

**Universidade Federal de Pernambuco
Centro de Tecnologia e Geociências
Departamento de Oceanografia
Programa de Pós-graduação em Oceanografia**

*Dinâmica de sistemas de bancos oceânicos da Cadeia Norte do Brasil:
caracterização experimental e simulação numérica*

Fábio de Oliveira Geber

**Recife – PE
2003**

Fábio de Oliveira Geber

*Dinâmica de sistemas de bancos oceânicos da Cadeia Norte do Brasil:
caracterização experimental e simulação numérica*

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco, como parte dos requisitos para obtenção do grau de Mestre em Ciências, na área de Oceanografia Física.

Orientador: Moacyr Cunha de Araújo Filho

**Recife – PE
2003**

**Universidade Federal de Pernambuco
Centro de Tecnologia e Geociências
Departamento de Oceanografia
Programa de Pós-graduação em Oceanografia**

*Dinâmica de sistemas de bancos oceânicos da Cadeia Norte do Brasil:
caracterização experimental e simulação numérica*

por

Fábio de Oliveira Geber

Dissertação defendida e aprovada pela comissão examinadora abaixo assinada:

Titular:

Dr. Moacyr Cunha de Araújo Filho

Dr. Fábio Hissa Vieira Hazin

Dr. José Oribe Rocha de Aragão

Suplente:

Dr. Paulo Eurico Pires Ferreira Travassos

Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura

Recife, 03 de junho de 2003.

Dedico este trabalho aos meus pais, Douglas e Fátima Geber, que como tais só tenho que agradecer pelos denges, carinhos, atenção e por terem abdicado de tantas coisa em suas vidas por causa de seus filhos.

O único homem que jamais erra é aquele que nunca faz nada
(Eleanor Roosevelt)

AGRADECIMENTOS

Quando comecei a cursar o 2º grau decidi escolher minha profissão para poder centralizar meus esforços e poder concretizar meu desejo. Pensei no que poderia ser e subitamente veio em minha mente, o mar. Os motivos foram muitos que me levaram a tomar esta decisão, como exemplo sua energia, vida e imponência. Desde então, venho trilhando e buscando vivenciar sua existência e assim tenho aprendido muitas lições, tais como: a paciência, a tranquilidade e a maleabilidade. Por isso, aqui estou concluindo uma Pós-graduação que só existe graças ao maravilhoso mar e seus mistérios. O que segue neste trabalho é apenas uma pequena contribuição que desaparece no imenso universo do conhecimento, mas que tem seu peso para o mesmo.

Gostaria de deixar registrado os meus sinceros agradecimentos:

- Ao orientador, Dr. Moacyr “Moa” Araújo, por ter me dado a oportunidade de subir mais um degrau em minha vida acadêmica.
- Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq por conceder subsídios para minha formação de pesquisador.
- Um obrigado especial a Marcus André, conhecedor dos segredos de programação, sem o qual não seria possível a utilização do modelo POM neste trabalho.
- Á Dra. Carmen Medeiros, que começou como professora e terminou como amiga.
- A minha querida esposa, Clara Emilie, que sem ela eu não teria alcançado metade do que alcancei até hoje. Sou eternamente grato por ela estar em minha vida e participar dos presentes preciosos que essa nos concede.
- Aos irmãos Ábdon e Sidarta, e ao querido Arthurzinho, que para mim são sinônimos de sucesso; e também aos demais membros da minha família, cuja existência alegra meu coração.
- Ao querido Oscar Agra, que a vida me presenteou com sua pessoa. Você é parte fundamental na minha vida pessoal e profissional.
- Um obrigado muito especial ao casal Felipe e Ana Koury, eu os amo muito.
- Aos amigos Isaac Freitas, Josafat Falcão e Thierry Tofredou, que me cativaram pelas pessoas maravilhosas que são.
- Aos amigos “LOFEQUIANOS”: Vidal Freitas, Marcelo Rollnic, Pedro Lins, Alex Costa, estendendo ainda o meu muito obrigado aos demais colegas do DOCEAN.

- Um obrigado carinhoso a Mirna que sem sua eficiência poucas coisas seriam possíveis de serem agilizadas.
- Aos meus amigos do Aikido e Iaido, Profº. Cavalvanti, Profº José Antônio, Ricardo, Karla Galvão, Luiz Caldas, Márcio Nakai, André Corredoura, Guilherme Scheidt e Anderson Lopes pelas amizades que construímos juntos.
- E, finalmente, àqueles que minha memória não deixou lembrar, mas que a gratidão não é menor das que foram mencionadas, muito obrigado a todos.

Recife, 03-03-2003

Fábio Geber

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	IX
LISTA DE TABELAS	XI
RESUMO	XII
ABSTRACT	XIII
1 - INTRODUÇÃO	1
2 - OBJETIVO	5
3 - DESCRIÇÃO DA ÁREA	6
3.1 - <i>Localização geográfica</i>	6
3.2 - <i>Sistema de ventos e correntes</i>	8
3.3 - <i>Massas d'água</i>	12
4 - MATERIAL E MÉTODOS	12
4.1 - <i>Caracterização experimental</i>	12
4.1.1 - <i>Obtenção dos dados termodinâmicos e meteorológicos</i>	13
4.1.2 - <i>Determinação das massas d'água</i>	15
4.1.3 - <i>Distribuição espacial da clorofila-a na área do banco Aracati</i>	15
4.1.4 - <i>Determinação da Camada de Barreira (CB)</i>	16
4.1.5 - <i>Forçantes interfaciais e Energia Cinética Turbulenta (ECT)</i>	18
4.2 - <i>O modelo matemático Princeton Ocean Model - POM</i>	21
4.2.1 - <i>Equações básicas do modelo</i>	22
4.2.2 - <i>Malhas horizontal e vertical</i>	26
4.2.3 - <i>Cenários de simulação</i>	30
4.2.4 - <i>Condições iniciais</i>	31
4.2.5 - <i>Condições de contorno</i>	32
4.2.6 - <i>Configuração computacional</i>	33

5 – RESULTADOS E DISCUSSÕES	34
5.1 – Caracterização Experimental	34
5.1.1 - <i>Massas d'água</i>	34
5.1.2 – <i>Camada de Barreira</i>	38
5.1.3 – <i>Forçantes interfaciais e Energia Cinética Turbulenta</i>	39
5.1.4 – <i>Distribuição espacial da clorofila-a na área do banco Aracati</i>	41
5.1.5 – <i>Análise dos transectos em torno do banco Aracati</i>	44
5.1.5.1 – Perfil vertical da temperatura	44
5.1.5.2 – Perfil vertical da salinidade	48
5.2 – Simulações numéricas	51
5.2.1 – <i>Estabelecimento das condições semipermanentes</i>	51
5.2.2 – <i>Comparação com os dados experimentais</i>	52
5.2.3 – <i>Estrutura cinemática horizontal</i>	58
5.2.4 – <i>Estrutura cinemática vertical</i>	63
6 – SUMÁRIO DOS RESULTADOS	68
7 – CONCLUSÃO E SUGESTÕES	71
8 - REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA.....	72
ANEXO A.....	79
APÊNDICE 1.....	87
APÊNDICE 2.....	96

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Correntes e áreas de ressurgência importantes para a pesca (Adaptado de: Espensade, 1950).....	2
Figura 2. Localização da área de bancos do Brasil (Fonte: Sloss, 2001).....	7
Figura 3. Representação gráfica simplificada das correntes oceânicas no Atlântico Equatorial Oeste.....	11
Figura 4. Navio Oceanográfico Antares da Marinha do Brasil.....	13
Figuras 5a – d. Estações de coleta do programa REVIZEE – NE I a IV na sub-região do banco Aracati.....	14
Figura 6. Coordenadas sigma.....	21
Figura 7. Malha Arakawa C.....	26
Figura 8. Vista horizontal da malha numérica utilizada nas simulações (41 nós em x e 61 nós em y), com indicação do sentido da CNB.....	28
Figura 9. Vista tridimensional da malha numérica utilizada nas simulações, com indicação do sentido da CNB.....	29
Figura 10. Distribuição vertical das camadas em coordenadas sigma sobre o banco Aracati..	30
Figura 11. Campanhas do REVIZEE – NE agrupadas de acordo com o período do ano para as simulações numéricas.....	31
Figuras 12a – d. Distribuição sazonal das massas d’água na região do banco Aracati.....	36
Figuras 13a – d. Diagrama T/S em cada estação do ano na região do banco Aracati.....	37
Figura 14. Distribuição sazonal anual para Z_{mix} , Z_{isot} e CB na região do banco Aracati.....	38
Figura 15. Curva de regressão obtida a partir das normalizações $\frac{E_{total}}{E_v}$ e kZ_{mix}	40
Figura 16a – c. Concentração de clorofila-a na superfície na área do banco Aracati (Becker, 2001).....	41
Figura 17a – c. Concentração de clorofila-a a 50% de luz na área do banco Aracati (Becker, 2001).....	42
Figura 18a – c. Concentração de clorofila-a a 1% de luz na área do banco Aracati (Becker, 2001).....	43
Figuras 19a – d. Distribuição sazonal da temperatura em sentido longitudinal ao banco Aracati.....	46

Figuras 20a – d. Distribuição sazonal da temperatura no sentido transversal ao banco Aracati.....	47
Figuras 21a – d. Distribuição sazonal da salinidade em um corte longitudinal ao banco Aracati.....	49
Figuras 22a – d. Distribuição sazonal da salinidade em um corte transversal ao banco Aracati.....	50
Figura 23. Energia Cinética Total para o período de inverno.....	51
Figura 24. Energia Cinética Total para o período de verão.....	52
Figura 25. Exemplos de perfis verticais de temperatura e salinidade na região do banco Aracati – Inverno. Dados experimentais (●) e resultados numéricos (—).....	53
Figura 26. Exemplos de perfis verticais de temperatura e salinidade na região do banco Aracati – Verão. Dados experimentais (●) e resultados numéricos (—).	54
Figura 27. Transecto longitudinal dos resultados numérico na região do banco Aracati.	55
Figura 28a – b. Perfis verticais de temperatura e salinidade na região do banco Aracati para o período de inverno.	56
Figura 29a – b. Perfis verticais de temperatura e salinidade na região do banco Aracati para o período de verão.	57
Figura 29a – c. Campos de velocidade horizontal na área do banco Aracati - Inverno.....	59
Figura 31a – c. Campos de velocidade horizontal na área do banco Aracati - Verão.	60
Figura 32. Simulação da vorticidade vertical e do campo cinemático horizontal sem a presença do banco Aracati na área de estudo.	61
Figura 33. Vorticidade vertical na região do banco Aracati - Inverno.	62
Figura 34. Componente rotacional de verão na região do banco Aracati.	63
Figura 35. Perfis de velocidade vertical numérica na região do banco Aracati - Inverno. ...	64
Figura 36. Perfis de velocidade vertical numérica na região do banco Aracati - Verão.....	65
Figura 37. Velocidade vertical numérica de inverno e verão no banco Aracati, com a representação das profundidades médias das camadas: misturada (Z_{mix}), isotérmica (Z_{isot}); e eufótica (Z_{eu}).....	67
Figura 38: Fluxograma simplificado do modelo POM (fonte: POM Users Guide 1998).....	84

LISTA DE TABELAS

<i>Tabela 1. Campanhas REVIZEE/SCORE NE.....</i>	<i>12</i>
<i>Tabela 2. Medidas de densidade para as principais massas d'água na região do banco Aracati.....</i>	<i>15</i>
<i>Tabela 3. Parâmetros físicos da água do mar de acordo com Blank (1999).....</i>	<i>17</i>
<i>Tabela 4. Parâmetros das condições de contorno.....</i>	<i>32</i>
<i>Tabela 5. Descrições das condições de contornos horizontais Norte e Sul para as simulações na região do banco Aracati.....</i>	<i>33</i>
<i>Tabela 6. Massas d'água identificadas na região do banco Aracati.</i>	<i>34</i>
<i>Tabela 7. Estimativa da Energia Cinética Turbulenta na região do banco Aracati.....</i>	<i>39</i>
<i>Tabela 8. Intensidade da corrente horizontal no transecto longitudinal na região do banco Aracati - Inverno.....</i>	<i>59</i>
<i>Tabela 9. Intensidade da velocidade horizontal no transecto longitudinal na região do banco Aracati - Verão.</i>	<i>60</i>

RESUMO

Neste trabalho utilizou-se os dados físicos oceanográficos e meteorológicos, obtidos durante o Programa REVIZEE - Nordeste, para analisar a dinâmica de sistemas bancos oceânicos da cadeia Norte do Brasil. Num primeiro momento, foram identificadas as massas d'água, a espessura da camada de barreira, a energia cinética turbulenta, os perfis de temperatura e de salinidade na área do banco Aracati. Numa segunda etapa, estas informações foram utilizadas em um modelo matemático tri-dimensional, visando identificar situações potenciais de ressurgência orográfica nesta sub-região. Foram identificadas duas massas d'água na região do banco Aracati, sendo essas: a Água Tropical, cujo limite inferior está à cerca de 150 m, aproximadamente, e a Água Central do Atlântico Sul, situada entre a Água Tropical e a profundidade de cerca de 670 m. A camada de barreira variou sazonalmente de uma situação menos espessa na primavera a mais espessa no outono, com mínimo de 2 m (outubro a dezembro) e máximo de 20 m (abril a junho). Já as camadas de mistura e isotérmica alcançaram maiores profundidades médias (84 m e 96m, respectivamente) no inverno correspondendo ao trimestre de julho a setembro. Na primavera, estas camadas ficaram restringidas nas primeiras profundidades médias de 6 e 8 m, correspondentemente. A energia média produzida pelo cisalhamento eólico foi de $9,8 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, e a produzida por quebra de ondas superficiais foi de cerca de $10,8 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Os perfis verticais de temperatura indicaram a presença de uma termoclina ao longo de todo o ano, com seu início variando entre as profundidades de 70 e 150 m, aproximadamente. No tocante à salinidade, as isoalinas mostraram uma variação similar à das isotermas com destaque a formação de células de baixa salinidade na parte rasa do banco. O modelo matemático reproduziu satisfatoriamente os perfis de temperatura e salinidade observados. A estrutura cinemática gerada nas simulações indicou o desenvolvimento de velocidades verticais da ordem de 10^{-3} m/s na região situada à montante do banco, tanto no inverno quanto no verão. Nesta última estação, entretanto, as velocidades verticais mais importantes ficaram localizadas abaixo do limite inferior da zona eufótica enquanto que, no inverno, foram constatadas velocidades significativas dentro desta zona de penetração de luz.

ABSTRACT

It has been used oceanographic and meteorological physical data observed during REVIZEE-NE Program to analyze the dynamics of the ocean bank systems of the North of Brazil Chain. At a first moment, it has been identified the water masses, the thickness barrier layer, the turbulent kinetic energy, the temperature and salinity profiles in Aracati bank area. At a second moment these information have been used in a three-dimensional model to identify potential situations of upwelling in this sub-region. It was identify two water masses in the region of the Aracati bank, as follow: Tropical Water, limited in the depth of 150 m, approximately and the South Atlantic Central Water, limited from Tropical Water down to 670 m depth. It has been identified the barrier layer that varies seasonally and shows to be less thicker in the Spring than in the Autumn with a minimum of 2 m (October to December) and maximum of 20 m (July to September). The superficial mixed and isothermal layers in the Winter (April to September) were found in 84 m and 96 m depth, respectively. During the Spring these layers had been restricted between the average depths of 6 m and 8 m, respectively. The wind shear energy had an average of $9.8 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ and the break superficial gravity wave energy of $10.8 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. The temperature profiles indicated the presence of a thermocline throughout the year, remaining between 70 m to 150 m depth. Concerning the salinity profiles, the isohalinas showed a similar variation to isotherms detaching the formation of low salinity eddies on the bank slope. The three-dimensional model reproduced satisfactorily the temperature and salinity profiles. The kinematics structure observed in the simulations indicated vertical velocities of 10^{-3} m/s in the upstream region of the bank, for Winter and Summer situations. However, in this last season the most important vertical velocities were localized below the inferior limit of the euphotic zone, while in the winter, these velocities were inside of this zone.

1 - INTRODUÇÃO

Na década de 60 pensava-se que os oceanos eram uma fonte inesgotável de alimento. Hoje se sabe que essa idéia era equivocada. Para se ter uma idéia, a maior parte da produção de pescado está associada à apenas 2% a 3% da área dos oceanos (Laevastu & Hela, 1970). Um dos principais motivos desta baixa produtividade é a reduzida espessura da camada superficial fotossinteticamente ativa (camada eufótica) quando comparada com a profundidade dos oceanos.

Em oceanos tropicais e equatoriais esta situação é mais acentuada devido a maior diferença de temperatura e conseqüentemente de densidade, entre as camadas superficiais, mais quentes, e subsuperficiais, de temperatura mais baixas, resultando em uma elevada estabilidade estática. Este quadro dificulta os processos de mistura vertical responsáveis pela reposição dos sais nutrientes à camada eufótica. Em oceanos temperados, ao contrário, a pycnoclina desaparece sazonalmente, favorecendo a ocorrência de mistura vertical, enriquecendo também as águas mais superficiais destas regiões.

As forças físicas são responsáveis por soerguer os nutrientes atuando como fatores limitantes da produção fotossintética nos oceanos, reforçando a importância do transporte vertical de nutrientes (Lalli & Parsons, 1993). A perda de sais nutrientes através da camada eufótica pode ser contornada pela ocorrência de fenômenos de ressurgências, quando águas mais profundas (ricas em nutrientes) são transportadas em direção à superfície. A importância desse fenômeno é tão grande que cerca de 50% da captura de peixes no mundo está relacionada às áreas de ressurgência, que por sua vez representam aproximadamente 0,1% da área total oceânica (Ryther, 1969). A Figura 1 apresenta um esquema com as localizações potenciais de ressurgência nos oceanos. Nela está representada a área dos bancos oceânicos do Nordeste do Brasil.

Existem vários outros mecanismos naturais capazes de promover mistura vertical, dentre os quais podemos citar: a ação dos ventos em regiões costeiras e rasas, possibilitando uma mistura até o fundo; divergência de correntes, que favorecem o deslocamento de águas superficiais, permitindo assim que águas mais profundas ocupem os espaços deixados na superfície; e a turbulência na coluna d'água, promovida pela quebra de ondas superficiais.

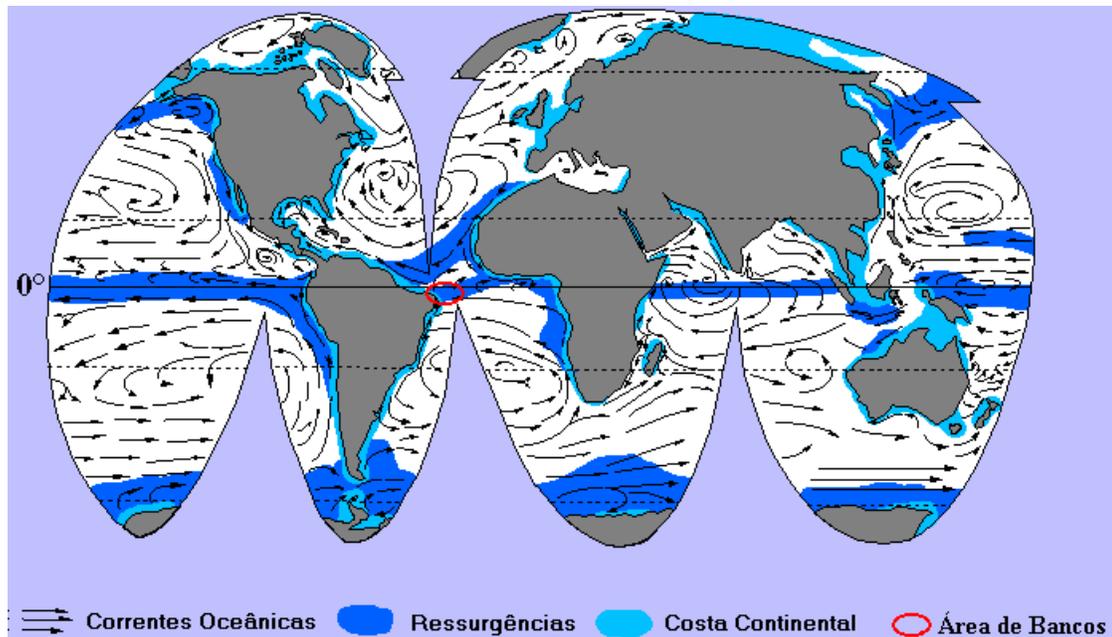


Figura 1. Correntes e áreas de ressurgência importantes para a pesca (Adaptado de: Espensade, 1950).

Um outro mecanismo, que neste estudo será abordado separadamente, é o da elevação de isotermas resultante da interação entre as correntes oceânicas e o relevo submarino. Nesse caso, a presença da deformação do relevo (banco ou montanhas marinhas) transforma parte da energia cinética da corrente em energia potencial, provocando o soerguimento da mesma sobre o banco e a formação de vórtices à jusante do mesmo, processos estes que podem resultar em elevada turbulência e conseqüente mistura de água (Huppert & Bryan, 1976). Eventualmente, a elevação da vorticidade da corrente, conseqüência do aumento de sua velocidade pela diminuição da lâmina d'água sobre o banco, pode gerar vórtices mais intensos e de caráter mais permanente, originando assim a Coluna de Taylor (Rogers, 1994). Nessa interação corrente e banco, as isotermas podem se aproximar ou se afastar, decorrentes de movimentos de água ascendentes e/ou descendentes. A exemplo desta interação pode-se citar, dentre outros, o banco Georges, localizado na costa Leste dos EUA/Canadá. Este é considerado como um dos ecossistemas oceânicos pesqueiros mais produtivos conhecidos, chegando a ter uma produção anual duas a três vezes superior àquela verificada com a média dos bancos continentais do mundo (Franks & Chen, 1996). Esta situação é em parte devida à dinâmica existente no local, marcada pela presença de fortes correntes de maré, que agindo sobre a topografia abrupta do banco cria uma coluna de água bem misturada sobre a parte rasa

do banco (Flagg, 1987), proporcionando o enriquecimento mineral e o aumento de peixes potencialmente importantes no ponto de vista pesqueiro.

No Brasil existem vários grupos de ilhas, rochedos e bancos oceânicos encontrados nas águas da Zona Econômica Exclusiva Nordeste do Brasil (ZEE-NE), sendo estes o Atol das Rocas (3° 52' S/32° 24' W), os bancos da cadeia de Fernando de Noronha e o Arquipélago (3° 52' S/32° 24' W), o Arquipélago de São Pedro e São Paulo (00° 56' N/29° 22' W) e os Bancos da Cadeia Norte (01° a 04° S e 037° a 039° W). Parte destes bancos são rasos e localizam-se em frente aos Estados do Ceará e Rio Grande do Norte.

As ilhas e bancos oceânicos presentes na Costa Nordeste do Brasil são de grande importância econômico-social, respondendo pela quase totalidade da produção pesqueira oriunda de áreas oceânicas na região (Hazin, 1993). Contudo, apesar de sua grande importância, há uma profunda carência de informações sobre os fenômenos hidrológicos predominantes nestas áreas. Estas informações tornaram-se objetivo de pesquisa quando criado o Programa Nacional de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva (REVIZEE), em dezembro de 1988, sob a coordenação do Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal (MMA).

Travassos *et al.* (1999), realizou estudos preliminares dos dados termodinâmicos (temperatura, salinidade e densidade) obtidos do Programa "Victor Hensen", cooperação Brasil-Alemanha, "Joint Oceanographic Projects"(JOPS-II), de 1991 a 1995, nos Bancos da Cadeia Norte do Brasil - BCNB, especialmente o Toninha e o Aracati, e Cadeia de Noronha, onde os autores constataram fenômenos de ressurgência nestas áreas. Hazin *et al.* (1998), relacionaram a pesca de espinhel com as áreas de banco e constataram uma estreita relação entre a captura por unidade de esforço (CPUE) do tubarão cinza, *Carcharhinus spp.*, e os bancos que se encontravam em profundidades de 233 a 370 m, sendo esses: Aracati, Dois Irmãos, Fundo e Sírius. Em ambos os trabalhos supracitados o banco Aracati se manteve presente, suscitando desde já, o interesse em se realizar um estudo mais detalhado dos processos hidrodinâmicos existentes em sua área circunvizinha.

O banco Aracati está localizado à nordeste e a cerca de 94 km de Fortaleza. Contribui significativamente para a pesca local e de outros estados devido a diversos fatores, dentre eles: localiza-se próximo ao continente, é relativamente raso (aproximadamente 250 m) (Hazin *et al.* 1998) e extenso (entre a isobata de 1000 m no sentido SE-NE) de 60 km, aproximadamente.

Diante de todos estes indicativos, optou-se nesse trabalho por utilizar a sub-região oceânica do banco Aracati como objetivo de estudo representativo de um sistema existente na região da Cadeia Norte do Brasil.

Por outro lado, estudos realizados para caracterizar o ambiente marinho e possibilitar um melhor conhecimento acerca dos processos biológicos, químicos, geológicos, físicos e meteorológicos que ocorrem nos mesmos, têm sido subsidiados por novas idéias e ferramentas, como é o caso da modelagem numérica. Estas ferramentas se prestam à simulação das condições atuais, bem como à elaboração e previsão de cenários futuros.

Modelos numéricos atmosféricos e oceânicos, acoplados ou não, já vêm sendo utilizados há bastante tempo, com o objetivo de analisar as variabilidades observadas e de subsidiar o aperfeiçoamento ou surgimento de teorias para melhorar as previsões de fenômenos, tais como: instabilidade baroclínica, propagação de ondas geostróficas, transporte de Ekman, subducção e ventilação de termoclina equatorial, entre outros. Pode-se citar, por exemplo, Orlanski & Polinsky (1983) que através da modelagem matemática mostraram que a resposta do oceano, via ajuste geostrófico, depende da escala espacial da perturbação atmosférica; Stramma & England (1999) examinaram as estruturas de massas d'água e de circulação no Atlântico Sul através de observações de dados obtidos *in situ* e simulações numéricas. Mais recentemente, Giarolla (1999) usou um modelo em uma bacia oceânica fechada e limitada para estudar os processos dinâmicos e a variabilidade sazonal da circulação oceânica na região de confluência das Correntes do Brasil e das Malvinas. Estudos de modelagem envolvendo bancos oceânicos vêm sendo cada vez mais utilizados com o intuito de se analisar os efeitos por eles causados sobre a biodiversidade marinha considerando em sua maioria os aspectos físicos. Franks & Chen (1996), por exemplo, utilizaram modelos capazes de analisar os efeitos físicos sobre a dinâmica planctônica no banco Georges. Num outro exemplo, Chen & Beardsley (1995) fizeram um estudo numérico da retificação da maré estratificada sobre um banco de amplitude finita, analisando dentre outros fatores, os fluxos residuais das velocidades vertical e horizontal e o balanço de calor na coluna d'água.

Uma segunda parte de nosso trabalho é dedicada à utilização de um modelo matemático numérico para analisar a dinâmica e a interação corrente-topografia na área oceânica do banco Aracati.

2 - OBJETIVO

Os objetivos desse estudo são:

Objetivo geral

Caracterizar a dinâmica de uma estrutura típica de bancos oceânicos pertencente à Cadeia Norte do Brasil, em especial o banco Aracati.

Objetivos específicos

- Analisar a variabilidade sazonal das propriedades físicas termodinâmicas na sub-região oceânica do banco Aracati, Cadeia Norte do Brasil;
- Adaptar e aplicar um modelo matemático numérico tridimensional visando a evidenciar situações potenciais de ressurgência topográfica na sub-região oceânica do banco Aracati, Cadeia Norte do Brasil.

3 - DESCRIÇÃO DA ÁREA

3.1 - Localização geográfica

A área de estudo (Figura 2), corresponde a uma parte do domínio oceânico adjacente à Região Nordeste do Brasil, encontra-se localizada a Nordeste de Fortaleza (CE). Limita-se horizontalmente pelas coordenadas 01° S, 04° S, 037° W e 039° W e é representada pelo banco Aracati, pertencente à Cadeia Norte do Brasil. A Cadeia Norte está situada na parte Sul do Oceano Atlântico Equatorial, cujo limite Norte é marcado pela constrição equatorial (região em que os continentes americano e africano estão mais próximos), e o limite Sul é demarcado pela Convergência Subtropical. Com relação às suas porções Leste e Oeste, a Cadeia Norte está situada entre o continente e a Cordilheira Mesoatlântica (Tchernia, 1980).

Os montes submarinos desta cadeia têm topografia irregular, rochosa e estão dispostos adjacentes à base do talude continental. Os bancos são cobertos por algas calcárias associadas com foraminíferos e briozoários. Os sedimentos em profundidades maiores que 70 m são biodetrítico, com uma maior mistura da parte biótica (Becker, 2001).

