interação

dinâmica. A assimetria é preservada e a atenuação da feição é pequena (conforme Figuras 5.3 e 5.8, primeiros paineis)

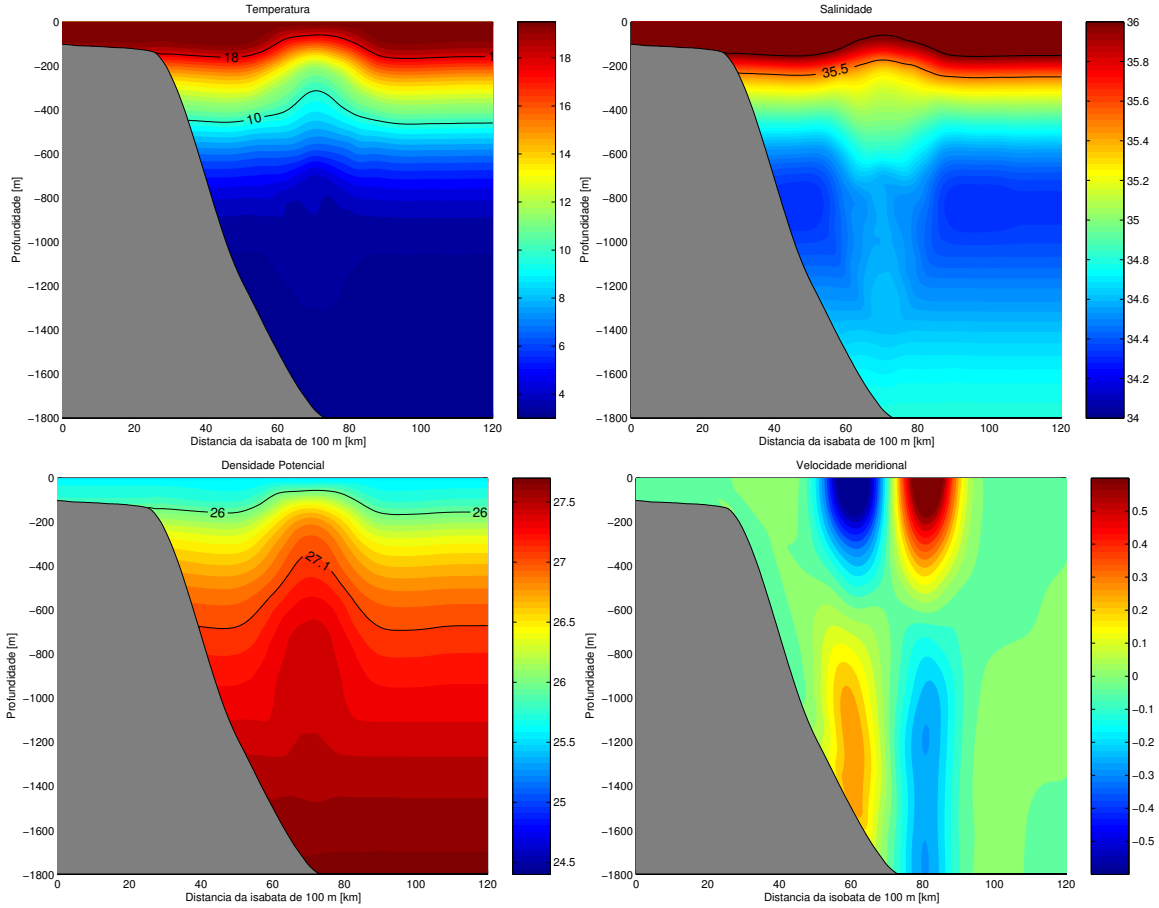

Figura 5.8: Campos de temperatura em ^{o}C, salinidade, densidade em kg m^{-3} e velocidade em ms^{-2}, respecitivemente, para o experimento POMxσ-b, depois de 30 dias de simulação sem vento, para um vórtice simétrico em uma climatologia sem gradiente horizontais, longe do talude continental.

Resultados do Experimento POMxσ-c

O experimento POMxσ-c tem objetivo de verificar se há alguma deformação do vórtice com a influência do talude na deformação do vórtice, uma vez que neste experimento o vórtice é colocado muito próximo ao talude continental. A Figura 5.9 apresenta a evolução da energia cinética média para este experimento. Lembramos que este experimento evolui o campo de massa sem a tensão de cisalhamento do

vento. A evolução do modelo no modo diagnóstico e prognóstico é bem demarcado no gráfico de energia cinética média. Como descrito no experimento anterior (POMxσ-c) o modelo se mantem estável pelo menos até o 30 dias da simulação. Entretanto, os valores de estabilização neste caso estão em um nível mais baixo, isto é, menos energético.

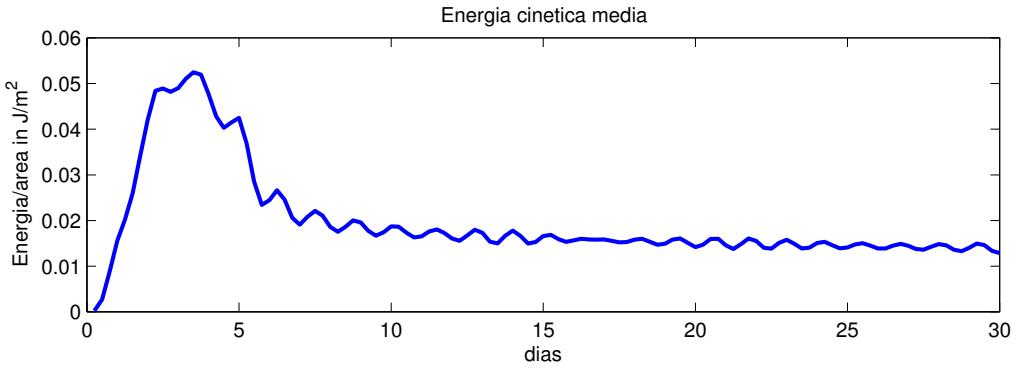

Figura 5.9: Experimento POMxσ-c: energia cinética média por unidade de área em função dos dias de simulação.

A Figura 5.10 apresenta os campos de temperatura, salinidade, densidade e velocidade meridional, respectivamente para o dia 30 de simulação. Inspecionando os gráficos de temperatura e densidade, principalmente, podemos notar que o vórtice se deforma em relação ao vórtice original, com uma notável inclinação (assimetria), próximo ao talude continental. Esta assimetria é facilmente visualizada no campo de velocidade meridional (Figura 5.10) imprimindo valores assimétricos de velocidade. Esta configuração de vórtice, quando analisada em um cenário mais complexo em termos do sistema CB, pode ser considerada como um meandro frontal da Corrente do Brasil.

Resultados do POMxσ-d

O experimento POMxσ-d, por sua vez tem objetivo de verificar se a deformação do vórtice além da influência do talude, pode ser mais acentuada pela pela tensão de

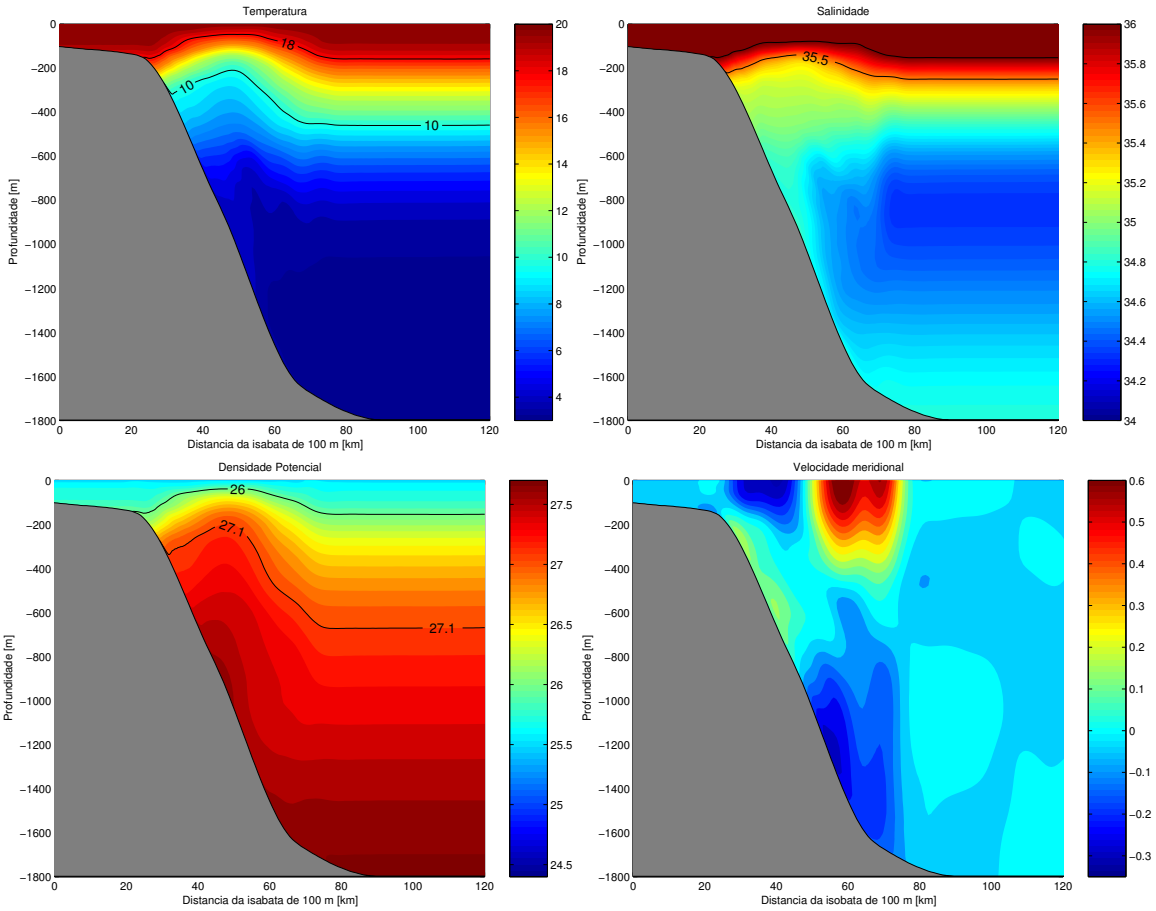

Figura 5.10: Campos de temperatura em ^{o}C, salinidade, densidade em kg m^{-3} e velocidade em ms^{-1}, respectivamente, para o experimento POMxσ-c, depois de 30 dias de simulação sem vento, para um vórtice simétrico em uma climatologia sem gradientes horizontais, próximo ao talude continental.

cisalhamento do vento. A Figura 5.11 apresenta a evolução da energia cinética média para este experimento. Diferente do experimento anterior este evolui o campo de massa sob a influência da tensão de cisalhamento do vento de nordeste que favorece a ressurgência costeira. A evolução do modelo no modo diagnótico e prognóstico é bem demarcado no gráfico de energia cinética, como nos dois primeiros experimentos e se mantem estável pelo menos até o 30 dias da simulação. Entretanto, neste caso, como a tensão de cisalhamento do vento é imposta (após o modo diagnóstico), os valores de energia sofrem um pequeno incremento, como é natural em um experimento forçado pelo vento. Em um tempo longo de integração, a energia cinética média

oscilará em torno de um valor de estabilização, que neste caso, provavelmente será entre aproximadamente 0,025-0,03 Jm^{-2}.

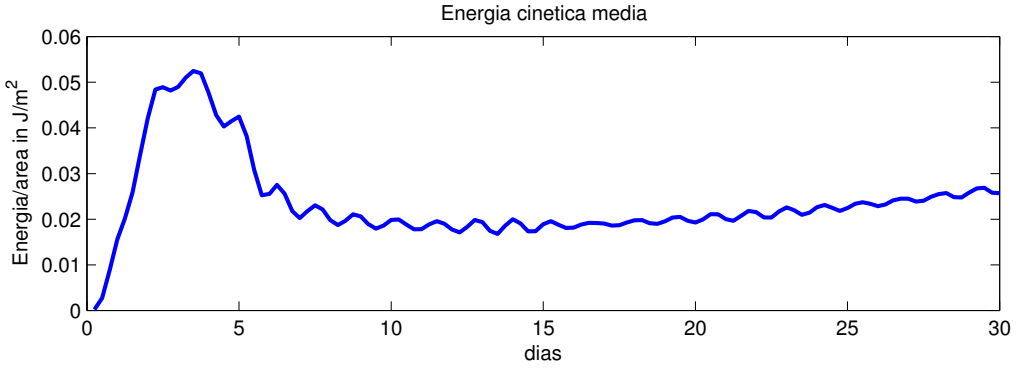

Figura 5.11: Experimento POMxσ-d: energia cinética média por unidade de área em função dos dias de simulação.

Analisando os resultados do POMxσ-d, podemos verificar nos mapas da Figura 5.12, os campos de temperatura, salinidade, densidade e velocidade meridional, respectivamente para o dia 30 de simulação, o vórtice se deforma em relação ao campo original, mas que pouco difere do experimento anterior (POMxσ-b). A comparação entre as Figuras 5.10 e 5.12 revela que não há diferença significativa entre os campos de temperatura, salinidade e densidade. Entretanto, no gráfico de velocidade meridional é possível ver algumas diferenças: o aumento da velocidade para sul ao longo da plataforma continental, resultado esperado para um experimento forçado por um vento de nordeste. Outra diferença entre o experimento anterior e o POMxσ-d é que os valores mínimos de velocidade da parte costeira do vórtice são menores (em cerca de 0,1 ms^{-1}), ou seja, a assimetria é levemente acentuada.

A Figura 5.13 apresenta os mapas de temperatura para os dias 18, 20 e 22 do experimento POMxσ-c, para a seção com variação vertical de 500 m de profundidade. A idéia de analisar estes mapas é comparar-los aos experimento POMxσ-a. Seguindo a mesma isoterma de 19.8^{o}C é possível verificar que nos três dias analisados esta isoterma não sofre qualquer variação vertical significativa. Isto indica que o vórtice

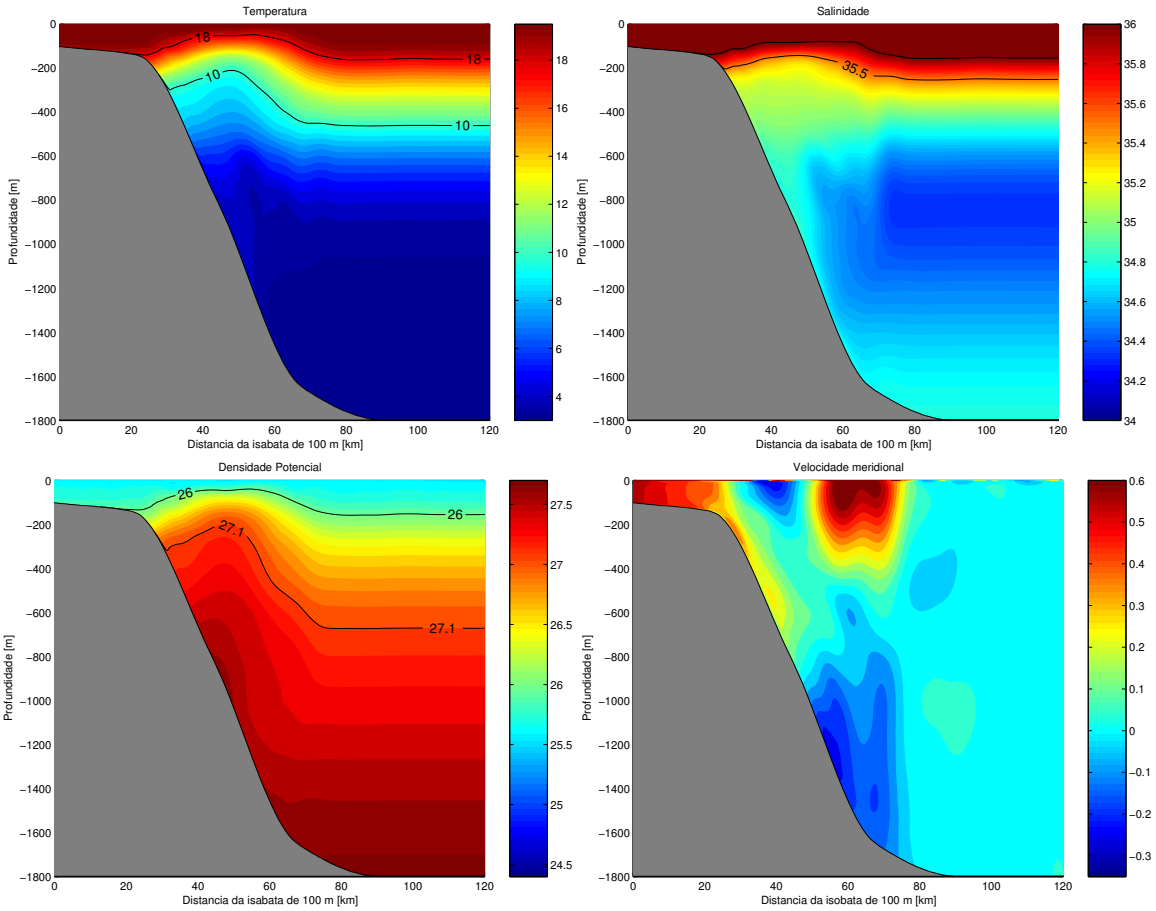

Figura 5.12: Campos de temperatura em ^{o}C, salinidade, densidade em kg m^{-3} e velocidade em ms^{-1}, respectivamente, para o experimento POMxσ-d, depois de 30 dias de simulação com vento de nordeste, para um vórtice simétrico em uma climatologia sem gradiente horizontais, próximo ao talude continental e forçado com vento sinótico.

pode estar bloqueando a entrada da água que se encontra no talude continental para o interior da paltaforma continental.

5.1.3 Discussão dos Experimentos

A análise conjunta dos três últimos experimentos, revela que a proximidade do vórtice ao talude continental é fundamental para a ocorrência da assimetria da esttrutura termohalina. Não foi constatada diferença significativa entre os experimentos

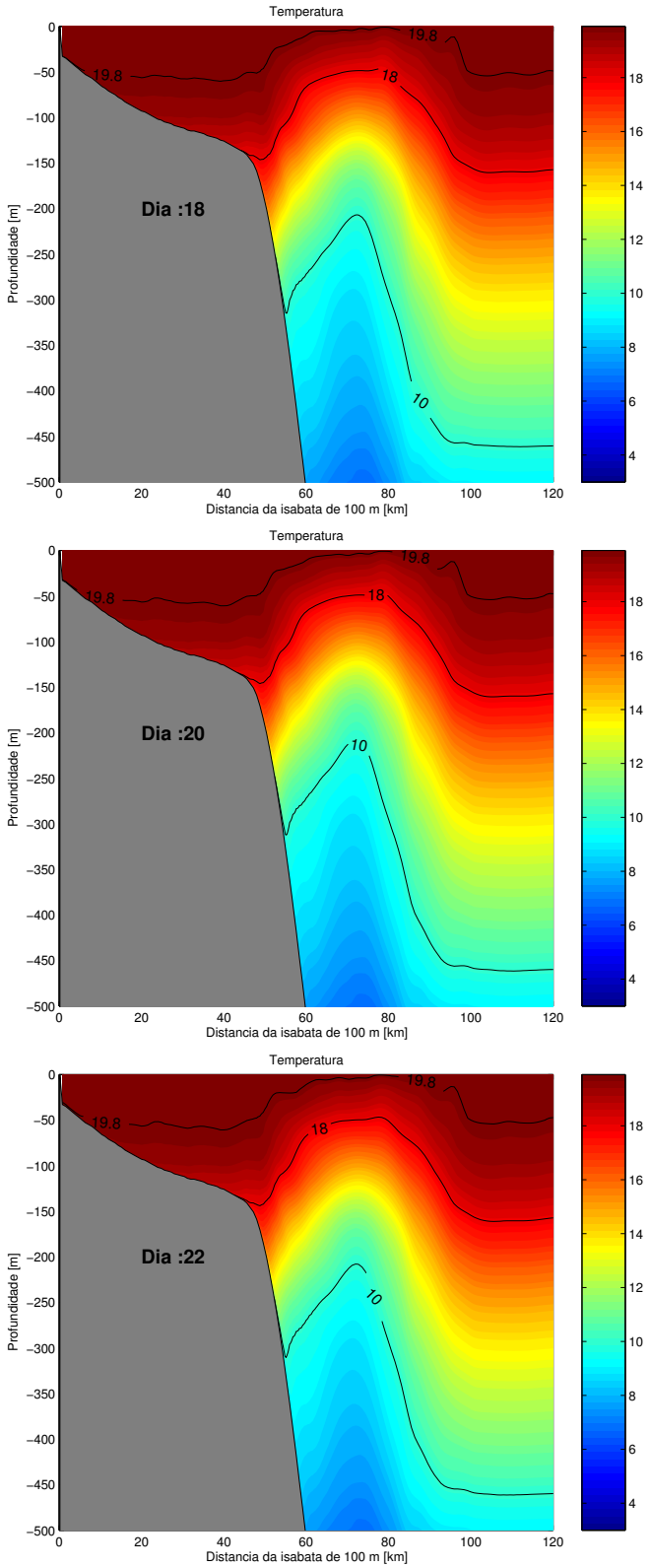

Figura 5.13: Campos de temperatura para os dias 18, 20 e 22 do experimento POMxσ-d, com variação vertical até 500 m de profundidade.

