

UM MODELO NUMÉRICO DA CIRCULAÇÃO OCEÂNICA PARA AS BACIAS  
LESTE E SUDESTE DO BRASIL

Maurício da Rocha Fragoso

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS  
PROGRAMAS DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE  
FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS  
NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS EM  
ENGENHARIA CIVIL.

Aprovada por:

---

Prof. Luiz Landau, D.Sc.

---

Prof. Álvaro Luiz Gayoso de Azeredo Coutinho, D.Sc.

---

Prof. Gutemberg Borges França, Ph.D.

---

Prof. José Luis Drummond Alves, D.Sc.

---

Dr. José Antônio Moreira Lima, Ph.D.

---

Prof. Luiz Bruner de Miranda, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL

DEZEMBRO DE 2004

FRAGOSO, MAURÍCIO DA ROCHA

Um Modelo Numérico da Circulação  
Oceânica para as Bacias Leste e Sudeste do  
Brasil [Rio de Janeiro] 2004

XVIII, 173p. 27,9 cm (COPPE/UFRJ,  
D.Sc., Engenharia Civil, 2004)

Tese – Universidade Federal do Rio de  
Janeiro, COPPE.

1. Previsão Oceânica

2. Modelagem Hidrodinâmica

I. COPPE/UFRJ

II. Título (série)

*“Debaixo d’água tudo era  
mais bonito  
mais azul  
mais colorido  
só faltava respirar,  
tinha que respirar  
todo dia”*

Da canção “Debaixo D’água”  
Arnaldo Antunes

Aos que buscam o mar,  
Aos que o mar inspira,  
Aos que respiram o mar.

## AGRADECIMENTOS

À Agência Nacional de Petróleo (ANP) que, através do Programa de Formação de Recursos Humanos (PRH02), financiou esse projeto.

Ao Landau, por me conceder essa oportunidade e pela confiança e incentivo sempre presentes, fundamentais para que pudesse desenvolver esse trabalho.

Ao Audalio por trilhar junto comigo esse longo caminho.

Ao todo pessoal do LAMCE, em especial à Mônica Caruso Stoque pela paciência e eterna disposição em ajudar.

Ao Gutemberg e todo pessoal do CeMOM pela oportunidade de desenvolver um trabalho importante para minha formação.

Um agradecimento especial aos meus amigos Chico e Leo por todo o apoio e amizade, fundamentais para seguir em frente.

Ao Márcio Vianna e à Viviane Menezes, pela disposição em ajudar.

À minha família, Celina, Carlos Alberto, Rick, Analu, Adriana, Murta, Sandra, Pedro, Renato, Juju, André, ? e Magdalena, meus pais, irmãos, cunhados, sogros, sobrinhos e avó. Onde busco minhas referências, apoio, carinho, amizade, diversão ....

À Silvia, pelo roteiro, direção e montagem da nossa estória, tão importante para mim.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

## UM MODELO NUMÉRICO DA CIRCULAÇÃO OCEÂNICA PARA AS BACIAS LESTE E SUDESTE DO BRASIL

Maurício da Rocha Fragoso

Dezembro/2004

Orientador: Luiz Landau.

Programa: Engenharia Civil

Esse trabalho apresenta um Modelo Numérico da Circulação Oceânica capaz de realizar prognósticos e previsões de curto prazo das (pouco dias), em regime operacional, para as Bacias Leste e Sudeste do Brasil. O modelo hidrodinâmico utilizado é o *Princeton Ocean Model* (POM) e as condições iniciais e de contorno laterais são obtidas através de dados provenientes do modelo global *Modular Ocean Model* (MOM). O sistema de modelagem possui um esquema simples de assimilação de dados de velocidade lagrangeana fornecidas por bóias de deriva.

Resultados de velocidade, transporte de volume e estruturas termohalinas são comparados com dados observacionais obtidos em diversos locais e de variadas maneiras. As comparações mostram resultados compatíveis, indicando que o modelo é capaz de reproduzir de maneira eficiente a circulação oceânica local.

São apresentados resultados que mostram a presença de vórtices ciclônicos e anticiclônicos, tanto transientes, quanto de longa duração, enfatizando a importância dessas estruturas na dinâmica oceânica da região.

Abstract of the Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

## OCEAN CIRCULATION FORECASTING SYSTEM FOR EASTERN AND SOUTHEASTERN BRAZILIAN BIGHTS

Maurício da Rocha Fragoso

December/2004

Advisor: Luiz Landau.

Department: Civil Engineering

Herein is presented an Ocean Numerical Model able to provide nowcasts and short term forecasts for the Eastern and Southeastern Brazilian Bights. The hydrodynamic model used is the Princeton Ocean Model (POM) and the initial and lateral boundary conditions are obtained with data provided by the Modular Ocean Model. The modeling system presents a simple data assimilation scheme for lagrangean velocity provided by drifters.

Velocity, volume transport and termohaline field results are compared with observational data obtained with different methodologies. Such comparisons showed good compatibility, which indicates that the modeling system is able to reproduce efficiently the local ocean circulation.

Results of several eddies, both with short and long duration are shown, emphasizing the importance of such structures on the local ocean dynamics.

## ÍNDICE

|                                                                  |       |
|------------------------------------------------------------------|-------|
| AGRADECIMENTOS                                                   | V     |
| RESUMO                                                           | VI    |
| ABSTRACT                                                         | VII   |
| LISTA DE FIGURAS                                                 | X     |
| LISTA DE TABELAS                                                 | XVIII |
| I. Introdução                                                    | 1     |
| II. Objetivos                                                    | 7     |
| II.1. Objetivo Geral                                             | 7     |
| II.2. Objetivos Específicos                                      | 7     |
| III. Oceanografia Operacional                                    | 8     |
| III.1. Modelos Numéricos de Circulação Oceânica                  | 10    |
| III.2. Assimilação de Dados                                      | 15    |
| III.3. Sistemas de Observação Oceânicos                          | 23    |
| III.3.1. Programas Internacionais de Observação dos Oceanos      | 23    |
| III.3.2. Tipos de Dados Medidos                                  | 27    |
| III.4. Sistemas de Previsão Oceânica                             | 28    |
| IV. Circulação Oceânica nas Bacias Leste e Sudeste do Brasil     | 32    |
| IV.1. Circulação Atmosférica                                     | 32    |
| IV.2. Feições Topográficas                                       | 36    |
| IV.3. Massas D'água                                              | 39    |
| IV.4. Circulação                                                 | 41    |
| IV.4.1. Circulação Superficial - Corrente do Brasil              | 42    |
| IV.4.2. Circulação Intermediária                                 | 46    |
| IV.4.3. Circulação Profunda                                      | 49    |
| IV.4.4. Vórtices e Meandros                                      | 50    |
| IV.5. Ressurgência                                               | 53    |
| V. O Sistema de Previsão Oceânica para as Bacias Leste e Sudeste | 55    |
| V.1. O Modelo Numérico Hidrodinâmico                             | 55    |

|                                                                    |     |
|--------------------------------------------------------------------|-----|
| V.1.1. Domínio                                                     | 61  |
| V.1.2. Condições Iniciais                                          | 64  |
| V.1.3. Condições de Contorno Laterais                              | 85  |
| V.1.4. Condições de Contorno de Superfície                         | 88  |
| V.1.5. Condição de Contorno de Fundo                               | 94  |
| V.2. O Esquema de Assimilação de Dados                             | 96  |
| V.2.1. Assimilação de Dados de Derivadores                         | 97  |
| VI. Resultados                                                     | 99  |
| VI.1. Avaliação do Sistema                                         | 99  |
| VI.2. Comparações                                                  | 100 |
| VI.2.1. Correntes                                                  | 102 |
| VI.2.2. Transporte de Volume                                       | 119 |
| VI.2.3. Estrutura Termohalina                                      | 123 |
| VI.2.4. Elevação da Superfície                                     | 136 |
| VI.3. Desempenho Computacional                                     | 140 |
| VI.4. Considerações Sobre Vórtices Associados à Corrente do Brasil | 141 |
| VI.4.1. Vórtices Transientes                                       | 141 |
| VI.4.2. Vórtices de Longa Duração                                  | 144 |
| VII. Considerações Finais                                          | 154 |
| VII.1. Sumário e Conclusões                                        | 154 |
| VII.2. Trabalhos Futuros                                           | 157 |
| VIII. Referências Bibliográficas                                   | 158 |

## LISTA DE FIGURAS

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                     |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 1 - Representação da topografia de fundo em perfil (painel superior) e em planta (painel inferior) em grades com coordenada vertical cartesiana Z (a) e coordenada vertical sigma (b). Fonte: Ezer & Mellor, (2004).                                                                         | 13 |
| Figura 2 – Representação esquemática da evolução temporal do erro do modelo com e sem assimilação de dados                                                                                                                                                                                          | 19 |
| Figura 3 – Mapa dos setores do Programa GOOS.                                                                                                                                                                                                                                                       | 26 |
| Figura 4 – Mapa dos domínios cobertos pelo Sistemas de Previsão Oceânica da Universidade de Harvard (HOPS). Fonte: Robinson & Glenn, 1999                                                                                                                                                           | 30 |
| Figura 5 – Climatologia da tensão de cisalhamento do vento para a costa brasileira ( $\text{din/cm}^2$ ) para o mês de janeiro. Fonte: Castro & Miranda (1998).                                                                                                                                     | 33 |
| Figura 6 - Climatologia da tensão de cisalhamento do vento para a costa brasileira ( $\text{din/cm}^2$ ) para o mês de julho. Fonte: Castro & Miranda (1998).                                                                                                                                       | 35 |
| Figura 7 – Batimetria da região de estudo. Estão representadas as isóbatas de 100, 200, 500, 1000, 2000, 3000 e 4000 m).                                                                                                                                                                            | 36 |
| Figura 8 – Batimetria da região da Cadeia Vitória-Trindade. Estão representadas as isóbatas de 100, 200, 500, 1000, 2000, 3000 e 4000 m).                                                                                                                                                           | 38 |
| Figura 9 - Exemplo de um diagrama T-S espalhado para a região de estudo, mostrando os pares T-S característicos das massas d'água da costa leste/sudeste do Brasil. O gabarito das massas d'água é de Silva et al. (1982). Os dados foram obtidos no Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO). | 40 |
| Figura 10 - Ilustração esquemática Giro Subtropical do Atlântico Sul. Retirado de Peterson & Stramma, 1991.                                                                                                                                                                                         | 41 |
| Figura 11 – Esquema da circulação superficial do Atlântico Sudoeste. Fonte: Peterson & Stramma, 1991.                                                                                                                                                                                               | 43 |
| Figura 12 – Esquema da Circulação Intermediária no Atlântico Sudoeste. Fonte: Silveira et al., (2000).                                                                                                                                                                                              | 46 |
| Figura 13 - Esquema da Circulação Profunda no Atlântico Sudoeste. Fonte: Silveira et al. (2000).                                                                                                                                                                                                    | 49 |

|                                                                                                                                                                                                                             |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 14 - Carta-imagem da temperatura da superfície do mar processada pelo INPE do dia 24 de março de 2001 mostrando feições vorticais próximas ao Cabo de São Tomé e Cabo Frio. Fonte: Lorenzzetti, comunicação pessoal. | 51 |
| Figura 15 – Domínio do Modelo Numérico do Sistema de Previsão da Circulação Oceânica para as Bacias Leste e Sudeste do Brasil.                                                                                              | 61 |
| Figura 16 – Distribuição das camadas sigma do modelo sobre a região da Cadeia Vitória-Trindade.                                                                                                                             | 63 |
| Figura 17 – Detalhe da distribuição das camadas sigma do modelo sobre a região da Cadeia Vitória-Trindade.                                                                                                                  | 63 |
| Figura 18 – Detalhe da distribuição das camadas sigma do modelo sobre a região da Cadeia Vitória-Trindade.                                                                                                                  | 64 |
| Figura 19 – Temperatura média de janeiro em superfície entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do <i>Modular Ocean Model</i> .                                                                                | 66 |
| Figura 20 – Desvio-padrão da temperatura de janeiro em superfície entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do <i>Modular Ocean Model</i> .                                                                     | 66 |
| Figura 21 – Temperatura média de julho em superfície entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.                                                                                                          | 67 |
| Figura 22 – Desvio-padrão da temperatura de julho em superfície entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.                                                                                               | 67 |
| Figura 23 – Temperatura média de janeiro a 250 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.                                                                                                              | 68 |
| Figura 24 – Desvio-padrão da temperatura de janeiro a 250 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.                                                                                                   | 68 |
| Figura 25 – Temperatura média de julho a 250 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.                                                                                                                | 69 |
| Figura 26 – Desvio-padrão da temperatura de janeiro a 250 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.                                                                                                   | 69 |
| Figura 27 – Temperatura média de janeiro a 950 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.                                                                                                              | 70 |
| Figura 28 – Desvio-padrão da temperatura de janeiro a 950 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.                                                                                                   | 70 |

|                                                                                                                                      |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 29 – Temperatura média de janeiro a 1800 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM. _____                | 71 |
| Figura 30 – Desvio-padrão da temperatura de janeiro a 1800 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM. _____     | 71 |
| Figura 31 – Salinidade média de janeiro em superfície entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM. _____            | 72 |
| Figura 32 – Desvio-padrão da salinidade de janeiro em superfície entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM. _____ | 72 |
| Figura 33 – Salinidade média de julho em superfície entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM. _____              | 73 |
| Figura 34 – Desvio-padrão da salinidade de julho em superfície entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM. _____   | 73 |
| Figura 35 – Salinidade média de janeiro a 250 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM. _____                  | 74 |
| Figura 36 – Desvio-padrão da salinidade de janeiro a 250 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM. _____       | 74 |
| Figura 37 – Salinidade média de julho a 250 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM. _____                    | 75 |
| Figura 38 – Desvio-padrão da salinidade de julho a 250 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM. _____         | 75 |
| Figura 39 – Salinidade média de janeiro a 950 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM. _____                  | 76 |
| Figura 40 - Desvio-padrão da salinidade de janeiro a 950 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM. _____       | 76 |
| Figura 41 – Salinidade média de janeiro a 1800 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM. _____                 | 77 |
| Figura 42 – Desvio-padrão da salinidade de janeiro a 1800 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM. _____      | 77 |
| Figura 43 – Campo de temperatura interpolada para a grade do POM. Média de janeiro na 1ª camada sigma. _____                         | 79 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                       |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figura 44 – Campo de temperatura interpolada para a grade do POM. Média de julho na 1ª camada sigma.                                                                                                                                                                  | 79  |
| Figura 45 – Campo de temperatura interpolada para a grade do POM. Média de janeiro na 8ª camada sigma.                                                                                                                                                                | 80  |
| Figura 46 – Campo de temperatura interpolada para a grade do POM. Média de julho na 8ª camada sigma.                                                                                                                                                                  | 80  |
| Figura 47 – Campo de temperatura interpolada para a grade do POM. Média de janeiro na 15ª camada sigma.                                                                                                                                                               | 81  |
| Figura 48 – Campo de temperatura interpolada para a grade do POM. Média de julho na 15ª camada sigma.                                                                                                                                                                 | 81  |
| Figura 49 – Campo de salinidade interpolada para a grade do POM. Média de janeiro na 1ª camada sigma.                                                                                                                                                                 | 82  |
| Figura 50 – Campo de salinidade interpolada para a grade do POM. Média de julho na 1ª camada sigma.                                                                                                                                                                   | 82  |
| Figura 51 – Campo de salinidade interpolada para a grade do POM. Média de janeiro na 8ª camada sigma.                                                                                                                                                                 | 83  |
| Figura 52 – Campo de salinidade interpolada para a grade do POM. Média de julho na 8ª camada sigma.                                                                                                                                                                   | 83  |
| Figura 53 – Campo de salinidade interpolada para a grade do POM. Média de janeiro na 15ª camada sigma.                                                                                                                                                                | 84  |
| Figura 54 – Campo de salinidade interpolada para a grade do POM. Média de julho na 15ª camada sigma.                                                                                                                                                                  | 84  |
| Figura 55 – Balanço de radiação de onda curta para o ponto de latitude 21.9° S e longitude 38.75° W para o mês de janeiro de 1999. Comparação entre dado obtido pela Reanálise do NCEP (em vermelho) e o modelo analítico utilizado no sistema de previsão (em azul). | 91  |
| Figura 56 – Batimetria utilizada no modelo numérico do Sistema de Previsão da Circulação Oceânica das Bacias Leste e Sudeste do Brasil. Estão representadas as isóbatas de 100, 200, 500, 1000, 2000, 3000 e 4000m.                                                   | 95  |
| Figura 57 – Visão em perspectiva da batimetria utilizada no modelo numérico.                                                                                                                                                                                          | 95  |
| Figura 58 – Evolução temporal da energia cinética do modelo hidrodinâmico.                                                                                                                                                                                            | 101 |

|                                                                                                                                                                                                                                                              |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figura 59 – Trajetórias da bóia do PNBOIA e das bóias simuladas nos experimentos com e sem assimilação em um período de 10 dias do mês de maio de 1999. _____                                                                                                | 103 |
| Figura 60 – Evolução temporal do erro médio quadrático das distâncias entre a bóia e as simulações com e sem assimilação. _____                                                                                                                              | 103 |
| Figura 61 – Erro médio quadrático das distâncias entre derivadores e as simulações realizadas por Fan et al (2004). A simulação A não apresenta nenhum tipo de assimilação, e a E foi realizada com assimilação de dados de velocidade de derivadores. _____ | 105 |
| Figura 62 – Localização dos fundeios da Bacia de Campos, cujos dados foram comparados com os resultados obtidos pelo sistema de previsão. _____                                                                                                              | 106 |
| Figura 63 – Séries temporais das componentes de velocidade zonal (linha fina) e meridional (linha grossa) dos fundeios F1N a 50 m (a), F2N em 50 m (b) e 500 m (c). Retirado de Lima (1997). _____                                                           | 107 |
| Figura 64 – Idem Figura 63, porém obtidos pelo modelo no ano de 1999. _____                                                                                                                                                                                  | 108 |
| Figura 65 - Séries temporais das componentes de velocidade zonal (linha fina) e meridional (linha grossa) do fundeio F3N a 50 m(a), 500 m(b) e 1000 m(c). Retirado de Lima (1997). _____                                                                     | 108 |
| Figura 66 - Idem Figura 65, porém obtidos pelo modelo no ano de 1999. _____                                                                                                                                                                                  | 109 |
| Figura 67 – Localização dos fundeios da Bacia de Santos, cujos dados foram comparados com os resultados obtidos pelo sistema de previsão. _____                                                                                                              | 110 |
| Figura 68 – Série temporal das correntes do fundeio C1, em 30, 60 e 91 m obtidos pelo projeto COROAS, Verão de 1993 (Souza, 2000). _____                                                                                                                     | 112 |
| Figura 69 – Série temporal das correntes obtidas pelo modelo numérico nos pontos mais próximos aos correntômetros do fundeio C1, nas profundidades de 30, 60 e 90m. Verão de 1999. _____                                                                     | 112 |
| Figura 70 – Série temporal das correntes do fundeio C2, em 31, 74, 127 e 190m obtidos pelo projeto COROAS. Verão de 1993 (Souza, 2000). _____                                                                                                                | 113 |
| Figura 71 – Série temporal das correntes obtidas pelo modelo numérico nos pontos mais próximos aos correntômetros do fundeio C2, nas profundidades de 30, 70, 130 e 190m. Verão de 1999. _____                                                               | 113 |

|                                                                                                                                                                                          |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figura 72 – Série temporal das correntes do fundeio C3, em 29, 91, 293 e 698m obtidos pelo projeto COROAS. Verão de 1993. (Souza, 2000).                                                 | 114 |
| Figura 73 – Série temporal das correntes obtidas pelo modelo numérico nos pontos mais próximos aos correntômetros do fundeio C3, nas profundidades de 30, 90, 300 e 700m. Verão de 1999. | 114 |
| Figura 74 – Correntes (m/s) em superfície obtidas pelo modelo numérico. A escala de cores de refere-se à batimetria em metros.                                                           | 117 |
| Figura 75 – Correntes (m/s) a 1000 m obtidas pelo modelo numérico. A escala de cores de refere-se à batimetria em metros.                                                                | 118 |
| Figura 76 – Correntes (m/s) a 3000m obtidas pelo modelo numérico. A escala de cores de refere-se à batimetria em metros.                                                                 | 119 |
| Figura 77 – Representação esquemática da metodologia utilizada para o cálculo do transporte de volume (Lima, 1997).                                                                      | 120 |
| Figura 78 – Histograma do transporte de volume da Corrente do Brasil entre maio de 1994 e maio de 1995, obtido por Lima (1997).                                                          | 121 |
| Figura 79 – Histograma do transporte de volume da Corrente do Brasil para o ano de 1999 obtido pelo modelo numérico.                                                                     | 121 |
| Figura 80 – Histograma do transporte de volume da Contra Corrente Intermediária entre maio de 1994 e maio de 1995, obtido por Lima (1997).                                               | 122 |
| Figura 81 – Histograma do transporte de volume da Contra Corrente Intermediária para o ano de 1999 obtido pelo modelo numérico.                                                          | 122 |
| Figura 82 – Temperatura da Superfície do Mar entre os dias 9 e 17 de janeiro de 1999 obtidos pelo sensor AVHRR. Dados disponibilizados pelo Projeto WOCE.                                | 124 |
| Figura 83 – Temperatura da Superfície do Mar entre os dias 9 e 17 de janeiro de 1999 obtidos pelo modelo numérico.                                                                       | 124 |
| Figura 84 – Diferença relativa (%) entre a TSM obtida pelo sensor AVHRR e pelo modelo numérico para o período de 9 e 17 de janeiro de 1999.                                              | 125 |
| Figura 85 – Temperatura da Superfície do Mar entre os dias 25 de maio e 1º de junho de 1999 obtidos pelo sensor AVHRR. Dados disponibilizados pelo Projeto WOCE.                         | 126 |
| Figura 86 – Temperatura da Superfície do Mar entre os dias 25 de maio e 1º de junho de 1999 obtidos pelo modelo numérico.                                                                | 126 |

|                                                                                                                                                                                                    |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figura 87 – Diferença relativa (%) entre a TSM obtida pelo sensor AVHRR e pelo modelo numérico para o período de 25 de maio a 1º de junho de 1999.                                                 | 127 |
| Figura 88 – Seção vertical da temperatura potencial (° C) na latitude de 22° S obtida por medições <i>in situ</i> no verão de 1995. Fonte: Lima, 1997.                                             | 129 |
| Figura 89 – Seção vertical da temperatura potencial (° C) na latitude de 22° S obtida pelo modelo numérico no verão de 1999.                                                                       | 129 |
| Figura 90 – Seção vertical da salinidade na latitude de 22° S obtidos por medições <i>in situ</i> no verão de 1995. Fonte: Lima, 1997.                                                             | 131 |
| Figura 91 – Seção vertical da salinidade na latitude de 22° S obtidos pelo modelo numérico no verão de 1999.                                                                                       | 131 |
| Figura 92 – Seção vertical da densidade potencial na latitude de 22° S obtidos por medições <i>in situ</i> no verão de 1995. Fonte: Lima, 1997.                                                    | 133 |
| Figura 93 – Seção vertical da densidade potencial na latitude de 22° S obtidos pelo modelo numérico no verão de 1999.                                                                              | 133 |
| Figura 94 – Diagrama $\theta$ -S obtido por medições <i>in situ</i> na Bacia de Campos. Fonte: Lima, 1997.                                                                                         | 135 |
| Figura 95 – Diagrama $\theta$ -S obtido pelo modelo numérico para a região da Bacia de Campos.                                                                                                     | 135 |
| Figura 96 – Anomalia da elevação da superfície do mar (cm) obtida pela composição de dados medidos pelos satélites Topex/Poseidon e ERS-2, fornecido pelo Projeto AVISO. Média de janeiro de 1999. | 137 |
| Figura 97 – Elevação da superfície do mar (m) resultante do modelo numérico. Média de janeiro de 1999.                                                                                             | 137 |
| Figura 98 – Anomalia da elevação da superfície do mar (cm) obtida pela composição de dados medidos pelos satélites Topex/Poseidon e ERS-2, fornecido pelo Projeto AVISO. Média de julho de 1999.   | 138 |
| Figura 99 – Elevação da superfície do mar (m) resultante do modelo numérico. Média de julho de 1999.                                                                                               | 138 |
| Figura 100 – Campo de vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ) e velocidade em superfície para 1º de janeiro de 1999 resultante do modelo numérico.                                                       | 142 |

|                                                                                                                                                                                                |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figura 101 – Campo de vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ) e velocidade em superfície para 15 de janeiro de 1999 resultante do modelo numérico. _____                                             | 142 |
| Figura 102 – Campo de vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ) e velocidade em superfície para 30 de janeiro de 1999 resultante do modelo numérico. _____                                             | 143 |
| Figura 103 – Campo de vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ) e velocidade em superfície para 1º de fevereiro de 1999 resultante do modelo numérico. _____                                           | 143 |
| Figura 104 – Localização do Vórtice de Vitória conforme obtido por Schmid et al., 1995. _____                                                                                                  | 146 |
| Figura 105 – Campo de vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ) e velocidade em superfície obtidos pelo modelo para fevereiro de 1999. _____                                                           | 146 |
| Figura 106 – Campo de vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ) e velocidade em superfície obtidos pelo modelo para julho de 1999. _____                                                               | 147 |
| Figura 107 – Campo de vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ) e velocidade em superfície obtidos pelo modelo para dezembro de 1999. _____                                                            | 147 |
| Figura 108 – Trajetória dos derivadores analisados por Assireu et al. (2003), mostrando a presença de vórtices anticiclônicos ao largo de Santa Catarina. _____                                | 149 |
| Figura 109 – Campo de vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ) e velocidade em superfície obtidos pelo modelo para janeiro de 1999. _____                                                             | 149 |
| Figura 110 – Campo de vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ) e velocidade em superfície obtidos pelo modelo para janeiro de 1999. _____                                                             | 151 |
| Figura 111 – Velocidade em superfície (m/s) conforme obtida por Paula et al., 2004. _____                                                                                                      | 151 |
| Figura 112 – Velocidade geostrófica (cm/s) obtida a partir da composição de dados altimétricos dos satélites ERS-2, Topex/Poseidon e GFO. Fonte: Vianna & Menezes (comunicação pessoal). _____ | 152 |
| Figura 113 – Campo de vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ) e velocidade em superfície obtidos pelo modelo para julho de 1999. _____                                                               | 153 |

## LISTA DE TABELAS

|                                                                                                                                                                        |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Tabela 1 – Transporte de volume geostrófico (Sv) da Água Intermediária Antártica na região oeste do Atlântico Sul (Schmid et al., 2000). Fonte: Fernandes (2001). ____ | 47  |
| Tabela 2 – Primeiros momentos estatísticos da velocidade de corrente obtidos pelos resultados do modelo. _____                                                         | 116 |

## **I. Introdução**

As previsões a respeito das condições atmosféricas sofreram um aprimoramento sensível desde o início do século XX, no trabalho pioneiro de Richardson (1922), até os dias atuais, devido ao melhor conhecimento dos fenômenos meteorológicos, ao refinamento das técnicas de solução numérica e ao exponencial aumento da capacidade computacional. Hoje tais prognósticos, tanto em escala de tempo (alguns dias), quanto em escala climática (meses a anos), fazem parte das atividades do nosso cotidiano. Jornais, rádios e programas de televisão fornecem diariamente previsões de tempo cada vez mais precisas e, por esse motivo, cada vez mais dignas de confiança por parte do público. Agricultores, por exemplo, podem planejar melhor suas atividades com antecedência de alguns meses, em função das previsões climáticas, que indicam a tendência dos índices pluviométricos e da temperatura nas épocas de plantio e colheita.

A previsão atmosférica alcançou sua maturidade no final do século XX, a previsão oceânica alcançará nas primeiras décadas do século XXI (Pinardi & Woods, 2002). Esse atraso em relação às previsões atmosféricas pode ser atribuído a uma conjunção de fatores, mas o principal talvez seja o fato de que o valor de boas previsões da atmosfera já seja reconhecido desde seu início. Seus benefícios são sentidos diretamente por pessoas em áreas sujeitas à tempestades severas, aviões em rotas transoceânicas, agricultores, enfim, as previsões de tempo e clima podem, diariamente, fazer a diferença entre fracasso e sucesso, vida e morte (Flemming, 2002).

É fato que os oceanos desempenham papel primordial para a humanidade, seja através da provisão de alimentos (a pesca é uma das mais antigas atividades profissionais existentes), rota de comércio, defesa e expansão territorial e mais recentemente na exploração de recursos minerais e de biotecnologia (Edwards & Lipiatou, 2002). Porém, o oceano é um ambiente hostil, o que torna seu estudo difícil e caro. Os instrumentos oceanográficos requerem uma tecnologia mais avançada para realizar medições sob

condições de agitação causada por ondas que podem chegar a vários metros e sob pressões até centenas de vezes maiores do que a atmosférica. Nos dias de hoje é comum o lançamento de linhas de fundeio com instrumentos medindo diversos parâmetros desde o fundo até a superfície mesmo em regiões abissais do oceano. A recuperação desses instrumentos, realizada através de liberadores acústicos, tornou-se atividade corriqueira nos cruzeiros oceanográficos, mas era algo impossível até meados da década de 70. Portanto, desde as primeiras investigações oceanográficas no final do século XIX, até as três últimas décadas do século XX, as medidas no oceano limitavam-se, praticamente, à coleta de dados de temperatura e salinidade realizadas pontualmente em relação ao tempo. As medições de velocidades no oceano eram então inferidas através da aplicação conjunta das equações geostrófica e hidrostática (conhecido como método hidrográfico ou geostrófico). Walter Munk (2000) escreveu um artigo sobre as conquistas da oceanografia física até o ano 2000, onde afirma: “Já que os campos escalares de temperatura e salinidade eram relativamente suaves e estacionários, as correntes obtidas também o eram. Nós tínhamos tamanha confiança no método hidrográfico, que fornecíamos cartas de correntes portáteis aos pilotos da Segunda Guerra Mundial que sobrevoavam o Pacífico, para que pudessem navegar [em caso de queda da aeronave] as “conhecidas” correntes superficiais até a ilha mais próxima. Porém, há duas sérias limitações no método hidrográfico. Primeiro, suaves distribuições escalares não estão necessariamente relacionadas a campos de corrente suaves e estacionários. Já foram obtidas trajetórias de derivadores extremamente complexas na presença de campos escalares suaves. Os pilotos abatidos teriam achado utilidade nas cartas de corrente somente se quisessem integrar sua deriva por um ou dois anos. A segunda limitação é que o método hidrográfico fornece apenas correntes relativas e muito esforço foi despendido para encontrar o chamado nível de velocidade nula, sendo tal questão tratada por Stommel na década de 70. O irônico é que progresso em tal problema tenha ocorrido justamente quando começava-se a perceber claramente, que as correntes do oceano eram seriamente dependentes do tempo.”

Aliado ao fato de que as medições eram pontuais no tempo, ainda havia o problema de sua distribuição espacial. As distâncias entre as estações oceanográficas não permitiam

resolução suficiente para capturar as variações de meso-escala. Portanto, embora os meandros da Corrente do Golfo fossem conhecidos desde a década de 50, o paradigma reinante até os anos 70 era de que, salvo algumas exceções, os movimentos no oceano não eram dependentes do tempo, apenas do espaço.

Um retrato interessante de como os movimentos no oceano eram encarados é obtido na leitura do trecho de uma carta escrita pelo pesquisador Jules Charney para seu colega Phillip Thompson em 12 de fevereiro de 1947: “Podemos dizer que a atmosfera é um instrumento musical no qual pode-se tocar várias músicas. As notas altas são ondas sonoras, as notas baixas são ondas inerciais longas, sendo a natureza uma musicista muito mais para o tipo de Beethoven do que para o de Chopin. Ela prefere as notas baixas e ocasionalmente toca arpeggios no agudo e mesmo assim levemente. Os oceanos e os continentes são os elefantes na Suite dos Animais de Saint-Saens, marchando em um ritmo vagaroso e pesado, um passo a cada dia.” (Jules Charney, 1947 *apud* Daley, 1991).

A partir dos anos 70, iniciou-se uma grande inovação tecnológica dos equipamentos, como a utilização dos fundeios equipados com correntômetros adquirindo dados por períodos mais longos de tempo em toda a coluna d’água e a criação dos derivadores de flutuação neutra. Aliado a isso, houve uma multiplicação exponencial do poder computacional e, conseqüentemente, da capacidade de resolução e sofisticação dos modelos numéricos de oceano. Com isso, passou-se a conhecer o oceano de maneira mais sinótica, o que foi ainda mais enriquecido com o fornecimento em caráter operacional, de dados obtidos por sensores a bordo de satélites.

O paradigma então começou a ser quebrado, à medida que se descobria que mais de 99% da energia cinética das correntes do oceano está associada com os fenômenos de meso-escala (da ordem de 100 km e 100 dias, aproximadamente). “Por incrível que possa parecer, por cem anos esse componente dominante da circulação dos oceanos escapou através da grade grosseira da amostragem de dados tradicional. Nossa concepção de corrente oceânica mudou de algo como  $10 \pm 1$  cm/s para  $1 \pm 10$  cm/s. O primeiro século de oceanografia, desde os tempos da expedição *Challenger* nos anos 1870, chegou a um

fim abrupto na década de 1970. Nós agora pensamos nessa variabilidade de meso-escala como o *tempo oceânico* e a circulação subjacente como o *clima oceânico*. O clima chegou primeiro, o tempo depois, justamente o contrário do que aconteceu em meteorologia.” (Munk, 2000).

Pode-se concluir, desta forma, que o conhecimento da circulação oceânica, passa necessariamente por uma melhor compreensão de tais fenômenos de menor escala espaço-temporal.

Juntamente com o reconhecimento da importância de se estudar mais a fundo o que antes era tratado como ruído, veio a demanda de previsões do tempo e clima oceânicos capitaneados principalmente pelos estudos de fenômenos climáticos globais, como El Niño / Oscilação do Sul (ENSO). A Previsão Oceânica teve então rápido desenvolvimento nas últimas duas décadas do século XX, impulsionada pela Conferência das Nações Unidas sobre Meio Ambiente e Desenvolvimento – Rio92 e pela publicação da Agenda 21 com seus importantes capítulos sobre os oceanos. A Conferência percebeu e recomendou que o oceano fosse monitorado e previsto como acontece com a atmosfera, a fim de estudar o impacto do efeito antropogênico sobre os ecossistemas terrestres (Pinardi & Woods, 2002). Programas como o Experimento Mundial sobre a Circulação dos Oceanos (*World Ocean Circulation Experiment* - WOCE) e o Sistema de Observação Global dos Oceanos (*Global Ocean Observing System* - GOOS) foram criados e, pela primeira vez, tornou-se possível a obtenção de dados em várias partes do globo, durante períodos de tempo da ordem de anos.

Nos últimos anos da década de 1990, iniciava-se então a era da Oceanografia Operacional, ou seja, o fornecimento rotineiro de informações e previsões do estado do mar, com base científica e rapidez suficiente para que os usuários possam tomar decisões antes que as condições tenham mudado significativamente (Flemming, 2002).

O oceano possui recursos vitais vivos e não-vivos como óleo e gás natural e novos campos de exploração estão surgindo, como o de biotecnologia. Essa crescente

exploração dos oceanos traz pressões para esse ambiente, como sobre-pesca, poluição, seja de esgotos provenientes de emissários submarinos ao longo da costa, ou ainda por derrames de óleo e o intenso tráfego de embarcações. Além disso, para que as operações realizadas para essas explorações tenham maior eficiência e segurança, são necessárias informações sobre o estado do mar, tanto presente quanto futuro. A Previsão Oceânica vem ao encontro dessa crescente demanda por dados operacionais e consequentemente, tornou-se prioridade nos grandes centros de pesquisa mundiais, estando operacionais em agências da Europa, Estados Unidos, Austrália e Japão.

O Brasil, particularmente, possui grande demanda por informações operacionais do estado do oceano. Grande parte de seus recursos econômicos advêm do oceano. Mais de 70% do petróleo produzido no país, o turismo nos 7000 km de praias, a pesca artesanal e industrial, todos esses setores se beneficiariam com um sistema capaz de fornecer diagnósticos e prognósticos da circulação marinha, ainda inédito no país. Além disso, tal sistema colocaria a oceanografia do Brasil em consonância com o estado da arte da pesquisa oceanográfica mundial.

A Previsão Oceânica de maneira geral, está contribuindo para obter-se uma visão revolucionária do oceano e sua dinâmica com precisão e resolução sem precedentes. O planejamento e a implementação de sistemas de previsão do oceano tem potencial para criar uma consciência pública sobre os problemas do ambiente marinho, assim como de criar novos setores de serviço público e privado (Pinardi & Woods, 2002).

Esse trabalho propõe um Sistema de Previsão da Circulação Oceânica para os trechos leste e sudeste da Bacia Oceânica brasileira, capaz de realizar diagnósticos e prognósticos de curto e médio prazos de parâmetros oceanográficos em três dimensões, utilizando modelagem numérica hidrodinâmica e capaz de assimilar dados medidos.

O texto está organizado da seguinte forma: no Capítulo II são descritos os objetivos. O Capítulo III descreve sobre a era da oceanografia operacional e cada um dos seus componentes é abordado. A dinâmica oceânica das Bacias Leste e Sudeste do Brasil é

descrita no Capítulo IV. O Sistema de Previsão Oceânica proposto é detalhado no Capítulo V e os resultados obtidos são apresentados no Capítulo VI. Finalmente, o Capítulo VII traz as conclusões do trabalho e as recomendações para desenvolvimentos futuros.

## **II. Objetivos**

### **II.1. Objetivo Geral**

Estabelecer um modelo numérico de circulação capaz de realizar previsões de curto prazo (de horas a poucos dias) da circulação marinha das Bacias Leste e Sudeste do Brasil, preparado de modo a funcionar em caráter operacional. que sirva como os alicerces para um Sistema de Previsão Oceânica da região.

### **II.2. Objetivos Específicos**

Obter previsões de curto prazo das correntes em superfície, visando subsidiar a previsão do transporte de poluentes no oceano, com enfoque principal na região da Bacia de Campos – RJ.

Estudar aspectos da dinâmica oceânica da região, com base nos resultados obtidos pelo sistema.

Fornecer subsídios para estudos climáticos e ambientais do oceano nas Bacias Leste e Sudeste do Brasil.

### III. Oceanografia Operacional

Desde o final do século XX, a ciência oceanográfica vive a transição do modo de pesquisa para o modo operacional. A Oceanografia Operacional pode ser definida como o fornecimento de informações científicas e de previsões sobre o estado do mar, de forma rotineira, e com rapidez suficiente para que os usuários possam utilizar tais informações para tomar decisões, antes que as condições relevantes tenham mudado ou tenham se tornado imprevisíveis (Flemming, 2002).

Os Centros Meteorológicos de muitos países já vêm fornecendo esse serviço para a atmosfera desde a década de 60. No entanto, os processos de medição e modelagem no oceano, regiões costeiras e estuários são mais complexos em comparação com a atmosfera, por causa das menores escalas dos vórtices e frentes oceânicas de meso-escala, o que exige um maior esforço computacional (Polard, 1994) e da maior dificuldade em se medir parâmetros em um ambiente hostil, sujeito por exemplo, à pressões até centenas de vezes maiores que a atmosférica. Essa falta de dados observados nos oceanos em geral, faz ainda com que os processos oceânicos sejam menos conhecidos do que os atmosféricos.

No entanto, atualmente, existe crescente demanda de um público variado por informações oceânicas em diversas escalas de espaço e tempo (Edwards & Lipiatou, 2002). Desde previsões na escala de meses a anos sobre os fenômenos climáticos como o ENSO, até previsões de deriva superficial de horas a poucos dias para operações de emergência, como contenção de derrames de óleo e resgate de naufragos. Tal fato fez com que os grandes centros meteorológicos mundiais investissem em sistemas de oceanografia operacional, como por exemplo Centro Nacional para Previsões Ambientais (*National Centers for Environmental Prediction - NCEP*) dos Estados Unidos, o Centro Europeu para Previsão de Tempo de Médio Alcance (*European Center for Medium-Range Weather Forecasts - ECMWF*) e o Departamento de Meteorologia do Reino Unido (*UK Met Office*) (Pinardi & Woods, 2002).

Os primeiros sistemas de Oceanografia Operacional eram globais, fornecendo previsões em grande escala com resolução espacial da ordem de poucos graus. Foram desenvolvidos principalmente para estudos do papel das interações oceano/atmosfera em aspectos climáticos como aquecimento global e o fenômeno ENSO. Tais sistemas requerem menor esforço computacional e são menos complexos do que sistemas regionais. No entanto, a demanda por previsões em escala regional, para subsidiar questões como o gerenciamento costeiro, controle da poluição e a própria pesquisa científica fez com que a importância da Oceanografia Operacional Regional fosse reconhecida, ao ponto do projeto Sistema de Observação Global dos Oceanos (GOOS) enfatizar que o benefício máximo da oceanografia operacional só poderia ser desenvolvido se fossem incluídos os componentes regional e sub-regional (Flemming, 2002), através do aninhamento dos modelos de diferentes escalas.

A Oceanografia Operacional é formada por três componentes básicos, a saber; um sistema de monitoramento do oceano através de coleta de dados tanto *in situ*, quanto através de sensores remotos, um Sistema de Previsão Oceânica capaz de fornecer diagnósticos e previsões do oceano e um sistema operacional de pós processamento e armazenamento dos dados e disponibilização para a comunidade, através da rede mundial de computadores.

Esse trabalho focaliza um dos três componentes da Oceanografia Operacional; O Sistema de Previsão Oceânica. Portanto, maior ênfase será dada nesse componente. Os Sistemas de Previsão, por sua vez também são compostos por uma tríade: a modelagem da circulação, um sistema de observação e um esquema de assimilação de dados (Wang, 2001). Cada um desses três componentes será investigado para uma compreensão do seus históricos e estágios atuais.

### **III.1. Modelos Numéricos de Circulação Oceânica**

O modelo numérico da circulação é o componente básico de um sistema de previsão oceânico. A qualidade da previsão irá depender em primeiro lugar da habilidade do modelo em representar fielmente a física e dinâmica do oceano. Mesmo a utilização de uma quantidade infinita de dados observados para obter as condições iniciais, não será necessariamente suficiente para melhorar as previsões, caso o modelo numérico apresente desempenho ruim (Chassignet et al., 2002).

Podemos definir a modelagem numérica como o processo pelo qual um conjunto de equações diferenciais e as condições de contorno associadas são transformadas em sistemas de equações algébricas e resolvidas por um computador (Baptista, 2001). Essa conversão traz uma série de aproximações e por isso, a maior acurácia numérica deve ser perseguida, senão os erros de discretização ou “truncamento” introduzidos tornam-se fator limitante do modelo numérico. As fontes para tais erros são variadas e a maioria depende em alto grau da resolução do modelo (Chassignet et al., 2002). Os pesquisadores então tentam buscar soluções que minimizem esses problemas, aprimorando os sistemas de coordenadas horizontal e vertical, discretização temporal, a representação das camadas limite de superfície e de fundo, esquemas de advecção e difusão, e a parametrização dos processo de escalas sub-grade, dentre outros.

Os modelos numéricos de oceano atuais seguiram a trilha do trabalho pioneiro de Kirk Bryan e Michael Cox (Bryan & Cox, 1968). O modelo calculava o fluxo tridimensional do oceano usando as equações de conservação de massa e momento, com as aproximações hidrostática e de Boussinesq e uma equação de estado simplificada. A equação de estado permite que o modelo calcule as mudanças na densidade da água devido aos fluxos de calor e de sais, desta forma o modelo inclui os processos termodinâmicos. Modelos que utilizam esse conjunto de equações ficaram conhecidos como modelos de equações primitivas, pois utilizam as formas mais básicas e primitivas

da equações do movimento. O modelo de Bryan-Cox utilizava grandes valores de viscosidade horizontal e vertical para eliminar os vórtices menores que 500 km de diâmetro. A batimetria era suavizada e a superfície era tratada como tampa rígida para eliminar as ondas de superfície, que se propagam muito rapidamente para que pudessem ser resolvidas pelo passo de tempo grosseiro do modelo. Mesmo utilizando resolução de  $2^\circ$  na horizontal com 12 níveis na vertical, a execução do modelo era muito lenta até nos computadores mais poderosos de então (Stewart, 2003).

Os modelos numéricos de oceano evoluíram muito nos últimos anos, não apenas pela melhor compreensão dos processos físicos, mas também graças ao aumento substantivo do poder computacional, que permite não somente maior rapidez de processamento, como uma representação mais fiel das equações diferenciais por seus pares algébricos. Tal revolução do poder computacional tornou a modelagem do oceano prática e a contribuição da disponibilidade de dados obtidos por sensores remotos a bordo de satélites, a custos cada vez menores, fornecem um conjunto de dados globais valiosos para assimilação em modelos operacionais. Mas obter uma descrição adequada do estado interno do oceano depende de medições *in situ*, o que, em muitos casos, está ainda em fase incipiente de desenvolvimento (Flemming, 2002), ou simplesmente inexistente, como no Brasil.

A característica principal de fluidos estratificados em rotação, como o oceano, é a dominância do transporte lateral sobre o vertical. Desta forma, é comum em modelagem de oceano, orientar as duas coordenadas horizontais, ortogonalmente em relação à vertical local, determinada pela gravidade (Chassignet et al., 2002). Tarefa mais difícil é a determinação da coordenada vertical. De fato, esta é a escolha principal quando da definição do projeto do modelo numérico, pois vários aspectos de representação e parametrização são diretamente ligados à coordenada vertical utilizada (Meinke et al., 2001).

Atualmente, são três os tipos de coordenadas verticais mais comumente utilizadas para modelagem de oceano, sendo que cada qual possui aplicações distintas, porém nenhuma é universal.

A coordenada vertical cartesiana  $Z$ , ou simplesmente coordenada- $z$  é a mais simples e bastante utilizada em modelos climáticos. É a coordenada usada no modelo pioneiro de Bryan-Cox (Bryan & Cox, 1968), no *Modular Ocean Model* (MOM), desenvolvido pelo *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL) e no *Parallel Ocean Program* (POP) do *Los Alamos National Laboratory* (Smith et al., 1992), para citar alguns exemplos. É adequada para locais pouco estratificados e/ou com forte mistura vertical, porém apresenta dificuldades em representar com precisão o interior e a fundo dos oceanos por causa da representação da topografia em forma de degraus (Ezer et al., 2002). São utilizados em modelos globais, geralmente com resoluções mais grosseiras, em comparação aos regionais, para estudos de clima oceânico.

A coordenada isopicnal (ou coordenada de densidade), referencia a densidade potencial a uma dada pressão e é por sua vez, adequada para representar regiões estratificadas e estáveis, pois a densidade potencial é conservada materialmente, definindo uma estrutura de camadas monotônica de fluido no oceano (Stewart, 2003). Porém em regiões não estratificadas ou instáveis, a coordenada isopicnal não é apropriada. É a coordenada utilizada, por exemplo, no *Miami Isopycnal Coordinate Ocean Model* (MICOM) (Bleck, 1978) do *Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science* (RSMAS) e no *Hallberg Isopycnal Model* (HIM) (Hallberg, 1997) do *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL). Os modelos de coordenadas isopicnais são, geralmente, utilizados para estudos de formação e propagação de massas de água nos oceanos.

Os modelo de coordenada sigma ( $\sigma$ ), ou “seguidores-de-terreno” são especialmente adequados em regiões com topografia de fundo variável e nas quais os processos de interação com a camada-limite de fundo são importantes. A principal atração de tais modelos reside na representação suave da topografia e em sua habilidade em simular as interações entre o fluxo e a batimetria (Ezer et al., 2002). A Figura 1 apresenta uma

comparação entre a representação da batimetria em modelos de coordenada vertical  $Z$  e os modelos  $\sigma$ .