Estudos recentes sobre o plâncton nas águas oceânicas do nordeste do Brasil indicaram uma predominância das cianobactérias em 54% dos organismos da densidade picoplantônica. Os demais grupos foram compostos por bactérias heterotróficas, picoflagelados e nanoplâncton, sendo um maior percentual dos organismos encontrado no nível de 1% de luz (Carvalho, 2000 *apud* Becker, 2001). Moura (2000), por outro lado, verificou que a região costeira e os bancos da Cadeia Norte do Brasil possuem características mais eutróficas que as demais áreas da ZEE nordestina, na faixa iluminada da coluna d'água, e reconheceu que esses bancos são de grande importância econômica para a atividade pesqueira.

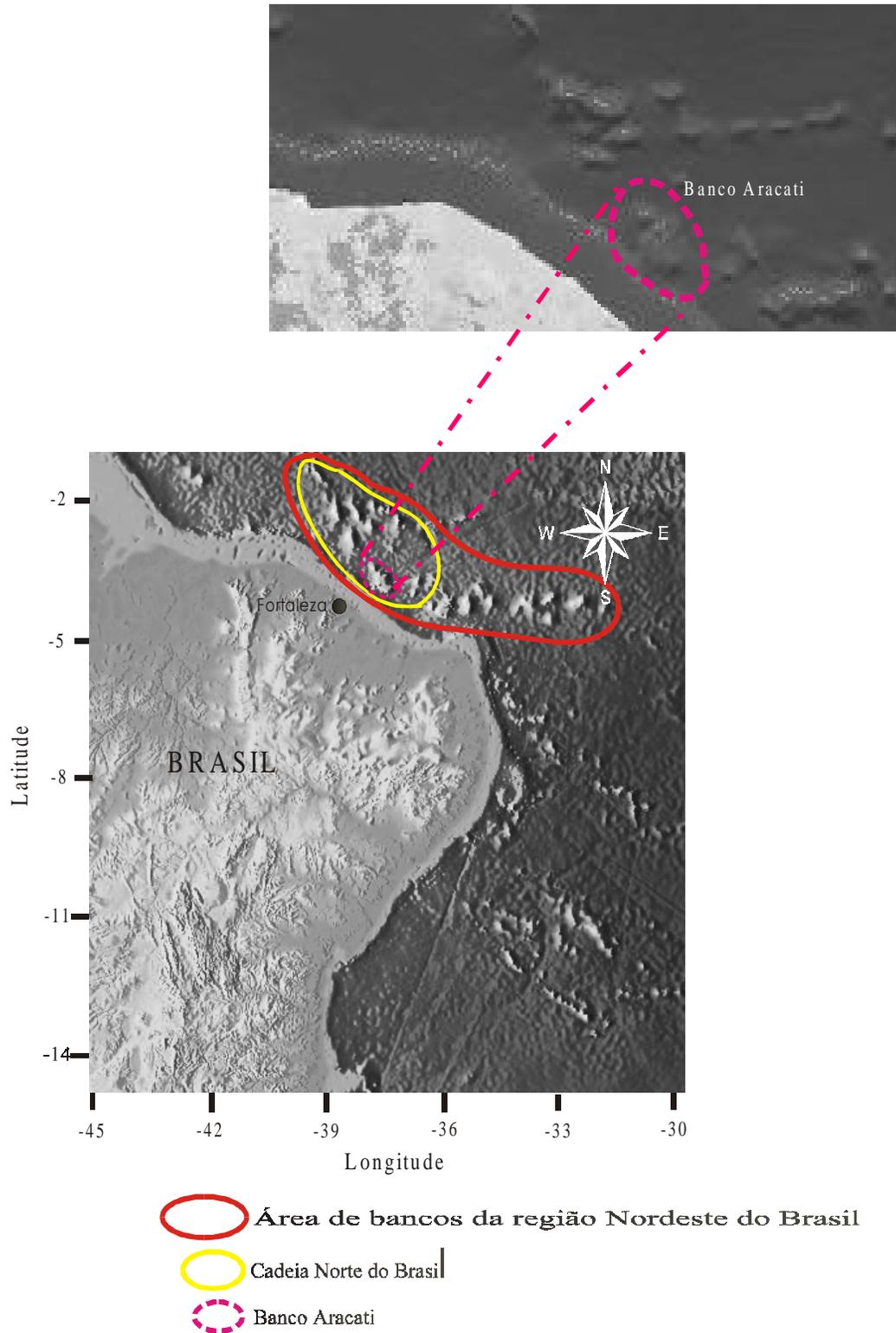


Figura 2. Localização da área de bancos do Brasil (Fonte: Sloss, 2001).

3.2 - Sistema de ventos e correntes

Dependendo das estações do ano o cinturão subtropical de alta pressão apresenta pequenas modificações na sua posição, extensão e valores absolutos. Em fevereiro o anticiclone está centralizado mais próximo da costa africana do que na brasileira. Já em agosto, período de inverno, o anticiclone é empurrado na direção norte pelo desenvolvimento de baixas próximo da Antártica, e se divide em dois centros, estando o mais importante concentrado mais perto da costa brasileira do que da africana (Duxbury & Duxbury, 1996).

Entre o cinturão subtropical de alta pressão e a zona de calmaria equatorial, sopram os ventos de alísios de sudeste; principal elemento de circulação anticiclônica do Atlântico Sul. Esses ventos podem ser observados, entre 35° S e o Equador durante o verão (fevereiro), e entre 30° S e 10° N, durante o inverno (agosto) sendo estes ventos predominantes durante todo o ano na área de estudo.

Com características bem particulares, o Oceano Atlântico é uma espécie de elo de ligação entre as demais bacias do planeta. Além de receber águas dos seus dois vizinhos (Oceanos Pacífico e Índico), via Estreito de Drake e Região de retrofleção da Corrente das Agulhas, respectivamente, o Atlântico Sul possui ainda a peculiaridade de possuir um fluxo líquido de calor na direção equatorial a partir de sua região subtropical, resultando num transporte superficial de calor (e de massa) através do Equador para o hemisfério Norte, compensado pelo transporte profundo da massa d'água fria do Atlântico Norte no sentido oposto (Campos *et al.* 1999; Rahmstorf, 2002 e Clark *et al.* 2002).

A região tropical do Oceano Atlântico é caracterizada em sua superfície pela presença de diversas correntes aproximadamente zonais, as quais fazem parte dos giros Tropicais e Equatoriais. Ao Norte do Equador, a Corrente Norte Equatorial (CNE) separa o Giro Subtropical do Atlântico Norte do Giro Tropical, enquanto que a Contra Corrente Norte Equatorial (CCNE) serve de limite entre o Giro Tropical e o Giro Equatorial; mais ao Sul, a Corrente Sul Equatorial (CSE) separa o Giro Equatorial do Giro Subtropical do Atlântico Sul. Com a Corrente do Atlântico Sul localizando-se aproximadamente ao longo do Paralelo 40° S (Stramma & Peterson, 1990), e com a Corrente de Benguela deixando a costa da África entre cerca de 30-35° S, verifica-se que o Giro Sutropical Atlântico possui uma forma bem mais triangular do que o seu correspondente do hemisfério Norte, alcançando profundidades de 500 a 1000 m (Peterson & Stramma, 1991).

Enquanto que a CNE se apresenta como um fluxo relativamente largo e contínuo, a CSE é aparentemente formada por três ramos zonais, separados por contra-correntes de intensidades relativamente fracas (Stramma, 1991; Silveira *et al.*, 1994).

A CSE é a mais forte e mais constante das duas correntes equatoriais Oeste, e normalmente estende-se para Norte do equador para convergir com a CNE em aproximadamente 7° N e 30° W. Molinari (1982) descreve a CSE como sendo formada por três bandas no Atlântico Sul, separadas pela Sub-Corrente Sul Equatorial (SCSE) e pela Contra-Corrente Sul Equatorial (CCSE). A parcela de fluxo situada ao Norte da SCSE é denominada de CSE Norte (CSEN); a porção situada entre a SCSE e CCSE é denominada CSE Central (CESC), enquanto que o fluxo situado ao Sul da CCSE é conhecida por CSE Sul (CSES). Como a corrente CSEN é ainda separada pela Sub-Corrente Equatorial (SCE), o autor faz referência ao fluxo entre a SCE e a SCSE como CSE Equatorial (CSEE), guardando a denominação CSEN apenas à porção situada ao Norte do Equador (Stramma & Schott, 1999).

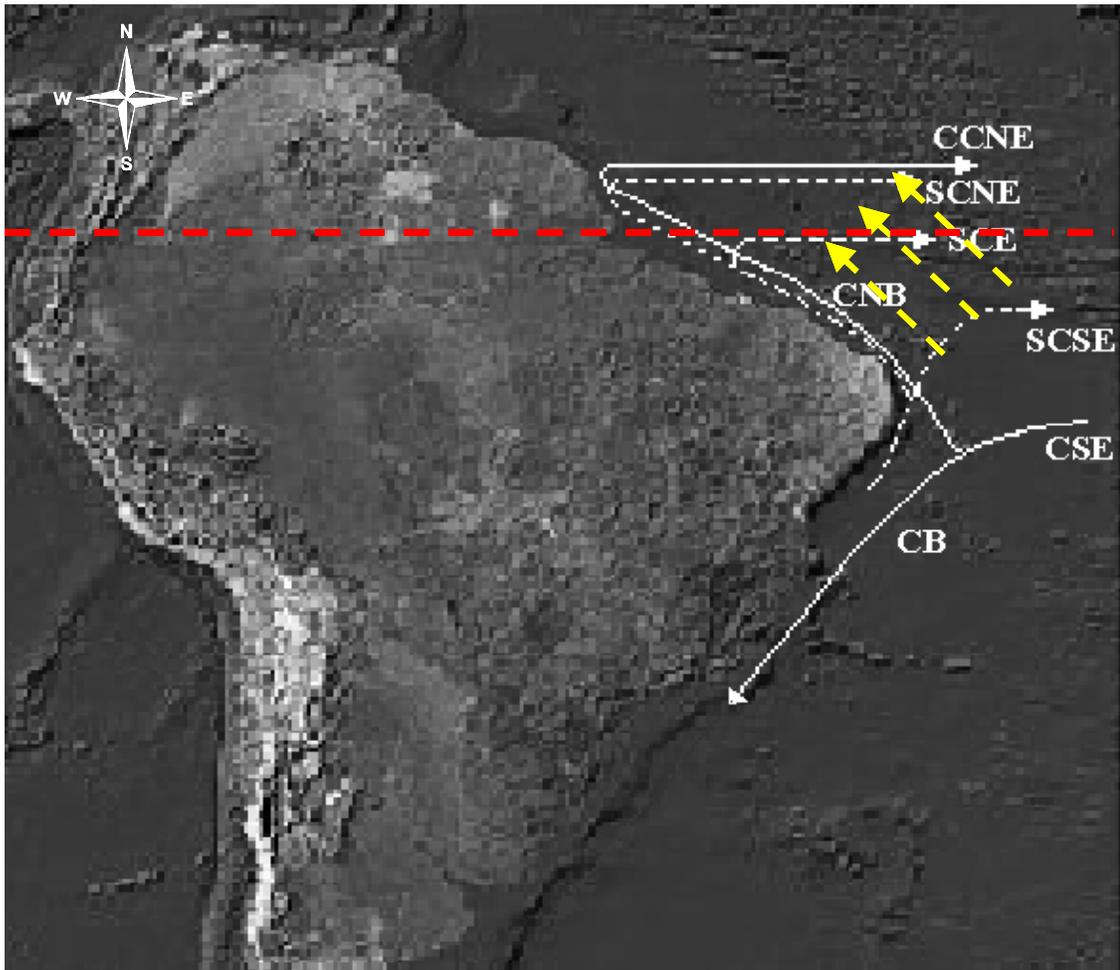
No que se refere à porção Oeste do Atlântico Tropical situada ao Sul do Equador, a circulação próxima à superfície é caracterizada por um fluxo principal na direção Oeste via CSE, que transporta massas d'água com teores sub-superficiais de salinidade e oxigênio parecidos com aqueles encontrados nas águas da região Leste do Atlântico Sul (Reid, 1989). Próximo aos limites de Oeste, este fluxo divide-se em duas porções: uma dirige-se ao Norte, alimentando o fluxo a corrente de fronteira Oeste da Corrente Norte do Brasil (CNB), e a outra porção, dirigindo-se ao Sul, alimentará a Corrente do Brasil (CB), fazendo o papel de uma das componentes do Giro Subtropical do Atlântico.

A estrutura vertical da corrente de fronteira de Oeste ao longo da costa brasileira entre 5-10° S (no caso, CNB) é caracterizada pela existência de uma sub-corrente com uma intensidade média de 80 cm s⁻¹ em seu núcleo principal situado a cerca de 200 m. de profundidade (Schott & Böning, 1991; Silveira *et al.*, 1994; Schott *et al.*, 1995 e 2002). A existência desta estrutura pode em parte ser explicada pelo fato do transporte de Ekman na região tropical Oeste (não apenas do Atlântico, mas de ambos os oceanos) encontrar-se em oposição ao fluxo geostrófico, resultando numa situação típica de ressurgência. Neste caso, desenvolve-se um gradiente de pressão superficial que induz teoricamente um transporte na direção dos pólos, resultante do desnível isopicnal. Esta forçante, por sua vez é compensada pela presença de um gradiente sub-superficial, mas na direção oposta, gerando, portanto, um transporte sub-superficial na direção do Equador.

Schott *et al.* (1995), utilizaram dados de Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) embarcado e de Conductivity Temperature Depth (CTD) para estimar a circulação superficial na região Atlântica Tropical Oeste durante a primavera de 1994, no hemisfério sul. Estes estudos permitiram verificar que, próximo à superfície (acima da isopicna $\sigma_\theta = 24,5$), os aportes ao sistema de correntes de fronteira são predominantemente originados das baixas latitudes. De fato, os registros indicam que do fluxo de 14 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) que cruza o Equador transportados pela CNB, apenas 2 Sv são originados ao Sul de 5° S , enquanto que 12 Sv provêm do Leste entre $1^\circ - 5^\circ \text{ S}$, trazidos pela CSE. Após cruzar o Equador, nas proximidades do Meridiano 44° W , verificou-se ainda que apenas uma menor porção é retroflectada e retorna na direção Leste, uma vez que foi registrado um transporte 12 Sv ao longo da fronteira continental.

Em contrapartida, a análise dos dados obtidos na porção sub-superficial (no intervalo $24,5 < \sigma_\theta < 26,8$), verificou-se que as fontes principais que alimentam a circulação equatorial Oeste são provenientes de regiões de alta latitude no Atlântico Sul; enquanto é registrado apenas um aporte de 3 Sv proveniente do Leste entre $3^\circ - 5^\circ \text{ S}$ via CSE, verificou-se um aporte de cerca de 10 Sv de águas do Atlântico Sul originadas abaixo da latitude 10° S . Por fim, e contrariamente ao observado nas camadas mais superficiais, verifica-se que o transporte total de 14 Sv que chega ao Equador através da porção sub-superficial da CNB (ou SCNB) é quase que inteiramente retroflectado, alimentando basicamente a Sub-corrente Equatorial (SCE) que se propaga em direção à Leste (Figura 3).

Schott *et al.* (1998) estimaram o ciclo anual do transporte da CNB na camada oceânica compreendida entre as profundidades 0 – 600 m, nas coordenadas 44° W e ($0^\circ - 5^\circ \text{ N}$), a partir das médias mensais de medições de fundeios realizados por diferentes instituições de diversos países no período 1989-1996 dentre elas instituições alemãs, francesas e americanas. Neste caso, obteve-se um valor médio de transporte da CNB para todo o ciclo da ordem de 27,5 Sv e com velocidade média de transporte no período correspondente ao verão de 0,294 m/s e de 0,350 m/s para o correspondente ao inverno, sendo neste 20% mais intenso. Neste mesmo trabalho, o ciclo anual do transporte da CSE+SCNB no perfil 35° W e ($0^\circ - 5^\circ \text{ S}$) entre as profundidades 0 – 1000 m apontam um valor médio de 40,2 Sv.



CSE – Corrente Sul Equatorial	CB – Corrente do Brasil
SCNE – Subcorrente Norte Equatorial	CNB – Corrente Norte do Brasil
SCSE – Subcorrente Sul Equatorial	CCNE – Contracorrente Norte do Brasil
SCE - Subcorrente Equatorial	-----> Vento Alísios
	- - - - - Linha do Equador

Figura 3. Representação gráfica simplificada das correntes oceânicas no Atlântico Equatorial Oeste.

3.3 - *Massas d'água*

Advincula (2000) apresenta, para uma área do Nordeste do Brasil (Pernambuco e Bahia), quatro massas d'água predominantes até a profundidade média de 700 m, sendo estas, da superfície para o fundo:

- *Água Tropical (AT)*, indo da superfície até cerca de 200 m, incluindo a camada misturada e a porção superior da termoclina;
- *Água Central do Atlântico Sul (ACAS)*, limitada pela AT e a profundidade de 650 m, aproximadamente;
- *Água Tropical Superficial (ATS)*, sendo parte da AT estava localizada a uma profundidade mediana de 82 m a partir da superfície;
- *Água de Máxima Salinidade (AMS)*, esta também fazendo parte da AT estava limitada na parte superior pela ATS e na inferior pela profundidade mediana de 121 m.

As duas últimas são subdivisão da AT e se apresentam permanentemente na região estudada pelo autor que as considerou como massas distintas.

4 - MATERIAL E MÉTODOS

4.1 – *Caracterização experimental*

Os dados utilizados neste estudo foram obtidos das campanhas oceanográficas do Programa REVIZEE - NE I a IV, realizadas com o Navio Oceanográfico (NOc.) Antares (Figura 4), da Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil (DHN/MM). Estes cruzeiros foram programados de acordo com critérios de sazonalidade. A Tabela 1 mostra um sumário das campanhas com o respectivo período do ano, estação sazonal e pluviometria.

Tabela 1. Campanhas REVIZEE/SCORE NE.

<i>Campanha</i>	<i>Período</i>	<i>Estação Sazonal</i>	<i>Pluviometria</i>	<i>Estações de Coleta</i>
NE – I	Julho a setembro de 1995	Inverno austral	Chuvoso	Figura 5a
NE – II	Janeiro a março de 1997	Verão austral	Seco	Figura 5b
NE – III	Abril a junho de 1998	Outono austral	Chuvoso	Figura 5c
NE – IV	Outubro a dezembro de 2000	Primavera austral	Seco	Figura 5d

Como o estudo se concentrou na área oceânica do banco Aracati, consideraram-se apenas as estações que se alinhavam transversal e longitudinalmente ao mesmo, conforme apresentado nas Figuras 5a – d.

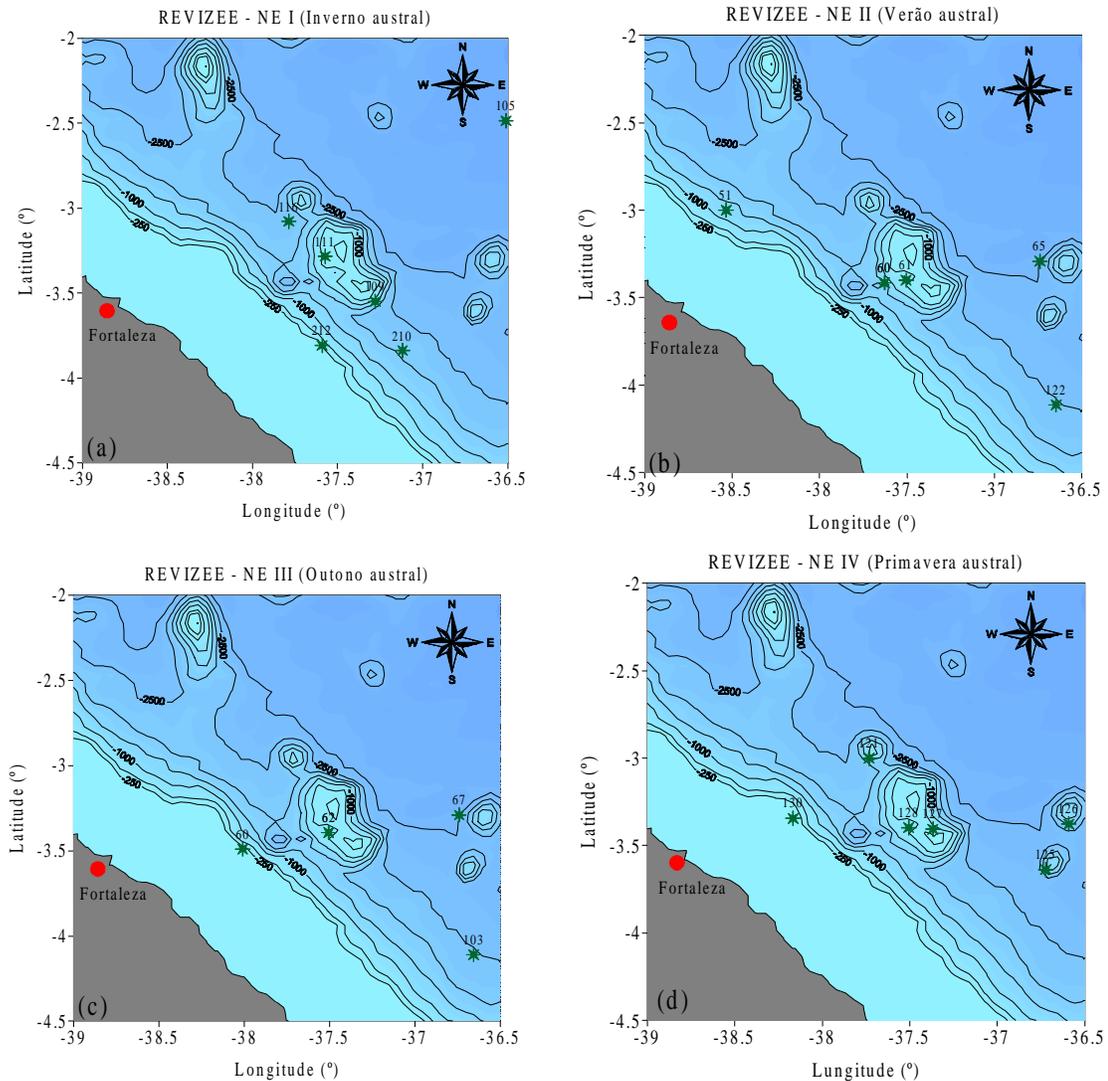


Figura 4. Navio Oceanográfico Antares da Marinha do Brasil.

4.1.1 – Obtenção dos dados termodinâmicos e meteorológicos

Os dados termodinâmicos foram obtidos por meio de um perfilador CTD (marca Sea-Bird Electronics Inc.) que registra a condutividade, temperatura e profundidade durante a descida e subida do instrumento. Seus sensores são calibrados com o auxílio de amostras de água padronizadas. As informações obtidas foram compiladas em intervalos de 5 m de profundidade, descartando-se os primeiros 5 m por conter erros de leituras. A densidade é calculada automaticamente pelo CTD, a partir dos valores de T/S, corrigindo-se os efeitos de compressibilidade do fluido. Uma vez que as profundidades das estações, geralmente, não coincidiam em uma mesma profundidade se convencionou a profundidade máxima neste estudo de 800 m.

Foram utilizados os dados de vento (direção e intensidade) obtidos pelo anemômetro do NOc. Antares. As alturas e períodos de onda foram registrados por observadores de bordo e registrados em planilhas. Estes foram usados na caracterização dos parâmetros interfaciais presentes nos instantes das coletas.



Figuras 5a – d. Estações de coleta do programa REVIZEE – NE I a IV na sub-região do banco Aracati.

A partir dos dados disponíveis para o banco Aracati, cujas estações foram distribuídas de acordo com a Figura 5, definiram-se transectos transversais e longitudinais levando-se em conta a sazonalidade. Visando uma melhor análise dos dados, foram tomadas as estações de coleta mais alinhadas com uma destas direções preferenciais para cada época do ano. Em seguida, estes dados foram compilados para a elaboração de planos verticais de temperatura e salinidade. Os valores de densidade serviram de base para a elaboração dos gráficos de massas d'água que serão mostrados nos resultados.

4.1.2 – Determinação das massas d'água

Os perfis de CTD foram utilizados na elaboração de diagramas T/S que, por sua vez, permitiram a identificação das massas d'água da região. A partir desses dados foi possível à elaboração de perfis de temperatura, salinidade e diagramas T/S para a análise de massas d'água, preconizada por Barnier *et al.* (2001), que estudou as massas d'água na região de retroflexão da CNB, conforme descrito na Tabela 2.

Tabela 2. Medidas de densidade para as principais massas d'água na região do banco Aracati.

<i>Valores obtidos segundo Barnier et al. (2001)</i>		
<i>Medidas de σ_t</i>	<i>Massas D'águas</i>	<i>Medidas de Profundidades</i>
$\sigma_\theta < 24,500$	Água Tropical	0 – 75 m
$24,500 < \sigma_\theta < 27,125$	Água Central do Atlântico Sul	75 – 450 m
$27,125 < \sigma_\theta < 27,450$	Água Intermediária Antártica	450 – 1000 m
$27,450 < \sigma_\theta$	Água Profunda do Atlântico	Abaixo de 1000 m

4.1.3 – Distribuição espacial da clorofila-a na área do banco Aracati

A fim de fornecer subsídios para o mapeamento de possíveis áreas de enriquecimento mineral nas proximidades do banco Aracati, elaboraram-se cartas de distribuição espacial da clorofila-a nessa região. Os dados foram obtidos do trabalho de Becker (2001) onde se escolheu os dados das campanhas próximas da região do banco Aracati. As coletas foram realizadas através de garrafas oceanográficas do tipo Niskin, acopladas a uma rosete e coletadas em três níveis de profundidade: 100%, 50% e 1% de penetração da luz para os períodos de primavera austral, verão austral e outono austral. Infelizmente não foi possível obter informações de concentração de clorofila-a para o período de inverno austral. Estas foram analisadas espectrofotometricamente, utilizando-se a técnica descrita por Strickland & Parsons (1968), e fluorimetricamente, de acordo com a técnica de Yentsch & Menzel (1963). Estes trabalhos encontram-se descritos no trabalho de Becker (2001).

4.1.4 – Determinação da Camada de Barreira (CB)

A camada de mistura oceânica é caracterizada por uma situação de quase homogeneidade vertical, onde são verificadas apenas pequenas variações de temperatura, salinidade e densidade. Esta uniformidade é, em grande parte, resultado da mistura provocada pela produção, tanto de energia cinética turbulenta, via cisalhamento eólico interfacial, quebra de ondas de gravidade, cisalhamento do campo de correntes existentes, etc., quanto de energia potencial; esta última traduzida pelo fluxo de flotabilidade ligado às mudanças de densidade do meio resultante dos balanços de calor e de água doce.

Geralmente a picnoclina coincide com a haloclina e com a termoclina. Trabalhos pretéritos (Defant, 1961; Elliott, 1974, entre outros) e recentes (Delcroix *et al.*, 1987; Lukas & Lindstrom, 1991 e Advincula, 2000, entre outros) chamam a atenção para a existência de diferenças entre as profundidades das camadas isosalinas e isotérmicas superiores nos Oceanos Atlântico e Pacífico. Na maioria dos casos, observa-se a presença de uma haloclina mais rasa do que a termoclina, quando a mudança brusca nos perfis de salinidade se faz refletir na distribuição vertical de densidade. As diferenças entre estas duas profundidades são comumente referenciadas por Camada de Barreira (CB), fazendo alusão a um possível bloqueio (ou redução) da difusão vertical de calor e energia na camada superior bem misturada dos oceanos.

Para o cálculo da CB, primeiramente, foi calculada a profundidade da camada misturada (Z_{mix}), que consiste na camada onde se verifica uma relativa homogeneidade da água, condição obtida pelo histórico dos processos de mistura (Brainerd & Gregg, 1995). A determinação desta profundidade obedece ao critério da densidade potencial (σ_t, Z_{mix}), ou seja:

$$\sigma_{t, Z_{mix}} = \sigma_{t,0} + \Delta T \frac{\partial \sigma_t}{\partial T} \quad (1)$$

onde:

$\sigma_{t, Z_{mix}}$ – densidade potencial (kg m^{-3});

$\sigma_{t,0}$ – densidade superficial (kg m^{-3});

$\Delta T = 0,5^\circ \text{C}$ – variação incremental de temperatura.

O termo $\frac{\partial \sigma_t}{\partial T}$, a derivada da densidade sobre a temperatura ($\text{kg m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) é igual ao produto do coeficiente de expansão térmica da água pela sua densidade, isto é:

$$\frac{\partial \sigma_t}{\partial T} = \alpha \cdot \rho \quad (1a)$$

Substituindo a equação (1a) em (1), tem-se que:

$$\sigma_{t,Z_{mix}} = \sigma_{t,0} + \Delta T(\alpha \cdot \rho) \quad (2)$$

A Tabela 3 resume os resultados dos coeficientes de expansão térmica obtidos de estudos feitos por Blank (1999).