POMxσ-b e POMxσ-c, isto é, a inclusão da tensão de cisalhamento do vento não é efetiva para a deformação do vórtice. Esta constatação nos leva a acreditar que a dinâmica de Ekman não tem condições de deformar uma estrutura tão robusta como um vórtice frontal da CB. A explicação para a assimetria, então, é devido à simples aproximação do vórtice com o talude. É o efeito do atrito e do ajuste baroclínico da circulação sobre um assoalho oceânico inclinado que induzem as diferenças entre a borda costeira e a borda oceânica do vórtice.

Esses experimentos diferem dos experimentos de *Amor* (2004), também com o POMxσ, pois esta autora implementou o vórtice idelizado com base no campo de velocidade e um campo climatológico baseados em dados hidrográficos costeiros. Entretanto os resultados convergem com os da autora que concluiu também que a presença de um vórtice junto ao talude superior e quebra de plataforma dificulta a entrada da ACAS para a região costeira.

Em nosso caso, os experimentos foram baseados na climatologia *Levitus et al.* (1998) e um vórtice perfeitamente ajustado a ela. Com essa metodologia foi possível verificar a hipótese de *Amor* (2004), que indicou que um vórtice ciclônico é capaz de desabilitar a camada de Ekman de fundo. Isto ocorre, pois quando o vórtice é implementado junto ao talude é notório a impossibilidade da formação do afloramento de qualquer isoterma. Entretanto quando implementamos um campo sem gradientes horizontais, com a imposição do vento de NE, foi possível verificar que a isoterma de 19.8^{o}C, inicialmente à 50 m de profundidade após 22 dias de simulação aflora próximo a costa. Isto indica novamente que a formação da assimetria do vórtice junto a costa não poderia ser devido ao entranhamento da "ACAS", pois neste experimento idealizado, o próprio vórtice impede a entrada de qualquer água ao longo do talude continental. A explicação para tal assimetia, como dito anteriormente, é o simples ajustamento baroclínico do vórtice junto ao talude. Devido ao atrito contra o

talude, a parte costeira do vórtice enfraquece e por consequência o ajustamento das isopicnais ao campo de velocidade se torna assimétrico.

5.2 Experimentos com o POM3D

Nesta seção descreveremos resultados de três experimentos envolvendo simulações com a versão tridimensional do POM. Estes experimentos foram os escolhidos dentre outros, listados no Apendice C, (Tabela C1) por acreditarmos que mais claramente contribuem à resposta ao objetivos específicos estabelecidos nesta tese. (POM3D-1 e 2) visam investigar e responder se há ou não a influência da ressurgência costeira no crescimento e ou formação dos meandros ao largo de Cabo Frio e Cabo de São Tomé. Esta influência se daria entre a corrente geostrófica costeira (associada ao fenômeno da ressurgência) e a própria estrutura da CB (como esquematizado no Capítulo 1, Figura 1.5). Para tanto, nos campos iniciais dos experimentos foram utilizados os MFs da CB e o MF da ressurgência. Os experimentos estão resumidos na Tabela 5.3.

No primeiro experimento (POM3D-1), o campo inicial considera somente a frente da CB sem meandramentos seguindo suavemente a isóbata de 500 m. Neste caso, o experimento evolui sem a presença de vento. Já no segundo experimento (POM3D-2), o campo inicial considera a frente de ressurgência e a frente da CB, sem meandramentos seguindo a isóbata de 500 m e é forçado com um campo de tensão de cisalhamento do vento, conforme descrito na Seção 4.3, para sustentação da dinâmica de Ekman.

Embora o MF da CB tenha sido construído somente para a frente da corrente de superfície, este também inclui o sinal termohalino da CCI, entre 600-1000 m de profundidade. Abaixo de 1000 m, este sinal (CCI) é fundido ao sinal da climatologia, gerando o sistema acoplado CB-CCI, característica da margem continental sudeste

Tabela 5.3: Lista dos experimentos do POM3D: condições iniciais e forçantes

POM3D-1	**CB sem meandramentos, seguindo a isóbata de 500m, sem a tensão de cisalhamento do vento.**
POM3D-2	**CB sem meandramentos, seguindo a isóbata de 500m, FRC e tensão de cisalhamento do vento.**
POMD-3	**CB-vórtice-ressurgência imposto no campo inicial, sem a tensão de cisalhamento do vento.**

brasileira.

Os resultados dos experimentos POM3D-1 e 2 foram analisados através de cálculo de conversão de energia. O objetivo desta análise é de avaliar quais tipos de instabilidade geofísica estão envolvidos no processo de crescimento dos meandros. No entanto os processos de instabilidade, podem ocorrer em conjunto, neste caso, a análise será focada na magnitude do processo de conversão (tanto barotrópica como baroclínica).

O terceiro de experimento (POM3D-3) busca descrever se é possível um vórtice ciclônico instável induzir a ressurgência costeira, na ausência de vento. Neste caso, o campo incial será composto com os MFs da CB e do VCF, descritos no Capítulo 3. O experimento não terá forçamento pela tensão de cisalhamento do vento. Optamos também por não incluir o MF da ressurgência, pois o sinal da mesma, ainda que fraco já está incluído na climatologia de janeiro. Ademais, o objetivo aqui é investigar se a ressurgência costeira é induzida e/ou intensificada nesta situação específica. Os parâmetros para gerar os MFs utilizados neste experimento foram os mesmos descritos no Capítulo 3, a CB, calibrada com os dados de superfície e fundo da climatologia e o VCF calibrado com valores do cruzeiro DEPROAS V2001. Ambos tem extensão vertical de 1000 m de profundidade. Com isso, poderemos estudar a formação e evolução do sistema CB-vórtice-ressurgência na região adjacente aos Cabo Frio e Cabo de São Tomé.

5.2.1 Resultado do Experimento POM3D-1

Neste experimento foi construído um MROF, baseado somente no MF da CB, passando a centrada na isóbata de 500 m sem meandramentos e o campo climatológico *Levitus et al.*(1998). As Figuras 5.14 e 5.15 mostram a evolução temporal dos campos de temperatura e velocidade de superfície no período de 05 a 40 dias de simulação. É importante lembrar que o primeiro dia de simulação refere-se ao quinto dia de evolução do modelo em modo diagnóstico, para estabilização do campo hidrodinâmico com o campo de massa inicial (vide Capítulo 4). Até o quinto dia de simulação, é estabelecida a frente da CB seguindo a isóbata de 500 m, sem meandros significativos. As velocidades máximas registradas nos primeiros 5 dias foram da ordem de 1.0 ms^{-1} e o transporte médio, registrado em uma seção ao largo de Cabo Frio (21^{o}S) foi de -3.1 Sv até 450 m (referente ao escoamento da CB) e de profundidade e de 4.4 Sv de 450 à 1000 m de profundidade, referente ao escoamento da CCI.

A partir do dia 20 de simulação, há início de formação de meandros, entretanto o crescimento dos mesmos se dá de forma discreta, isto é, do dia 20 ao dia 40 o tamanho do meandro formado ao largo de Cabo Frio, por exemplo, praticamente permanece o mesmo. Nesta fase (dia 40 de simulação), há uma configuração meandrante, apresentando os três meandros recorrentes na região sudeste do Brasil. O meandro de Cabo de São Tomé, o de Cabo Frio e um o último ao largo do Embaiamento de São Paulo (25^{o}S), onde há a formação de um possível dipolo de vórtices. Este aumento de atividade pode ser fruto do aumento da robustez do cisalhamento vertical entre a CB-CCI. Neste último dia (40), as velocidades máximas continuam da ordem de 1.0 ms^{-1} e o transporte médio da CB em Cabo Frio é de -3.6 Sv e de 3.5 Sv na região da referente a CCI. Isto corrobora com afirmação acima referente ao aumento da robustez do cisalhamento vertical.

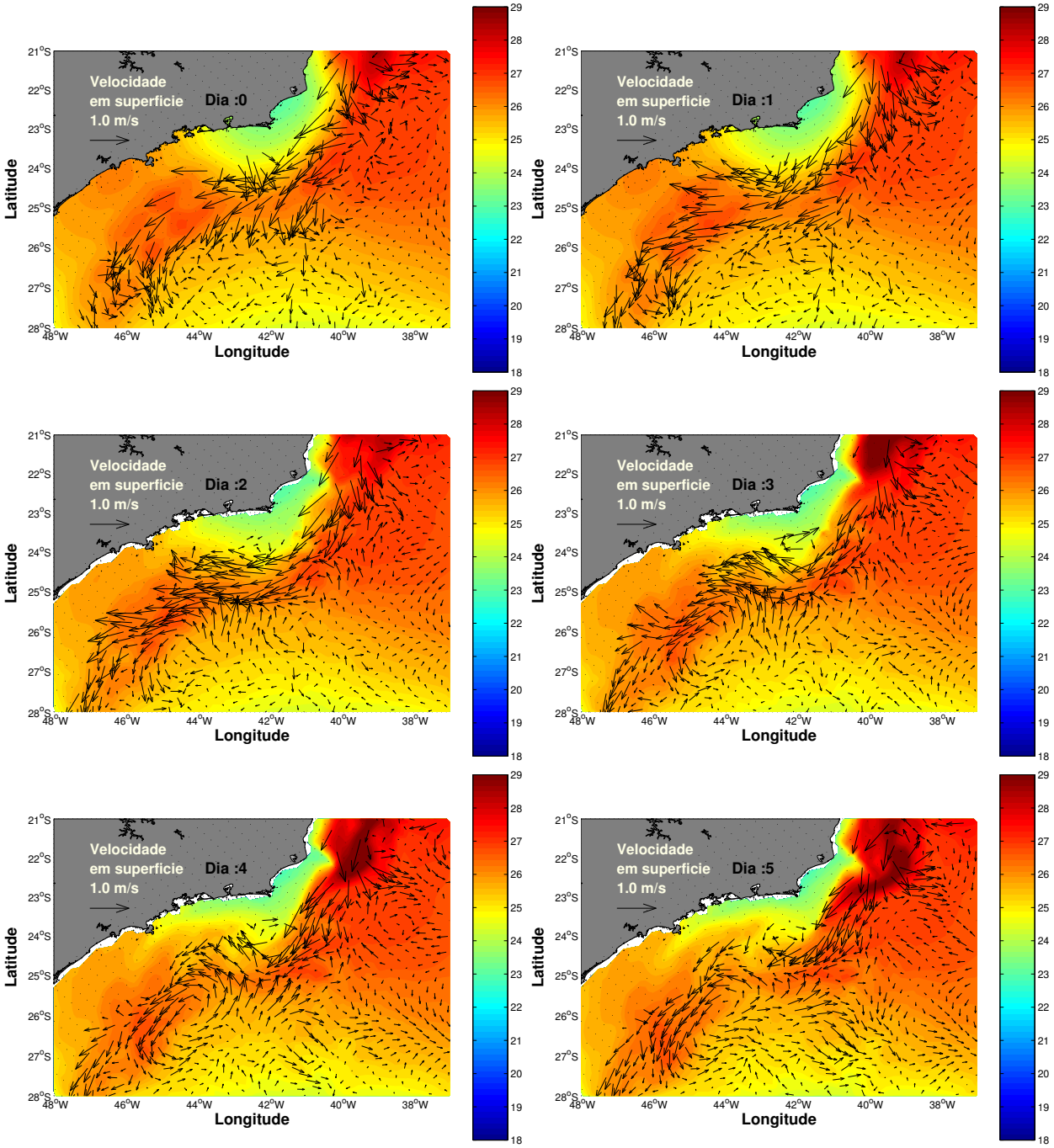

Figura 5.14: Campos de temperatura em ^{o}C e corrente de superfície para o experimento POM3D-1 para os dias 0, 1, 2, 3, 4 e 5 de simulação.

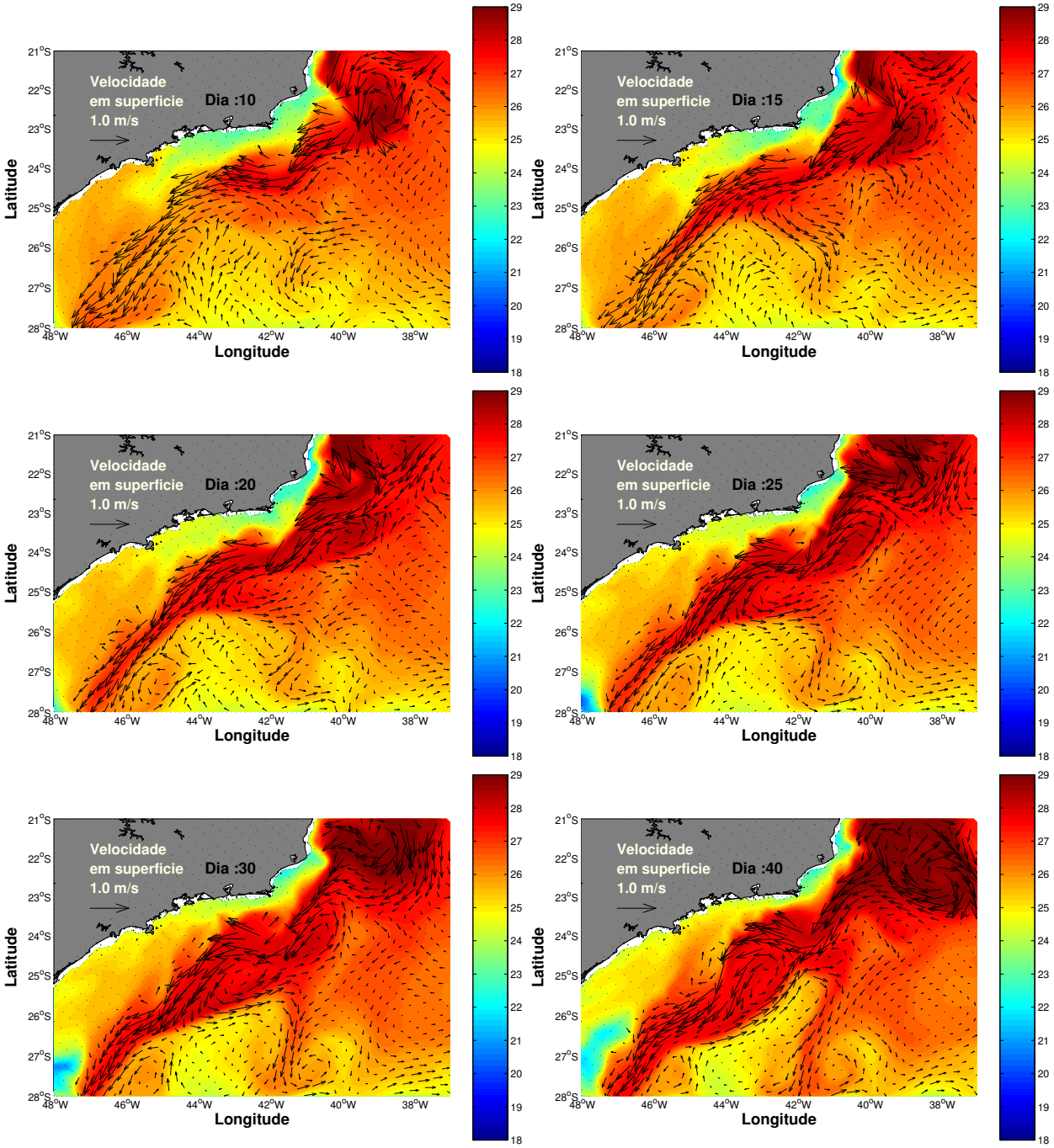

Figura 5.15: Campos de temperatura em ^{o}C e corrente de superfície para o experimento POM3D-1 para os dias 10, 15, 20, 25, 30 e 40 de simulação.

Análise da Conversão de Energia

A Figura 5.16 apresenta a evolução temporal dos primeiros 40 dias de simulação das quatro componentes de energia. São elas: Energia Potencial do fluxo médio (EPM), Energia Potencial do fluxo turbulento (EPE), Energia Cinética do fluxo médio (EKM), Energia Cinética do fluxo turbulento (EKE). Além disso, também é apresentado a evolução temporal das conversões de energia baroclínica (PM $\rightarrow$ KE) e barotrópica (KM $\rightarrow$ KE) para o experimento POM3D-1. A análise destes gráficos revela que a conversão mais importante na dinâmica da CB é a conversão baroclínica, pois esta é pelo menos duas ordem de grandeza maior que a conversão barotrópica.

Nas Figuras 5.17 a 5.19, apresentamos seções verticais com os valores de conversão de energia barotrópica e baroclínica, para os dias 5, 20 e 40. Analisando esses mapas em conjunto com os gráficos de distribuição horizontal de temperatura e velocidade (Figuras 5.14 à 5.15), podemos avaliar os tipos de conversão ocorrentes e os eventos associados às conversões. As Figuras 5.17 a 5.19 ainda revelam onde ocorre as conversões. Podemos, para facilitar a análise eleger algumas regiões onde a atividade energética se desenvolve. São elas: próximo à costa, na região oceânica e região subpicnoclínicas. Nos dias 5, 20 e 40 de simulação os valores de conversão barotrópica estão aprisionados em superfície, isto pode indicar que os processos envolvidos na conversão barotrópica são basicamente associados a eventos que ocorrem acima da região subpicnoclínica. No caso da conversão baroclínica, as regiões preferenciais de conversão são em superfíce mais próximo a costa, até 400 m de profundidade. E na região subpicnoclinica, de 800 a 1800 m de profundidade, isto indica que a conversão é associada ao escoamento principal da CB e ao escomento da CCI. É indicativo que o acoplamento entre as duas correntes é o principal mecanismo de conversão baroclínica.

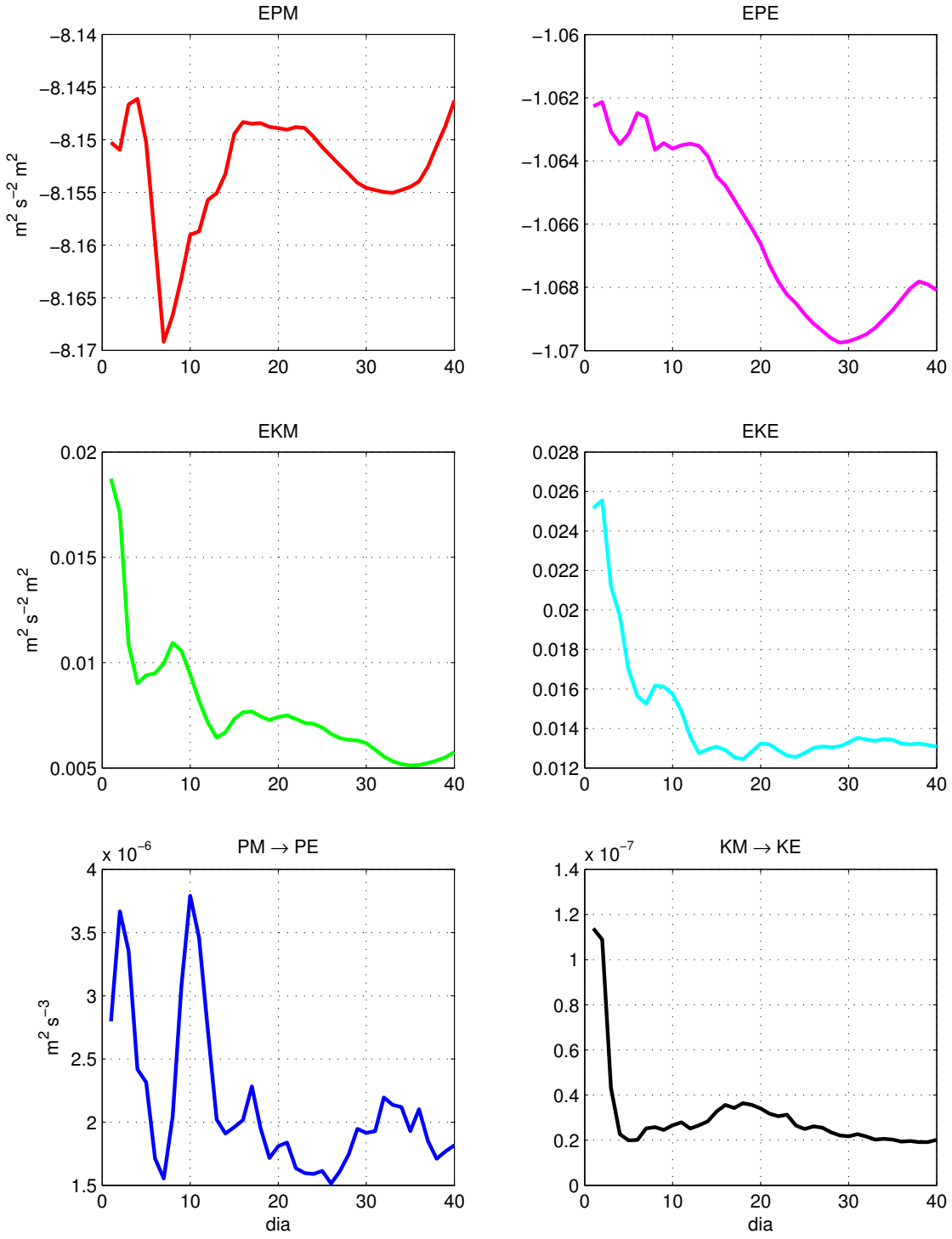

Figura 5.16: Evolução temporal das quatro componentes de Energia, EPM, EPE, EKM e EKE e as conversões (PM → KE) e (KM → KE) do experimento POM3D-1.