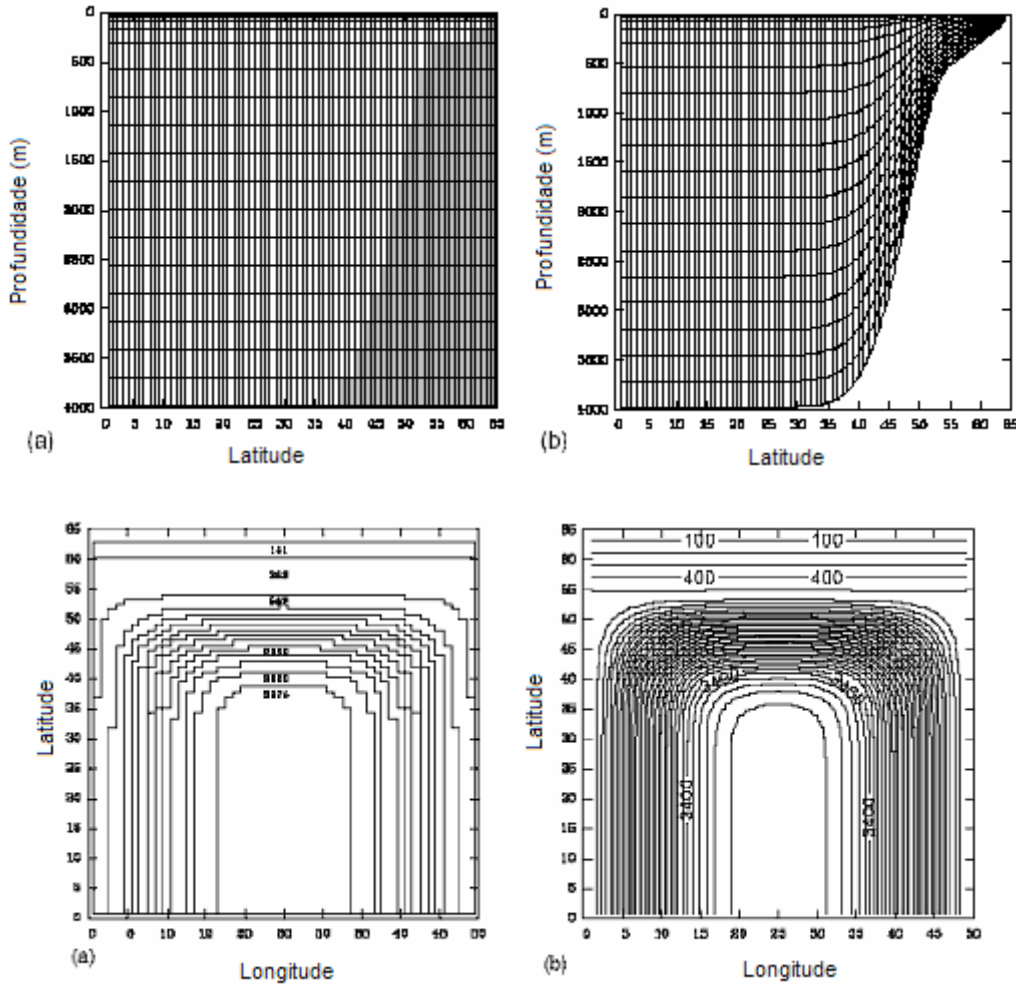


Figura 1 - Representação da topografia de fundo em perfil (painel superior) e em planta (painel inferior) em grades com coordenada vertical cartesiana  $Z$  (a) e coordenada vertical sigma (b). Fonte: Ezer & Mellor, (2004).

Os modelos de coordenada  $\sigma$  são portanto, particularmente adequados para modelar fluxos sobre estuários, baías e plataforma continental. No entanto, as aplicações dos modelo seguidores-de-terreno expandiram-se além de sua intenção original; estão sendo por exemplo, usados para problemas de escala de bacia e de clima (Ezer & Mellor, 2004). Por outro lado, os modelos de coordenada  $\sigma$  apresentam problemas em regiões com

topografias íngremes, em função de erros numéricos no cálculo de gradiente de pressão, ou inconsistência hidrostática (Haney, 1991). Esse erro não pode ser completamente eliminado, já que sua grade não segue superfícies geopotenciais ou isopícnais, porém alguns métodos para minimizá-lo a níveis aceitáveis, (abaixo de outros erros numéricos) estão sendo aplicados com sucesso, como por exemplo, esquemas de interpolação de alta ordem e reconstrução parabólica (Ezer et al., 2002). Esse tipo de coordenada é utilizada, por exemplo, no *Regional Ocean Modeling System* (ROMS) (Haidvogel et al., 2000) desenvolvidos pela Universidade de Rutgers e pela Universidade da Califórnia em Los Angeles (UCLA) e no *Princeton Ocean Model* (POM) (Blumberg & Mellor, 1987) do GFDL. Maiores detalhes sobre o POM são tratados na seção V.1.

Idealmente, um modelo numérico de oceano deve reter as características das massa de água por séculos da integração (uma característica de coordenadas isopícnais), possuir alta resolução vertical na camada de mistura de superfície para a representação apropriada de processos termodinâmicos (uma característica da coordenada  $z$ ) e manter resolução vertical suficiente em regiões não estratificadas ou fracamente estratificadas do oceano, e elevada em regiões litorais (uma característica da coordenada  $\sigma$ ). Isto conduziu ao desenvolvimento recente de diversos modelos numéricos de coordenadas híbridas, que combinam as vantagens das diferentes coordenadas para simular de maneira otimizada regiões costeiras e de oceano aberto. Dentre estes, podemos citar o OPA (Madec et al., 1998), que combina a coordenadas  $\sigma$  e  $z$  e o *Hybrid Coordinate Ocean Model* (HYCOM) (Bleck, 2002), que combina os três tipos de coordenadas ( $\rho$ - $\sigma$ - $z$ ).

### III.2. Assimilação de Dados

A previsão numérica da atmosfera e do oceano é em essência um problema de valor inicial, no qual estados futuros do oceano e da atmosfera podem ser obtidos utilizando-se as equações governantes (Bjerknes, 1911) *apud* Haltiner & Williams (1980). Portanto, o sucesso da previsão destes estados futuros está intimamente relacionado à qualidade da representação da condição inicial.

Desde a primeira metade do século XIX, já se tinha a noção de que campos diagnósticos dos estados passados e presente da atmosfera poderiam ajudar nas previsões de estados futuros. As cartas sinóticas criadas nesta época foram bastante úteis para realizar prognósticos de tempo. Essas cartas eram preparadas por analistas que desenhavam isolinhas de parâmetros como temperatura, pressão, fluxo e vento. Essa tarefa era bastante árdua e demorada e como os diagnósticos eram bastante dependentes do julgamento dos analistas, pode ser chamada de uma análise subjetiva (Daley, 1991).

No trabalho pioneiro de Richardson (1922), as equações governantes da atmosfera foram discretizadas e integradas no tempo a partir de um estado inicial, utilizando-se técnicas numéricas. Nesse procedimento era necessário que o vento e a pressão fossem definidos em arranjo regular no tempo inicial. Para obter o campo regular a partir de dados medidos irregularmente no espaço, Richardson utilizou-se da análise subjetiva e digitalizou os resultados obtidos.

A partir da década de 50, previsões numéricas do tempo, baseadas no princípio de Bjerknes e no trabalho de Richardson (1922), foram realizadas com a utilização do primeiro computador eletrônico digital (ENIAC). A análise subjetiva foi também utilizada nesses trabalhos, mas muito tempo era consumido para essa operação. Surgiu então a necessidade da criação de uma metodologia para gerar grades regulares tridimensionais a partir de dados irregularmente espaçados, que não necessitasse da intervenção humana e que não consumisse um tempo de processamento computacional

muito grande. Essa técnica ficou conhecida como Análise Objetiva, pois a obtenção dos campos regulares não estava sujeita à subjetividade do analista, mas obtida através de modelos matemático-estatísticos. Porém, essa objetividade é também questionável, pois ainda existe um julgamento de qual método de análise objetiva a ser utilizado e os resultados obtidos por um método e outro podem variar tanto quanto entre um analista e outro na análise subjetiva (Daley, 1991).

O primeiro trabalho bem sucedido para a criação de um método de análise objetiva foi o de Panofsky (1949). Sua metodologia consistia em utilizar expansões polinomiais para ajustar todos os pontos de observação em uma determinada área do domínio que continha vários pontos da grade de análise. Os coeficientes de expansão eram determinados por um ajuste de mínimos quadrados e o grau de suavização da análise podia ser controlado pelo número de coeficientes utilizados na expansão. Os pesos das observações eram atribuídos manualmente de acordo com a acurácia do dado e a relação geográfica era utilizada como restrição dinâmica. Em seu trabalho, Panofsky mostrou que não houve diferenças além das esperadas entre sua análise objetiva e a análise subjetiva realizada para os mesmos parâmetros.

Mais tarde, Gilchrist e Cressman (1954 *apud* Daley, 1991) utilizaram uma metodologia bem semelhante à de Panofsky. A diferença residia no ajuste, que ao invés de ser feito em extensas áreas, era realizado localmente ao redor de cada ponto da grade. A região na qual era feito o ajuste ficou conhecida como região de influência.

Um ano depois, Bergthorssen e Döös (1955 *apud* Cressman, 1959) desenvolveram uma metodologia que mais tarde ficou conhecida como o método de correções sucessivas. Esta utilizava um campo inicial que era obtido através de campos climatológicos ou de previsões numéricas anteriores. Os valores do campo inicial eram então subtraídos de cada dado observado para produzir incrementos observacionais. Esses incrementos eram analisados, utilizando pesos inversamente proporcionais à distância entre o ponto de observação e o ponto de grade. Finalmente, eles eram somados ao campo inicial para

gerar a análise final. Pela primeira vez, a verificação automática dos dados foi utilizada, embora a rejeição de dados espúrios fosse realizada ainda manualmente.

A análise objetiva abriu caminho para que a obtenção de condições iniciais pudesse ser mais rápida, menos trabalhosa e mais confiável.

Um exemplo prático da importância de uma boa condição inicial ocorreu em fevereiro de 1979, quando uma das maiores nevascas que se tem notícia na história recente atingiu a costa leste dos Estados Unidos, causando enormes prejuízos e deixando a região em estado de emergência. Essa tempestade ficou conhecida não somente por sua intensidade mas também porque suas previsões foram bastante ruins. Pesquisadores estudaram essa tempestade para descobrir a causa da falha nas previsões e chegaram à conclusão que pequenos erros localizados em uma região remota na análise inicial quatro dias antes do evento afetaram a previsão da nevasca (Daley, 1991).

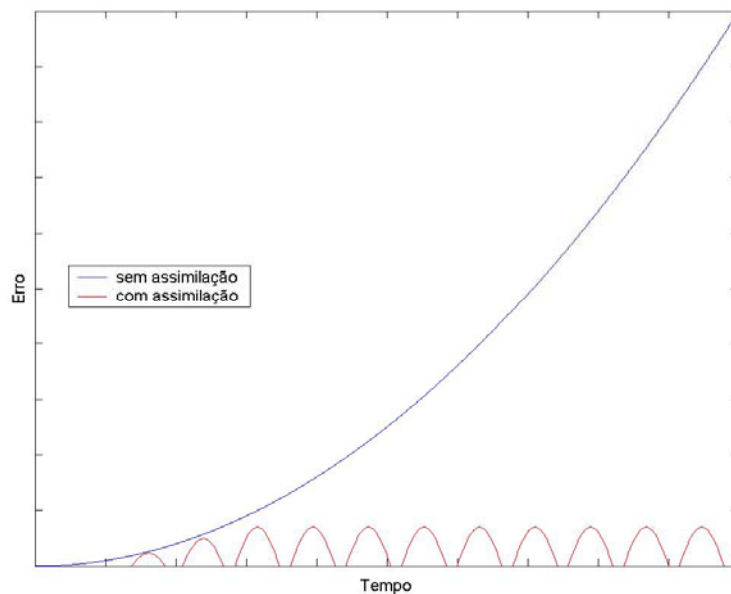
Porém, mesmo que se obtenha uma condição inicial que represente de maneira fidedigna o problema em questão, o resultado do modelo irá divergir em relação aos dados observacionais à medida que se avança no tempo. Isso se deve às inúmeras imperfeições intrínsecas ao processo de modelagem numérica. Em primeiro lugar, são realizadas aproximações (como por exemplo a linearização realizada para a obtenção da equação de continuidade) e parametrizações (como por exemplo nos coeficientes de atrito) nas próprias equações governantes na sua forma diferencial. Quando estas equações são discretizadas para que se possa obter sua solução numérica, surge uma série de erros inerentes à esta operação, como a dispersão computacional, erros de *aliasing* e instabilidade não linear (Messinger e Arakawa, 1976). Todas essas imperfeições, ainda que atenuadas ao máximo, interagem de forma não linear, propagando erros cada vez maiores na solução numérica.

Além destas imperfeições, outro fator que contribui para a divergências das soluções é o que o meteorologista Edward Lorenz batizou como o efeito de Caos (Lorenz, 1963). No ano de 1959, Lorenz quase que por acidente veio a se deparar com esse fenômeno.

Realizando experimentos numéricos de previsão de tempo, Lorenz obteve resultados interessantes mostrando fenômenos não-periódicos aparentes, embora com padrões regulares. Para melhor estudar esses resultados, Lorenz resolveu repetir essa simulação, mas interrompeu a rodada para estudar mais de perto os resultados obtidos até então. Para continuar a simulação do ponto onde parou, ele digitou os resultados dos parâmetros fornecidos pelo modelo e após algum tempo de simulação percebeu que os resultados divergiam dos obtidos na rodada completa. Ao final da simulação, os resultados eram distintos dos obtidos sem a interrupção. A causa dessa discrepância era o arredondamento dos números digitados por ele. Ou seja, uma pequena mudança na condição inicial do problema afetou em muito o resultado final, evidenciando a sensibilidade dos sistemas não lineares às condições iniciais.

Para evitar uma divergência muito grande do modelo em relação às observações à medida que se avança no tempo, foi desenvolvida uma técnica que utiliza dados observacionais para corrigir a solução do modelo e trazê-lo para valores mais próximos dos observados e assim aprimorar sua capacidade de previsão. Isto seria o equivalente a introduzir uma nova condição inicial (mais próxima do estado observado) a cada determinado espaço de tempo e não apenas uma única condição inicial no tempo zero.

Esta técnica, que começou a ser desenvolvida há cerca de 30 anos pelos meteorologistas, ficou conhecida como assimilação de dados e é definida como a técnica que utiliza dados observacionais para aprimorar a habilidade de previsão dos modelos numéricos de previsão de tempo (Malanotte-Rizzoli & Tziperman, 1995). A Figura 2 é uma ilustração da divergência da solução do modelo em relação às observações com e sem a utilização da técnica de assimilação de dados.



**Figura 2 – Representação esquemática da evolução temporal do erro do modelo com e sem assimilação de dados**

Existem várias técnicas de assimilação de dados, cada uma com suas características e usos diversos, apresentando vantagens e desvantagens. Portanto, a escolha do método de assimilação é bastante particular de cada aplicação e deve ser estudado com cuidado.

O primeiro esforço no sentido de se assimilar dados em modelos foram os chamados Modelos Diagnósticos, nos quais os dados eram simplesmente inseridos nas equações dinâmicas de modelos razoavelmente complexos para avaliar os campos de velocidade. Os resultados não eram bons por causa de inconsistências entre o modelo, a topografia e os dados observacionais (Malanote-Rizzolli & Tziperman, 1995).

Mais tarde, em meados da década de 70, uma técnica mais robusta foi introduzida em modelos atmosféricos por Anthes (1974 apud Dudhia et al., 2001) e ficou conhecida como *nudging*, que pode ser traduzido como “cutucão”. Como o nome sugere, a técnica de *nudging* força paulatinamente os resultados do modelo para que se aproximem dos dados observados, através de um termo artificial de tendência incorporado a uma ou mais

equações prognósticas do modelo, baseado nas diferenças entre os dois estados. Esta técnica, também conhecida como Relaxação Newtoniana é simples e flexível. Os dados utilizados podem ser de qualquer tipo, medido ou inferido, analisado para uma grade para assimilação no modelo ou inserido como observações individuais. A fórmula geral do esquema de *nudging* para a variável dependente genérica  $\alpha(x,t)$  pode ser escrita como:

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} = F(\alpha, x, t) + G_{\alpha} * W_{\alpha} * \varepsilon_{\alpha}(x) * (\alpha_o - \alpha) \quad (1)$$

onde,  $F$  representa todas os termos de forçantes físicos do modelo (advecção, Coriolis etc.), o fator de *nudging*,  $G_{\alpha}$ , determina a magnitude do termo de tendência. A variação espacial e temporal é determinada pela função peso quadridimensional  $W_{\alpha}$ , que especifica os pesos horizontal, vertical e temporal aplicados na análise. O fator que determina a qualidade da análise  $\varepsilon_{\alpha}$ , e que varia entre 0 e 1, é baseado na qualidade e na distribuição dos dados observacionais utilizados (Dudhia et al., 2001).

O fator de *nudging*  $G_{\alpha}$  é definido com base em argumentos de escala e pelo fato ser artificial, ele não deve ser dominante nas equações governantes e deve ser escalonado pelo processo físico de mais lento ajuste no modelo, satisfazendo também o critério de estabilidade numérica. Um valor muito grande de  $G_{\alpha}$  irá forçar o modelo muito fortemente em direção às observações. Isso não é desejável por dois motivos: 1) a capacidade das equações do modelo em resolver desequilíbrios nos balanços de massa-momentum será diminuída e 2) a habilidade do modelo em gerar suas próprias estruturas de mesoescala (como meandros e vórtices) será prejudicada pela imposição muito forçada dos dados observacionais. Esses problemas acontecem porque as observações podem não ser capazes de resolver tais estruturas e também porque as observações podem estar contaminadas com erros. Por outro lado, se  $G_{\alpha}$  for muito pequeno, as observações terão efeito mínimo da evolução do estado do modelo, permitindo a propagação de erros de fase e amplitude (Dudhia et al., 2001).

A grande deficiência da técnica de Relaxação Newtoniana é que esta não é capaz de estimar os erros na solução obtida (Gill & Malanotte-Rizzoli, 1991).

A evolução do método de *nudging* veio com a técnica de Interpolação Ótima (OI), também chamada de técnica de Gauss-Markov (Daley, 1991). Esta utiliza o método de mínima variância e é capaz de estimar a matriz de covariância dos erros da solução obtida, porém não é capaz de aprimorar parâmetros ou parametrizações do modelo, nem de ajustar simultaneamente toda a distribuição quadridimensional de observações à solução do modelo.

Levando a técnica de ajuste de mínimos quadrados ao extremo, surgiu o método assimilação chamado de filtro de Kalman. Este método é capaz de ajustar simultaneamente toda a distribuição quadridimensional de observações à solução do modelo e calcular as estimativas de erro para a solução. Ele utiliza as estimativas de erro conhecidas previamente e calcula as matrizes de covariância do erro para os resultados do modelo. Porém apresenta altíssimo custo computacional, tornando-o viável apenas para modelos com resolução mais grosseira.

Para tentar solucionar este problema, foi aplicada a técnica chamada de Método Adjunto, que baseia-se na técnica de controle ótimo, utilizada em engenharia, que permite abrir mão do uso e do cálculo das matrizes de covariância completas e utilizar apenas uma pequena parte desta, minimizando em muito o número de cálculos e, consequentemente, o tempo de processamento. Esta metodologia de assimilação retém as qualidades do filtro de Kalman, apresentando custo computacional viável para uso em modelos mais refinados.

Além do aprimoramento das previsões numéricas do oceano e da atmosfera, a assimilação de dados permite ainda o refinamento das parametrizações utilizadas nos modelos e o estudo de maneira detalhada dos processos oceânicos e atmosféricos.

Várias experiências bem sucedidas de assimilação de dados em modelos oceânicos, especificamente com o Princeton Ocean Model, já foram realizadas (Fischer & Latif, 1995 (apud Busalacchi, 1995); Rosati et al., 1995; Ezer & Mellor, 1995; Aikman et al., 1995; Gustafson et al., 1998).

### **III.3. Sistemas de Observação Oceânicos**

A Oceanografia observacional, através dos sistemas de observação dos oceanos, são parte fundamental da oceanografia operacional. Tanto para fornecer dados observados em tempo real para os usuários, quanto com o propósito de assimilação nos modelos dos sistemas de previsão.

Programas de observação internacionais tiveram início no final da década de 1950, com o advento do Ano Geofísico Internacional e na década de 60 com as operações Equalant (Bagerski & Roberts, 1964), nas quais foram realizadas observações simultâneas por vários navios.

A partir do final da década de 1980, vários outros programas de cooperação internacional foram estabelecidos para fornecimento de dados dos oceanos, como descrito a seguir.

#### **III.3.1. Programas Internacionais de Observação dos Oceanos**

Uma das principais questões a serem respondidas nos próximos anos é se as mudanças ambientais observadas são naturais ou se são fruto da ação do homem. Uma resposta precisa necessita de observações confiáveis de longa duração, além de ferramentas estatísticas e modelos capazes de reproduzir cenários realísticos do ambiente marinho (Manzella et al., 2002).

Graças a inovações de novos princípios em sensores e o uso de microprocessadores acoplados em instrumentos de medição *in situ*, a partir da década de 80, estes tornaram-se mais poderosos, capazes de medir uma maior variedade de parâmetros, mais duráveis e confiáveis (Flemming, 2002). No final dos anos 80, foi estabelecido o programa JGOFS, sigla em inglês para Estudo Conjunto dos Fluxos no Oceano Global. O JGOFS é um programa internacional multi-disciplinar com participantes de mais de 20 países. Seu

objetivo é aprimorar o entendimento dos fluxos interanuais de carbono entre o oceano e a atmosfera, entre a superfície do oceano e seu interior, bem como avaliar a sensibilidades de tais fluxos às mudanças climáticas (JGOFS, 1988).

Na década seguinte, outros experimentos integrados para observação dos oceanos em grande escala foram bem sucedidos, como o projeto Experimento sobre a Circulação dos Oceanos Mundiais (*World Ocean Circulation Experiment - WOCE*), no qual participaram cientistas de 30 países coletando diversos parâmetros oceanográficos em todos os oceanos entre os anos de 1990 a 1997 (WOCE, 1997). Outro projeto que seguiu essa linha foi o Programa Oceano Tropical Atmosfera Global (*Tropical Ocean Global Atmosphere – TOGA*), (Webster & Lukas, 1992). Conduzido nos anos de 1992 e 1993, o TOGA realizou medições de parâmetros oceânicos e meteorológicos no Pacífico Tropical, região de altas temperaturas da superfície dos oceanos e de grandes índices de precipitação, relacionada aos fenômenos ENSO.

Tais programas forneceram aos cientistas um quadro mais completo de como funcionam as interações entre as bacias oceânicas, peças da engrenagem do oceano global. Existem ainda muitos processos a serem esclarecidos, mas na década de 90 começou-se a obter-se confiança que era possível, ao menos iniciar-se, a construção de um sistema de observação cientificamente elaborado, que forneceria dados de maneira lógica, com precisão e frequência de amostragem suficientes para melhorar a compreensão de tais processos. Observando os fatores com comportamentos mais conhecidos, como a temperatura da superfície do mar (TSM), as correntes superficiais e as ondas de gravidade superficial, pode-se alcançar uma melhora tanto do sistema de observação em si, quanto dos processos oceânicos em geral (Flemming, 2002).

No final de 1993, foi estabelecido o programa Sistema de Observação Global dos Oceanos (GOOS), um sistema com coordenação internacional para obtenção e processamento de dados sobre os oceanos e a geração de produtos e serviços, incluindo descrições precisas das condições atuais e previsões das condições futuras do oceano. Através de bancos de dados internacionais, objetiva-se também a criação de conjuntos de

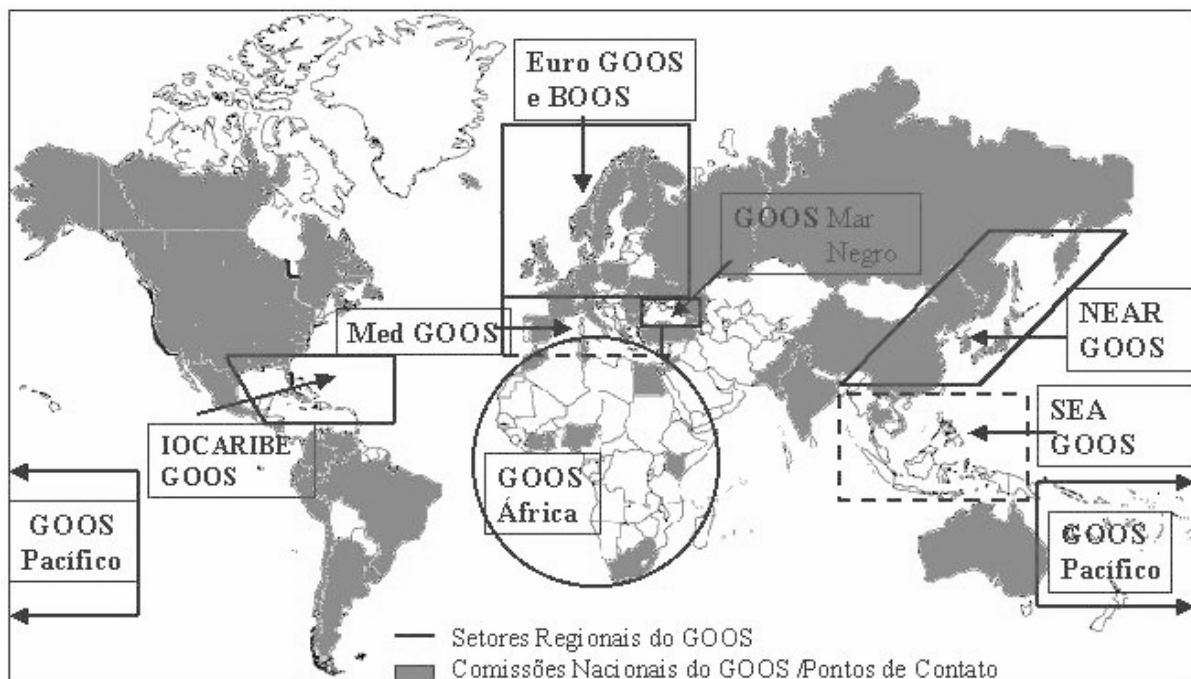
dados de longo prazo para estudos de variações de escala climática (Flemming, 2002). As atividades do GOOS incluem; coleta, processamento, gerenciamento e disseminação de dados oceanográficos, modelagem numérica, treinamento e transferência de tecnologia. Os produtos disponíveis são previsões de alterações no nível do mar, posicionamento e intensidade das correntes, ocorrência incomuns de ondas de grandes alturas, extensão da cobertura de gelo sobre os mares, incidência de *blooms* de algas nocivas, vulnerabilidade de estoques pesqueiros, probabilidade de surtos de doenças, entre outros. Os usuários dos produtos do GOOS são compostos de agências de governo, gerentes ambientais, serviços operacionais (segurança, navegação, portos, busca e resgate), indústria (óleo e gás, construção naval, pesca) e usuários individuais (velejadores, mergulhadores, pescadores).

O Brasil participa do GOOS através do Projeto PIRATA (*Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic*), que visa estudar as interações oceano-atmosfera no Atlântico Tropical e os seus impactos na variabilidade climática regional em escalas sazonais, interanuais ou de período mais longo. Os institutos envolvidos no programa são a FUNCEME (Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos), o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), o Centro de Hidrografia da Marinha (CHM) e Universidade de São Paulo do lado brasileiro; do lado francês, o IRD (*Institut de Recherche pour le Développement*), *Météo France*, o CNRS (*Centre National de Recherche Scientifique*), e o IFREMER (*Institut Français de Recherche et d'Exploitation de la Mer*); e a NOAA (*National Ocean Atmospheric Administration*) do lado americano. Atualmente existem 10 bóias adquirindo dados do Atlântico Tropical, disponibilizados na internet para os usuários (PIRATA, 2004).

Além do PIRATA, existem outros programas internacionais associados ao GOOS, como o *Global Ocean Data Assimilation Experiment* (GODAE), que visa realizar experimentos de assimilação de dados de várias fontes em modelos numéricos globais e o Projeto de derivadores ARGO para obter dados lagrangeanos em todo o globo. O ARGO possui mais de 1400 derivadores em operação atualmente, coletando dados em superfície e em profundidade, transmitidos via satélites para as centrais de processamento, em tempo quase-real ([www.argo.ucsd.edu](http://www.argo.ucsd.edu)). Os derivadores desse projeto estão distribuídos ao redor

de todos os oceanos e existem bóias coletando dados na região das Bacias Leste e Sudeste do Brasil. Esses dados constituem uma opção viável de utilização em sistemas operacionais para essa região, carente nesse sentido.

O GOOS possui sistemas de observações regionalizadas em quase todas as partes do globo. Na Europa, o MedGOOS, para o Mediterrâneo e o *Black Sea GOOS* para o Mar Negro. No Caribe (IOCARIBE), no Nordeste e Sudeste da Ásia (NEARGOOS e SEAGOOS), no Pacífico, no Índico e na África (Figura 3). O planejamento desse programa é atingir em 2010 o modo operacional completo, integrando observações, modelos globais e regionais para que todas as áreas de cobertura do GOOS possam ter diagnósticos e previsões de curto, médio e longo prazos das condições oceânicas em escalas locais, regionais e globais.



**Figura 3 – Mapa dos setores do Programa GOOS.**

Um Sistema de Previsão da Circulação Oceânica para a costa brasileira vai ao encontro dessa tendência mundial de programas como o GOOS, o poderia colocar a oceanografia brasileira no mapa do sistemas de oceanografia operacional.

### III.3.2. Tipos de Dados Medidos

Os dados medidos pelos sistemas de observação constituem-se de dois tipos; os dados *in situ*, medidos no oceano e dados remotos, medidos em plataformas fora dos oceanos, como satélites. Em alguns casos, os dados obtidos por instrumentos *in situ* apresentam limitação de cobertura espaço-temporal e dificuldade de transmissão de dados em tempo quase-real. Por outro lado, os dados obtidos por satélites podem fornecer informações de longo prazo, em escala sinótica e em tempo quase real, de parâmetros importantes como temperatura da superfície do mar (TSM), elevação da superfície do mar e cor da água (Le Traon, 2002). Por isso, os dados obtidos por sensores remotos a bordo de satélites representam uma importante contribuição para oceanografia operacional.

As informações obtidas pelos sensores remotos são adquiridas utilizando-se diferentes bandas do espectro eletromagnético. Na banda do visível, entre 0,4 e 0,8  $\mu\text{m}$ , temos medidas de cor do oceano e de fluxo de radiação solar em superfície. Na banda do infravermelho (0,8 a 100  $\mu\text{m}$ ), obtemos as medidas de temperatura da superfície do mar (TSM). Nessa duas bandas existe a limitação de cobertura de nuvens, que impede a medição desses parâmetros. Na banda de microondas (0,1 a 100 cm), a cobertura de nuvens deixa de ser um problema. Nessa banda estão as medidas de cobertura de gelo e velocidade do vento e topografia da superfície do mar obtida por altímetros. Para o propósito de previsões oceânicas, os parâmetros mais importantes são altimetria e TSM (Le Traon, 2002).

A TSM é medida operacionalmente através dos satélites de órbita polar da série NOAA e geoestacionários (GOES METEOSAT). A TSM fornece informações valiosas sobre mudanças climáticas (eventos ENSO) e em menor escala pode indicar a presença de feições de mesoescala e a posição de correntes, como a Corrente do Brasil e ainda de eventos de ressurgência.

A altimetria por satélite fornece a topografia do oceano, que pode ser encarada como a integração da dinâmica de toda a coluna d'água. Através desses dados, pode-se inferir correntes geostróficas, a posição de correntes e vórtices. O problema residente nesse tipo de medida é a baixa resolução temporal e espacial. A obtenção dos campos de altimetria são precisos em uma área somente a cada dez dias aproximadamente, pois a medição é realizada em faixas estreitas do oceano, separadas por centenas de quilômetros umas das outras. Assim, é necessária a composição de dados obtidos por mais de um satélite utilizando-se de técnicas de análise objetiva, para se obter um mapa da topografia do oceano de uma região. Diversos sistemas de previsão dos oceanos utilizam dados de altimetria e de TSM para assimilação em modelos numéricos de circulação, como descrito na seção seguinte.

#### **III.4. Sistemas de Previsão Oceânica**

O oceano é intermitente e episódico. Trata-se de um fluido essencialmente turbulento, cuja circulação é caracterizada por uma miríade de processo dinâmicos, que ocorrem sobre uma grande faixa de escalas interativas não-lineares no espaço e no tempo. A previsão oceânica é essencial para operações efetivas e eficientes sobre e sob o mar, porém, a previsão em tempo-real do oceano, principalmente em regiões costeiras, é uma atividade desafiadora, complicada por esta natureza episódica dos oceanos, pela falta de observações extensas e pela influência combinada de processos internos e interações com fronteiras na evolução dos campos previstos (Robinson & Glenn, 1999).

O oceano evolui no tempo, tanto como uma resposta a forças externas, quanto via processos dinâmicos internos. O primeiro inclui, por exemplo, forças de maré, ventos e fluxos superficiais de calor e de água doce. As instabilidades e ressonâncias internas do oceano, que incluem meandros, frentes, vórtices e ondas internas são, geralmente, análogas aos fenômenos de tempo na atmosfera e são chamados de tempo oceânico (Robinson & Sellschopp, 2002). As escalas espaciais de tais fenômenos são curtas (da ordem de 10 a 100 km) e resolvê-los com sistemas de previsão globais torna o custo

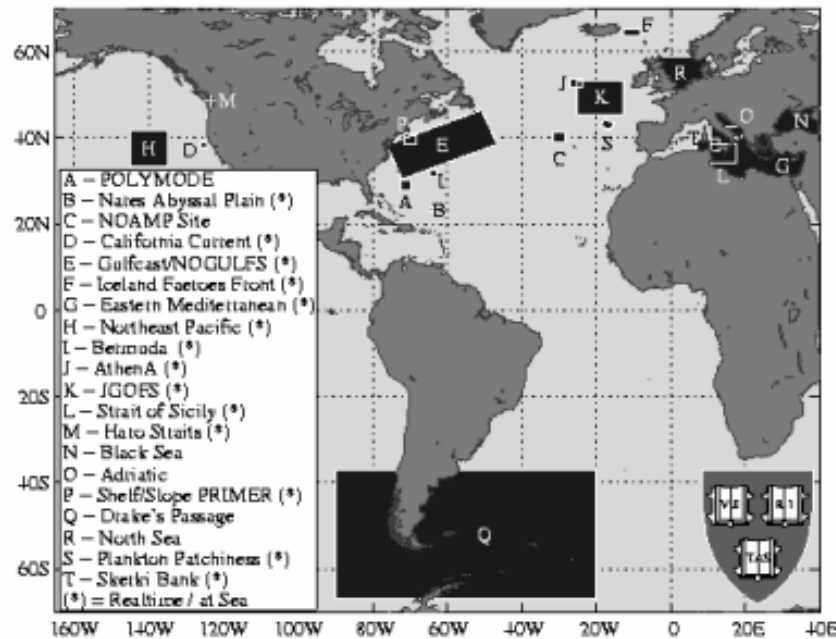
computacional inviável. Portanto, deve-se aplicar sistemas regionais de previsão oceânica. No contexto da previsão regional, surgem forças adicionais na forma de fluxos através das fronteiras horizontais, que representam forçantes de maior escala, tanto externas, quanto internas, assim como interações continente-oceano na zona litorânea (Robinson, 1999). O desenvolvimento de um sistema de previsão oceânica regional depende de sua capacidade em resolver de maneira adequada as escalas dos processos mais relevantes da oceanografia local.

A seguir serão descritos alguns dos principais sistemas de previsão oceânica em operação atualmente, dando ênfase nos sistemas capazes de resolver fenômenos oceânicos de mesoescala.

A Divisão de Oceanografia da Marinha Americana (NAVOCEANO), desde setembro de 2001, mantém um sistema de previsão oceânica em caráter operacional, realizando previsões de 30 dias uma vez por semana ([www.ocean.nrlssc.navy.mil/global\\_nlom](http://www.ocean.nrlssc.navy.mil/global_nlom) - acessado em 2004). O modelo numérico utilizado no sistema foi desenvolvido pelo *Naval Research Laboratory* (NRL), o NLOM (*NRL Layered Ocean Model*), que se baseia no modelo de equações primitivas de Hurlburt & Thompson (1980). Seu domínio é quase global (de 72° S a 65° N), com resolução espacial de 1/16 de grau (~ 7 km) e com sete camadas na vertical, perfazendo uma grade de 4096 X 2304 X 7. O sistema assimila dados de altimetria obtidos pelos satélites *Topex/Poseidon*, ERS-2 e *Geosat-Follow-On* (GFO), utilizando um esquema de interpolação ótima (OI). É também realizada assimilação de TSM, através de Relaxação Newtoniana. Os parâmetros cujas previsões são disponibilizadas, incluem elevação da superfície do mar, correntes de superfície, TSM e perfis verticais de temperatura.

O Sistema de Previsão Oceânica de Universidade de Harvard (HOPS), vem realizando diagnósticos e previsões do oceano há mais de dez anos em quinze regiões do Oceanos Atlântico, Pacífico e Índico e do Mar Mediterrâneo (Robinson & Glenn, 1999) (Figura 4). O HOPS é capaz de prever correntes costeiras, de plataforma e de oceano profundo. O sistema de Harvard é baseado em um modelo de equações primitivas de coordenadas

sigma, podendo ainda ser utilizada coordenadas híbridas, dependendo da região a ser aplicado (Lozano et al., 1994). O sistema apresenta ainda a opção de aninhamentos *two-way*. O esquema de assimilação de dados utiliza técnica de interpolação ótima, para incorporar dados de TSM, altimetria e cor da água obtidos por satélites.



**Figura 4 – Mapa dos domínios cobertos pelo Sistema de Previsão Oceânica da Universidade de Harvard (HOPS). Fonte: Robinson & Glenn, 1999**

Várias instituições de países banhados pelo Mediterrâneo formaram um consórcio para desenvolver e manter um sistema de previsão oceânica dessa região, o Sistema de Previsão do Mediterrâneo (MFS). O sistema de observação do MFS conta com uma rede de medições obtidas por navios, que percorrem rotas pré-determinadas, realizando observações de temperatura com batitermógrafos descartáveis (XBT) e de corrente através de perfiladores de corrente acústicos (ADCP). Conta ainda com uma bóia fixa que coleta dados meteorológicos e oceanográficos e com dados obtidos por satélites em tempo quase real (Pinardi et al., 2003). Todos esses dados são assimilados no modelo numérico, uma versão do MOM para o Mediterrâneo com resolução espacial de 12,5 km. O modelo global é usado para previsões de uma semana das correntes em escala de bacia e para aninhamento em modelos regionais de alta resolução, como o *Aegean and*

*Levantine Eddy Resolving Model* (ALERMO), implementado para o Mar Egeu (Korres & Lascaratos, 2003), utilizando o POM com resolução espacial de 3 km.

O Sistema de Previsão Oceânica Regional da Universidade de Princeton (PROFS) realiza diagnósticos e previsões para o Golfo do México, Mar do Caribe, Canal de Santa Bárbara e Baía de Santa Mônica. O modelo numérico utilizado é o POM com resolução variável de 5 a 10 km. As forçantes de superfície são ventos a cada 6 horas, obtidos do ECMWF e fluxos de calor baseados em climatologias mensais. Dados de TSM e altimetria de satélites são assimilados conforme metodologia descrita em Mellor & Ezer (1991). Os dados de velocidade fornecidos por bóias de deriva são assimilados no modelo, utilizando método de *nudging*.

O Sistema de Observação e Previsão do Porto de Nova York (NYHOPS) possui uma vasta rede de observações da região, que conta com diversos instrumentos para medições *in situ*, incluindo sensores de salinidade, temperatura, turbidez e maré, além de correntômetros acústicos, radares de alta frequência e anemômetros. O NYHOPS foi desenvolvido pelo Instituto de Tecnologia de Stevens para fornecer informações oceanográficas para os usuários da região portuária, otimizando as operações relacionadas ao tráfego de embarcações dos Portos de Nova York e Nova Jersey (Herrington et al., 2000). O modelo hidrodinâmico utilizado é o *Estuarine Coastal and Ocean Model* ECOMSED (Blumberg et al., 1993). O sistema está em modo operacional desde 1999, forçado por ventos obtidos do modelo ETA com 12 km de resolução espacial. As previsões são realizadas para 72 horas e os campos de temperatura, salinidade, elevação da superfície e correntes em vários níveis são disponibilizados no endereço eletrônico [www.stevens.edu/maritimeforecast](http://www.stevens.edu/maritimeforecast).

Esses são apenas alguns exemplos de sistemas de previsão do oceano presentes hoje ao redor do globo. Vários outros sistemas de previsão oceânica estão em operação em diversas outras regiões como Austrália, França, Dinamarca e Japão.

#### **IV. Circulação Oceânica nas Bacias Leste e Sudeste do Brasil**

O primeiro passo para se projetar um Sistema de Previsão Oceânica para uma região é conhecer a dinâmica dos processos oceânicos que ali ocorrem. Desta forma, nesse capítulo é descrito o *status quo* da dinâmica das Bacias Leste e Sudeste brasileiras. No âmbito deste trabalho, entende-se como sendo as bacias leste e sudeste do Brasil, a região limitada pelas coordenadas geográficas 10° S e 27° S e 30°W a 50°W. Nessa região localizam-se algumas cidades litorâneas importantes como Salvador, Vitória, Rio de Janeiro, Santos e Itajaí (Figura 15).

A circulação oceânica é influenciada por diversos aspectos, como a circulação atmosférica, características termohalinas, topografia de fundo e orientação da linha de costa. Esses fatores interagem para formar a dinâmica oceânica da região, sendo portanto, fundamental conhecimento de cada um.

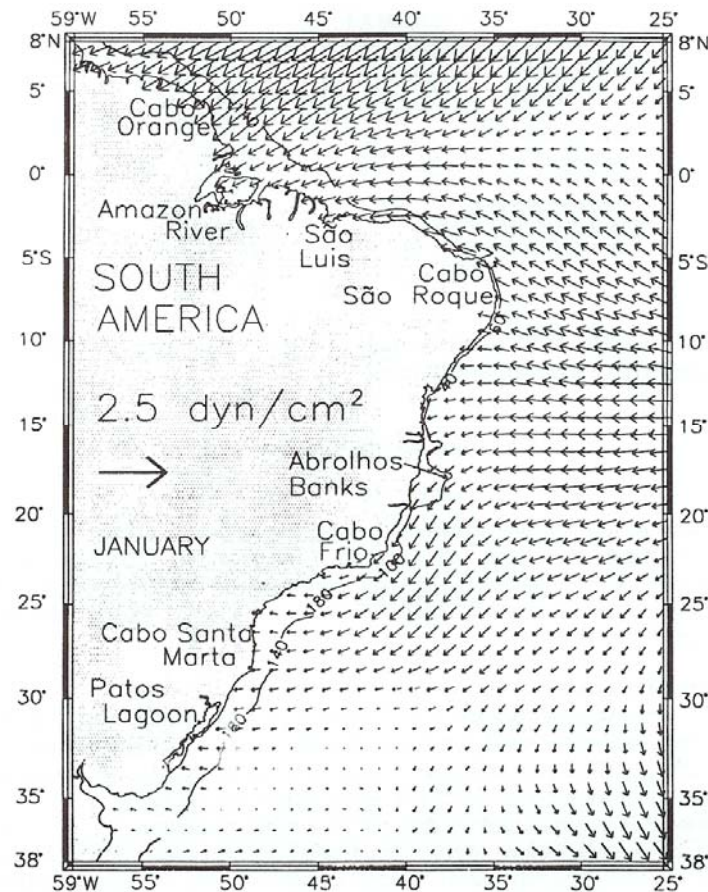
##### **IV.1. Circulação Atmosférica**

A presença de um sistema meteorológico de larga escala permanente sobre o mar, próximo ao litoral Sudeste do Brasil, denominado Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), gera um fluxo atmosférico básico sinótico de direção predominante nordeste sobre esta região (Silva, 1997). A posição e a intensidade da ASAS oscila sazonalmente, afetando diretamente a magnitude e a direção dos ventos que atuam na região (Castro & Miranda, 1998).

Durante o verão, entre 10° e 15° de latitude sul, a direção dos ventos típicos é leste e a partir dessa latitude até aproximadamente 23° S, os ventos são predominantemente de nordeste. Torres Jr. (1995) analisou uma série temporal de 16 anos de dados de vento em Cabo Frio, mostrando que os ventos de nordeste e leste são mais bem mais frequentes e energéticos naquela região. Esses ventos estão diretamente associados à ressurgência

costeira que ocorre de forma endêmica entre o litoral do Espírito Santo e Cabo Frio, discutida em maior detalhe posteriormente.

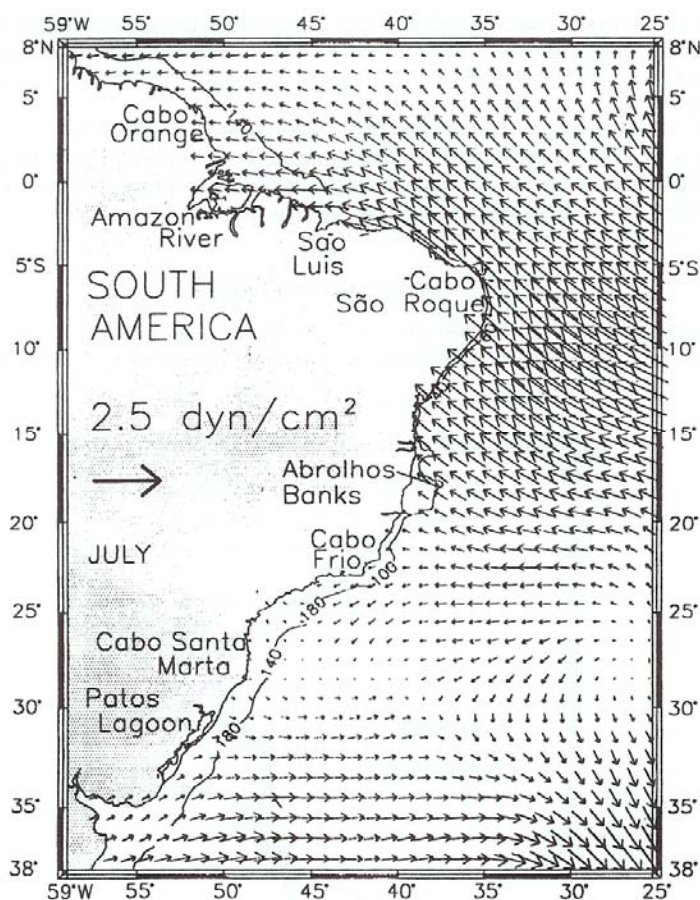
A partir de Cabo Frio, o fluxo sinótico parece sofrer uma inflexão na sua direção como discutido por Fragoso (1999). Silva (1997) mostra que o atrito entre o vento e o continente causa um desvio no fluxo básico a partir da região a oeste de Cabo Frio. Isto ocorre porque a orientação da linha de costa a partir deste ponto sofre uma inflexão de aproximadamente 90°. Sendo assim, o fluxo atmosférico tende a sofrer uma rotação no sentido horário (ciclônica) acompanhando a linha de costa (Figura 5).



**Figura 5 – Climatologia da tensão de cisalhamento do vento para a costa brasileira ( $\text{dyn}/\text{cm}^2$ ) para o mês de janeiro. Fonte: Castro & Miranda (1998).**

No inverno, os ventos na região leste passam a apresentar direção preferencial sudeste, aumentando de intensidade (Figura 6). Na região sudeste, o fluxo sinótico de nordeste passa a ser mais afetado pela passagem na região de sistemas anticiclônicos polares (frentes frias), que provocam a rotação dos ventos para sudoeste (Torres Jr., 1995) e que apresentam períodos de 4 a 7 dias (Stech & Lorenzetti, 1992).

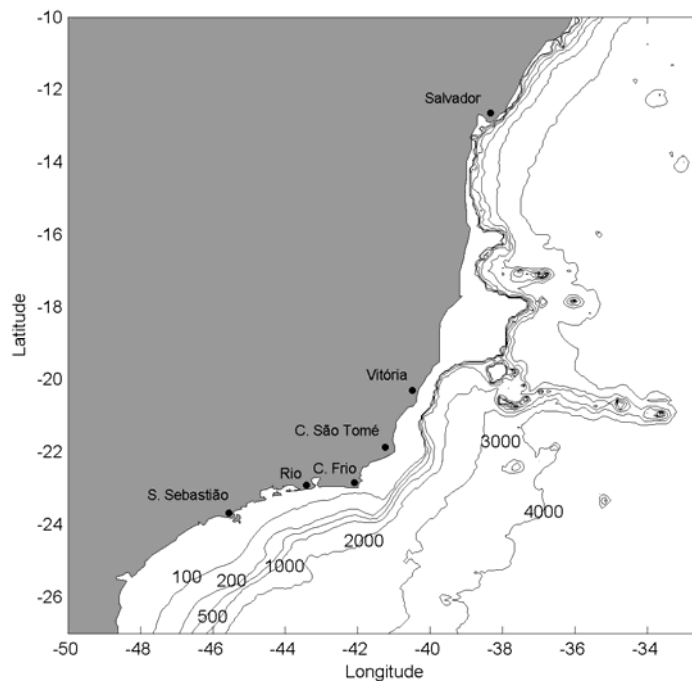
Os sistemas frontais afetam a circulação superficial da região, principalmente na plataforma interna, onde as correntes podem mudar de direção, sofrendo rotação anticiclônica (Souza, 2000). A passagem de uma frente fria nesta região normalmente caracteriza-se por queda de temperatura, zonas de instabilidade na interface do oceano (ou continente) com a atmosfera (associadas à precipitação) e a direção dos ventos é alterada. De, predominantemente, nordeste (devido à influência do ASAS), os ventos passam para noroeste com a aproximação da frente, e imediatamente após sua passagem, adquirem a direção sudoeste, girando no sentido anti-horário para nordeste novamente, aproximadamente um dia após a passagem da frente (Stech & Lorenzetti, 1992).



**Figura 6 - Climatologia da tensão de cisalhamento do vento para a costa brasileira ( $\text{dyn/cm}^2$ ) para o mês de julho. Fonte: Castro & Miranda (1998).**

## IV.2. Feições Topográficas

A região de estudo apresenta feições peculiares em sua topografia oceânica, que influenciam de forma decisiva a circulação da região. Mecanismos de meandramentos, vórtices e ressurgência costeira (tratados em maior detalhe nas seções subsequentes) estão diretamente ligados à cordilheira submarina, aos bancos, aos alargamentos e estreitamentos da Plataforma Continental e às mudanças de orientação da linha de costa presentes na região (Figura 7).