Tabela 3. Parâmetros físicos da água do mar de acordo com Blank (1999).

<i>Temperatura (°C)</i>	15	20	25	30
<i>Densidade (kg m⁻³)</i>	1025,99	1024,78	1023,37	1021,75
<i>Expansão Volumétrica: V' (m³ kg⁻¹ K⁻¹)</i>	—	0,249 x 10 ⁻⁶	0,289 x 10 ⁻⁶	—
<i>*Coeficiente de Expansão Térmica: α (K⁻¹)</i>	—	0,000255	0,000296	—

$$* \alpha = V' \rho$$

A profundidade da camada isotérmica foi determinada através da temperatura superficial menos a variação incremental de temperatura (em outras palavras, $T_{isot} = T_0 - 0,5^\circ \text{C}$). A partir dos dados dos perfis verticais, verifica-se qual a cota de profundidade que está associada com esta temperatura (T_{isot}); esta cota é denominada Z_{isot} , ou seja, a profundidade da camada isotérmica.

De posse das profundidades das camadas misturada (Z_{mix}) e isotérmica (Z_{isot}), pode-se então calcular a camada de barreira através da equação abaixo:

$$CB = Z_{isot} - Z_{mix} \quad (3)$$

onde:

CB – Camada de Barreira (m).

4.1.5 – Forçantes interfaciais e Energia Cinética Turbulenta (ECT)

A ação do vento na interface oceano-atmosfera provoca cisalhamento no fluido que pode ser estimado levando-se em conta expressões semi-empíricas do tipo coeficiente de arrasto (C_D) (ex: Pond & Pickard, 1983), como descrito abaixo:

$$\tau_\eta = C_D \cdot \rho_{\text{air}} \cdot V^2 \quad (4)$$

onde:

τ_η – tensão de cisalhamento devida à ação do vento (Pa);

C_D – coeficiente de arrasto (adimensional);

ρ_{air} – densidade média do ar ($\approx 1,17 \text{ kg m}^{-3}$);

V – velocidade do vento (m s^{-1}).

Utilizou-se da média de dois coeficientes adimensionais, a e b , para obter o coeficiente de arrasto. Estas médias foram calculadas por Advincula (2000) em um estudo dos processos físicos e químicos de uma parte da região oceânica adjacente ao Brasil localizada entre Recife (PE) e Salvador (BA). Estes coeficientes foram empregados na seguinte formulação:

$$C_D = 2(a + bV) \quad (5)$$

onde:

$$a = 7,75 \times 10^{-4};$$

$$b = 6,6 \times 10^{-5}.$$

No cálculo da velocidade friccional no meio líquido foi admitida a continuidade do cisalhamento interfacial, através da seguinte formulação:

$$U^* = \sqrt{\frac{\tau_\eta}{\rho_{\text{água}}}} \quad (6)$$

onde:

U^* – velocidade de fricção no meio líquido (m s^{-1});

$\rho_{\text{água}}$ – densidade superficial da água do mar (kg m^{-3}).

Os dados de período e amplitude das ondas superficiais foram estimados usando formulações propostas por Stewart (1967) para obter valores com maior confiabilidade, uma vez que os dados de período e amplitude das ondas foram obtidos através de observadores, enquanto que os dados de ventos, por aparelhos. Estas formulações têm gerado informações mais precisas acerca dos parâmetros característicos de ondas superficiais equivalentes, em função da velocidade do vento (Advincula, 2000).

Por esta razão, este trabalho considerou as seguintes equações para a modelização das ondas superficiais equivalentes:

$$a = \frac{0,1 V^2}{g} \quad (7)$$

$$T = \frac{2\pi V}{g} \quad (8)$$

$$k = \frac{g}{V^2} \quad (9)$$

onde:

a – amplitude de onda (m);

T – período de onda (s);

k – número de onda (m^{-1});

g – aceleração da gravidade ($9,81 m s^{-2}$).

A energia cinética orbital (E_{orb}) foi calculada a partir da velocidade orbital da onda, a qual pode ser obtida a partir da estimativa de sua frequência intrínseca, ou seja:

$$\omega = \frac{2\pi}{T} \quad (10)$$

onde:

ω – frequência intrínseca da onda (s^{-1});

Após o cálculo de ω , pode-se determinar a energia cinética orbital:

$$E_{orb} = (\omega \cdot a)^2 \quad (11)$$

Analisando a ECT produzida pelo cisalhamento do vento na interface oceano-atmosfera, pode-se observar que esta foi calculada baseada em uma analogia da Lei de Parede (Versteeg & Malalasekera, 1995), onde é constatado um balanço entre produção e dissipação de ECT na região logarítmica da camada limite oceânica. Dessa forma, tem-se:

$$E_v = \frac{(U^*)^2}{\sqrt{C_\mu}} \quad (12)$$

onde:

E_v – ECT produzida pelo cisalhamento eólico ($m^2 s^{-2}$);

C_μ – coeficiente de difusividade (0,09).

Durante algum tempo a expressão (12), que considera apenas a energia resultante do cisalhamento eólico (E_v), foi bastante usada para a quantificação da ECT total na superfície. No entanto, trabalhos teóricos e experimentais recentes (incluindo medições *in situ* e em laboratório) mostram a existência de uma “fonte extra” de ECT mais importante do que as demais já definidas (Gargett, 1989). Esta “fonte extra” é resultante do fenômeno da quebra de ondas de gravidade superficiais, ou mesmo de possíveis efeitos de natureza rotacional no movimento orbital (Maurel *et al.*, 1997).

Ao considerar esta nova fonte de ECT, foi utilizada a formulação proposta por Araújo *et al.* (2001), que leva em conta dados obtidos em campo e através de ensaios de laboratório. Esta formulação é descrita matematicamente por:

$$E_{wb} = 0,12(\omega \cdot a)^2 = 0,12E_{orb} \quad (13)$$

onde:

E_{wb} – ECT produzida pela quebra de ondas de gravidade superficiais ($m^2 s^{-2}$).

Portanto, a ECT total foi calculada como:

$$E_{total} = E_v + E_{wb} \quad (14)$$

4.2 – O modelo matemático Princeton Ocean Model - POM

Dentre os modelos numéricos hidrodinâmicos adequados para esse tipo de aplicação, um dos mais testados e utilizados pela comunidade científica é o *Princeton Ocean Model* (POM). Trata-se de um modelo baseado nas equações primitivas de quantidade de movimento de um fluido newtoniano. O código do POM, hoje pertencente ao domínio público, foi desenvolvido na década de 80 por Blumberg & Mellor (1987), no Geophysical Fluid Dynamic Laboratory (GFDL) da Universidade de Princeton. No Brasil o POM tem sido utilizado por um grupo cada vez maior de usuários, incluindo o Laboratório de Modelagem dos Oceanos (LABMON), do IOUSP e o Laboratório de Oceanografia Física Estuarina e Costeira – LOFEC da UFPE.

Em sua forma completa, o POM é um modelo tridimensional que integra as equações primitivas de Reynolds discretizadas pelo método das diferenças finitas. Horizontalmente as equações são integradas de forma explícita, enquanto que a integração vertical se processa de forma implícita. Essas equações tanto servem para representar campos de velocidades, como distribuições espaciais de temperatura e salinidade. Uma característica fundamental do POM é a utilização da coordenada vertical “sigma” (fração da profundidade local), o que permite considerar tanto a superfície quanto o fundo como superfícies coordenadas e curvilínea na horizontal (Figura 6). As diferenças também são explícitas na horizontal e implícitas na vertical o que elimina a restrição temporal vertical e permite o uso de uma resolução mais fina nas camadas de Ekman de superfície e de fundo. Essa característica o torna particularmente adequado para a modelagem de regiões com forte gradiente batimétrico, como o caso dos BCNB.

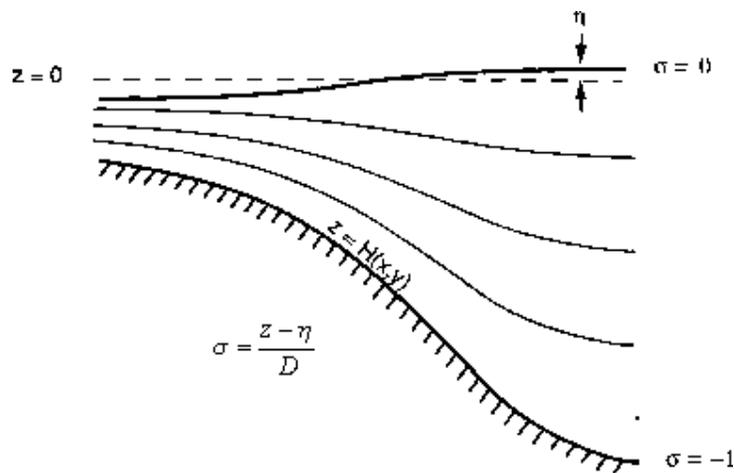


Figura 6. Coordenadas sigma.

O sistema de coordenadas sigma é dado por:

$$x^* = x; \quad y^* = y; \quad \sigma = \frac{z - \eta}{D}; \quad t^* = t \quad (15)$$

onde:

x, y, z – coordenadas cartesianas;

t – tempo;

D – profundidade local;

η – elevação da superfície.

4.2.1 – Equações básicas do modelo

Neste estudo, o eixo x é considerado perpendicular à costa e em direção Nordeste; o eixo y é paralelo a linha de costa e em direção Noroeste, enquanto que o eixo vertical z se encontra perpendicular à superfície média da área de estudo.

Das equações que compõem o modelo destacam-se cinco, que são:

- Equação da continuidade

$$\frac{\partial U}{\partial x^*} + \frac{\partial V}{\partial y^*} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (16)$$

- Conservação de quantidade de movimento

$$\frac{\partial U}{\partial t^*} + U \frac{\partial U}{\partial x^*} + V \frac{\partial U}{\partial y^*} + W \frac{\partial U}{\partial z} - fV = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x^*} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial U}{\partial z} \right) + F_{x^*} \quad (17)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t^*} + U \frac{\partial V}{\partial x^*} + V \frac{\partial V}{\partial y^*} + W \frac{\partial V}{\partial z} + fU = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y^*} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial V}{\partial z} \right) + F_{y^*} \quad (18)$$

$$\rho g = -\frac{\partial P}{\partial z} \quad (19)$$

- Equação de estado

$$\rho = \rho(S, \theta, P) \quad (20)$$

- Conservação da temperatura potencial

$$\frac{\partial \theta}{\partial t^*} + U \frac{\partial \theta}{\partial x^*} + V \frac{\partial \theta}{\partial y^*} + W \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + F_{\theta^*} \quad (21)$$

- Conservação da salinidade

$$\frac{\partial S}{\partial t^*} + U \frac{\partial S}{\partial x^*} + V \frac{\partial S}{\partial y^*} + W \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right) + F_{S^*} \quad (22)$$

sendo:

U, V - velocidades horizontais (m s^{-1});

W - velocidade vertical (m s^{-1});

f - parâmetro de Coriolis (s^{-1});

ρ_0 - densidade de referência (kg m^{-3});

ρ - densidade *in situ* (kg m^{-3});

P - pressão (N m^{-2});

K_M - coeficiente de viscosidade turbulenta vertical ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$);

K_H - coeficiente de difusividade turbulenta vertical de calor e sal ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$);

g - aceleração da gravidade (m s^{-2});

θ - temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$);

S - salinidade (ups).

Os movimentos que ocorrem em escalas menores que o espaçamento da malha de resolução, são determinados pelos termos:

$$F_{x^*} = \frac{\partial}{\partial x^*} \left(2A_M \frac{\partial U}{\partial x^*} \right) + \frac{\partial}{\partial y^*} \left[A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y^*} + \frac{\partial V}{\partial x^*} \right) \right] \quad (23)$$

$$F_{y^*} = \frac{\partial U}{\partial x^*} \left[A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y^*} + \frac{\partial V}{\partial x^*} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y^*} \left(2A_M \frac{\partial V}{\partial y^*} \right) \quad (24)$$

$$F_{\theta^*, S^*} = \frac{\partial}{\partial x^*} \left[A_H \frac{\partial}{\partial x^*} (\theta, S) \right] + \frac{\partial}{\partial y^*} \left[A_H \frac{\partial}{\partial y^*} (\theta, S) \right] \quad (25)$$

onde:

A_M - coeficiente de viscosidade turbulenta horizontal ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$);

A_H - coeficiente de difusão turbulenta horizontal de calor e sal ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$).

Definidos pela formulação de *Smagorinsky*:

$$A_M = C_{SMA} \Delta x \Delta y \left[\left(\frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (26)$$

$$A_M = \frac{A_H}{\sigma_M} \quad (27)$$

onde:

$C_{SMA} \cong 0,05$ - constante de difusividade de *Smagorinsky*;

Δx e Δy - dimensões horizontais da célula de integração numérica;

σ_M - número de *Prandtl* turbulento.

Quando transformadas para o sistema de coordenadas sigma as equações anteriores tomam a seguinte forma:

- Equação da continuidade

$$\frac{\partial}{\partial x}(DU) + \frac{\partial}{\partial y}(DV) + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \quad (28)$$

- Conservação da quantidade de movimento

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t}(UD) + \frac{\partial}{\partial x}(U^2 D) + \frac{\partial}{\partial y}(UVD) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(U\omega) - fVD + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right) - \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \left(\frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right) \right] d\sigma' + F_x \end{aligned} \quad (29)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t}(VD) + \frac{\partial}{\partial x}(UVD) + \frac{\partial}{\partial y}(V^2 D) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(V\omega) + fUD + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} = \\ & \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) - \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[\frac{\partial \rho'}{\partial y} - \left(\frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right) \right] d\sigma' + F_y \end{aligned} \quad (30)$$

- Conservação da temperatura potencial

$$\frac{\partial}{\partial t}(\theta D) + \frac{\partial}{\partial x}(\theta UD) + \frac{\partial}{\partial y}(\theta VD) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(\theta \omega) = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_H}{D} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \right) + F_{\theta} \quad (31)$$

- Conservação da salinidade

$$\frac{\partial}{\partial t}(SD) + \frac{\partial}{\partial x}(SUD) + \frac{\partial}{\partial y}(SVD) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(S\omega) = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) + F_S \quad (32)$$

e as novas contribuições difusivas definidas como:

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} \left(2A_M D \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_M D \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] \quad (33)$$

$$F_y = \frac{\partial U}{\partial x} \left[A_M D \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left(2A_M \frac{\partial V}{\partial y} \right) \quad (34)$$

$$F_{\theta,s} = \frac{\partial}{\partial x} \left[DA_H \frac{\partial}{\partial x} (\theta, S) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[DA_H \frac{\partial}{\partial y} (\theta, S) \right] \quad (35)$$

Neste novo sistema, ω corresponde a velocidade perpendicular a superfície sigma, definido por:

$$\omega = W - U\sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} - V\sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} - \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial t} \right) \quad (36)$$

O modelo POM também contém um sub-modelo de fechamento turbulento, que tem por objetivo representar, de uma forma mais realista, as camadas de fundo e superfície. Sendo suas equações:

- Equação da energia cinética turbulenta

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(q^2 D) + \frac{\partial}{\partial x}(Uq^2 D) + \frac{\partial}{\partial y}(Vq^2 D) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(\omega q^2) &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2}{\partial \sigma} \right) \\ + \frac{2K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \tilde{\rho}}{\partial \sigma} - \frac{2Dq^3}{B_1 l} + F_{q^2} \end{aligned} \quad (37)$$

- Equação da turbulência em macro escala

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(q^2 l D) + \frac{\partial}{\partial x}(Uq^2 l D) + \frac{\partial}{\partial y}(Vq^2 l D) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(\omega q^2 l) &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_q}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} (q^2 l) \right] \\ + l E_1 \left\{ \frac{2K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + E_3 \frac{g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \tilde{\rho}}{\partial \sigma} \right\} - \frac{Dq^3}{B_1 l} \tilde{W} + F_{q^2 l} \end{aligned} \quad (38)$$

considerando:

$$\frac{\partial \tilde{\rho}}{\partial \sigma} \equiv D \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{1}{c_s^2} \frac{\partial P}{\partial z} \right) \quad (39)$$

c_s = velocidade de propagação do som na água (m s^{-1}), e

$$F_{q^2, q^2l} = \frac{\partial}{\partial x} \left[DA_H \frac{\partial}{\partial x} (q^2, q^2l) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[DA_H \frac{\partial}{\partial y} (q^2, q^2l) \right] \quad (40)$$

$$(L)^{-1} \equiv (\eta - z)^{-1} + (H + z)^{-1} \quad (41)$$

$$\tilde{W} \equiv 1 + E_2 \left(\frac{l}{\kappa L} \right)^2 \quad (42)$$

onde:

q^2 - energia cinética turbulenta;

l - escala de comprimento turbulento;

\tilde{W} - função proximidade do contorno;

κ - constante de von Karman ($\kappa=0,4$);

F_{q^2, q^2l} = termos horizontais de mistura para q^2 e q^2l .

4.2.2 – Malhas horizontal e vertical

Para a malha horizontal, o modelo resolve as equações primitivas tridimensionais em uma malha do tipo Arakawa – C (Arakawa & Lamb, 1977) (Figura 7), conservando as quantidades linear e quadrática, massa e energia. A integração do tempo é dividida dentro de um modulo externo, barotrópico e 2D, com pequenos intervalos de tempo de integração e um modulo interno, baroclínico e 3D, com intervalos de tempo de integração superiores.

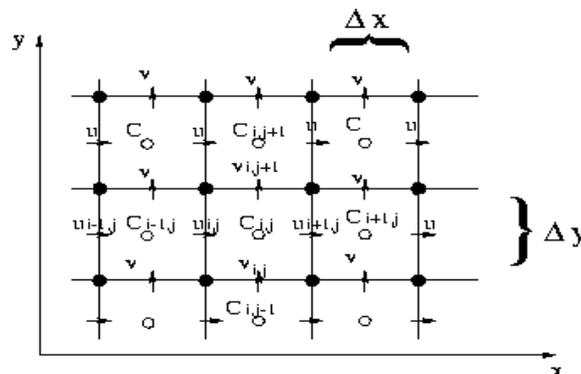


Figura 7. Malha Arakawa C.

As coordenadas geográficas com suas respectivas profundidades da malha foram retiradas a partir da carta náutica, número 700 (DHN, 1974). A distribuição da malha partiu do centro às laterais com espaçamento constantes entre os nós de cerca de 2 km.

Tomou-se como base para locação da malha na carta a isóbata de 1000 m que circunda o banco, sendo essa a profundidade de maior grau de inclinação em relação a profundidade média da região e, possivelmente, a profundidade que influencia nos mecanismos verticais de mistura. A dimensão total da malha foi de 160 km na direção paralela à linha da costa, e 120 km na direção perpendicular ao continente, perfazendo uma área total de 19200 km². O espaçamento entre os pontos foi constante no valor de 2 km, aproximadamente. O critério utilizado para a determinação das dimensões da malha horizontal foi baseado nas condições dos efeitos de simulação chamados, usualmente, de “eco” que é possível ocorrer quando a área de simulação (malha) é estreita.

Na determinação da malha vertical as camadas sigma foram distribuídas de modo exponencial, da superfície ao fundo. Esse tipo de distribuição permite refinar os resultados na camada vertical, em especial próximo da camada limite de superfície, caracterizada pela presença de gradientes mais importantes. Além do aspecto teórico, o interesse por este tipo de distribuição exponencial na vertical surgiu quando se observou que na maioria das simulações matemáticas em dinâmica de bancos oceânicos não se costumam representar corretamente estas regiões o que provavelmente interfere nos resultados. As profundidades correspondentes a cada ponto da malha foram obtidas dos registros contidos na referida carta náutica.

As malhas numéricas utilizadas nas simulações são representadas nas Figuras 8 e 9.

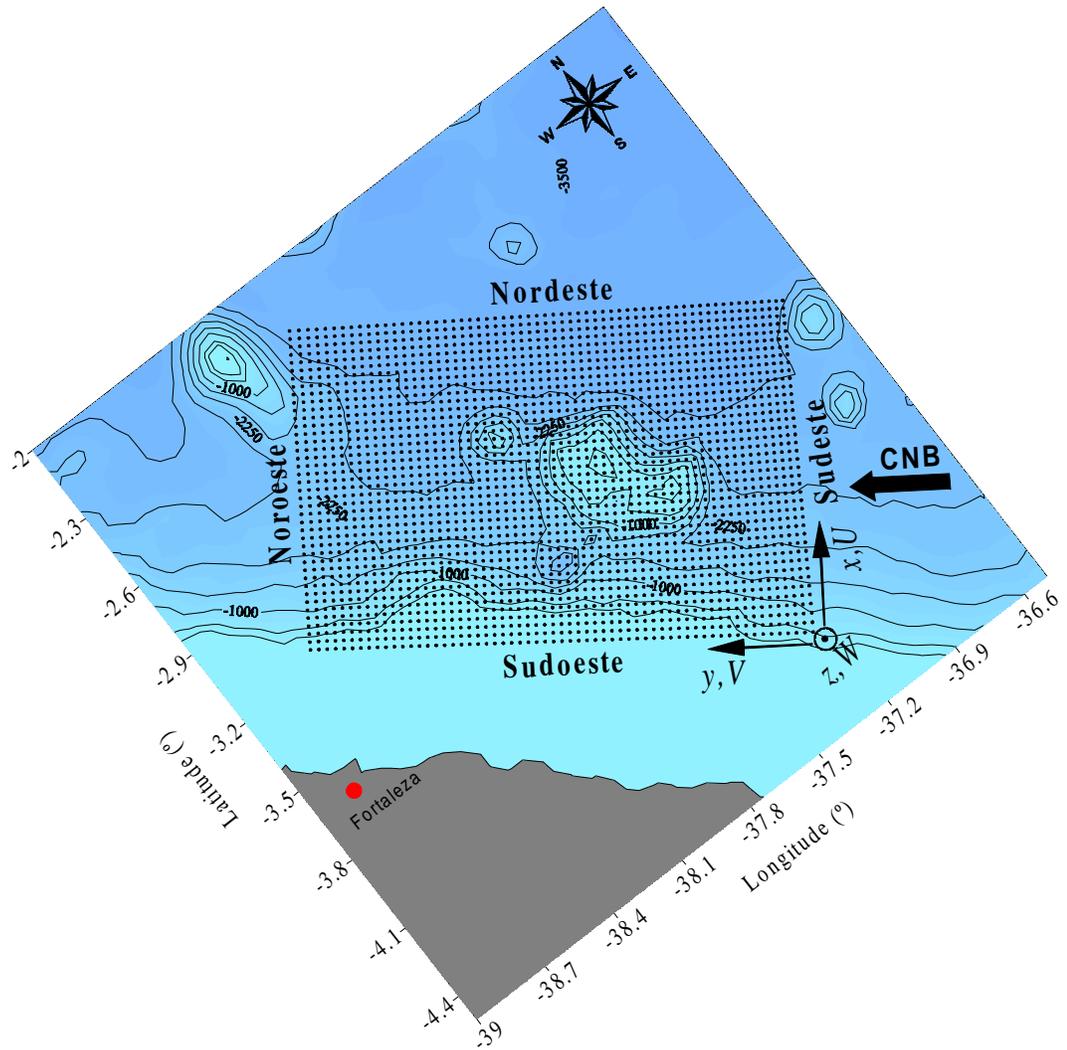


Figura 8. Vista horizontal da malha numérica utilizada nas simulações (41 nós em x e 61 nós em y), com indicação do sentido da CNB.

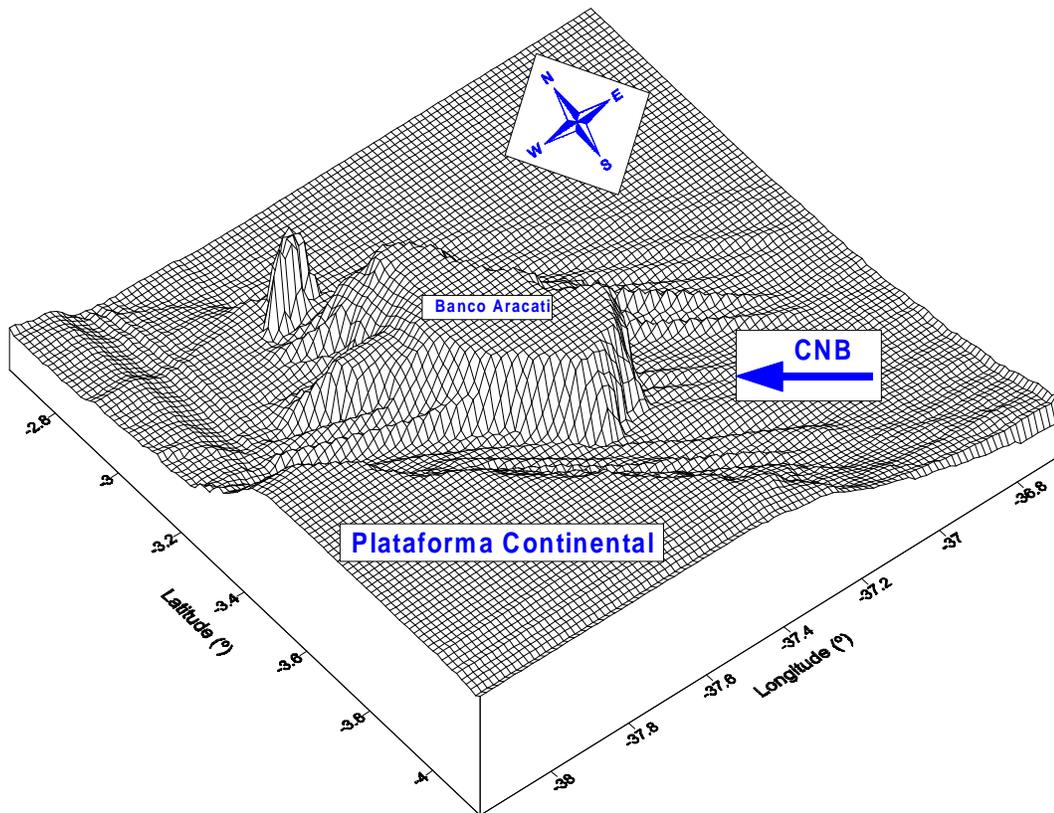


Figura 9. Vista tridimensional da malha numérica utilizada nas simulações, com indicação do sentido da CNB.

As 21 camadas verticais, em coordenada sigma foram distribuídas exponencialmente da superfície ao fundo conforme representado no perfil vertical paralelo à costa da Figura 10.

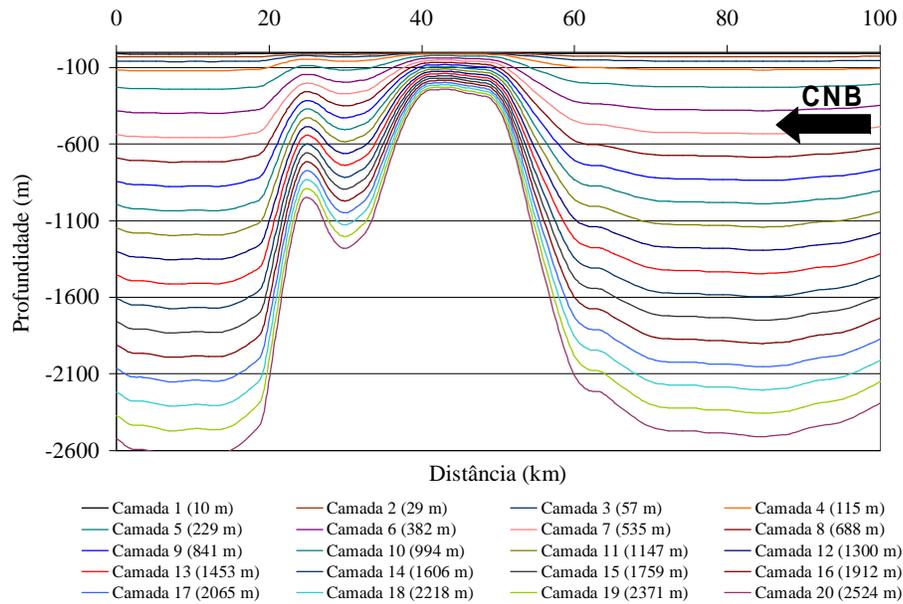


Figura 10. Distribuição vertical das camadas em coordenadas sigma sobre o banco Aracati.