A comparação das Figuras 5.17 a 5.19, onde são apresentados os gráficos de conversão barotrópica ($KM \rightarrow KE$) e conversão baroclínica ($PM \rightarrow PE$), revela novamente que esta última tem um papel mais importante. A conversão barotrópica tem valores duas ordens de grandeza menor, da ordem de 10^{-7} m^2 s^{-3} que a conversão baroclínica, da ordem de 10^{-5} m^2 s^{-3}, nos três dias escolhidos para análises. Isto revela que o escoamento associado ao sistema CB-CCI, nos entornos do Cabo Frio e Cabo de São Tomé, é baroclinicamente instável. Deste modo, podemos tratar este sistema de corrente como um sistema geofísicamente instável, cuja principal via de conversão de energia é a baroclínica e o crescimento primário dos meandros se dá por conversão baroclínica. O papel da instabilidade barotrópica parece ser secundário no crescimento dos meandros da CB.

5.2.2 Resultado do Experimento POM3D-2

Este segundo experimento consistiu na evolução do mesmo campo inicial do experimento anterior, mas com a inserção do MF da ressurgência e forçado com o vento descrito na Seção 4.3. As Figuras 5.20 a 5.21 mostram a evolução temporal dos campos de temperatura e velocidade de superfície para os dias 05 à 40 de simulação. A frente de ressurgência costeira imposta engloba a região de Cabo Frio e Cabo de São Tomé com valores de temperatura em superfície da ordem de 16 a 18 ^{o}C. A coadunação do MF da ressurgência e a manutenção do vento imporão uma situação de ressurgência costeira extrema para características da região.

Até o quinto dia de simulação é estabelecida a frente da CB seguindo a isóbata de 500 m, sem meandros significativos. A ação da tensão de cisalhamento perpetua a frente de ressurgência costeira, que interage com a frente da CB e seus meandros. As velocidades máximas registradas foram da ordem de 1.0 ms^{-1} e o transporte da CB

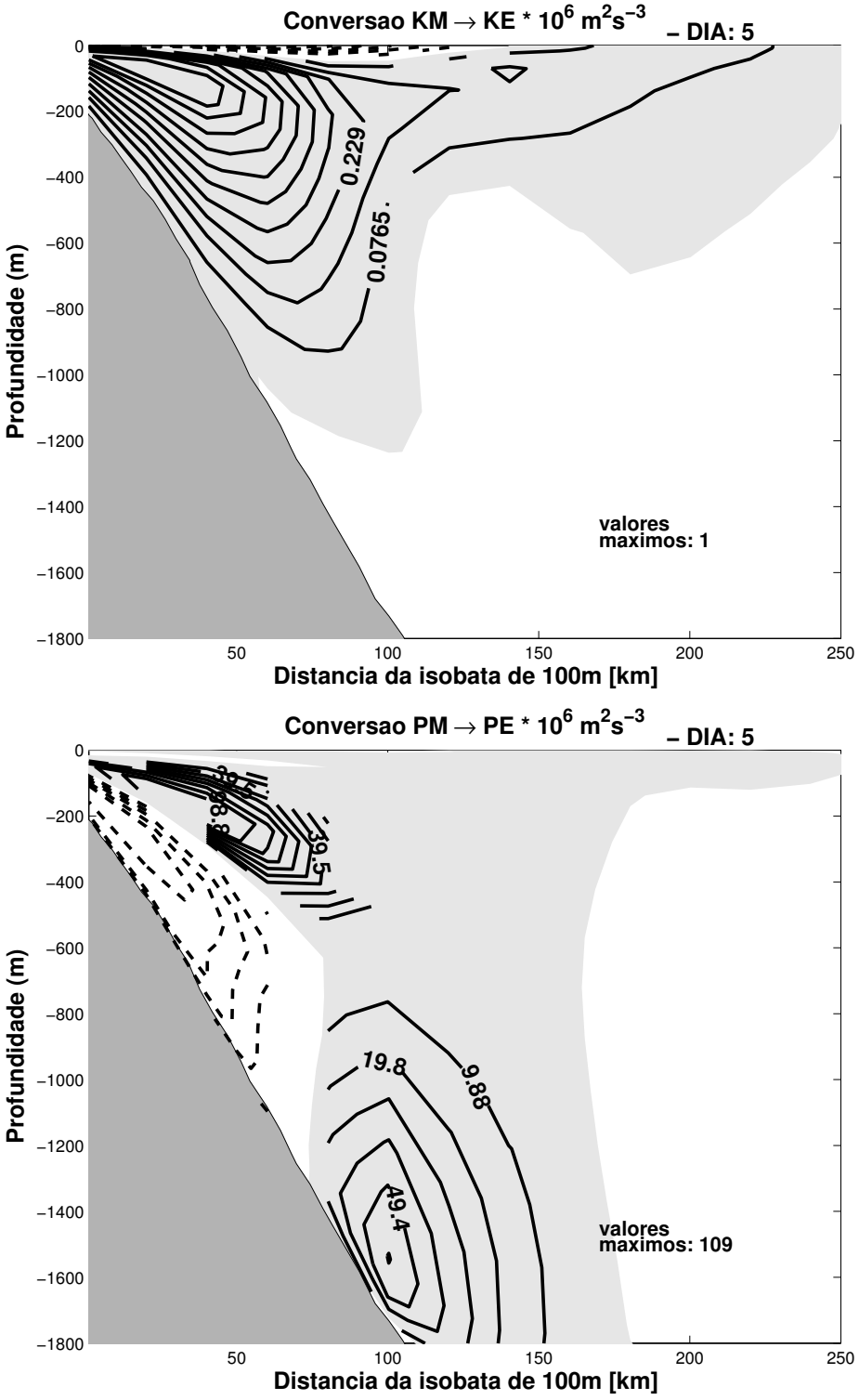

Figura 5.17: Conversão barotrópica (painel superior) e baroclínica (painel inferior) do experimento POM3D-1 para o dia 5 de simulação. Os tons de cinza representam regiões de conversão positivas e as linhas tracejadas regiões de conversão negativa.

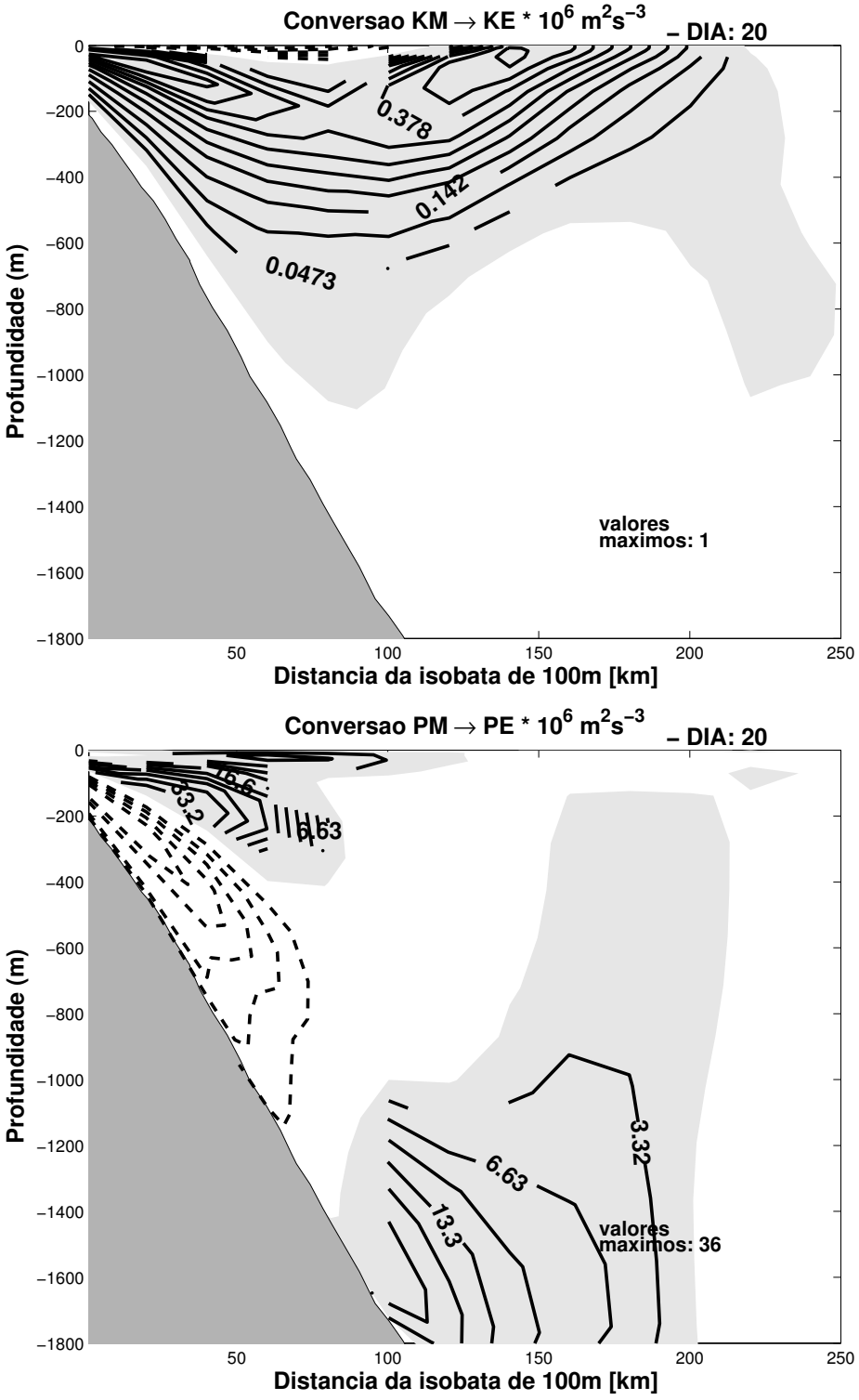

Figura 5.18: Conversão barotrópica (painel superior) e baroclínica (painel inferior) do experimento POM3D-1 para o dia 20 de simulação. Os tons de cinza representam regiões de conversão positivas e as linhas tracejadas regiões de conversão negativa.

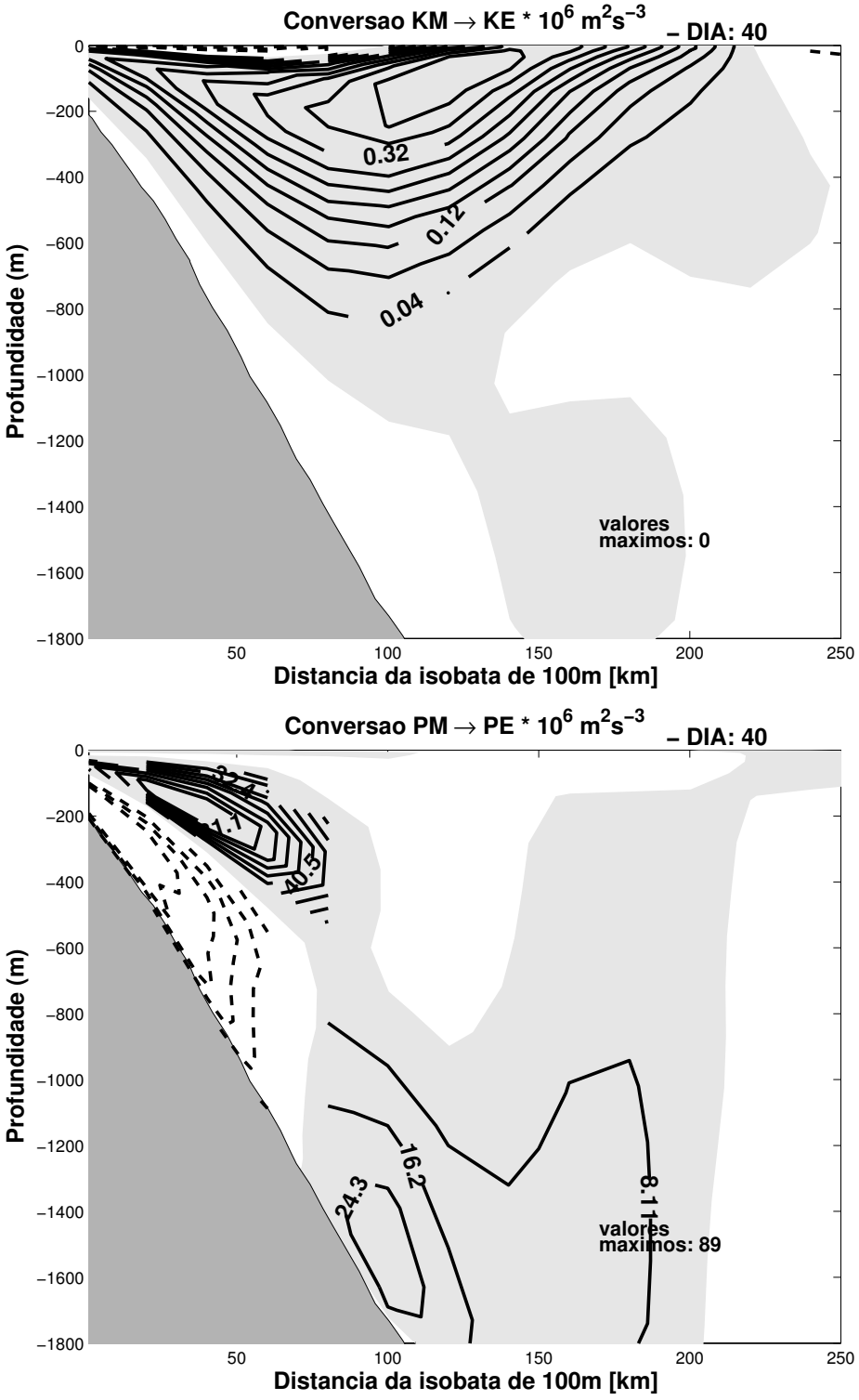

Figura 5.19: Conversão barotrópica (painel superior) e baroclínica (painel inferior) do experimento POM3D-1 para o dia 40 de simulação. Os tons de cinza representam regiões de conversão positivas e as linhas tracejadas regiões de conversão negativa.

no dia 20 de simulação, registrado em uma seção ao largo de Cabo Frio (21^oS) foi de -3.1 Sv e de 4.6 Sv referente a CCI. Em comparação ao experimento POM3D-1 não há diferença significativa entre os transportes, isto é, a tensão de cisalhamento do vento local não influi no aumento ou diminuição da intensidade da CB.

Como no experimento POM3D-1, a partir do dia 20 de simulação há o início da formação de meandros. O crescimento dos mesmos é, no entanto, sensivelmente maior que no experimento anterior. A partir do dia 25 de simulação há formação de dois vórtices bem definidos, um em Cabo frio e outro em Cabo de São Tomé. Este último além de carrear águas da ressurgência costeira para seu centro (dia 30 de simulação), aumenta em duas vezes seu tamanho entre os dias 20 a 40. Esta estrutura começa a se destacar da CB no dia 40 de simulação. O meandro em Cabo Frio, apesar de tamanho menor, também se fecha em vórtice e não se destaca da CB como o de Cabo de São Tomé. Exibe ainda, um claro núcleo frio formado pelo o entranhamento de águas costeiras. A configuração da corrente neste experimento com vento é bastante distinto do experimento anterior, revelando que a ação do vento, induzindo a ressurgência, provoca o aumento do crescimento dos vórtices na CB. Este aumento é refletido no valor do transporte no dia 40 de simulação onde as velocidades máximas são da ordem de 1.0 ms^{-1} e o transporte na seção de Cabo Frio é de 6.3 Sv, referente ao escoamento da CB e 1.9 Sv, referente a CCI. Isto mostra assimetria entre a CB e à CCI, reforçando a presença de vórtices da CB.

Análise da Conversão de Energia

Como no experimento anterior (POM3D-1a) a Figura 5.22 apresenta a evolução temporal dos primeiros 40 dias de simulação das quatro compoenentes de energia: EPM, EPE, EKM, EKE e das conversões de energia baroclínica (PM $\rightarrow$ KE) e barotrópica (KM $\rightarrow$ KE), para o experimento POM3D-2. A análise destes gráficos

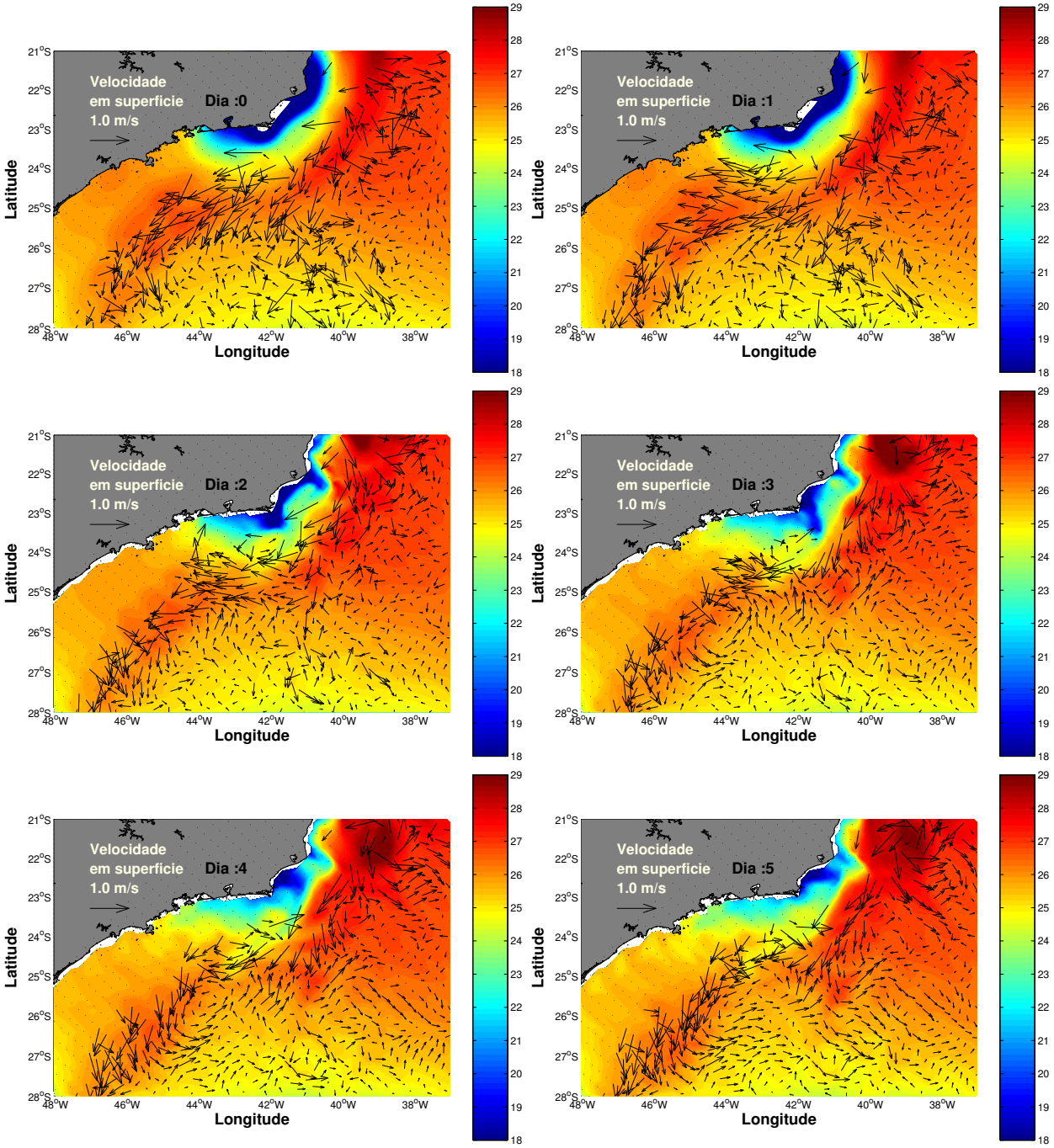

Figura 5.20: Campos de temperatura em ^{o}C e corrente de superfície para o experimento POM3D-2 para os dias 0, 1, 2, 3, 4 e 5 de simulação.