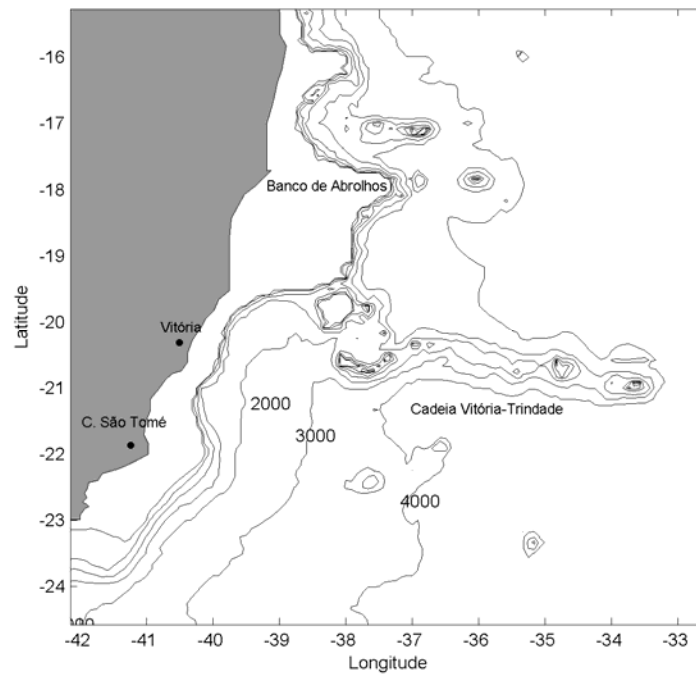
**Figura 7 – Batimetria da região de estudo. Estão representadas as isóbatas de 100, 200, 500, 1000, 2000, 3000 e 4000 m).**

A Plataforma Continental entre as latitudes de 10° a 15° S é estreita, apresentando largura típica em torno de 15 km, chegando a alcançar 10 km na latitude de 13° S (a menor do Brasil), possuindo profundidades da quebra da plataforma entre 50 a 60 m. A partir desse ponto, a Plataforma exibe grande variação em sua largura. Na latitude de 15° S, ela possui 35 km aproximadamente. Um pouco mais a sul encontra-se o banco Royal Charlotte e a plataforma se estende até 110 km. Em 17° S, novamente apresenta largura menor, em torno de 45 km, até chegar na região do Banco de Abrolhos, onde chega a 190 km de extensão. Na Bacia de Campos a plataforma novamente diminui de largura, tendo em média 80 km, com profundidade de quebra entre 60 e 100m. Na Bacia de Santos, a Plataforma apresenta 50 km de largura na região de Cabo Frio, alargando gradualmente até atingir a segunda maior largura de todo país (230 km, sendo menor apenas que a Plataforma da região Amazônica), em sua parte central (Castro & Miranda, 1998).

A linha de costa apresenta orientação norte-sul desde 10° S até a região de Cabo Frio, onde apresenta uma inflexão de quase 90° e passa a possuir orientação leste-oeste. A partir do sul do Estado do Rio de Janeiro, a linha de costa vai gradativamente orientando-se no sentido nordeste-sudoeste, até apresentar novamente alinhamento norte-sul entre as latitudes de 25 a 28° S.

Outra feição importante da topografia submarina da região é a cadeia de montes vulcânicos, denominada de Vitória-Trindade. Essa feição perpendicular à costa, estende-se por mais de mil quilômetros ao longo dos paralelos de 20° e 21° em direção ao sudoeste da África. Os pontos culminantes da cordilheira estão submersos a poucas dezenas de metros da superfície. Entretanto, as bases dessas montanhas estão entre 3 e 4 mil metros de profundidade. Na extremidade oriental da cadeia, distante 1.200 quilômetros do litoral de Vitória, surgem os únicos vestígios visíveis à superfície: os rochedos que formam o minúsculo Arquipélago de Martim Vaz e a Ilha de Trindade (Oliveira et al., 2004). Tal formação acarreta em gradientes de profundidade bastante significativos (Figura 8), e ao interagir com o fluxo da CB que por ali passa, gera feições como vórtices e meandros. Além disso, sua representação em modelos de coordenadas

sigma, causa grande transtorno devido aos problemas de inconsistência hidrostática inerentes a modelos de coordenada vertical sigma (vide seção III.1).



**Figura 8 – Batimetria da região da Cadeia Vitória-Trindade. Estão representadas as isóbatas de 100, 200, 500, 1000, 2000, 3000 e 4000 m).**

### **IV.3. Massas D'água**

A coluna d'água dessa região é formada por uma sucessão de massas d'água. Entende-se por massa d'água os corpos de água definidos por valores característicos de temperatura e salinidade (pares T-S), que ocupam uma posição definida na coluna d'água oceânica e que apresentam história comum de formação (Miranda, 1991). Normalmente, até os primeiros três quilômetros de profundidade nesta região são encontradas as seguintes massas d'água: Água Costeira (AC), Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), que são descritas a seguir, segundo Miranda (1991):

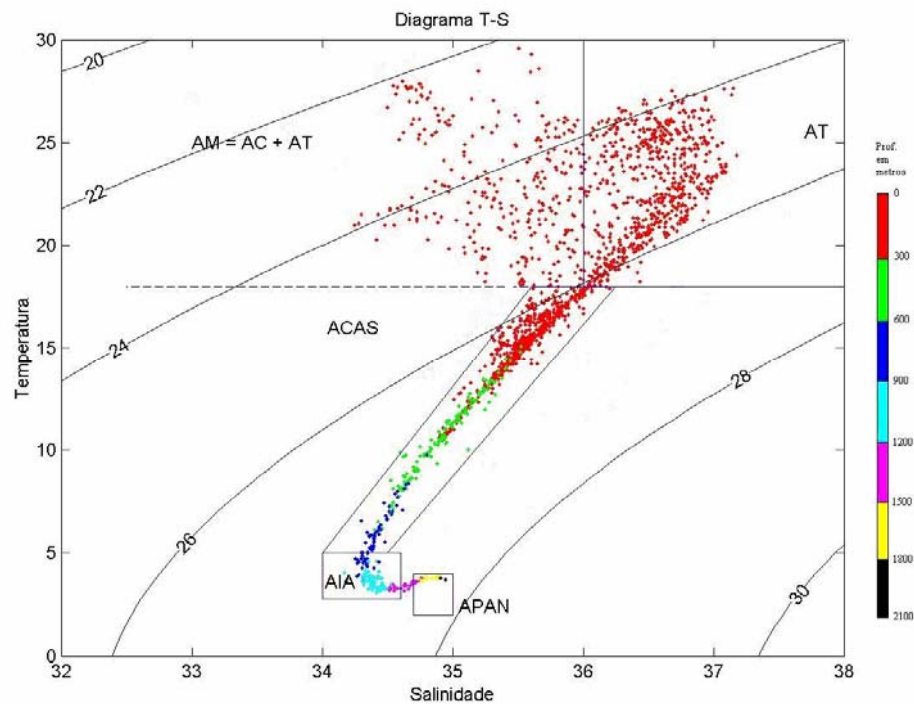
A Água Tropical (AT) é definida por valores de salinidade maiores que 36 e de temperatura maiores que 20°C, ocupando a camada mais superficial do Atlântico sul tropical. É formada pela intensa radiação solar e excesso de evaporação em relação à precipitação, fluindo em toda a região leste/sudeste, em direção ao sul, transportada pela Corrente do Brasil (CB).

Água Costeira (AC) possui águas com salinidade abaixo de 33 devido à influência que sofre do aporte de águas provenientes do continente.

Água Central do Atlântico Sul (ACAS) é a massa d'água situada entre a Água Tropical e a Água Intermediária Antártica. Apresenta um mínimo de temperatura de 6°C e um máximo de 20°C e a salinidade oscilando entre 34,5 e 36. É formada na Convergência Subtropical.

A Água Intermediária Antártica (AIA) apresenta valores de temperatura entre 2,75°C e 5°C e de salinidade entre 34,1 e 34,5. É proveniente da Convergência Antártica e apresenta um mínimo de salinidade entre 700 e 1100 metros de profundidade.

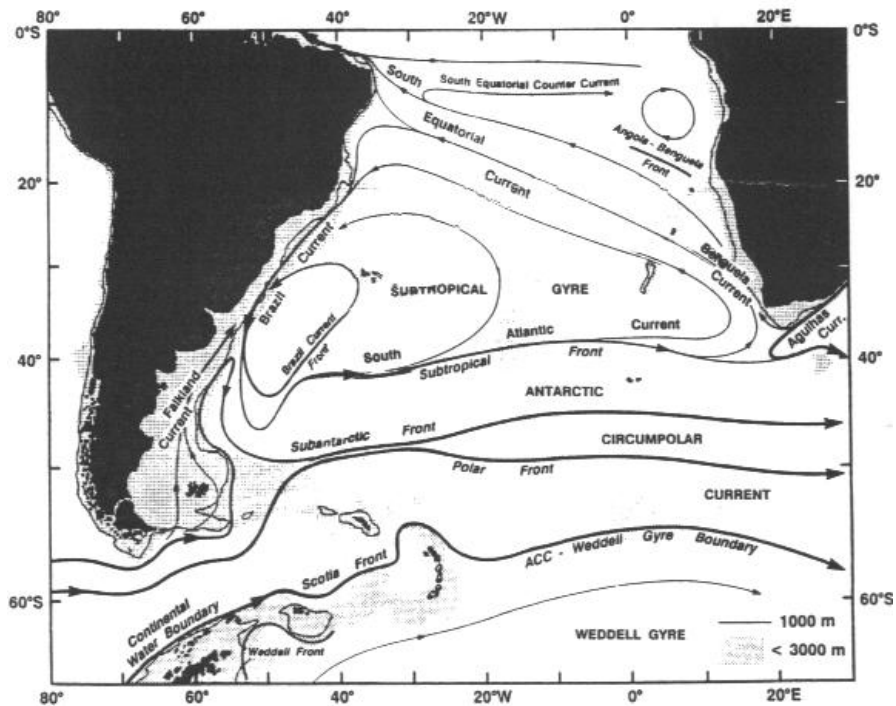
Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) – apresenta valores de temperatura entre 2,0°C e 4°C e de salinidade entre 34,7 e 35,0. É formada no Hemisfério Norte na junção das Correntes da Groenlândia e Labrador.



**Figura 9 - Exemplo de um diagrama T-S espalhado para a região de estudo, mostrando os pares T-S característicos das massas d'água da costa leste/sudeste do Brasil. O gabarito das massas d'água é de Silva et al. (1982). Os dados foram obtidos no Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO).**

#### IV.4. Circulação

A circulação oceânica da região de estudo está sob a influência do giro subtropical do Atlântico Sul (Figura 10), que faz parte da circulação de grande escala que ocorre nas bacias dos oceanos mundiais (Peterson & Stramma, 1991).



**Figura 10 - Ilustração esquemática Giro Subtropical do Atlântico Sul. Retirado de Peterson & Stramma, 1991.**

Trata-se de uma circulação complexa, que apresenta variações ao longo da coluna d'água e para um mesmo nível de profundidade pode apresentar intensidades e sentidos diferentes, dependendo da posição geográfica.

Será aqui apresentado um painel sobre a circulação na região leste/sudeste brasileira, separando-a em três níveis de circulação; superficial, intermediária e profunda. Existem

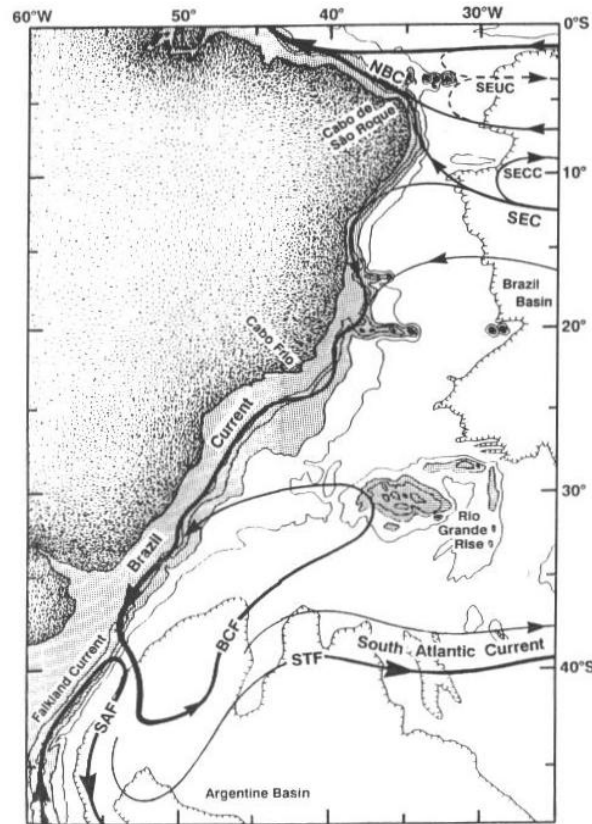
poucas medições diretas das correntes e as estimativas sobre a circulação são, em sua maioria, realizadas a partir de dados hidrográficos, o que em primeiro lugar já filtra as variações temporais e pode ainda gerar imprecisões. A região leste, entre as latitudes de 10 e 19° S, é, particularmente, muito menos estudada do que a bacia sudeste (Castro & Miranda, 1998), portanto seu padrão de circulação mais desconhecido. Mesmo os esforços empreendidos pelos pesquisadores ao longo de todos esses anos não são suficientes para se obter um conhecimento mais aprofundado sobre a circulação dessa região e alguma controvérsia ainda existe, principalmente em relação às circulações intermediária e profunda. Portanto, a descrição aqui realizada não pretende ser definitiva, e sim um compendio sobre o consenso mais geral de seus padrões e características principais.

#### **IV.4.1. Circulação Superficial - Corrente do Brasil**

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

A CB faz parte do giro subtropical do Atlântico Sul (Peterson & Stramma, 1991) e é formada a partir da bifurcação da Corrente Sul Equatorial, que ocorre entre as latitudes de 5 a 10° S (Figura 11). Trata-se de uma Corrente de Contorno Oeste que desempenha o mesmo papel que a Corrente do Golfo, transportando águas quentes e salinas do Equador em direção aos pólos. Entretanto, ao contrário de sua similar do Atlântico Norte, foram realizadas muito poucas medições utilizando correntômetros (Lima, 1997). Outra diferença da CB em relação à Corrente do Golfo é sua menor intensidade. Uma explicação possível foi realizada por Stommel (1965, apud Calado, 2000), que aponta a

oposição de sentido da componente termohalina em relação ao transporte gerado pelo vento, que se somam na Corrente do Golfo, como uma possível explicação para esse fato.



**Figura 11 – Esquema da circulação superficial do Atlântico Sudoeste. Fonte: Peterson & Stramma, 1991.**

A CB, desde sua origem até a Confluência Brasil-Malvinas, apresenta fluxo predominante para sul/sudoeste, ocupando a troposfera oceânica (primeiros 500 m de profundidade), fluindo sobre a quebra da Plataforma Continental. Garfield (1990, apud Lima, 1997), indica que a posição média da frente da CB é muito próxima à quebra da plataforma associando à isohalina de 36 ups para locais a leste de 45° W.

Na sua região de origem (entre 5 e 10° S), a Corrente do Brasil é rasa, quente e salina sendo formada basicamente por AT fluido junto à quebra da plataforma com transporte de 4 Sv ( $4 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ) (Silveira et al., 2000). Próximo a 12° S, a CB separa-se um pouco da

costa, onde a Plataforma se torna mais larga, atingindo velocidades de 0,7 m/s (Peterson & Stramma, 1991; Stramma et al., 1990).

Em 15° S, a CB se afasta ainda mais da costa acompanhando a Plataforma, embora possa, ocasionalmente, meandrar em direção à plataforma interna (Silveira et al., 2000). Essa região (entre 15 e 19° S) é a mais pobre em medições e estudos da CB, sendo então uma nova fronteira para estudos dessa natureza.

No entorno da latitude de 20°S, a Corrente do Brasil se encontra mais afastada da costa, em virtude do alargamento da plataforma continental. A partir desta latitude, recebe efetiva contribuição da ACAS, torna-se mais profunda e aumenta seu transporte, mas é ainda estreita, com cerca de 75 km de largura, apresentando velocidade máxima em torno de 0,7 m/s (Silveira et al., 2000). Valores de transporte entre 5 Sv e 6.5 Sv foram observados nos primeiros 500 m de coluna d'água (Peterson & Stramma, 1991; Stramma et al., 1990).

Próximo à latitude de 20,5° S, a corrente se depara com a cordilheira submarina Vitória-Trindade e flui preferencialmente através da passagem mais próxima à costa, embora esse fluxo seja pouco documentado (Castro & Miranda, 1998). Stramma et al. (1990 apud Castro & Miranda, 1998) mostram que entre 16 e 19° S a parte mais a oeste da BC flui para sul longe da costa, ao largo da isóbata de 3000 m. Próximo à cadeia, a velocidade da corrente é de 0,5 a 0,6 m/s com transportes entre 3,8 a 6,8 Sv (Evans et al., 1983). Valores maiores, 9,4 Sv, foram encontrados por Schmid et al. (1995).

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

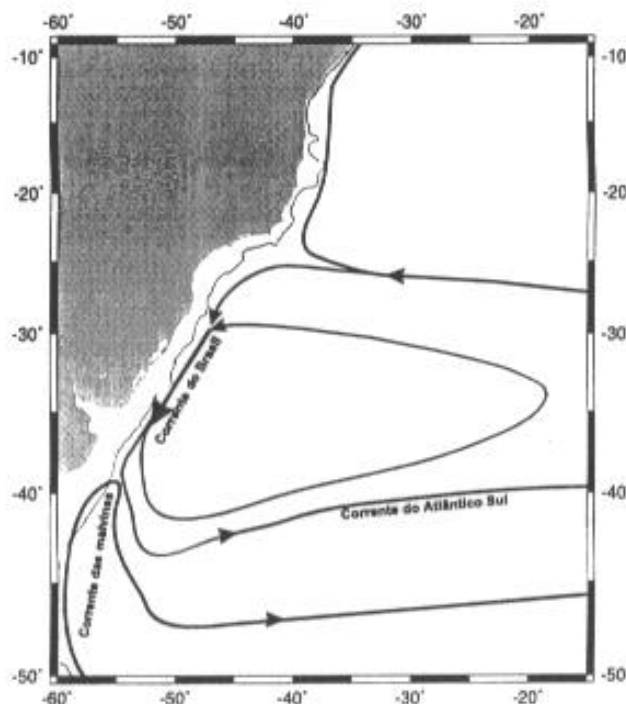
et al., 2000). Ao sul de Cabo Frio, a CB se intensifica a uma taxa de 5% a cada 100km (Gordon & Greeengrove, apud Castro & Miranda, 1998).

Abaixo de 25°S, AT, ACAS, AIA e APAN fluem consonantemente na direção do pólo Sul (Silveira et al., 2000). Souza (2000), a partir de dados de correntógrafos fundeados na Bacia de Santos, observou que o fluxo da Corrente do Brasil fica concentrado entre as isóbatas de 200 a 1000m, apresentando pouca variabilidade, atingindo esporadicamente a região da isóbata de 100m.

Na plataforma externa o fluxo é menos intenso, predominantemente para sul/sudoeste, porém apresentando inversões anticiclônicas, principalmente associadas à passagem de sistemas frontais (Castro & Miranda, 1998). Souza, (2000) analisando dados do fundeio situado na Bacia de Santos sobre a isóbata de 100m, indica que as frequências subinerciais dominam a variabilidade temporal da velocidade (entre os períodos de 3 a 14 dias). Inversões anticiclônicas de corrente, associadas a passagem de frentes frias, atingem profundidades de 30 e 90 metros e causam queda da temperatura, além de um enfraquecimento das correntes até o fundo (100 metros). As correntes máximas não ultrapassaram 0,54 m/s e a velocidade mais freqüente foi de cerca de 0,1 m/s. A variabilidade das correntes é bastante alta, traduzida por valores de desvio-padrão comparáveis às médias.

#### IV.4.2. Circulação Intermediária

A circulação intermediária, entre as profundidades de 400 e 1500m está associada ao fluxo da Água Intermediária Antártica (AIA). O padrão de circulação da AIA (Figura 12) ainda gera alguma polêmica entre os pesquisadores, porém a teoria mais aceita parece ser a de que a AIA seria formada na Convergência Antártica fluindo para níveis intermediários indo em direção ao norte até a região da confluência Brasil-Malvinas ( $\sim 38^\circ\text{S}$ ), onde seguiria em direção ao leste como parte de uma recirculação mais profunda associada ao Giro Subtropical. Esta fluiria então anticiclonicamente e ao sul da latitude de  $25^\circ\text{S}$ , atingiria novamente a costa do Brasil, bifurcando-se e seguindo parte em direção ao Equador e parte fluindo para sul ao longo da costa, com o eixo da divergência paralelo ao talude entre as latitudes de  $27^\circ\text{S}$  e  $28^\circ\text{S}$  (Silveira et al., 2000).



**Figura 12 – Esquema da Circulação Intermediária no Atlântico Sudoeste. Fonte: Silveira et al., (2000).**

Tal fato é corroborado por Schmid et al. (2000), que calcularam o transporte da AIA a partir de dados hidrográficos e de cruzeiros recentes (Fernandes, 2001). A Tabela 1 (Schmid et al., 2000 apud Fernandes, 2001) mostra os valores do transporte de volume da AIA ao longo das latitudes de 19° até 28° S e a mudança de sinal indica inversão no sentido do fluxo.

**Tabela 1 – Transporte de volume geostrófico (Sv) da Água Intermediária Antártica na região oeste do Atlântico Sul (Schmid et al., 2000). Fonte: Fernandes (2001).**

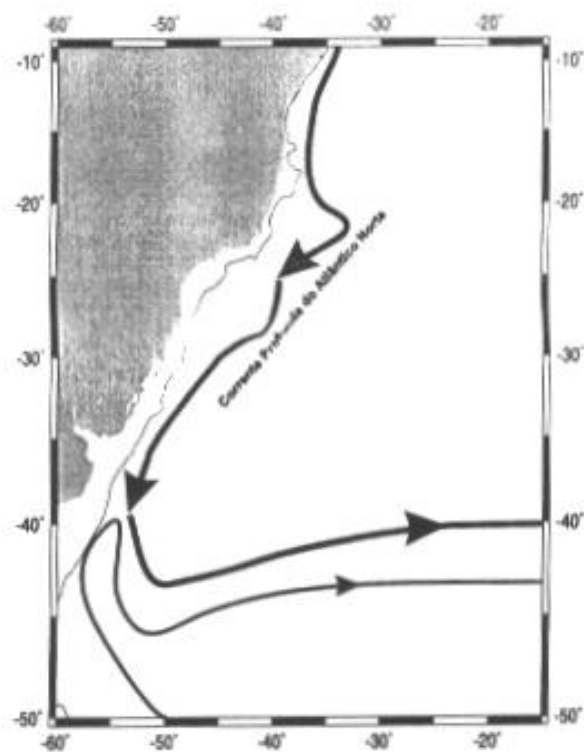
| Latitude Sul | Transporte da AIA | Cruzeiro Máxima |
|--------------|-------------------|-----------------|
| 19.0°28'S    | 7.7               | WOCE A9         |
| 20.7°S       | 4.0               | Meteor 15/1-2   |
| 24.3°S       | 2.7               | Meteor 15/1-2   |
| 27.1°S       | -1.4              | Meteor 22/3     |
| 27.8°S       | -1.0              | Meteor 22/3     |
| 27.8°S       | -13.5             | Meteor 22/3     |
| 28.2°S       | -4.7              | Meteor 15/1-2   |
| 28.2°S       | -10.2             | WOCE A10        |

A parte da AIA que flui para norte foi medida por Evans & Signorini (1985) entre 23 e 20,5° S e na latitude de 11° S (Speer et al., 1996 apud Lima, 1997). Tal fluxo foi denominado por Boebel et al., (1999, apud Silveira et al., 2000) de Corrente de Contorno Oeste Intermediária. Lima (1997) também indica a existência desse fluxo permanente utilizando dados medidos por correntômetros no período de um ano na Bacia de Campos. Esse autor o denominou de Contra-Corrente do Brasil Intermediária, atribuindo a ele um

transporte de  $5.1 \pm 2.8$  Sv e uma extensão vertical de 1100 m, estando presente entre as profundidades de 400 e 1500m.

#### IV.4.3. Circulação Profunda

Abaixo da AIA encontra-se a APAN, que ocupa níveis entre 1500 e 3000m e é formada no Atlântico Norte no mar da Groenlândia. É consenso na literatura que a APAN se apresenta como um fluxo organizado fluindo para o sul ao longo do contorno oeste até cerca de 32°S, onde ao menos uma parte da corrente retorna em direção ao equador (Silveira et al., 2000).



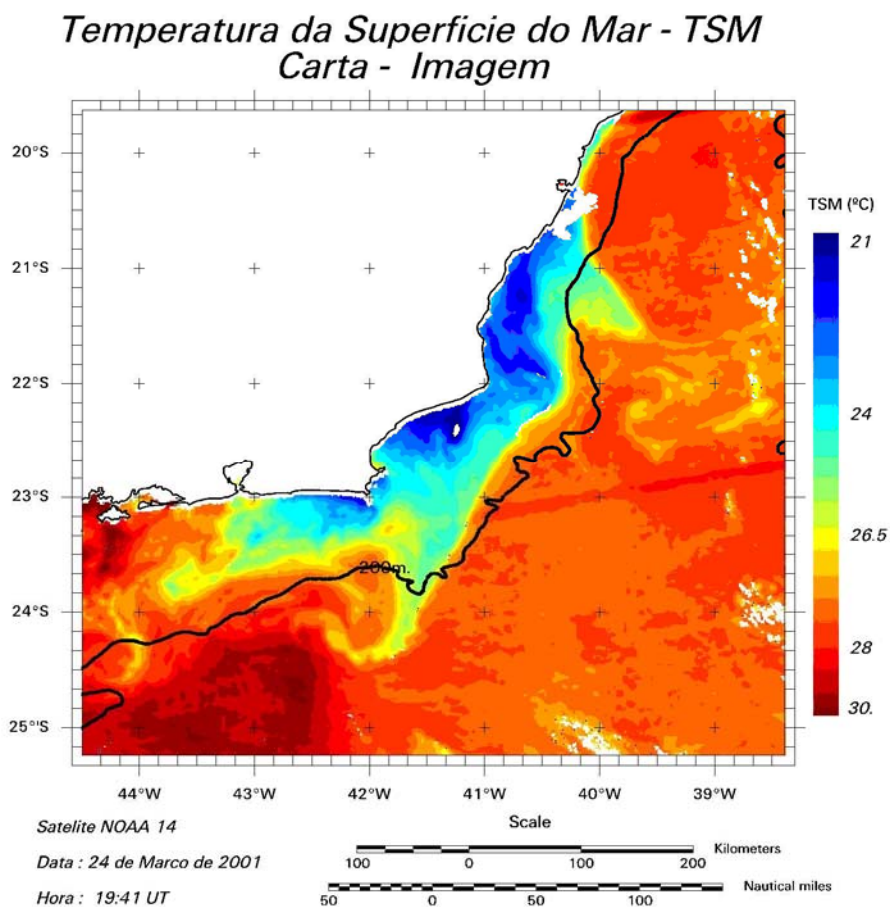
**Figura 13 - Esquema da Circulação Profunda no Atlântico Sudoeste. Fonte: Silveira et al. (2000).**

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

#### IV.4.4. Vórtices e Meandros

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

Segundo Silveira et al. (2000), uma das primeiras descrições de meandros e vórtices da CB foi realizada por Mascarenhas e colaboradores (1971), que descreveram a presença de vórtices e meandros ciclônicos e anticiclônicos ao largo de Cabo Frio utilizando mapas de topografia dinâmica. Eles especulam que as feições topográficas da região favoreceriam a geração destes vórtices e meandros. Signorini (1978) *apud* Silveira et al. (2000) observou um vórtice com cerca de 100 km de raio em região de águas profundas (>1000m) com extensão vertical de 500 m ao norte de Cabo Frio, realizando análise dinâmica em dados hidrográficos. Campos (1995 *apud* Silveira et al., 2000) atribui a ocorrência destes fenômenos transientes à mudança de orientação da costa a partir de Cabo Frio e ao gradiente de batimetria, já que a plataforma ao norte de Cabo Frio é estreita e se torna mais larga e suave na Bacia de Santos. Assim, a CB que flui ao longo da quebra da plataforma, por inércia, dirigir-se-ia em direção às águas mais profundas na latitude de Cabo Frio. Utilizando o princípio de conservação de vorticidade potencial, o autor mostra que a CB iria meandrar ciclonicamente. Evidências de meandros e vórtices ciclônicos e anticiclônicos foram também detectados em imagens de satélite, sugerindo que o início da atividade ciclogênética pode ocorrer ao largo do Cabo de São Tomé (22°S). Um exemplo de meandramentos e vórtices obtidos a partir de imagens de satélite é observado na Figura 14.



**Figura 14 - Carta-imagem da temperatura da superfície do mar processada pelo INPE do dia 24 de março de 2001 mostrando feições vorticais próximas ao Cabo de São Tomé e Cabo Frio. Fonte: Lorenzzetti, comunicação pessoal.**

Na Bacia de Santos ocorre a formação de pares vorticais, vórtices ciclônicos e anticiclônicos que ocorrem simultaneamente (Fernandes, 2001). Tais estruturas são menores em tamanho que as de Cabo Frio e aparentemente, não se desprendem do eixo principal da CB (Garfield, 1990; Campos et al., 1995; Campos et al., 1996 apud Fernandes, 2001).

Outra região com a presença de vórtices associados à CB é a região da Cadeia Vitória-Trindade. Schmid et al. (1995) realizaram a primeira descrição hidrográfica e dinâmica de um vórtice ciclônico a cerca de 100 km do litoral de Vitória. Esses autores realizaram

uma campanha de medição oceanográfica, no verão de 1991, ao longo dessa estrutura, que ficou conhecida como Vórtice de Vitória. Esse vórtice, com centro aproximadamente nas latitude de 20,5° S e longitude de 39° W, possui núcleo frio e menos salino em comparação às águas adjacentes, de origem provavelmente relacionada aos movimentos ascendentes, associados a eventos de ressurgência. Possui águas ricas em oxigênio, o que pode causar influência na biologia local. Durante toda a duração da campanha o Vórtice de Vitória permaneceu adjacente à CB, mas apresentou interessante translação. Primeiramente, deslocou-se para nordeste, o que vai de encontro com a teoria da translação de vórtices no oceano aberto (McWilliams & Flierl, 1979 apud Schmid et al., 1995), que diz que vórtices ciclônicos no hemisfério sul devem mover-se para sudoeste na ausência de correntes. Apenas a presença de uma corrente intensa para norte poderia causar tal movimento, o que não é o caso do Vórtice de Vitória. Após esse período, o vórtice passa a se deslocar para sudoeste, sugerindo uma interação com o fluxo da CB, que estaria deslocada para muito mais para leste do que reportado por Evans & Signorini, (1985) (Schmid et al., 1995), mais uma evidência da variabilidade da posição da CB.

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

Por ter sido detectado em anos diferentes e em distintas épocas do ano, presume-se que o Vórtice de Vitória seja uma feição com caráter ao menos semi-permanente, embora mais estudos devam ser realizados para confirmar tal hipótese.

Assireu et al., (2003) mostra a presença de vórtices ciclônicos e semi-estacionários na altura de Florianópolis (~27° S), utilizando dados de 15 derivadores lançados nos anos de 1993 e 1994. Esse autor aponta que, embora as causas típicas para os vórtices semi-estacionários sejam a interação da corrente com a topografia submarina e mudanças bruscas no contorno da costa, estas não parecem ser as únicas causas para os vórtices em

questão, já que estes não foram detectados pelos derivadores no ano de 1994. Os vórtices semi-estacionários da região de Florianópolis foram detectados entre março e setembro de 1993.

#### **IV.5. Ressurgência**

O termo ressurgência é utilizado pelos oceanógrafos para designar o movimento ascendente de águas das camadas inferiores, capaz de carrear nutrientes para a zona eufótica e assim propiciar o início da cadeia trófica marinha. Sua dinâmica é capaz de gerar mudanças drásticas nas regiões onde ocorrem, alterando a biota marinha e o clima local (Torres Jr., 1995). As águas ressurgidas, provenientes de profundidades de poucas centenas de metros, são geralmente mais frias e desta forma, as regiões de ocorrência de ressurgência apresentam temperaturas de superfície do mar anômalas em relação à média para suas respectivas latitudes (Oda, 1997).

Na região de estudo, a ressurgência se faz presente na costa do Rio de Janeiro, principalmente na região do Cabo Frio. Torres Jr., (1995) realiza uma revisão dos trabalhos realizados a respeito da ressurgência de Cabo Frio, que desde o trabalho pioneiro de Alard (1955) *apud* Torres Jr, (1995) vem sendo estudada, tornando-se o fenômeno oceanográfico mais investigado no Brasil. O mecanismo gerador da ressurgência de Cabo Frio está associado ao clássico mecanismo de Ekman, que cria divergência horizontal na superfície do oceano, devido aos efeitos combinados da rotação da Terra e da fricção do vento. Essa divergência induz o movimento vertical ascendente das águas sub-superficiais por conservação de massa.

A região de Cabo Frio apresenta algumas características geomorfológicas, meteorológicas e oceanográficas que permitem a ocorrência da ressurgência. A região fica sobre o domínio do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), com predominância de ventos de nordeste. A partir de Cabo Frio ocorre a inflexão da orientação da linha de costa de norte-sul para leste-oeste. A conjunção desses dois fatores

é favorável à ocorrência da ressurgência, uma vez que o transporte de Ekman se dá à esquerda da direção do vento e assim, a água costeira é transportada em direção ao talude (Oda, 1997). No caso de Cabo Frio a água ressurgida é a ACAS e a disponibilidade dessa massa d'água em camadas mais rasas da coluna d'água na região ao largo de Cabo Frio é outro fator importante para que o mecanismo de ressurgência possa ocorrer na região (Torres Jr., 1995). A ressurgência afeta também as interações oceano/atmosfera na região, como o efeito na circulação de brisa marítima/terrestre que por sua vez também intensifica a ressurgência, resultando então num processo de retroalimentação entre a circulação oceânica e atmosférica na região (Rodrigues, 1997; Oda, 1997).

Um sistema de modelagem numérica oceano eficiente para essa região deve reproduzir, de forma consistente, toda essa gama de fenômenos com suas escalas temporais e espaciais, ora apresentados.

## **V. O Sistema de Previsão Oceânica para as Bacias Leste e Sudeste**

O sistema proposto tem como meta principal o estabelecimento de um alicerce sobre o qual poderão ser construídos vários outros módulos, que vão eventualmente, tornar a previsão oceânica dessa região mais precisa e eficiente.

Seu enfoque principal é a previsão de curto período das correntes superficiais, visando subsidiar a previsão do transporte de poluentes no oceano.

A seguir serão descritos o módulos que compõe o sistema proposto.

### **V.1. O Modelo Numérico Hidrodinâmico**

O Modelo Oceânico de Princeton ou *Princeton Ocean Model* (POM) (Blumberg e Mellor, 1987) é um modelo numérico hidrodinâmico não-linear, de equações primitivas, com superfície livre, tridimensional, de diferenças finitas, projetado para simular correntes oceânicas e costeiras. O tratamento dos efeitos turbulentos é realizado com o modelo de fechamento turbulento de segunda ordem, nível 2.5 de Mellor e Yamada (1982), o que permite uma representação mais realística da camadas de Ekman de superfície e de fundo (Blumberg e Mellor, 1987). Como este modelo foi projetado para incluir os efeitos decorrentes de profundidades irregulares, o sistema de coordenadas cartesianas é modificado com a introdução do conceito da coordenada generalizada sigma, no qual a coordenada vertical  $z$ , orientada no sentido contrário à aceleração da gravidade, é substituída pela coordenada sigma  $\sigma$ , que tem como referência, ao mesmo tempo, o fundo e a superfície livre do mar:

$$\sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}, \quad (2)$$

onde  $\eta$  é a elevação da superfície livre e  $H$  é a profundidade local. Assim,  $\sigma$  varia de 0, na superfície, a  $-1$ , no fundo. Desta maneira, o modelo consegue representar bem os efeitos do relevo de fundo e do contorno de costa sobre a circulação.

O conjunto de equações governantes é formado pelas equações primitivas do movimento, fazendo uso das aproximações de Boussinesq, plano  $\beta$  e hidrostática. Referenciando-se a um sistema de coordenadas cartesianas ortogonais com valores positivos de  $x$  no sentido leste e de  $y$  no sentido norte e realizando a transformação para coordenada sigma, tem-se o conjunto de equações básicas utilizadas pelo POM (Mellor, 2004).

Equação da continuidade:

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \quad (3)$$

Equação da conservação da quantidade de movimento na direção zonal:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial U^2}{\partial x} + \frac{\partial UV}{\partial y} + \frac{\partial U\omega}{\partial \sigma} - fVD + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gD^2}{\rho_o} \int_{\sigma}^{\sigma'} \left[ \frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right] + F_x \quad (4)$$

Equação da conservação da quantidade de movimento na direção meridional:

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial UV}{\partial x} + \frac{\partial V^2}{\partial y} + \frac{\partial V\omega}{\partial \sigma} + fUD + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gD^2}{\rho_o} \int_{\sigma}^{\sigma'} \left[ \frac{\partial \rho'}{\partial y} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right] + F_y \quad (5)$$

Equação da conservação de calor:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial \theta U}{\partial x} + \frac{\partial \theta V}{\partial y} + \frac{\partial \theta \omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_H}{D} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \right] + F_{\theta} - \frac{\partial R}{\partial z} \quad (6)$$

Equação da conservação de sal:

$$\frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial SVD}{\partial y} + \frac{\partial S\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] + F_s \quad (7)$$

Equação de estado da água do mar:

$$\rho = \rho(S, \theta, P) \quad (8)$$

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

$$W = \omega + U \left( \sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + V \left( \sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) + \sigma \frac{\partial D}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial \sigma} \quad (9)$$

Os termos  $F_x$ ,  $F_y$ ,  $F_\theta$  e  $F_S$  (atrito turbulento) são os chamados termos sub-grade, ou seja, com resolução menor do que a grade, sendo então necessárias parametrizações para resolvê-los (Calado, 2000), representadas nas equações 10 a 13.

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

$$F_y = \frac{\partial}{\partial x} \left[ A_M \left( \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left( 2A_M \frac{\partial V}{\partial y} \right) \quad (11)$$

$$F_{s,\theta} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ A_H \frac{\partial(S,\theta)}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ A_H \frac{\partial(S,\theta)}{\partial y} \right] \quad (12)$$

O termo  $A_M$  é resolvido utilizando a solução de Smagorinsky:

$$A_M = C \Delta x \Delta y \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (13)$$

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

Esse conjunto de equações é resolvido utilizando-se uma diferenciação centrada no tempo e no espaço, também conhecida como *Leap-frog*, que é capaz de resolver apropriadamente os processos altamente dependentes do tempo e não-lineares da dinâmica da ressurgência costeira e de vórtices (Blumberg e Mellor, 1987). O POM faz uso da técnica de separação de modos (*mode splitting*), na qual as equações do movimento são separadas em modo externo (ou barotrópico) e modo interno (ou baroclínico), permitindo que sejam utilizados intervalos de tempo ( $\Delta t$ ) diferentes na integração do modelo. O intervalo de tempo para o modo interno pode ser bem maior do que a do modo externo, já que a velocidade da onda interna é bem menor do que a externa. Assim, essa técnica propicia uma economia significativa de tempo de processamento ao mesmo tempo que não compromete a estabilidade do modelo, satisfazendo a condição de Courant-Friedrichs-Levy (CFL).

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

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

Como exemplos destas aplicações podemos citar o trabalho de Ezer & Mellor (1994) que investigaram a circulação e as alturas da superfície do mar de todo o Oceano Atlântico Norte. Este foi o primeiro trabalho utilizando o POM para regiões de oceano aberto e mostrou que sua aplicação é bastante satisfatória para representar os fenômenos típicos destas regiões. Podemos citar ainda alguns exemplos de trabalhos realizados com o POM para estudar as mais variadas escalas temporais e espaciais. Por exemplo, Monterey et al. (1999) aplicaram o modelo para estudar a variabilidade da circulação do Oceano Pacífico Norte desde a escala sazonal até a interdecadal. Ezer (2001) usa o POM para estudar a resposta do Oceano Atlântico para mudanças climáticas em altas latitudes.

O'Connor (1991) realizou simulações com maré no estuário do Rio da Prata. Galperin et al. (1992) investigaram a importância da circulação gerada por gradientes de densidade em estuários bem misturados. Marsaleix et al. (1998) investigaram a formação da pluma do Rio Reno com auxílio do POM.

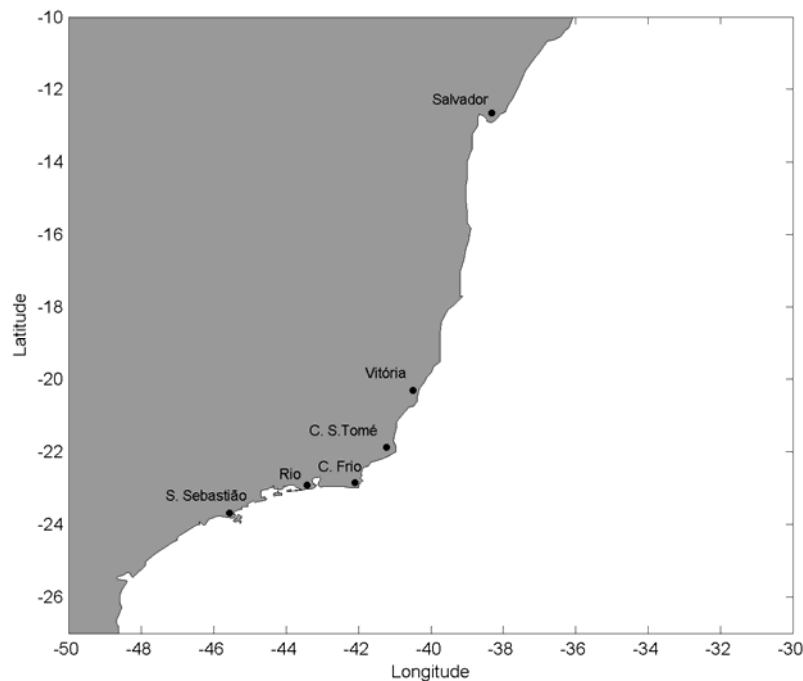
No Brasil, diversos trabalhos vêm sendo realizados com o POM há quase dez anos. Por exemplo, Cirano (1995) estudou a circulação da região da Plataforma Continental ao largo do Estado de São Paulo, utilizando as estratificações típicas de verão e inverno como condições iniciais, obtendo resultados mostrando feições baroclínicas da Corrente do Brasil na região. Harari & Camargo (1997) estudaram a propagação de nove componentes de maré e as correntes associadas na região costeira de Santos. Camargo (1998) utilizou o POM para o estudo da circulação da Baía de Paranaguá, no Estado do Paraná enfocando a circulação gerada pela maré e a propagação das principais componentes de maré naquela região e também utilizou resultados obtidos com um modelo numérico de circulação atmosférica como condição de contorno, a fim de estudar

as correntes geradas pelo vento. Lima (1997) estudou a região da Bacia de Campos, no Estado do Rio de Janeiro, utilizando o modo bidimensional do modelo. Montenegro (1999) utilizou o POM para estudar a circulação da Baía de Todos os Santos, no Estado da Bahia, estudando as correntes geradas pela maré e pelo vento. Fragoso (1999) aplicou o modelo na Baía da Ilha Grande e plataforma adjacente, para estudar o efeito de diversas forçantes sobre a circulação do local. Lima et al. (2001) aplicaram o POM na Baía de Guanabara para estudar o transporte de óleo do vazamento ocorrido em janeiro de 2000. Rezende (2003) aplicou o POM na Plataforma Sudeste para estudos sobre a dinâmica da ACAS na região.

Recentemente, novas versões do POM vêm sendo desenvolvidas para aplicações nas quais o modelo original não é adequado, como a versão paralela (Mellor 2004), que visa tornar o modelo apto para utilizar recursos de processamento paralelo em máquinas de memória distribuída ou *Clusters*. Ou a versão sem aproximação de Boussinesq para que o efeito de expansão térmica possa ser incluído de forma exata nas equações básicas (Mellor & Ezer, 1995). Ainda, uma versão com modificação no esquema de fechamento turbulento a fim de poder incluir os efeitos de quebra de ondas superficiais nas correntes (Mellor & Blumberg, 2004), e uma versão com a introdução de coordenadas verticais generalizadas ao invés da sigma (Mellor et al., 2002; Ezer & Mellor, 2004) .

### V.1.1. Domínio

O domínio do modelo compreende a região entre as latitudes de 10° e 27° S e entre as longitudes de 30° e 50° W (Figura 15). Possui extensão de cerca de 1890 km por 2231 km, comparável ao Raio de Deformação de Rossby externo (da ordem de 1000 km para a região). O limite norte (10° S) foi escolhido por ser a latitude mais ao sul da bifurcação da Corrente Sul Equatorial, sendo assim, o limite de formação da Corrente do Brasil (Silveira et al., 2000).



**Figura 15 – Domínio do Modelo Numérico do Sistema de Previsão da Circulação Oceânica para as Bacias Leste e Sudeste do Brasil.**

A resolução espacial escolhida para o POM foi de 5 minutos de arco (aproximadamente 9,2 km). Essa resolução é refinada o suficiente para capturar os fenômenos oceanográficos de mesoescala, responsáveis por mais de 99% da energia cinética dos

oceanos (Munk, 2000). O Raio de Deformação de Rossby Interno ( $R_i$ ) na região foi calculado para comparar a escala dos fenômenos baroclínicos de mesoescala com a resolução horizontal do modelo. O cálculo do  $R_i$  pode ser realizado através da seguinte formulação (Le Blond & Mysak, 1978):

$$R_i = \frac{\sqrt{g'/h_e}}{f} \quad (14)$$

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

$$g' = g * \frac{\Delta\rho}{\rho} \quad (15)$$

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

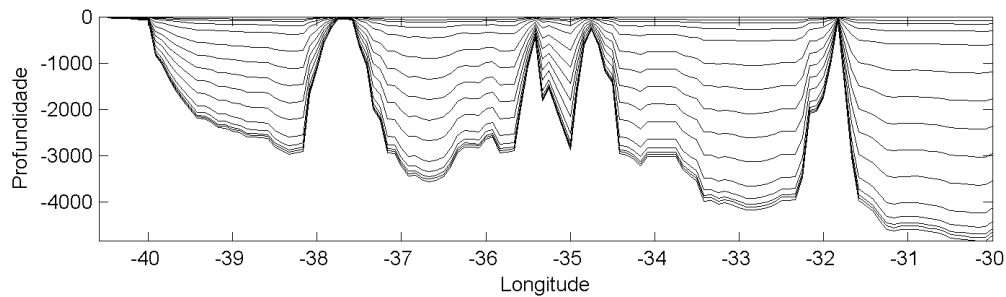
$$h_e = (h_1 * h_2) / (h_1 + h_2) \quad (16)$$

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

Efetuada o cálculo para valores típicos da região, considerando-se espessura de 400 m para  $h_1$  (camada contendo o transporte da Corrente do Brasil), 800 m para  $h_2$  (camada contendo o transporte da AIA) e os valores de densidade obtidos a partir da temperatura e salinidade dessas camadas, encontramos um  $R_i$  entre 25 e 50 km. Assim, o espaçamento de grade horizontal do modelo é, no mínimo, três vezes menor do que o Raio de Deformação de Rossby Interno da região. Quando a resolução horizontal de um modelo numérico é similar ao  $R_i$ , pode-se considerá-lo como *eddy permitting*, ou *eddy resolving* (Stevens & Johnson, 1997), ou seja capaz de resolver os vórtices de mesoescala.

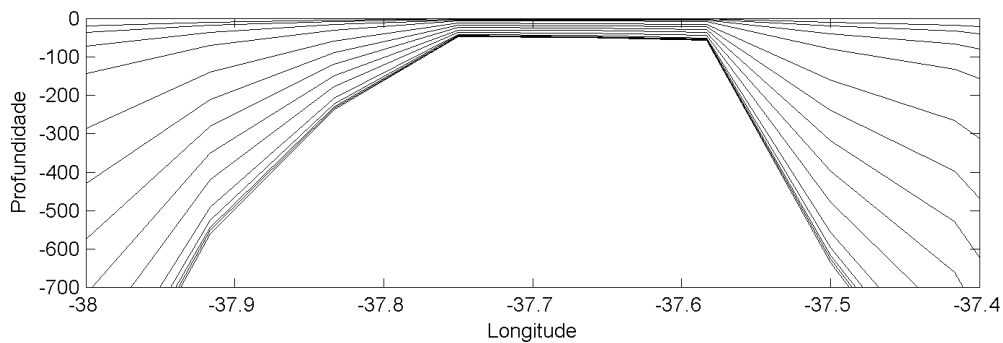
O modelo possui 15 camadas sigma na vertical distribuídas de maneira logarítmica, apresentando maior resolução na superfície e no fundo e menor entre esses dois locais. A

Figura 16 mostra a disposição das camadas sigma ao longo da longitude, na latitude de  $20^{\circ} 45' S$ , sobre a Cadeia Vitória-Trindade.