4.2.3 – Cenários de simulação

As informações meteorológicas e descritivas da dinâmica da interface ar-líquido, associado à topografia dos bancos e a distribuição de temperatura e de salinidade da água, obtidas ao longo das campanhas de campo do Programa REVIZEE – NE, serviram de base para o estabelecimento dos cenários de simulação. Nesse caso, uma análise preliminar das propriedades termodinâmicas na área em estudo, permitiu verificar que as informações relativas à estação chuvosa (outono e inverno) poderiam ser agrupadas num único cenário, referenciado a seguir por inverno. Analogamente, os dados relativos aos períodos de primavera e verão foram agrupados para a representação numérica do cenário seco, chamando-se a seguir por verão.

A Figura 11 traz as estações de coleta agrupadas de acordo com os cenários de simulação supracitados.

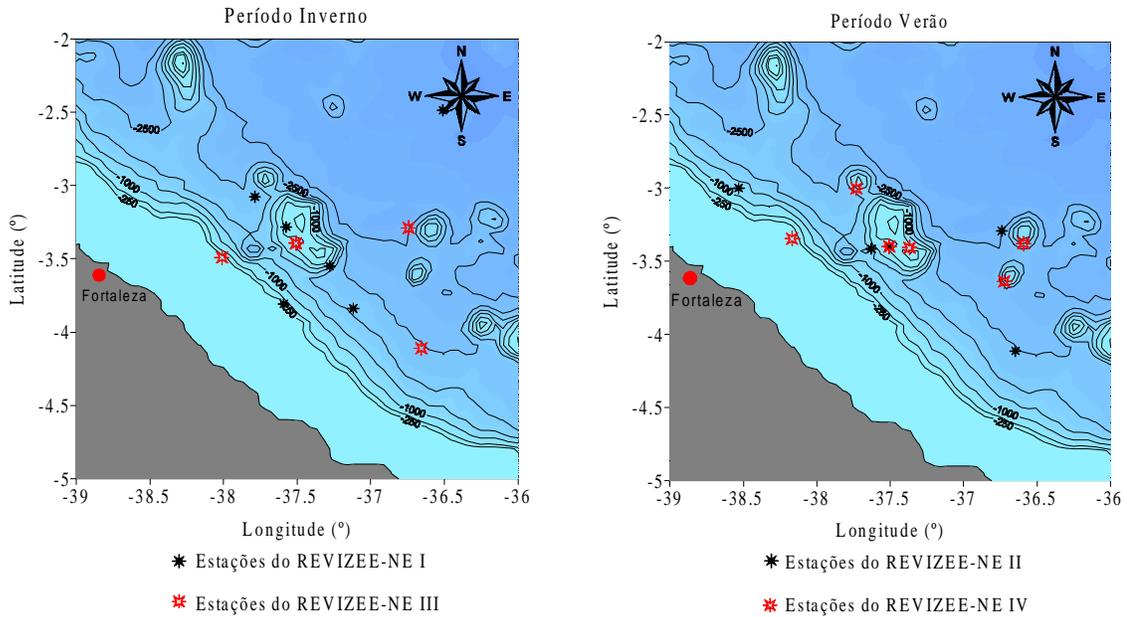


Figura 11. Campanhas do REVIZEE – NE agrupadas de acordo com o período do ano para as simulações numéricas.

4.2.4 - Condições iniciais

Para ambos os períodos de simulação, verão e inverno, o oceano numérico foi inicialmente considerado em repouso e utilizou-se de funções matemáticas simples (tipo: *ramp functions*) que permitiram a imposição progressiva das condições de contorno ao sistema (ver próximo item).

No momento inicial de simulação considerou-se uma condição de temperatura, salinidade e densidade obtida a partir dos dados de campo para os mesmos períodos.

As demais condições iniciais de simulação computacional do POM, bem como os valores iniciais utilizados nas simulações e as modificações feitas nas rotinas originais do código, para adaptá-lo às necessidades do trabalho, estão descritas no Apêndice 1.

4.2.5 – Condições de contorno

As condições de contorno utilizadas nas simulações foram escolhidas e testadas de forma a representar situações características dos períodos de inverno e verão, considerando-se os parâmetros descritos na Tabela 4. A velocidade da CNB, através da seção vertical Sudeste da malha, foi estimada a partir das informações contidas em Schott *et al.* (1998), que estudou a hidrografia da costa brasileira em diferentes seções transversais (35° W, 44° W entre outros), utilizando um LADCP (Lowered Acoustic Doppler Current Profiler).

Tabela 4. Parâmetros das condições de contorno.

Parâmetros	Período	
	Verão austral	Inverno austral
<i>Velocidade média da Corrente Norte do Brasil ($m s^{-1}$)</i>	0,294	0,350
<i>Tensão de cisalhamento médio do vento (Pa)</i>	$2,347 \times 10^{-4}$	$3,301 \times 10^{-4}$
<i>Fluxo interfacial médio de calor sensível ($Km s^{-1}$)</i>	$2,39 \times 10^{-6}$	$9,55 \times 10^{-7}$

Os valores de fluxo de calor foram obtidos a partir da base de DaSilva *et al.* (1995). As condições de contorno das componentes de cisalhamento do vento foram determinadas pela decomposição do vetor velocidade de vento, obtidos durante as campanhas oceanográficas do Programa REVIZEE-NE. A Tabela 5 descreve as condições utilizadas nos contornos horizontais Noroeste e Sudeste.

Nos limites Nordeste e Sudoeste do domínio de integração foram considerados as condições de simetria (von Neumann), com velocidade normal nula e fluxos nulos de temperatura, salinidade e velocidade longitudinal.

É importante registrar que todos os dados utilizados passaram por um processo de pré-tratamento visando sua adequação aos arquivos de dados de entrada do código numérico.

Com o intuito de fornecer uma visão geral do modelo, foi desenvolvido um esquema detalhando as etapas de processamento do mesmo (Apêndice 2). Maiores detalhes sobre o código numérico podem ser encontrados em Mellor (1998), entre outros.

Tabela 5. Descrições das condições de contornos horizontais Norte e Sul para as simulações na região do banco Aracati.

Modo	Limites horizontais	
	Noroeste	Sudeste
Externo	Fluxo normal e velo. tangencial nulos: $\frac{\partial V}{\partial y} = 0; U = 0$	Fluxo normal e velo. tangencial nulos: $\frac{\partial V}{\partial y} = 0; U = 0$
Interno (implícito)	Radiação: $\frac{\partial V}{\partial t} \pm c_i \frac{\partial V}{\partial y} = 0; c_i = \sqrt{gh}$	Radiação: $\frac{\partial V}{\partial t} \pm c_i \frac{\partial V}{\partial y} = 0; c_i = \sqrt{gh}$
Geral	Advecção montante (Upstream advection) $\frac{\partial \theta}{\partial t} + V \frac{\partial \theta}{\partial y} = 0$ $\frac{\partial S}{\partial t} + V \frac{\partial S}{\partial y} = 0$	Advecção montante (Upstream advection) $\frac{\partial \theta}{\partial t} + V \frac{\partial \theta}{\partial y} = 0$ $\frac{\partial S}{\partial t} + V \frac{\partial S}{\partial y} = 0$

4.2.6 – Configuração computacional

Os sistemas operacionais que são utilizados para compilação e execução do código do POM são derivados do UNIX™. Estes sistemas são atualmente estáveis e robustos, além de apresentarem pacotes de programas que facilitam o trabalho do usuário e do programador. Em geral, funcionam em máquinas com processadores de arquitetura 64-bits.

Com o passar dos anos, os computadores pessoais domésticos tiveram sua capacidade de processamento aumentada e o código do modelo POM foi adaptado para esta arquitetura, em sua grande maioria composta por máquinas com processadores de 32-bits, e que se utilizam sistemas operacionais UNIX like livremente distribuídos pela WEB™, sob licenças do tipo GPL™ (ex: freeBSD™ ou GNU/Linux™).

A versão do POM utilizada neste trabalho foi escrita em Fortran77™, recebendo atualizações das suas rotinas tanto em Fortran77™ como em Fortran90™.

O sistema operacional utilizado neste trabalho foi o Mandrake Linux 8.1™, com o compilador Fortran g77™ (GNU/Fortran™).

No Anexo A são apresentados os principais elementos do código computacional do POM quais sejam: principais variáveis, constantes e índices encontrados nas rotinas; bloco de *common*, arquivos de entrada, principais rotinas do código e arquivos de saída e impressão dos resultados gerados pelo programa.

5 – RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 – Caracterização Experimental

Nessa seção são apresentados e analisados os resultados desse trabalho. Da mesma forma que na metodologia, será dada inicialmente uma atenção aos dados experimentais, obtidos em campo. Posteriormente, numa segunda fase, serão analisados os resultados das simulações numéricas da dinâmica e circulação na região do banco Aracati.

Com o intuito de normalizar a apresentação da distribuição espacial dos parâmetros físicos medidos *in situ* as figuras relativas às massas d'água, temperatura e salinidade, foram organizadas na seguinte seqüência: outono, inverno, primavera e verão.

5.1.1 - Massas d'água

A análise e tratamento dos dados obtidos *in situ* permitiram a identificação de duas massas d'água, a saber; Água Tropical (AT) e Água Central do Atlântico Sul (ACAS). A Tabela 6 traz um resumo de suas características e a Figura 12 mostra a distribuição vertical das mesmas. Tomando como base as características para identificação das massas d'águas as utilizadas por Advincula (2000).

Tabela 6. Massas d'água identificadas na região do banco Aracati.

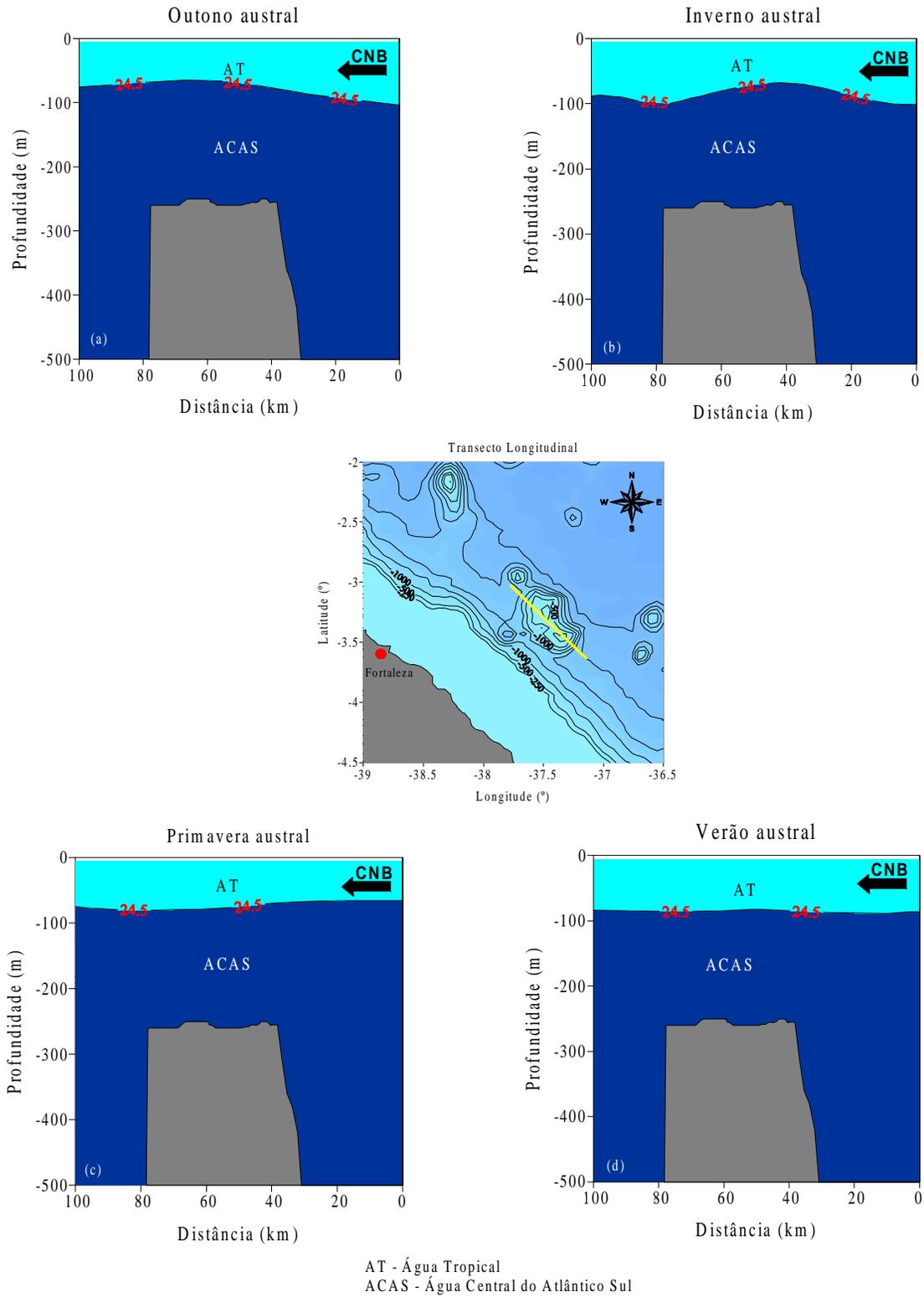
<i>Massa d'água</i>	<i>Características utilizadas na identificação</i>	<i>Localização efetiva</i>
AT	Temperatura e salinidade superiores a 18° C e 36 ups, respectivamente. Compreendendo os primeiros 200 metros desde a superfície, incluindo a camada de mistura e a porção superior da termoclina.	Limitou-se entre a superfície e a profundidade média de 150 m.
ACAS	Temperatura variando entre 5° C e 18° C e salinidade entre 34,4 ups e 36 ups.	Limitada superiormente pela AT e inferiormente pela profundidade aproximada de 670 m.

As profundidades das massas d'água encontradas neste estudo estão próximas daquelas observadas por Advincula (2000), que estudou a distribuição espacial e os mecanismos físicos influentes na fertilização das águas na camada eufótica da região oceânica do Nordeste brasileiro.

As Figuras 12a – d apresentam a variação sazonal da distribuição espacial das massas d'água, visualizada através de perfis longitudinais ao banco Aracati. Nessas figuras estão representadas as linhas isopícnas de $\sigma_\theta = 24,5$ consideradas como referência da interface AT – ACAS (Barnier *et al.*, 2001). A AT mostrou-se verticalmente estável com variação de cota praticamente desprezível ao longo do ano e permanecendo sempre próxima dos 100 m. A interação entre a AT e a ACAS, entretanto, respondeu à variação sazonal. Na Figura 12a é possível constatar uma elevação da isopícnica de $\sigma_\theta = 24,5$. De acordo com os dados de campo, no inverno austral a interface entre essas duas massas d'água se localizou a uma profundidade média de 95 m (Figura 12b). Nesse período foi possível constatar uma elevação da isopícnica à montante do banco, resultando num movimento ligeiramente ascendente da ACAS na área situada sobre o banco. Na primavera austral (Figura 12c) a interface AT – ACAS encontrou-se acima da cota de 100 m, observando-se a expansão vertical da ACAS.

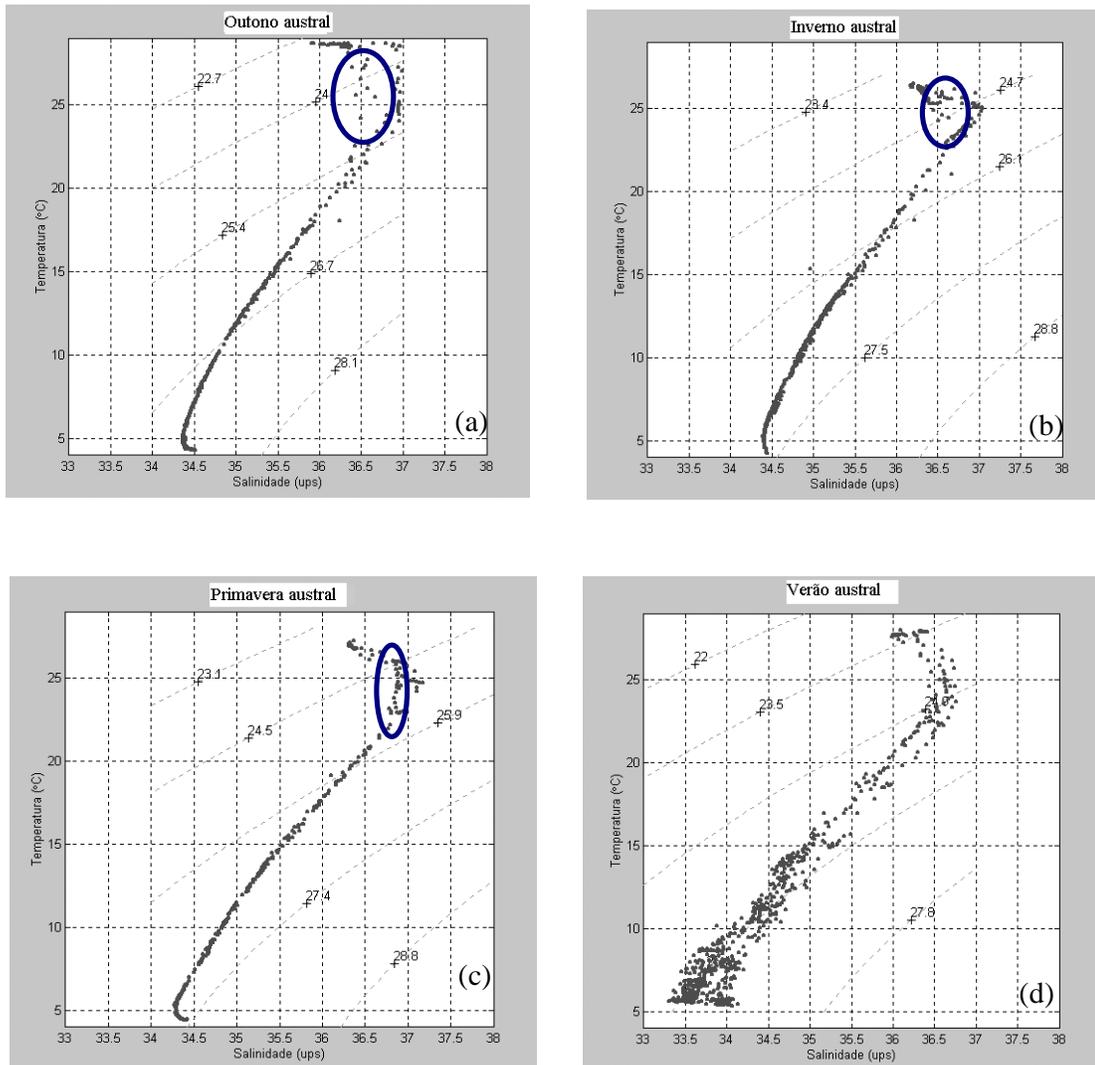
Com a chegada do verão, o aumento gradual da temperatura, a diminuição relativa da intensidade da CNB e do cisalhamento eólico (Stramma & Schott, 1999; Johns *et al.*, 1998 e Schott *et al.*, 1998), tendem a inibir possíveis oscilações verticais da interface AT – ACAS (Figura 12d). A ACAS foi predominante na maior parte da coluna d'água analisada situando-se abaixo de 150 m.

Enfim, uma análise geral das Figuras 12a – d indica uma relativa estabilidade entre a posição das massas d'água na região oceânica do banco Aracati. Estas mesmas figuras, entretanto, sugerem que a AT possui uma interface com a ACAS ondulada no período de inverno austral e com o passar das estações essa interface passa a adquirir uma configuração mais constante, principalmente no verão austral.



Figuras 12a – d. Distribuição sazonal das massas d'água na região do banco Aracati.

As Figuras 13a – d apresentam os diagramas T/S gerados a partir de todas as estações utilizadas neste trabalho próximas do banco Aracati. Os círculos das Figuras 13a, 13b e 13d destacam a dispersão das características termodinâmicas das águas próximas a interface AT – ACAS.



Figuras 13a – d. Diagrama T/S em cada estação do ano na região do banco Aracati.

Esse comportamento foi observado apenas em algumas estações de coletas situadas à montante do banco Aracati, e sugerem um mecanismo de mistura de águas mais profundas com águas rasas. Nestes casos, os intervalos de temperatura e salinidade no outono austral (Figura 13a) foram 28,2° C a 18 °C e 36,6 ups a 36,3 ups, respectivamente, situados entre 60 m e 130 m de profundidade. No inverno austral (Figura 13b) estes intervalos foram de 24,9° C

a 15 °C e 36,4 ups a 35 ups, correspondentemente, presentes entre as profundidades de 125 m e 180 m. Na primavera austral (Figura 13d) os intervalos para os mesmos parâmetros foram de 25,7° C a 23 °C e 36,8 ups a 37 ups, sendo estes valores encontrados em profundidades que variavam de 70 a 136 m.

5.1.2 – Camada de Barreira

Neste estudo, a evolução da Camada de Barreira (CB) apresentou uma variação sazonal significativa. Observou-se que esta era reduzida no inverno austral e ainda menor na primavera austral, mas tendendo a aumentar durante o verão e no outono austrais, quando alcança 20 metros de espessura (Figura 14).

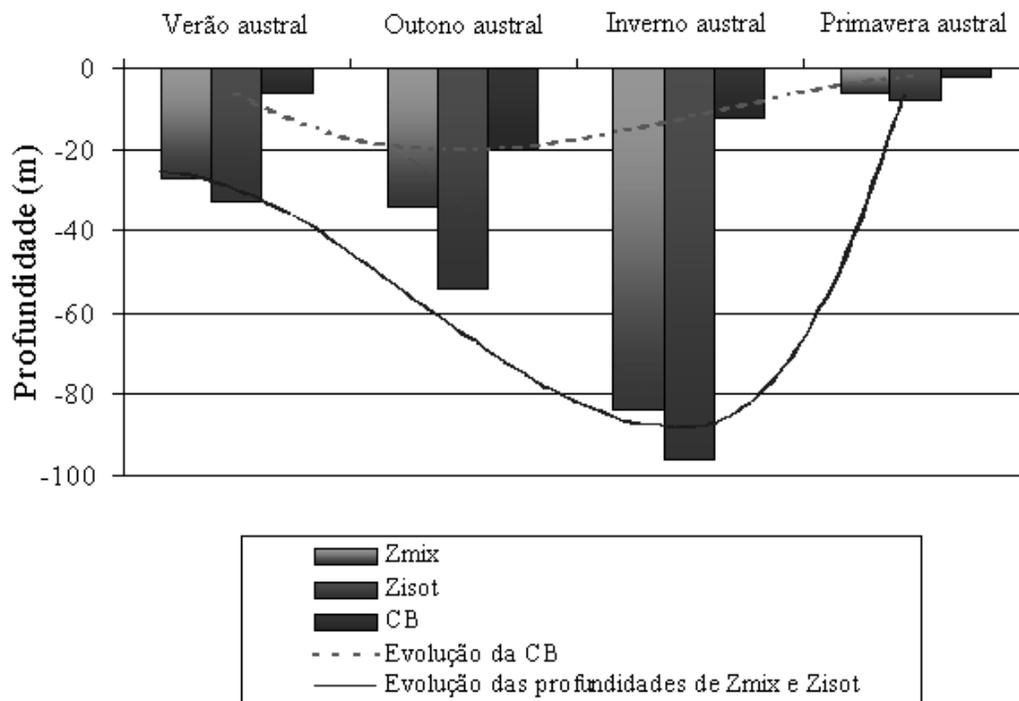


Figura 14. Distribuição sazonal anual para Z_{mix} , Z_{isot} e CB na região do banco Aracati.

As variações da CB estão diretamente relacionadas com as alterações sazonais de profundidade das camadas de mistura (Z_{mix}) e isotérmica (Z_{isot}). Com relação a estas últimas, de acordo com a Figura 14, as duas situações extremas estão representadas pelos períodos de inverno e primavera austrais. No inverno austral, a Z_{mix} alcança um valor médio de aproximadamente 84 m, enquanto que a Z_{isot} foi cerca de 96 m de profundidade. Já na

primavera austral, as mesmas camadas atingiram profundidades médias menores sendo 6 m e 8 m, respectivamente.

As espessuras de CB resultantes indicaram um valor médio mais elevado no outono austral (20 m), e um valor mínimo na primavera austral (2 m).

5.1.3 – Forçantes interfaciais e Energia Cinética Turbulenta

A Energia Cinética Turbulenta (ECT) associada ao cisalhamento do vento na interface oceano-atmosfera variou entre $3,5 \times 10^{-4}$ e $22,6 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, com média de $9,8 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Por sua vez, a ECT vinculada à quebra de ondas de gravidade superficiais foi cerca de 100 vezes superior: de $4,6 \times 10^{-2}$ até $21,5 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, com média de $10,8 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ (Tabela 7). Estas ordens de grandeza são semelhantes àquelas obtidas por Advincula (2000).

Estes resultados confirmam a importância das forçantes interfaciais sobre o desenvolvimento da camada misturada. Sendo constatado por diversos estudos teóricos e experimentais que indicam existir um mecanismo de interação, conduzido pela quebra de ondas de superfície, capaz de gerar energia cinética suficiente para explicar os altos valores de ECT obtidos *in situ*. Estes estudos substituem os modelos previamente usados, que consideram unicamente E_v como a única fonte de ECT disponível na camada de mistura da superfície oceânica.

Tabela 7. Estimativa da Energia Cinética Turbulenta na região do banco Aracati.

	$E_v \text{ (m}^2 \text{ s}^{-2}\text{)}$	$E_{wb} \text{ (m}^2 \text{ s}^{-2}\text{)}$	$E_{total} \text{ (m}^2 \text{ s}^{-2}\text{)}$	E_{total}/E_v
Mínimo	0,000347	0,0461	0,0465	95,923
Máximo	0,002262	0,2148	0,2170	133,940
Média	0,000982	0,1079	0,1089	115,028

Visando correlacionar a energia disponível para mistura com a profundidade da camada de mistura, foram realizados dois procedimentos de normalização dos dados: inicialmente a ECT total ($E_v + E_{wb}$), produzida na interface oceano-atmosfera, foi normalizada pela ECT gerada apenas pelo cisalhamento do vento; em seguida, a Z_{mix} foi normalizada pelo número de ondas superficiais. Dessa forma, foi possível estabelecer um modelo analítico, descrito em forma de relação linear simples, entre a energia interfacial e sua capacidade de induzir processos de mistura nas camadas superiores da área de estudo. Tal relação foi

determinada utilizando-se o método de ajuste de curvas por mínimos quadrados (Figura 15), quando se obteve:

$$kZ_{\text{mix}} = -0,714 \left(\frac{E_{\text{total}}}{E_v} \right) + 69,11 \quad (43)$$

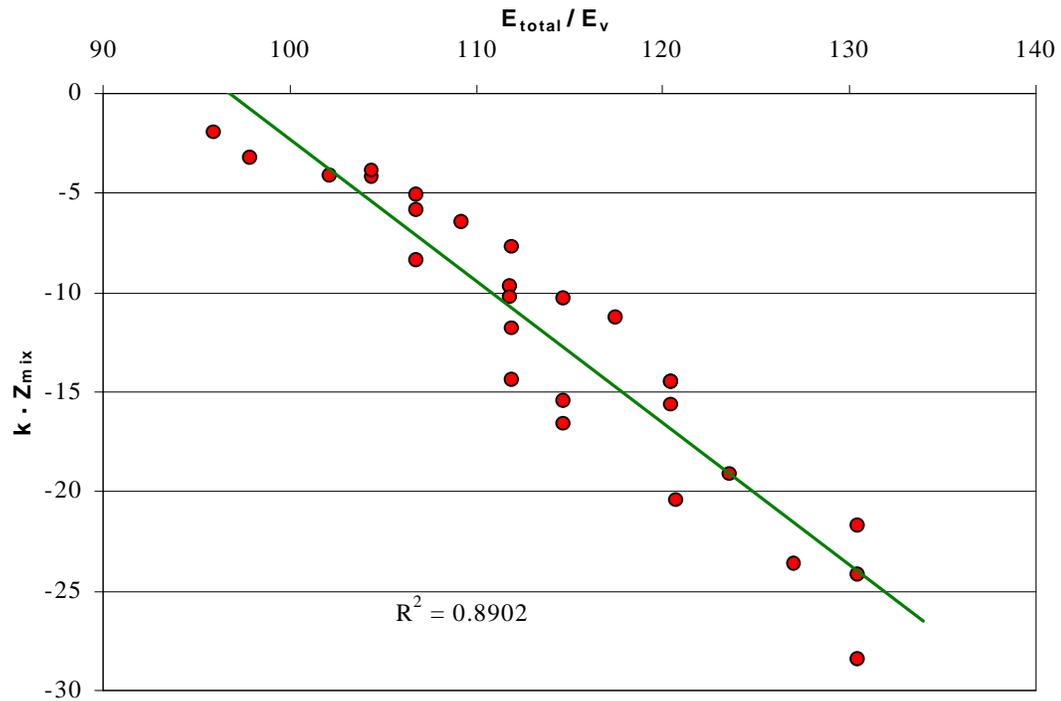


Figura 15. Curva de regressão obtida a partir das normalizações $\frac{E_{\text{total}}}{E_v}$ e kZ_{mix} .