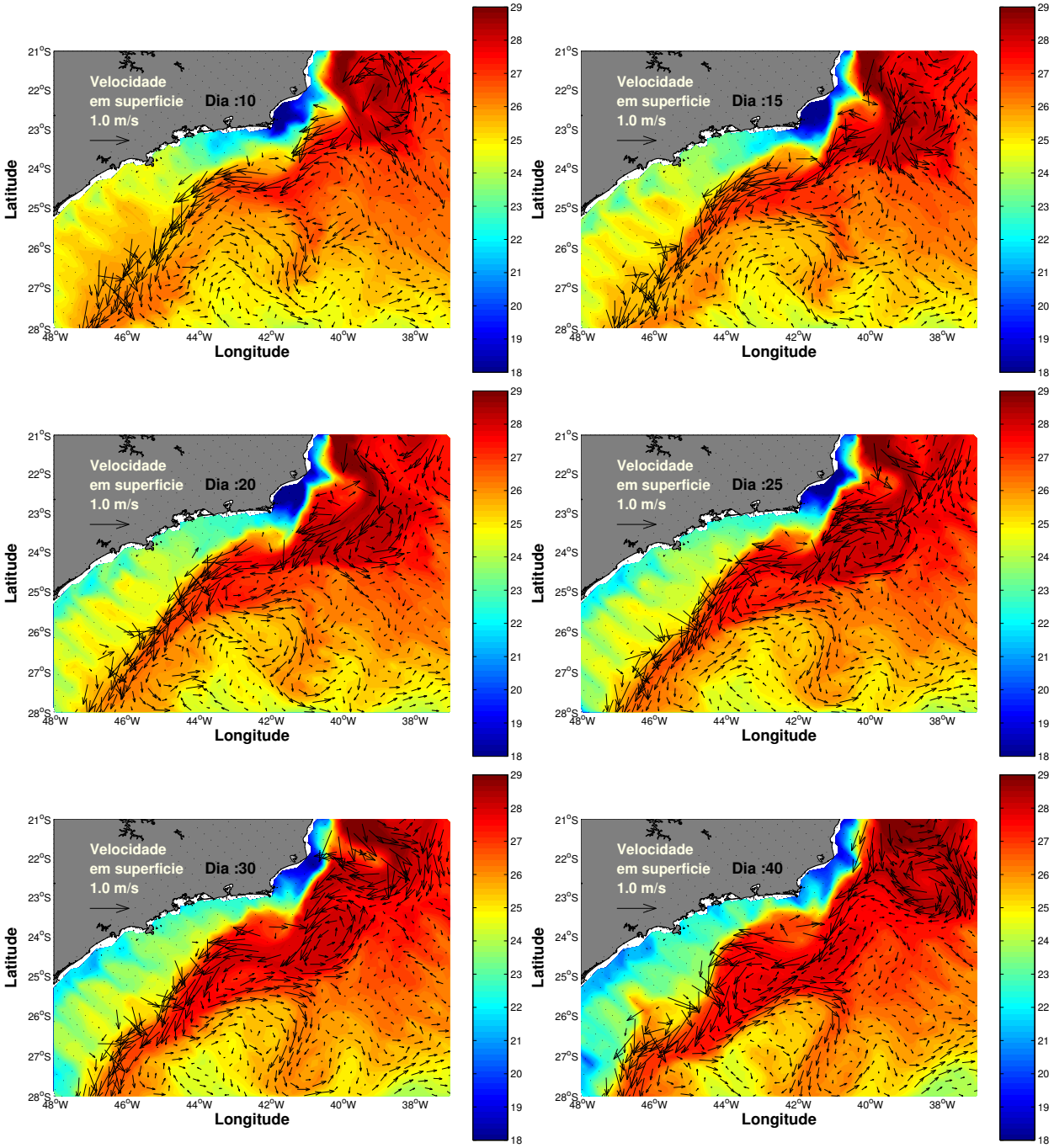

Figura 5.21: Campos de temperatura em ^{o}C e corrente de superfície para o experimento POM3D-2 para os dias 10, 15, 20, 25, 30 e 40 de simulação.

revela novamente que a conversão mais importante na dinâmica da CB é a conversão baroclínica. Entretanto, em relação ao experimento anterior, a conversão barotrópica é pelo menos uma ordem de grandeza maior (10^{-6} m^2 s^{-3}). Embora ainda seja uma ordem de grandeza menor que a conversão baroclínica (10^{-5} m^2 s^{-3}).

A análise dos gráficos da conversão barotrópica ($KM \rightarrow KE$) e conversão baroclínica ($PM \rightarrow PE$), para os dias 5, 29 e 40, revelam novamente que o processo de conversão baroclínica é dominante. Entretanto a conversão barotrópica, como dito acima tem, em relação ao experimento POM3D-1 tem uma ordem de grandeza maior. As Figuras 5.26, apresentam um *zoom* até 50 m de profundidade para os gráficos de conversão barotrópica para os dias 20 e 40, revelam de forma mais precisa a conversão barotrópica. É nítido que os valores maiores de conversão barotrópica estão na superfície e bem próximo a costa (Figura 5.26). Isto revela a importância da tensão de cisalhamento do vento e, consequente, da ressurgência costeira. Entretanto é notável diminuição da área de influência da conversão barotrópica. Isso mostra que apesar do aumento de intensidade da conversão barotrópica esta fica suprimida à camada de Ekman de superfície, ou seja, diretamente influenciada pela ação da tensão de cisalhamento do vento. Os gráficos da simulação (Figura 5.26) mostram que o aumento de atividade de meso-escala é relacionado ao aumento da não linearidade do sistema.

Isto provavelmente é o que reforça o jato costeiro, como ilustrado no Capítulo 1, Figura 1.6, que interage com a CB formando um sistema barotropicamente instável. Estes mecanismos provavelmente influenciam no aumento da taxa de conversão barotrópica. Este resultado revela que apesar da instabilidade baroclínica dominar o crescimento dos meandros, a instabilidade barotrópica pode ser mecanismo auxiliar na dinâmica de meso-escala da CB, Isto corrobora com os resultados dos mapas de corrente de superfície (Figuras 5.20 a 5.21), onde foi constatado um aumento da

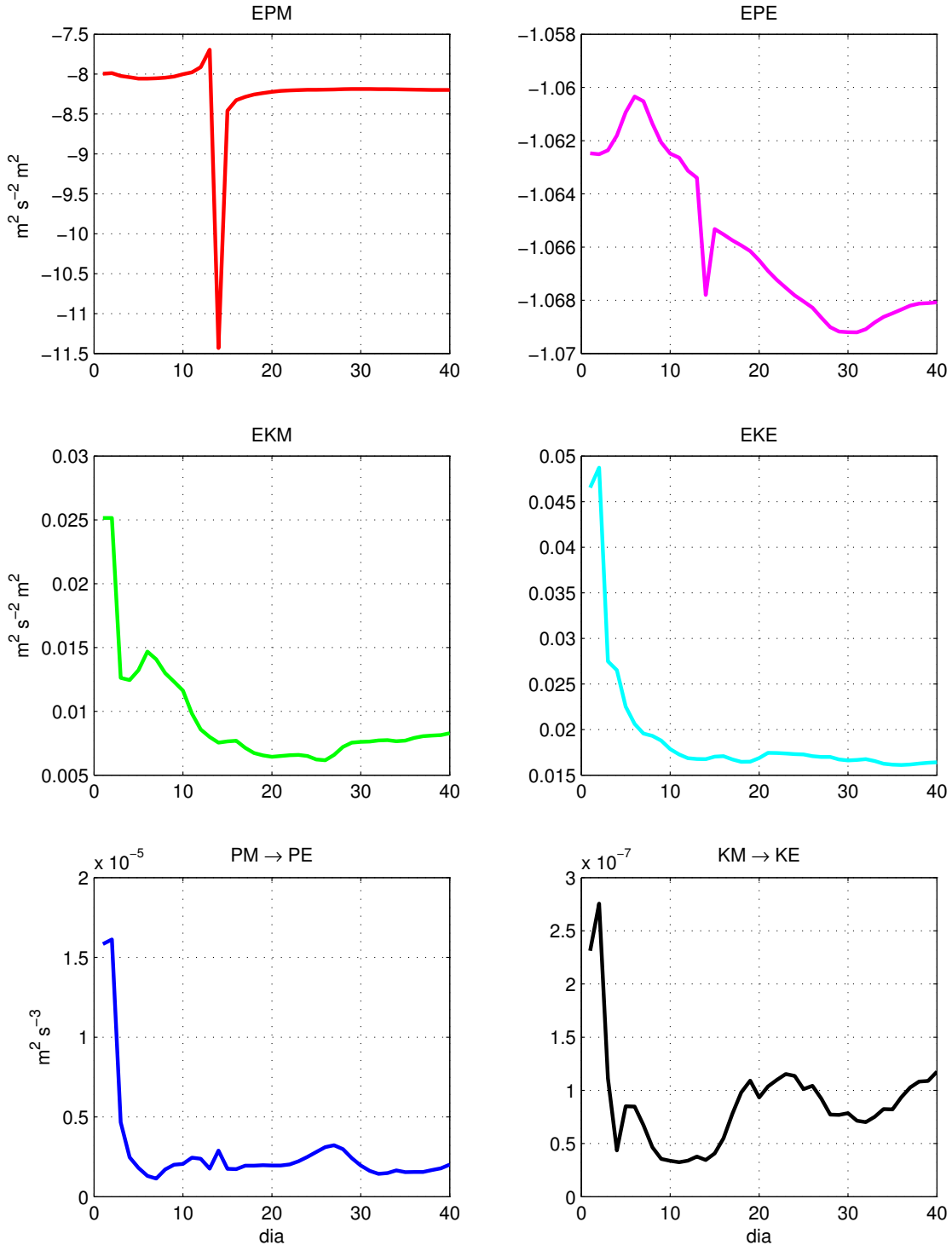

Figura 5.22: Evolução temporal das quatro componentes de Energia, EPM, EPE, EKM e EKE e as conversões (PM → KE) e (KM → KE) do experimento POM3D-2.

atividade de meso-escala em relação ao experimento POM3D-1.

5.2.3 Resultado do Experimento POM3D-3

Neste experimento, utilizamos os MFs da CB e do VCF, para construir um MROF o qual compreende a dinâmica básica do sistema CB-vórtice-ressurgência ao largo do sudeste brasileiro. As Figuras 5.27 e 5.28 mostram a evolução temporal dos campos de temperatura e de velocidade de superfície para os dias 05 a 40 de simulação. Este experimento evoluiu sem o forçamento pelo vento. O vórtice construído foi baseado na configuração observada durante o cruzeiro DEPROAS V2001 e apresentada na Seção 3.3.3. A frente da CB foi reconstruída com um caminho baseado na frente da CB observada no cruzeiro DEPROAS V2002 (Figura 2.17). Na região, além dos limites da grade do cruzeiro, optamos por centrar a frente sobre a isóbata de 500 m.

O campo inicial (Figura 5.27, dia 0) evolui advectando o VCF até ser reabsorvido pela CB no dia 15 de simulação. Após o dia 20 de simulação, outros dois vórtices são formados: um em Cabo Frio e outro em Cabo de São Tomé. Este experimento evolui com uma atividade de meso-escala bem mais acentuada que nos experimentos POM3D-1. Isso, sem dúvida, é decorrente da inclusão no campo inicial de uma corrente já meandrante. Acreditamos, assim, que este experimento mostra a importância da condição inicial para o desenvolvimento da simulação. A evolução de sistemas baseados em campos iniciais unicamente climatológicos geralmente não culminam em atividades de meso-escala acentuadas.

Analisando a Figura 5.27, entre os dias 20 e 40, observamos que na região do Cabo de São Tomé ocorre uma diminuição da temperatura de superfície próximo à costa. Relembramos ao leitor que, neste experimento, não há tensão de cisalhamento do vento imposta. Isto é indicação que há algum mecanismo diferente da tensão de

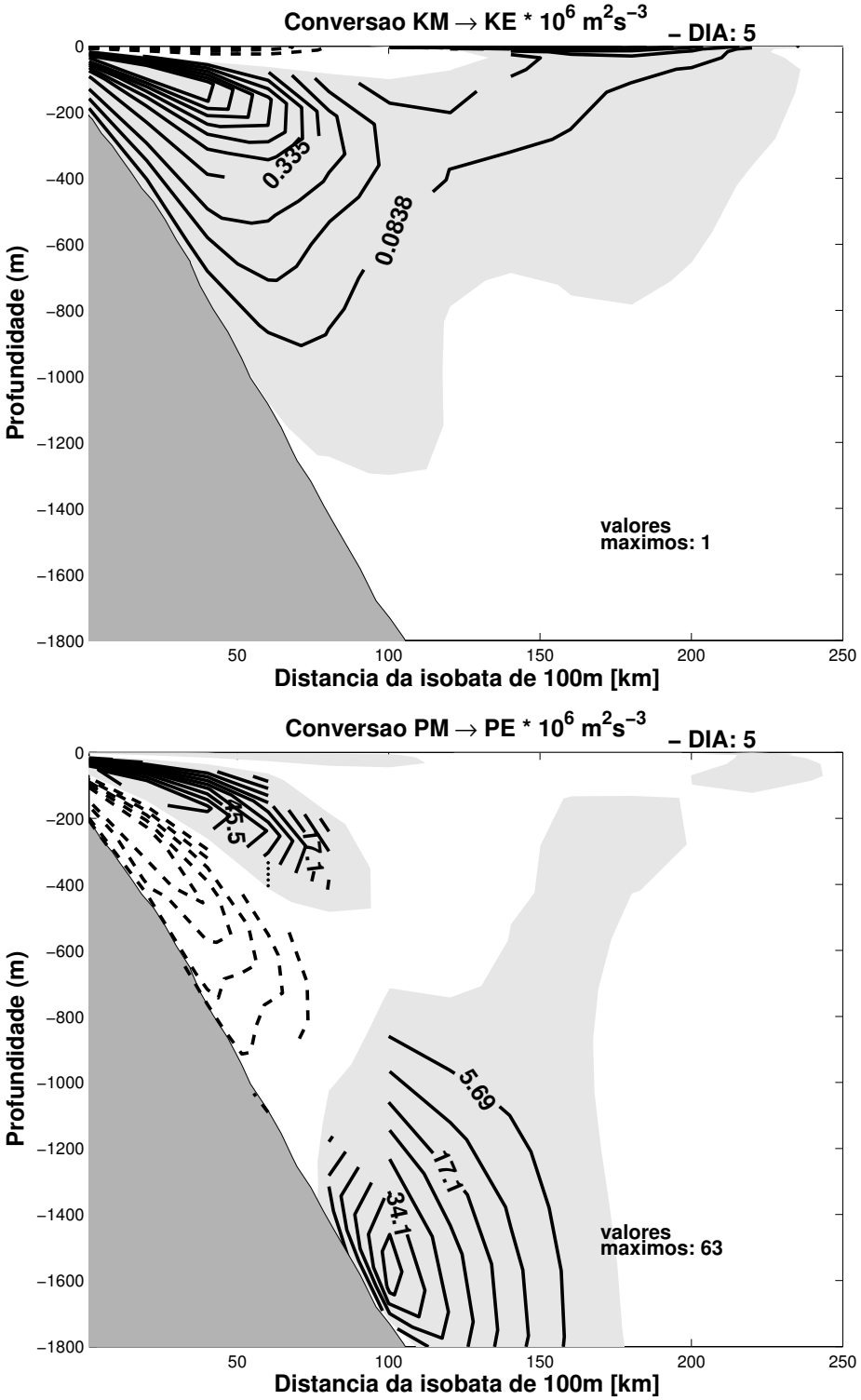

Figura 5.23: Conversão barotrópica (painel superior) e baroclínica (painel inferior) do experimento POM3D-2 para o dia 5 de simulação. Os tons de cinza representam regiões de conversão positivas e as linhas tracejadas regiões de conversão negativa.

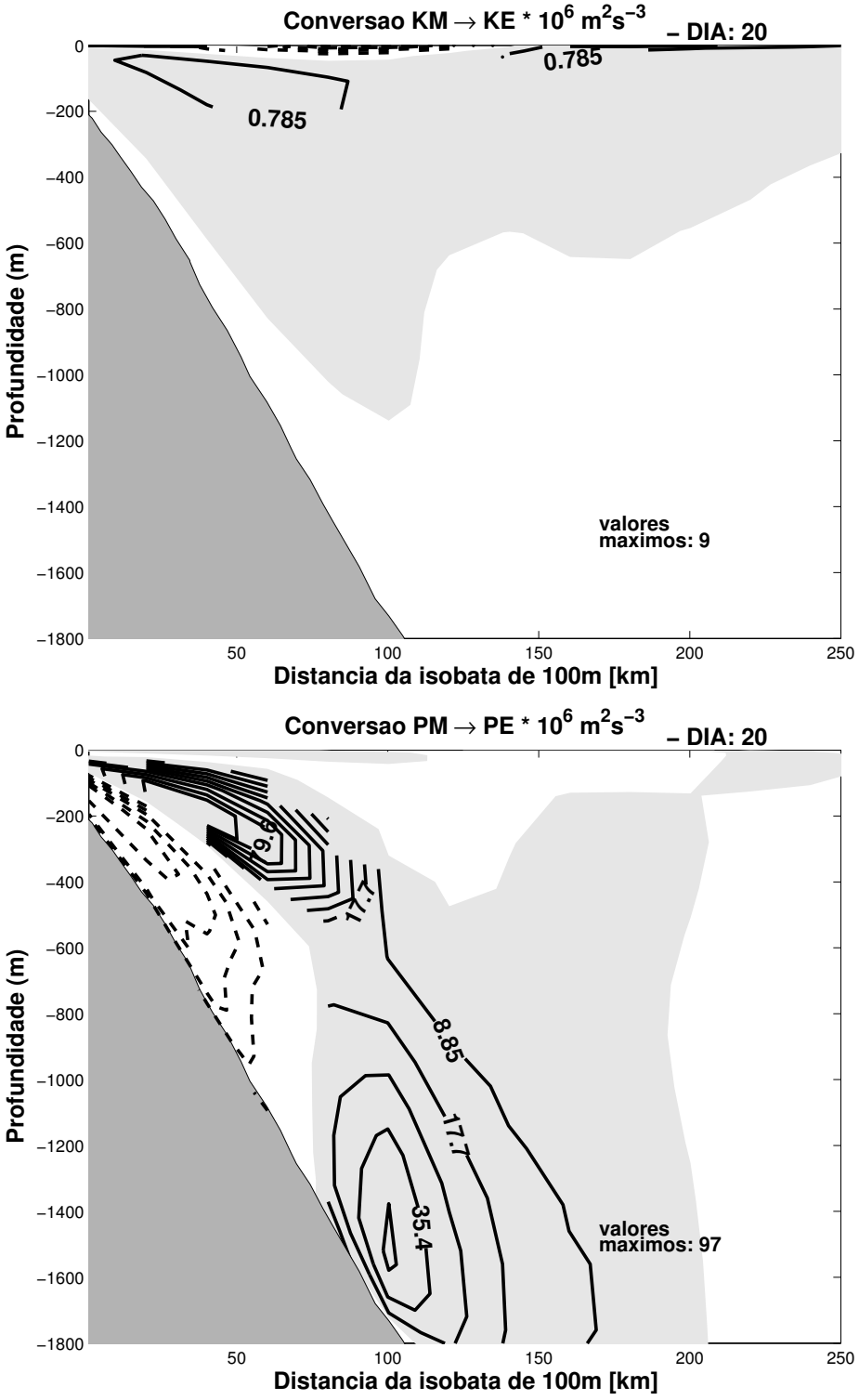

Figura 5.24: Conversão barotrópica (painel superior) e baroclínica (painel inferior) do experimento POM3D-2 para o dia 20 de simulação. Os tons de cinza representam regiões de conversão positivas e as linhas tracejadas regiões de conversão negativa.