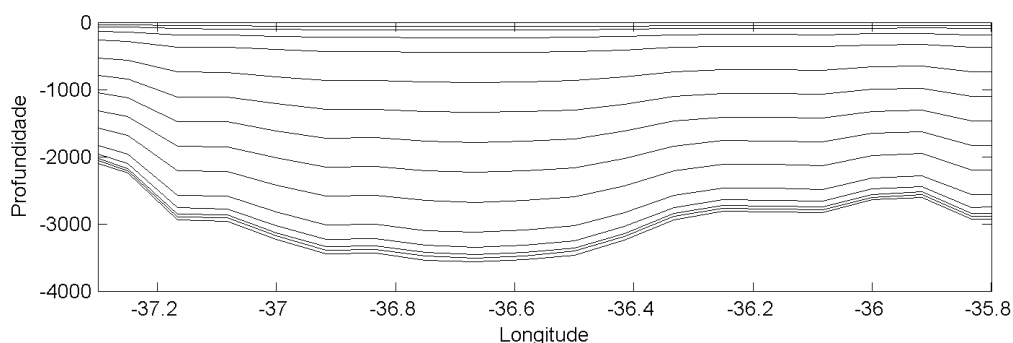
**Figura 16 – Distribuição das camadas sigma do modelo sobre a região da Cadeia Vitória-Trindade.**

A Figura 17 mostra o adensamento das camadas sigma sobre uma elevação da Cadeia Vitória-Trindade.



**Figura 17 – Detalhe da distribuição das camadas sigma do modelo sobre a região da Cadeia Vitória-Trindade.**

A Figura 18 mostra o maior detalhamento das camadas sigma no fundo e na superfície.



**Figura 18 – Detalhe da distribuição das camadas sigma do modelo sobre a região da Cadeia Vitória-Trindade.**

A grade do modelo possui, portanto, 205 linhas, 241 colunas e 15 níveis sigma, perfazendo um total de 741.075 pontos.

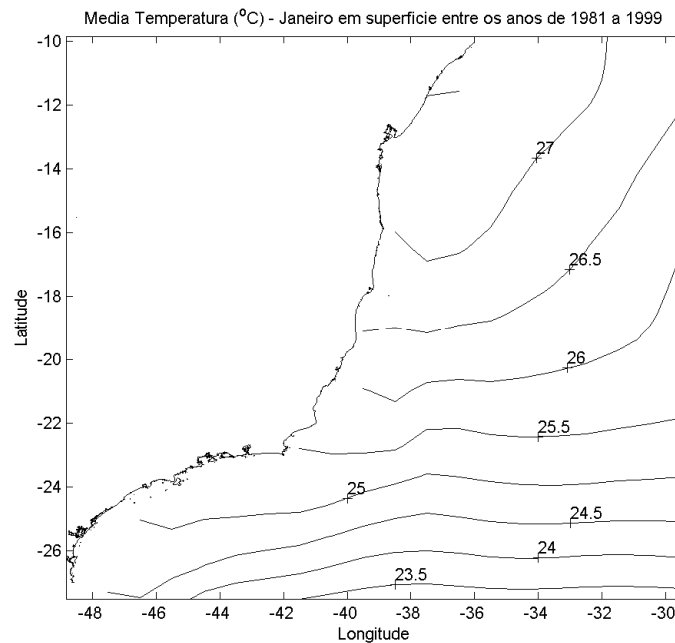
### **V.1.2. Condições Iniciais**

Um dos fatores decisivos na aplicação bem sucedida de modelos numéricos é a escolha acertada da representação das condições iniciais. Basicamente, existem duas opções. Ou opta-se por construir uma base de dados baseado em medições conduzidas na região, como feito por Rezende (2003), ou lança-se mão de bases de dados climatológicas como o Atlas Internacional de Dados Oceanográficos do *National Oceanographic Data Center* (NODC), conhecido como Levitus (Levitus & Boyer, 1994). Para a primeira opção é preciso contar com uma base de dados confiável e extensa o suficiente para que as condições iniciais possam ser representativas para a região a ser modelada. Isso nem sempre é possível, principalmente no Atlântico Sul. A segunda opção traz consigo o ônus de ser fornecer informações nem sempre tão acuradas em regiões com poucas observações. Outro fator limitante é que para obter a circulação das massas d'água baseado nesses dados, o modelo deve ser processado por muitos anos até que o equilíbrio

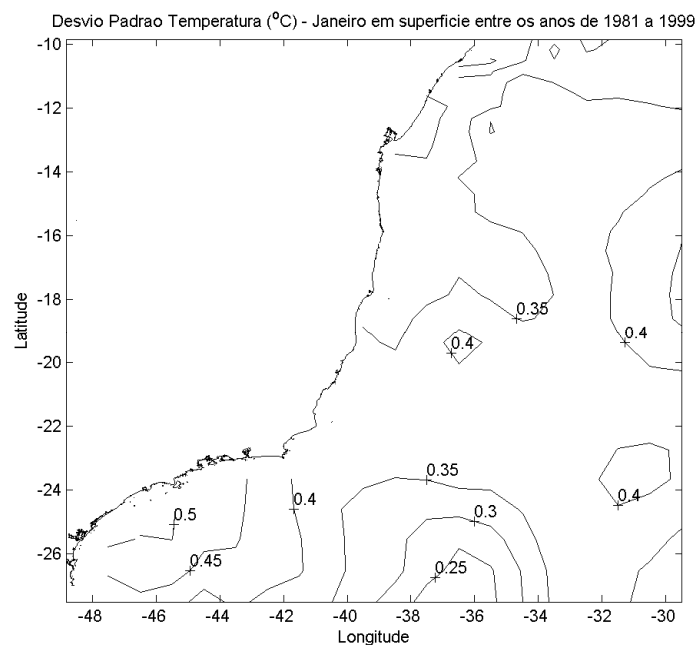
possa ser estabelecido. Por essas razões, optou-se por utilizar os dados de temperatura e salinidade fornecidos pelo experimento *GFDL Ocean Data Assimilation Experiment* ([data1.gfdl.noaa.gov/nomads/forms/assimilation.htm](http://data1.gfdl.noaa.gov/nomads/forms/assimilation.htm)). Esses dados são resultantes de uma simulação de 19 anos (de 1981 a 1999) do modelo global *Modular Ocean Model* (MOM), disponibilizados em grades com resolução horizontal variável entre 1/3 de grau nas regiões tropicais (entre 10° N e 10° S) e 1 grau nas demais regiões, com 40 níveis na vertical, desde a superfície até 4400m. O experimento do MOM foi inicializado com os dados do Levitus, que portanto já estão incorporados nas condições iniciais do sistema de previsão, com a vantagem de já estarem em equilíbrio com os campos de velocidade, que são utilizados como condição de contorno lateral. Os resultados são fornecidos em forma de médias mensais, representativas para o meio de cada mês.

Como não existem dados atuais para as condições iniciais, foram realizadas médias do período de 19 anos para cada mês. A fim de verificar se as médias seriam bons estimadores, realizou-se também o cálculo dos desvios-padrões.

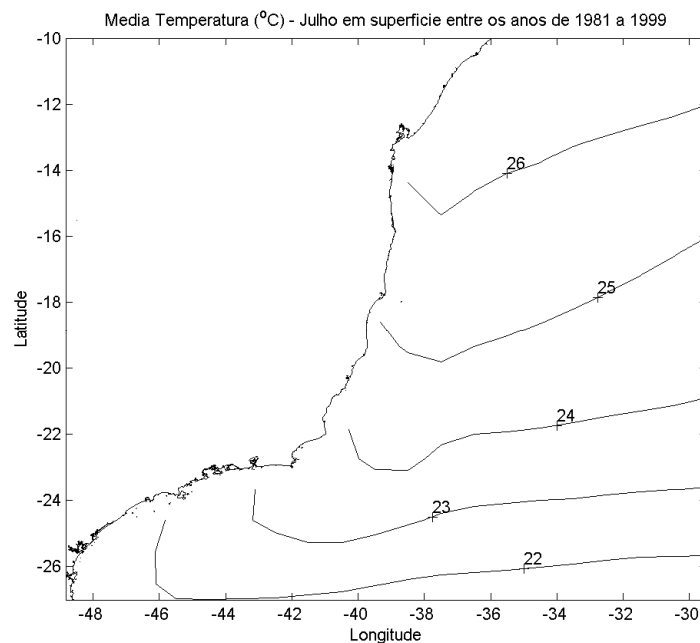
Os resultados dos cálculos, em quatro níveis selecionados, são apresentados da Figura 19 a Figura 42.



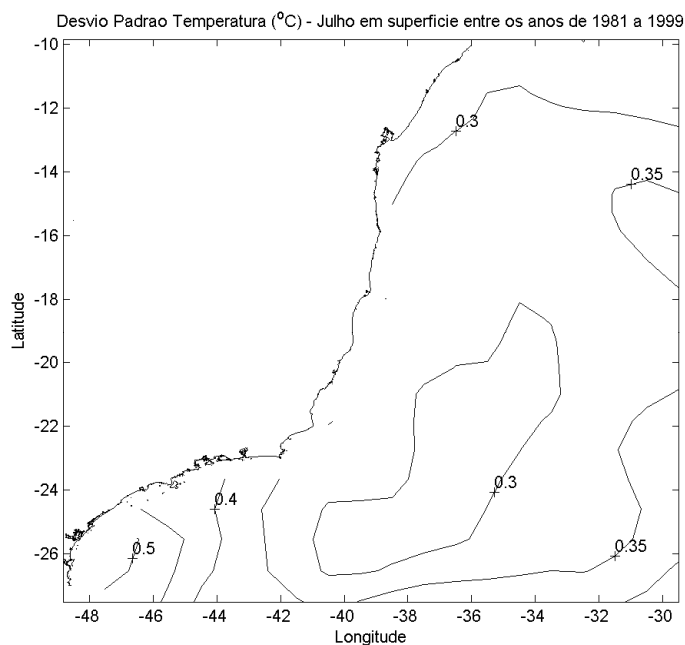
**Figura 19 – Temperatura média de janeiro em superfície entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do *Modular Ocean Model*.**



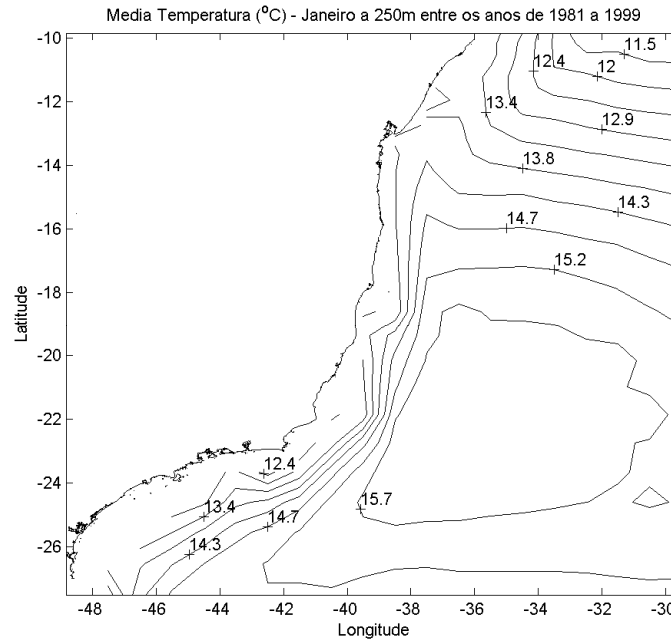
**Figura 20 – Desvio-padrão da temperatura de janeiro em superfície entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do *Modular Ocean Model*.**



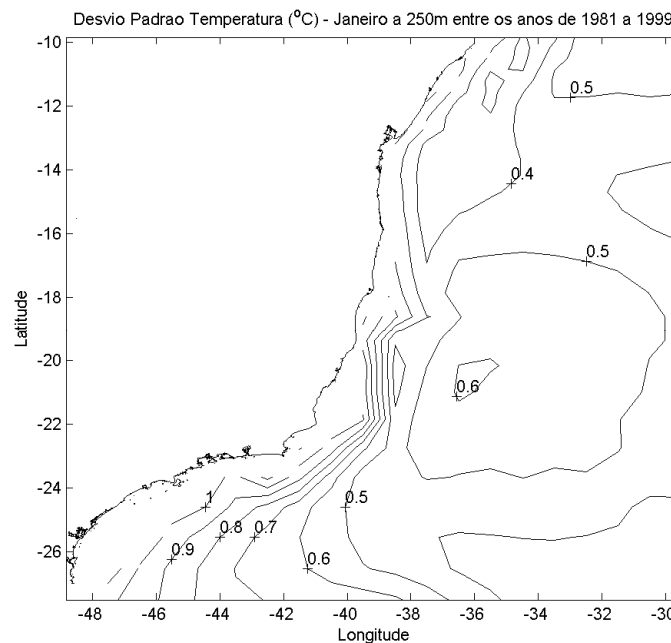
**Figura 21 – Temperatura média de julho em superfície entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



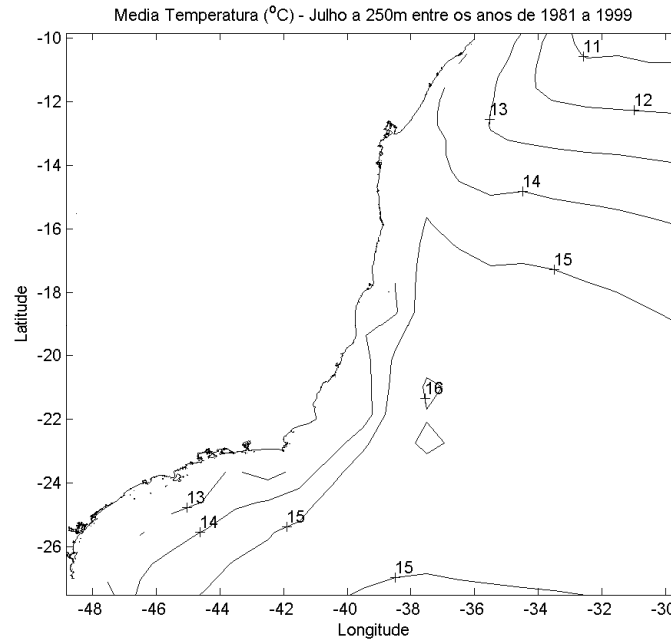
**Figura 22 – Desvio-padrão da temperatura de julho em superfície entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



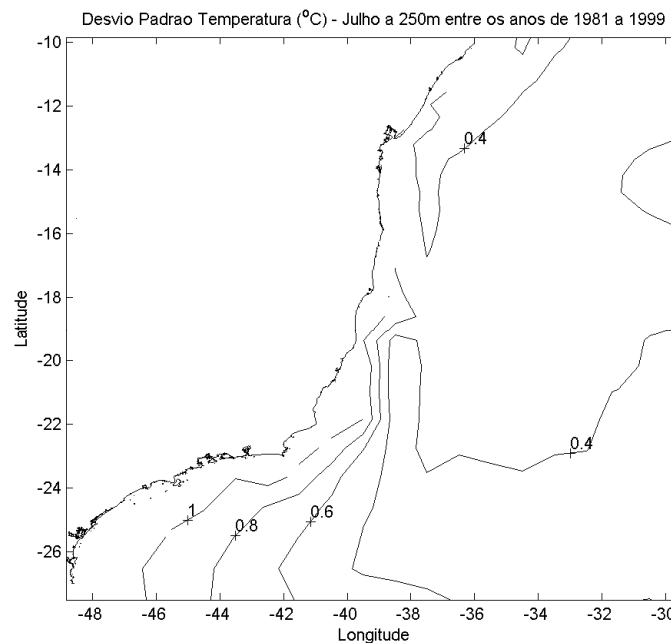
**Figura 23 – Temperatura média de janeiro a 250 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



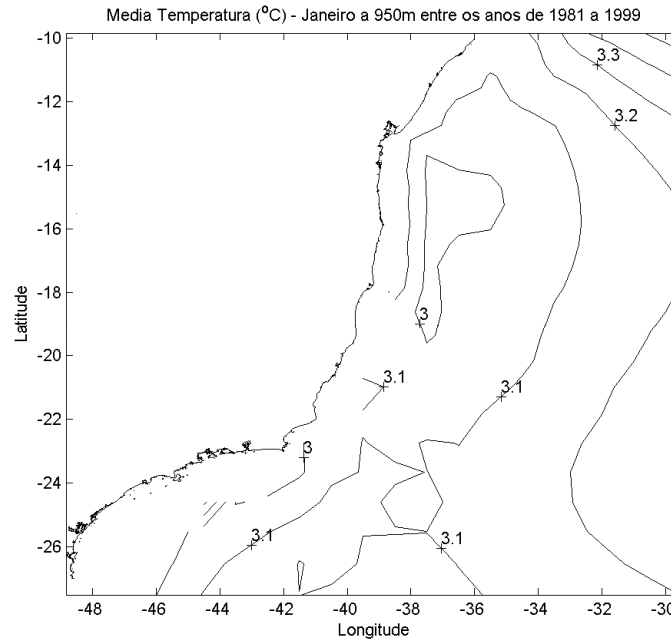
**Figura 24 – Desvio-padrão da temperatura de janeiro a 250 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



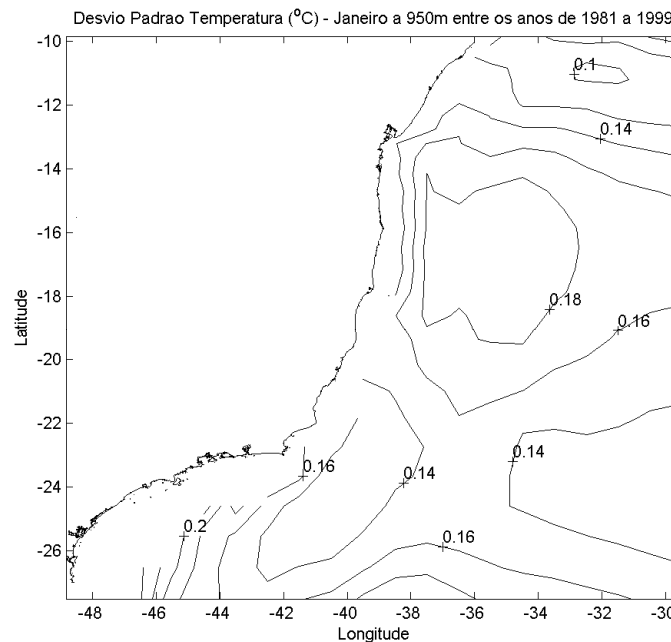
**Figura 25 – Temperatura média de julho a 250 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



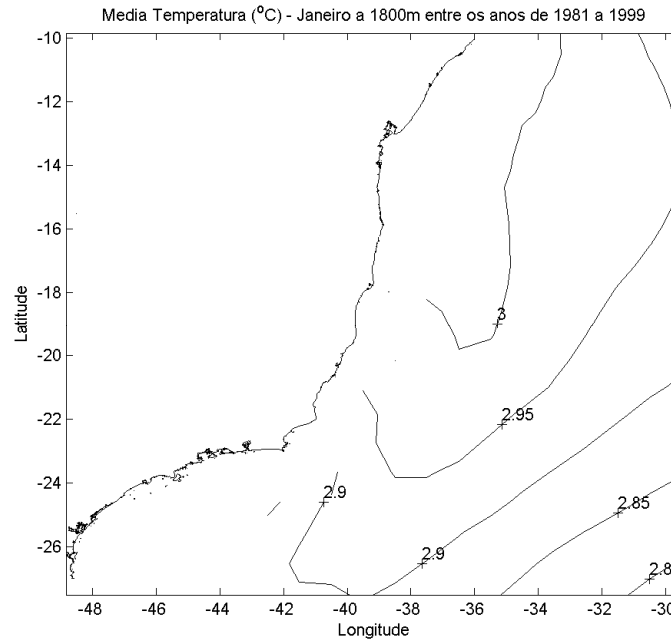
**Figura 26 – Desvio-padrão da temperatura de janeiro a 250 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



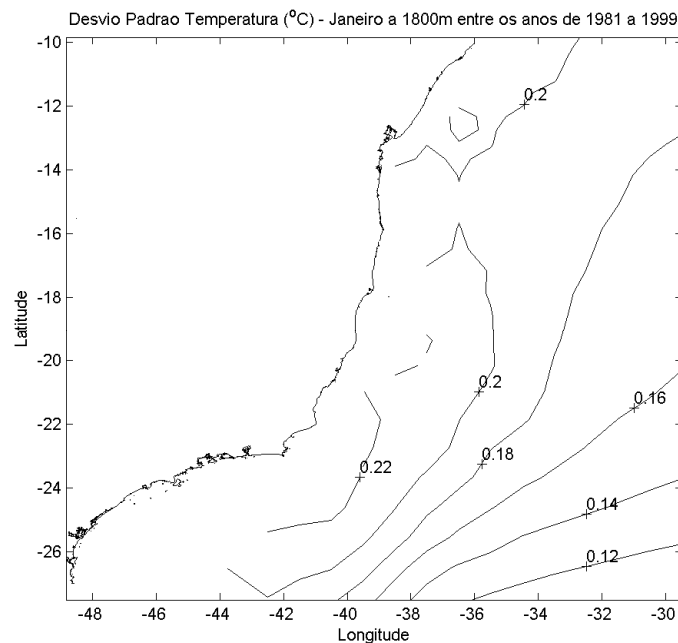
**Figura 27 – Temperatura média de janeiro a 950 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



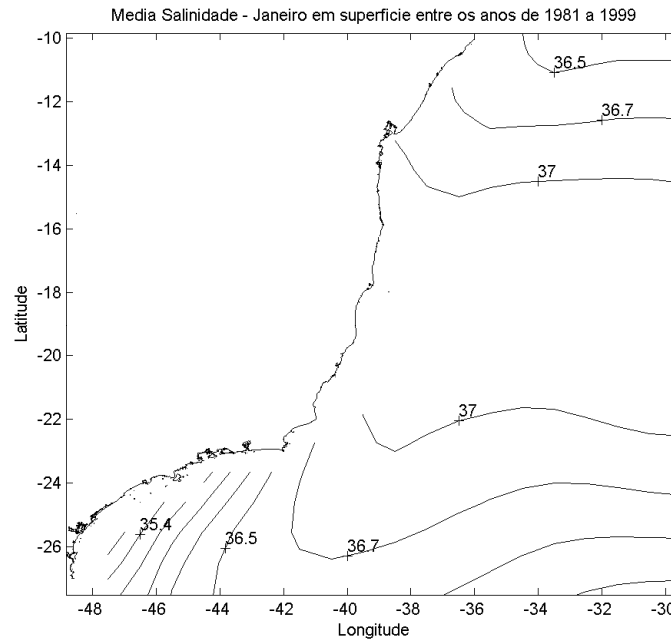
**Figura 28 – Desvio-padrão da temperatura de janeiro a 950 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



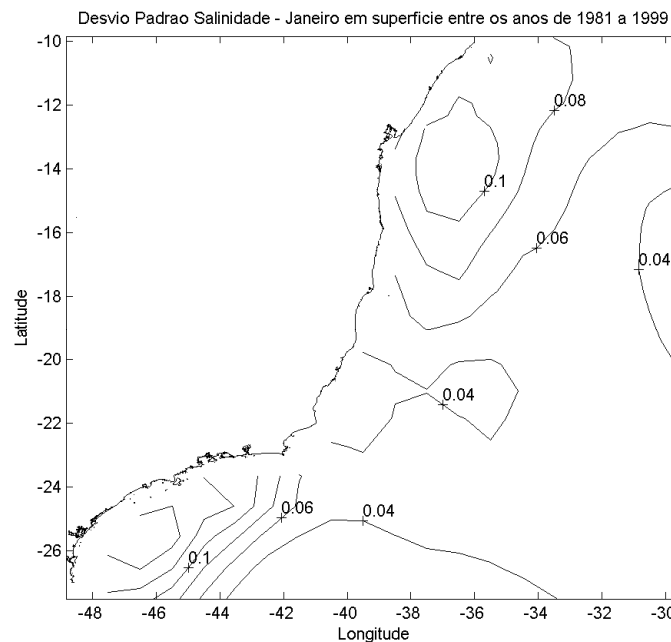
**Figura 29 – Temperatura média de janeiro a 1800 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



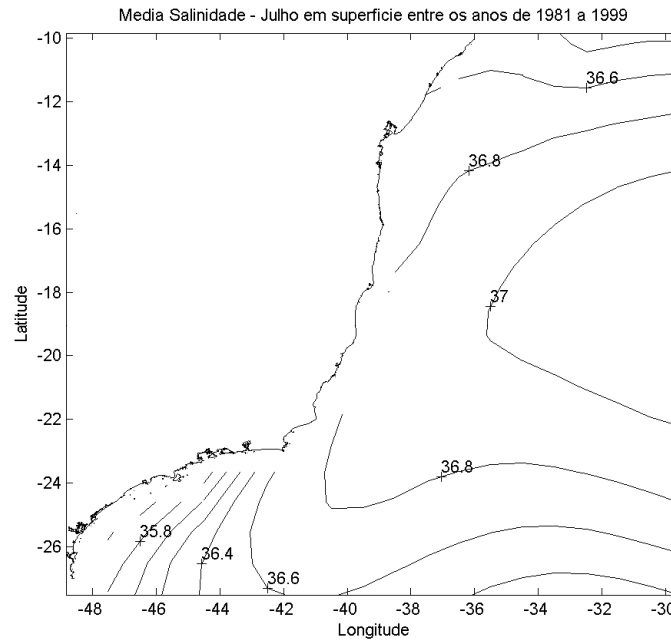
**Figura 30 – Desvio-padrão da temperatura de janeiro a 1800 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



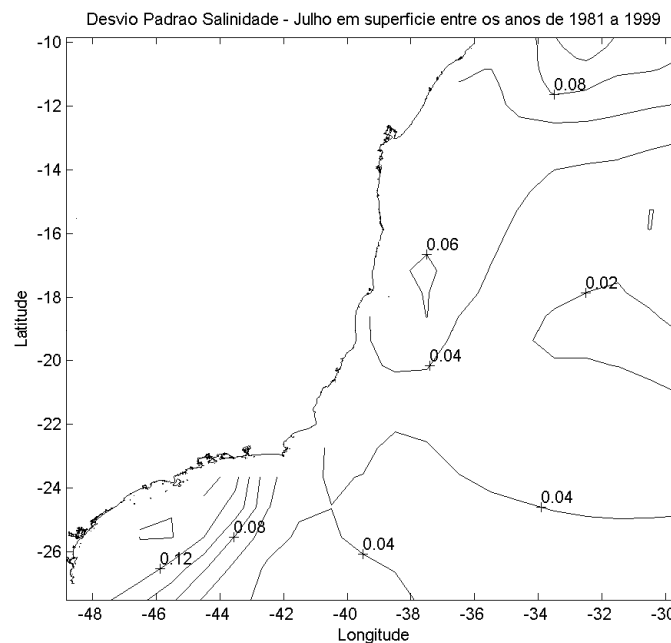
**Figura 31 – Salinidade média de janeiro em superfície entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



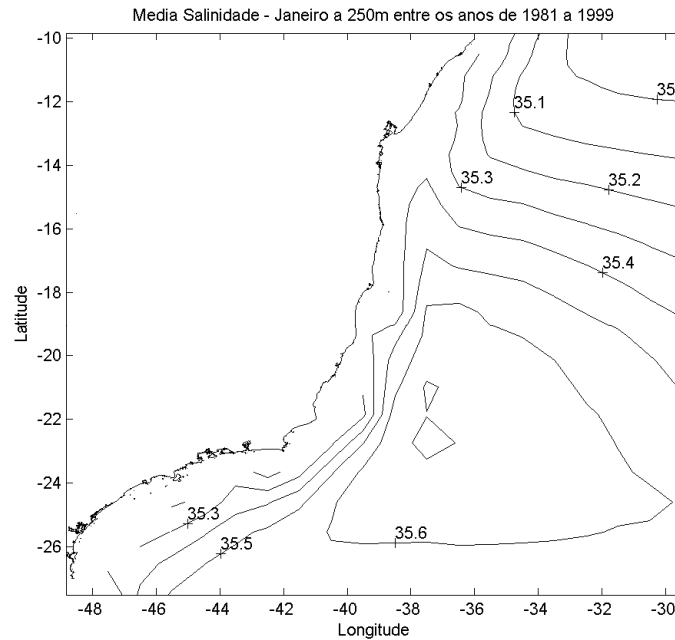
**Figura 32 – Desvio-padrão da salinidade de janeiro em superfície entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



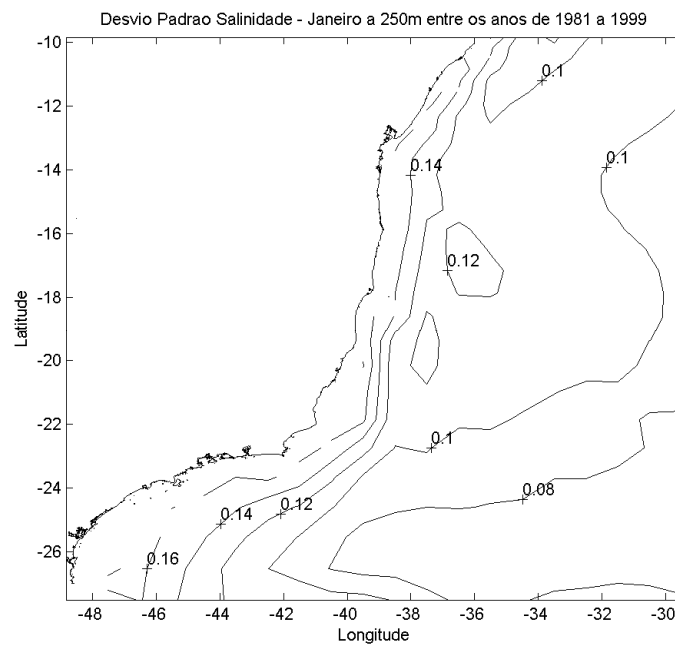
**Figura 33 – Salinidade média de julho em superfície entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



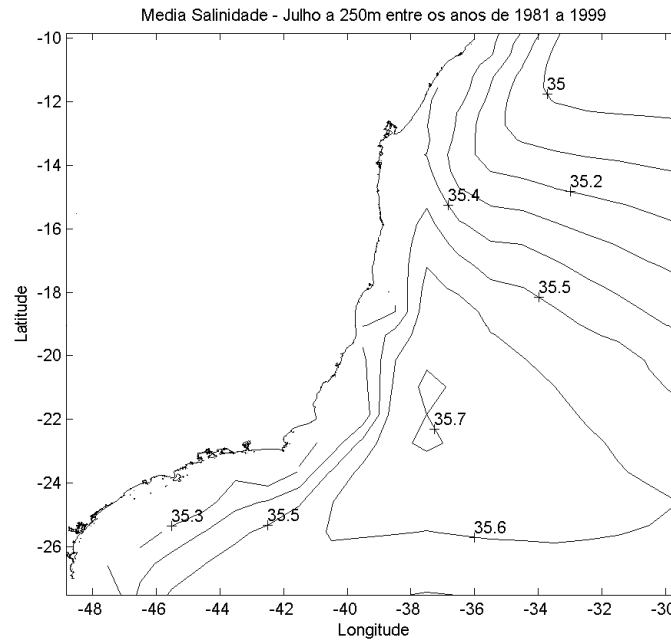
**Figura 34 – Desvio-padrão da salinidade de julho em superfície entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



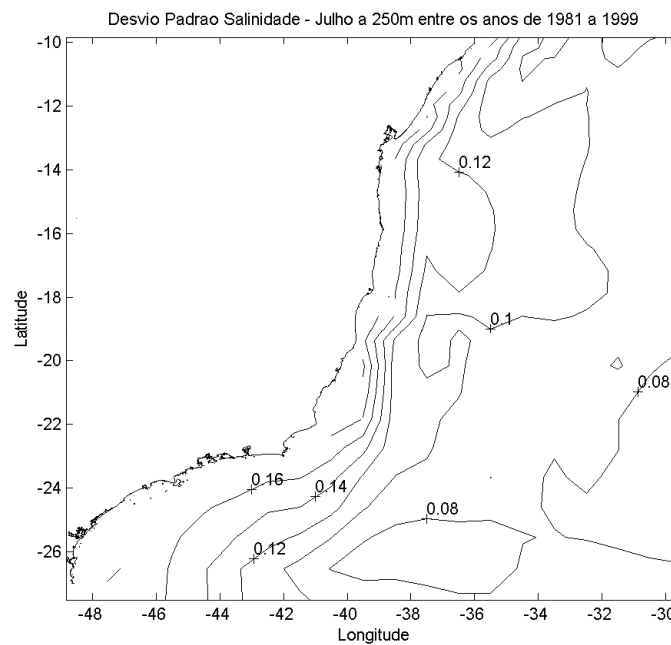
**Figura 35 – Salinidade média de janeiro a 250 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



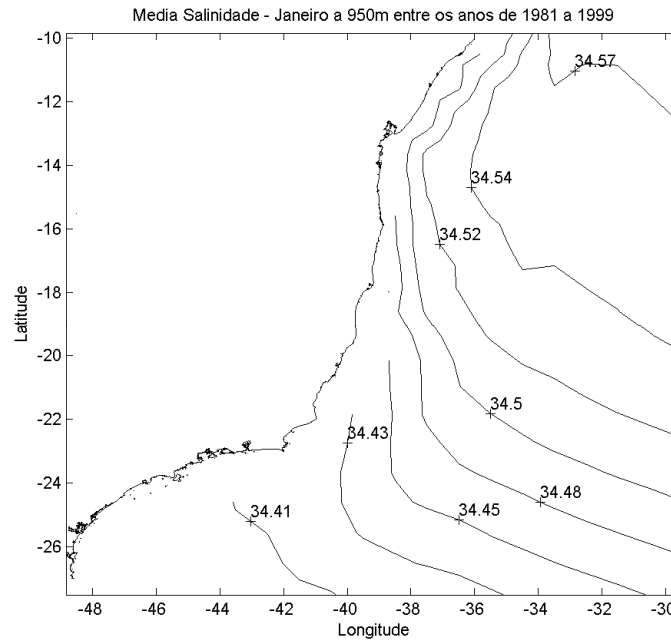
**Figura 36 – Desvio-padrão da salinidade de janeiro a 250 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



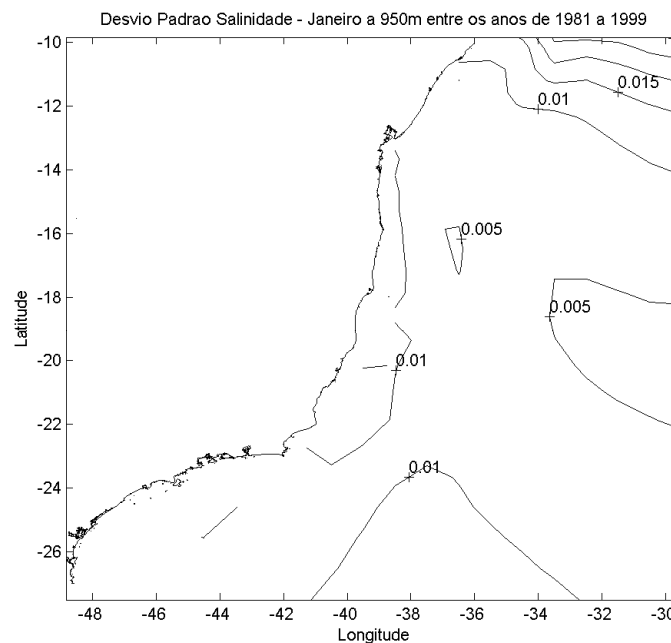
**Figura 37 – Salinidade média de julho a 250 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



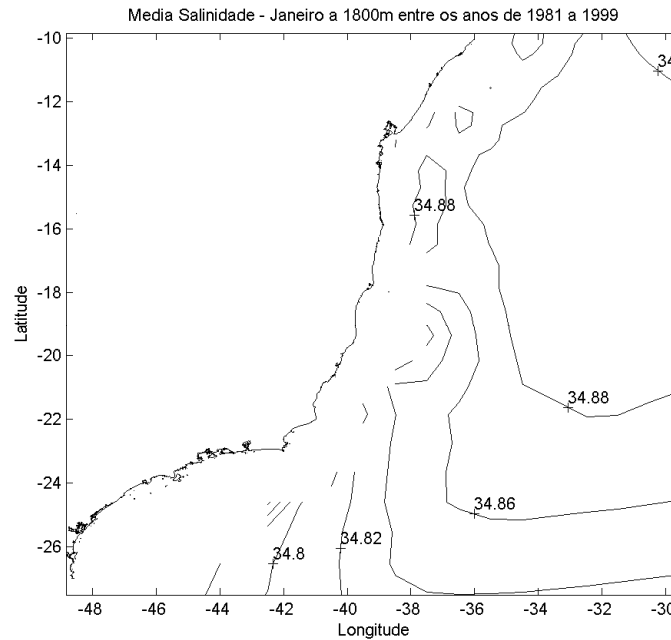
**Figura 38 – Desvio-padrão da salinidade de julho a 250 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



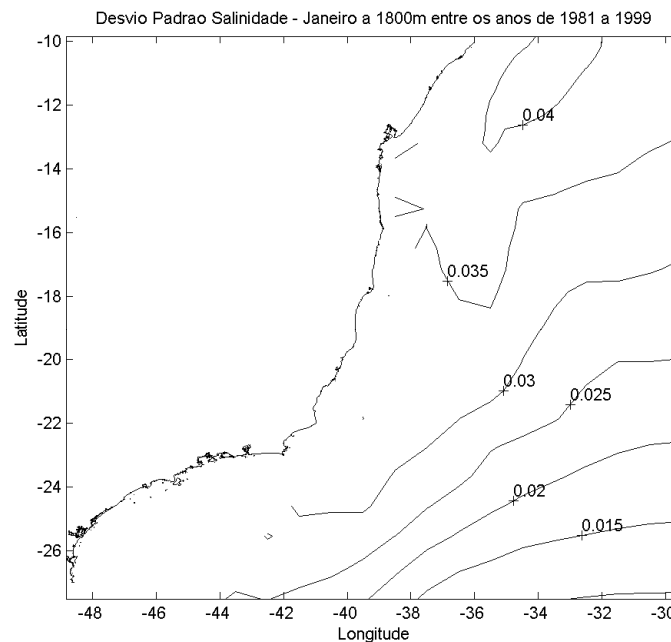
**Figura 39 – Salinidade média de janeiro a 950 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



**Figura 40 - Desvio-padrão da salinidade de janeiro a 950 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



**Figura 41 – Salinidade média de janeiro a 1800 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**



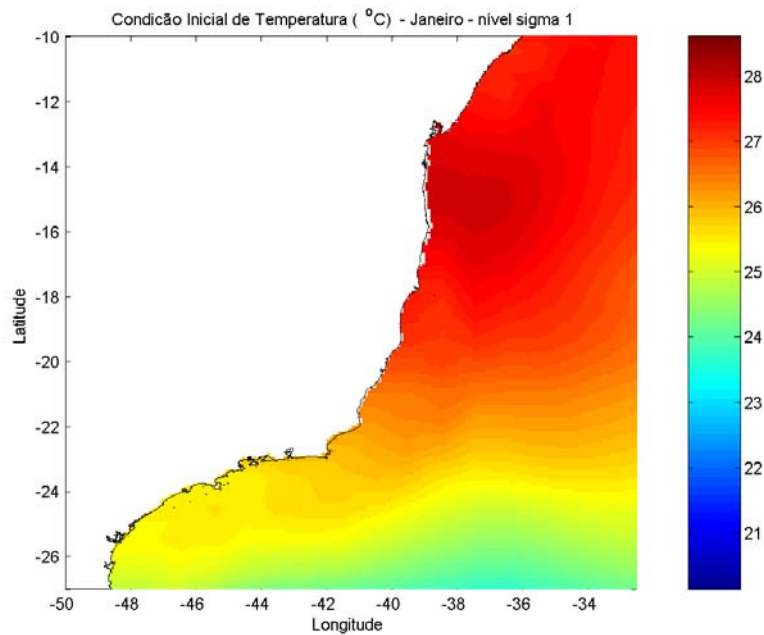
**Figura 42 – Desvio-padrão da salinidade de janeiro a 1800 m entre os anos de 1981 e 1999 obtida através dos dados do MOM.**

Os resultados mostram valores de desvio-padrão duas a três ordens de grandeza menores que as médias, em todos os níveis, tanto para a salinidade, quanto para a temperatura. Isso indica que a média pode ser considerada um bom estimador para os dados de inicialização.

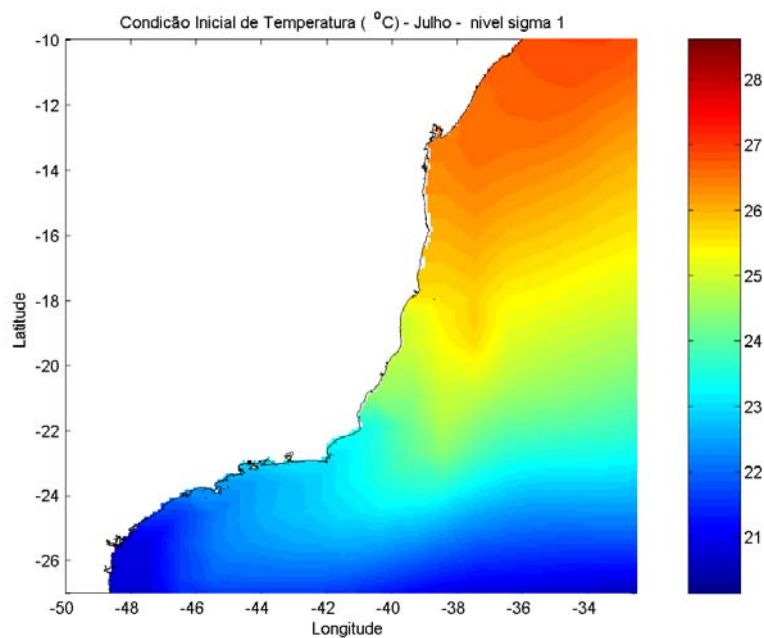
Alguns resultados podem ser extraídos dos dados de inicialização, por exemplo: A maior variabilidade, tanto da temperatura, quanto da salinidade ocorre na região ao largo de Santa Catarina em superfície, indicando que essa região apresenta variação inter-anual mais significativa. As diferenças de temperatura entre os meses de janeiro e julho são maiores do que as de salinidade nos mesmos períodos. A menor variabilidade encontra-se, de maneira geral, na regiões mais profundas e ao largo da costa leste, sendo o menor valor geral obtido para a salinidade em 1800m.

Os resultados do MOM não reproduzem o núcleo de águas mais frias em superfície, presente na região de Cabo Frio. Tal fato pode estar relacionado à resolução espacial do modelo, talvez insuficiente para capturar o fenômeno da ressurgência, que ali ocorre.

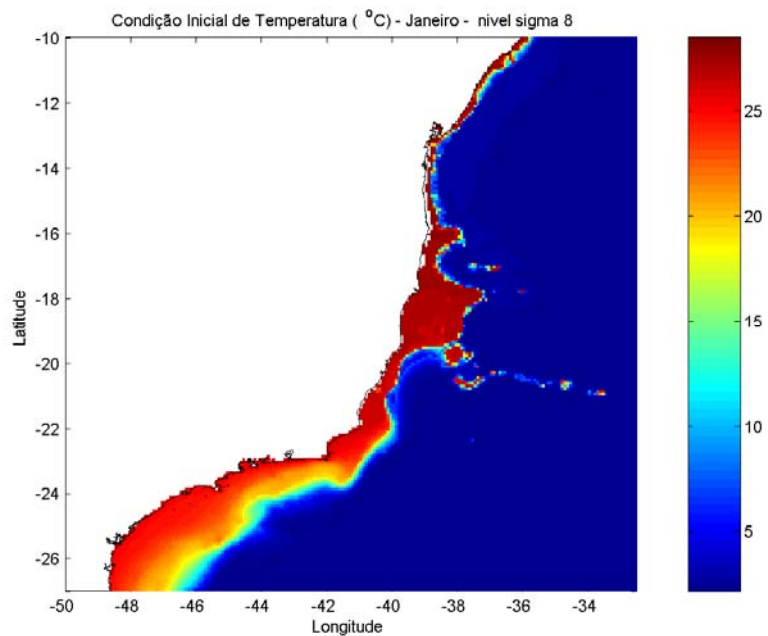
A partir desses dados médios, realizou-se uma interpolação horizontal e vertical para a grade do POM. Na horizontal os dados foram interpolados para 5 minutos de resolução e na vertical, para os 15 níveis sigma da grade. Exemplos dos campos de temperatura e salinidade médios para os meses de janeiro e julho, já com a resolução da grade do POM são apresentados da Figura 43 a Figura 54.