A relação apresentada na Figura 15 é válida para intensidades de vento entre 6,2 m/s e 13,4 m/s. O modelo analítico simples indica que quanto maior for a magnitude da energia normalizada (E_{total}/E_v), maior será a profundidade misturada normalizada ($k Z_{\text{mix}}$).

5.1.4 – Distribuição espacial da clorofila-a na área do banco Aracati

Procurou-se na análise da concentração de clorofila-a, encontrar possíveis indícios de enriquecimento das águas superficiais na região do banco Aracati. Nas Figuras 16, 17 e 18 estão representadas as concentrações de clorofila-a próximas ao banco Aracati de acordo com o período do ano.

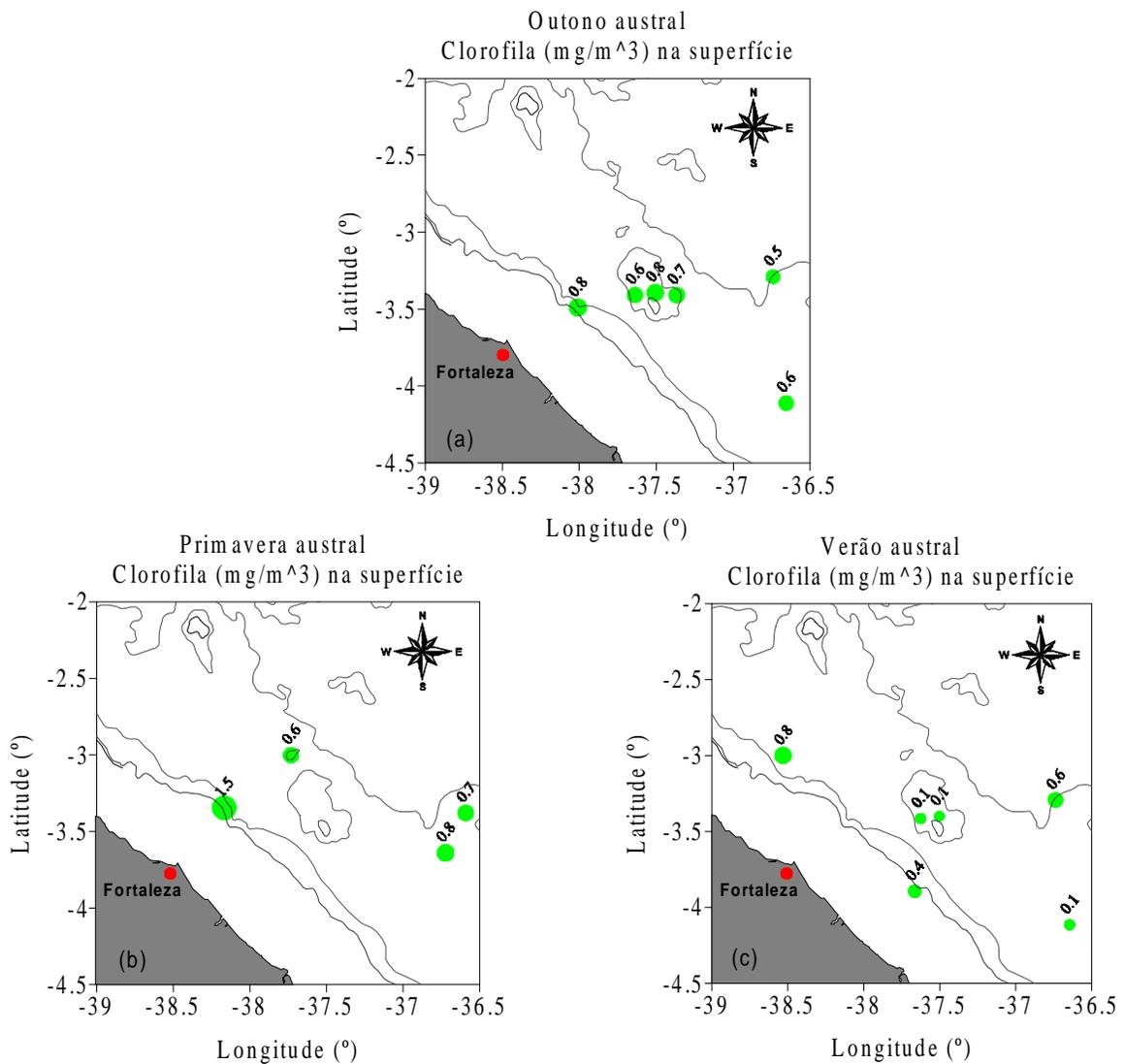


Figura 16a – c. Concentração de clorofila-a na superfície na área do banco Aracati (Becker, 2001).

De forma geral, a concentração de clorofila-*a* foi menor na superfície, aumentando ao longo da profundidade e com a conseqüente redução de luz. Na superfície, as maiores concentrações foram observadas nas estações de coleta localizadas em área com forte gradiente batimétrico, por exemplo, no talude continental e na periferia do banco (Figura 16).

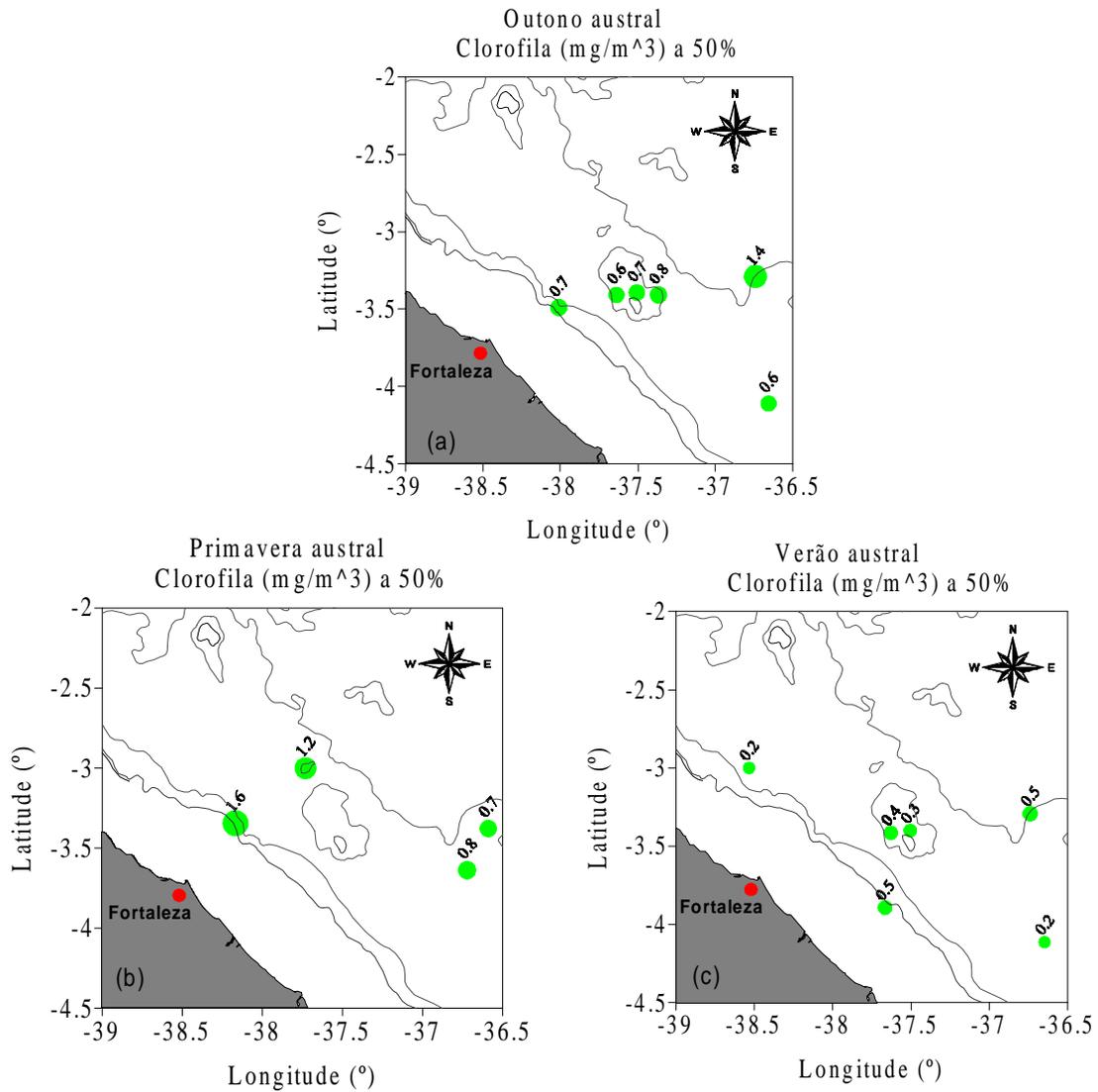


Figura 17a – c. Concentração de clorofila-*a* a 50% de luz na área do banco Aracati (Becker, 2001).

Em 50% de intensidade de luz, as concentrações de clorofila-*a* permaneceram relativamente constantes no outono e na primavera austrais (Figuras 17a – b). No verão austral, as estações que se encontravam em cima do banco tiveram um ligeiro aumento com relação às medidas de superfície das mesmas estações (Figura 17c). Por fim, na profundidade de 1% de penetração de luz, observa-se nos períodos de outono e verão austrais que as estações localizadas sobre o banco tiveram um aumento das concentrações de clorofila-*a* para as que estavam em menores profundidades (Figura 18a – c).

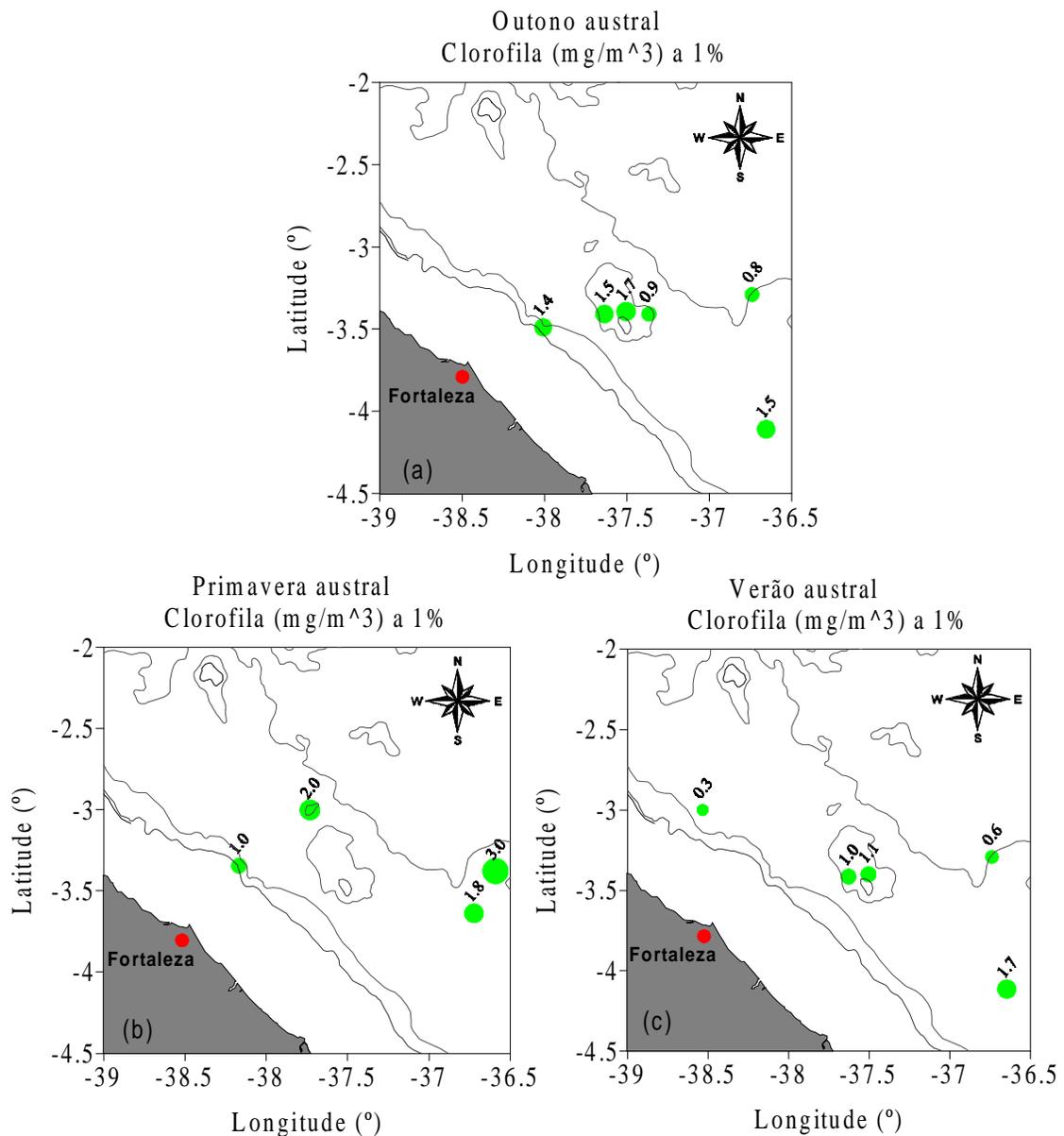


Figura 18a – c. Concentração de clorofila-*a* a 1% de luz, na área do banco Aracati (Becker, 2001).

5.1.5 – Análise dos transectos em torno do banco Aracati

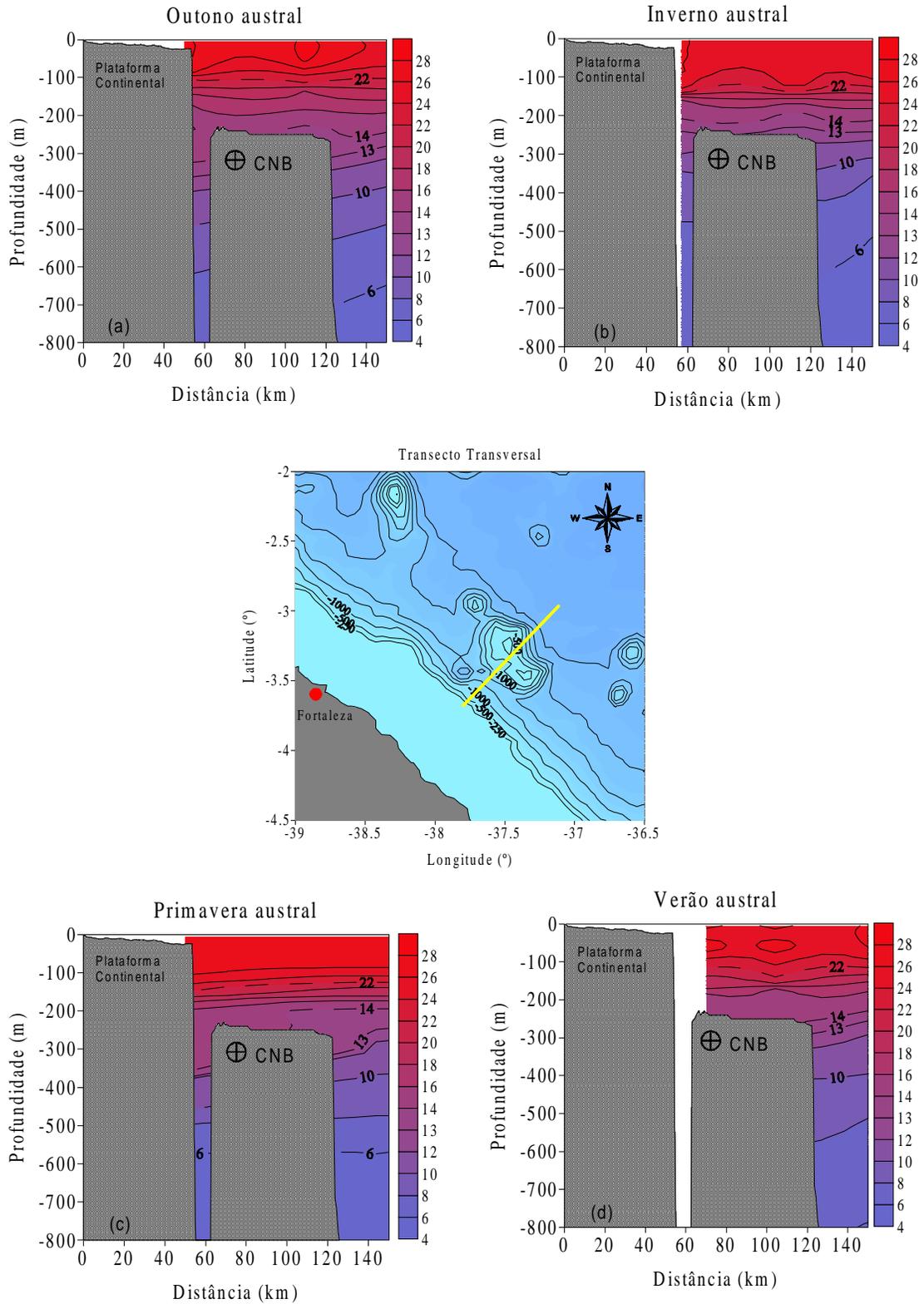
5.1.5.1 – Perfil vertical da temperatura

Os perfis verticais de temperatura indicaram, inicialmente, a presença da termoclina em todos os transectos, numa profundidade que variou de 70 m a 150 m, aproximadamente. Associando os períodos de outono e inverno austrais (Figuras 19a – b) verificou-se uma tendência ao deslocamento ascendente das isotermas à montante do banco (com relação a CNB), e descendente à jusante do banco Aracati. Na primavera austral (Figura 19c) observa-se também que as isotermas de 6° C a 14° C foram deslocadas em direção a superfície. Especificamente as isotermas de 6° C, 10° C e 14° C se deslocaram das profundidades de 610 m, 400 m e 290 m para cerca de 580 m, 375 m e 180 m, respectivamente. Os deslocamentos verticais foram mais acentuados na profundidade de 300 m, ou seja, próximo do topo do banco. Travassos *et al.* (1999), analisando a estrutura termodinâmica da mesma região, observaram que as isotermas entre 16° C e 27° C se elevaram de uma profundidade próxima de 120 m para outras mais rasas, sugerindo que o enriquecimento de camadas mais superficiais estaria associado à presença de montanhas marinhas na área.

No verão austral (Figura 19d) observa-se uma retomada das profundidades das isotermas que se deslocaram para suas profundidades iniciais, isso porque neste período os fatores que contribuem para as elevações são menores e a radiação solar é maior aumentando a estratificação vertical de temperatura. Tal comportamento provavelmente se deve à variação sazonal do transporte líquido da CNB, que alcança valores mais elevados no inverno austral (0,350 m/s) e menores no verão austral (0,294 m/s) (Stramma & Schott, 1999; Schott *et al.*, 1998 e Johns *et al.*, 1998). A redução gradativa deste transporte, em conjunto com a diminuição sazonal dos regimes de precipitação e de ventos após o período chuvoso (outono e inverno austrais), contribui para um aumento da intensidade da estratificação vertical na região, provocando a compressão das isotermas e uma termoclina mais definida no verão austral.

Do ponto de vista transversal às evoluções das isotermas se apresentaram da mesma forma que as observadas através dos planos longitudinais (Figura 20a – d). As ondulações em forma de domos apresentados no outono e no inverno austrais (Figuras 20a – b), fornecem uma outra assinatura da possível interação entre o banco e a estrutura termodinâmica.

Segundo Bell (1975), as elevações das isotermas podem ser resultantes da interação entre as correntes oceânicas e o relevo submarino, como consequência da formação, reflexão e amplificação das ondas internas. Neste caso, o encontro da corrente com a face anterior do banco transforma parte da energia cinética da massa d'água em energia potencial, provocando o soerguimento da mesma sobre o banco e a formação de vórtices à jusante do mesmo (Huppert & Bryan 1976). Dentro dessa ótica, os resultados aqui apresentados sugerem que tais perturbações são decorrentes da interação entre a CNB, fortemente presente, e a topografia do banco Aracati.



Figuras 20a – d. Distribuição sazonal da temperatura no sentido transversal ao banco Aracati.

5.1.5.2 – Perfil vertical da salinidade

No tocante à salinidade, as distribuições espaciais das isoalinas se mostraram, em geral, similares às observadas das temperaturas, ou seja, com uma tendência de se elevarem à montante e afundarem no lado jusante do banco Aracati.

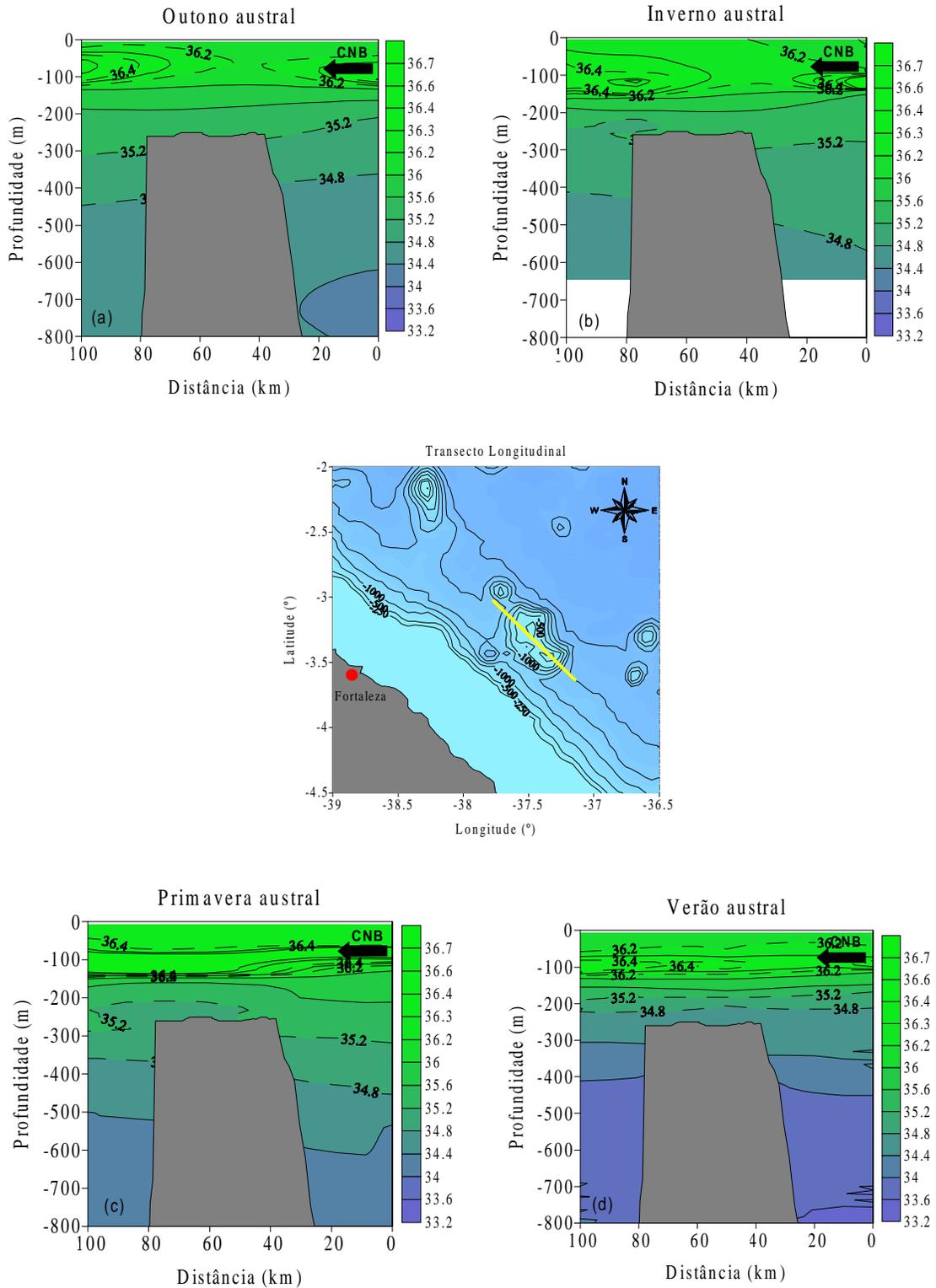
Nos planos longitudinais, verifica-se ainda a presença de estruturas em forma de anéis isoalinos no inverno e na primavera austrais (Figuras 21b – c) sendo exemplificada pela isoalina 35,2 ups.

No outono (Figura 21a) há uma tendência de afundamento das isoalinas. Na superfície verifica-se a presença de uma mistura de águas ligeiramente menos salinas, possivelmente decorrente das chuvas anunciando a chegada do inverno austral. No verão austral as isoalinas adquirem um padrão longitudinal uniforme e horizontal (Figura 21d).

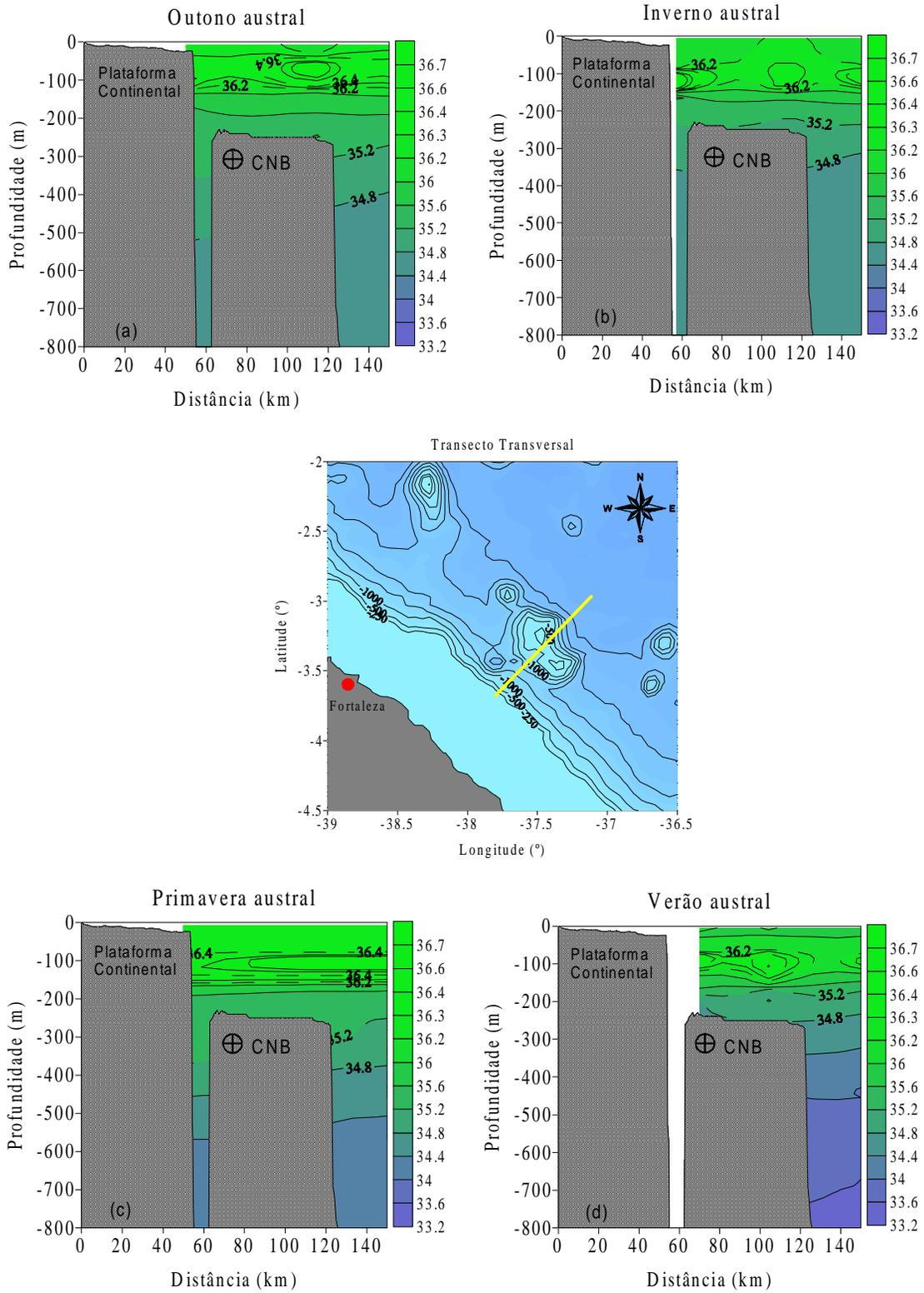
Analisado as isoalinas nos perfis em sentido Sul à Norte constata-se a presença de estruturas em anéis acima do banco, para todas as épocas do ano, assim como as mesmas elevações das isoalinas que foram observadas nas figuras do sentido longitudinal (Figura 22a – d). Travassos *et al.* (1999), também observaram vórtices de isoalinas nesta mesma área e Medeiros (2001) verificou um maior grau de perturbação da estrutura termoalina vertical no banco Aracati que nas demais áreas da ZEE do Nordeste.