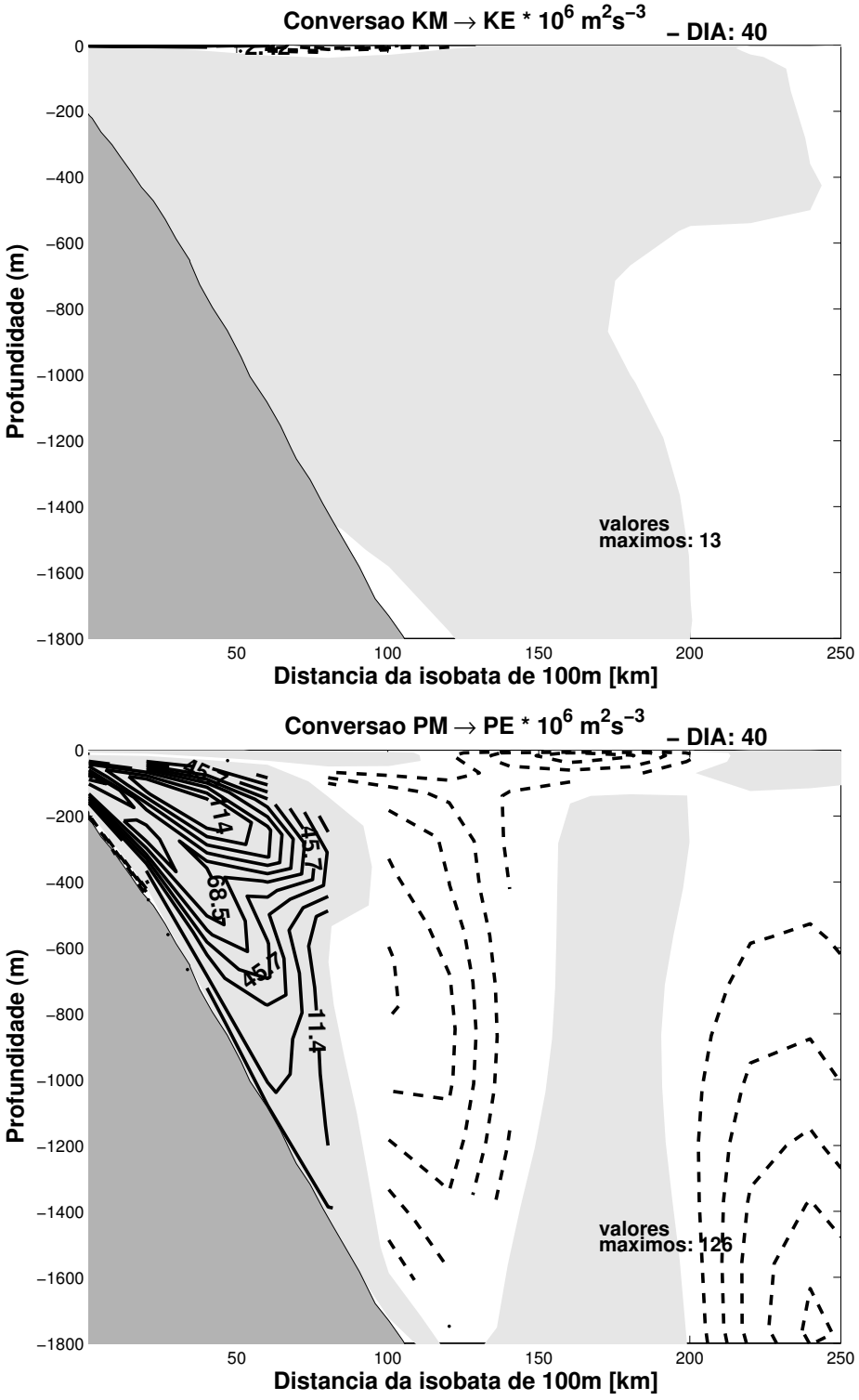

Figura 5.25: Conversão barotrópica (painel superior) e baroclínica (painel inferior) do experimento POM3D-2 para o dia 40 de simulação. Os tons de cinza representam regiões de conversão positivas e as linhas tracejadas regiões de conversão negativa.

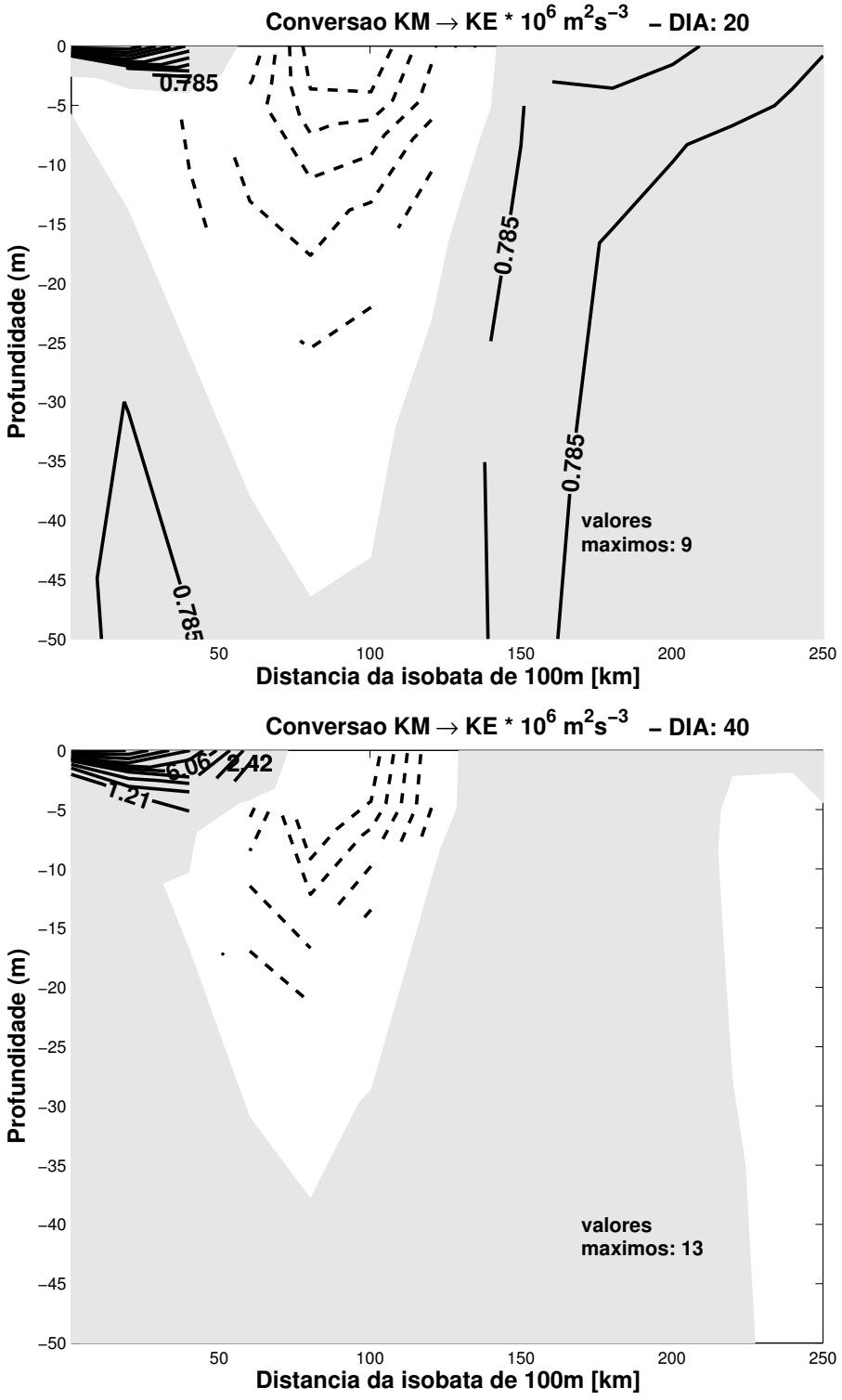

Figura 5.26: Zoom na região até a profundidade de 50 m da conversão barotrópica do experimento POM3D-2 para os dias 20 (painel superior) e 40 (painel inferior) de simulação. Os tons de cinza representam regiões de conversão positivas e as linhas tracejadas regiões de conversão negativa.

cisalhamento do vento provocando a diminuição da temperatura junto à costa. A indicação do mecanismo responsável está na própria Figura 5.27, pois entre os dias 20 e 40 ocorre a formação de um grande vórtice ciclônico instável. Esta estrutura é quase estacionária e cresce em frente a Cabo de São Tomé, em direção ao oceano aberto. Isto indica que a formação deste vórtice pode ser responsável por provocar "ressurgência costeira". Para investigar mais detalhadamente este fenômeno, vamos acompanhar este vórtice por mais tempo na simulação. Desta forma, analisaremos os resultados do modelo até 180 dias de simulação.

Fazendo seções cortando radialmente o VCST perpendicular à costa (Figuras 5.29) entre os dias 105 a 120, podemos analisar a formação desta "ressurgência costeira ". As seções, em conjunto com o mapa de superfície (Figura 5.27), revelam que a medida que os VCST cresce e advecta água costeira de superfície para seu centro, há uma reposição de águas de profundidades maiores que 100 m elevando-se sobre a plataforma na direção da costa. Esta situação é particular, o vórtice induz a ressurgência costeira quando seu crescimento é acompanhado de uma velocidade de fase bastante baixa. Em outras palavras o vórtice fica praticamente estacionário enquanto cresce rumo ao oceano aberto.

A situação pode ser pensada da seguinte forma: o VCST simulado é um meandro frontal. Assim, a frente da CB separa AC das águas de superfície do Giro Subtropical, a AT. A medida que a frente se inflexiona e se dirige ao oceano através do crescimento da estrutura vortical, a AC é carreada para regiões além da quebra de plataforma. O vigor da instabilidade causa que quantidade significativa de AC deixe a plataforma em níveis de superfície. Tal situação gera divergência, e a água da picnoclina, a ACAS, flui rumo à costa, por continuidade, e eventualmente aflora.

Os resultados desta simulação parecem indicar que, no caso específico, de um vórtice frontal e instável, divergência ocorre na região costeira e ressurgência é

passível de ocorrer. A extensão da plataforma continental, mais estreita ao largo de Cabo de São Tomé que em Cabo Frio, parece se um dos fatores importantes para que isto aconteça.

5.2.4 Discussão dos Experimentos

Nos experimentos POM3D-1 e POM3D-2 foi possível verificar que a instabilidade baroclínica é o mecanismo primário para o crescimento dos meandros da CB no sudeste brasileiro. Isso corrobora os resultados de *Calado* (2001), *Fernandes* (2001) e *Silveira et al.* (2004), que indicaram que o sistema CB-CCI é potencialmente baroclinicamente instável. Estes autores também especularam sobre a ocorrência de instabilidade mista, isto é, instabilidade barotrópica e baroclínica ocorrendo em conjunto. O experimento POM3D-2 revela exatamente isto, novamente concordando com a hipótese da literatura.

Entretanto, deve-se enfatizar que os estudos anteriores não realizaram análise quantitativa que permitisse afirmar qual o mecanismo dominante e qual a importancia relativa da instabilidade de cisalhamento vertical (baroclínica) relativamente à de cisalhamento horizontal (barotrópica). Os cálculos de conversão de energia apresentados na seção anterior revelam inequivocamente que em nossas simulações, o mecanismo primário foi devido à instabilidade baroclínica.

Adicionalmente o POM3D-2 sugere a relação entre a dinâmica de Ekman e o aumento da instabilidade barotrópica. Este resultado corrobora os resultados dos trabalhos de *Bouruet-Aubertot & Linden* (2002) e *Bouruet-Aubertot & Echevin* (2002). Estes autores descreveram em estudos em laboratório e também numéricos sobre a influência da ressurgência costeira na ocorrência de instabilidade barotrópica, seguida de instabilidade baroclínica no crescimento de meandros em corrente de contorno.

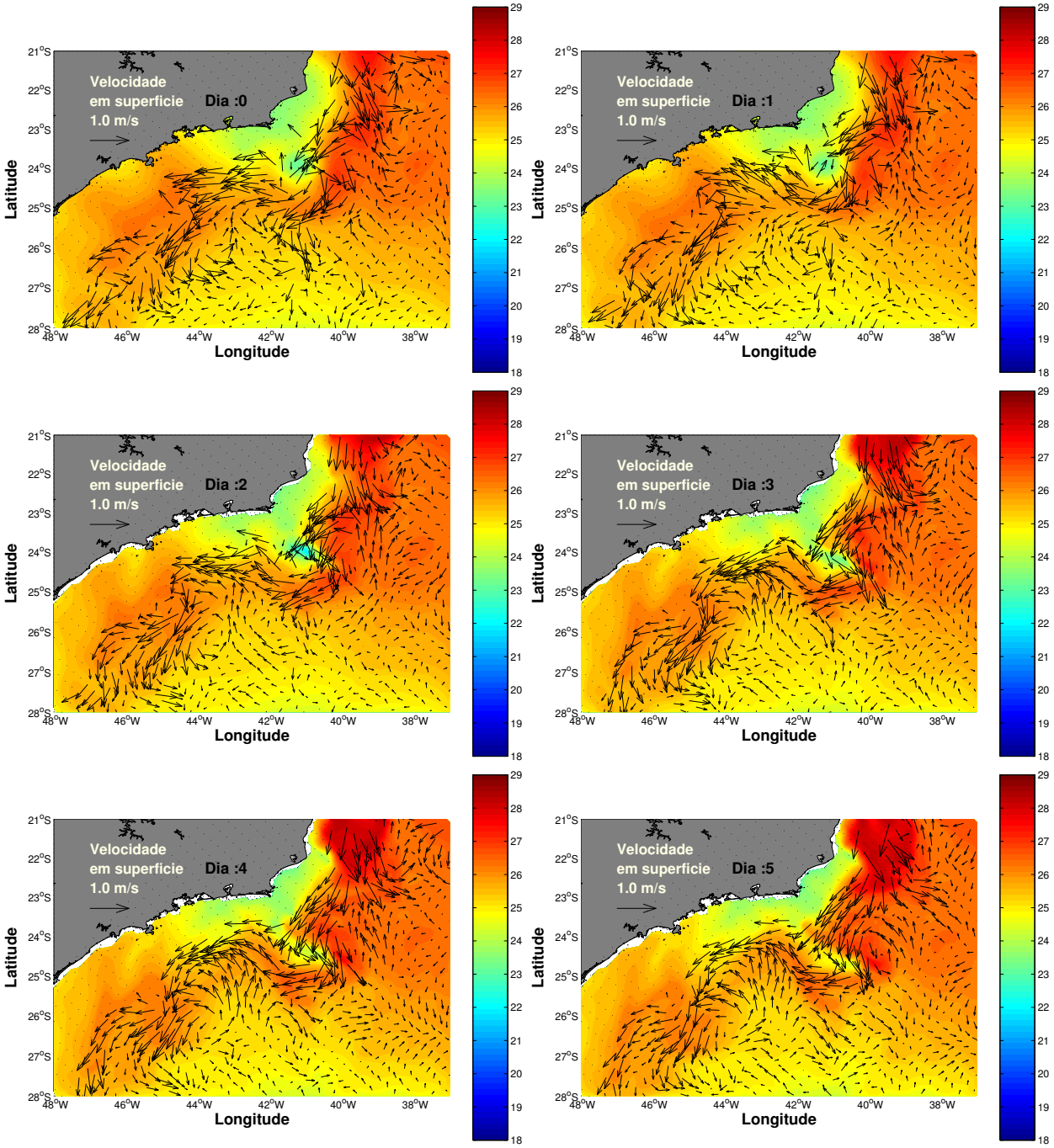

Figura 5.27: Campos de temperatura e de corrente de superfície para o experimento POM3D-2a para os dias 0, 1, 2, 3, 4 e 5 de simulação.

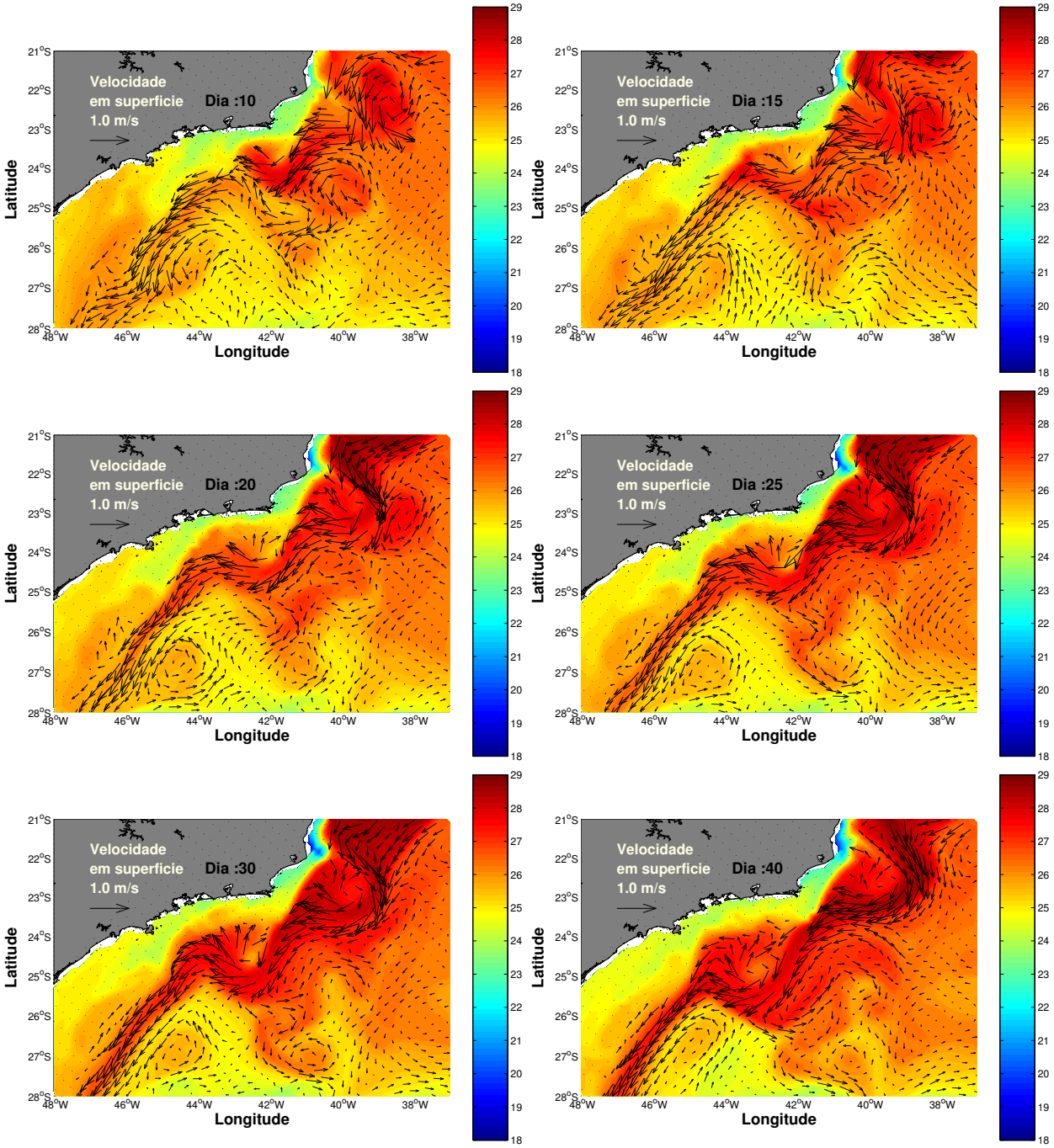

Figura 5.28: Campos de temperatura e de corrente de superfície para o experimento POM3D-2a para os dias 10, 15, 20, 25, 30 e 40 de simulação.