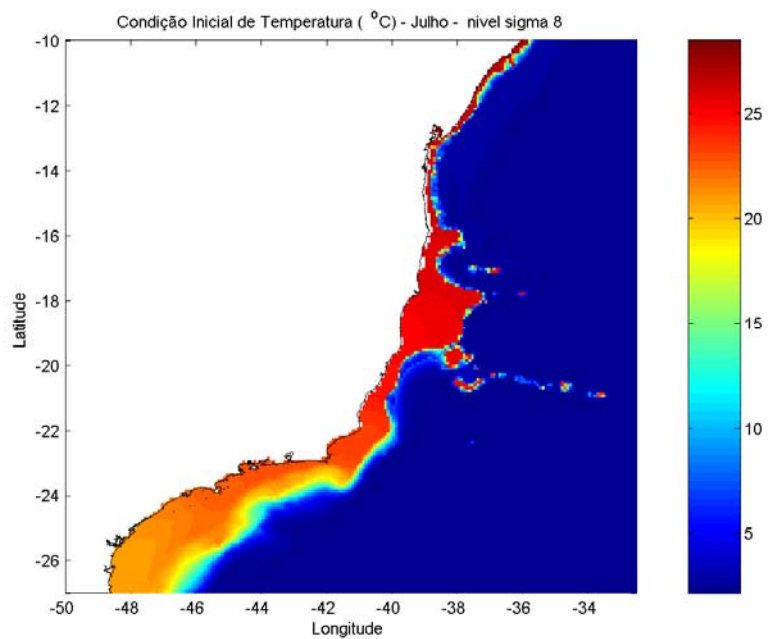
**Figura 43 – Campo de temperatura interpolada para a grade do POM. Média de janeiro na 1ª camada sigma.**



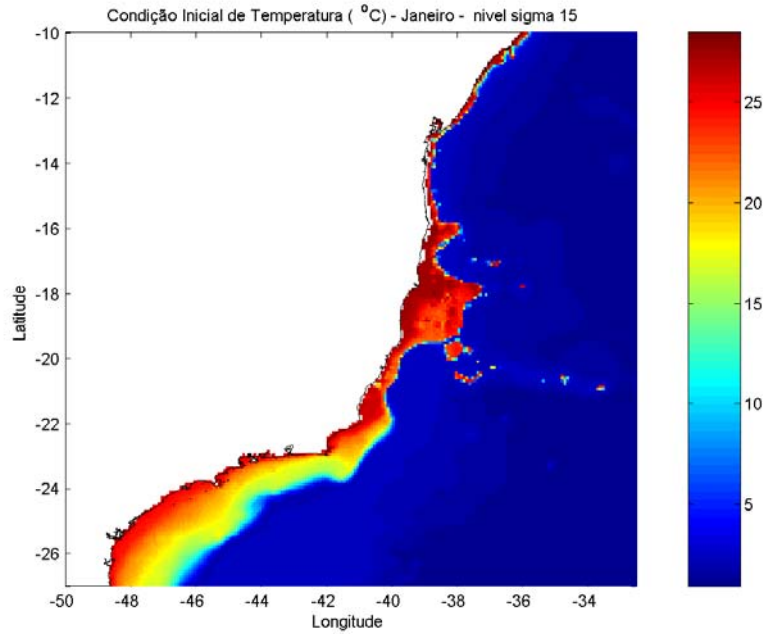
**Figura 44 – Campo de temperatura interpolada para a grade do POM. Média de julho na 1ª camada sigma.**



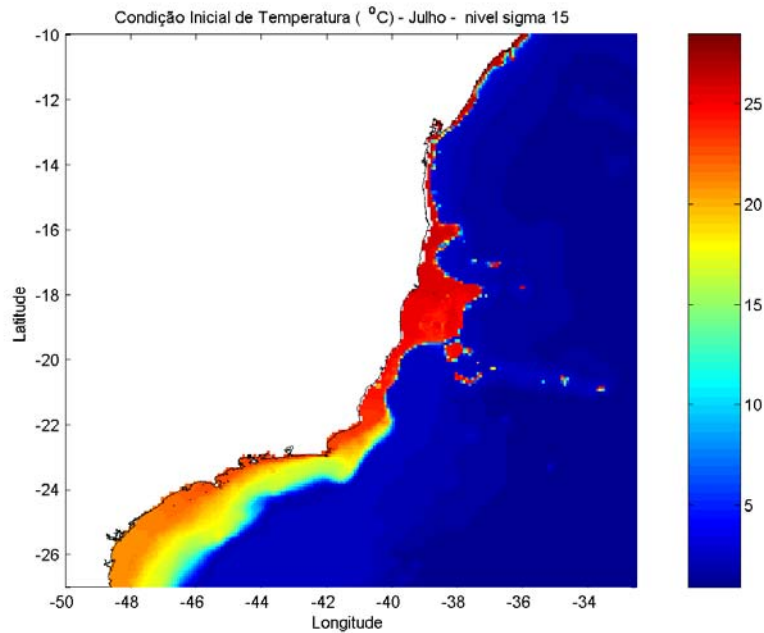
**Figura 45 – Campo de temperatura interpolada para a grade do POM. Média de janeiro na 8ª camada sigma.**



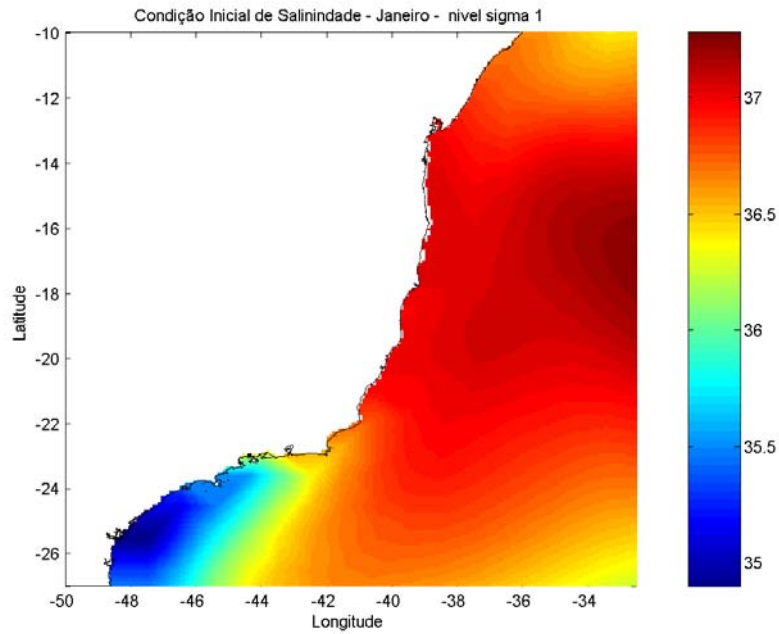
**Figura 46 – Campo de temperatura interpolada para a grade do POM. Média de julho na 8ª camada sigma.**



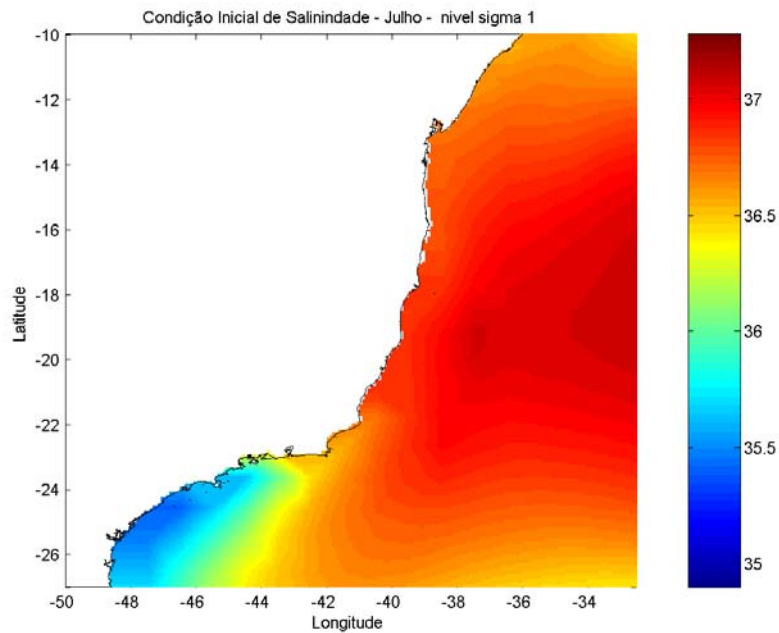
**Figura 47 – Campo de temperatura interpolada para a grade do POM. Média de janeiro na 15ª camada sigma.**



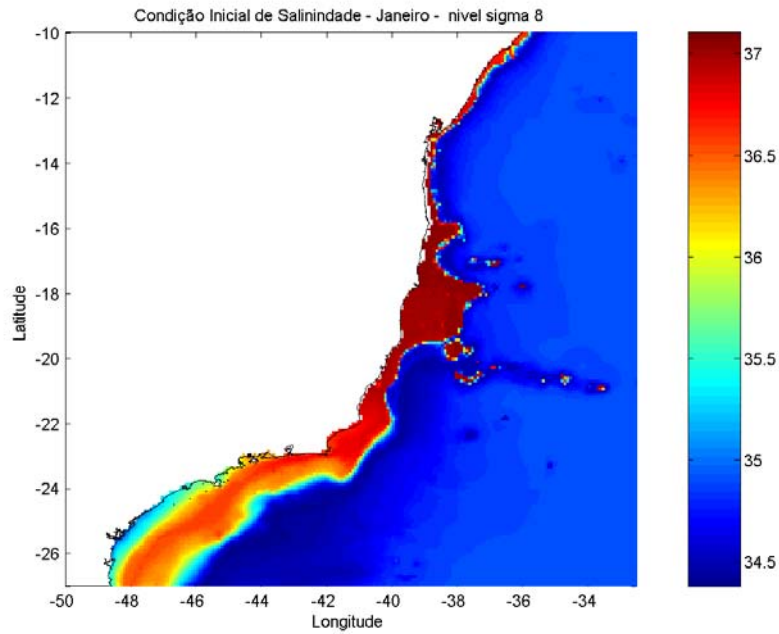
**Figura 48 – Campo de temperatura interpolada para a grade do POM. Média de julho na 15ª camada sigma.**



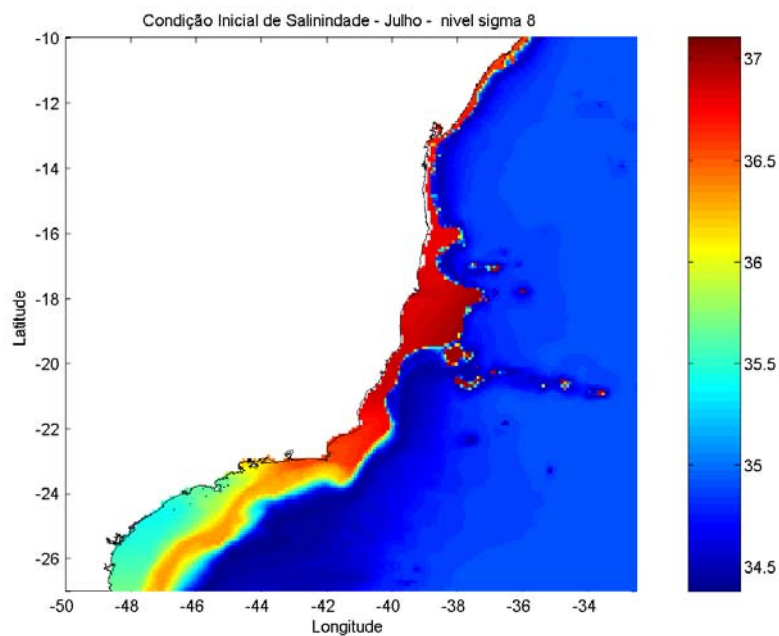
**Figura 49 – Campo de salinidade interpolada para a grade do POM. Média de janeiro na 1ª camada sigma.**



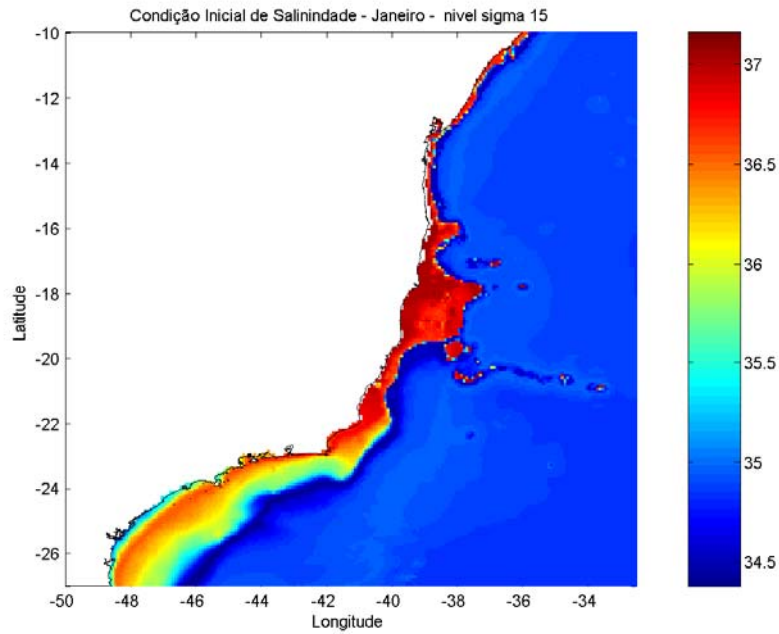
**Figura 50 – Campo de salinidade interpolada para a grade do POM. Média de julho na 1ª camada sigma.**



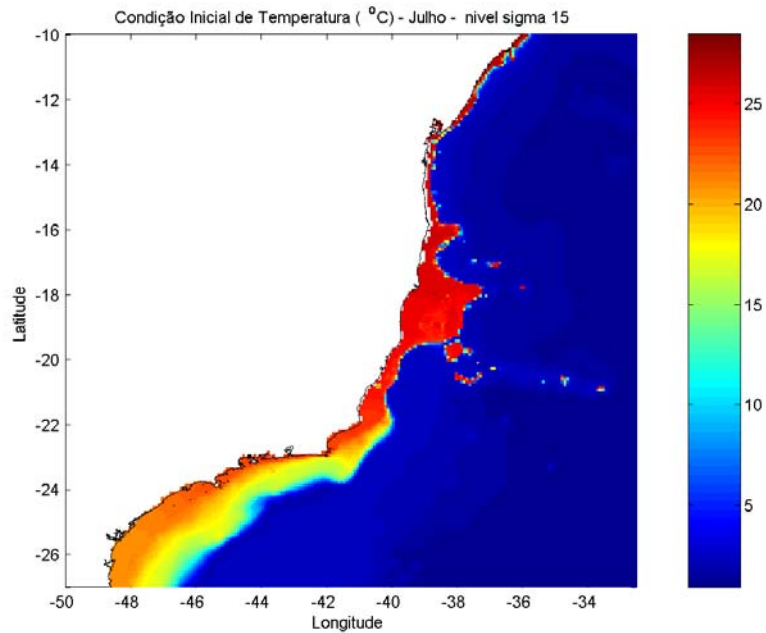
**Figura 51 – Campo de salinidade interpolada para a grade do POM. Média de janeiro na 8ª camada sigma.**



**Figura 52 – Campo de salinidade interpolada para a grade do POM. Média de julho na 8ª camada sigma.**



**Figura 53 – Campo de salinidade interpolada para a grade do POM. Média de janeiro na 15ª camada sigma.**



**Figura 54 – Campo de salinidade interpolada para a grade do POM. Média de julho na 15ª camada sigma.**

### V.1.3. Condições de Contorno Laterais

A grade do modelo possui três fronteiras abertas; norte, sul e leste. As fronteiras norte e sul são ativas, i.e., nelas são prescritos fluxos de sal, calor e momento. A fronteira leste é passiva, apenas propagando as ondas que a atingem.

#### V.1.3.1. Condições de Contorno Ativas

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

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

$$\phi_J^{n+1} = \phi_J^{n+1} + cff * (\phi_{lim} - \phi_J^{n+1}) \quad (17)$$

Onde:

$\phi$  representa a temperatura ou salinidade;

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

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

$\phi_{lim}$  representa dados climatológico extraído do MOM;

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

$$cff = c1 - (c1 - c2) * \pm (J - B) / 10 \quad (18)$$

Onde:

$B$  representa a linha correspondente à fronteira norte ou sul;

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

$$c1 = \frac{2 * dti}{srt} \textbf{(19)}$$

$$c2 = \frac{2 * dti}{wrt} \textbf{(20)}$$

Onde  $dti$  é o passo de tempo interno do modelo,  $srt$  e  $wrt$  são os tempos de relaxação.

Nesse caso, foi utilizado  $srt = 5$  dias e  $wrt = 30$  dias.

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

No caso da velocidade, não é utilizada a “zona de relaxação”. Os dados são relaxados na linha correspondente à fronteira sul apenas.

A condição de elevação de superfície utilizada é a de gradiente zero:

$$\frac{\partial \eta}{\partial y} = 0 \textbf{(21)}$$

### V.1.3.2. Condições de Contorno Passivas

No caso da fronteira leste, as condições de contorno utilizadas são condições radiativas para a velocidades:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + C * \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \text{ (22)}$$

Onde:

$\phi$  representa a componente meridional ou zonal da velocidade;

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

E advecção *upstream* para temperatura e salinidade:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + v * \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \text{ (23)}$$

Onde  $\phi$ , nesse caso, representa a temperatura ou a salinidade e  $v$  é a velocidade.

#### V.1.4. Condições de Contorno de Superfície

##### V.1.4.1. Saldo de Radiação

Para representar o balanço de radiação na superfície do oceano, foi utilizado um modelo analítico proposto por Stull (1988). Esse modelo decompõe o termo de radiação líquida ( $Q^*$ ) em quatro parcelas:

$$Q^* = K \uparrow + K \downarrow + I \uparrow + I \downarrow \quad (24)$$

Onde:

$K \uparrow$  representa a radiação de onda curta (solar) refletida (para cima),

$K \downarrow$  é a radiação de onda curta transmitida através do ar (para baixo),

$I \uparrow$  é radiação de onda longa (infravermelho) emitida para cima e

$I \downarrow$  é a radiação difusiva de onda longa (para baixo)

Os fluxos do oceano para a atmosfera são positivos e os da atmosfera para o oceano são negativos, por definição.

Stull (1988) representa  $K \downarrow$  como:

Para o dia:

$$K \downarrow = S * T_K * \text{sen}(\Psi) \quad (25)$$

Para a noite:

$$K \downarrow = 0 \quad (26)$$

Onde:

$S$  é a irradiância solar (ou constante solar), cujo valor adotado é  $S = 1370 \text{ W.m}^{-2}$ ,

$T_K$  representa a fração da radiação solar que efetivamente chega até a superfície (transmissividade líquida), dada por:

$$T_K = (0,6 + 0,2 * \text{sen}(\Psi)) * (1 - 0,4 * \sigma_{CH}) * (1 - 0,7 * \sigma_{CM}) * (1 - 0,4 * \sigma_{CL}) \quad (27)$$

Onde:

$\sigma_C$  representa a fração de cobertura de nuvens e o subscrito  $H$ ,  $M$  e  $L$ , significam, respectivamente, nuvens altas, médias e baixas.

$\text{sen}(\Psi)$  é o ângulo de elevação local do Sol ,dado por:

$$\text{sen}(\Psi) = \text{sen}(\phi) \text{sen}(\delta_s) - \cos(\phi) \cos(\delta_s) \cos \left[ \left( \frac{\pi t_{UTC}}{12} \right) - \lambda_e \right] \quad (28)$$

onde  $\phi$  é a latitude,  $\lambda_e$  é a longitude (ambos em radianos) e  $t_{UTC}$  é o tempo em horas no horário médio de Greenwich.  $\delta_s$  é o ângulo de declinação solar dado por:

$$\delta_s = \phi_r \cos \left[ \frac{2\pi(d - d_t)}{d_y} \right] \quad (29)$$

Sendo,  $\phi_r$  a latitude do Tópico de Câncer,  $d$  o número do dia do ano,  $d_t$  o dia do solstício de verão e  $d_y$  o número médio de dias no ano.

A radiação de onda curta refletida ( $K \uparrow$ ) é dada por:

$$K \uparrow = -a * K \downarrow \quad (30)$$

Onde  $a$  representa o albedo que é diretamente proporcional ao ângulo solar, variando entre 0,05 com sol a pino e 1 em ângulos de elevação pequenos.

A radiação de onda longa pode ser simplificada em um único termo ( $I^*$ ), que é a soma de  $I \downarrow$  e  $I \uparrow$ :

$$I^* = 0,08 * (1 - 0,2\sigma_{CH} - 0,3\sigma_{CM} - 0,6\sigma_{CL}) \quad (31)$$

juntando todas as parametrizações para as radiações de onda longa e curta, o modelo de balanço radiativo torna-se:

Durante o dia:

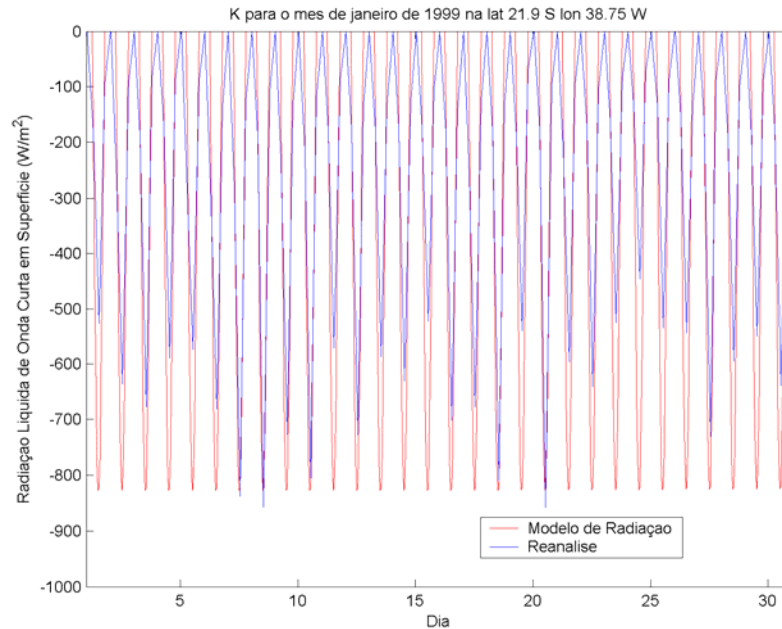
$$Q^* = (1 - a) * S * T_K * \text{sen}(\Psi) + I^* \quad (32)$$

Durante a noite:

$$Q^* = +I^* \quad (33)$$

Em virtude da dificuldade em se prever a dinâmica das nuvens, e portanto, a quantidade de nuvens baixas, médias e altas presentes, optou-se por tratar a o balanço de radiação sem a ação de atenuação das nuvens.

A fim de averiguar o modelo analítico de radiação adotado, foi realizada uma comparação entre o modelo e dados da Reanalise do NCEP para o ponto localizado na latitude 21.9° S e longitude 38.75° W no mês de janeiro de 1999 (Figura 55).



**Figura 55 – Balanço de radiação de onda curta para o ponto de latitude 21.9° S e longitude 38.75° W para o mês de janeiro de 1999. Comparação entre dado obtido pela Reanálise do NCEP (em vermelho) e o modelo analítico utilizado no sistema de previsão (em azul).**

O modelo analítico, de maneira geral, superestima a radiação líquida de onda curta nos horários de pico, provavelmente, em virtude da ausência de informações a respeito da cobertura de nuvens, que atenua a radiação de onda curta incidente, e com isso torna menores os valores desse parâmetro. Porém nos outros horários, o modelo é bastante consistente com as observações. O erro médio quadrático (RMS) entre o modelo e o dado da Reanálise é de  $163,1 \text{ W/m}^2$ . Desta forma, pode-se dizer que, apesar da limitação das informações a respeito da cobertura de nuvens, o modelo analítico adotado representa bem o balanço radiativo para os propósitos empregados.

#### V.1.4.2. Tensão de Cisalhamento do Vento

O POM utiliza dados de tensão de cisalhamento do vento ( $\tau$ ) como condição de contorno de superfície. No sistema de previsão, a tensão é obtida através de dados de vento a 10m, utilizando a parametrização proposta por Mascarenhas (1985):

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

$$0 < |V| < 6 \rightarrow \tau = 0,29 + \left( \frac{3,1}{|V|} \right) + \left( \frac{7,7}{|V|^2} \right) \quad (34)$$

$$|V| > 6 \rightarrow \tau = 0,6 + (0.07 * |V|) \quad (35)$$

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

$$\tau_x = -u * |V| * \tau * \frac{\rho_{ar}}{\rho_{\acute{a}gua}} \quad (36)$$

$$\tau_y = -v * |V| * \tau * \frac{\rho_{ar}}{\rho_{\acute{a}gua}} \quad (37)$$

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

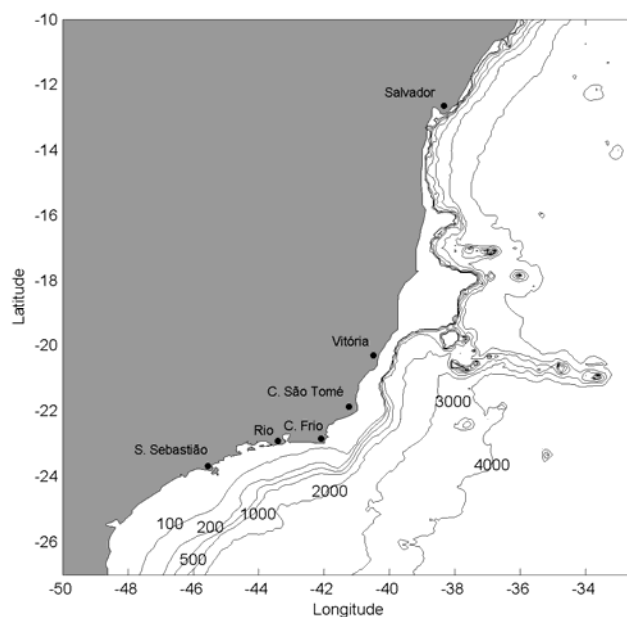
Para interpolar os dados de vento no espaço e no tempo, foi desenvolvida uma subrotina de interpolação bilinear, chamada a cada passo de tempo interno do modelo numérico. A interpolação no tempo é realizada para não causar choques no modelo a cada renovação do dado de vento fornecido e a interpolação no tempo é feita para ajustar os dados de vento do formato fornecido para a grade do POM.

Desta forma, o sistema de previsão pode utilizar dados de vento de qualquer modelo de previsão que forneça ventos a 10m, com qualquer resolução temporal e espacial.

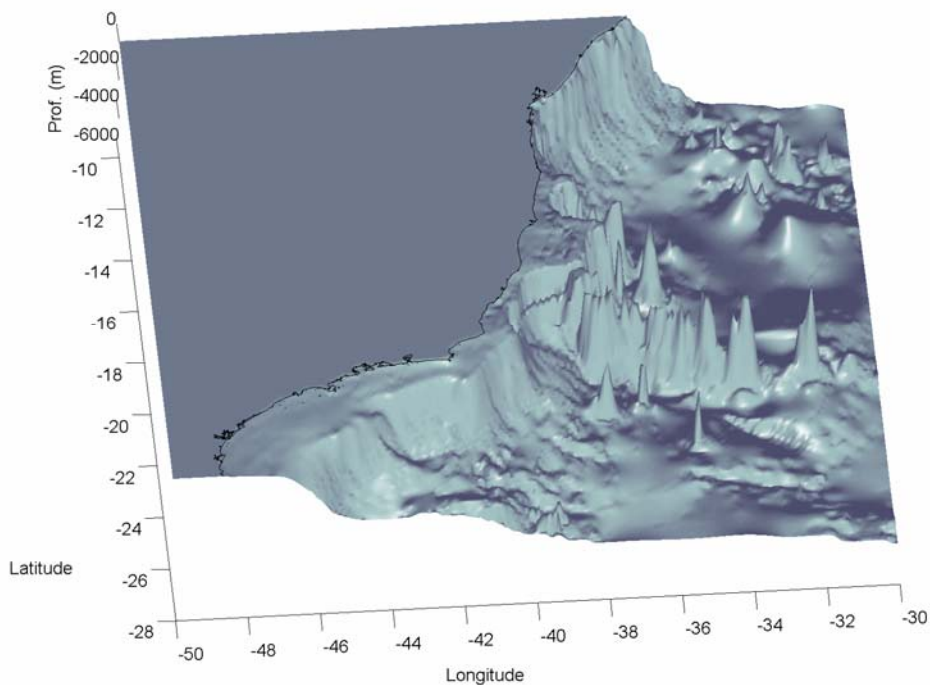
### **V.1.5. Condição de Contorno de Fundo**

A batimetria foi obtida através do tratamento de dados de variadas fontes, como as cartas náuticas da Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil (DHN), dados do banco de dados internacional ETOPO 5, e dados obtidos pelo programa REVIZEE. Primeiramente, foi realizado um controle de qualidade dos dados e alguns dados, como os do ETOPO 5 próximos à Plataforma Continental, não foram utilizados por se apresentarem inconsistentes com as cartas náuticas e demais levantamentos batimétricos. Finalmente, foi realizada uma composição desses dados, e obteve-se, através de interpolação com método de Kriging, uma matriz regular com 5 minutos de arco de resolução espacial. Após tratamento com um filtro gaussiano bidimensional, obteve-se a matriz de topografia do fundo utilizada no modelo hidrodinâmico ( Figura 57).

Vale ressaltar que todas as feições topográfica importantes como a Cadeia Vitória-Trindade e o Banco de Abrolhos estão representadas na malha batimétrica utilizada no modelo.



**Figura 56 – Batimetria utilizada no modelo numérico do Sistema de Previsão da Circulação Oceânica das Bacias Leste e Sudeste do Brasil. Estão representadas as isóbatas de 100, 200, 500, 1000, 2000, 3000 e 4000m.**



**Figura 57 – Visão em perspectiva da batimetria utilizada no modelo numérico.**

## **V.2. O Esquema de Assimilação de Dados**

A utilização de dados Lagrangeanos para assimilação em modelos numéricos, vem sendo cada vez mais utilizado, uma vez que programas como o ARGO estão aumentando em muito a quantidade e qualidade de dados Lagrangeanos nos oceanos, fornecendo informações sobre velocidade e direção das correntes, temperatura e salinidade não somente em superfície, com também em profundidade.

Particularmente, para regiões com pouca ou nenhuma medição Euleriana de correntes, como é o caso do Brasil, as informações fornecidas por bóias são de grande valia. O Brasil possui duas fontes possíveis de obtenção de dados Lagrangeanos de forma operacional. O Projeto PNBOIA, que atualmente conta com dez bóias ativas e o Projeto ARGO, que possui atualmente mais de 1400 flutuadores ativos ao redor do globo, sendo que dois deles estão atualmente localizados na região do Sistema de Previsão, transmitindo dados em tempo quase-real.

Vários estudos utilizaram bóias de deriva com variados esquemas de assimilação (Fan et al., 2004). Ishikawa et al. (1996), utilizaram os métodos de Relaxação Newtoniana e Interpolação Ótima para assimilar dados de derivadores e de satélites com intuito de prever a circulação superficial e a altura do nível do mar em escala sinótica. Molcard et al. (2003) propuseram um método usado Interpolação Ótima para assimilar dados Lagrangeanos em um modelo de grade Euleriana. Castellari et al. (2001) indicam que a assimilação de dados de velocidade lagrangeana pode reduzir em até 70% os erros de previsão nas posições dos derivadores. Esses autores indicam erros médios quadráticos entre 35 e 65 km em 10 dias de previsão sem assimilação e em torno de 15 km utilizando assimilação.

Devido à escassez de dados Eulerianos, ao crescente número de derivadores fornecendo informações Lagrangeanas na costa brasileira de forma operacional e a viabilidade demonstrada por diversos autores, escolheu-se aplicar um esquema de assimilação de dados Lagrangeanos para o Sistema de Previsão. Tal método pode facilmente ser

adaptado para medições Eulerianas, caso haja disponibilização de informações operacionais dessa natureza, como correntômetros instalados em linhas de fundeio.

O método de assimilação segue a metodologia proposta por Fan et al. (2004), que utiliza a Relaxação Newtoniana, como descrito a seguir.

### V.2.1. Assimilação de Dados de Derivadores

Os dados de corrente dos derivadores são assimilados no modelo hidrodinâmico utilizando o método de *nudging*, onde um termo de tendência é introduzido na equação do movimento como:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = (F) - \lambda(u - u^o) \quad (38)$$

Onde  $u$  é o componente da velocidade calculada pelo modelo (válido tanto para meridional, quanto para zonal),  $u^o$  é a velocidade observada,  $F$  representa todos os termos do lado direito da equação do movimento,  $\lambda$  é o termo de *nudging*, cuja seguinte fórmula empírica foi proposta por Ishikawa et al. (1996):

$$\lambda = \left( \frac{1}{t_a} \right) \exp \left( \frac{-r^2}{R_{nudge}^2} \right) \exp \left( -\frac{(t - t^o)}{t_d} \right) \exp \left( \frac{z}{z_d} \right) \quad (39)$$

Onde  $r$  é a distância entre o ponto de grade no modelo a posição do derivador e  $(t - t_o)$  é a diferença entre o tempo da assimilação e o da observação,  $t_a$  é a escala de tempo de

assimilação e determina o peso do fator de *nudging*. Os parâmetros  $t_d$ ,  $z_d$  e  $R_{nudge}$  são os termos de tendência do tempo e espaço (na vertical e horizontal), respectivamente.

Para esse caso, foram utilizados os seguintes valores, baseados no trabalho de Fan et al. (2004);

$t_a = 720$  s (quatro passos de tempo interno do modelo),

$z/z_d = 1$ , ou seja, a assimilação fica restrita à primeira camada sigma

$R_{nudge} = 0,5^o$

A introdução desse fator de assimilação cria fontes ou sumidouros de quantidade de movimento próximo dos locais de observação. A dinâmica do modelo então reage a essas “forças”, mudando, por exemplo os campos de elevação, e a informação é propagada para os pontos vizinhos. Esse método simples é definido por Fan et al. (2004) como robusto e eficiente.

Os resultados do método de assimilação são analisados a seguir, na seção que trata da Avaliação do Sistema de Previsão.

## **VI. Resultados**

### **VI.1. Avaliação do Sistema**

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

A nomenclatura contemporânea para tal estudo é “avaliação”. Embora possa parecer um rótulo de pouca importância, os termos anteriormente utilizados para tal fim, sempre foram controversos. A primeira nomenclatura “validação” foi substituída por “comparação histórica”, a qual foi complementada com o termo “garantia de qualidade”. A dificuldade em se definir um termo reside no fato de que as palavras “validação” e “garantia” trazem em si uma expectativa de positivo e negativo em relação aos resultados. O modelo poderia ser somente válido ou não válido, garantido ou não garantido. Nesse sentido, o termo “avaliação” torna-se mais adequado, uma vez que é neutro e pode abarcar uma gama maior de definições em termos de qualificação do modelo ou sistema (Beck, 2002).

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

1. O modelo foi construído com materiais aprovados, i.e. as hipóteses constituintes são consagradas e adequadas?
2. O seu comportamento se aproxima bem do observado com respeito ao “mundo real” ?
3. Ele funciona, i.e. o modelo cumpre as tarefas a ele designadas, serve ao seu propósito ?

A primeira pergunta pode ser respondida com o grande número de artigos publicados em revista internacionais utilizando o POM para estudos de circulação oceânica em diversas escalas, nos mais variados corpos d'água. Além disso, sua utilização em dezenas de sistemas de previsão oceânica operacionais em várias instituições de pesquisa e em locais distintos dos oceanos (vide seção III.4) respalda sua utilização para os fins previstos nesse trabalho.

Para responder à segunda pergunta, foi realizado um experimento de *hindcast* de uma ano e os resultados obtidos foram comparados com observações realizadas em locais distintos, por meios diferentes. Tais resultados encontram-se descritos na seção subsequente.

A terceira questão é abordada na seção VI.3

## **VI.2. Comparações**

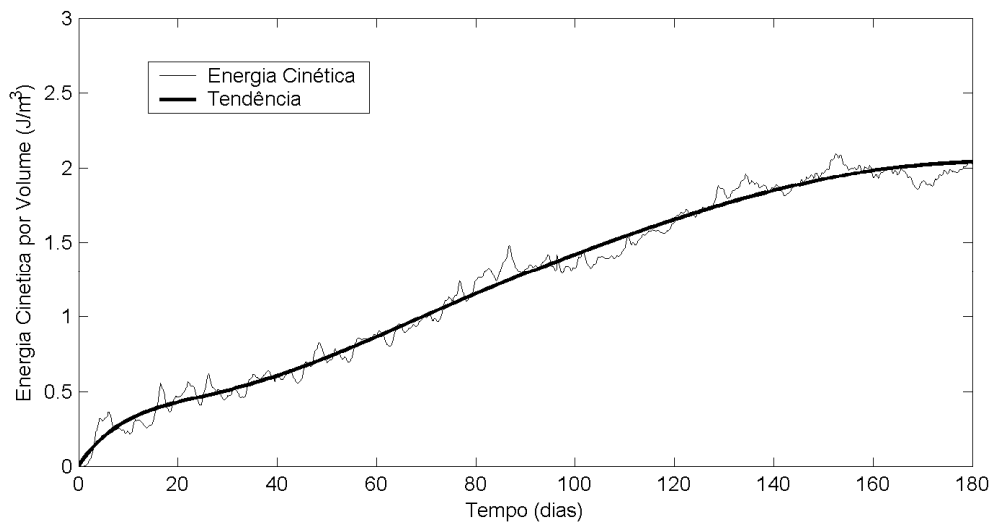
Com o intuito de avaliar o sistema de previsão, foi realizada uma simulação pretérita da circulação oceânica das Bacias Leste e Sudeste do Brasil para o todo o ano de 1999. Esse período foi escolhido em virtude da disponibilidade de dados observados de corrente, provenientes de derivadores do projeto PNBOIA e de temperatura da superfície do mar, (TSM) obtidos por sensores AVHRR, fornecidos pelo projeto WOCE. A simulação de um ano visa poder analisar aspectos sazonais da circulação oceânica da região.

O modelo numérico foi inicializado e utilizou as condições de contorno como descrito nas seções V.1.2 e V.1.3. Os dados de vento utilizados para a simulação foram obtidos do modelo de previsão atmosférica AVN (*Aviation Model*) do NCEP. O AVN é inicializado 4 vezes por dia (00Z, 06Z, 12Z e 18Z), com dados tratados pelo sistema de assimilação GDAS (*Global Data Assimilation System*), idêntico ao utilizado nas Reanálises, e com a previsão do modelo utilizada como *first-guess*. Trata-se de um modelo espectral com 28 níveis na vertical (Marques da Cruz, 2004). Os dados das componentes meridional e

zonal do vento a 10m fornecidos pelo AVN têm resolução espacial de  $1^\circ \times 1^\circ$  e temporal de 3 horas. Esses dados são interpolados tanto no espaço, quanto no tempo a cada passo de tempo interno do modelo hidrodinâmico, conforme descrito na seção V.1.4.2.

Os resultados do modelo AVN foram comparados com as Reanálises no trabalho de Marques da Cruz (2004), apresentando resultados satisfatórios, que o credenciam como uma ferramenta adequada para utilização como condição de contorno para modelos oceânicos.

O modelo foi inicializado a partir do repouso e sua energia cinética foi monitorada, conforme proposto por Miller & Lee (1995) *apud* Calado (2000) até atingir a estabilidade, que ocorreu com cerca de 180 dias (Figura 58).



**Figura 58 – Evolução temporal da energia cinética do modelo hidrodinâmico.**

Após a fase de estabilização, as condições de contorno laterais e de superfície foram ajustadas para as condições de 1º de janeiro de 1999 e o modelo foi rodado por um ano.

Os resultados da simulação pretérita do ano de 1999 foram comparados com dados observados, obtidos através de sensores e metodologias variadas. As comparações

apresentam resultados qualitativos e quantitativos com relação às correntes, transporte de volume, estrutura termohalina (incluindo a TSM), elevação da superfície e ressurgência costeira.

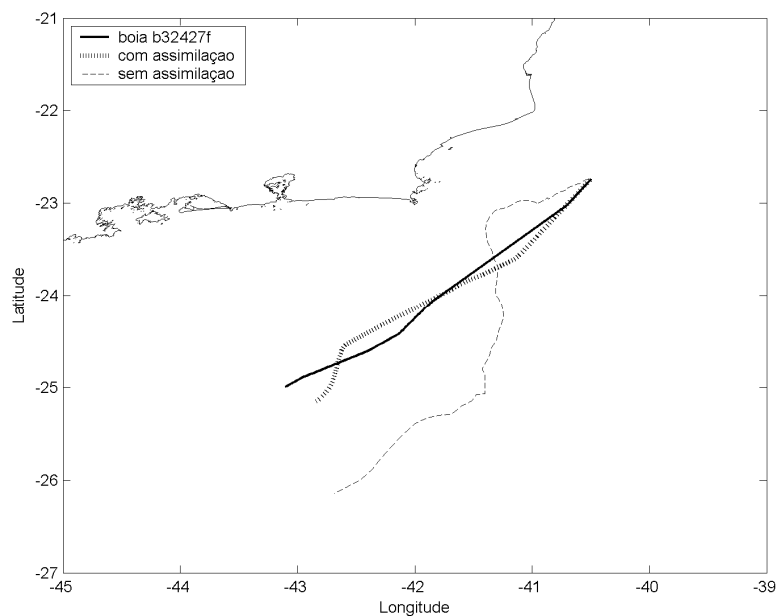
### **VI.2.1. Correntes**

A primeira comparação realizada foi com dados de corrente lagrangeanos da bóia de deriva do Projeto PNBOIA. Essa comparação visa avaliar o comportamento do sistema de previsão com e sem a utilização do esquema de assimilação de dados. É talvez a comparação mais significativa para os propósitos do sistema de previsão, pois o enfoque principal do sistema é a previsão de curto prazo em superfície, visando subsidiar a previsão do transporte de poluentes no oceano. Portanto, se o sistema reproduz bem a observação, seus resultados são significativos para prever a trajetória de um consituente passivo ao escoamento, que derive em superfície.

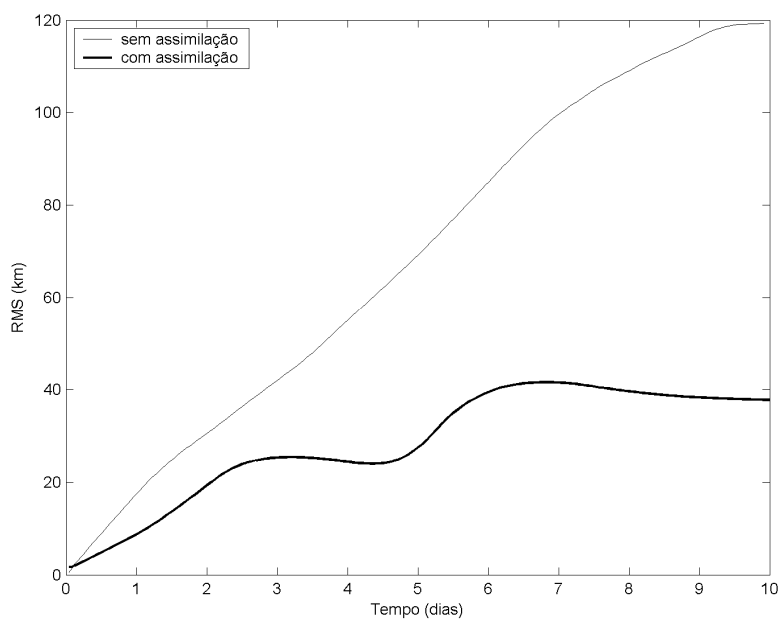
Foram utilizados dados de posição da bóia b32427f do projeto PNBOIA em um período de dez dias (de 11/05/1999 a 21/05/1999) quando localizava-se na região da Bacia de Campos. O período de dez dias é maior do que pretende-se utilizar para as previsões e é também utilizado na metodologia de comparação de Fan et al. (2004) e Castellari et al. (2001).

Foram realizadas duas simulações. Uma sem assimilação e outra na qual os dados da bóia foram assimilados no período da comparação. Os resultados da velocidade em superfície foram então utilizados em um modelo de transporte lagrangeano desenvolvido por Santos e Marques da Cruz (comunicação pessoal), que forneceu a posição de uma “bóia virtual”.

Os dados do derivador do PNBOIA foram interpolados para intervalos regulares de uma hora, a fim de serem comparados com a bóia simulada. A Figura 59 mostra o resultado da comparação das trajetórias e a Figura 60 apresenta a evolução do erro médio quadrático das distâncias entre as posições observadas e simuladas.

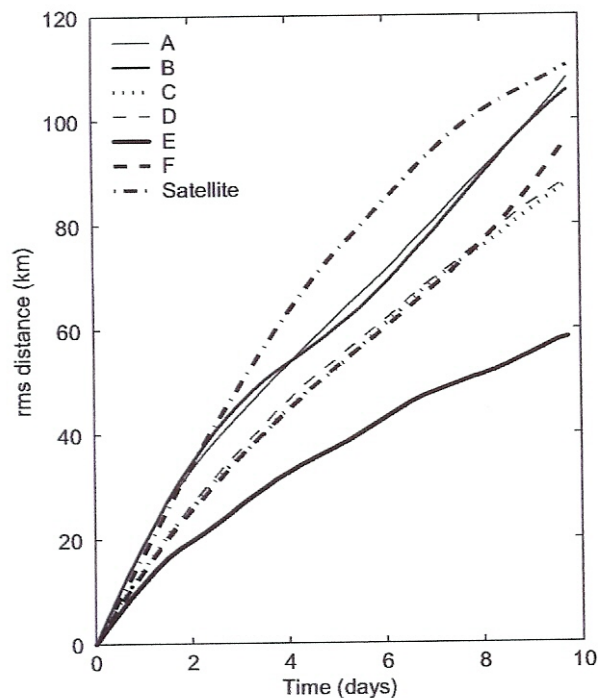


**Figura 59 – Trajetórias da bóia do PNBOIA e das bóias simuladas nos experimentos com e sem assimilação em um período de 10 dias do mês de maio de 1999.**



**Figura 60 – Evolução temporal do erro médio quadrático das distâncias entre a bóia e as simulações com e sem assimilação.**

A evolução das distâncias entre as bóias simuladas e observada mostra um crescimento aproximadamente linear até o segundo dia para ambas as simulações, sendo a taxa de crescimento do experimento com assimilação ligeiramente menor. A partir do segundo dia porém, as distâncias da simulação com assimilação estabilizam-se em cerca de 25 km até o 5º dia, quando voltam a aumentar, atingindo 40 km no 6º dia, permanecendo nesse valor até o final do experimento. No caso da simulação sem assimilação, a taxa de crescimento é praticamente constante desde o início até o 7º dia (cerca de 12 km/dia), quando há uma diminuição do crescimento, com a distância já alcançando cerca de 100 km. Após o 9º dia, a distância tende a se estabilizar no patamar de 120 km (cerca de 1 grau). Estes resultados são compatíveis e (até um pouco melhores) com os obtidos pelo sistema de previsão oceânica apresentado por Fan et al.(2004), desenvolvido para o Golfo do México (Figura 61).

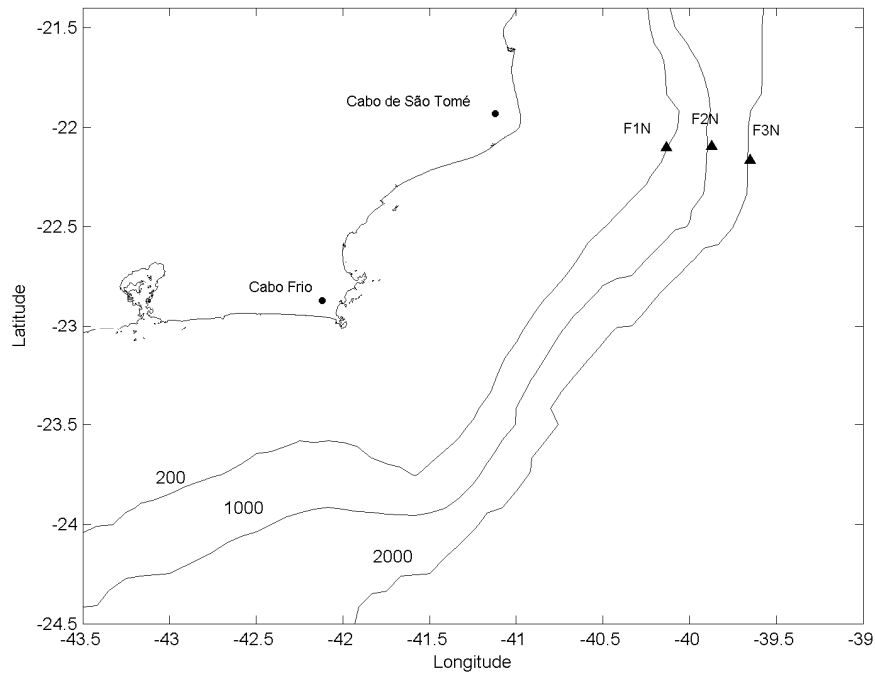


**Figura 61 – Erro médio quadrático das distâncias entre derivadores e as simulações realizadas por Fan et al (2004). A simulação A não apresenta nenhum tipo de assimilação, e a E foi realizada com assimilação de dados de velocidade de derivadores.**

As trajetórias seguiram padrões similares ao longo dos 10 dias e como o objetivo do sistema é realizar previsões de poucos dias (2 a 3 dias), pode-se considerar que um erro de 36 km encontrado na simulação sem assimilação até o 3º dia aceitável. O esquema de assimilação foi eficiente em melhorar a previsão, reduzindo em até 75% o erro, em relação ao experimento sem assimilação.

A segunda comparação com relação às correntes, foi realizada com dados medidos por correntômetros instalados em 3 linhas de fundeadas na Bacia de Campos (Figura 62). Os dados foram observados em várias profundidades, desde 50 m até 1000m no fundeio mais

profundo no período entre maio de 1994 e 1995. Os resultados das medições são analisados por Lima (1997).

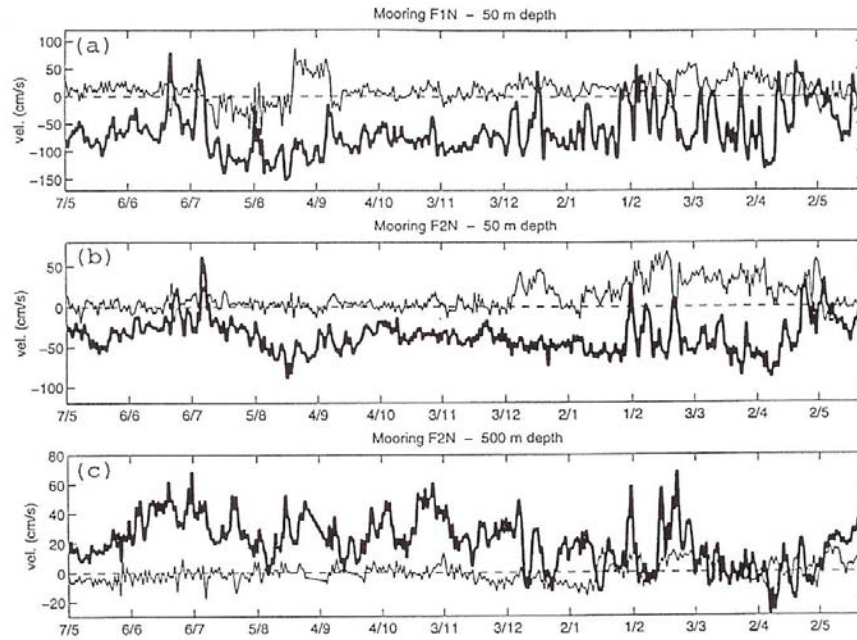


**Figura 62 – Localização dos fundeios da Bacia de Campos, cujos dados foram comparados com os resultados obtidos pelo sistema de previsão.**

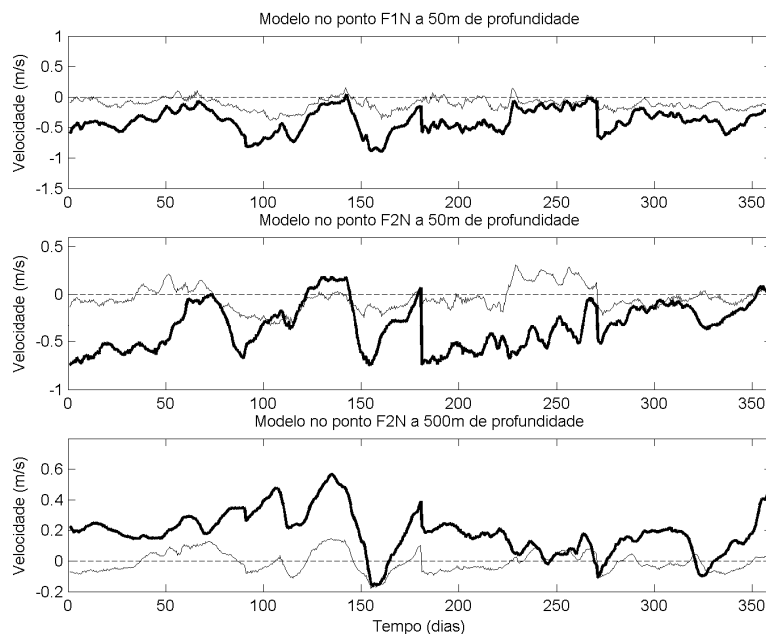
Como não foi possível o acesso às séries temporais, apenas aos resultados publicados em Lima (1997), optou-se por realizar comparações qualitativas, já que não conseguiria obter comparações quantitativas. O objetivo aqui é comparar o comportamento das componentes da corrente, verificando se possuem padrões semelhantes, quanto às velocidades máximas, médias e inversões.