Estas estruturas indicadoras da presença de vórtices em sistemas do tipo montanhas oceânicas vem sendo registradas e estudadas já algum tempo. A elevação da vorticidade do campo de correntes, conseqüência do desenvolvimento das camadas limite sobre o banco, pode gerar vórtices mais ou menos intensos e de caráter mais ou menos permanente (Rogers, 1994).

Uma vez que ressurgência não é, necessariamente, o afloramento de águas mais frias e ricas em nutrientes na superfície do oceano, e sim mudança de cotas de profundidades maiores para menores, pode-se dizer que o banco Aracati interfere na evolução vertical dos gradientes de temperatura e salinidade, o que sugere que sua presença pode contribuir na ocorrência de ressurgências na área. Essa mesma importância da presença de bancos oceânicos para o ambiente marinho foi afirmada por outros autores. Roden (1991), por exemplo, observou a presença de ressurgência no topo do banco Fieberling (32° 26,1' N e 127° 45,9' W), e Genin & Boehlert (1985), estudando a dinâmica do banco Minami – Kasuga (21° 6' N e 143° 8' E), verificaram uma clara elevação das isotermas que gradualmente afundavam quando se distanciavam dos bancos.



Figuras 21a – d. Distribuição sazonal da salinidade em um corte longitudinal ao banco Aracati.



Figuras 22a – d. Distribuição sazonal da salinidade em um corte transversal ao banco Aracati.

5.2 – Simulações numéricas

A seguir, iremos analisar os resultados da simulação numérica da circulação na área do banco Aracati.

5.2.1 – Estabelecimento das condições semipermanentes

Antes de analisar os resultados das simulações, foi necessário estabelecer numericamente as condições semipermanentes características dos períodos de inverno e verão. As Figuras 23 e 24 apresentam as evoluções temporais da energia cinética total no domínio de integração do modelo. Para ambos os casos, partiu-se de uma situação de repouso, com velocidade inicial nula e, portanto, energia cinética nula. De modo geral, verificou-se que as simulações demoraram mais de uma semana numérica para que as condições permanentes fossem atingidas, resultado da baixa geostrofia característica da área em estudo.

Nas simulações de inverno a energia cinética total estabilizou-se a partir do 15º dia mantendo-se em uma média de $9,7 \times 10^3$ J (Figura 23). Já nas simulações de verão a energia estabilizou-se no 10º dia com uma média de $7,8 \times 10^3$ J (Figura 24). A energia no verão foi menor e o tempo para estabilizar também.

Para as análises dos resultados dos períodos de inverno e verão foram considerados as respostas numéricas do 21º dia de simulação, apesar do modelo ter se estabilizado bem antes.

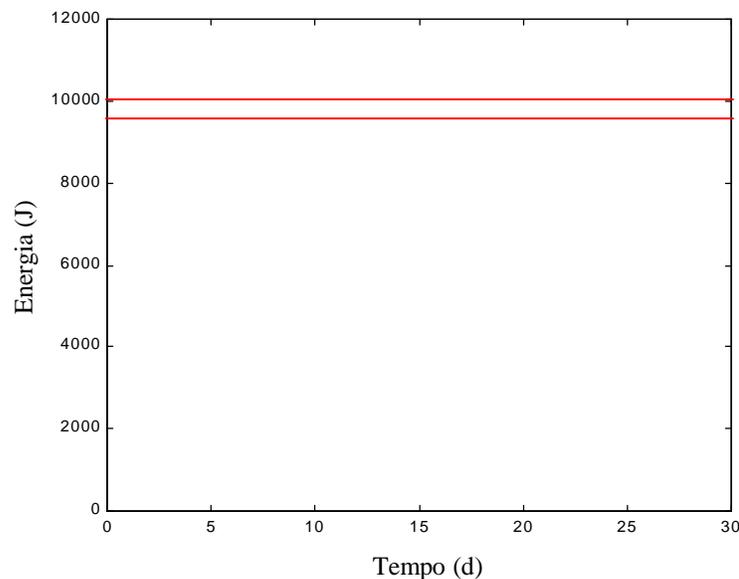


Figura 23. Energia Cinética Total para o período de inverno.

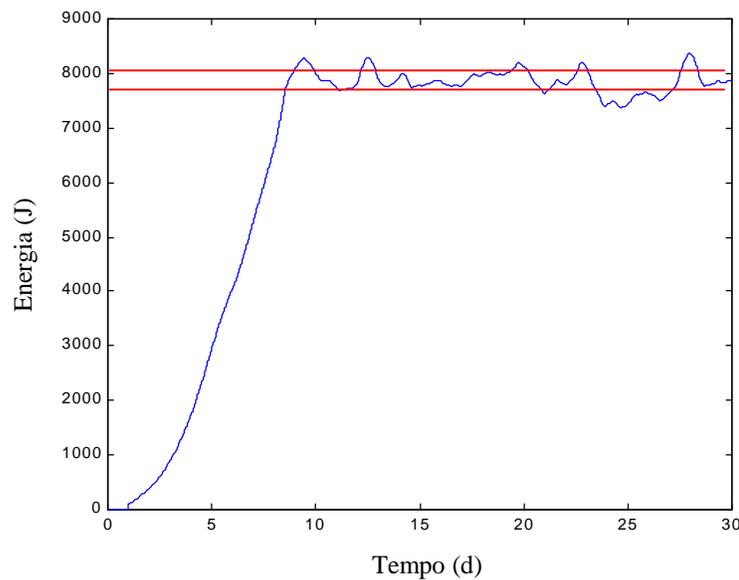


Figura 24. Energia Cinética Total para o período de verão.

5.2.2 – Comparação com os dados experimentais

A partir deste item quando mencionado os períodos experimentais de inverno e verão, considera-se outono e inverno austral para o primeiro e primavera e verão austral para o segundo período do ano. Quando houver um período do ano em especial, este será especificado.

As informações geradas a partir das campanhas de campo foram utilizadas para verificar a capacidade do modelo em reproduzir as informações coligidas *in situ*. A Figura 25 traz exemplos de comparação entre os perfis experimentais e numéricos de temperatura e salinidade de algumas estações no período de inverno, e a Figura 26 para o período de verão. Em todas as figuras, a profundidade é apresentada em sua forma normalizada ($1 \geq \sigma \geq 0$), de acordo com o tratamento adotado no modelo POM.

Inicialmente, deve-se considerar que as discrepâncias verificadas entre as medidas de campo e àquelas previstas nas simulações são também resultados das aproximações inerentes à aproximação numérica adotada. Em particular, observa-se a incapacidade do modelo reproduzir corretamente os valores subsuperficiais de máxima salinidade observados em campo, uma vez que a limitação espacial do domínio de integração impossibilita a consideração do mecanismo de subducção de águas subtropicais mais salinas através do sistema Corrente Sul Equatorial – Subcorrente Norte do Brasil.

As comparações entre os resultados experimentais e numéricos, entretanto, sugerem que a aproximação de modelagem aqui proposta fornece boas descrições das estruturas termoalinas. De modo geral, os dados de campo e os resultados numéricos apresentam-se de forma satisfatória não apenas com relação às ordens de grandeza das variáveis obtidas em campo, como também no que se refere às suas distribuições espaciais e sazonais.

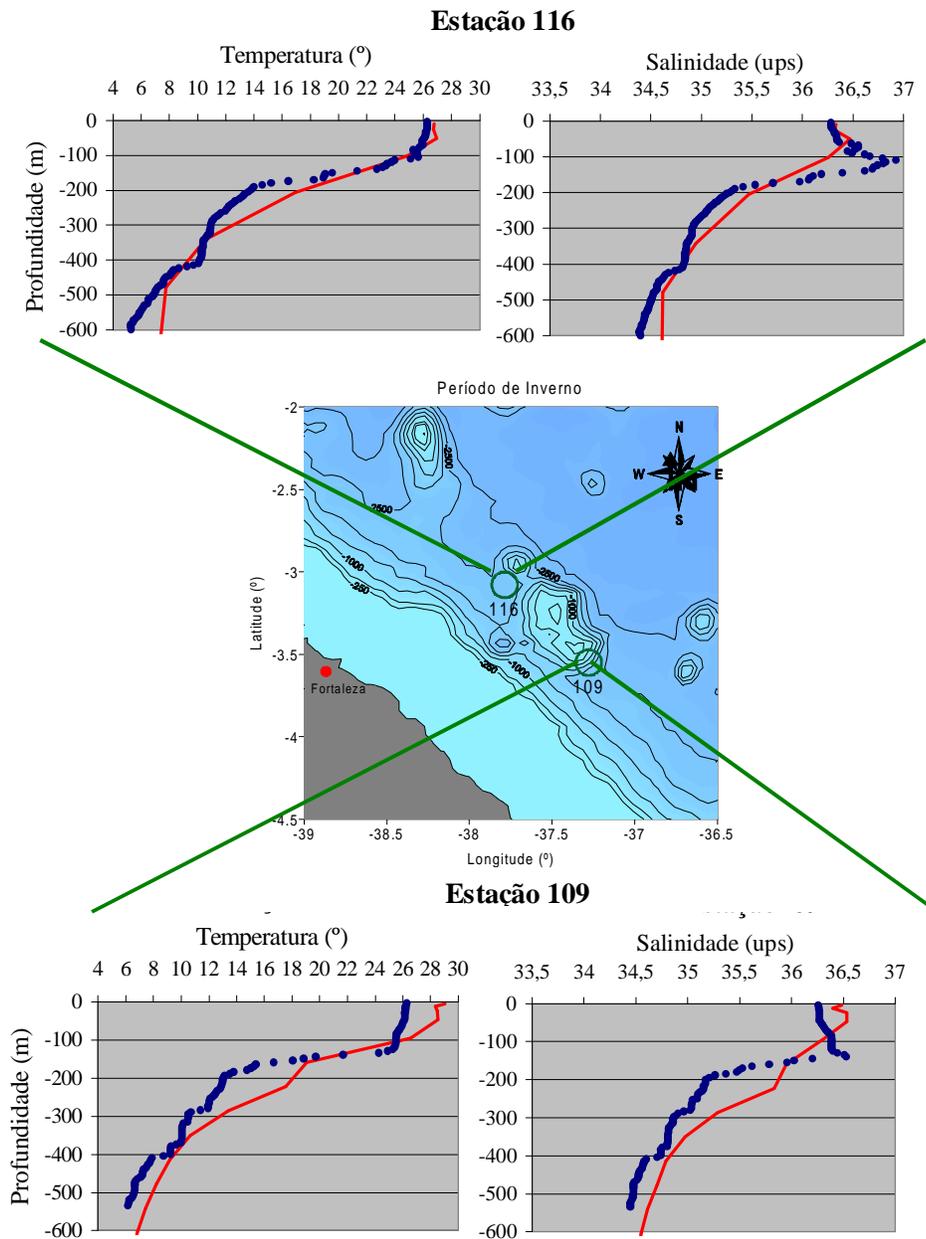


Figura 25. Exemplos de perfis verticais de temperatura e salinidade na região do banco Aracati – Inverno. Dados experimentais (●) e resultados numéricos (—).

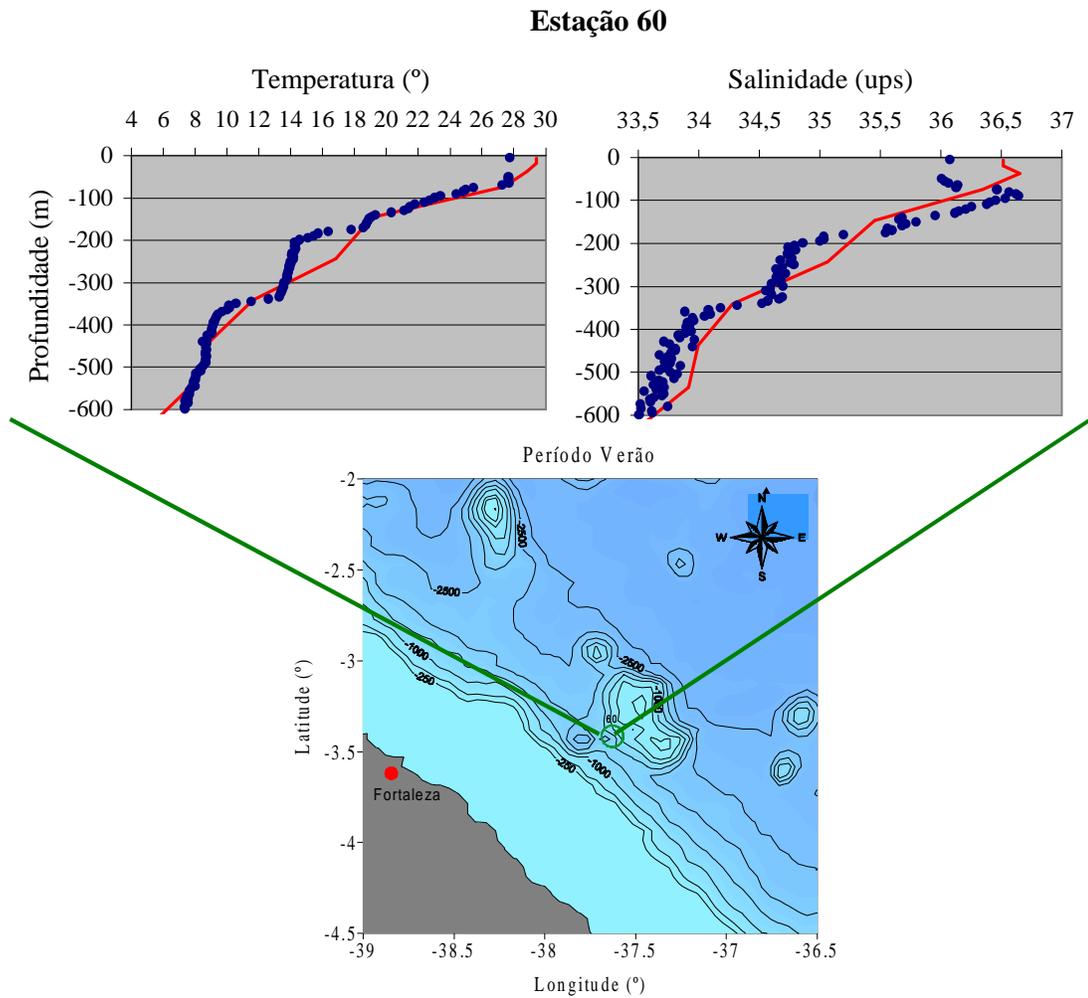


Figura 26. Exemplos de perfis verticais de temperatura e salinidade na região do banco Aracati – Verão. Dados experimentais (●) e resultados numéricos (—).

Em todas as análises dos planos longitudinais, foram utilizados os resultados numéricos que corresponderam aos planos longitudinais gerados a partir dos dados de campo. Sendo distribuídos na parte mediana da área de estudo, passando por cima do banco e paralelo à linha de costa (Figura 27).

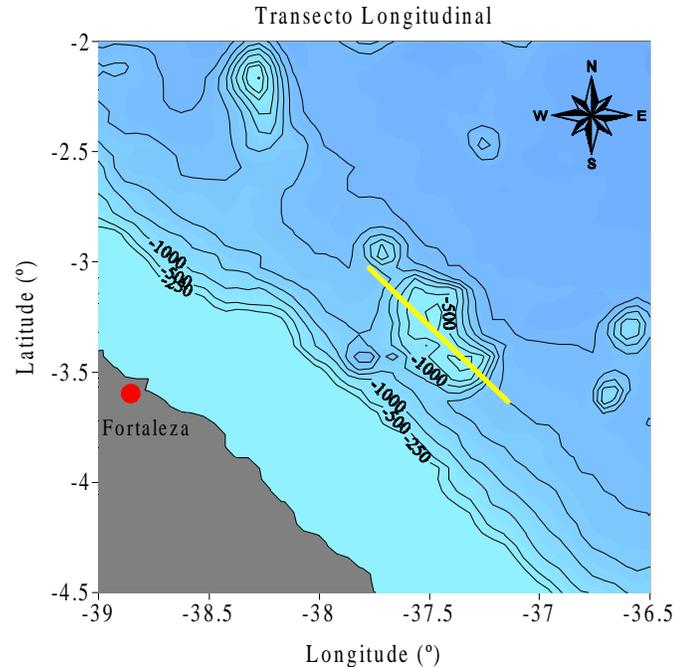


Figura 27. Transecto longitudinal dos resultados numérico na região do banco Aracati.

Os resultados numéricos para os perfis de temperatura e salinidade no inverno, foram condizentes aos valores experimentais medidos no mesmo período. O perfil de temperatura numérico de inverno (Figura 28a), por exemplo, indica que as isotermas de 6° C, 10° C, 14° C e 22 °C são parecidas com as das experimentais (Figuras 19a – b), com pequenas alterações de profundidades. O perfil de salinidade numérico para o inverno (Figura 28b), também correspondeu aos planos experimentais (Figuras 21a – b). Nesse, verifica-se que foi possível reproduzir, também, as quebras das isoalinas superficiais observadas experimentalmente onde há uma ligeira queda de salinidade sobre o banco Aracati. A isoalina experimental de 34,8 ups localizou-se a uma profundidade próxima de 460 m, o que igualmente foi confirmado a partir do resultado numérico.

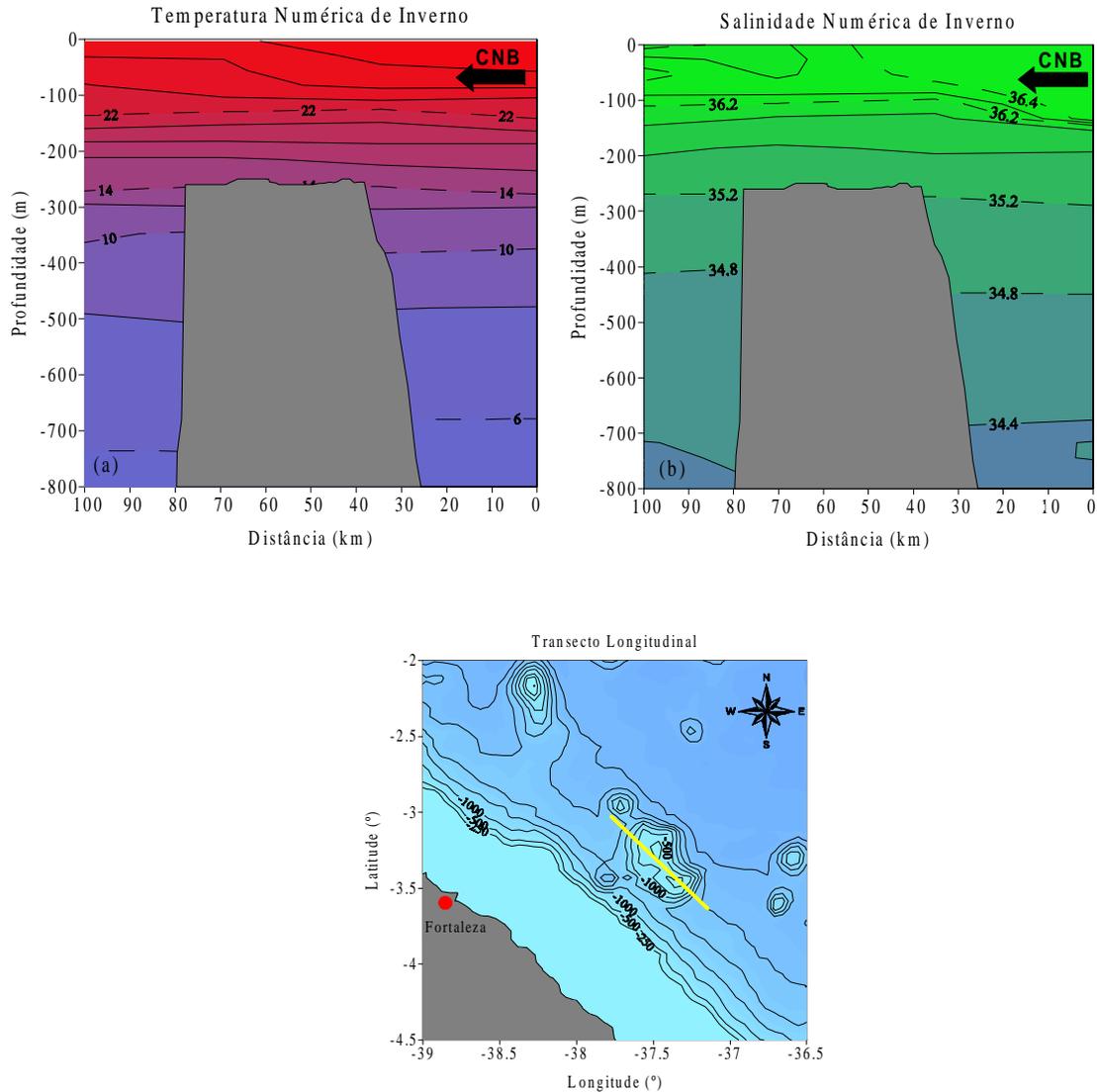


Figura 28a – b. Perfis verticais de temperatura e salinidade na região do banco Aracati para o período de inverno.

Comparativamente, as profundidades das isotermas e isoalinas numéricas representadas pelas linhas pontilhadas, estão coerentes àquelas experimentais.

Da mesma forma que no período de inverno, os planos longitudinais numéricos de temperatura e salinidade no período de verão (Figuras 29a – b) também respondeu satisfatoriamente às medidas experimentais para a mesma época do ano (Figuras 19c – d). As isotermas numéricas apresentaram um padrão constante e linear assim como o verificado experimentalmente com pequenas diferenças de profundidades das isotermas de 6° C, 10° C, 14° C e 22° C. As isoalinas ficaram concentradas na profundidade de 100 m caracterizando a haloclina, e correspondendo à situação registrada *in situ* (Figuras 21c – d).

Da mesma maneira que os valores experimentais, as isoalinas de 36,4 ups e 36,2 ups encontram-se comprimidas na isóbata de 100 m. A isoalina numérica de 34,8 ups localizou-se a cerca de 300 m, enquanto que as profundidades experimentais se situaram entre 200 m (primavera austral - Figura 21c) e cerca de 400 m (verão austral - Figura 21d).

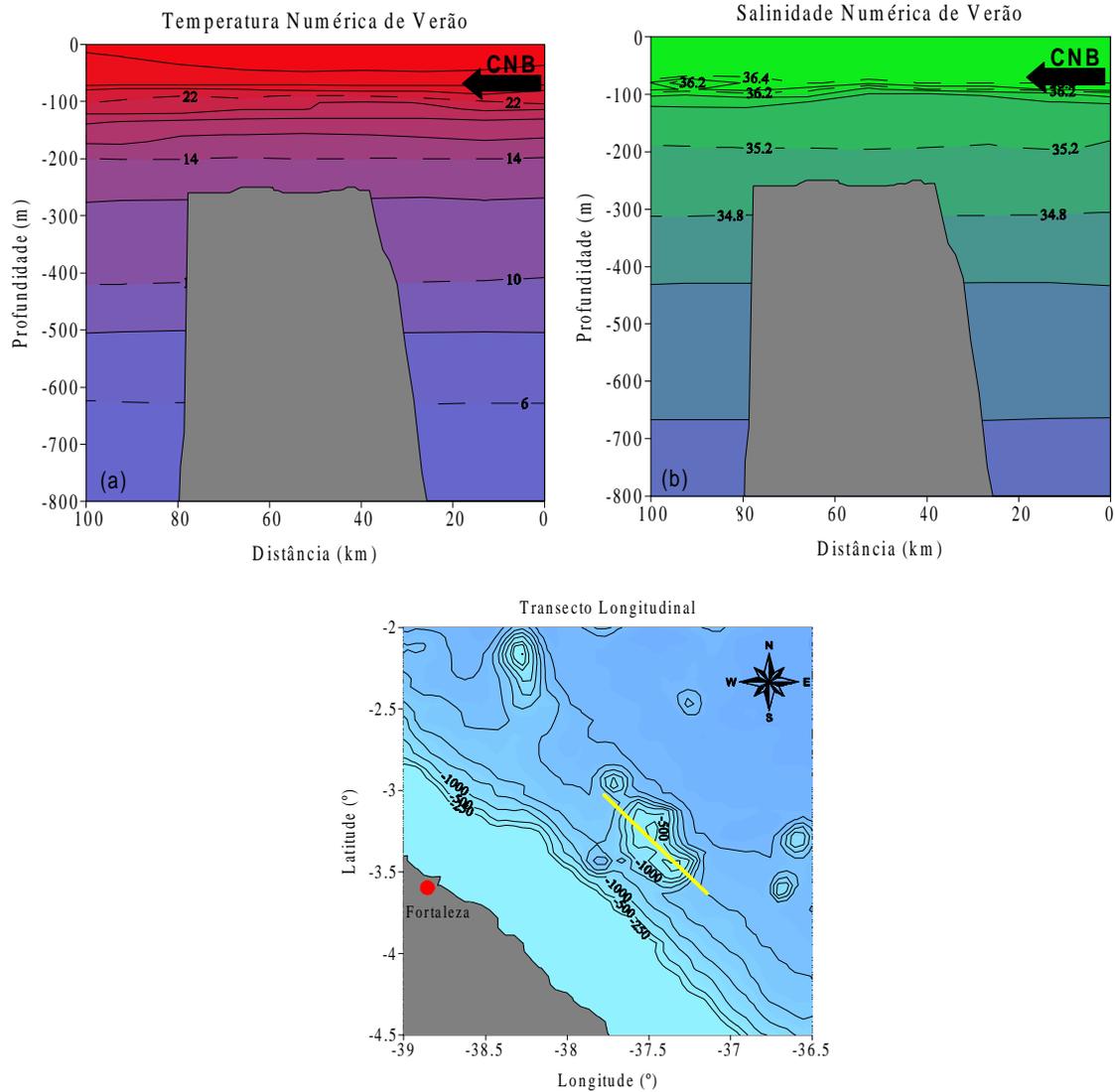


Figura 29a – b. Perfis verticais de temperatura e salinidade na região do banco Aracati para o período de verão.

5.2.3 – Estrutura cinemática horizontal

Com o objetivo de analisar o campo cinemático horizontal, na área de estudo, foram traçados vetores velocidade de corrente nas profundidades de 250 m, 500 m e 1000 m. As Figuras 30 e 31 apresentam as distribuições dos campos de velocidade numéricos obtidos nas simulações para os períodos de inverno e verão, respectivamente.

No inverno (Figuras 30a – c), observa-se, nas três profundidades, que os vetores velocidade de corrente contornam o banco gerando turbilhonamento no entorno do mesmo (área destacada). Verifica-se, ainda, que nas três figuras os maiores vetores de velocidade estão entre a parte mediana do banco e o talude continental, tal representação é, talvez, devido ao estreitamento (canal) nesta seção.

Para o verão (Figuras 31a – c) os campos de velocidade para as mesmas profundidades apresentadas no período de inverno, são similares. Neste caso, entretanto, não foi constatada a presença de desvios importantes dos vetores corrente na área situada à montante do banco, como ocorreu nas simulações de inverno. Apesar de mais constantes que na situação de inverno, os resultados da simulação de verão confirmam a presença de vórtices, ainda que menos intensos, à jusante do banco.

As Tabelas 8 e 9 apresentam os valores limites e médios das intensidades das correntes horizontais obtidas numericamente no transecto longitudinal, distribuídos na parte mediana da área simulada (ver Figura 27). Sendo a maior intensidade da corrente horizontal para o período inverno, no valor de 0,1227 m/s e para o verão de 0,0842 m/s, ou seja, no inverno a maior intensidade foi de, aproximadamente, 15% a mais que no verão.