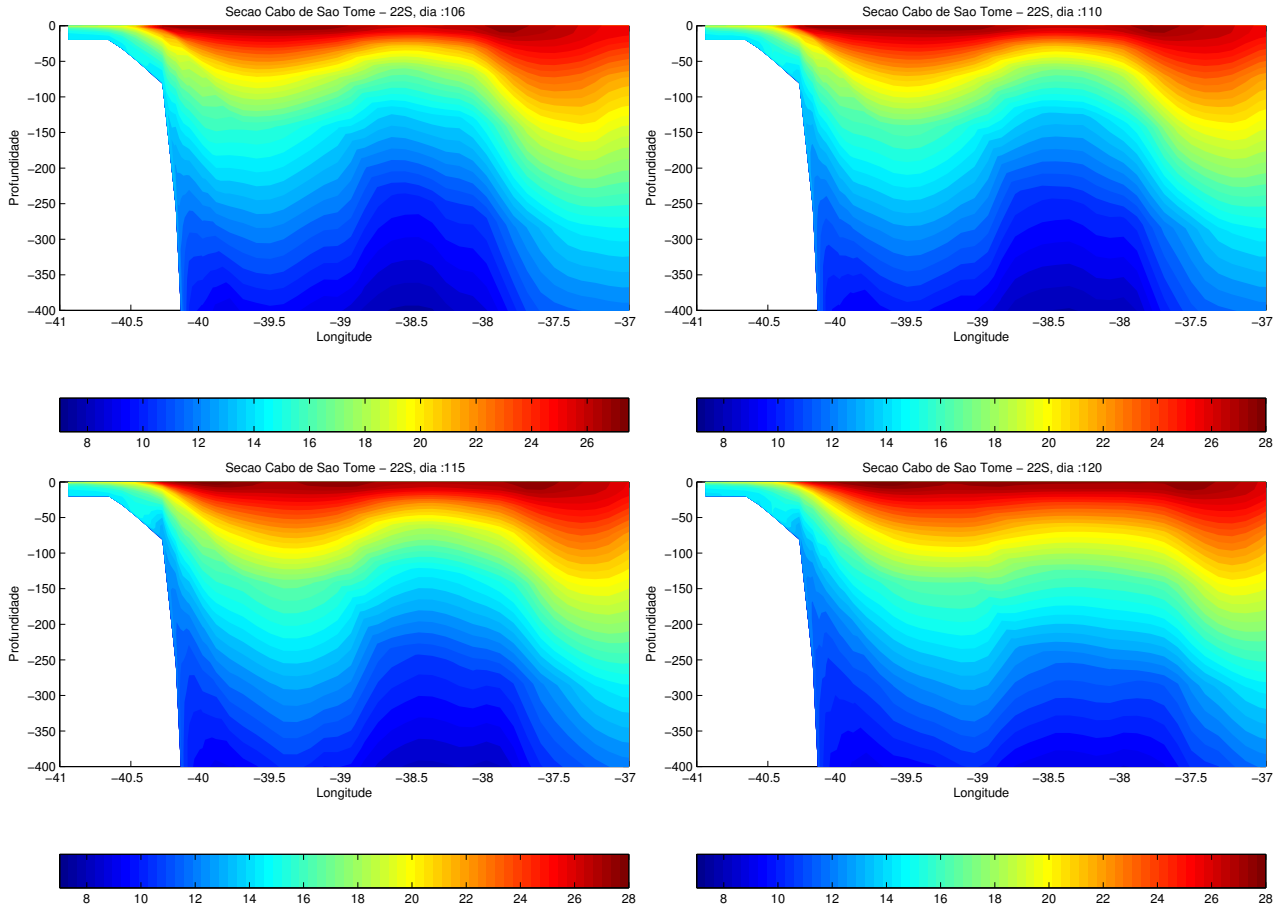

Figura 5.29: Seções zonais de temperatura ao largo de Cabo de São Tomé (22^{o}S) para o experimento POM3D-3 para os dias 105,110,115 e 120 de simulação, na radial ao largo de Cabo de S ao Tomé.

As análises de conversão de energia conduzidas nesta tese foram baseadas nos cálculos apresentados em *Cronin & Watts* (1996) e *Xue & Bane* (1997). Estes autores estudaram conversão de energia para a Corrente da Flórida e a CG, respectivamente. Nossos resultados para conversão baroclínica e barotrópica, em relação ao de *Xue & Bane* (1997), são cerca de uma ordem de grandeza menor, o que é de se esperar, pois a CB é muito menos intensa que a CG. Isto revela ainda a coerência dos resultados obtidos, inclusive em termos de correta reprodução dos valores de transporte da CB

pelo uso dos MFs.

Devemos ainda atentar o resultado obtido em relação à instabilidade barotrópica induzida pela ressurgência costeira ser absolutamente particular para a região estudada (entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio). Isto pode não ser generalizado para outras regiões em que CB flui ao largo de sistemas de ressurgência costeira, tais quais ao sul do Banco de Abrolhos (20^oS) e ao largo do Cabo de Santa Marta Grande (28^oS).

No experimento POM3D-3, onde uma configuração mais realística dos meandramentos da CB foi simulada, obteve-se processo interativo entre a CB, seus vórtices e a ressurgência costeira. O POM3D-3 revelou um meandro ciclônico frontal que em condições especiais de crescimento por mecanismo de instabilidade pode provocar ressurgência costeira. O vórtice simulado no experimento POM3D-3 tem velocidade de fase muito baixa, crescendo em direção ao oceano aberto em direção praticamente perpendicular à quebra de plataforma. Esta particularidade faz com que o vórtice advecte água próximas a costa para seu interior, provocando, por continuidade, ressurgência junto à costa. A imagem de TSM apresentada da Figura 5.30 ilustra como um vórtice pode advectar água para seu centro à medida que cresce.

O crescimento de forma quase estacionária do VCST concorda com as velocidades de fase encontradas por *Silveira et al.* (2004) onde esses autores encontraram velocidades de fase da ordem de $0.02\ ms^{-1}$. Isto é fundamental para a hipótese do vórtice induzir ressurgência, pois, a medida que o mesmo cresce em direção ao oceano aberto, se distancia da costa sem se propagar para sul. Desta forma, não interage com o talude e consequentemente com a camada de Ekman de fundo na região de maior declividade da margem continental.

Os resultados obtidos neste experimento precisam ser considerados mediante cautela de interpretação. Um primeiro aspecto é que os resultados do experimento

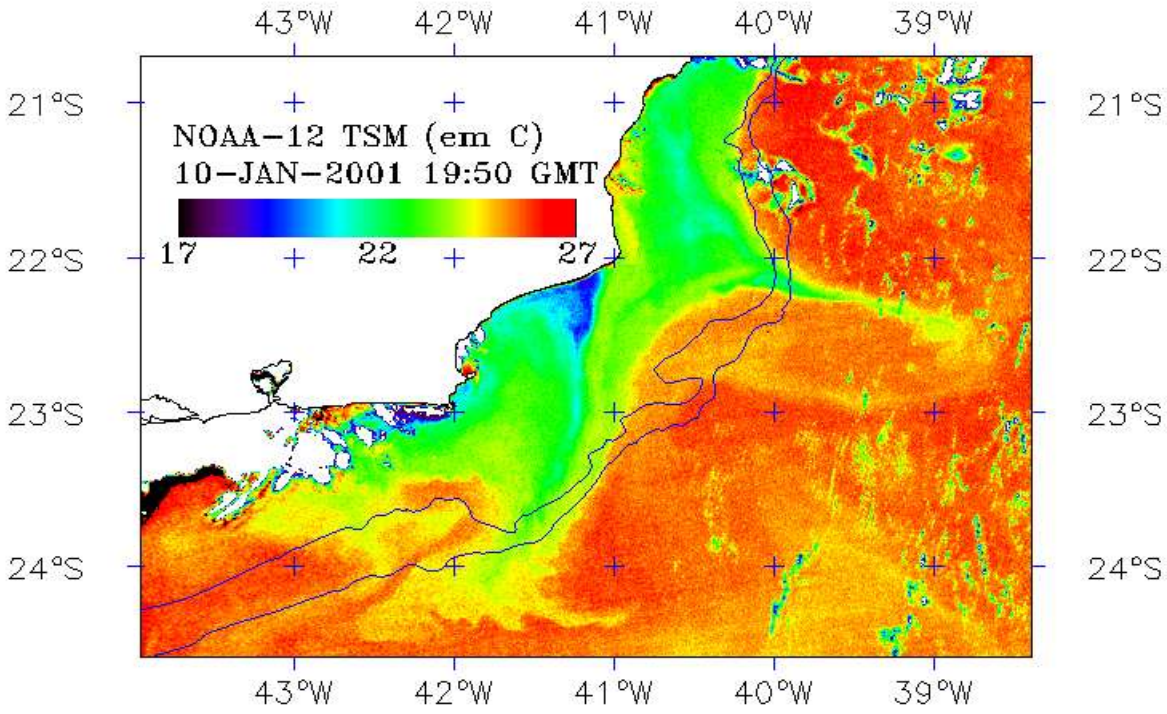

Figura 5.30: Imagem de TSM indicando um filamento de AC advectada por um vórtice ciclônico rumo a oceano aberto. Cortesia de Wilson Lins de Mello Filho - IEAPM/INPE.

POM3D-3 são aparentemente contraditórios aos obtidos na Seção 5.1. Os experimentos com o POMxσ mostraram que apresença de um ciclone sobre o talude inibe a ressurgência costeira. Resultados estes que corroboram com *AMOR* (2004). Deve-se atentar que o objetivo dos experimentos com o modelo seccional foi o de explicar, com um certo grau de idealização, a estrutura termohalina assimétrica do vórtice. O modelo seccional não permite nem a propagação nem o crescimento baroclínico da estrutura. O vórtice é uma feição estática espaço-temporalmente que se ajusta dinamicamente à topografia. A proximidade desta estrutura ao talude, de fato, dificulta a penetração da ACAS provavelmente através do bloqueamento da camada de Ekman de fundo.

No experimento POM3D-3, a conversão baroclínica leva o vórtice a crescer e se afastar do talude. É no processo de que o meandro frontal se afasta da quebra de plataforma que a divergência costeira parece induzida.

Um segundo aspecto é aquele que pode levar o leitor à conclusão de que a ressurgência costeira ao largo de Cabo de São Tomé é causada pelos vórtice da CB. Resultados de trabalhos anteriores na região, em particular *Ykeda et al.* (1974) e *Miranda* (1982), estabelecem através de observação que o mecanismo dominante no fenômeno de ressurgência costeira é aquele devido à dinâmica de Ekman, onde o papel central é desempenhado pelo vento de Nordeste soprando com certa constância temporal. O mecanismo proposto nesta tese através de um resultado numérico não foi verificado observacionalmente. Há apenas evidências observacionais de que a simulação do VCST é concordante como as descrições de autores (*Campos et al.*, 1995; *Silveira et al.*, 2004). Encaramos nosso resultado como o possível mecanismo a auxiliar a dinâmica de Ekman no processo de ressurgência costeira na região. Ademais, a ocorrência de formação de VCSTs instáveis não é conhecida para que se estabeleça relação causal entre a frequente ressurgência costeira observada ao largo de Cabo de São Tomé e os meandros frontais da CB.

Capítulo 6

Sumário e Conclusões

6.1 Síntese Geral e Conclusões

O objetivo central dessa pesquisa foi o estudo da dinâmica da interação do sistema CB e seus vórtices, com a ressurgência costeira. Buscamos responder como este vórtices são formados, como eles crescem e de que forma sua estrutura termohalina se forma em um cenário de verão.

O objetivos específicos foram:

- Elucidar o papel da influência da topografia e do vento local e consequentemente da ressurgência costeira na formação da estrutura assimétrica dos vórtices da CB.
- Quantificar a importância da instabilidade baroclínica e da barotrópica no crescimento dos meandros frontais da CB.
- Investigar o papel do sistema de ressurgência costeira no desenvolvimento de

instabilidade barotrópica e o consequente crescimento dos meandros da CB, devido à estrutura vertical e horizontal do sistema de correntes oceânicas.

- Investigar a possibilidade de um meandro frontal da CB ser um mecanismo auxiliar na formação da ressurgência costeira.

Utilizamos um cenário observacional obtido através de dados hidrográficos dos cruzeiros DEPROAS, particularmente dos cruzeiros de verão de 2001 e 2002 (V2001 e V2002), como motivação e o conhecimento prévio de feições oceanográficas, fundamentais para o desenvolvimento desta tese. Os dois cruzeiros apresentaram cenários sinóticos que foram utilizados no desenvolvimento da metodologia empregada neste trabalho. O primeiro cruzeiro (V2001) apresentou duas feições: a ressurgência costeira e a assinatura de um vórtice ciclônico, para os quais foram formulados os MFs da ressurgência costeira e dos vórtices da CB respectivamente. Já o cruzeiro V2002 apresentou uma assinatura tridimensional da CB, do vórtice de Cabo Frio e da ressurgência costeira, compreeendendo os aspectos da interação do sistema CB-meandro-ressurgência. Este também utilizamos como base para o desenvolvimento do MF da CB.

Afim de investigar o sistema CB-vórtice-ressurgência, foi utilizada uma série de experimentos numéricos idealizados. Os experimentos foram baseados na metodologia dos MROFs, que possuem um certo grau de realismo em virtude da utilização de dados sinóticos em sua construção.

Estes experimentos, entretanto, devem ser encarados como ensaios de dinâmica de fluidos geofísicos, cujas simulações respondem a uma situação hipotética indicando potencialidade de ocorrência de alguns fenônemos e suas possíveis interações.

Foram utilizadas duas versões do POM, a versão seccional, também chamada de POMxσ e a versão tridimensional (POM3D). Nos experimentos onde utilizamos a

versão POMxσ, buscamos responder se o sistema de ressurgência tem algum papel na formação da estrutura assimétrica termohalina dos vórtices da CB, isto é, tentou-se responder ao primeiro objetivo específico desta tese. A hipótese inicial foi que o sistema de ressurgência costeira seria capaz de interagir com a dinâmica de meso-escala atenuando a inflexão das isopicnais do vórtice em sua parte costeira. Entretanto, os resultados mostraram que basicamente é criada uma assimetria entre as bordas do vórtice devido unicamente à aproximação com o talude continental. Isto ocorre, em função da diminuição da intensidade da velocidade na parte costeira por atrito com o talude continental. Adicionalmente por ajuste baroclínico, as isopcnais se deformam para acompanhar esta nova configuração.

Nos experimentos onde foi utilizamos a versão tridimensional do POM, o POM3D, objetivamos avaliar qual tipo de instabilidade geofísica seria dominante no sistema CB-vórtice-ressurgência, investigando-se a influência do sistema de ressurgência no crescimento dos meandros da CB, via instabilidade barotrópica e procuramos elucidar os mecanismos da interação do sistema de ressurgência costeira com os vórtices ciclônicos. Reforçamos aqui o termo "interação", pois os experimentos foram realizados para verificar o efeito da dinâmica da ressurgência no crescimento de um meandro frontal e vice-versa.

Com os experimentos POM3D-1 e 2 foi possível verificar qual tipo de instabilidade geofísica seria o mecanismo primário para o crescimento dos meandros da CB no sudeste brasileiro. Como claramente evidenciado pelo experimento POM3D-1, é a instabilidade baroclínica decorrente do cisalhamento vertical presente no sistema oceânico CB-CCI o principal, mecanismo para o crescimento desses meandros.

A energia potencial associada ao soerguimento (rebaixamento) das isopcnais devido ao ajuste baroclínico da CB (CCI) é disponibilizada para o crescimento de vórtices frontais. A ocorrência (ou recorrência) destes fenômenos ao largo de Cabo

Frio e Cabo de São Tomé é devido à mudança de orientação na isóbatas , da margem continental que conduzem a que os meandros de CB e CCI fiquem defasados. Este fato já foi descrito por *Calado* (2001). Neste experimento POM3D-1. a conversão barotrópica é uma ordem de grandeza menor que a baroclínica.

O experimento POM3D-2 sugeriu o aumento da instabilidade barotrópica e consequente aumento da atividade de meso-escala relacionada à dinâmica de Ekman devido ao vento de nordeste. Foi possível, então, através de cálculos de conversão de energia estabelecer que o sistema CB-vórtice-ressurgência é um sistema onde ocorre instabilidade mista (baroclínica e barotrópica), porém dominado primariamente pela instabilidade baroclínica. A utilização de condições iniciais e forçamento pelo vento propiciaram uma situação de ressurgência extrema, que viabilizou a compreensão de seu efeito, mesmo que de forma auxiliar, no crescimento dos meandros.

O último experimento POM3D-3 teve como objetivo verificar se um meandro ciclônico frontal quase-estacionário, em condições especiais de crescimento por mecanismo de instabilidade, pode provocar ressurgência costeira. O VCST simulado tem velocidade de fase muito baixa, o que está de acordo com os resultados de *Silveira et al.* (2004), e cresce em direção a oceano aberto, de forma praticamente perpendicular à quebra de plataforma. Logo, o crescimento do VCST faz com que o mesmo advecte água incialmente junto a costa para seu interior provocando, por continuidade, ressurgência costeira. Como atentado no Capítulo 5, os resultados obtidos tem que ser considerados com cautela em sua interpretação. No experimento POM3D-3, foi idealizada uma configuração específica de meandro na ausência de tensão de cisalhamento do vento. Isto não corresponde, absolutamente, a realidade pois a frequência destes meandros bastante instáveis é desconhecida, assim como o vento de nordeste está usualmente presente no período de verão. Logo acreditamos que é a dinâmica de Ekman o principal responsável pela ressurgência costeira

ao largo de Cabo de São Tomé. O experimento POM3D-3 indicou um mecanismo possível e auxiliar na ocorrência de ressurgência costeira. Tal mecanismo precisa ser validado observacionalmente, além de formulado teóricamente com rigor.

6.2 Sugestões para Trabalhos Futuros

Podemos com base nos resultados obtidos sugerir os seguintes estudos futuros: uma vez que desenvolvemos uma metodologia (MROF) para a região sudeste brasileira, utilizada com sucesso em trabalhos de previsão oceânica em outras partes do globo, é sequência natural que seja sugerido elaborar um sistema de caráter preditivo regionalmente baseado nesta metodologia. Campos iniciais com identificação das feições oceanográficas, seja por imagens de satélite, seja por observações in sito disponíveis, podem oferecer cenários sinóticos que inicializem simulações.

Urge que mais feições costeiras sejam adicionadas ao sistema através da construção de novos elencos de MFs. É também necessário a obtenção de um arcabouço climatológico que inclua além do campo do *Levitus et al.* (1998) aquele associado á plataforma sudeste (*Resende*, 2003; *Amor*, 2004). De posse deste sistema, estudos de previsão passada ou verificação ("*hindcast*") podem ser elaborados.

Apêndice A

Aquisição e Tratamento de Dados Hidrográficos

Os trabalhos de campo do DEPROAS iniciaram-se em fevereiro de 2001, tendo continuidade em junho-julho de 2001 , sendo executados a bordo do NOc. Prof. W. Besnard. A série de cruzeiros oceanográficos teve a seguinte sequência: Verão de 2001, Inverno de 2001, Verão de 2002, Inverno de 2002 e Primavera de 2003. Os referidos dados são provenientes de estações hidrográficas clássicas com CTD (*Conductivity, Temperature, Depth*), de fundeios de correntógrafos e de mapeamento com ADCP (*Acoustic Doplller Current Profiler*).

Os cruzeiros DEPROAS contaram ainda com um sistema integrado de coleta de dados meteorológicos, temperatura e salinidade de superfície e profundidade local através de ecossonda. Estes dados foram amostrados de forma quase contínua.

Vamos na presente Seção comentar sobre os aspectos específicos de todo o Projeto DEPROAS. Dentro deste contexto, é dado ênfase nos cruzeiros V2001 e V2002 cujos dados são utilizados no atual trabalho.

A.1 Aferição dos Equipamentos

Os cruzeiros DEPROAS consistiram na perfilagem desde a superfície até o fundo por um CTD fabricado pela *Fallmouth Scientific Instruments* (FSI), modelo BCTD-BP-BIO. A calibração do aparelho é a original de fabricação, datada de 10/01/1997, não tendo sido utilizado até a data do cruzeiro V2001.

Ainda assim, no período de 20-27/07/2001, o aparelho sofreu aferição do sensor de temperatura no Centro de Calibração do Laboratório de Instrumentação Oceanográfica do IOUSP. Infelizmente, devido a problemas no salinômetro AUTOSAL, não houve aferição do sensor de condutividade. O sensor de pressão também não foi aferido por problemas de conexão do sensor da FSI com a balança de peso morto, requerida no processo

Aqui, tratamos por "aferição" o processo no qual o parâmetro em consideração é comparado com um outro instrumento de precisão igual ou superior, tido como "referência". No caso da aferição do sensor de temperatura, o instrumento de referência utilizado é um termômetro de platina de precisão Pt25 *Rosemount* mod. 162 CE. Este termômetro de referência é então acoplado a uma ponte de resistência de alta precisão. Por sua vez o termômetro de referência é aferido anualmente utilizando-se um padrão primário de temperatura, no caso células de ponto triplo da água Jarret mod. B-16 e célula de gálio Isotech mod. ITL-M-17401.