Da Figura 63 à Figura 66 são apresentadas as séries temporais das componentes meridional e zonal da corrente durante um ano dos correntômetros localizados nos

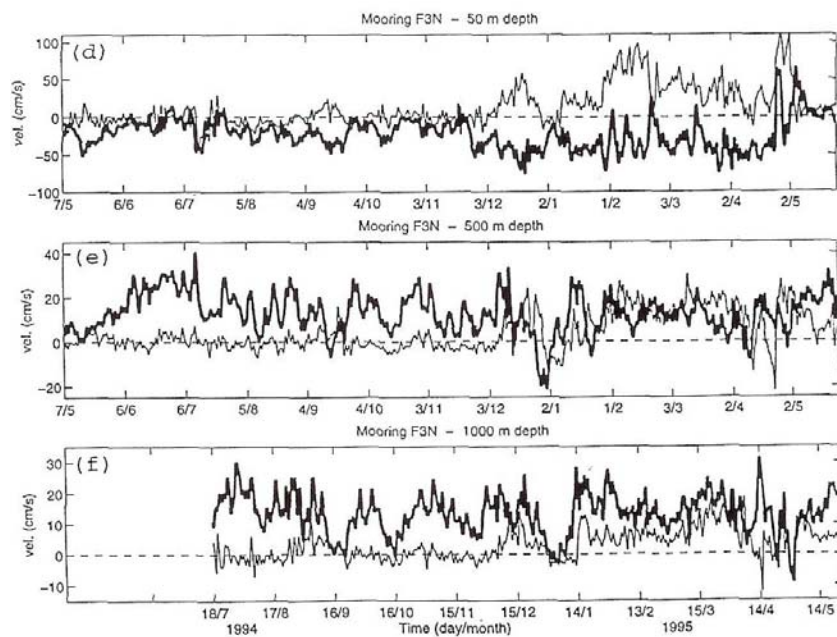
fundeios F1N, F2N e F3N, desde 50 m até o fundo e os resultados obtidos pelo modelo numérico nos pontos mais próximos aos observados.



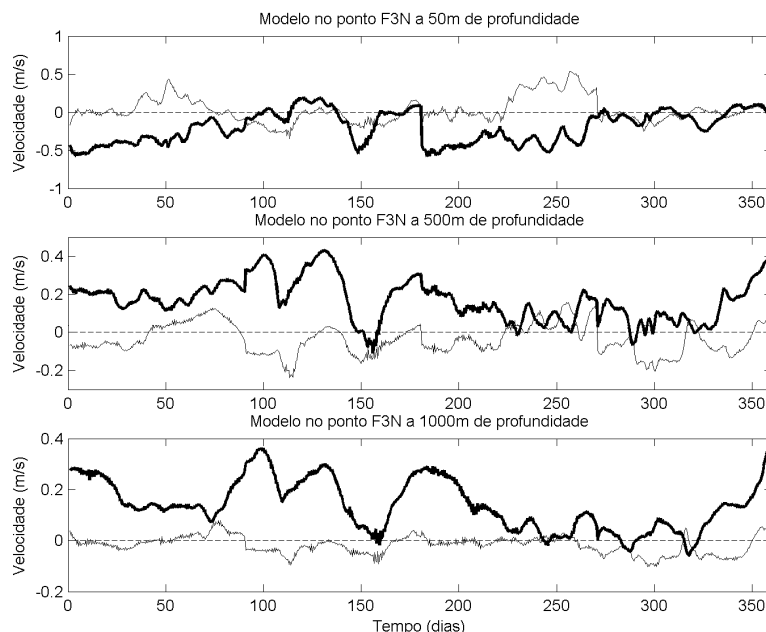
**Figura 63 – Séries temporais das componentes de velocidade zonal (linha fina) e meridional (linha grossa) dos fundeios F1N a 50 m (a), F2N em 50 m (b) e 500 m (c). Retirado de Lima (1997).**



**Figura 64 – Idem Figura 63, porém obtidos pelo modelo no ano de 1999.**



**Figura 65 - Séries temporais das componentes de velocidade zonal (linha fina) e meridional (linha grossa) do fundeio F3N a 50 m(a), 500 m(b) e 1000 m(c). Retirado de Lima (1997).**



**Figura 66 - Idem Figura 65, porém obtidos pelo modelo no ano de 1999.**

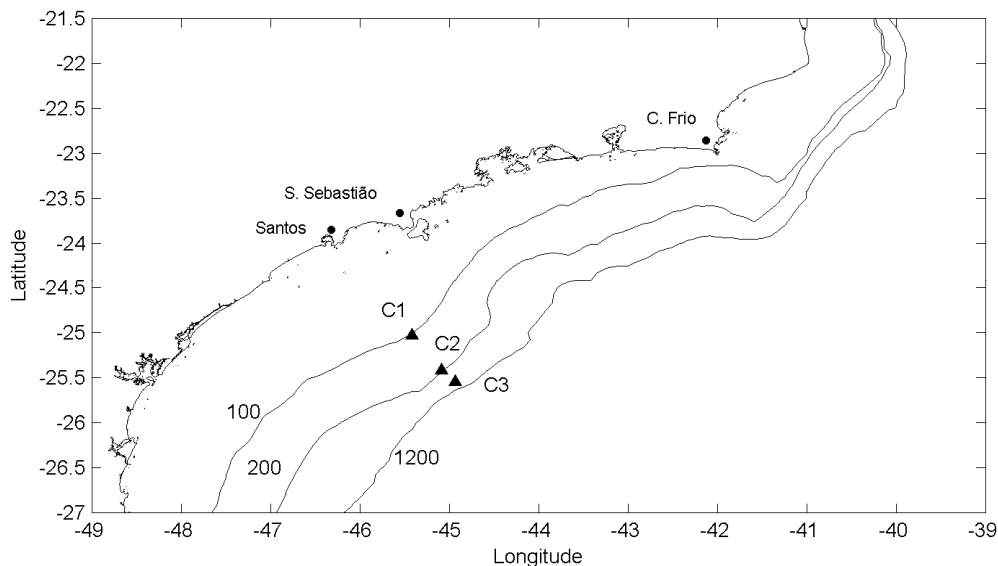
As comparações mostram, de modo geral, comportamentos semelhantes entre as medições e os resultados do modelo. Pode-se observar que as correntes a 50 m para os 3 fundeios e para os resultados do modelo apresentam padrões parecidos, com a componente zonal menor, em módulo, do que a meridional, com valores próximos a zero, na maioria do tempo.

A componente meridional apresenta valores entre -0,5 e -1 m/s, acontecendo algumas inversões de sentido esporádicas e de curta duração. Esses dados mostram o fluxo com sentido preferencial para sul associado à Corrente do Brasil.

Já para as correntes em 500 e 1000m, a componente meridional apresenta valores positivos, ou seja, com direção norte. Essas correntes estão associadas ao fluxo da Água Intermediária Antártica. Tanto as observações, quanto o modelo mostram componentes meridionais maiores que as zonais, com velocidades em torno de 0,2 a 0,6 m/s. Algumas inversões de curta duração também são observados no dois conjuntos de dados.

As comparações mostram que, ao menos de forma qualitativa, o modelo foi capaz de reproduzir os fluxos associados à Corrente do Brasil e à Água Intermediária Antártica, na região da Bacia de Campos.

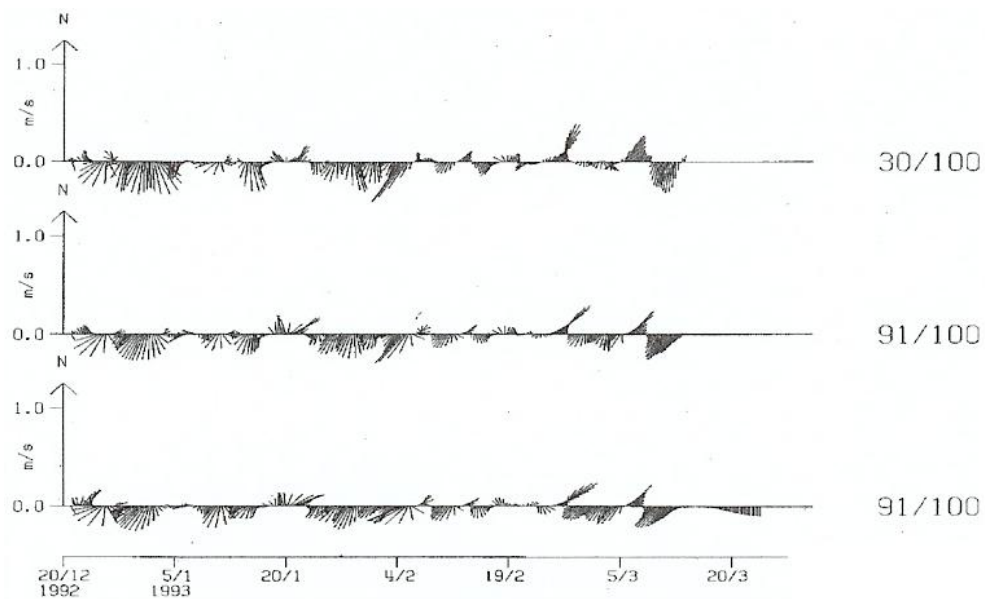
Outra comparação, dessa vez na região da Bacia de Santos (Figura 67), foi realizada nos mesmos moldes da realizada para a Bacia de Campos. As comparações foram realizadas com dados medidos pelo Projeto COROAS entre dezembro de 1992 e maio de 1994 em várias profundidades e foram analisados por Souza (2000).



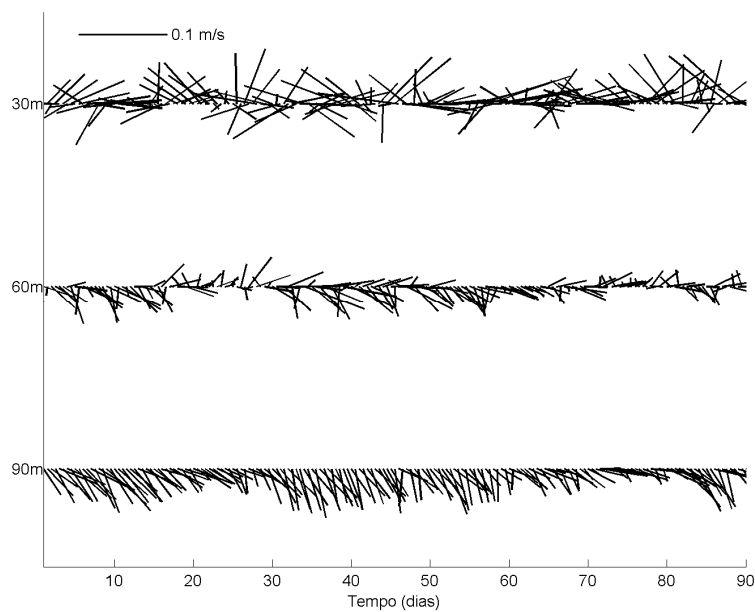
**Figura 67 – Localização dos fundeios da Bacia de Santos, cujos dados foram comparados com os resultados obtidos pelo sistema de previsão.**

Os gráficos apresentados da Figura 68 até a Figura 73 mostram as séries temporais em forma de vetores (*stick plots*) para as medições e os resultados do modelo nos fundeios C1, C2 e C3. Vale ressaltar que as correntes foram rotacionadas para obter componentes paralelas e normais à costa. Os ângulos de rotação foram os mesmos utilizados por Souza

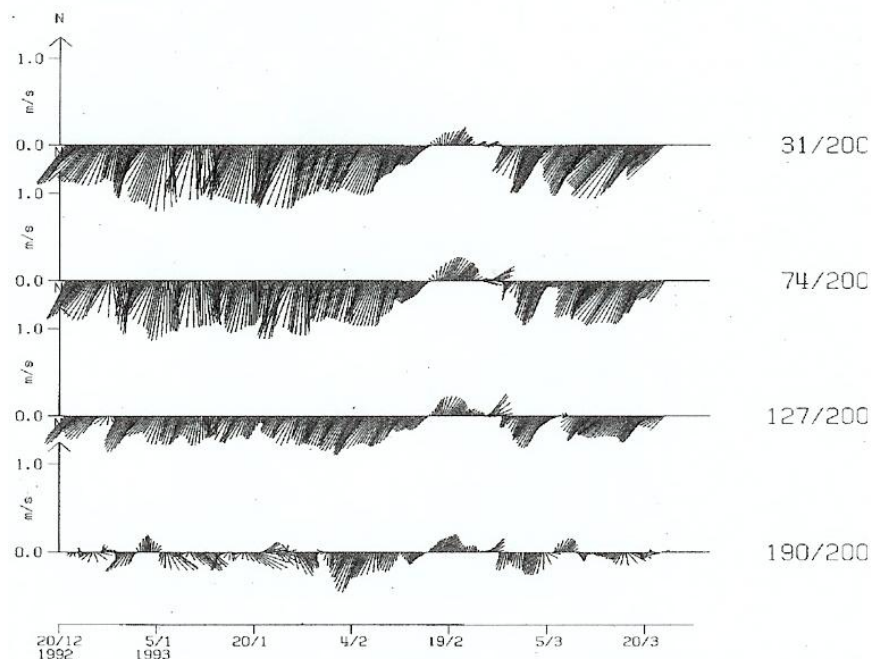
(2000), a saber; 47° para os dados do ponto mais próximo ao fundeio C1, 44° para o fundeio C2 e 38° para o fundeio C3.



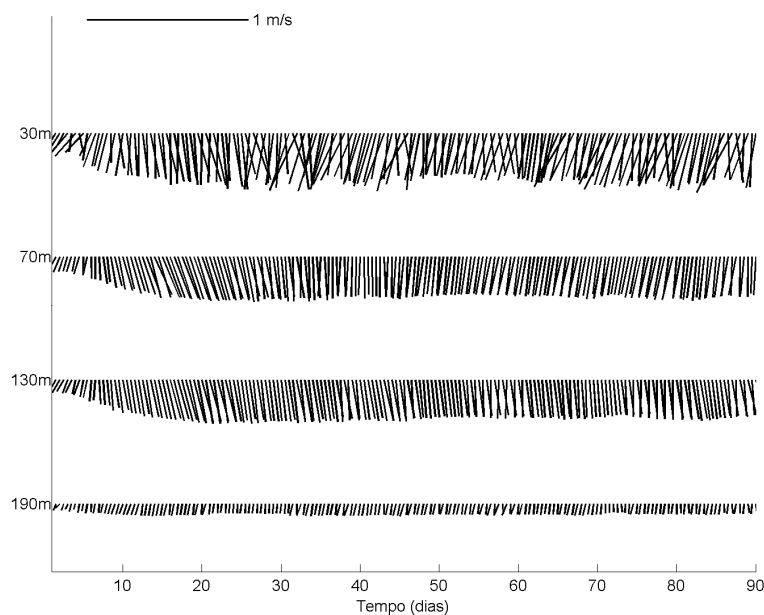
**Figura 68 – Série temporal das correntes do fundeio C1, em 30, 60 e 91 m obtidos pelo projeto COROAS, Verão de 1993 (Souza, 2000).**



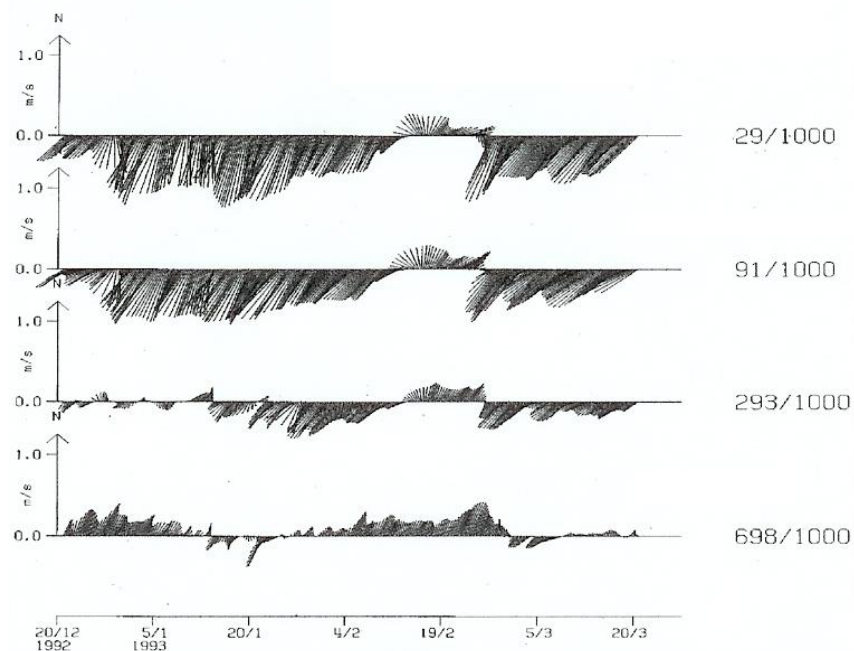
**Figura 69 – Série temporal das correntes obtidas pelo modelo numérico nos pontos mais próximos aos correntômetros do fundeio C1, nas profundidades de 30, 60 e 90m. Verão de 1999.**



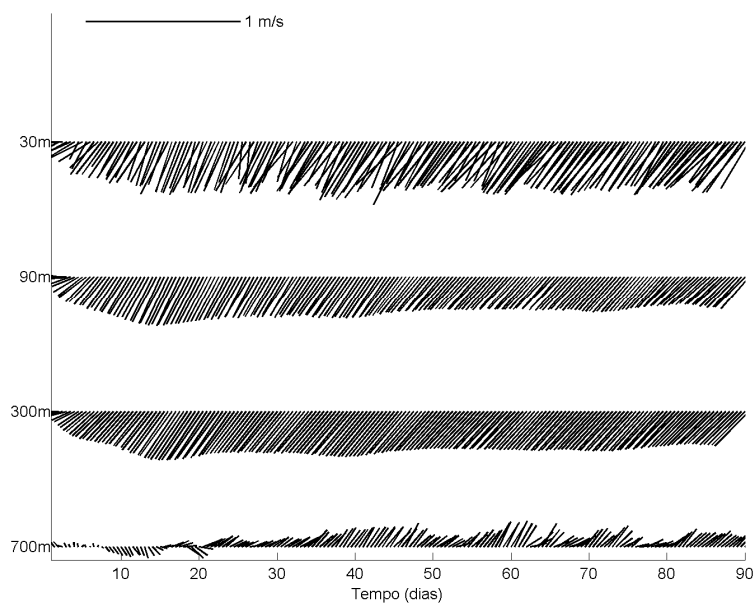
**Figura 70 – Série temporal das correntes do fundeio C2, em 31, 74, 127 e 190m obtidos pelo projeto COROAS. Verão de 1993 (Souza, 2000).**



**Figura 71 – Série temporal das correntes obtidas pelo modelo numérico nos pontos mais próximos aos correntômetros do fundeio C2, nas profundidades de 30, 70, 130 e 190m. Verão de 1999.**



**Figura 72 – Série temporal das correntes do fundeio C3, em 29, 91, 293 e 698m obtidos pelo projeto COROAS. Verão de 1993. (Souza, 2000).**



**Figura 73 – Série temporal das correntes obtidas pelo modelo numérico nos pontos mais próximos aos correntômetros do fundeio C3, nas profundidades de 30, 90, 300 e 700m. Verão de 1999.**

Os resultados obtidos pelo modelo, no ponto mais próximo ao fundeio C1, mostram correntes bastante variáveis nos dois primeiros níveis, com velocidades reduzidas, o que também pode ser observado nos dados medidos. Já no nível de 90 m, as correntes simuladas não apresentam inversões de sentido, o que ocorre nas observações (Figura 68 e Figura 69).

Para o ponto C2 (Figura 70 e Figura 71), as correntes obtidas pelo modelo não apresentam variabilidade, tanto em direção, quanto em velocidade. As velocidades diminuem em direção às maiores profundidades e a direção passa de SSW a S desde o primeiro nível até o mais profundo. Os dados observados apresentam comportamento bastante similar, ao menos de uma inversão de sentido e da maior variabilidade da corrente a 190m.

As correntes em C3 tanto simuladas, quanto medidas, apresentam direção preferencial SW e velocidades que vão gradualmente sendo reduzidas desde 30 m até 300m. No nível de 700m existe uma inversão no sentido preferencial da corrente (Figura 72 e Figura 73).

Os primeiros momentos estatísticos das componentes meridional ( $v$ ) e zonal ( $u$ ) das correntes modeladas (Tabela 2) são comparados com os resultados descritos por Souza (2000). A autora observa que os valores médios das componente  $u$  são, em geral, menores em módulo do que os da componente  $v$  para todos os níveis dos 3 fundeios.

Nos dados modelados, isso também ocorre, com exceção do nível de 700m do fundeio C3. Indica também que as médias de  $u$  e  $v$  do fundeio C1 são muito próximas de zero e que esse é o fundeio com maior variabilidade, visto que os desvios-padrão são maiores que as médias.

Ainda com relação ao fundeio C1, a autora mostra que os fluxos de NE são comparáveis aos de SW, por sofrer esta região maior influência das forçantes atmosféricas. Isso também é observado no modelo, com os desvios-padrão sendo entre 2 a 3 vezes maiores

que as médias e que os módulos das componente u e v apresentarem valores médios muito parecidos.

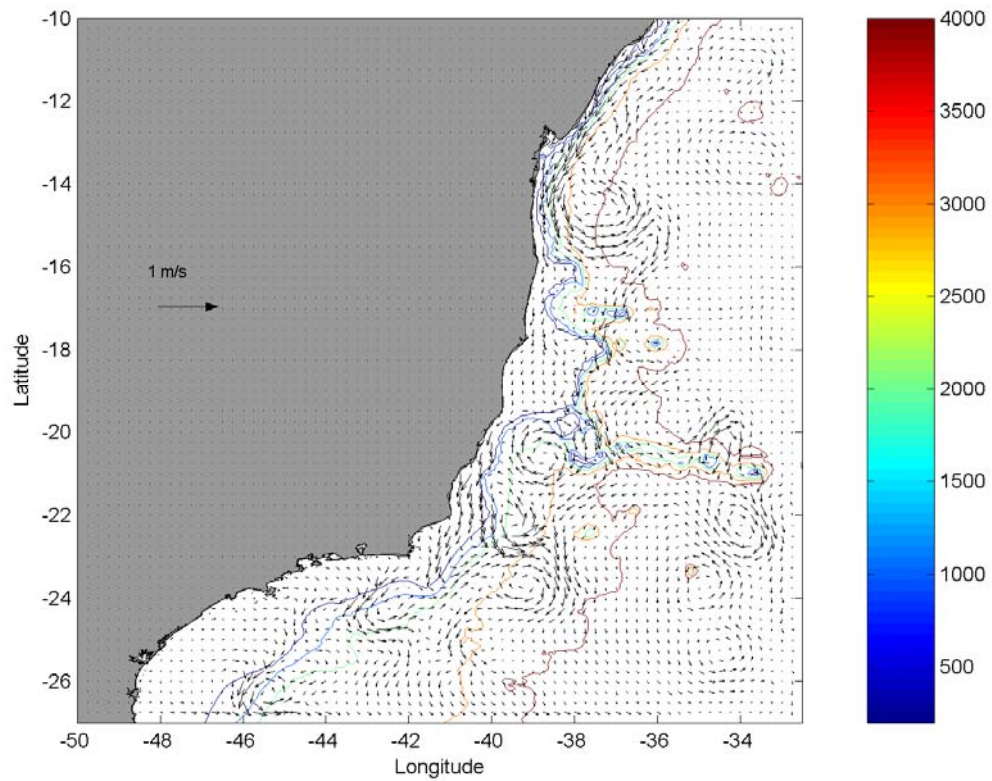
Outro fato apontado pela autora e observado nos resultados do modelo é a maior intensidade do módulo da componente v em relação a u em todas as observações, o que indica um fluxo preferencialmente paralelo à costa. Em todos os níveis a direção preferencial é aproximadamente SW a não ser pelo nível de 700 m do fundeio C3, que apresenta fluxo NE, segundo Souza (2000). O mesmo padrão é observado nas simulações.

**Tabela 2 – Primeiros momentos estatísticos da velocidade de corrente obtidos pelos resultados do modelo.**

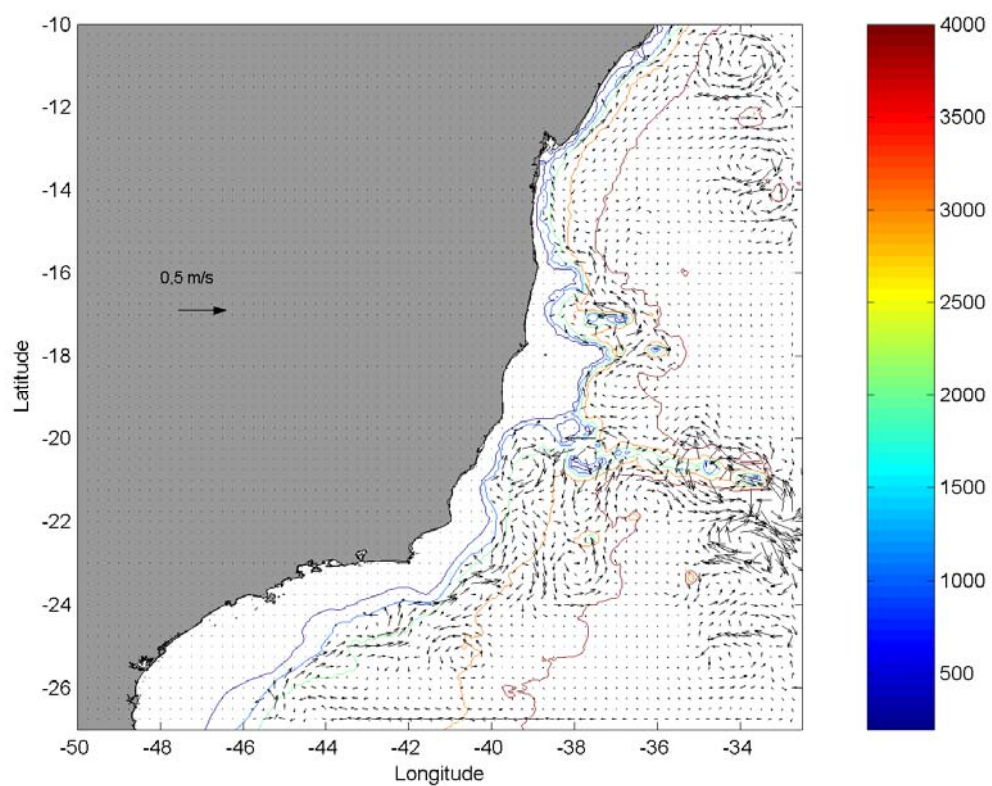
| <b>C1</b>    | <b>v min</b> | <b>u min</b> | <b>v max</b> | <b>u max</b> | <b>v ampl</b> | <b>u ampl</b> | <b>v moda</b> | <b>u moda</b> | <b>v med</b> | <b>u med</b> | <b>v dp</b> | <b>u dp</b> |
|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|---------------|---------------|---------------|--------------|--------------|-------------|-------------|
| <b>30 m</b>  | -0,11        | -0,14        | 0,2          | 0,1          | 0,3           | 0,24          | -0,01         | 0,01          | 0,02         | 0,01         | 0,04        | 0,04        |
| <b>60 m</b>  | -0,07        | -0,04        | 0,08         | 0,07         | 0,16          | 0,11          | -0,03         | 0,02          | -0,02        | 0,02         | 0,02        | 0,03        |
| <b>90 m</b>  | -0,1         | -0,04        | 0,06         | 0,07         | 0,16          | 0,11          | -0,02         | 0,02          | -0,02        | 0,02         | 0,01        | 0,02        |
|              |              |              |              |              |               |               |               |               |              |              |             |             |
| <b>C2</b>    |              |              |              |              |               |               |               |               |              |              |             |             |
| <b>30 m</b>  | -0,65        | -0,24        | -0,06        | 0,14         | 0,59          | 0,38          | -0,38         | -0,03         | -0,36        | -0,05        | 0,09        | 0,06        |
| <b>70 m</b>  | -0,45        | -0,12        | -0,07        | 0,1          | 0,38          | 0,22          | -0,36         | -0,04         | 0,3          | -0,01        | 0,07        | 0,04        |
| <b>130 m</b> | -0,32        | -0,09        | 0,04         | 0,14         | 0,36          | 0,23          | -0,24         | 0,01          | -0,22        | 0,02         | 0,06        | 0,03        |
| <b>190 m</b> | -0,11        | -0,03        | 0,04         | 0,07         | 0,14          | 0,1           | -0,09         | -0,01         | -0,08        | -0,01        | 0,02        | 0,01        |
|              |              |              |              |              |               |               |               |               |              |              |             |             |
| <b>C3</b>    |              |              |              |              |               |               |               |               |              |              |             |             |
| <b>30 m</b>  | -0,52        | -0,37        | 0            | 0,02         | 0,52          | 0,37          | -0,39         | -0,18         | -0,31        | -0,19        | 0,1         | 0,06        |
| <b>90 m</b>  | -0,43        | -0,3         | 0,05         | 0,01         | 0,48          | 0,29          | -0,27         | -0,19         | -0,26        | -0,18        | 0,1         | 0,02        |
| <b>300 m</b> | -0,41        | -0,24        | 0,01         | 0,01         | 0,4           | 0,23          | -0,35         | -0,22         | -0,27        | -0,2         | 0,08        | 0,03        |
| <b>700 m</b> | -0,04        | -0,06        | 0,1          | 0,03         | 0,14          | 0,09          | 0,02          | -0,04         | 0,1          | 0,13         | 0,03        | 0,01        |

Os resultados mostram que o sistema foi capaz de representar as principais feições de corrente presentes nas Bacias de Campos e Santos, ou seja, a Corrente do Brasil (Figura 74) e a contra corrente associada ao fluxo da Água Intermediária Antártica (Figura 75).

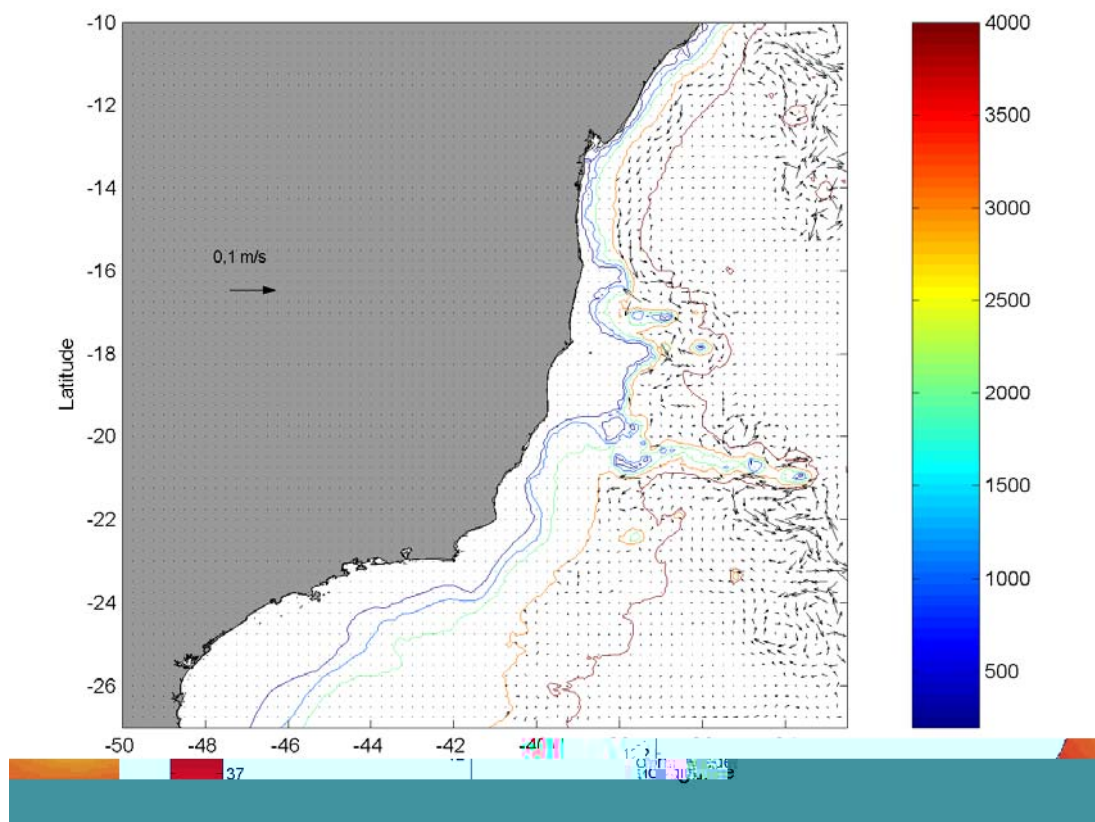
Outro resultado do modelo que não foi comparado com observações, mas que comporta-se como indica a literatura é a corrente que seria associada ao fluxo da Água Profunda do Atlântico Norte, em profundidades maiores que 2000m (Figura 76).



**Figura 74 – Correntes (m/s) em superfície obtidas pelo modelo numérico. A escala de cores de refere-se à batimetria em metros.**



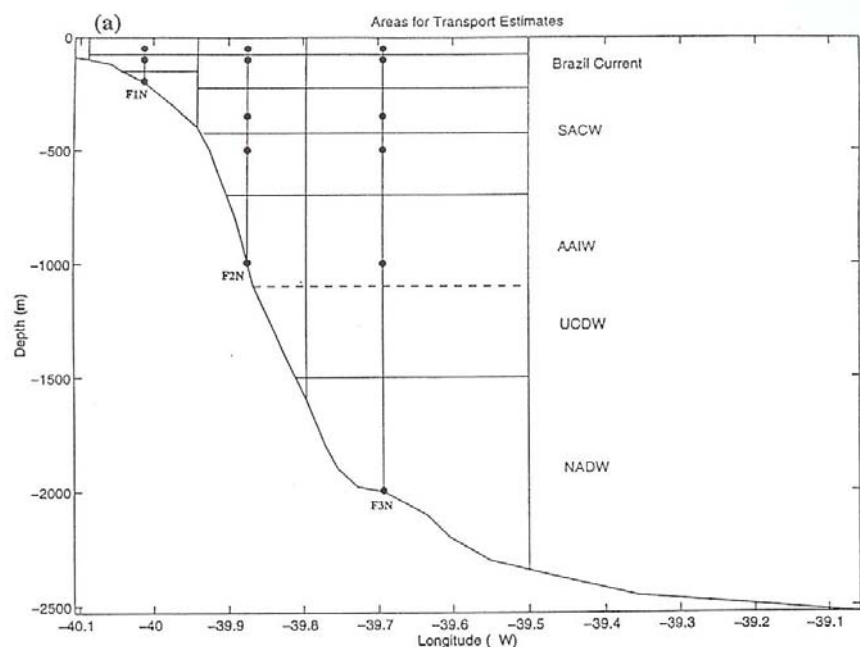
**Figura 75 – Correntes (m/s) a 1000 m obtidas pelo modelo numérico. A escala de cores de refere-se à batimetria em metros.**



**Figura 76 – Correntes (m/s) a 3000m obtidas pelo modelo numérico. A escala de cores de refere-se à batimetria em metros.**

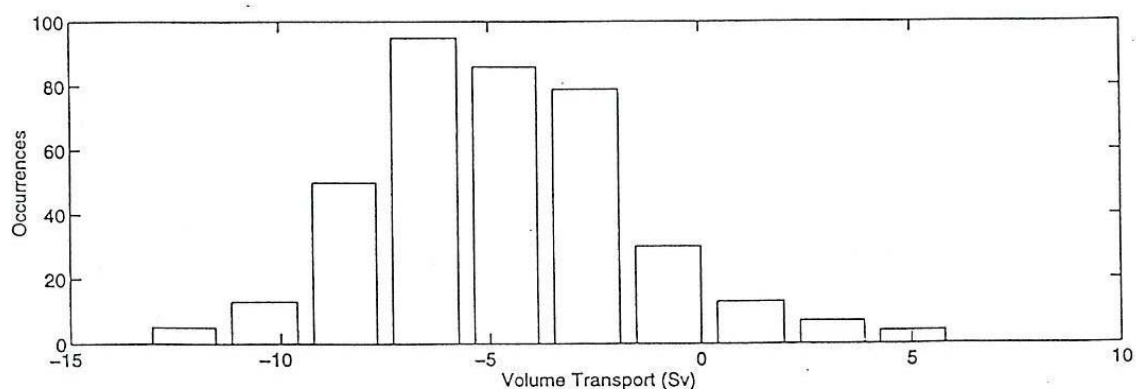
### VI.2.2. Transporte de Volume

Foram também comparados valores de transporte de volume entre os resultados do modelo e observações. Para essa avaliação são utilizados os mesmos dados analisados por Lima (1997) e Souza (2000). O método do cálculo do transporte de volume a partir dos dados de corrente foi o “método da caixa”, adotado por Lima (1997), que também foi seguido por Souza (2000). A Figura 77 apresenta um diagrama indicando a metodologia adotada.

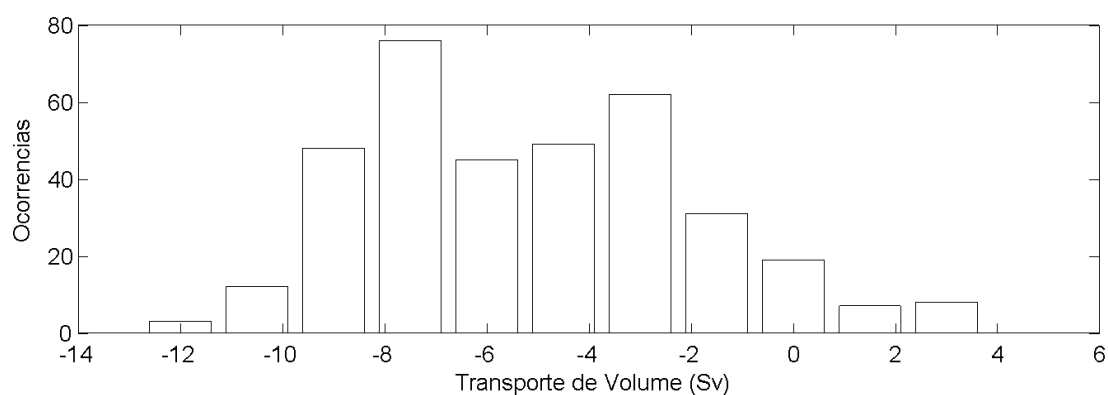


**Figura 77 – Representação esquemática da metodologia utilizada para o cálculo do transporte de volume (Lima, 1997).**

Para obter-se os dados de transporte de volume modelados, os mesmos dados selecionados para as comparações das componentes meridionais de corrente foram utilizados. Os valores dessas componentes foram multiplicados pelas áreas escolhidas por Lima (1997) e Souza (2000), obtendo-se então o transporte de volume. As comparações podem ser observadas da Figura 78 à Figura 81.

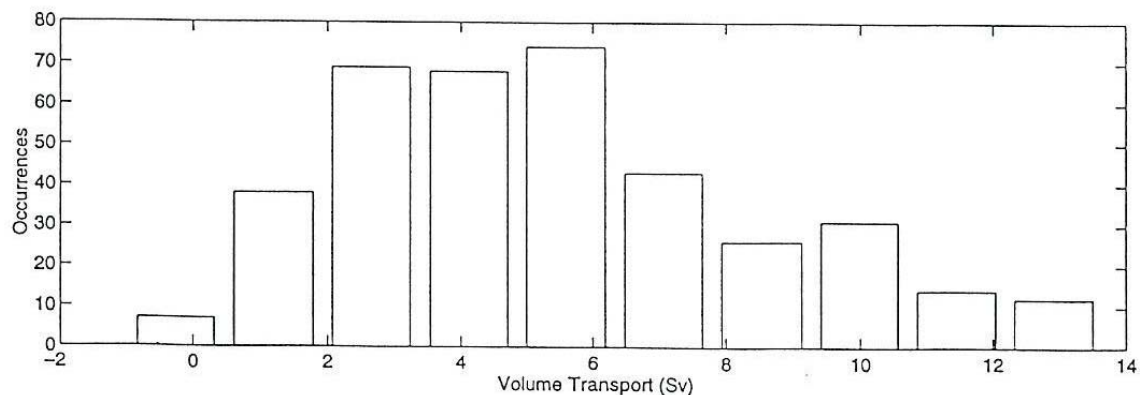


**Figura 78 – Histograma do transporte de volume da Corrente do Brasil entre maio de 1994 e maio de 1995, obtido por Lima (1997).**

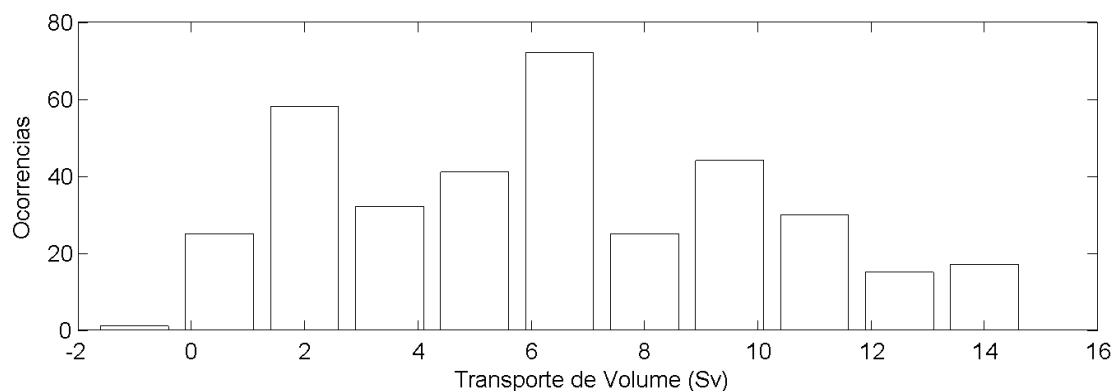


**Figura 79 – Histograma do transporte de volume da Corrente do Brasil para o ano de 1999 obtido pelo modelo numérico.**

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



**Figura 80 – Histograma do transporte de volume da Contra Corrente Intermediária entre maio de 1994 e maio de 1995, obtido por Lima (1997).**



**Figura 81 – Histograma do transporte de volume da Contra Corrente Intermediária para o ano de 1999 obtido pelo modelo numérico.**

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

Para a Bacia de Santos, o valor calculado por Souza (2000) para o transporte da Corrente do Brasil foi  $-2,01 \pm 0,98$  Sv, enquanto o transporte modelado foi calculado em  $-2,8 \pm$

0,79 Sv. Nota-se que o modelo, nesse caso, superestimou o transporte em cerca de 30% em relação ao calculado utilizando dados medidos.

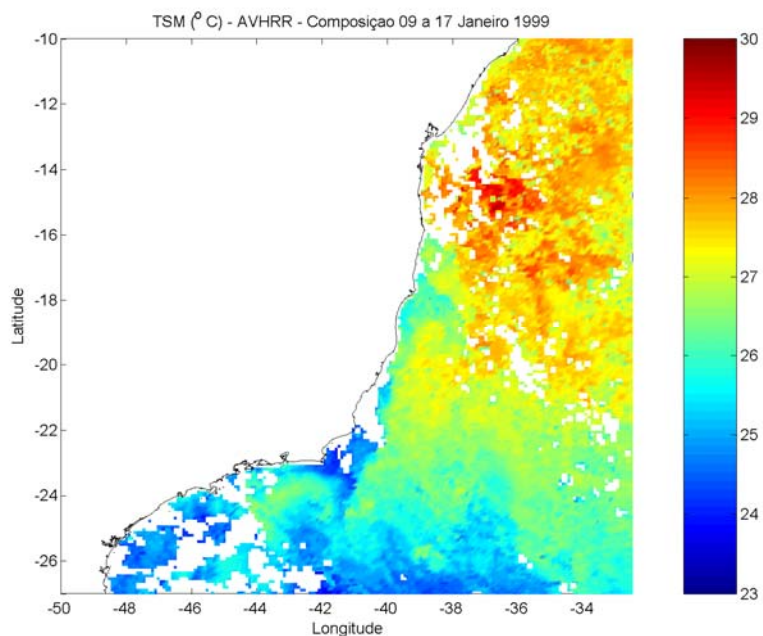
### **VI.2.3. Estrutura Termohalina**

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

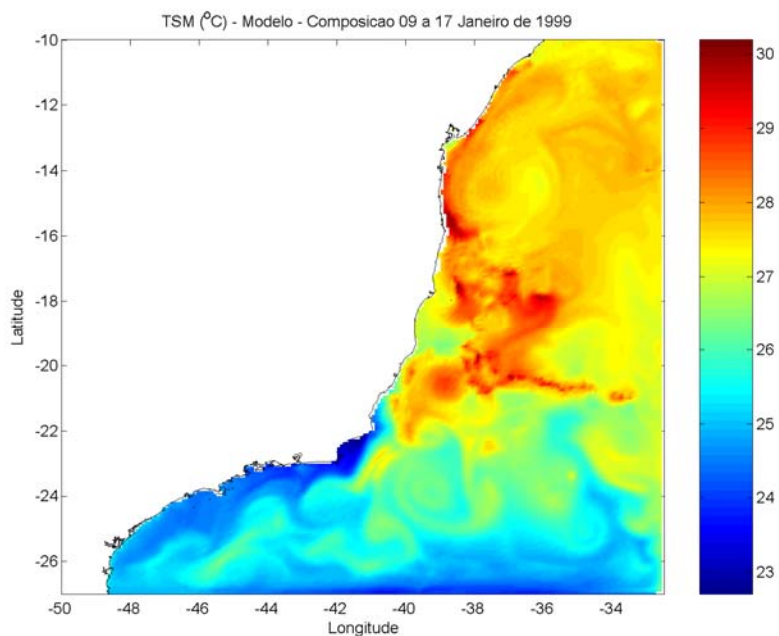
Os dados de TSM estimados pelo sensor AVHRR são disponibilizados pelo projeto WOCE através da rede mundial de computadores no endereço <http://poet.jpl.nasa.gov>. A TSM é disponibilizada com resolução espacial de aproximadamente 5 minutos de arco (9,2 km) em frequência diária e em forma de composições de oito dias. Optou-se por realizar as comparações utilizando-se as composições de oito dias, em virtude da presença de nuvens, que nos dados diários, praticamente inviabilizam comparações, mas que são atenuadas quando se faz as composições.

Foram escolhidos dois períodos para as comparações; uma no início (janeiro) e outra no meio do período simulado (maio/junho). Essas datas foram selecionadas por serem as que apresentaram menor cobertura de nuvens e também para verificar se a variação sazonal do modelo estaria compatível com as observações.

Da Figura 82 até a Figura 87 são apresentados os dados de TSM estimados pelo satélite e obtidos pelo sistema de previsão, assim como o erro relativo.



**Figura 82 – Temperatura da Superfície do Mar entre os dias 9 e 17 de janeiro de 1999 obtidos pelo sensor AVHRR. Dados disponibilizados pelo Projeto WOCE.**



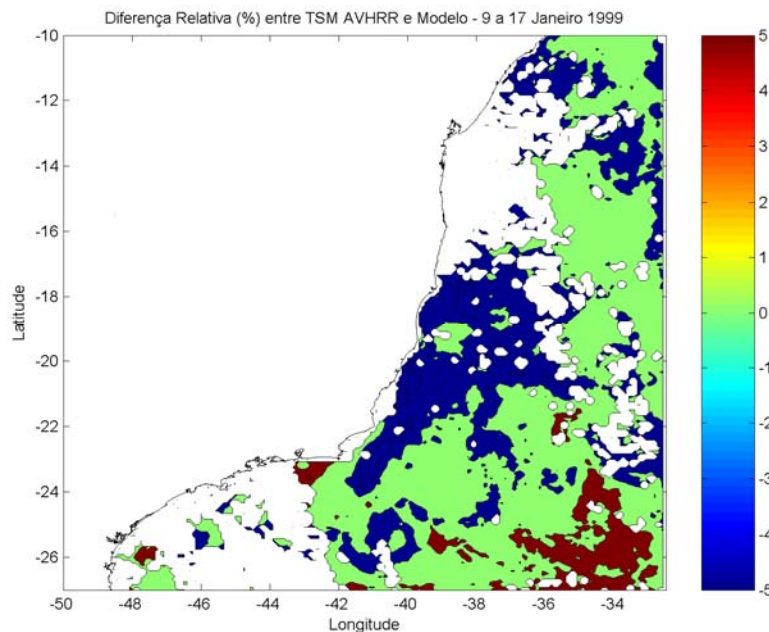
**Figura 83 – Temperatura da Superfície do Mar entre os dias 9 e 17 de janeiro de 1999 obtidos pelo modelo numérico.**

Entre as latitudes de 10° a 22° S, pode-se observar, tanto nos dados obtidos por satélite, quanto nos simulados (Figura 82 e Figura 83), temperaturas em torno de 30°. A partir de 22° S, a TSM das águas transportadas pela Corrente do Brasil diminui, chegando a cerca de 26° C. As áreas adjacentes também apresentam menores valores em direção ao sul, passando de 28° C entre 10° e 20° S, a 26° C entre 20° e 24° S, até atingirem cerca de 24° C na região mais ao sul da grade.