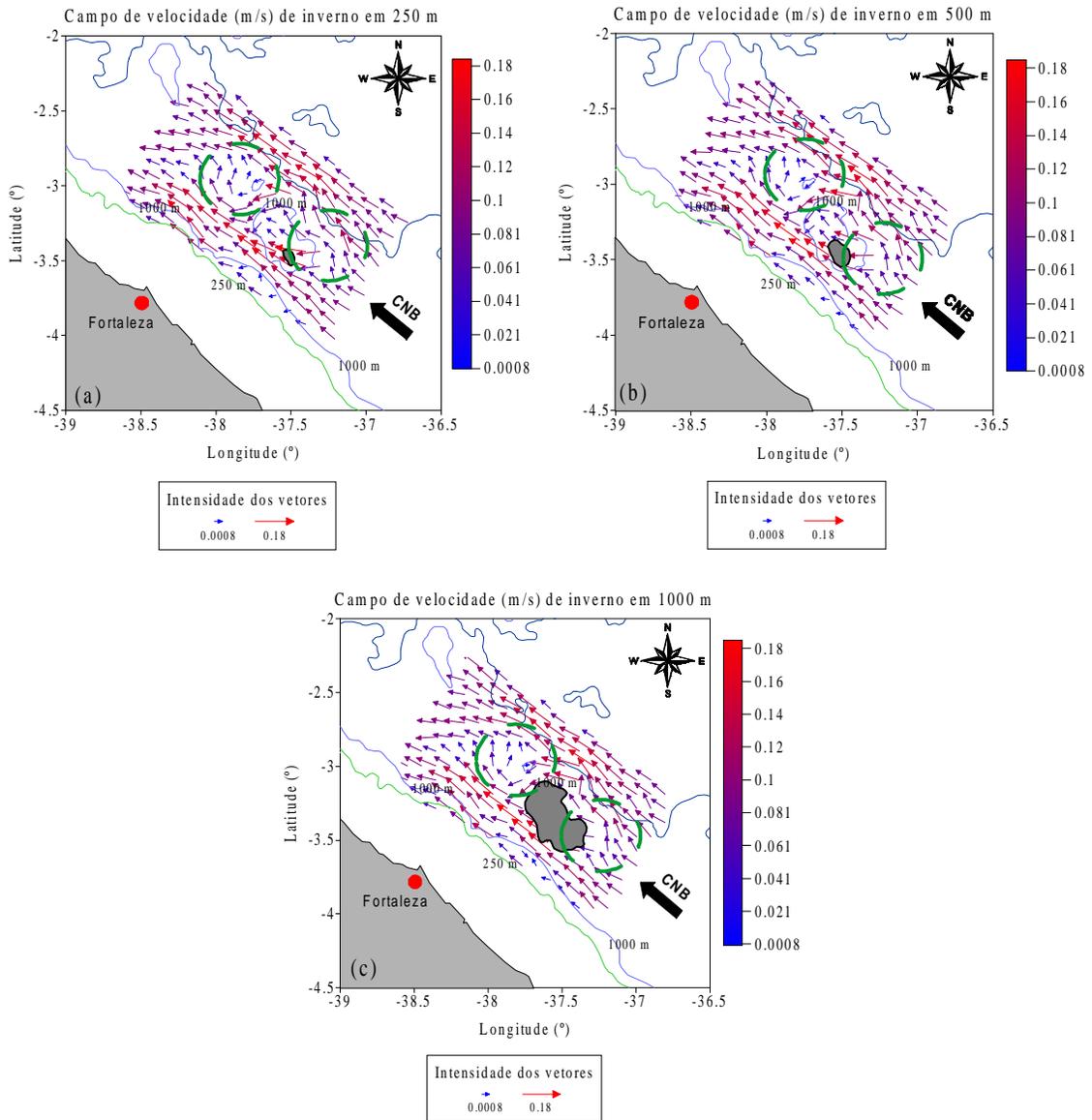


Figura 29a – c. Campos de velocidade horizontal na área do banco Aracati - Inverno.

Tabela 8. Intensidade da corrente horizontal no transecto longitudinal na região do banco Aracati - Inverno.

<i>Velocidade Horizontal (m/s)</i>		
Mínimo	Máximo	Média
0,0017	0,1227	0,0672

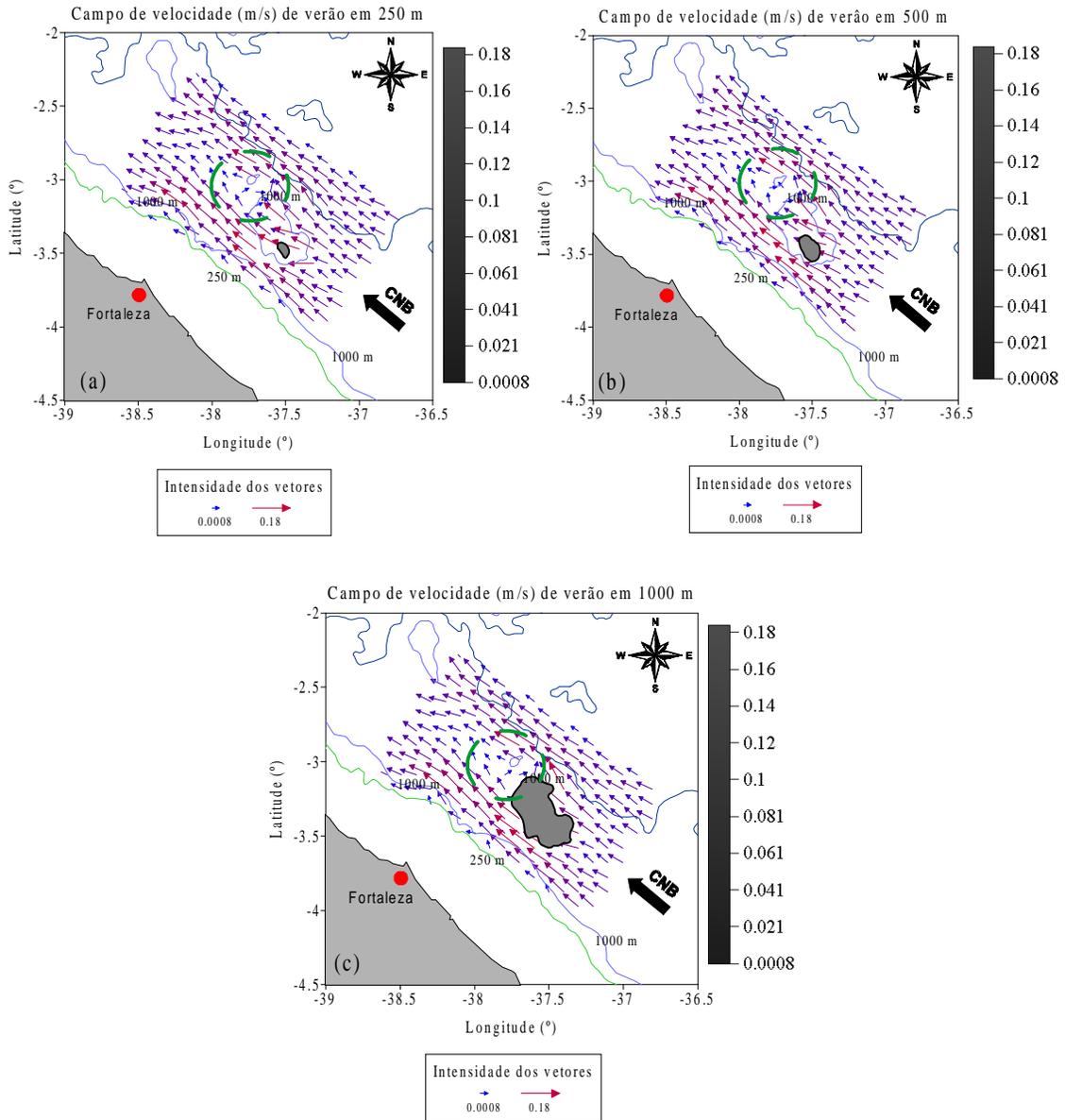


Figura 31a – c. Campos de velocidade horizontal na área do banco Aracati - Verão.

Tabela 9. Intensidade da velocidade horizontal no transecto longitudinal na região do banco Aracati - Verão.

<i>Velocidade Horizontal (m/s)</i>		
Mínimo	Máximo	Média
0,0343	0,0842	0,0535

Os vórtices produzidos pelas velocidades horizontais podem ser capazes de “aprisionar” nutrientes, larvas e materiais biogênicos importantes para o enriquecimento do meio. Com o intuito de avaliar o potencial do banco Aracati em induzir a geração de vórtices ao seu redor e, conseqüentemente, a retenção destes organismos e nutrientes, foi calculada a componente vertical da vorticidade relativa do escoamento na área de interesse, ou seja:

$$\bar{\Omega} = \frac{\partial \bar{V}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{U}}{\partial y} \quad (44)$$

sendo:

$\bar{\Omega}$ - Vorticidade vertical relativa (s^{-1})

Primeiramente, fez-se uma simulação da vorticidade vertical associada com o campo cinemático horizontal sem a presença do banco Aracati buscando identificar possíveis formações de vorticidade vertical na área de estudo independentemente da presença do mesmo. A Figura 32 representa a simulação numérica sem a presença do banco podendo-se constatar que sem o banco não há possibilidade de formação de vorticidade vertical com exceção apenas na região do talude continental conseqüente do campo cinemático horizontal e a inclinação do talude. Ainda como resultado desta interação observa-se o desvio dos vetores cinemáticos no lado nordeste da malha horizontal utilizada nas simulações.

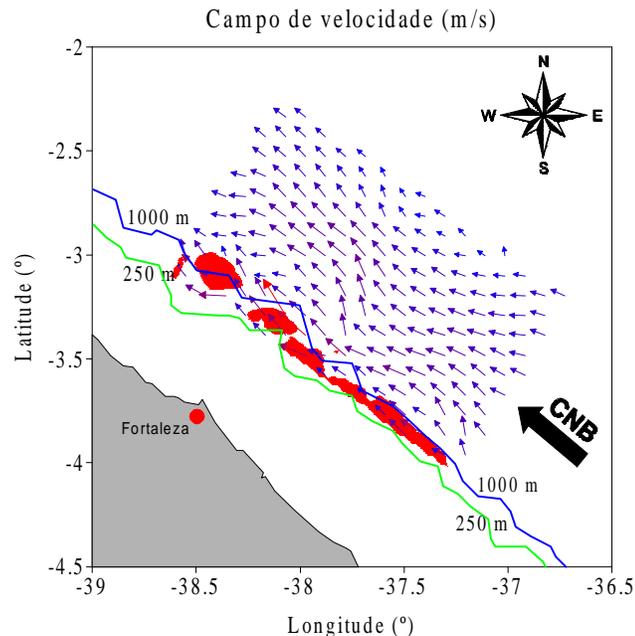


Figura 32. Simulação da vorticidade vertical e do campo cinemático horizontal sem a presença do banco Aracati na área de estudo.

As Figuras 33 e 34 apresentam o campo de vorticidade vertical gerado a partir dos vetores velocidade horizontais \vec{U} e \vec{V} .

Os valores negativos correspondem às regiões com rotacional no sentido horário, enquanto que valores positivos indicam sentido de rotação anti-horária.

Na Figura 33 é possível observar que na profundidade de 250 m (Figura 33a), o banco Aracati tem um maior potencial de gerar vorticidades positivas que em maiores profundidades (Figura 33b).

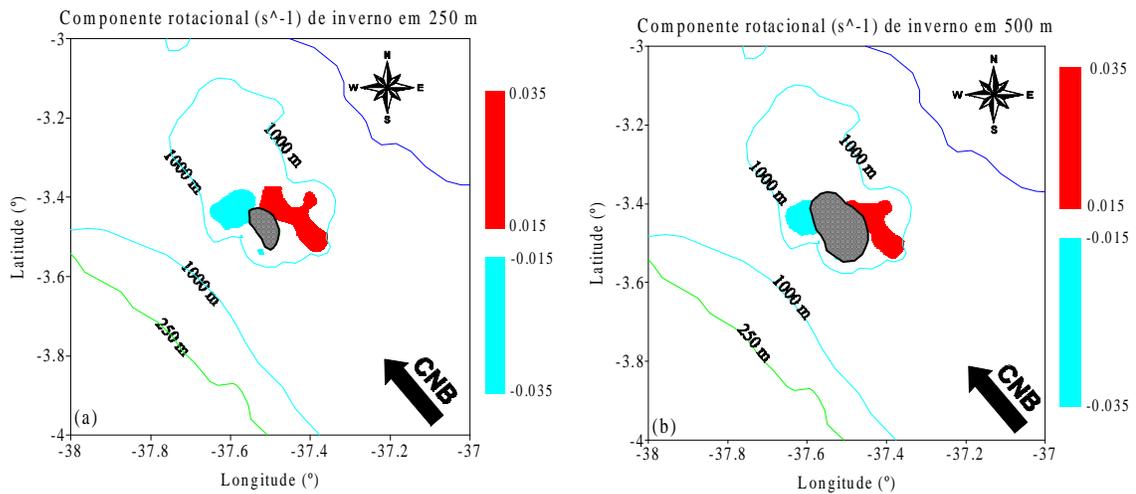


Figura 33. Vorticidade vertical na região do banco Aracati - Inverno.

A Figura 34 mostra a distribuição da vorticidade para o período de verão. Na profundidade de 250 m, o campo rotacional é praticamente idêntico ao verificado na simulação de inverno. A cerca de 500 m, entretanto, observa-se apenas a presença de rotacional positivo menos intenso no verão que àquele gerado na situação de inverno.

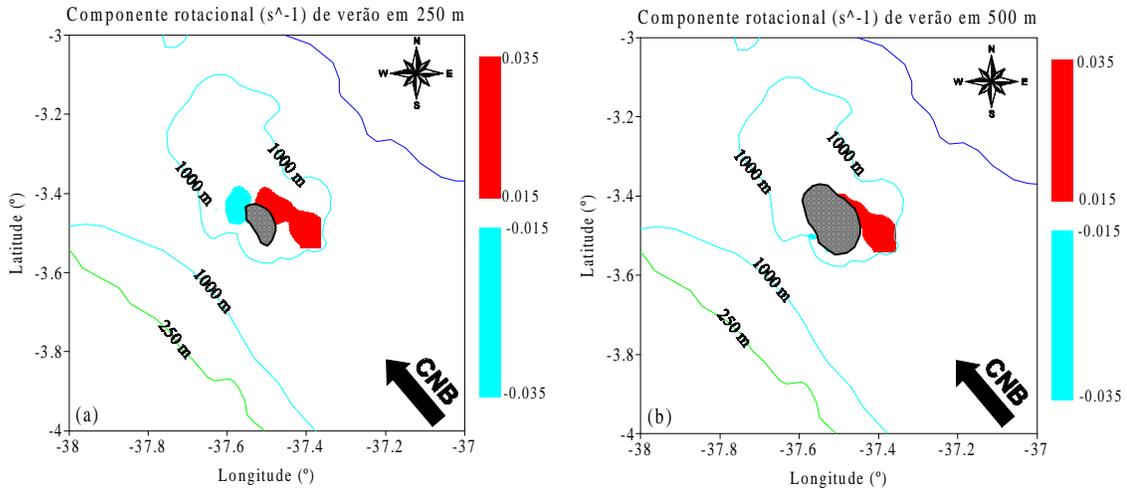


Figura 34. Componente rotacional de verão na região do banco Aracati.

5.2.4 – Estrutura cinemática vertical

As Figuras 35 e 36 apresentam a distribuição espacial da velocidade vertical para os períodos de inverno e verão, respectivamente, em vários perfis verticais situados no entorno do banco Aracati. Em ambas as figuras, nota-se que as maiores intensidades estão localizadas à montante do banco, diminuindo gradativamente em direção a superfície. A menor velocidade vertical de inverno foi da ordem de $0,003 \times 10^{-3}$ m/s próximo à superfície, e a máxima de $8,4 \times 10^{-3}$ m/s, na profundidade de cerca de 370 m do perfil 30. A velocidade média dos perfis foi de $2,21 \times 10^{-3}$ m/s.

Os resultados das simulações representativas do período de verão indicaram um valor mínimo de velocidade vertical cerca de $0,0004 \times 10^{-3}$ m/s (superfície) e a máximo de $7,8 \times 10^{-3}$ m/s, na profundidade de 266 m do perfil 30. Sendo a velocidade média dos perfis de $2,63 \times 10^{-3}$ m/s.

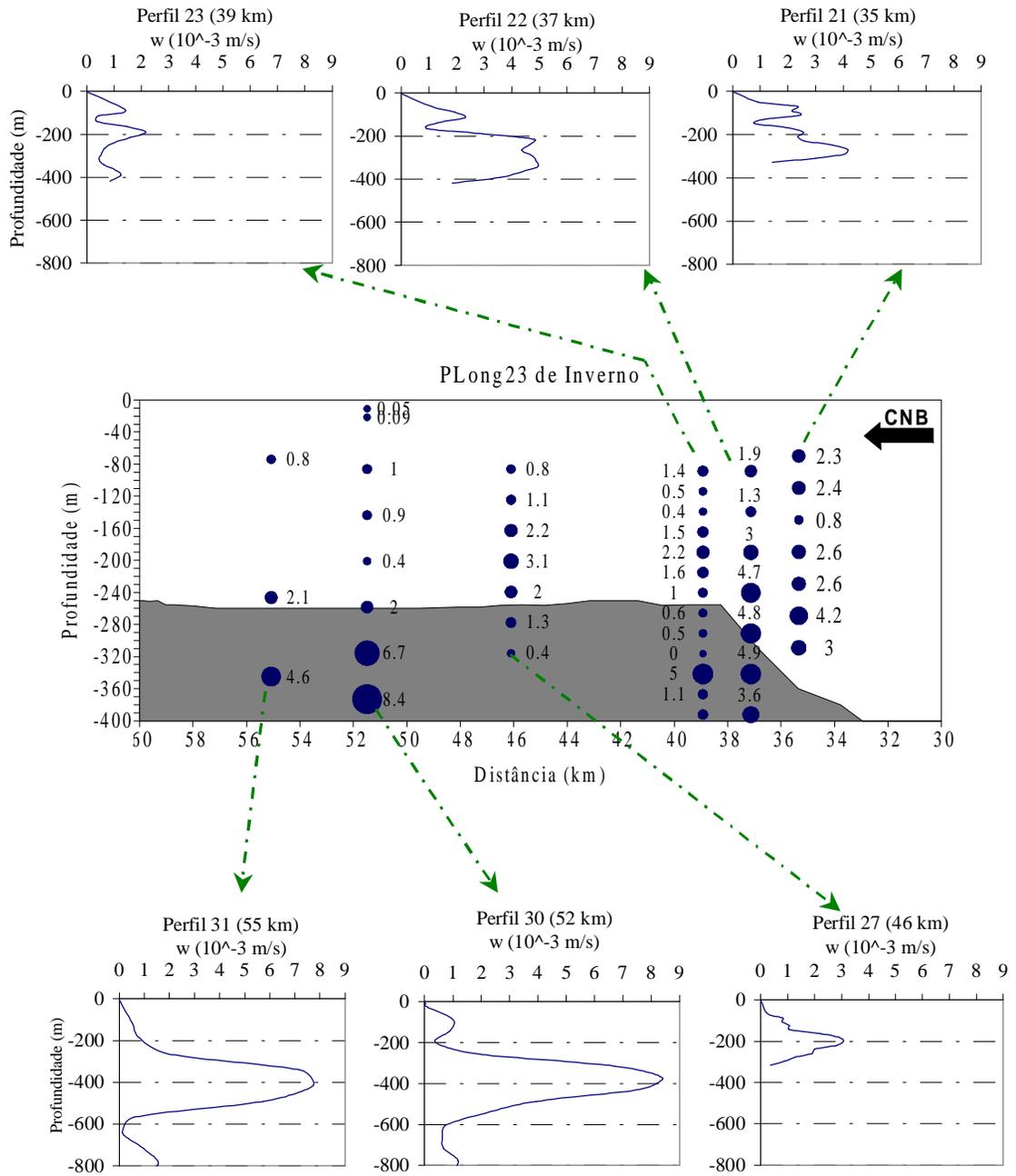


Figura 35. Perfis de velocidade vertical numérica na região do banco Aracati - Inverno.

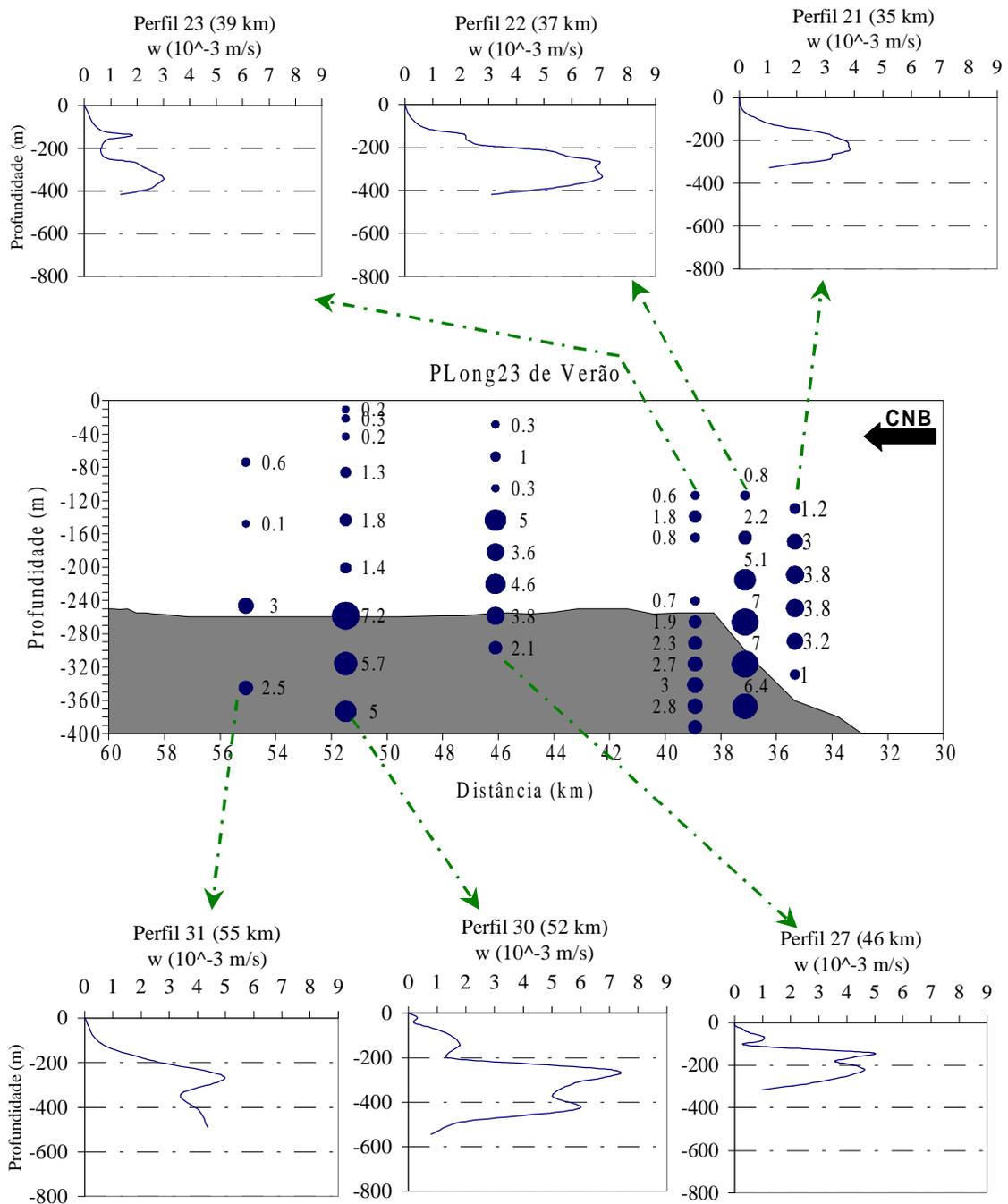


Figura 36. Perfis de velocidade vertical numérica na região do banco Aracati - Verão.

Chen & Beardsley (1995) simularam a circulação na camada de mistura do banco Georges e constataram a presença de vórtices a montante do banco que proporcionaram ressurgência no topo do mesmo, com valores de velocidade vertical de $0,5 \times 10^{-3}$ m/s na profundidade de 56 m e $1,8 \times 10^{-3}$ m/s na profundidade de 83 m, esses valores foram para a

situação de inverno e para a situação de verão a velocidade vertical foi de $1,0 \times 10^{-3}$ m/s na profundidade de 120 m. Franks & Chen (1996), analisaram a influência das forçantes físicas sobre a produção de plâncton no banco Georges e encontraram velocidades verticais na grandeza de $0,1 \times 10^{-3}$ m/s, concluindo que as concentrações de plânctons na camada bem misturadas são supridas pelos transportes físicos induzidos pela presença do banco. Em um estudo numérico de maré estratificada aplicado ao mesmo banco, Chen *et al.* (1995) encontraram fortes circulações simétricas em ambos os lados do banco (montante e jusante). Nesse caso, verificou-se que quando a inclinação do banco é maior e a camada d'água é mais rasa, a velocidade vertical tende a aumentar, chegando a $1,0 \times 10^{-3}$ m/s em uma cota de 120 m de profundidade.

As Figuras 37a – b apresentam as distribuições de velocidade vertical obtidas numericamente para os períodos de inverno e verão, respectivamente. Nelas são também traçadas as profundidades das camadas superficiais bem misturada (Z_{mix}), isotérmica (Z_{isot}) e da zona eufótica (Z_{eu}), calculadas a partir dos valores médios obtidos em campo.

Nas camadas próximas da superfície do banco geraram-se velocidades verticais mais intensas no período de simulação de verão que no de inverno. Porém, no inverno, a distribuição da velocidade vertical, na coluna d'água, alcançou maiores valores em menores profundidades, chegando-se a registrar intensidades da ordem de $2,8 \times 10^{-3}$ m/s próximo da profundidade de 40 m (Figura 37a). Esse resultado explica, em grande parte, as perturbações nas distribuições espaciais das isotermas e isoalinas sobre o banco Aracati, verificadas *in situ* nos períodos de outono e inverno. Ao contrário, no verão, as velocidades de grandezas importantes não ultrapassaram a profundidade de 80 m, verificando-se um valor máximo de $1,3 \times 10^{-3}$ m/s, a cerca de 80 m da superfície (Figura 37b).

Observa-se que no inverno os limites inferiores das camadas isotérmica e misturada, e da zona eufótica estão mais profundas do que no verão. Possivelmente porque a CNB e os alísios são mais intensos nesta época do ano facilitando mistura vertical na coluna d'água. No verão, estas camadas são mais rasas, a termoclina torna-se mais “forte” e “compacta” e a CNB é menos intensa e provavelmente insuficientemente para gerar velocidades verticais capazes de transpassar a pycnoclina. As representações gráficas das Figuras 37a – b, sugerem um maior potencial no inverno de haver ressurgência que no verão, o que pode explicar os valores de concentração de clorofila-*a* (Figuras 13a – c, 14a – c e 15a – c) em cima do banco serem maiores no outono austral do que no verão austral, especialmente na superfície (Figura 13).

6 – SUMÁRIO DOS RESULTADOS

Este trabalho concentrou-se em tentar identificar e analisar mecanismos físicos potencialmente indutores de enriquecimento das águas oceânicas superficiais situadas na região dos bancos da cadeia Norte do Brasil. Para tal, utilizou-se das informações de campo obtidos na sub-região do banco Aracati.

No que se refere à caracterização experimental da área estudada, foi possível verificar que:

- A Água Tropical, com temperatura e salinidade superiores a 18° C e 36 ups, respectivamente, limitou-se a uma profundidade aproximada de 150 m;
- A Água Central do Atlântico Sul, limitada pela Água Tropical, foi observada até a profundidade de cerca de 670 m, com temperatura entre 5° C a 8° C e salinidade de 34 ups a 36 ups.

Do ponto de vista dinâmico, foram identificados alguns processos que estão potencialmente relacionados com a fertilização vertical na coluna d'água dos oceanos, a saber:

- A profundidade da camada bem misturada variou de 84 m, no inverno austral e 6 m, na primavera austral;
- A espessura da camada superficial isotérmica variou de um valor máximo de 96 m (inverno austral) a um valor mínimo de 8 m (primavera austral);
- A camada de barreira mostrou-se estar relacionada com a época do ano uma vez que esta foi mais espessa no outono austral com 20 m e um mínimo de 2 m na primavera austral;
- A energia cinética turbulenta produzida pelo cisalhamento eólico foi de $3,5 \times 10^{-4}$ a $22,6 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, com uma média de $9,8 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. A energia produzida pela quebra de ondas de gravidade situou-se no intervalo de $4,6 \times 10^{-2}$ e $21,5 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, sendo a média de $10,8 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Este resultado confirma a importância das ondas de superfície no mecanismo de mistura vertical no oceano;

- A concentração de clorofila-*a* foi menor na superfície, aumentando ao longo da profundidade e com conseqüente redução de luz.
- Quando a Corrente Norte do Brasil e o cisalhamento eólico são intensos no período chuvoso (outono e inverno austral), verifica-se uma tendência à elevação de águas à montante do banco, e um afundamento à jusante do mesmo, onde as isotermas de 6° C, 10° C e 14° C se deslocaram de 610 m, 400 m e 290 m para 580 m, 375 m e 180 m, respectivamente. No verão (primavera e verão austral), as isotermas permaneceram constantes em relação ao topo do banco;
- A distribuição das isoalinas mostrou-se em geral similar às isotermas, ou seja, deslocando-se verticalmente na mesma proporção. Destacando-se a isoalina de 35,2 ups que oscilou sazonalmente entre as profundidades de cerca de 360 m a 210 m. No verão austral as isoalinas são mais constantes e no outono austral já é possível constatar na superfície a presença de menores salinidades anunciando a chegada do inverno austral. A presença de estruturas indicadora de vórtices sobre o banco Aracati sugere ser resultado do turbilhonamento provocado pelo encontro da Corrente Norte do Brasil com o relevo do mesmo.