O processo de aferição do sensor de temperatura do CTD, conduzido no Centro de Calibração do IOUSP, consistiu na colocação do instrumento com os sensores à calibrar em um recipiente com água do mar (cuba de calibração); as condições de temperatura foram modificadas de forma controlada, enquanto monitorou-se o comportamento do instrumento e dos sensores. Através dos dados fornecidos pelo instrumento/sensores, e com os valores dos parâmetros do banho medidos pelos

sensores de referência, estimou-se o desvio entre o sensor do CTD e a referência.

Para que as curvas de calibração do instrumento CTD fossem determinadas, buscamos localizar das curvas originais de calibração fornecidas pelo fabricante. Estas foram solicitadas para o representante da FSI no Brasil na época. De posse desta documentação, foi possível evoluir no processo de aferição para os cálculos efetivos para a determinação de curvas de calibração deste equipamento.

Verificamos que os desvios entre o sensor de referência e o CTD para duas faixas de temperatura, ou seja, dois distintos banhos de aferição, são da ordem de 0,005^{o}C para o banho de 6,10^{o}C e 0,012^{o}C para o banho de 15,2^{o}C. Tais desvios ou são menores ou são comparáveis à precisão de 0,02^o C conferida à leitura de termômetros de reversão de mercúrio, habitualmente utilizados como referência em medições por garrafas de Niskin. Tais desvios são aceitáveis para os padrões estabelecidos pelo Comitê diretor do *World Ocean Circulation Experiment* (WOCE).

Esta calibração do dia 20-27/07/2001 do CTD foi extendia para o cruzeiro DE-PROAS V2002, pois o tempo entre os dois cruzeiros não ultrapassou dois anos.

A.2 Tratamento dos Dados Hidrográficos

Os arquivos de saída do BCTD-BP-BIO da FSI são:

- Aquivos .edt ou .raw - são arquivos binários que contém os dados das perfilagens pelo CTD. São arquivos de dados gerados pelo *software* de aquisição da FSI.

- Arquivos .c00 - são os arquivos que contém as informações sobre a configuração do instrumento, gerados simultaneamente às perfilagens pelo instrumento. São

utilizados conjuntamente com os arquivos .edt no *software* de pós-processamento dos dados da FSI.

- Arquivos .hdr - são os arquivos que contém as informações introduzidas pelo operador do CTD no momento da perfilagem.

- Arquivos .btl - são os arquivos que contém as informações do disparo das garrafas de Niskin, sempre realizadas na subida do aparelho (*upcast*) no Projeto DEPROAS.

- Arquivos .txt - são arquivos ASCII gerados com a saída do *software* de pós-processamento da FSI. São, portanto, arquivos secundários, obtidos após o fim da perfilagem, e que contém correções da diferença em resposta dos sensores de temperatura e condutividade, da conversão de T90 (utilizada no sensor de temperatura) para T68 requerida para conversão da condutividade para salinidade prática (visto que o padrão na ocasião de sua formulação, em 1978, era o T68), e de remoção de picos (*spikes*) pelo método das primeiras diferenças.

A análise das perfilagens hidrográficas foram apenas realizadas nos arquivos de descida do aparelho CTD. As razões são: (a) por se considerar que o processo de turbulência gerado pela subida do aparelho introduz mais turbulência que a descida e perturba a estratificação original; (b) pelo fato dos disparos das garrafas de Niskin, cujo conteúdo foi destinado à análise química de sais nutrientes e produção primária, causarem variações frequentes nos tempos de subida do aparelho além de turbulência adicional e (c) no caso de estações profundas, a deriva do navio pode ser maior e

introduzir erro em relação à posição inicialmente planejada para a estação. Portanto, foram gerados arquivos .txt apenas das perfilagens de descida do CTD.

A.3 Alisamento dos Dados Hidrográficos

São três os procedimentos de alisamento dos dados hidrográficos aplicados às perfilagens de CTD. O objetivo deste procedimento é a obtenção de perfis suaves e fornecidos em intervalos regulares de pressão (ou profundidade). Entende-se por "suave", em nossa presente análise, aquele perfil cuja variação vertical de temperatura e salinidade é aproximadamente contínua, e também caracterizada por variação vertical de densidade potencial gravitacionalmente estável.

Os três procedimentos são respectivamente:

- Remoção de picos (*spikes*) - realizada pelo *software* de pós-processamento fornecido pela própria FSI. O fabricante do CTD, denominou este tratamento de "primeiras diferenças". O processo é relativamente grosseiro, removendo os maiores ruídos dos perfis hidrográficos. Os picos são removidos, em comparação a faixas pré-estabelecidas de valores aceitáveis para temperatura e condutividade/salinidade, para (a) o perfil como um todo e (para b) intervalos de 30 m de profundidade. Os arquivos .txt já apresentam esta primeira filtragem.

- Média em caixas (*bin averaging*) - realizada já nos arquivos .txt. Consiste no processo de promediação de todos os dados hidrográficos obtidos dentro de um pré-determinado intervalo de profundidade. No caso do Projeto DEPROAS, a frequência de amostagem pelo CTD adotada foi de 2Hz. Tentamos seguir a velocidade de descida/subida recomendada pelo fabricante do CTD de aproxima-

damente de 1,0 ms^{-1} em estações profundas. Em estações rasas, as velocidades foram significativamente mais baixas para evitar o choque do aparelho com o fundo. Como estabelecemos o intervalo de pressão em 1dbar para o processo de "binagem", há, no mínimo, dois valores por caixa de profundidade. Ao fim do processo, o perfil está alisado e os valores de salinidade (S) e temperatura (T) estão equi-espaçados verticalmente.

- Alisamento por Janela Móvel - A última etapa do processo de alisamento é a aplicação de uma janela móvel para uma suavização maior do perfil vertical da propriedade hidrográfica, visando essencialmente a continuidade da quantidade e, de acordo com o interesse da análise, de sua primeira derivada vertical. Para a presente investigação aplicou-se uma janela móvel tipo *Hanning* nos perfis de T e S. Este tipo de janela é da categoria de privilégio da medida central, no qual o peso atribuído à observação na profundidade de interesse é maior que àquelas aplicadas nas observações em profundidades circunvizinhas. No caso da janela tipo *Hanning*, esta variação é dada por uma função suave que se assemelha a uma distribuição gaussiana. A largura da janela, a qual pode ser definida considerando o número de pontos ou intervalo de profundidade, deve ser variada em função da profundidade local de maneira a suavizar, mas não alterar, os gradientes verticais básicos do perfil.

A.4 Correções de Erros de Tendência

Como discutido anteriormente foi feita uma aferição do sensor de temperatura, que se mostrou com resultados satisfatórios. Devido a problemas no salinômetro do Centro de Calibração do IOUSP, para o cruzeiro específico DEPROAS V2002 a

aferição do sensor de condutividade não foi possível. Esse problema foi resolvido para os cruzeiros subsequentes.

Uma avaliação dos erros de tendência do sensor de condutividade é possível através da teoria de análise de massas de água, e assumindo-se que o sensor de temperatura está aferido (tal como é nosso caso). Seguindo o método sugerido por *Miranda* (1988), plotamos o diagrama T-S espalhado das estações e comparamos com curvas médias climatológicas das massas de água para a região. Derivas sistemáticas do sensor de condutividade foram diagnosticadas pelo espalhamento das curvas T-S em regiões abaixo da camada de mistura.

A comparação com as curvas climatológicas de *Levitus et al.* (1998) e, em particular, com a climatologia realizada por *Miranda* (1985) exatamente para a região de interesse do DEPROAS, entre a Ilha de São Sebastião (SP) e o Cabo de São Tomé (RJ), foi conduzida. Como no primeiro cruzeiro, o DEPROAS V2001, um desvio constante ("*offset*") com a profundidade ao redor de 0,28 foi observado. Assim, todos os valores de salinidade constantes dos arquivos processados foram corrigidos pela subtração do valor de 0,37.

No DEPROAS V2002, o sensor de condutividade derivou retrogradamente em relação ao erro sistemático de 0,37. O erro de tendência médio foi cerca de 0,03 durante a campanha oceanográfica. A avaliação do erro e sua correção foram conduzidas utilizando-se da diferença entre os valores característicos de salinidade da ACAS (em função da temperatura) entre as duas estações mais oceânicas de radiais adjacentes. Este procedimento de correção é ligeiramente diferente do aplicado ao V2001 por se tratar de uma região extensa, onde variações T-S, ainda que pequenas, são esperadas mesmo para massas de água intermediárias e profundas. Aplicamos o erro de tendência de cada radial individualmente para as estações costeiras, baseado no fato de que a precisão do método da medição da salinidade prática é da ordem do erro

de tendência diagnosticado para águas de plataforma (*Miranda*, 1988).

A Figura 2.16 exibe o diagrama T-S espalhado do Cruzeiro DEPROAS V2002 após a subtração do "*offset*" de 0,37 detectados nos cruzeiros anteriores e os erros de tendência verificados a partir da primeira estação profunda. Devemos mencionar que é indiferente a ordem de aplicação das correções aos erros de tendência relativamente ao processo de alisamento dos dados, visto que tanto a média em caixa quanto a aplicação de janela móvel são métodos de filtragem lineares.

A.5 Gradeamento dos Campos Hidrográficos

O cruzeiro DEPROA V2001 tive como produtos séries temporais (quase-sinóticas) de uma mesma radial hidrográfica, a Radial de Cabo Frio. A apresentação dos dados hidrográficos foi então efetuada através de seções verticais tal como as figuras apresentadas no Capítulo 2. Estas seções, repetidas aproximadamente diariamente, podem ser interpretadas como uma imagem instantânea da estrutura vertical dos campos termohalinos. Assim, a interpolação conduzida teve intento meramente gráfico. O método utilizado para a plotagem é aquele devido a *Akima* (1978) é baseado no fato de que as propriedades mapeadas serão contínuas e deriváveis até terceira ordem .

O cruzeiro DEPROAS V2002 consistiu de uma malha hidrográfica de 76 estações e realizada num período de 22 dias. A interpolação para uma grade regular, passível de ser usada para cálculos dinâmicos posteriores, deve considerar que estamos representando processos que, sobre a plataforma continental, têm escala bem mais curta que o tempo percorrido entre a realização da primeira e última estações oceanográficas. Embora seja impossível a remoção completa do "*alias*" espacial da

propriedade mapeada, a escolha do esquema de interpolação deve envolver algum tipo de filtragem espacial. Uma grade curvilínea regular foi desenhada, de modo a aproximadamente dobrar a resolução da malha hidrográfica original. A distância entre cada ponto de grade, por exemplo no cruzeiro DEPROAS V2002, foi cerca de 16,9 km (9,1 mn) na direção "*cross-shore*" e 18,1 km (9,8 mn) na direção "*along-shore*". A seleção de escalas de comprimento foi possível ante a adoção de um esquema interpolador ótimo como a Análise Objetiva (AO). No Apêndice B, é apresentado a formulação da AO com mais detalhes.

Apêndice B

Análise Objetiva de Múltiplas Escalas

Análise Objetiva (AO) em Oceanografia Física é um esquema estatístico que possibilita a transformação das informações distribuídas aleatoriamente em um conjunto de dados regularmente espaçados em pontos de grade. Este esquema, também chamado de interpolação ótima, garante a otimização do erro de interpolação, minimizando a variância do erro entre o valor estimado (interpolado) e o valor medido.

O referido processo iniciou-se no campo da Meteorologia para produção de cartas sinóticas (*Gandin*, 1965). Em Oceanografia, o primeiro a descrever o método foi *Bretherton et al.* (1976). Entre outros trabalhos importantes, vale citar *Carter & Robinson* (1987).

A Análise Objetiva de Múltiplas Escalas (AOME), baseada no trabalho de *Carter & Robinson* (1987), é um esquema robusto de AO tradicional e amplamente utilizado na elaboração de campos iniciais de modelos numéricos e climatologias. Tal técnica é uma sofisticação do esquema de AO, que permite, além da interpolação de dados oceanográficos em quatro dimensões (x,y,z,t), a fusão de dois conjuntos de dados de diferentes espaçamentos ou escalas. Isto é, permite interpolar um conjunto de

dados sinóticos com uma climatologia e respeitando individualmente cada escala envolvida.

B.1 O Interpolador Ótimo

O interpolador ótimo se caracteriza por não ser tendencioso (o valor médio estimado é similar ao valor medido nas observações) e minimizar a variância. As duas suposições fundamentais na interpolação ótima são:

- O campo de dados a interpolar é estacionário e
- O campo de dados é homogêneo.

O interpolador ótimo utiliza o método do Mapeamento *Gauss-Markov*, onde o erro associado a uma medida (estação oceanográfica) não pode estar correlacionado ao erro relativo a uma outra estação vizinha. Desta forma, temos que definir um estimador desses erros. O melhor estimador dos erros é uma função linear:

$$Y = ax + b + \epsilon; \tag{B.1}$$

onde ϵ é o erro do estimador e obedece às condições:

- ϵ é independente da variável x;
- ϵ tem média zero;

Os erros associados em dois pontos quaisquer são independentes, isto é, a covariância entre os erros é zero:

$$C[\epsilon_j, \epsilon_k] = 0, j \neq 0; \tag{B.2}$$

e ϵ tem variância finita, $\sigma\, \epsilon^2 \neq 0$.

Os coeficientes a e b são determinados pela análise dos mínimos quadrados, entretanto, utilizando uma função peso. A função peso é dependente da amostragem (espaço e tempo). Uma vez aplicado o teorema de *Gauss-Markov*, é esta função resultado do produto entre as matrizes de covariância obtidas, entre os pontos de grade e as observações. Geralmente escolhemos uma forma analítica para a função de correlação como, por exemplo, a gaussiana. Esta função de correlação necessita de definição de parâmetros, como a distância e a variância do erro amostral [ϵ], que definiremos a seguir.

B.2 Formulação da Análise Objetiva

A estimativa da grandeza é uma combinação linear dos dados observados:

$$\Theta_r = \sum_r A_r \Phi_r; \tag{B.3}$$

onde Θ_r é o valor estimado, Φ_r, o valor medido (verdadeiro) e A_r é a função peso.

Assumindo, então, que os campos são estacionários e homogêneos consideramos que, a princípio, a quantidade observada Θ_r consiste do valor verdadeiro Φ_r mais um erro aleatório ϵ_r, logo:

$$\Phi_r = \Theta_r \epsilon_r; \tag{B.4}$$

$$E[\epsilon_r \epsilon_s] = \epsilon^2 \delta_{rs} \tag{B.5}$$

onde o delta de Kronecker é definido por:

$$\delta = \begin{cases} 1, & r = s \\ 0, & r \neq 0 \end{cases}$$

Assim, o estimador ótimo é dado por:

$$\Theta_x = \sum_{r=1}^{n} B_{xr} \left[\sum_{r=1}^{n} A_{xr}^{-1} \Phi_s \right]; \tag{B.6}$$

a matriz de autocorrelação entre as observações, é dada por

$$A_{rs} = E\left[\Phi_r \Phi_s\right], \tag{B.7}$$

onde,

$$A_{rs} = C_{rs} + \epsilon^2 \delta_{rs}; \tag{B.8}$$

a matriz de correlação cruzada entre as observações e os dados nos pontos de grade definida por

$$B_{rs} = E\left[\Phi_x \Phi_r\right]. \tag{B.9}$$

E o erro de interpolação ϵ_x é dado por

$$\epsilon_x = B_{xx} - \sum_{r,s=1}^{n} B_{xr} A_{rs}^{-1} B_{xz} \tag{B.10}$$

onde, ϵ_x é o valor esperado do erro de variância entre o valor estimado e o observado; B_{xx} é a função de autocorrelação entre os pontos de grade e o efeito do erro amostral está embutido no parâmetro A_{rs}.

Esta expressão representa o erro médio pontual, em função da vizinhança ou a variância do erro de interpolação. Para obter o valor em percentagem basta extrairmos a raiz quadrada do erro de interpolação.

Em resumo:

A análise objetiva é um estimador não tendencioso, linear e de mínima variância. Isto é, a estimativa de uma grandeza é a combinação linear das observações. Esta formulação é a base dos equemas de AO. No Apêndice A, os dados do cruzeiro DEPROAS V2002 foram interpolados por um esquema de AO que utiliza essas formulações.

A função de auto-correlação que adotamos nesta etapa de trabalho apresenta uma forma gaussiana e isotrópica (ou seja, com isotropia de feições na direção "*cross-shore*" e "*along-shore*") dada por:

$$C(r) = (1 - \varepsilon^2) exp(-r^2/L^2), \tag{B.11}$$

onde, r é a distância radial entre as observações, ε^2 é a variância do erro amostral aleatóreo e L é o comprimento de correlação. Enquanto ε é tipicamente 0,05-0,1 (ou, percentualmente, 5-10%) a escolha ou determinação empírica do parâmetro L é responsável pelo selecionamento dos comprimentos de onda das estruturas. Logo, quanto maior L maior a filtragem espacial. Os erros associados à interpolação decrescem, mas também a resolução das estruturas mapeadas em virtude da remoção de feições de menor escala. Trabalhamos assim, em otimizar o mapeamento considerando o binômio confiabilidade-resolução das feições mapeadas. No caso da malha hidrográfica do DEPROAS V2002, os parâmetros foram estimados em $\varepsilon = 0,085 e L = 0,9^o$.

Uma vantagem adicional dos esquemas de interpolação ótima é prover mapas de erros de interpolação, que se traduzem numa efeciente ferramenta para avaliação da confiabilidade dos mapas gerados. Este erro é na realidade a "raiz do erro médio quadrático normalizado (ou percentual)" -REMQ. Tal erro pode ser interpretado como a diferença percentual entre o valor da quantidade de interesse, obtido pelo esquema de interpolação e a variância real (e desconhecida) desta quantidade para cada ponto da grade regular. Portanto tais erros são funções da distribuição das estações relativamente à grade regular e do erro amostral considerado. No caso a malha estabelecida no DEPROAS V2002, os erros associados para os mapas apresentados na Seção 2 foram da ordem de 5 %.

B.3 Análise Objetiva de Múltiplas Escalas

O esquema AOME foi baseado no trabalho de *Carter & Robinson* (1987) e desenvolvido para elaboração de climatologias, campos iniciais e forçantes de modelos numéricos com assimilação de observações. O programa de AOME é escrito em Fortran 77 e utiliza entrada e saída em *netcdf*.

O referido sistema robusto e eficiente em termos de ganho computacional, pois utiliza um método no qual limita os números de pontos de influência localmente. Isto é prático para conseguir inverter grandes matrizes em partes menores.

Entendemos aqui que "múltiplas escalas" neste esquema tem dois significados. O primeiro é que podemos calcular propriedades em 4-D, isto é, nas dimensões x, y, z e t. O segundo é que podemos fundir em um só campo 4-D dados de entrada de diferentes espaçamentos (escalas). Quer dizer, podemos, por exemplo, unir dados sinóticos, separados por dezenas de quilômetros, e dados climatológicos que são geralmente fornecidos com separação da ordem de centenas de quilômetros. Adicionalmente, os dados climatológicos são frutos de análises prévias e apresentam gradientes suaves associados à grande escala em oceanografia. Neste tabalho utilizaremos somente as escalas espaciais, não faremos análises com escala temporal, por esse motivo qualquer indicação de escala temporal foi suprimido das equações.

B.4 A Função de Correlação da AOME

O método da AOME obedece ao esquema de análise objetiva acima descrito e usa a função de correlação do tipo:

$$C(x_j, y_j, x_i, y_i) = (1 - a^2)e^{(b^2)}; \tag{B.12}$$

onde,

$$a^2 = \frac{R_x^2}{X_{zero}^2} + \frac{R_y^2}{Y_{zero}^2}; \tag{B.13}$$

$$b^2 = -0,5\left(\frac{R_x^2}{X_{decai}^2} + \frac{R_y^2}{Y_{decai}^2}\right); \tag{B.14}$$

$$R_x = x_p cos(\Phi) + y_p sen(\Phi) + \delta tu_{phase}; \tag{B.15}$$

$$R_y = y_p cos(\Phi) + x_p sen(\Phi) + \delta tv_{phase}; \tag{B.16}$$

$$\Phi = lc_{rot} - grid_{rot}; \tag{B.17}$$

$$x_p = x_j - x_i. \tag{B.18}$$

Os parâmetros a e b são determinados através dos comprimentos de correlação (X_{decai} e Y_{decai}) e os parâmetros de cruzamento do zero (X_{zero} e Y_{zero}), que dá uma forma ondulatória a função de correlação.