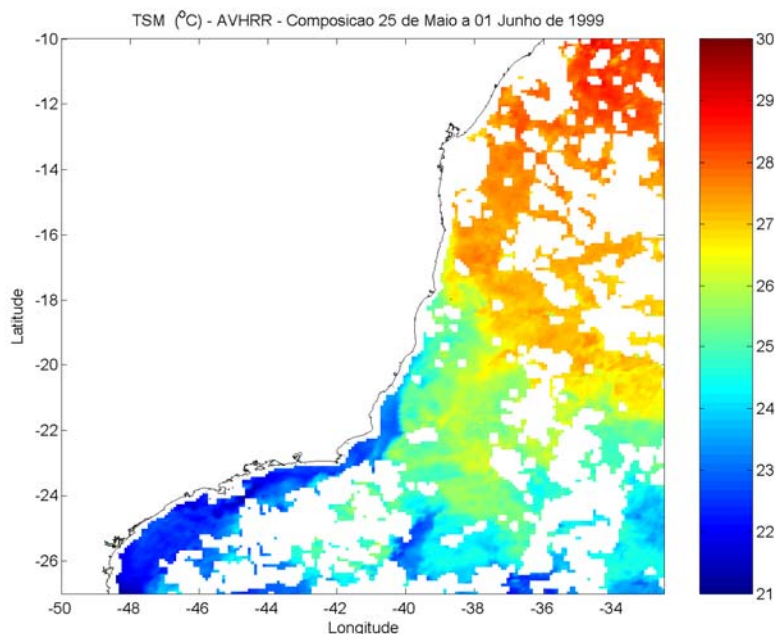
Observa-se na região do Banco de Abrolhos, uma área de temperatura mais baixa (cerca de 26° C), em relação as águas adjacentes, talvez relacionado ao fato da Corrente do Brasil se deslocar em direção ao largo ao encontrar as menores profundidades do banco.

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

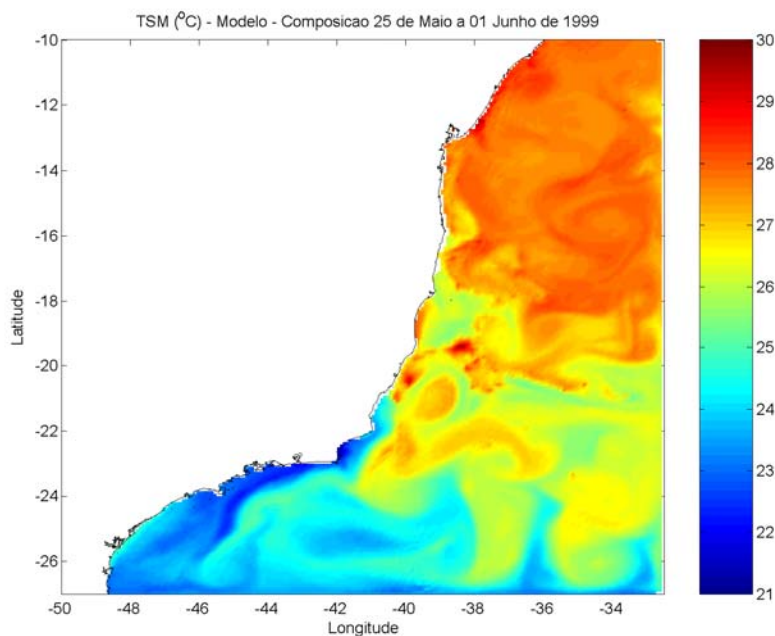
O erro médio quadrático entre os dados observado e modelado para esse período é de 0,8° C e as diferenças relativas de temperatura (Figura 84) são no máximo 5 %.



**Figura 84 – Diferença relativa (%) entre a TSM obtida pelo sensor AVHRR e pelo modelo numérico para o período de 9 e 17 de janeiro de 1999.**



**Figura 85 – Temperatura da Superfície do Mar entre os dias 25 de maio e 1º de junho de 1999 obtidos pelo sensor AVHRR. Dados disponibilizados pelo Projeto WOCE.**

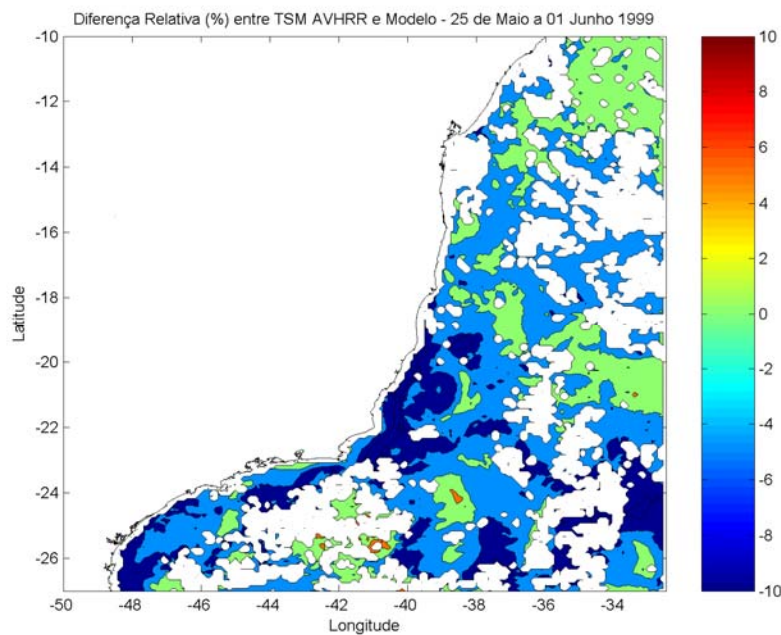


**Figura 86 – Temperatura da Superfície do Mar entre os dias 25 de maio e 1º de junho de 1999 obtidos pelo modelo numérico.**

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

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

O erro médio quadrático entre os dados observado e modelado para esse período é de 1,1° C e as diferenças relativas de temperatura (Figura 84) alcançam, localizadamente, até 10%.

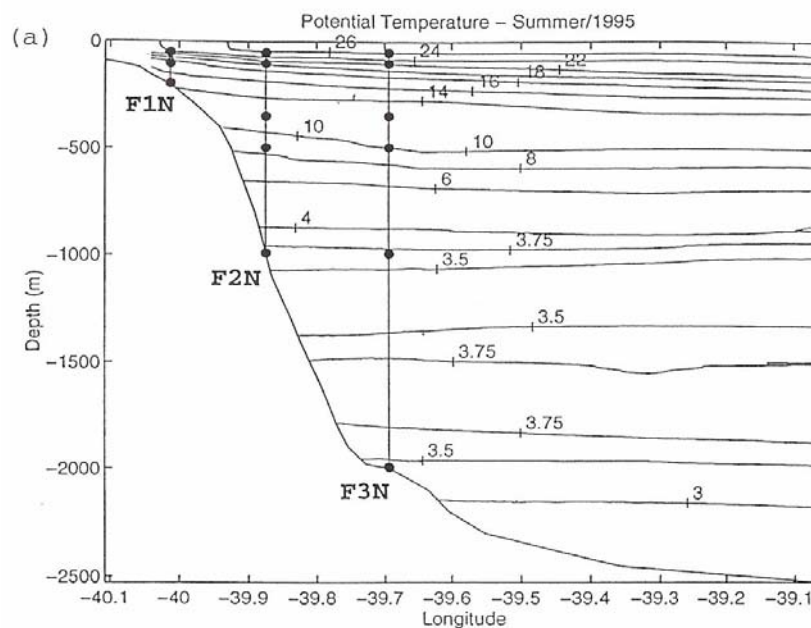


**Figura 87 – Diferença relativa (%) entre a TSM obtida pelo sensor AVHRR e pelo modelo numérico para o período de 25 de maio a 1° de junho de 1999.**

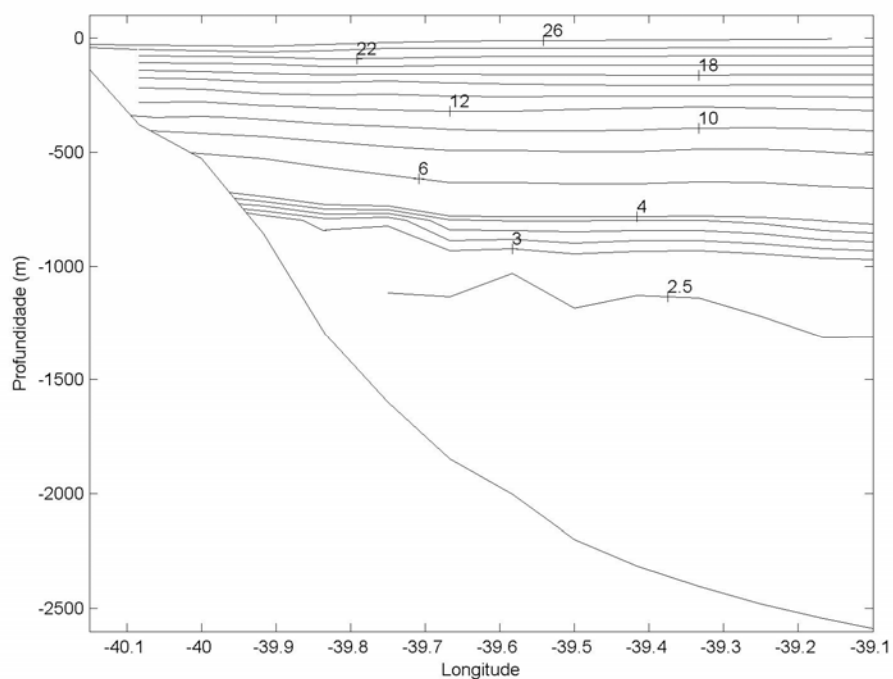
As comparações indicam que as condições iniciais e o balanço de radiação imposto como condição de contorno de topo, foram eficientes em reproduzir a variação sazonal da TSM.

A posição da frente de temperatura também foi bem representada, evidenciando que a posição da Corrente do Brasil está compatível com o que se observa.

Para avaliar a estrutura termohalina ao longo da coluna d'água, foram comparados dados medidos pelo Projeto P2000, apresentados por Lima (1997). Os gráficos da Figura 88 até a Figura 93 mostram seções verticais na latitude de 22° S da temperatura potencial, salinidade e densidade potencial observados e modelados.

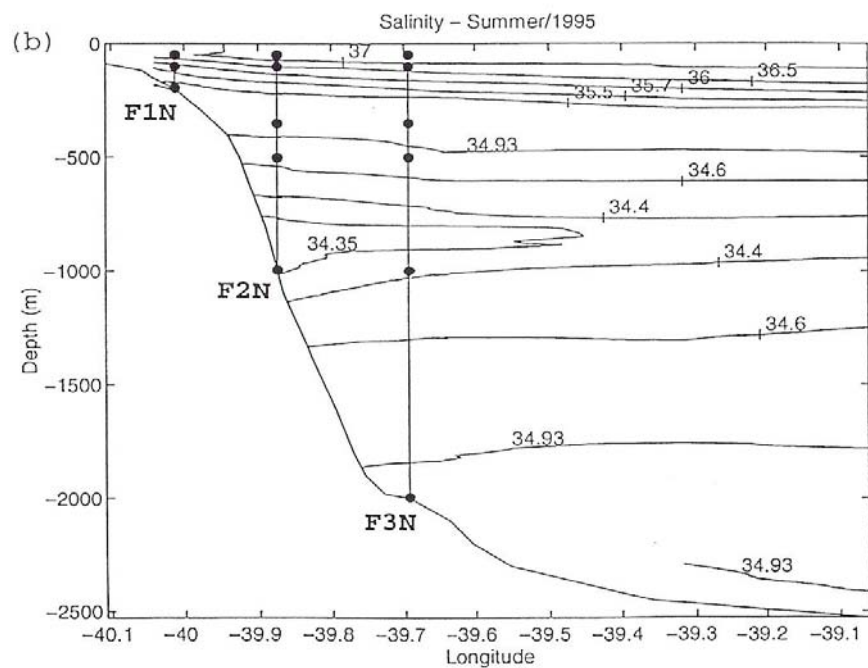


**Figura 88 – Seção vertical da temperatura potencial ( $^{\circ}$  C) na latitude de  $22^{\circ}$  S obtida por medições *in situ* no verão de 1995. Fonte: Lima, 1997.**

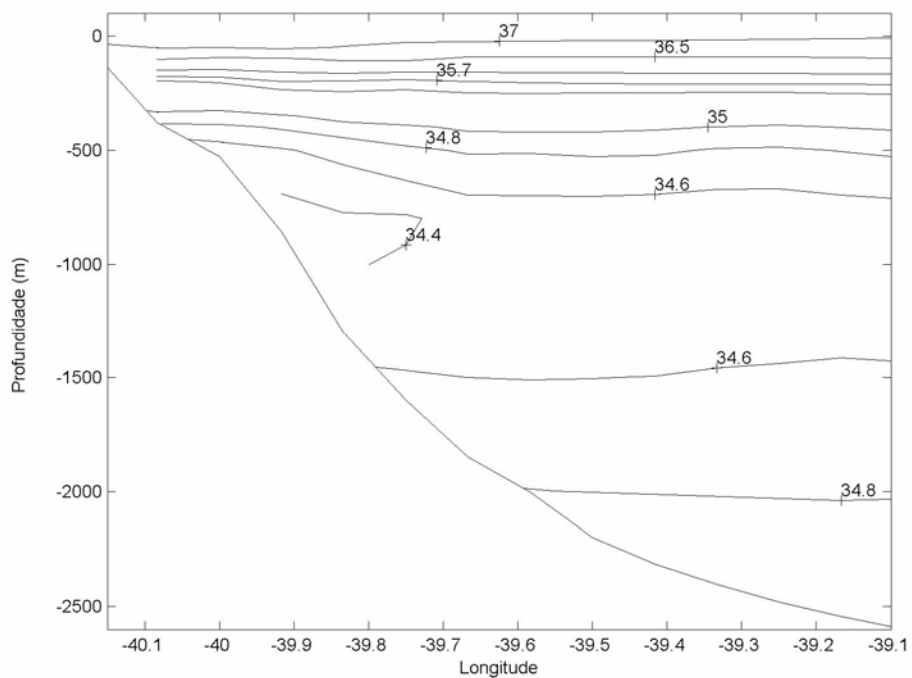


**Figura 89 – Seção vertical da temperatura potencial ( $^{\circ}$  C) na latitude de  $22^{\circ}$  S obtida pelo modelo numérico no verão de 1999.**

Os perfis verticais de temperatura potencial (Figura 88 e Figura 89) mostram configurações bastante similares. A posição das isotermas em relação a profundidade estão bastante próximas. Porém, nota-se que a partir da isoterma de 4° C, localizada entre as profundidades de 700 a 800m, o gradiente de temperatura é maior no modelo do que nos dados medidos, o que faz com que o modelo possua temperaturas mais baixas em águas mais profundas, chegando a 2,5° C.



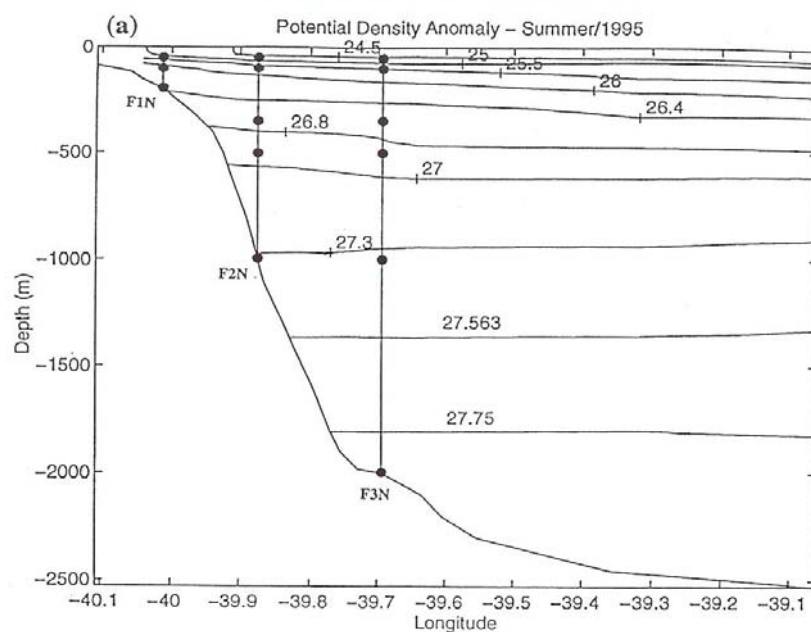
**Figura 90 – Seção vertical da salinidade na latitude de 22° S obtidos por medições *in situ* no verão de 1995. Fonte: Lima, 1997.**



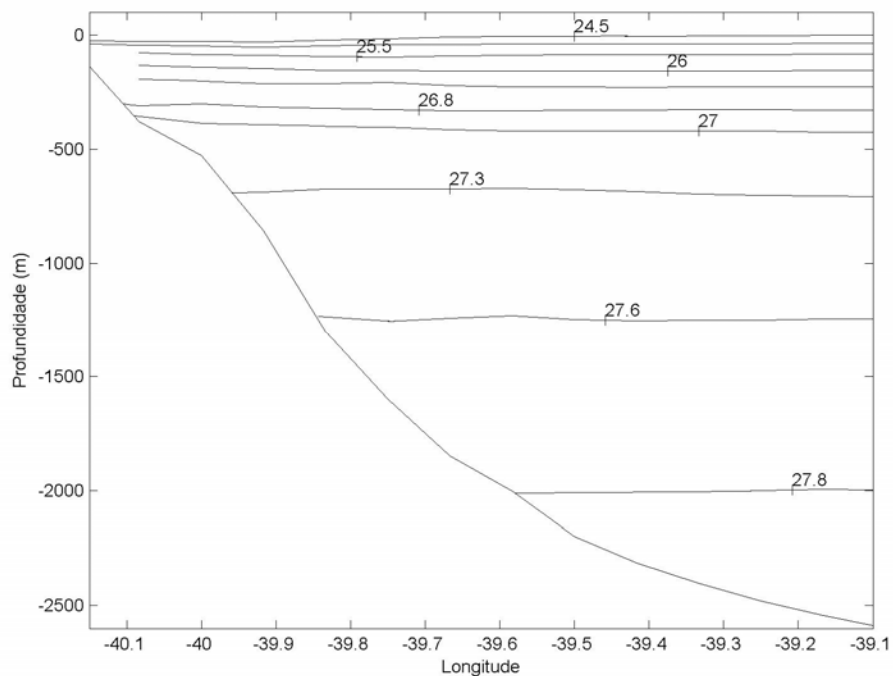
**Figura 91 – Seção vertical da salinidade na latitude de 22° S obtidos pelo modelo numérico no verão de 1999.**

Os perfis de salinidade (Figura 90 e Figura 91) mostram comportamentos semelhantes. A localização e os valores do mínimo de salinidade, associado à presença da Água Intermediária Antártica, são próximos, assim como a posição das isohalinas, e os valores de máxima salinidade em superfície.

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



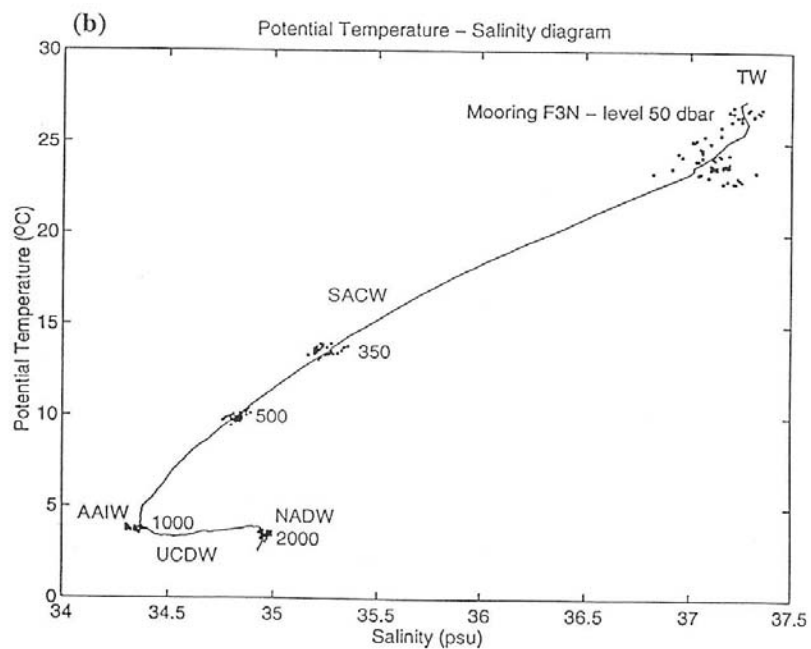
**Figura 92 – Seção vertical da densidade potencial na latitude de 22° S obtidos por medições *in situ* no verão de 1995. Fonte: Lima, 1997.**



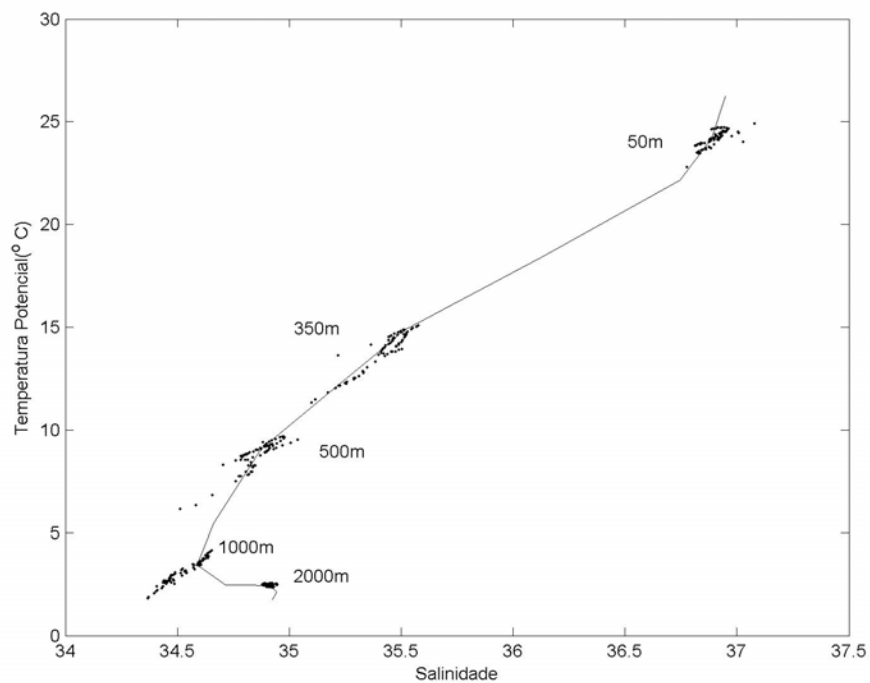
**Figura 93 – Seção vertical da densidade potencial na latitude de 22° S obtidos pelo modelo numérico no verão de 1999.**

Como as estruturas verticais de temperatura e salinidade são semelhantes, esse fato reflete-se na distribuição da densidade potencial, que apresenta padrões compatíveis entre as observações e a simulação (Figura 92 e Figura 93).

Por último, foram analisados os diagramas  $\theta$ -S medido e simulado (Figura 94 e Figura 95) para a região da Bacia de Campos. Pode-se observar uma similaridade bastante acentuada nas curvas médias, o que indica que o modelo está representando de maneira adequada as massas d'água presentes na região.



**Figura 94 – Diagrama  $\theta$ -S obtido por medições *in situ* na Bacia de Campos. Fonte: Lima, 1997.**



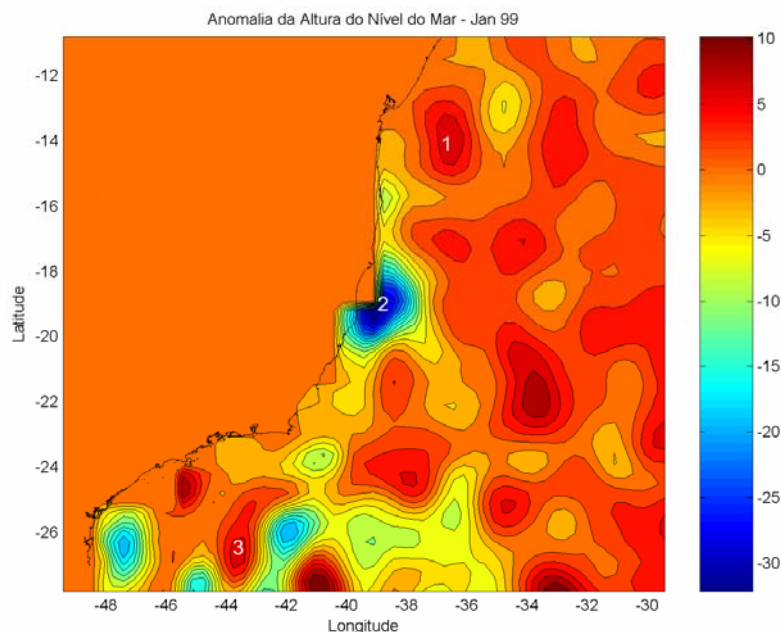
**Figura 95 – Diagrama  $\theta$ -S obtido pelo modelo numérico para a região da Bacia de Campos.**

#### **VI.2.4. Elevação da Superfície**

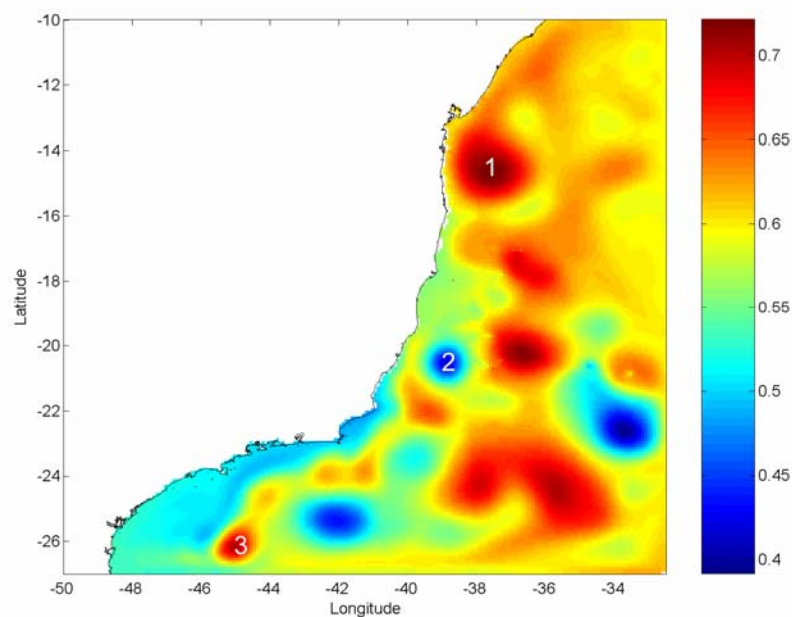
A elevação da superfície foi comparada com dados altimétricos a fim de verificar a presença de estruturas encontradas nos resultados do modelo. Tratam-se de três vórtices de caráter permanente e semi-permanente que foram reproduzidos pelo sistema. Para tal, foram utilizados dados de anomalia da elevação do nível do mar obtidos através da composição de dados altimétricos obtidos pelos satélite Topex/Poseidon e ERS, disponibilizados pelo projeto AVISO. Os dados podem ser encontrados no endereço <http://opendap-1000.aviso.oceanobs.com:8180/dodsC/>.

Os dados possuem resolução espacial de 1/3 de grau (cerca de 33 km) e resolução temporal de 7 dias. Foram realizadas médias dos meses de janeiro e julho para comparação com os dados simulados.

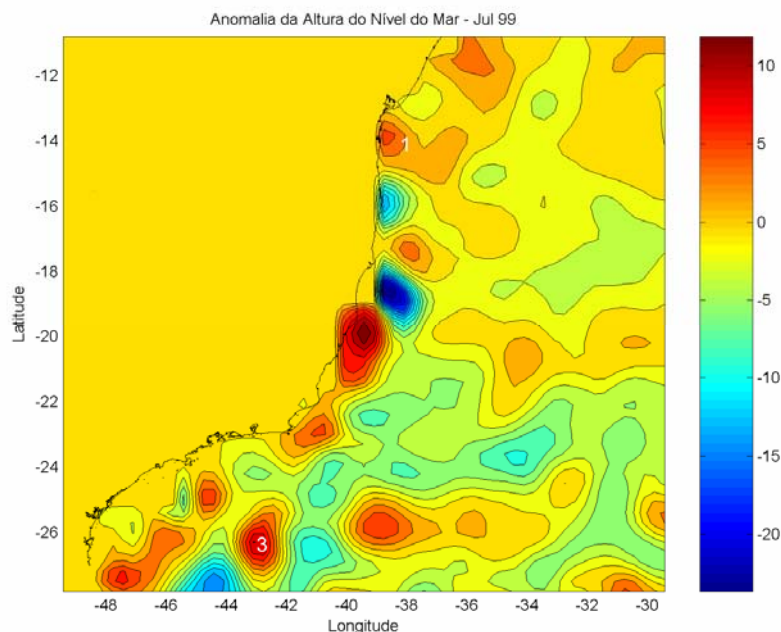
Da Figura 96 a Figura 99 são apresentados os resultados.



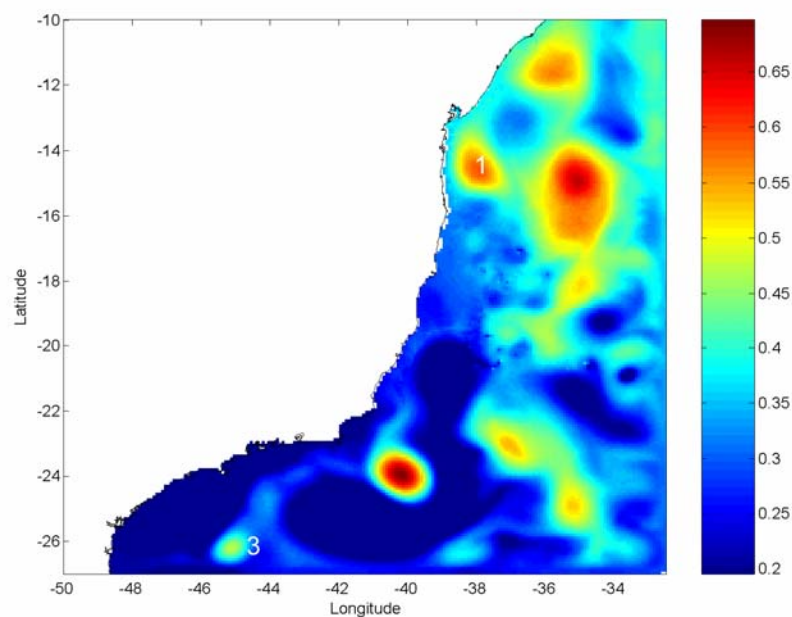
**Figura 96 – Anomalia da elevação da superfície do mar (cm) obtida pela composição de dados medidos pelos satélites Topex/Poseidon e ERS-2, fornecido pelo Projeto AVISO. Média de janeiro de 1999.**



**Figura 97 – Elevação da superfície do mar (m) resultante do modelo numérico. Média de janeiro de 1999.**



**Figura 98 – Anomalia da elevação da superfície do mar (cm) obtida pela composição de dados medidos pelos satélites Topex/Poseidon e ERS-2, fornecido pelo Projeto AVISO. Média de julho de 1999.**



**Figura 99 – Elevação da superfície do mar (m) resultante do modelo numérico. Média de julho de 1999.**

Pode-se observar que três estruturas (marcadas como 1, 2 e 3 nas figuras), duas anticiclônicas e uma ciclônica, estão presentes, tanto nos dados do modelo, quanto nos observados.

A estrutura ciclônica é provavelmente, associada ao Vórtice de Vitória. Nota-se que em janeiro, essa feição possui grande dimensão e intensidade, tanto nos dados altimétricos, quanto no resultado do modelo. Em julho porém, os dados altimétricos mostram que o vórtice ciclônico é substituído, ao menos em parte, por uma estrutura anticiclônica e nos resultados do modelo, não se observa uma estrutura ciclônica organizada. Isso indicaria um caráter sazonal dessa feição. Essa questão é abordada com mais detalhes na seção VI.4.

A estrutura anticiclônica observada na costa da Bahia (2) está presente no dois períodos, porém com maiores dimensões em janeiro. Esta feição pode representar um vórtice anticiclônico semi-permanente ou mesmo permanente. Discussões a respeito dessa estrutura são apresentadas na seção VI.4.

A terceira feição encontra-se presente ao longo de todo o ano, embora exista um deslocamento de seu posicionamento entre as observações de satélite e os resultados do modelo. Os dados de satélite mostram ainda uma variação de posicionamento em relação aos meses de janeiro e julho, com deslocamento de aproximadamente um grau de longitude para leste (de 44° W para 43° W), o que não se verifica no modelo. Estruturas anticiclônicas permanentes também foram encontradas por dados de derivadores analisados por Assireu et al. (2003) na região da costa e Santa Catarina, embora mais a oeste (entre 46° e 47° W). Apesar de existirem diferenças de posicionamento entre os dados simulados, os obtidos por satélites e os de derivadores, parece claro que existe uma forte atividade anticiclônica na região da Plataforma Continental ao largo de Santa Catarina (entre 26° a 28° S) com caráter ao menos semi-permanente.

As comparações mostram que o modelo conseguiu resolver essas estruturas também observadas nos dados de altimetria de satélite, o que é de fundamental importância para

um sistema de previsão, pois os vórtices representam um desafio às previsões, devido às bruscas mudanças de direção da corrente provocadas por tais feições. A vorticidade associada à Corrente do Brasil é analisada com maior detalhe na seção VI.4.

### **VI.3. Desempenho Computacional**

Um sistema de previsão em caráter operacional deve apresentar desempenho computacional compatível com seu propósito. Por mais completo e preciso que seja um sistema de previsão, seus resultados de pouco servirão se forem obtidos e disponibilizados sem tempo hábil de serem utilizados a contento. Desta forma, é necessário analisar seu desempenho frente a esses requisitos.

O sistema de previsão da circulação oceânica aqui apresentado foi utilizado operacionalmente por cerca de dois anos no Centro de Monitoramento de Derramamento de Óleo no Mar (CeMOM) da COPPE/UFRJ. Durante esse período o sistema foi sendo aprimorado, porém sem maiores influências quanto ao desempenho computacional.

Os dados de vento eram adquiridos do modelo atmosférico do NCEP, automaticamente via FTP, uma vez por dia. Esse processo levava em média quatro horas para se completar. Seu início era programado para 02:00h diariamente.

O modelo numérico era inicializado imediatamente após adquiridos os dados de vento (por volta de 06:00h). Seu desempenho era de 1/60, ou seja, 60 horas (ou dias) de simulação levavam 1 hora (ou dia) de processamento em um computador pessoal com processador Pentium IV de 2 GHz. Como o modelo simulava um período de 5 dias, o tempo de processamento era de 2 horas. Ou seja, às 08:00h o ciclo estava completo e os dados prontos para serem utilizados.

Portanto, mesmo em máquinas de baixo desempenho, o sistema possui habilidade operacional suficiente para seus propósitos.

#### **VI.4. Considerações Sobre Vórtices Associados à Corrente do Brasil**

Os resultados do sistema mostram presença constante de vórtices, tanto transientes, com meia vida de alguns dias, quanto de vida mais longa (semi-permanentes ou permanentes). Tão rica atividade relacionada a vórtices, a princípio foi tratada como alguma inconsistência do modelo numérico. No entanto, mesmo com vários ajustes de parâmetros do modelo, os resultados relutaram em apresentar um comportamento mais linear com respeito às correntes. Além disso, após as comparações realizadas, que mostraram boa concordância com as observações, fica realmente a impressão de que a circulação das bacias leste e sudeste do Brasil talvez não seja tão linear e contínua.

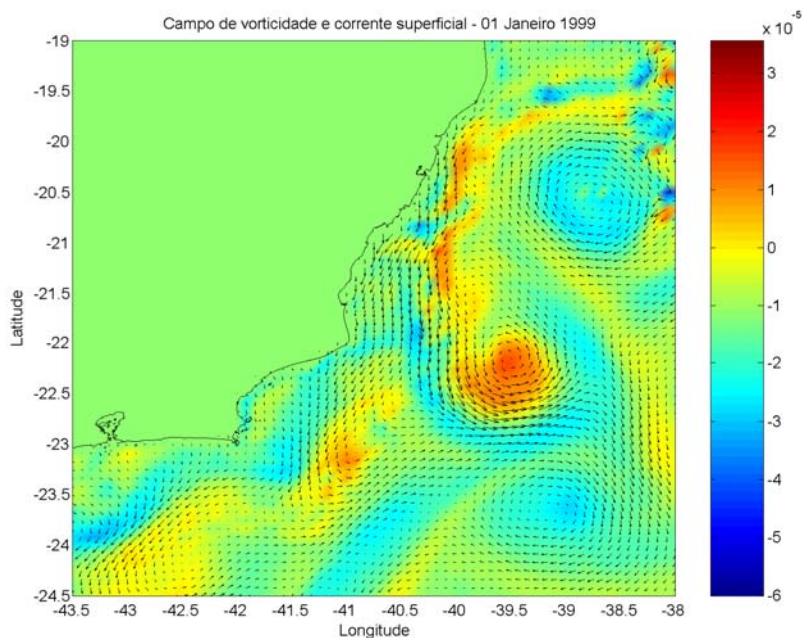
Comparações com dados de altimetria obtida por satélites, como as apresentadas da Figura 96 a Figura 99 reforçam a impressão de que os vórtices apresentam papel muito mais ativo no sistema de circulação oceânica dessa região.

É claro que tais assertivas necessitam de estudos mais aprofundados para que sejam realmente confirmadas. Porém, por se entender que tais questões podem trazer importantes discussões, foram incluídas no trabalho.

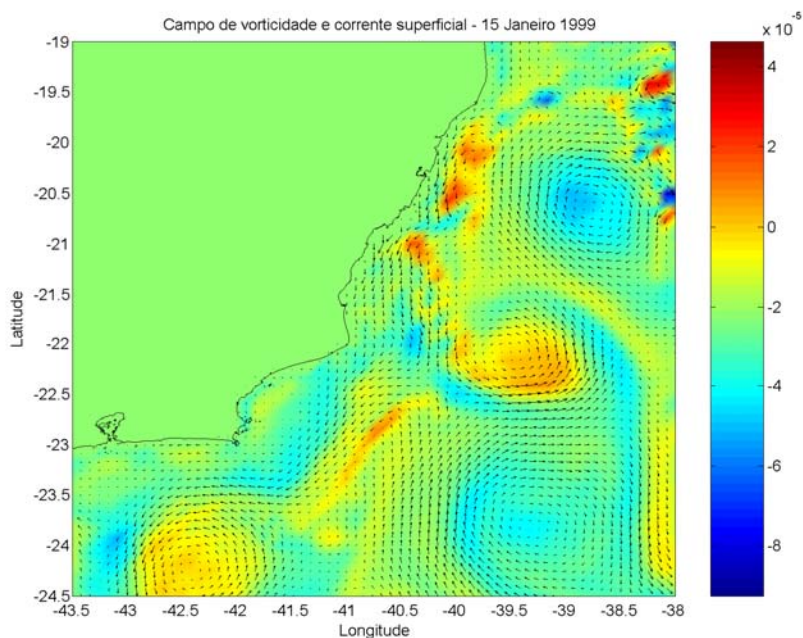
Serão, portanto apresentadas a seguir algumas observações a respeito dos vórtices reproduzidos pelo modelo numérico.

##### **VI.4.1. Vórtices Transientes**

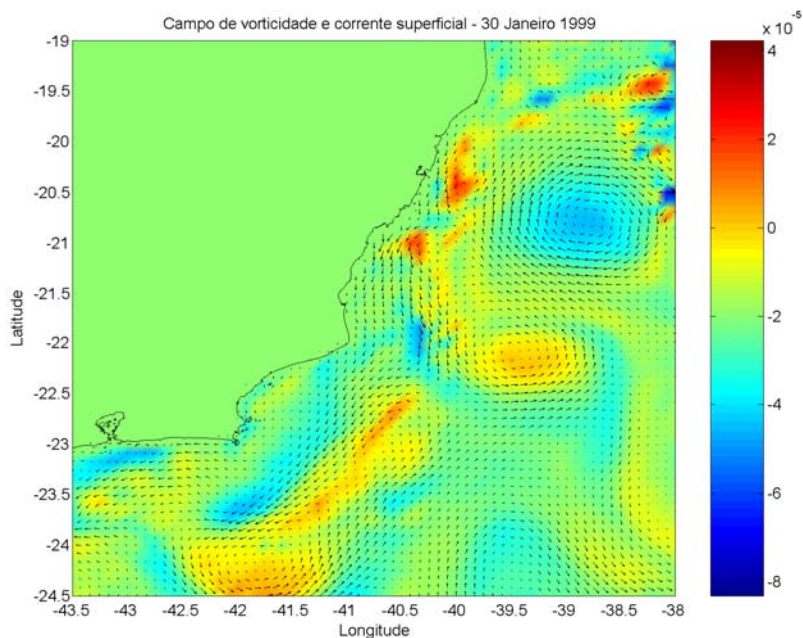
Vários vórtices com meia vida da ordem de alguns dias foram observados nos resultados do modelo, principalmente nas regiões da Cadeia Vitória-Trindade e das Bacias de Campos e Santos. Alguns apresentaram deslocamentos de até dezenas de quilômetros. Um exemplo do comportamento dessas feições é apresentado a seguir.



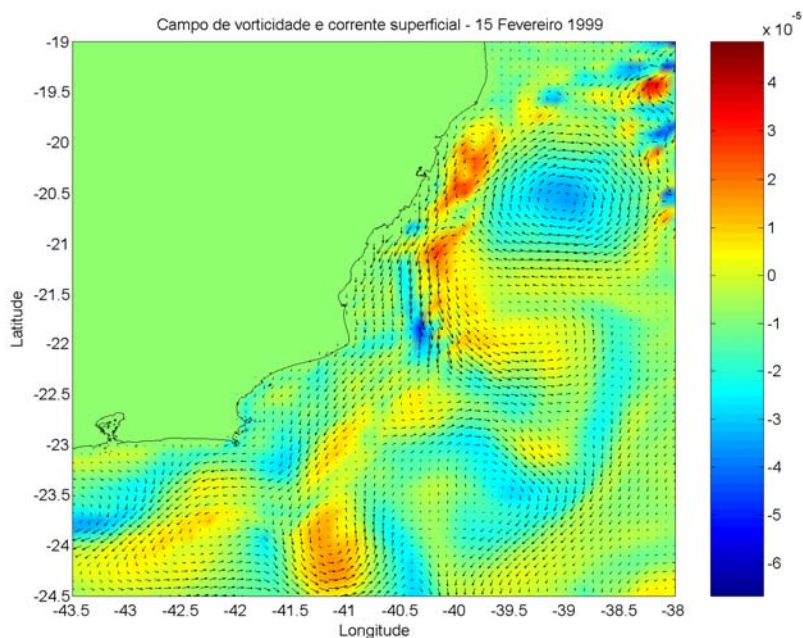
**Figura 100 – Campo de vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ) e velocidade em superfície para 1º de janeiro de 1999 resultante do modelo numérico.**



**Figura 101 – Campo de vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ) e velocidade em superfície para 15 de janeiro de 1999 resultante do modelo numérico.**



**Figura 102 – Campo de vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ) e velocidade em superfície para 30 de janeiro de 1999 resultante do modelo numérico.**



**Figura 103 – Campo de vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ) e velocidade em superfície para 1º de fevereiro de 1999 resultante do modelo numérico.**

A seqüência de 1º de janeiro a 15 de fevereiro (Figura 100 a Figura 103) mostra a evolução de três vórtices marcados nas figuras como 1, 2 e 3. O vórtice 1 não apresenta variação significativa de posição, estando presente ao longo de todo o período. Esse é um vórtice de duração longa, analisado com mais detalhes na próxima seção.

O vórtice anticiclônico identificado com o número 2, não apresenta deslocamento significativo, mas sua intensidade gradualmente diminui, até não ser mais observado no dia 15 de fevereiro.

O vórtice 3, ciclônico, ao mesmo tempo que se desloca para sul, aumenta de tamanho, mas vai se enfraquecendo, até se dissipar no dia 30 de janeiro.

Portanto, tem-se um vórtice de longa duração ciclônico, um anticiclônico que durou cerca de 45 dias e um ciclônico que se dissipou em 30 dias. Tal quadro representa bem a quantidade de vórtices e a diversidade de suas dinâmicas nos resultados obtidos pelo modelo numérico.

#### **VI.4.2. Vórtices de Longa Duração**

Nessa seção são tratados os vórtices que permaneceram em atividade por períodos da ordem de alguns meses. Como não se pretende classificá-los como permanentes ou não, adotou-se a nomenclatura “vórtices de longa duração” para se referir a tais estruturas.

Foram analisadas três feições. Uma delas, já detectada e estudada mais de uma vez, foi batizada como Vórtice de Vitória (Schmid et al., 1995).

Outra estrutura analisada, também foi observada por dados de derivadores ao largo da costa de Santa Catarina (Assireu et al., 2003).

A terceira feição, encontrada ao largo da costa baiana, ainda não possui descrição formal na literatura, embora tenha sido retratada nos resultados de modelagem realizada por Paula et al. (2004) (Figura 111) e também detectada por Vianna & Menezes (comunicação pessoal) através de dados de altimetria de satélite (Figura 112).

Deve-se ressaltar, no entanto, que os resultados ora apresentados necessitam de maior investigação, principalmente de medições *in situ*, para serem confirmados, sendo portanto, sugestões do comportamento sazonal de tais feições.

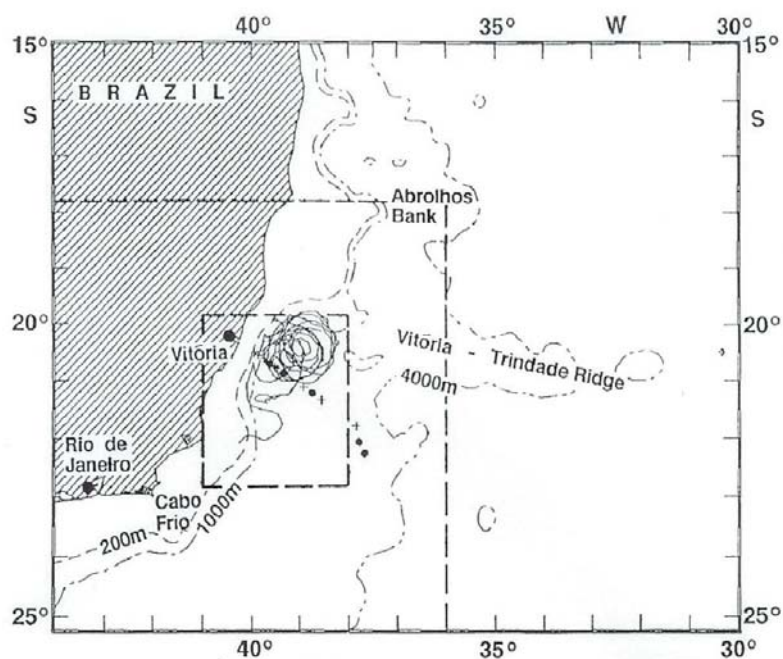
#### **VI.4.2.1. Vórtice de Vitória**

O Vórtice de Vitória é uma estrutura ciclônica localizada ao largo da cidade de Vitória, com centro em 20,5° S e 39° W, aproximadamente (Figura 104). Seu diâmetro é de cerca de 100 km. Foi detectado primeiramente por Schmid et al. (1995) durante o verão de 1991 e posteriormente por Gaeta et al. (1999) no outono de 1995. Porém, seu comportamento nas demais estações do ano ainda não foi investigado.

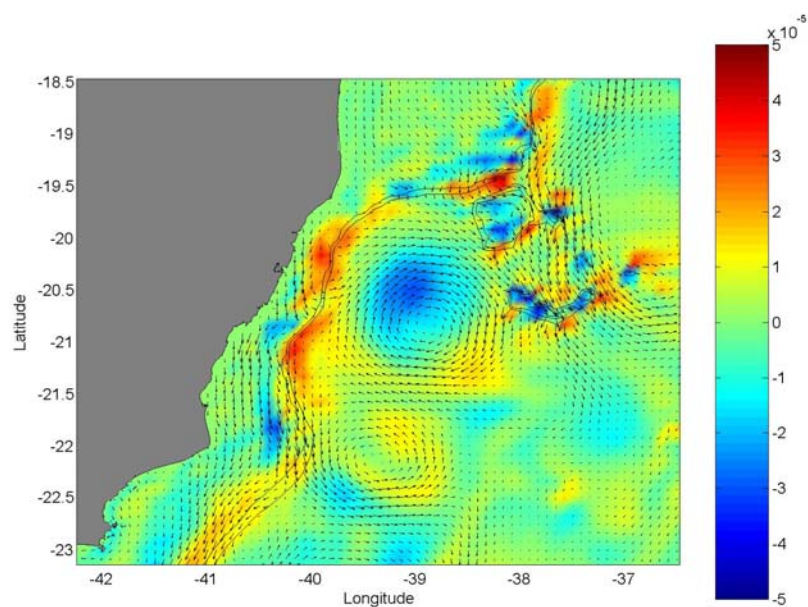
O modelo hidrodinâmico reproduziu um vórtice com características idênticas (Figura 105) e seu comportamento sazonal foi analisado.

Observou-se que esse vórtice tem atividade mais intensa no verão (Figura 105), enfraquece-se bastante no inverno (Figura 106), chegando até a desaparecer. Na primavera, no entanto, volta a se apresentar (Figura 107).

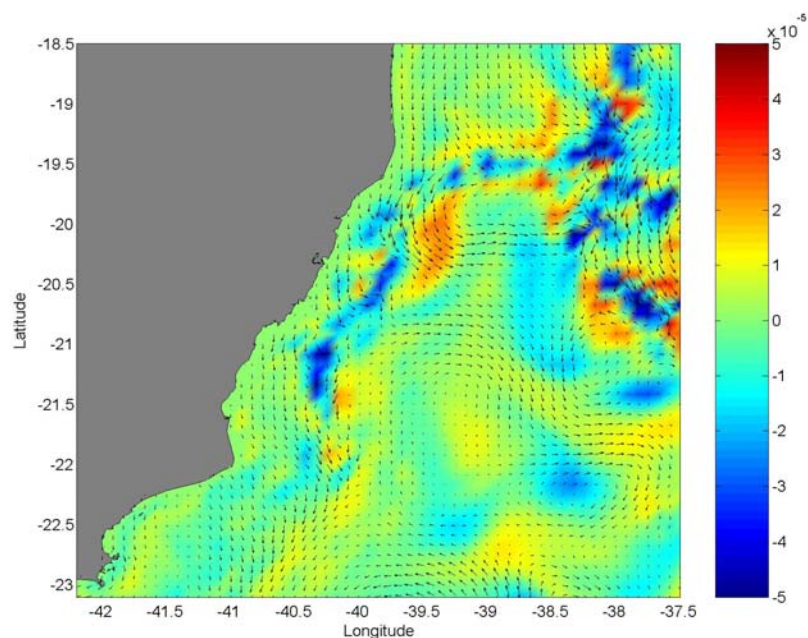
Portanto, o Vórtice de Vitória, conforme reproduzido pelo modelo, apresenta variações de intensidade ao longo do ano, sendo que sua atividade durante a maior parte do inverno não foi detectada.



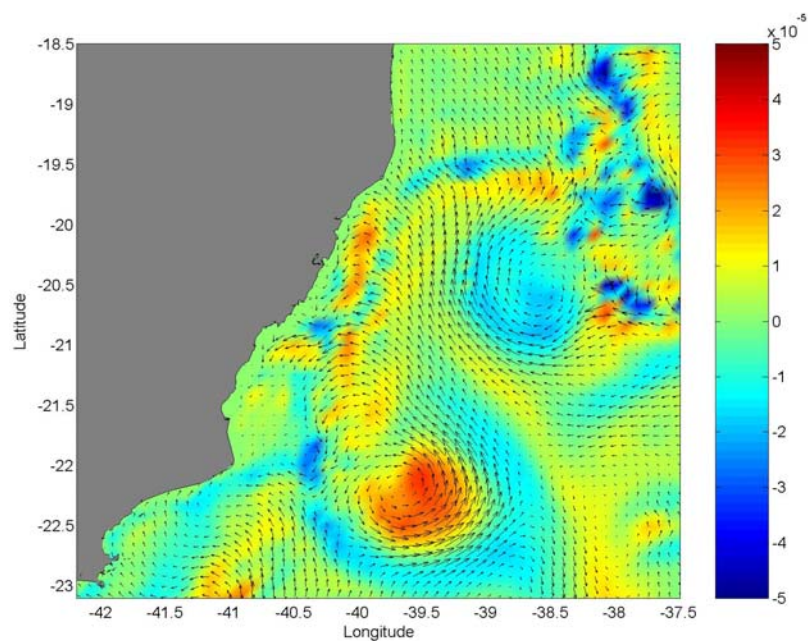
**Figura 104 – Localização do Vórtice de Vitória conforme obtido por Schmid et al., 1995.**



**Figura 105 – Campo de vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ) e velocidade em superfície obtidos pelo modelo para fevereiro de 1999.**



**Figura 106 – Campo de vorticidade relativa ( $\text{s}^{-1}$ ) e velocidade em superfície obtidos pelo modelo para julho de 1999.**

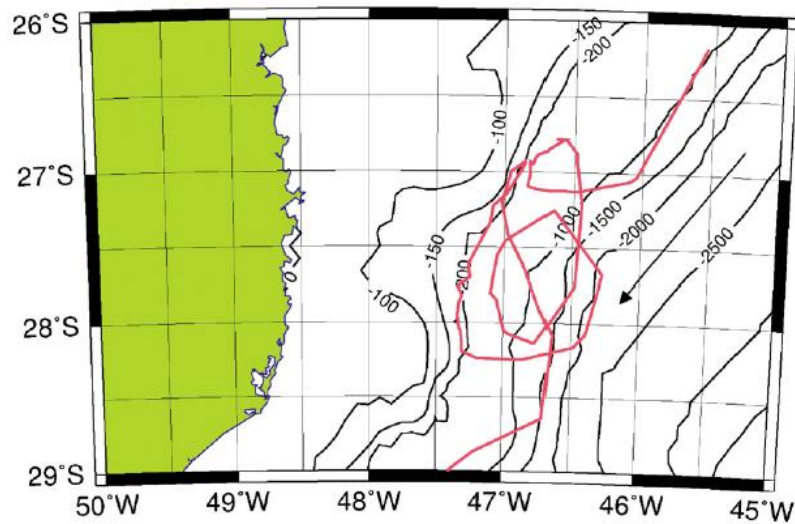


**Figura 107 – Campo de vorticidade relativa ( $\text{s}^{-1}$ ) e velocidade em superfície obtidos pelo modelo para dezembro de 1999.**

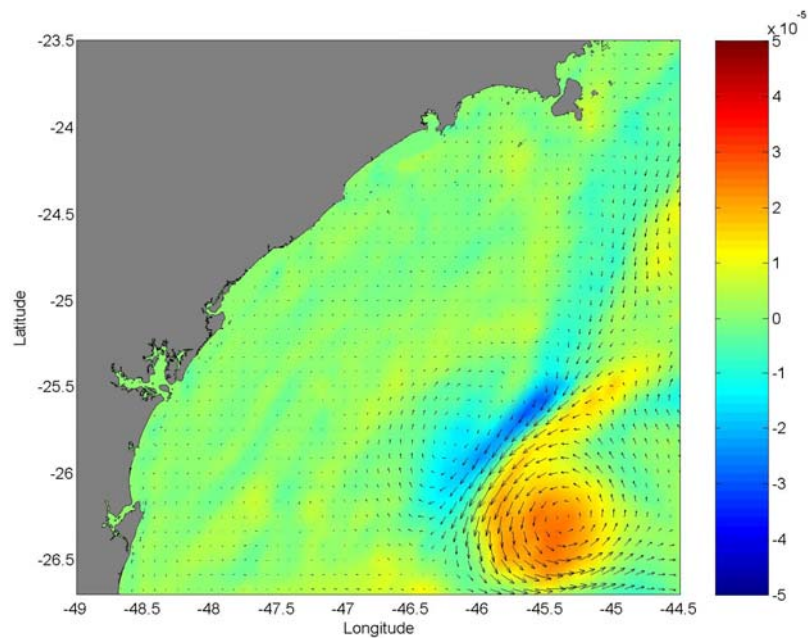
#### **VI.4.2.2. Vórtice de Santa Catarina**

Durante todo o período simulado, um vórtice anticiclônico ao largo de Santa Catarina foi detectado. Sua dimensão é similar aos vórtices semi-permanentes observados entre março e setembro de 1993 (Assireu et al., 2003) (Figura 108), sendo porém deslocado cerca de 150 km para nordeste, em relação àqueles. O modelo no entanto não seria capaz de reproduzir tal feição mais ao sul, em virtude de seu domínio ter fim em 27° S. Foi inclusive verificado se o vórtice, em virtude de estar situado próximo da fronteira sul, não poderia ser afetado ou até mesmo ter sido gerado por interações numéricas indesejadas. Para tal, foi realizada uma simulação com a fronteira sul estendida até 35° S, mantendo os mesmos valores da primeira linha da grade. Os resultados foram muito similares aos anteriores, o que isenta a influência de eventuais interferências numéricas nessa feição.

A Figura 109 mostra um resultado do mês de fevereiro, onde se nota a presença do vórtice. Ao longo de todo o período não se detectou variações significativas, sendo essa portanto, uma feição permanente nos resultados do modelo.



**Figura 108 – Trajetória dos derivadores analisados por Assireu et al. (2003), mostrando a presença de vórtices anticiclônicos ao largo de Santa Catarina.**

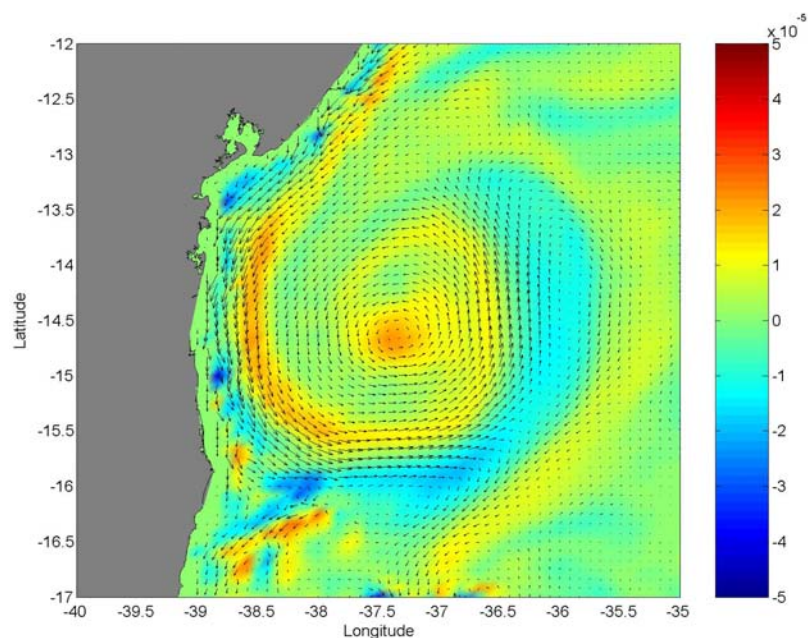


**Figura 109 – Campo de vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ) e velocidade em superfície obtidos pelo modelo para janeiro de 1999.**

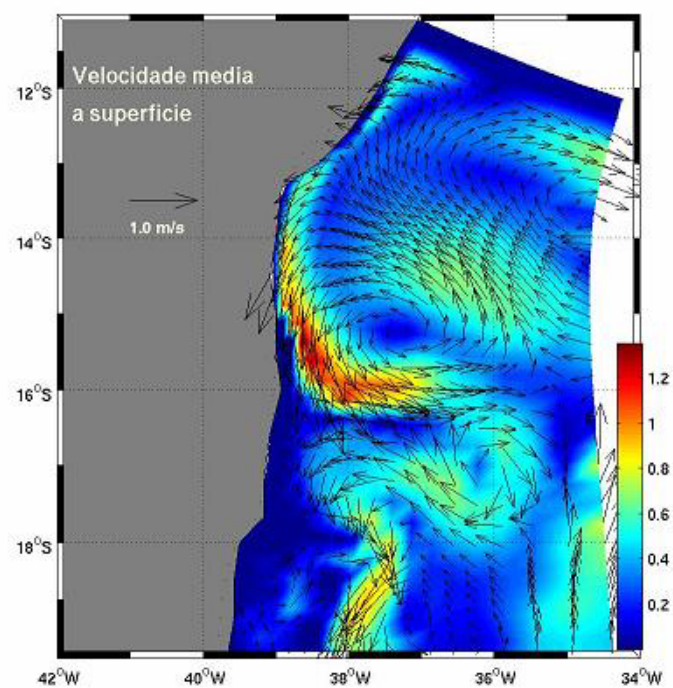
#### **VI.4.2.3. Vórtice da Bahia**

Um grande vórtice anitciclônico, com diâmetro chegando a alcançar 300 km, foi observado ao largo da costa da Bahia (Figura 110).

Essa feição é também encontrada nos resultados obtidos através de modelagem numérica por Paula et al. (2004). A Figura 111 mostra a velocidade média do período entre novembro e dezembro de 2001, obtida pelo modo diagnóstico do POM, ou seja, com valores de temperatura e salinidade fixos. Comparando-se os resultados desses autores com os obtidos pelo sistema de previsão, observa-se que o vórtice apresenta dimensões e posicionamento similares.

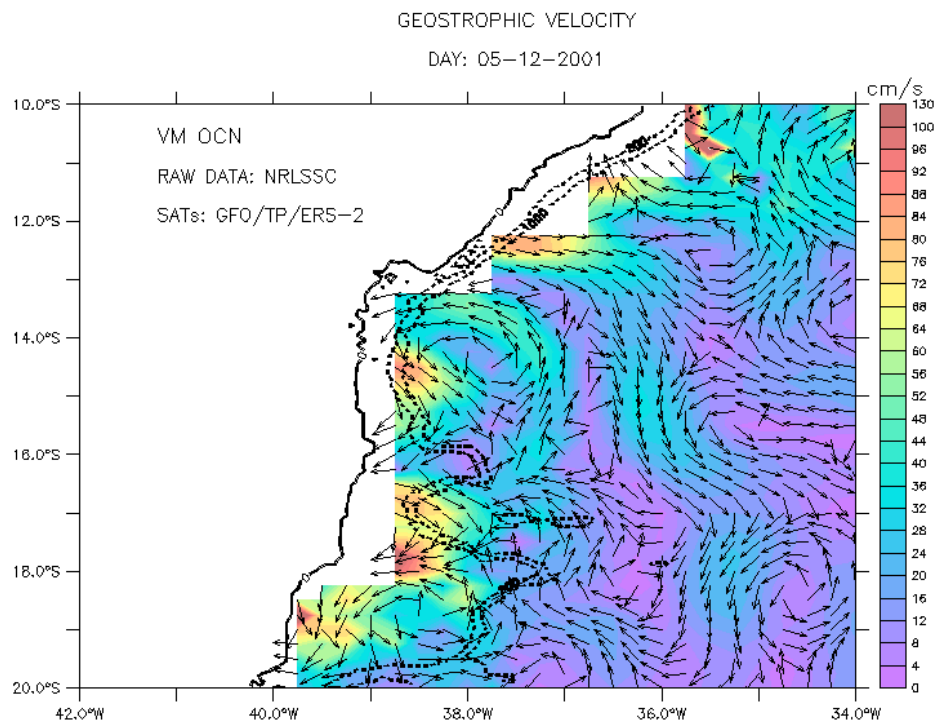


**Figura 110 – Campo de vorticidade relativa ( $\text{s}^{-1}$ ) e velocidade em superfície obtidos pelo modelo para janeiro de 1999.**



**Figura 111 – Velocidade em superfície (m/s) conforme obtida por Paula et al., 2004.**

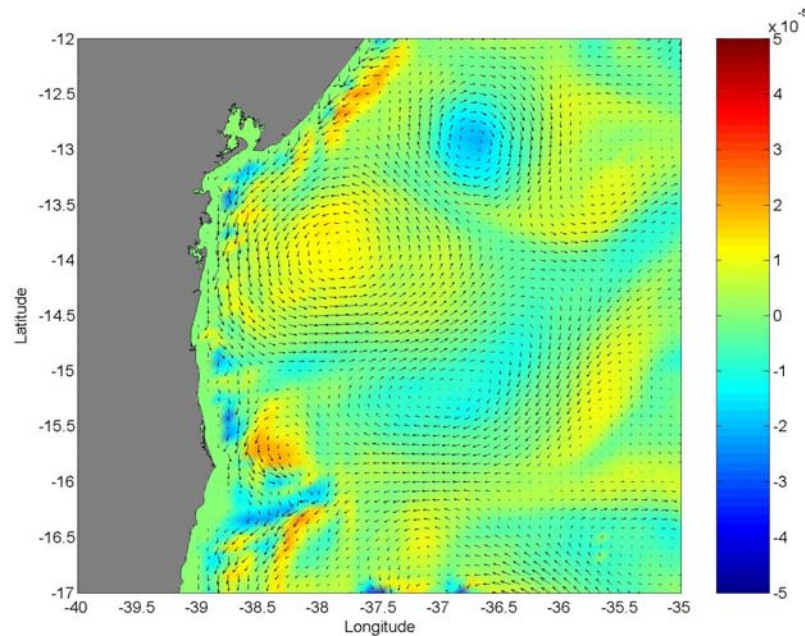
Outro resultado que mostra a presença desse vórtice foi fornecido por Vianna & Menezes (comunicação pessoal). Trata-se de velocidades geostróficas do dia 5/12/2001 estimadas através da composição de dados altimétricos dos satélites Topex/Poseidon, ERS-2 e GFO (Figura 112) com resolução de  $\frac{1}{4}$  de grau. Pode-se observar um vórtice anticiclônico centrado em  $38^\circ$  W e  $15^\circ$  S e com dimensões similares aos dados obtidos por Paula et al. (2004) e pelo sistema de previsão.



**Figura 112 – Velocidade geostrófica (cm/s) obtida a partir da composição de dados altimétricos dos satélites ERS-2, Topex/Poseidon e GFO. Fonte: Vianna & Menezes (comunicação pessoal).**

Portanto, esses três resultados indicam que realmente parece existir um vórtice anticiclônico ao largo da costa da Bahia, centrado em aproximadamente  $15^\circ$  S e  $38^\circ$  W, apresentando cerca de 280 km de diâmetro.

Analisando o caráter sazonal do vórtice da costa da Bahia, observa-se que este apresenta grande variabilidade de posicionamento e intensidade, segundo os resultados obtidos pelo sistema de previsão. No verão, apresentou-se maior e posicionado mais a leste. Já no inverno, encontrou-se mais próximo à costa e com menos de 100 km de diâmetro (Figura 113).



**Figura 113 – Campo de vorticidade relativa ( $s^{-1}$ ) e velocidade em superfície obtidos pelo modelo para julho de 1999.**

## **VII. Considerações Finais**

A seguir são descritos os principais resultados e conclusões obtidos pelo sistema de previsão da circulação oceânica aqui desenvolvido e os trabalhos a serem realizados desse ponto em diante.

### **VII.1. Sumário e Conclusões**

A oceanografia vive atualmente a era operacional e a tendência mundial é a criação e manutenção de sistemas de previsão oceânica operacionais, subsidiados por sistemas de observação oceânicos, mantidos através de cooperações entre instituições de vários países.

Nesse trabalho, foram apresentados os alicerces de um sistema de previsão oceânica capaz de realizar previsões da circulação oceânica de curto prazo (poucos dias), com habilidade operacional, para as bacias leste e sudeste do Brasil, o que é inédito no país.

O sistema apresenta um esquema da assimilação de dados de corrente lagrangeanos, utilizando a técnica de Relaxação Newtoniana, capaz de melhorar em até 75% os resultados de velocidade e trajetória. A assimilação de dados provenientes de derivadores foi escolhida, em virtude de ser esse o único meio de obter-se dados oceânicos de forma operacional nessa região. Tais dados podem ser obtidos através dos projetos ARGO e PNBOIA.

O sistema de previsão foi avaliado através de comparações com dados observados, apresentando bons resultados. A estrutura termohalina do modelo numérico mostrou-se coerente com observações, tanto em superfície, quanto ao longo da coluna d'água, mostrando que as condições iniciais e de contorno foram adequadas.

O transporte de volume da Corrente do Brasil calculados na Bacia de Campos foi de  $-5.5 \pm 2.6$  Sv. Para a contra corrente intermediária, foi calculado um transporte de  $6,3 \pm 3,8$  Sv pelo modelo, também coerentes com observações.

O transporte de volume da Corrente do Brasil estimados para a região Bacia de Santos foi de  $-2,8 \pm 0,79$  Sv, similares aos encontrados na observações de Souza (2000).

O sistema foi capaz de reproduzir as principais características conhecidas da dinâmica da região, como a Corrente do Brasil, a Contra Corrente Intermediária e os vórtices associados à circulação do local.

Foram apresentados resultados que indicam uma grande presença de atividade de vórtices e meandros na circulação da região, sendo detectados vórtices transientes (com duração de poucos dias) e de mais longa duração (alguns meses).

Três feições foram pesquisadas com relação à variações ao longo de um ano. Os resultados sugerem que o Vórtice de Vitória apresente variação sazonal, enfraquecendo-se nos meses de inverno, podendo chegar a desaparecer nessa época.

O vórtice presente na costa de Santa Catarina parece ter caráter permanente, pois foi detectado ao longo de toda a simulação, não apresentando variações significativas de posicionamento e dimensões.

Foi ainda observado um vórtice anticiclônico presente na costa da Bahia, centrado em aproximadamente  $15^\circ$  S e  $30^\circ$  W, com cerca de 300km de diâmetro. Tal feição é observada também em resultados obtidos por modelagem numérica (Paula et al., 2004) e por estimativas de corrente geostróficas por altimetria de satélite realizada por Vianna & Menezes (comunicação pessoal).

Tais resultados parecem confirmar a presença dessa estrutura, que segundo os as análise obtidas pelo sistema de previsão, possui dinâmica bastante variável, tanto em termos de posicionamento, quanto de intensidade, com menor atividade no período de inverno.

O sistema de previsão da circulação oceânica aqui desenvolvido, pode fornecer resultados de grande valia para fins operacionais, como por exemplo, no auxílio a navegação e operações *offshore* e na prevenção de danos ambientais.

O sistema oferece também oportunidade para investigações detalhadas sobre aspectos sazonais e dinâmicos de feições como a Corrente do Brasil, a Contra Corrente Intermediária, vórtices, ressurgência, dentre outros, o que pode ajudar a enriquecer o conhecimento da oceanografia física da região.

Esse trabalho abre espaço para uma ampla gama de investigações e desenvolvimentos a partir da base estabelecida, sendo os principais tópicos sugeridos a seguir.

## **VII.2. Trabalhos Futuros**

O sistema de previsão da circulação oceânica desenvolvido apresenta ainda diversos aprimoramentos possíveis. Talvez, o prioritário seja a implementação de outros sistemas de assimilação de dados, utilizando metodologias mais robustas, como a interpolação ótima, incorporando dados de elevação do nível do mar obtidos por altimetria e TSM medidos por satélites.

O refinamento da resolução espacial horizontal e vertical da grade é outro aprimoramento futuro relevante para o estudo de regiões mais próximas a costa.

Seguindo a tendência da modelagem numérica de fluidos geofísicos, sugere-se também o acoplamento do modelo hidrodinâmico com modelos atmosféricos e também com modelos de geração/propagação de ondas de gravidade geradas pelo vento.

Por fim, sugere-se uma investigação mais aprofundada a respeito do caráter sazonal de aspectos da Corrente do Brasil, como transporte de volume em várias regiões, do posicionamento da frente da corrente e dos vórtices associados, utilizando o sistema de previsão, comparados com dados observacionais diversos.

## VIII. Referências Bibliográficas

- Aikman, F., G.L. Mellor, T. Ezer, D. Sheinin, P. Chen, L. Breaker, K. Bosley & D.B. Rao, 1995. "Towards an operational nowcast/forecast system for the U.S. East Coast." In: *P. Malanotte-Rizzoli (Editor), Modern Approaches to Data Assimilation in Ocean Modeling*. Elsevier, 455 pp.
- Allard, P., 1955. "Anomalies dans la Temperature de l'eau de la Mer Observees au Cabo Frio au Brasil." *Bull. Inf. Com. Oceanogr. Etude Cotes*, 7(2): pp. 58-63. Amsterdã - ELSEVIER OCEANOGRAPHY SERIES, 20.
- Anthes, R. A., 1974: "Data assimilation and initialization of hurricane prediction models." *J. Atmos. Sci.*, 31, pp. 702-719.
- Assireu, A.T., M.R. Stevenson, J.L. Stech, 2003: "Surface circulation and kinetic energy in the SW Atlantic obtained by drifters". *Continental Shelf Research*, 23, pp. 145-157.
- Bargeski, A. M., and D. Roberts, 1964: "Data Report EQUALANT I". *NODC Publication G-3*, Vol. 1, 296 pp.
- Baptista, M. A., 2001 – "Modern Paradigms for Modeling and Visualisation of Environmental Systems." In: *Encyclopedia of Physical Science & Technology (3rd ed.)*, R.A. Meyers (ed.), Vol. 4 , Academic Press, New York, 155-170 pp.
- Beck, B., 2002 - "Model evaluation and performance." In: *Encyclopedia of Environmetrics* Volume 3, pp 1275–1279 - Edited by Abdel H. El-Shaarawi and Walter W. Piegorisch John Wiley & Sons, Ltd, Chichester

- Bergthorssen P. e Döös B., 1955 – “Numerical weather map analysis” – *Tellus*, V.7 pp. 329-340.
- Bjerknes V., 1911 - *Dynamic meteorology and hydrography*, Part II. Kinematics Gibson Bros., Carnegie Institute, New York, 1911.
- Bleck, R., 1978: “Simulation of coastal upwelling frontogenesis with an isopycnic coordinate model.” - *J. Geophys. Res.*, 83, pp. 6163-6172.
- Bleck, R., 2002: “An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-cartesian coordinates”, *Ocean Modelling*, 4, pp. 55-88.
- Blumberg, A.F. & G.L. Mellor, 1987. “A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model.” In: N. Heaps (Editor), *Three-dimensional ocean models*. American Geophysical Union, 208 pp.
- Blumberg, A.F., R. P. Signell and H. L. Jenter, “Modeling transport processes in the coastal ocean”, *J. Mar. Envir. Eng.*, pp. 31-52, 1993.
- Boebel, O., C. Schmid, G. Podesta and W. Zenk, 1999: “Intermediate water in the Brazil-Malvinas Confluence Zone: A Lagrangian view”. *Journal of Geophysical Research*, 104 (C9), pp. 21,063-21,082.
- Bryan, K., and M. D. Cox, 1968 - “A nonlinear model of an ocean driven by wind and differential heating. Part 1”, *J. Atmos. Sci.*, 25, pp. 945-978
- Busalacchi, A.J., 1995. “Data Assimilation in Support of Tropical Ocean Circulation Studies.” In: P. Malanotte-Rizzoli (Editor), *Modern Approaches to Data Assimilation in Ocean Modeling*. Elsevier, pp. 455.

- Calado, L., 2000. *Dinâmica da Formação dos Meandros e Vórtices da Corrente do Brasil ao Largo do Sudeste Brasileiro*. Dissertação de Mestrado em Oceanografia Física. Instituto Oceanográfico, USP, São Paulo, SP, 86 p.
- Camargo, R., 1998. *Estudo numérico das circulações atmosférica e oceânica na região da baía de Paranaguá*. Tese de Doutorado, Instituto Astronômico e Geofísico - Universidade de São Paulo, São Paulo, 179 p.
- Campos, E.J.D. *Estudos da circulação oceânica no Atlântico tropical e na região oeste do Atlântico subtropical sul*. Tese de Livre-Docência. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. 1995. 114p.
- Campos, E.J.D., Goncalves, J.E., e Ikeda, Y.;1995 “Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight: summer of 1991.” *Journal of Geophysical Research*, 100(C9), pp. 18537-18550.
- Campos, E.J.D.; Ikeda, Y; Castro Filho, B.M.; Gaeta, S. A.; Lorenzzetti, J.A.; Stevenson, M. R., 1996; “Experiment studies circulation in the Western South Atlantic.” *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, v.77, n.27, pp. 253-259
- Castellari, S., Griffa, A., Ozgokmen, T.M., Poulain, P.M., 2001. “Prediction of particle trajectories in the Adriatic sea using Lagrangian data assimilation.” *Journal of Marine Systems* 29, pp. 33–50.
- Castro, B.M.; Miranda, L.B., 1998: “Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S.” In: Robinson, A.R.; Brink, K.H. (eds.): *The Sea*, Vol. 11: pp. 209-252, New York, John Wiley & Sons.

- Chassignet E., M. Bell, P. Brasseur, G. Evensen, S. Griffies, H. Hurlburt, C. Le Provost, G. Madec, J. McClean, J. Verron and A. Wallcraft, 2002: "The Modelling Component of Ocean Forecasting, En Route to GODAE", *International Symposium, Proceedings, 2002*
- Cirano, M., 1995. *Utilização do modelo numérico no estudo diagnóstico da circulação oceânica na Baía de Santos*. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico - Universidade de São Paulo, São Paulo, 116p.
- Cressman, G.P., 1959. "An operational objective analysis system." *Monthly Weather Review*, 87(10): pp. 367-374.
- Daley, R., 1991. *Atmospheric Data Analysis* 3a Edição. Cambridge University Press, New York, 457 pp.
- DHN, 1969: "II Comissão Oceanográfica: NE "Almirante Saldanha" de 15/02 a 28/02/1957." Rel. DHN-DG 20(II), p.1-11.
- Dudhia, J., D. Gill, Y.R. Guo, D. Hansen, K. Manning & W. Wang, 2001. "PSU/NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and Users' Guide" (MM5 Modeling System Version 3).
- Edwards, A & Lipiatou, E., 2002. - "Foreword" In: Pinardi, N. and Woods, J. eds. *Ocean forecasting: conceptual basis and applications*, Berlin, Springer-Verlag.
- Evans, D.L, S.S. Signorini and L.B. Miranda, 1983: "A note on the transport of the Brazil Current." *Journal of Physical Oceanography*, 13, pp. 1732-1738.
- Ezer & Mellor, 2000: "Sensitivity studies with the North Atlantic sigma coordinate Princeton Ocean Model", *Dyn. Atm. Ocean*, 32, pp. 185-208

- Ezer, T. & G.L. Mellor, 1995. "Data assimilation experiments in the Gulf Stream region: How useful are satellite-derived surface data for nowcasting the subsurface fields?" *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14: pp. 1379-1391.
- Ezer, T. and G. L. Mellor, 2004: "A generalized coordinate ocean model and a comparison of the bottom boundary layer dynamics in terrain-following and in z-level grids." *Ocean Modelling*, 6, pp. 379-403.
- Ezer, T. and G. L. Mellor: 1994 "Diagnostic and prognostic calculations of the North Atlantic circulation and sea level using a sigma coordinate ocean model" *J. Geophys. Res.*, 99(C7), pp. 14,159-14,171.
- Ezer, T., H. Arango and A. F. Shchepetkin: 2002. "Developments in terrain-following ocean models: intercomparisons of numerical aspects", *Ocean Modelling*, 4, pp. 249-267
- Ezer, T.: 2001 "On the response of the Atlantic Ocean to climatic changes in high latitudes: Sensitivity studies with a sigma coordinate ocean model," In: *The Oceans and Rapid Climate Change: Past, Present and Future*, D. Seidov, B. J. Haupt and M. Maslin (Eds.), *Geophys. Monograph*, 126, pp. 199-215, American Geophysical Union, 2001.
- Fan, S., L-Y. Oey, and P. Hamilton, 2004: "Assimilation of drifter and satellite data in a model of the Northeastern Gulf of Mexico." *Continental Shelf Research*, 24(9), 1001-1013.
- Fernandes, A. M., 2001. *Dinâmica Baroclínica da Corrente do Brasil na Região Sudeste*. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico - Universidade de São Paulo, 108 pp.

- Flemming, N.C. "Strategic planning for operational oceanography", In: Pinardi, N. and Woods, J. eds. *Ocean forecasting: conceptual basis and applications*, Berlin, Springer-Verlag, 2002, pp. 1-17.
- Fragoso, M.R., 1999. *Estudo Numérico da Circulação Marinha da Região das Baías de Sepetiba e Ilha Grande (RJ)*. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo. 112p.
- Gaeta, S.A., Lorenzetti, J.A., Miranda, L.B., Susini-Ribeiro, S.M.M., Pompeu, M., DE Araújo, C.E.S., 1999. "The Vitória Eddy and its relation to the phytoplankton biomass and primary productivity during the austral fall of 1995." *Arch. Fish. Mar. Res.* 47 (2/3), pp. 253-270.
- Galperin, B., A.F. Blumberg & R.H. Weisberg, 1992. "The importance of density driven circulation in well mixed estuaries: The Tampa Bay experience." In: ASCE (Editor), *Estuarine and Coastal Modeling*, pp. 332-341.
- Garfield, N. III - *The Brazil Current at Subtropical Latitudes*. Ph.D Disertation. University of Rhode Island, 1990, 122 pp.
- Ghill, M. & P. Malanotte-Rizzoli, 1991. "Data Assimilation in Meteorology and Oceanography." *Advances in Geophysics*, 33: pp. 141-266.
- Gilchrist, B. and Cressman, G., 1954 – "An experiment in objective analysis." *Tellus*, 6, 309-318.
- Gordon, A.L. and C.L. Greengrove, 1986: "Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland Confluence." *Deep Sea Research*, 33, pp. 573-585.

- Gustafsson, N., L. Nyberg & A. Omstedt, 1998. "Coupling of a high-resolution atmospheric model and a ocean model for the Baltic Sea." *Monthly Weather Review*, 126: pp. 2822-2846.
- Haidvogel, D.B., H.G. Arango, K. Hedstrom, A. Beckmann, P. Malanotte- Rizzoli, and A.F. Shchepetkin, 2000: "Model Evaluation Experiments in the North Atlantic Basin: Simulations in Nonlinear Terrain-Following Coordinates." *Dyn. Atmos. Oceans*, 2000
- Hallberg, R., 1997: "Stable split time stepping schemes for large-scale ocean modeling." *J. Comp. Phys.*, pp. 135, 54-65.
- Haltiner, G.J. & R.T. Williams, 1980. *Numerical Prediction and Dynamic Meteorology* 2a Edição. John Wiley & Sons, Inc, 476 pp.
- Haney, R. L., 1991 "On the pressure gradient force over steep topography in sigma coordinate ocean models." *J. Phys. Oceanogr.*, 21, pp. 610-619
- Harari, J. & R. Camargo, 1997. "Simulação da circulação de maré na região costeira de Santos (SP) com modelo numérico hidrodinâmico." *Pesquisa Naval*, 10: pp. 173-188.
- Herrington, T.O., M.S. Bruno and K.L. Rankin, 2000. "The New Jersey Coastal Monitoring Network: A Real-Time Coastal Observation System." *J. Marine Env. Engg.* Vol. 6, pp. 69-82.
- Hurlburt, H. E. and J. D. Thompson, 1980: "A numerical study of loop current intrusions and eddy shedding." *J. Phys. Oceanogr.*, 10, pp. 1611-1651.

- Ishikawa, Y.I., Awaji, T., Akimoto, K., 1996. "Successive correction of the mean sea surface height by the simultaneous assimilation of drifting buoy and altimetric data." *Journal of Physical Oceanography* 26, pp. 2381–2397
- Jewell, P.W., R.F. Stallard & G.L. Mellor, 1993. "Numerical studies of bottom shear stress and sediment distribution on the Amazon continental shelf." *J. Sediment Petrology*, 63: pp. 734-745.
- JGOFS, 1998 - *Report of the Second Session of the SCOR Committee for JGOFS*. The Hague, September 1988.
- Korres, G., and A.Lascaratos, 2003: "An eddy resolving model of the Aegean and Levantine basins for the Mediterranean Forecasting System Pilot Project (MFSP) : Implementation and climatological runs." *Analles Geophysicae*, 21, pp. 205-220.
- Le Blond, PH and Mysak, LA, 1978 : *Waves in the Ocean*. 1<sup>a</sup> Edição. Elsevier Scientific Publishing, Amestrda.
- Le Traon, P.Y. – 2002: "Satellite Oceanography for Ocean Forecasting" In: Pinardi, N. and Woods, J. eds. *Ocean forecasting: conceptual basis and applications*, Berlin, Springer-Verlag, pp. 19-36.
- Levitus, S.; T. P. Boyer, 1994. *World Ocean Atlas, Technical Report Vol. 4*. National Oceanographic Data Center, Ocean Climate Laboratory, 117p
- Lima, J. A. M., 1997. *Oceanic Circlulation on the Brazilian Shelf Break and Continental Slope at 22° S*. Tese de Doutorado. The University of New South Wales. Austrália, 164 p.

- Lima, J.A.M; Torres, A.R.T.; Fragoso, M.R.; Mehdi, N., “Oil Spill Study at Baia de Guanabara, Brazil”. *Proceedings of OMAE 2001* 20th International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering 3rd -8th June, 2001 - Rio de Janeiro, Brazil , 2001
- Lorenz, E., 1963. “Deterministic nonperiodic flow.” *J. Atmos. Sci.*, 20: pp. 130-141.
- Lozano, C.J., P.J. Haley, Jr., H.G. Arango, N.Q. Sloan and A.R. Robinson, “Harvard coastal/deep water primitive equation model”, In: *Harvard Open Ocean Model Reports*, 52, 15pp., 1994
- Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard, and C. Lévy, 1998: “OPA 8.1 Ocean General Circulation Model reference manual.” *Note du Pôle de modélisation*, Institut Pierre-Simon Laplace, N°11, 91pp
- Malanotte-Rizzoli, P. & E. Tziperman, 1995. “The Oceanographic Data Assimilation Problem: Overview, Motivation and Purposes.” In: P. Malanotte-Rizzoli (Editor), *Modern Approaches to Data Assimilation in Ocean Modeling*. Elsevier, pp. 455.
- Manzella G. M. R. & MFS-VOS Group 2002: “A Marine Information System for Ocean Predictions” In: Pinardi, N. and Woods, J. eds. *Ocean forecasting: conceptual basis and applications*, Berlin, Springer-Verlag, pp. 37-54.
- Marques da Cruz, L. M., 2004. *Estudo Comparativo da Variações Espaciais e Temporais nas "Forçantes" Meteorológicas em um Modelo de Ondas de Terceira Geração no Oceano Atlântico Sul*. Dissertação de Mestrado, Oceanográfico - COPPE - Universidade Federal do Rio de Janeiro, 54 pp.
- Marsaleix, P., C. Estournel, V. Kondrachoff & R. Vehil, 1998. “A numerical study of the formation of the Rhone River plume.” *J. Mar. Sys.*, 14: pp. 99-115.

- Mascarenhas Jr, A S 1985 - “Revisão sobre o cálculo da tensão de cisalhamento do vento sobre o oceano.” In: *Relatório Interno do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo*, n.14, pp.1-10
- Mascarenhas Jr., A. DS., Miranda, L. B., y Rock, N. J., 1971, “A study of the oceanographic conditions in the region of Cabo Frio.” *Fertility in the Sea*, Gordon & Breach, vol. 1, pp. 285-308.
- McWilliams, J. C. & G. R. Flierl, “On the evolution of isolated, nonlinear vortices.” *J. Phys. Oceanogr.* 9 (1979) pp. 1155--1182.
- Meinke, J., C. Le Provost and J. Willebrand, 2001: “Dynamics of the North Atlantic Circulation (DYNAMO).” *Prog. Oceanogr.*, 48, N° 2-3.
- Mellor, G. L. and A. F. Blumberg, 2004: “Wave breaking and ocean surface layer thermal response,” *J. Phys. Oceanogr.*, 34, pp. 693-698.
- Mellor, G. L. and T. Ezer, 1991: “A Gulf Stream model and an altimetry assimilation scheme,” *J. Geophys. Res.*, 96, pp. 8779-8795
- Mellor, G. L. and T. Ezer, 1995: “Sea level variations induced by heating and cooling: An evaluation of the Boussinesq approximation in ocean models,” *J. Geophys. Res.*, 100(C10), 20,565-20,577
- Mellor, G. L., 2004. “User’s Guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model”. *Atmos. And Oceanic Sci. Program*, Princeton University, Princeton, N. J., USA.

- Mellor, G. L., S. Hakkinen, T. Ezer and R. Patchen, "A generalization of a sigma coordinate ocean model and an intercomparison of model vertical grids", In: *Ocean Forecasting: Conceptual Basis and Applications*, N. Pinardi and J. D. Woods (Eds.), Springer, Berlin, 55-72, 2002.
- Mellor, G.L. & T. Yamada, 1982. "Development of a turbulent closure model for geophysical fluid problems." *Rev. Geophys.*, 20: pp. 851-875.
- Mesinger, F. & A. Arakawa, 1976. "Numerical Methods Used in Atmospheric Models," *Global Atmospheric Research Programme - WMO-ICSU Joint Organizing Comitee*.
- Miller, J.L. and T.N. Lee, 1995: "Gulf Stream meanders in the South Atlantic Bight, I, Scaling and energetics," *J. Geophys. Res.*, 100, pp. 6687-6704.
- Miranda, L.B., 1991. "Análise de massas d'água dos oceanos." *Notas de aula do curso*, Univ. de São Paulo, São Paulo.
- Molcard, A., Piterbarg, L.I., Griffa, A., Ozgokmen, T.M., Mariano, A.J., 2003. "Assimilation of drifter observations for the reconstruction of the Eulerian circulation field." *Journal of Geophysics Research* 108 (C3), 3056, doi:10.1029/2001JC001240.
- Montenegro, A., 1999. *Estudo da circulação forçada por ventos e marés na Baía de Todos os Santos e Plataforma Continental Adjacente. Simulações com o modelo oceânico da Universidade de Princeton (POM)*. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico - Universidade de São Paulo, 94 pp.

- Monterey, G.I., L.d. Witt & F.B. Schwing, 1999. "Seasonal to interdecadal variability of the North Pacific circulation based on the climatological observed data and the Princeton Ocean Model." *Report PG-99-01*, Pacific Fisheries Environmental Laboratory.
- Munk, W., 2000 – "Achievements in Physical Oceanography" In: *50 Years of Ocean Discovery: National Science Foundation 1950-2000* Ocean Studies Board, National Research Council, 276 pp.
- O'Connor, W.P., 1991. "A Numerical Model of Tides and Storm Surges in the Rio de la Plata Estuary." *Continental Shelf Res*, 11: pp. 1491- 1508.
- Oda, T.O., 1997. *Influência da ressurgência costeira sobre a circulação local em Cabo Frio (RJ)*. Dissertação de Mestrado, São José dos Campos, 119 pp.
- Oliveira, F. S; Clemente, E. P.; Schaefer, C. E.; G. R.; Moreira, Gilberto Fialho; Oliveira, Aline Calixto de; Faria, Lopes A. L. "A Biogeografia Insular da Ilha de Trindade e Sua Contribuição Para o Levantamento Pedológico: Uma Experiência." [www.cibergeo.org/agbnacional/VICBG-2004/Eixo2/E2\\_092.htm](http://www.cibergeo.org/agbnacional/VICBG-2004/Eixo2/E2_092.htm)
- Panofsky, H.A., 1949. "Objective Weather-Map Analysis." *Journal of Meteorology*, 6: 386-392.
- Paula, A. C.; Calado, L.; Silveira, I. C. A.; Cirano, M., 2004 – "A Origem da Corrente do Brasil" – In: *Simpósio Brasileiro de Oceanografia*, São Paulo - 2004.
- Peterson, R.G. and L. Stramma, 1990: "Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean." *Progress in Oceanography*, 26, pp. 1-73.
- Peterson, R.G., L. Stramma, and G. Kortum, 1996: "Early concepts in charts and circulation." *Progress in Oceanography*, 37, pp. 1-115.

- Pinardi N. & Woods, J. – “Preface” In: Pinardi, N. and Woods, J. eds. *Ocean forecasting: conceptual basis and applications*, Berlin, Springer-Verlag, 2002.
- Pinardi, N., Allen, I., Demirov, E., De Mey, P., Korres, G., Lascaratos, A., Le Traon, P-Y., Maillard, C., Manzella G., and Tziavos, C., 2003: “The Mediterranean Ocean Forecasting System: First phase of implementation (1998-2001).” *Analles Geophysicae*, 21, pp. 3-20.
- PIRATA, 1999 - “Report of the Fifth Meeting of the Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic” (PIRATA-5) 9-10 November 1999, Abidjan, Costa do Marfim.
- Pollard, D. and S.L. Thompson. 1994. “Sea-ice dynamics and CO2 sensitivity in a global climate model.” *Atmos.-Ocean*, 32, 449-467.
- Rezende, J. H. M., 2003. *Intrusões da Água Central do Atlântico Sul na Plataforma Continental Sudeste Durante o Verão*. Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico - Universidade de São Paulo, 119 pp.
- Richardson, L.F., 1922. *Weather Prediction by Numerical Process* 1a Edição. Cambridge University Press, London, 236 pp.
- Robinson, A R., 1999 – “Realtime Forecasting of the Multidisciplinary Coastal Ocean with the Littoral Ocean Observing and Predicting System (LOOPS).” Third Conference on Coastal Atmospheric and Oceanic Prediction and Processes, (3-5 Nov. 1999), New Orleans, LA. American Meteorological Society, pp. 30- 135.
- Robinson, A. R. and S.M. Glenn ,1999 – “Adaptive Sampling for Ocean Forecasting.” *Naval Research Reviews*, 51(2), pp. 28-38.

- Robinson, A.R. & J. Sellschopp 2002 – “Rapid Assessment of the Coastal Ocean Environment.” *Ocean Forecasting: Conceptual Basis and Applications*. N. Pinardi & J.D. Woods (Editors), Springer, pp. 203-232.
- Rodrigues, R.R., 1997. *Um estudo numérico da ressurgência costeira de Cabo Frio (RJ)*. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Rosati, A., R. Gudgel & K. Miyakoda, 1995. “Global Ocean Data Assimilation System.” In: P. Malanotte-Rizzoli (Editor), *Modern Approaches to Data Assimilation in Ocean Modeling*. Elsevier, pp. 455.
- Schmid, C., G. Siedler and W. Zenk (2000): “Dynamics of Intermediate Water Circulation in the Subtropical South Atlantic.” *J. Phys. Oceanogr.*, 30 (12), pp. 3191-3211.
- Schmid, C., H. Schäfer, G. Podestá & W. Zenk, 1995. “The Vitória Eddy and Its Relation to the Brazil Current.” *Journal of Physical Oceanography*, 25: pp. 2532-2546.
- Signorini, S. R., 1978, “On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between São Tomé and Guanabara Bay”, *Deep-Sea Research*, 25, pp. 481-490.
- Silva, A.S., 1997. *Influência da morfologia continental fluminense sobre as circulações locais na região de Cabo Frio (RJ)*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 124 p. pp.
- Silva, L. C. F., Hansen, M. P., Carvalheiro, W. W., 1984: “Gabarito Tentativo para as Massa de Água da Costa Sudeste Brasileira.” *Anais Hidrográficos*. DHN - Rio de Janeiro: , v.XLI, pp.261 - 312

- Silveira, I. C.A. da; A. K. Schmidt; E.J.D. Campos; S. S. de Godoi; Y. Ikeda, 2001. "A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira." *Rev. Bras. Oceanogr.*, 48(2), pp. 171-183.
- Smith, R.D., J.K. Dukowicz, and R.C. Malone, 1992: "Parallel Ocean General Circulation Modeling", *Physica D*, 60, pp. 38-61
- Souza, M. C. A., 2000. *A Corrente do Brasil ao Largo de Santos: Medições Diretas*. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico - Universidade de São Paulo, 169 pp.
- Speer, K.G., J. Holfort, T. Reynard and G. Siedler, 1996: "South Atlantic heat transport at 11°S." In: *The South Atlantic: Present and Past Circulation* [Wefer, G., W. H. Berger, G. Siedler and D. J. Webb (eds.)]. Springer, pp. 105-120.
- Stech, J. L. & Lorenzzetti, J. A., 1992, "The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts." *Journal Geophysical Research*, 97(66): pp. 9507-9520.
- Stevens, I. & Johnson J. 1997 – "Sensitivity to open boundary forcing in a fine resolution model of the Iberian shelf-slope region," *Annales Geophysicae* 15, pp. 113-123.
- Stewart, R. H. 2003 – *Introduction to Physical Oceanography*. Texas A & M University August 2003 6<sup>th</sup> Edition, 344p.
- Stommel, H. 1965. *The Gulf Stream-a physical and dynamical description*. Univ. Calif. Press, Berkeley, and Cambridge Univ. Press, Lond., 248 p.
- Stramma, L., Y. Ikeda, R.G. Peterson, 1990: "Geostrophic transport in the Brazil Current region north of 20°S." *Deep-Sea Research*, 37 (12), pp. 1875-1886.

- Stull, R.B.1988 - *An Introduction to Boundary Layer Meteorology* Series : Atmospheric and Oceanographic Sciences Library , Vol. 13 680 pp.
- Torres Jr., A.R., 1995. Resposta da ressurgência costeira de Cabo Frio a forçantes locais. Dissertação de Mestrado, COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 143 pp.
- Wang, J., 2001. “A nowcast/forecast system for coastal ocean circulation (NFSCOC) with a simple nudging data assimilation.” *J. Atmos. Oceanic Tech.* 18(6): pp. 1037-1047.
- Webster, P. J., and R. Lukas, 1992: “TOGA-COARE: The Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment.” *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 73, pp. 1377-1416.
- WOCE, 1997 – *International WOCE Newsletter*, 27. WOCE International Project Office - Southampton Oceanography Centre – Inglaterra.
- Zavatarelli M., 1999 – “On The Specification of MOM Data on POM Open Boundaries” *MFSP-WP6 – Meeting*, - Fevereiro de 1999 – Atenas, Grécia.