Os parâmetros R_x e R_y são funções do ângulo de rotação da grade ($grid_{rot}$) em conjunto com a orientação dos comprimentos de correlação (lc_{rot}), das posições dos pontos de grade x_p e y_p e do comprimento de correlação de velocidade de fase (u_{phase} e v_{phase}).

No presente trabalho foi utilizada rotina descrita para fundir os campos climatológicos com os MFs. Os MFs têm espaçamento horizontal da ordem de poucos

km: 4 km para o MF do vórtice, 10 km para o MF da CB e 3 km para o MF da FRC. Por outro lado a climatologia tem espaçamento da ordem de 1^o (110 km). Estas duas escalas distintas se tratadas com um único comprimento de correlação ou suaviza todo o campo (comprimento de correlação climatológico) ou cria "bolhas" em locais onde o espaçamento é maior que o comprimento de correlação (uso do comprimento de correlação em escala sinótica). A Figura B.1 apresenta as localizações dos MFs e da climatologia, dando a idéia da diferença de escala. A Tabela B1 apresenta os valores dos parâmetros mais importantes utilizados para a elaboração dos MRFOs.

A AOME utiliza a mesma função de correlação Equação B.12 para as duas escalas. Essas função são calculadas sepadadamentes para cada parâmetors das distintas escalas e posteriormente as funções de correlações são somadas. Esta á forma que a AOME ajusta os dois campos de escalas diferentes em uma só escala.

$$C(x_j, y_j, x_i, y_i) = C_{climatol} + C_{sinotic}; \tag{B.19}$$

onde, $C_{climatol}$ é a função de correlação com os parâmetors de escala climatológica e $C_{sinotic}$ a função de correlação com os parâmetors de escala sinótica

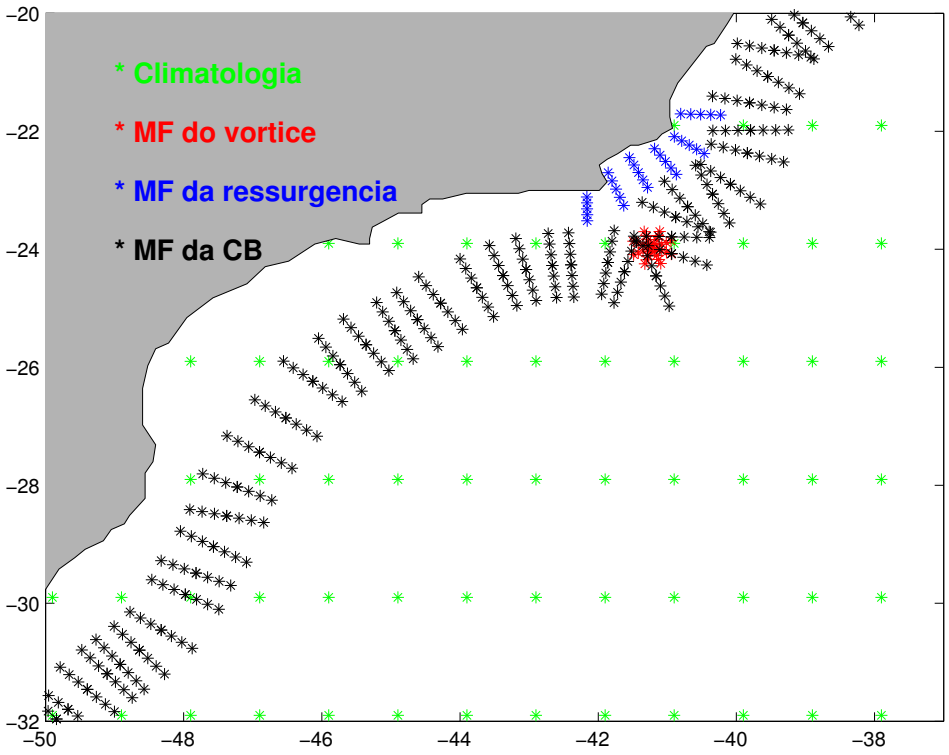

Figura B.1: Distribuição das localizações dos MFs e da climatologia

Tabela B.1: Parâmetros da AOME para a elaboração dos MRFOs

número de pontos de influência	**100**
nível de referência para o cálculo geostrófico	**450 m**
número de níveis de saída	**33**
comprimento de correlação sinótico em x	**50 km**
comprimento de correlação sinótico em y	**50 km**
comprimento de correlação climatológico em x	**300 km**
comprimento de correlação climatológico em x	**300 km**
erro variacional sinótico	**0,05**
erro variacional climatológico	**0,05**

Apêndice C

Elenco de Experimentos POM3D

Tabela C.1: Lista completa dos experimentos do POM3D: condições iniciais e forçantes.

POM3D-1	**CB sem meandramentos, seguindo a isóbata de 500m, sem a tensão de cisalhamento do vento.**
POM3D-2	**CB sem meandramentos, seguindo a isóbata de 500m, FRC e tensão de cisalhamento do vento.**
POMD-3	**CB-vórtice-ressurgência imposto no campo inicial, sem a tensão de cisalhamento do vento.**
POMD-4	**CB sem meandramentos, seguindo a isóbata de 500m, FRC e sem a tensão de cisalhamento do vento.**
POMD-5	**CB sem meandramentos, seguindo a isóbata de 500m, com a tensão de cisalhamento do vento.**
POMD-6	**CB-vórtice-ressurgência imposto no campo inicial, FRC e sem a tensão de cisalhamento do vento.**
POMD-7	**CB-vórtice-ressurgência imposto no campo inicial, FRC e tensão de cisalhamento do vento.**

Bibliografia

Amor, C. C., 2004. Intrusões da água Central do Atlântico Sul sobre a Plataforma Continental situada entre a Ilha de São Sebastião (SP) e o Cabo de São Tomé (RJ). Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, p. 254.

Asselin, R., 1972. Frequency lter for time-integrations. *Mon. Wea. Rev.*, 100, 487-490.

Atkinson, L. P., T. N. Lee, J. O. Blanton, & G.A. Paffenhofer, 1987. Summer Gulf Stream intrusions into southeastern U.S. shelf waters: hydrographic observations. *Progress Oceanog.*, 19: 231-266.

Blumberg, A. F. & G. L. Mellor, 1983. Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight. *J. Geophys. Res.*, 88, 4579-4592, 1983.

Blumberg, A. F. & L. H. Kantha, 1985. Open boundary Condition for Circulation Models. *J. of Hydraulic Eng.*, 111, no.2.

Boebel, O.,C. Schmid & W. Zenk, 1987. Flow and Recirculation os Antartic Intermediate Water across teh Rio Grande Rise. *J. Geophys. Res.*, 102(C9):20967-20986.

Boebel, O., R. E. Davis, M. Ollitraut, R.G. Peterson, P.L. Richard, C. Schmid & W. Zenk, 1999. The Intermediate Depth Circulation of the Western South Atlantic, *Geophys. Res. Let.*,26(21), 3329-3332.

Bouruet-Aubertot, P. *&* P. F. Linden, 2002. The influence of the coast on the dynamics of upwelling fronts Part I. Laboratory experiments. *Dyn. Atmos. Oceans.* Vol.36 1-3, pp.153-173.

Bouruet-Aubertot, P. *&* V. Echevin, 2002. The influence of the coast on the dynamics of upwelling fronts Part II. Numerical simulations. *Dyn. Atmos. Oceans.* Vol.36 1-3, pp.175-200.

Bretherton, F. P., Davis, R. E., *&* Fandry, C. B., 1976. A technique for objective analysis and design of oceanographic experiment applied to MODE-73. *Deep-Sea Research*, 23:559-582.

Calado, L., A. Gangopadhyay, and I. C. A. da Silveira 2006, A parametric model for the Brazil Current meanders and eddies off southeastern Brazil, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L12602, doi:10.1029/2006GL026092.

Campos, E. J. D., J. E. Gonçalves *&* Y. Ikeda, 1995. Water Mass Structure and Geostrophic Circulation in the South Brazil Bight – Summer of 1991. *J. Geophys. Res.*, 100(C9), 18537-18550.

Campos, E. J. D., Y. Ikeda, B. M. Castro, S. A. Gaeta, J. A. Lorenzetti, *&* M. R. Stevenson, 1996. Experiment studies circulation in western South Atlantic, *EOS*, 77(27), 253,259.

Campos, E. D. J., D. Velhote *&* I. C. A. da Silveira, 2000. Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. *Geophys. R. Letters*, 27, no.6, 751-754.

Carter, E. F. *&* A. R. Robinson, 1987. Analysis Models for the estimation of oceanic fields. *Journal of Atmospheric and Oceanographic Technology*, V. 11(1), 49-74.

Castro, B. M., 1996. Correntes e Massas de água da Plataforma Continental Norte de São Paulo. Tese de Livre Docência, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, Sào Paulo, SP, 194 p.

Castro, B. M. *&* L. B. Miranda, 1998. Physical Oceanography of the western continental shelf located between 4°N and 34°S. The Sea, 11, 209-251.

Chapman, D. C. 1985, Numerical Treatment of Cross-Shelf Open Boundaries in a Barotropic Coastal Ocean Model. J. Phys. Oceanogr., 15, 1060-1075.

Cirano, M. 1995, Utilização de Modelo Numérico no Estudo Diagnóstico da Circulação Oceânica na Bacia de Santos. Dissertação de Mestrado, IOUSP, 116 pp.

Cronin, M *&* D. R. Watts, 1996. Eddy mean flow interatiction in Gulf Stream at 68^o W. Part I: Eddy energetic. *Journal of Physical Oceanography*, 207-231.

Evans, D. L. *&* S. R. Signorini, 1985. Vertical structure of the Brazil Current. *Nature*, 315, 48-50.

Fernandes, A. M., 2001. Dinâmica baroclínica da Corrente do Brasil na Região Sudeste. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográco. Universidade de São Paulo, SP, 108 pp.

Fernandes, F. A. P., 2005. Modelos Teóricos Paramétricos do Sistema Corrente do Brasil Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográco. Universidade de São Paulo, SP, 71 pp.

Fetter Filho, A. F. 1999, 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.

Gaeta, S. A., J. A. Lorenzzetti, L. B. Miranda, C. E. S. Araujo, S. M. M. S. Ribeiro, M. Pompeu, 1999. The Vitória Eddy and its Relation to the Phytoplankton Biomass and Primary Productivity during the Austral Fall of 1995. Archive of Fishery and Marine Research, v. 47, n. 2, p. 253-270, 1999.

Gandin, L. S., 1969. Objective Analysis of Meteorological Fields. Israel Program for Scientific Translation, Jerusalem. p 242.

Gangopadhyay A., A. R. Robinson & H. G. Arango, 1997. Circulation and dynamics of the west ern north Atlantic. I. Multiscale feature models. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, 14(6), 1314-1332.

Gangopadhyay, A., and A.R. Robinson, 1997. Circulation and Dynamics of the Western North Atlantic, III: Forecasting the Meanders and Rings. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technolgy*, 14(6), 1352 - 1365.

Gangopadhyay A. & A. R. Robinson, 2002. Feature-oriented regional modeling of oceanic fronts. *Dynam. of Atms. and Oceans*, 36, 201-232.

Garfield III, N., 1990. The Brazil Current at Subtropical Latitudes. Ph.D. dissertation, University of Rhode Island, 121 pp.

Godoi, S. S., 2005. Dinâmica Quase-Geostrófica do Sistema Corrente do Brasil no Embaiamento de São Paulo (23,5-27S). Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, p. 133.

Hamilton P., 1987. Summer upwelling on the Southeastern Continental Shelf of U.S.A. during 1981 - The structure of sheld and Gulf Stream motions in the Georgia Bight. *Prog. Oceanogr.*, 19, 329-351.

Ikeda, Y., L. B. Miranda & N. J. Rock, 1974. observations on stages of upwelling in the region of Cabo Frio (Brazil) as conducted by continuous surface temperature and salinity measurements. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, São Paulo, 23, 33-46.

James, C., M. Wimbush & H. Ichikawa, 1999. Kuroshio Meanders in the East China Sea,*J. Phys. Oceanogr.*, 29, 259-272.

Johns, W. E. 1988, One-dimensional baroclinically unstable waves on the Gulf Stram potential vorticity gradient near Cape Hatteras, Dyn. Atm. and, Oc., 11, 323-350.

Kampel, M., 2003. Estimativa da produção primária e biomassa fitoplanctônica através de sensoriamento remoto da cor do oceano e dados *in situ* na costa sudeste brasileira, Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, 286 pp.

Kowalik, Z. & T. S. Murty, 1993. Numerical Modeling of Ocean Dynamics, Word Scentific, 449 pp.

Kundu, P. K., 1990. Fluid Mechanics. Academic Press, 638 p.

Lee, T. N. & L. P. Atkinson, 1983. Low frequency current and temperature variability from Gulf Stream frontal eddies and atmospheric forcing along the southeast U.S. outer continental shelf. *J. Geophys. Res.*, 88, 4541-4567.

Lee, T. N. & L. J. Pietrafesa, 1987. Summer upwelling on the southeastern continental shelf of the U.S.A. during 1981-Circulation-. *Prog. Oceanogr.*, 19, 267-312.

Lentini, C. A. D. ; Olson, D. B. ; Podesta, G. P. 2002 Statistics of Brazil Current Rings observed from AVHRR: 1993 to 1998. Geophysical Research Letters, Estados Unidos, v. 29, n. 16, p. 58-1-58-4.

Levitus, S. & T. P. Boyer, 1994. World Ocean Atlas 1994, Technical Report Vol. 4, National Oceanographic Data Center, Ocean Climate Laboratory, 117 pp.

Lima, J. A. M., 1997. Oceanic Circulation on the Brazilian Shelf Break and Slope at 22°S, Ph.D. Thesis, University of New South Wales, 164 pp, 1997.

Lorenzzetti, J. A., J. D. Wang & T. N. Lee, 1987. Summer Upwelling On The Southeastern Continental Shelf Of The Usa During 1981. Circulation Modelling.. Progress in oceanography, Great Britain, v. 19, p. 313-327.

Lozano, C.J., A. Robinson, H.G. Arango, A. Gangopadhyay, Q. Sloan, P.J. Haley, L. Anderson, & W. Leslie (1996), An interdisciplinary Ocean Prediction System: Assimilation Strategies and Structured Data Models, In: Modern Approaches to Data Assimilation in Ocean Modeling, (Ed. P. Malanotte-Rizzoli), Elsevier Sciences.

Magliocca, A., L. B. Miranda *&* S. R. Signorini, 1979. Physical and chemical aspects of transients stages of the upwelling at southwest of Cabo Frio (23°S-42°W). *Boletim do Instituto Oceanográfico*, São Paulo, SP, 28(2), 37-46.

Mascarenhas, A. S.,Jr., L. B. Miranda *&* N.J. Rock (1971). 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.

Mascarenhas, A. S. Jr., L. B. Miranda *&* N. J. Rock, 1971. A Study of the oceanographic conditions in the region of Cabo Frio. Fertility of the Sea. J. D. Costlow, ed., Vol. 1. Gordon and Breach, New York, 285-308.

Mattos, R. A., 2003. Avaliação da geostroa do Sistema Corrente do Brasil ao largo de Cabo Frio (23S). Trabalho de Graduação do Curso de Bacharelado em Física, com Habilita ção em Oceanograa Física. Instituto de Física. Universidade de São Paulo.São Paulo. 53p, 2003.

Mellor, G. L. *&* T. Yamada 1974, A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, J. Atmos. Sci., 31, 1791-1806.

Mellor, G. L. and X. H. Wang, 1996. Pressure compensation and the bottom boundary layer. J. Phys. Oceanogr., 26(10), 2214-2222, 1996

Mellor, G. L, 1998. A three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model, Program in Atmosferic and Oceanic Sciences Pinceton University, 41pp.

Miller, J. L. *&* T. N. Lee, 1995. Gulf Stream meanders in the South Atlantic Bight, Part I: Scaling and Energetics. *J. Geophys. Res.*, 100, 6687-6704.

Miller, J. L. *&* T. N. Lee, 1995. Gulf Stream meanders in the South Atlantic Bight, Part II: Momentum Balances. *J. Geophys. Res.*, 100, 6705-6723.

Miranda, L. B. de 1982. Análise de massas de água da paltaforma continental e da região oceânica adjacente: Cabo de São Tomé(RJ) à Ilha de São Sebastião (SP). Tese de Livre-Docência, *Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo*, 194p

Miranda, L. B. de 1985. 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.

Miranda, L.B. *&* B. M. Castro Filho, 1979. Condições do movimento geostrófico das águas adjacentes a Cabo Frio (RJ). *Bolm. Inst. Oceanogr.*, 28(2), 79-93.

Moller, O. O. ; Castaing, P. ; Salomon, J-C. ; Lazure, P. 2001. The influence of local and non local forcing effects on the subtidal circulation of Patos Lagoon. *Estuaries*, Estados Unidos, v. 24, n. 2, p. 275-289.

Moreira, J. R. G. B. 1997. Correntes na plataforma externa e talude ao largo de Santos: observações no verão 1993. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico, 214pp.

O'Connor, W. P., 1991. A user's manual for the Princeton Numerical Ocean Model, Institute for Naval Oceanography., 67pp.

Palma, E. D. *&* R.P. Matano 2000. On the implementation of open boundary conditions for a general circulation model: The three-dimensional case. J. Geophys. Res., 105, 8605-8627.

Pickard, G.L.*&* W. J. Emery, 1993. Descriptive Physical Oceanography, Pergamon Press, p. 313.

Piola, A. R. ; Campos, E. J. D. ; O, M. J. O. ; Charo, M. ; Martinez, C. 2000 The Subtropical Shelf Front Off Eastern South America. *Journal of Geophysical Research*, Washington, D.C., v. 105, n. C3, p. 6565-6578.

Rodrigues, R. R., and J. A. Lorenzzetti, 2001. A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling, *Cont. Shelf Res.*, 21, 371-394.

Reid, J. L. 1989. On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports, Prog. Oceanog., 23, 149-244.

Rezende, J. H. M., 2003. Intrusões da água central do Atlântico Sul na plataforma continental sudeste durante o verão. Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, p. 120.

Robinson, A.R., *&* A. Gangopadhyay, 1997. Circulation and Dynamics of the Western North Atlantic, II: Dynamics of Meanders and Rings. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14(6), 1333-1351.

Schmid, C.H., H. Schafer, G. Podesta *&* W. Zenk, 1995. The Vitória Eddy and its relation to the Brazil Current, *J. Phys. Oceanogr.* 25(11), 2532-2546.

Signorini, S. R., 1978. 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.

Silva *&* Rodrigues 1966

Signorini, S. R. 1974. Contribuição da circulação e do transporte de volume da Corrente do Brasil, entre o cabo de São Tomé e a Baía de Guanabra., Dissertação de Mestrado, IOUSP, 103 pp.

Signorini, S. R. 1978. 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.

Silveira, I. C. A. da, A. C. K. Schmidt, E. J. D. Campos, S. S. de Godoi *&* Y. Ikeda, 2000. A Corrente do Brasil ao largo da Costa Leste Brasileira, *Rev. bras oceanogr.*, 48(2):171-183 (C11).

Silveira, I. C. A., L. Calado and C. P. F. Francisco, 2003. Instabilidade Linear de Cisalhamento Vertical em Jatos Geofísicoscos Meridionais. *Rev. Bras. de GeofÃsica, 21 (2)*, 133-144.

Silveira, I.C.A., L. Calado B. M. Castro, M. Cirano, J. A. M. Lima and A. S. Mascarenhas, 2004. On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current System at 22° -23°S. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L14308 doi:10.1029/2004GL020036.

Stommel, H., 1965. The Gulf Stream, Univ. Calif. Press., 249pp.

Stramma, L. 1991., Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic, J. Mar. Res., 49, 281-294.

Stramma L. *&* E. MAtthew 1999. On the whater masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. J. Geophys. Res., 104, no.C9, 20863-20883.

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

Tomczak, M. *&* J.S. Godfrey (1994), Regional Oceanography: An introdution, Pergamon, 422pp.

Velhote, D., 1998. 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.

Xue, H *&* G.Mellor, 1993. Instability of the Gulf Stream Front in the South Atlantic Bight. *J. Phys. Oceanogr.*, 23,2326-2350.

Xue, H , Z. Pan *&* J. M. Bane, 2000. A 2D Coupled Atmosphere Ocean Model Study of Air-sea Interactions during a Cold Air Outbreak over the Gulf Stream. *Monthly Weather Review*, V. 128(4), p. 973-996.

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