Numa segunda etapa do trabalho, foi utilizado o modelo matemático *Princeton Ocean Model*, para analisar a estrutura cinemática da região oceânica do banco Aracati. Os experimentos numéricos permitiram verificar que:

- De um modo geral, o modelo se mostrou capaz de reproduzir as estruturas termodinâmicas observadas *in situ*, seja do ponto de vista de distribuição espacial seja no que se refere a sazonalidade;
- Os resultados das simulações de inverno e verão indicaram que as isotermas de 6° C, 10° C, 14° C e 22° C se distribuem de modo similar ao verificado em campo. De forma análoga, os perfis de salinidade gerados numericamente corresponderam, no geral, às medições experimentais, reproduzindo inclusive as quebras de continuidade das isoalinas no inverno austral sobre o banco Aracati, conforme verificado em campo;

- Os campos de velocidade horizontal gerados nas simulações indicaram nitidamente desvios dos vetores correntes no entorno do banco Aracati. Os resultados representativos das situações de outono-inverno acusam fortes perturbações dos campos velocidade tanto à montante quanto à jusante do banco, enquanto que para a situação representativa dos períodos de primavera-verão austral, as perturbações concentraram-se mais nitidamente à jusante do banco;
- As distribuições horizontais de vorticidade vertical, calculadas a partir dos vetores correntes, confirmam o desenvolvimento de estruturas de vórtices em volta do banco Aracati. Tais estruturas, entretanto, se mostraram mais intensas durante o período representativo do outono-inverno;
- Os perfis de velocidade vertical gerados nas simulações indicam a presença de movimentos ascendentes na área do banco Aracati. Como era de se esperar, estes movimentos são mais intensos na área situada à montante do banco, tanto no período de inverno quanto de verão, resultado da interação da Corrente Norte do Brasil e o relevo banco;
- Além das velocidades verticais superficiais de inverno se apresentarem mais intensas que no verão, também se mostraram significativamente mais importantes para este período do ano. Uma vez que estas velocidades encontravam-se dentro da camada superficial bem misturada e dentro da zona potencialmente produtiva (zona eufótica).

7 – CONCLUSÃO E SUGESTÕES

Diante do exposto neste trabalho conclui-se que o banco Aracati interagindo com a Corrente Norte do Brasil, contribui significativamente para possíveis elevações dos parâmetros termodinâmicos da região estudada. Ocorrendo estas elevações, em especial, no período de inverno austral.

No entanto cabe ressaltar que apesar dos mecanismos físicos serem considerados importantes ao enriquecimento das águas superficiais, além de ser bastante extenso é, também, pouco explorado. Cabendo, com isso, destacar a importância da realização de estudos mais aprofundado e específico, buscando melhorias nos registros das variáveis físicas. Para buscar, desta forma, uma relação aos processos físicos e ao fluxo de nutrientes na camada bem misturada, principalmente para a área de estudo.

Este tipo de estudo poderá ser ampliado para diversos tipos e forma de bancos oceânicos, tais como: Toninha, Sírius e Guará. Buscando correlacionar e explicar a relação dos bancos (forma, dimensão, profundidade e outros) e os fenômenos físicos na influência da pesca, distribuição de larvas (peixes, crustáceos e moluscos) entre outros.

Como constatado neste trabalho, o modelo POM correspondeu às expectativas, porém propõe-se estudar a utilização do modelo com diferentes distribuições de coordenadas sigma com o intuito de minimizar erros numéricos, fazer simulações com diferentes formatos e profundidades de bancos oceânicos, utilizar o modelo em associação com outros tipos de modelo matemático buscando possíveis respostas de interações do tipo: distribuição de espécies marinhas, influência atmosférica em área de bancos oceânicos entre outros.

Desta forma poderia ser possível caracterizar o ambiente marinho e possibilitar um melhor conhecimento acerca dos processos biológicos, químicos, geológicos, físicos e meteorológicos que ocorrem nos mesmos utilizando-se da modelagem numérica para a elaboração e previsão de cenários futuros.

8 - REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

Advincula, R. (2000). Elementos Micronutrientes na Camada Eufótica da Região Oceânica entre Recife (PE) e Salvador (BA): Distribuição Espacial e Mecanismo Físicos Influentes na Fertilização das Águas. Dissertação Mestrado do Departamento de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco. 129p.

Arakawa, A. & Lamb, V. R. (1977). Computational design of the basic processes of the UCLA general circulation model, *Method. Comput. Phys.*, v.17: 174-265p.

Araújo, M; Dartus, D.; Maurel, P. & Masbernat, L. (2001). Langmuir circulations and enhanced turbulence beneath wind-waves. *Ocean Modelling*, v.3: 109-126p.

Barnier, B.; Reynaud, T.; Beckmann, A.; Böning, C.; Molines, J. M.; Barnard, S. & Jia, Y. (2001). On the seasonal variability and eddies in the North Brazil Current: insights from model intercomparison experiments. *Progress in Oceanography*, v.48: 195-230p.

Bell Jr., T. H. (1975). Topographically Generated Internal Waves in the Open Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 83. (C8): 320 – 327.

Becker, H. (2001). Caracterização Física e Química dos Bancos e Ilhas Oceânicas do Nordeste Brasileiro – Uma Contribuição ao Programa REVIZEE. Tese de doutorado do Centro de Ciências Biológicas e da Saúde da Universidade Federal de São Carlos. São Carlos, SP. 180p.

Blanck, H. F. (1999). Using TOPEX Satellite El Niño Altimetry Data to Introduce Thermal Expansion and Heat Capacity Concepts in Chemistry Courses. Department of Chemistry, Austin Peay State University Clarksville.

Blumberg, A. & Mellor, G. L. (1987). A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, *Three-Dimensional Coastal ocean Models*, edited by N. Heaps, 208p. American Geophysical Union.

Brainerd, K. E. & Gregg, M. C. (1995). Surface mixed and mixing layer depths. *Deep Sea Research*, v.42: -1543p.

Campos, E.; Busalacchi, A.; Garzoli, S.; Lutjeharms, J.; Matano, R.; Nobre, P.; Olson, D.; Piola, A.; Tanajura, C. & Wainer, I. (1999). The South Atlantic and the climate. *OCEANOBS99*, 13 p.

Cheng, C. & Beardsley, R. C. (1995). A numerical study of stratified tidal rectification over finite – amplitude banks. Part I: Symmetric Banks. *Journal of Physic Oceanography*, v.25: 2090-2110p.

Cheng, C.; Beardsley, R. C. & Limeburner, R. (1995). A numerical study of stratified tidal rectification over finite – amplitude banks. Part II: Georges Banks. *Journal of Physic Oceanography*, v.25: 2111-2128p.

Clark, P. U.; Pisias, N. G.; Stocker, T. F. & Weavers, A. J. (2002). The role of the thermohaline circulation in abrupt climate changes. *Nature*, v. 415: 863-869.

DaSilva, A. M.; Young, C. C. & Levitus, S. (1995). Atlas of surface marine data 1994. Volumes 1, 3, 4. NOAA Atlas NESDIS Series, U. S. Department of Commerce. (<http://ingrid.ldgo.columbia.edu/SOURCES/.DASILVA/.SMD94/climatology/>).

Defant, A. (1961). *Physical oceanography*, v.1, Pergamon Press, 729p.

Delcroix, T.; Eldin, G. & Henin, C. (1987). Upper ocean water masses and transports in the western tropical Pacific. *Journal Physics Oceanography*, v.4: 498-501p.

Diretoria de Hidrologia e Navegação (DHN), Marinha do Brasil. (1974). *Carta Náutica* n° 700, 2° ed.

Duxbury, A. B. & Duxbury, A. C. (1996). *Fundamentals of Oceanography*. 2ed. Dubuque, Wm. C. Brown Plublishers, 308.

Geber, F.O. (2003). Dinâmica de sistemas de bancos oceânicos da Cadeia Norte do Brasil: caracterização...

Elliott, G. W. (1974). Precipitation signatures in the sea surface layer conditions during BOMEX. *Journal of Physical Oceanography*, v.4: 498 – 501p.

Espensade, E. B. (1950). Goode's School Atlas. Rand McNally, NY. Resumo de correntes oceânicas, ressurgências e costas continentais de: *Scientific American*, 1971, *Oceanography*, W. H. Freeman, San Francisco.

Flagg, C. N. (1987). Hydrographic structure and variability, in: H. Backus (ed.), *Georges Bank*, The MIT Press, Cambridge, MA, 108-124p.

Franks, P. J. S. & Chen, C. (1996). Plankton production in tidal fronts: A model of Georges Bank in summer, *Journal of Marine Research*, v.54: 631-651p.

Gargett, A. E. (1989). Ocean Turbulence. *Ann. Review Fluid Mech.*, v.21: 419-451p.

Genin, A. & Boehlert, G. W. (1985). Dynamics of temperature and chlorophyll structures above a seamount: An oceanic experiment. *Journal of Marine Research*, v.43: 907-24p.

Giarolla, E. (1999). Investigação numerica da variabilidade de mesoescala na confluência das correntes Brasil-Malvinas induzidas pela atmosfera. Tese de Doutorado IAG/USP, 131 p.

Hazin, F.H.V. (1993). Fisheries oceanographical study on tunas, billfishes and sharks in the southwestern equatorial Atlantic Ocean. D.Sc. Thesis. Tokyo University of Fisheries. 286p.

Hazin, F.H.V; Zagaglia, J.R.; Broadhurst, M.K.; Travassos, P.E.P. & Bezerra, T.R.Q. (1998). Review of a Small-scale Pelagic Longline Fishery off Northeastern Brazil. *Marine Fisheries Review*, v.60 (3): 1-8p.

Huppert, H. E. & Bryan, K. (1976). Topographically Generated Eddies. *Deep Sea Research*. Oxford, Pergamon Press, v.23: 655 – 679p.

Geber, F.O. (2003). Dinâmica de sistemas de bancos oceânicos da Cadeia Norte do Brasil: caracterização...

Johns, W. E.; Lee, T. N.; Beardsley, R. C.; Candela, L.; Limeburner, R. & Castro, B. (1998). Annual cycle and variability of the North Brazil Current. *Journal Physical Oceanography*, v.28: 103-128p.

Laevastu, T & Hela, I. (1970). *Fisheries Oceanography – An Introduction*. London, Fishing News. 238p.

Lalli, C.M. & Parsons, T.R. (1993). *Biological oceanography: an introduction*. Elsevier Science Ltd., Oxford, U.K. 289-291p.

Lukas, R. & Lindstrom, E. (1991). The mixed layer of the western equatorial Pacific ocean. *Journal of Geophysical Research*, v.96: 3343 – 3357p.

Maurel, P.; Araujo, M.; Dartus, D.; Masbernat, L. & Terrise, F. (1997). Upper Mixed Layer Dynamics Under Wind-waves. *Journal Research Oceanography*, v.22: 53-59p.

Medeiros, C. (2001). Programa Nacional de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva, SCORE/NE. Reunião Nacional de Integração de Resultados. Relatório de Síntese. Brasília – DF. 9p.

Mellor, G. L. (1998). *A User's Guide for A Three – Dimensional, Numerical Ocean Model*. Princeton University Report. 41p

Molinari, R. L. (1982). Observations of eastward currents in the tropical South Atlantic Ocean: 1978 1980. *Journal Geophysical Research*, v.87: 9707-9714p.

Moura, G. F. (2000). Relatório da Biomassa Primária Fitoplanctônica (REVIZEE-NE III). Recife, REVIZEE-SCORE NORDESTE. 21p.

Orlanski, I. & Polinsky, L. J. (1983). Ocean response to mesoscale atmospheric forcing. *Tellus*, 35A (4), 296-323p.

Geber, F.O. (2003). Dinâmica de sistemas de bancos oceânicos da Cadeia Norte do Brasil: caracterização...

Peterson, R. G. & Stramma, L. (1991). Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, v.26: 1-73p.

Pond, S. & Pickard, G. L. (1983). *Introductory Dynamic Oceanography*. Oxford, Pergamon Press. 329p.

Rahmstorf, S. (2002). Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, v.419: 207-214p.

Reid, J. L. (1989). On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: Flow pattern, tracers and transports. *Progress in Oceanography*, v.23: 149-244p.

Roden, G. I. (1991). Effect of seamounts and seamounts chains on ocean circulation and thermohaline structure. In: *Seamounts, Island and Atolls*. Keating, B.H., Fryer, P., Batiza, R., and Boehlert, G.W., eds. *Geophysical Monograph*, v.43: 335-354p.

Rogers, A. D. (1994). The biology of seamounts. In: *Advances in marine biology*. London, Academic Press. 305 – 350p.

Ryther, J. H. (1969). Photosynthesis and fish production in the sea. *Science*, n. 166, 72-76p.

Schott, F. A. & Böning, W. (1991). The WOCE model in the western equatorial Atlantic: Upper-layer circulation. *Journal Geophysical Research*, v.96: 6993-7004p.

Schott, F. A.; Stramma, L. & Fischer, J. (1995). The warm water inflow into the western tropical Atlantic boundary regime, Spring 1994. *Journal Geophysical Research*, v.100: 24745-24760p.

Schott, F. A.; Fischer, J. & Stramma, L. (1998). Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, v.28: 1904-1928p.

Geber, F.O. (2003). Dinâmica de sistemas de bancos oceânicos da Cadeia Norte do Brasil: caracterização...

Schott, F. A.; Brandt, P.; Hamann, M.; Fischer, J. & Stramma, L. (2002). On the boundary flow off Brazil at 5-10° S and its connection to the interior tropical Atlantic. *Geophysical Research Letters* (in press).

Silveira, I. C. A.; Miranda, L. B. & Brown, W. S. (1994). On the origins of the North Brazil Current. *Journal Geophysical Research*, v.99: 22501-22512p.

Sloss, P. W. (2001). National Geophysical Data Center (NGDC) CD-ROM, ETOPO2 Global 2' Elevations.

Stewart, R. W. (1967). Mechanics of the air-sea interface. *Physical Fluids Suppl.* v.10: 47-55p.

Stramma, L. & Peterson, R. G. (1990). The South Atlantic Current. *Journal Physical Oceanography*, v.20: 846-859p.

Stramma, L. (1991). Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic. *Journal Marine Research*, v.49: 281-294p.

Stramma, L. & England, M. (1999). On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal Geophysical Research*, v.104: 20863-20883p.

Stramma, L. & Schott, J. (1999). The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean, *Deep Sea Research*, v.46: 279-304p.

Strickland, J.D.H. & Parsons, T.R. (1968). A practical handbook of sea water analysis. *Bulletim Fish. Res. Of Canada*, Ottawa, n. 167, 1-311p.

Tchernia, P. (1980). *Descriptive Regional Oceanography*. London, Pergamon Press. 253p.

Geber, F.O. (2003). Dinâmica de sistemas de bancos oceânicos da Cadeia Norte do Brasil: caracterização...

Travassos, P.; Hazin, F. H. V.; Zagaglia, J. R.; Advincula, R. & Schober, J. (1999). Thermohaline structure around seamounts and islands off North-Brazil. *Archive of Fishery Marine Research*, v. 47, n. 2/3, 211-222p.

Versteeg, H. K. e Malalasekera, W. (1995). *An introduction to computational fluid dynamics*, Longman. Scientific & Technical, EUA.

Yentsch, C. S. & Menzel, D. W. (1963). A method for the determination of phytoplankton chlorophyll and phaeophytin by fluorescence. *Deep-Sea Research*, v.10: 221-231p.

ANEXO A

Principais elementos do código computacional POM

Principais elementos do código computacional Fortran™ do POM:

Segue abaixo a lista das principais variáveis, constantes e índices encontrados nas rotinas do programa.

Índices

I,J (i,j) – índices da malha horizontal;
IM, JM – limites horizontais de I e J;
K(k) – índice da malha vertical; K=1 na superfície e K=KB no fundo;
IINT (n) – índice do modo interno;
IEXT – índice do modo externo;

Constantes e símbolos lógicos

DTE(Δt_E) – intervalo de tempo do modo externo (s);
DTI(Δt_I) – intervalo de tempo do modo interno (s);
EXTINC – coeficiente de extinção de ondas curtas (m^{-1});
HORCON(C) – coeficiente da formulação de difusividade de *Smagorinsky*;
IEND – quantidade final de passos internos realizados;
IPRINT – Intervalo de saída em que as variáveis são impressas;
ISPLIT – DTI/DTE;
MODE – MODE=2 torna o POM um modelo 2D, bi-direcional horizontal;
- MODE=3 torna o POM um modelo 3D;
- MODE=4 torna o POM modelo 3D, mas com saídas para diagnósticos;
RFE, RFW, RFN, RFS – 1 ou 0 nos quatro limites da malha;
SBIAS – valor de salinidade média usada na aproximação de *Boussinesq* (ups);
SMOTH (α) – parâmetro de amortecimento temporal;
TBIAS – valor de temperatura média usada na aproximação de *Boussinesq* (°C);
TPRNI (A_H/A_M) – inverso do número de *Prandtl*;
TR – coeficiente de transmissão superficial de ondas curtas;
UMOL – difusividade vertical intrínseca;

Vetores unidimensionais

$Z(\sigma)$ – coordenadas sigma das camadas verticais, $Z=0$ (superfície), $Z=-1$ (fundo);

ZZ – coordenadas sigma, intermediárias entre Z ;

$DZ(\delta\sigma) = Z(K)-Z(K+1)$;

$DZZ = ZZ(K)-ZZ(K+1)$;

Vetores bidimensionais

AAM2D – média vertical de AAM ($m^2 s^{-1}$);

ART, ARU, ARV – área das células da malha para T, U, V, respectivamente (m^2);

COR(f) – parâmetro de Coriolis (s^{-1});

DUM – máscara para u, componente de velocidade; 0 sobre terra e 1 sobre água;

DVM – máscara para v, componente de velocidade; 0 sobre terra e 1 sobre água;

FSM – máscara variáveis escalares 0 sobre terra e sobre água;

$DX(h_x$ ou $\delta x)$ – espaçamento da malha no eixo x (m);

$DY(h_y$ ou $\delta y)$ – espaçamento da malha no eixo y (m);

EL(η) – elevação da superfície usada no modo externo (m);

ET(η) – elevação da superfície usada no modo interno (m);

D(D) – H+EL (m);

DT(D) – H+ET (m);

H(H) – profundidade local (m);

SWRAD – radiação de ondas curtas incidentes na superfície do oceano ($m s^{-1} K$);

UA,VA (\bar{U}, \bar{V}) – média vertical de U,V ($m s^{-1}$);

UT,VT (\bar{U}, \bar{V}) – média de UA,VA sobre o intervalo $DT=DTI$ ($m s^{-1}$);

WUSURF, WVSURF – ($\langle wu(0) \rangle, \langle wv(0) \rangle$) fluxos de quantidade de movimento na superfície ($m^2 s^{-2}$);

WUBOT, WVBOT – ($\langle wu(-1) \rangle, \langle wv(-1) \rangle$) fluxos de quantidade de movimento no fundo ($m^2 s^{-2}$);

WTSURF, WSSURF – ($\langle w\theta(0) \rangle, \langle ws(0) \rangle$) fluxos de temperatura e salinidade na superfície ($m s^{-1}, m s^{-1}, ups$);

Vetores tridimensionais

AAM (A_M) – viscosidade cinemática horizontal ($m^2 s^{-1}$);

AAH(AH) – difusividade térmica horizontal =TPRNI * AAM;

L(l) - escala característica da turbulência;

KM(KM) - viscosidade cinemática vertical($m^2 s^{-1}$);

KH(KH) - difusividade cinemática vertical($m^2 s^{-1}$);

RAD(R) - fluxo de radiação de ondas curtas ($m s^{-1} K$) mesmo referencial de

WTSURF;

Q2(q2) - quadrado da energia cinética turbulenta ($m^2 s^{-2}$);

Q2L(q2l) - Q2 x escala turbulenta característica ($m^3 s^{-2}$);

T(T) - temperatura potencial ($^{\circ}C$);

S(S) - salinidade (ups);

RHO ($\rho - 1000.$)/rhref density - densidade (adimensional);

U,V(U,V) - velocidades horizontais ($m s^{-1}$);

W(w) - velocidade vertical em coordenadas sigma ($m s^{-1}$);

RMEAN - média do campo de densidades verticais.

- initcond

Este arquivo é um arquivo de entrada de dados. Alterações no corpo deste arquivo não força o usuário a realizar nova compilação do código.

Em sua leitura, a partir do programa principal, são definidas as seguintes variáveis:

- NREAD – pode assumir dois valores, 0 ou 1. Assume valor 0 se este é iniciado a partir do repouso ou valor 1 se o programa é reinicializado considerando uma condição inicial não-nula, carregando um arquivo binário contendo valores para todas as variáveis do programa;
- ISPLIT – é a relação entre DTI e DTE podendo variar de 16 a 30, de acordo com as características hidrodinâmicas e de discretização espaço-temporal do problema em questão;
- IDAYS – quantidade de dias que serão simulados a partir da inicialização do programa;

- MODE – pode assumir três valores, listados no item: Constantes e símbolos lógicos;
- PRTD1 – inverso do número de Prandtl;
- DTI – passo de tempo do modo interno, dado em segundos;
- HORCON – constante utilizada na formulação de Smagorinsky;

IPRTD1 –contendo respectivamente: Longitude, Latitude e Profundidade(m). Iniciando do ponto mais ao Sul e mais Oeste, e sempre se deslocando primeiramente para o Norte e depois para Leste.

- *dxdy.xy*

Arquivo que contém as dimensões dos elementos: I, J, DX, DY. Estes são organizados em quatro colunas, e arranjados um sobre o outro, da mesma maneira que no arquivo *depths.xyz*.

➤ Principais rotinas do código computacional POM

- *main.f*

Este é o principal programa do modelo POM, pois é neste arquivo que gerencia todas as sub-rotinas do modelo, além de todos os arquivos de entrada (*depths.xyz; dxdy.xy; initcond*) e de impressão de resultados ao longo das simulações. A Figura 38 traz um esquema simplificado relativo ao fluxograma do código.

Os dois principais laços de repetição, de índices 9000 e 8000. Estes dois laços, respectivamente, distinguem-se pelo fato de utilizarem intervalos de tempo de integração distintos. O primeiro intervalo de tempo é o DTI (associado ao laço 9000), utilizado na integração das componentes do modo interno, e o segundo intervalo é o DTE (associado ao laço 8000), o intervalo de tempo de integração do modo externo. Estes dois intervalos por sua vez estão associados ao tempo de resposta de determinados processos físicos envolvidos. O modo externo responde mais efetivamente aos processos barotrópicos, e o modo interno aos processos baroclínicos.

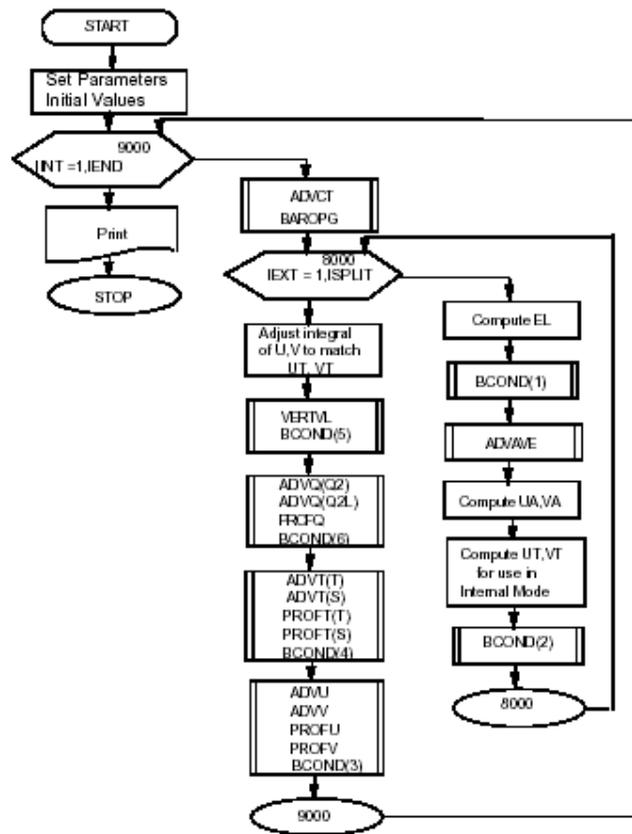


Figura 38: Fluxograma simplificado do modelo POM (fonte: POM Users Guide 1998)

O DTI e o DTE estão limitados pela condição de *Courant-Friedrichs-Levy* (CFL) para cada processo, quando se tem:

$$\text{- Modo Externo: } \Delta t_E \leq \frac{1}{C_i} \left(\frac{1}{\delta x^2} + \frac{1}{\delta y^2} \right)$$

onde: $C_i = 2(gH)^{1/2} + U_{max}$, U_{max} é a velocidade máxima esperada. Recomenda-se utilizar 90% deste valor para as simulações.

$$\text{- Modo Interno: } \Delta t_I \leq \frac{1}{C_T} \left(\frac{1}{\delta x^2} + \frac{1}{\delta y^2} \right)$$

onde: $C_T = 2C + U_{max}$, C_T é a máxima onda interna de gravidade e U_{max} é a velocidade máxima esperada.

As sub-rotinas que estão dentro do laço 8000 (modo externo) são integradas verticalmente em camadas sigma. Num processo de *feedback*, a elevação e as velocidades horizontais do modo externo são calculadas, a cada intervalo DTE, a partir de valores dos termos baroclínicos juntamente com a tensão de cisalhamento de fundo, tantas vezes até que se complete um DTI.

No laço 9000 (modo interno), as equações não são integradas na vertical, utilizando-se do método de discretização em diferenças finitas implícito (*leap frog*) para os termos de difusão vertical. Os termos advectivos e os termos de difusão horizontal são discretizados por método de diferenças finitas explícito.

- *bcond.f*

Trata-se do arquivo onde estão contidas as rotinas que definem as condições de contorno nos limites considerados abertos na definição do problema. É nele que são feitas as principais alterações até que se consiga uma condição ideal para todas as variáveis em questão nos limites abertos. Definimos, principalmente, condições de elevação (η) e de velocidades (U , V), para os modos interno e externo. Neste arquivo são definidas as condições ao limite para as variáveis T (temperatura), S (salinidade), W (velocidade vertical), q e q^2l (grandezas turbulentas)

➤ Arquivos de saída/impressão de resultados

Os arquivos de saída do modelo POM são em geral referenciados por:

- *uvelpxx.dat*

Estes arquivos são gerados a partir do início da simulação em intervalos de tempo definidos no arquivo *initcond* (IPRTD1). Aqui, a terminação *xx* indica os números que os ordenam de acordo com a sequência de simulação, ou seja, os arquivos gerados têm nome: *uvelp01.dat*, *uvelp02.dat*, *uvelp03.dat*, etc. Eles trazem as distribuições horizontais superficiais de U (m/s), V (m/s) e el (m), para toda a malha, arranjados em colunas, onde as duas primeiras colunas são as coordenadas geográficas (em graus) dos pontos da malha.

- *el.out*

Através desse arquivo pode-se acompanhar a evolução temporal da elevação do nível do mar ao longo de toda a simulação. Os dados estão alinhados em colunas: a primeira coluna indica o tempo de simulação (em dias), e as outras colunas trazem respectivamente evolução da elevação no limite Sul, no meio da malha e no limite Norte. O intervalo de tempo de escrita de uma linha para a outra é definido pelo tempo de integração externo DTE.

- *ek.out*

Esse arquivo de saída imprime a evolução temporal da energia cinética barotrópica total do sistema, ao longo de toda a simulação. Os dados estão alinhados em colunas: a primeira coluna indica o tempo de simulação (em dias), e a segunda coluna traz a evolução da energia cinética total no meio da malha.

O intervalo de tempo de escrita de uma linha para a outra é igualmente definido pelo DTE.

APÊNDICE 1

Constantes Iniciais e Principais Mudanças no código computacional POM

Problem number:

Tipo	subrotina	
1	seamount	seamount
2	conservation	box
3	your own	my_problem

iproblem=1

modo	descrição
2	2-D calculation (Calcula o stress no fundo em advave)
3	3-D calculation (Calcula o stress no fundo em profu,v)
4	3-D calculation com os campos de t e s fixos

mode=3

Esquema advectivo:

nadv

- 1 Centred scheme, como o provido originalmente no POM
- 2 Smolarkiewicz iterative upstream scheme

nadv=1

Constants for Smolarkiewicz iterative upstream scheme.

Números de interações. Devendo ser entre 1 e 4. 1 is standard upstream differencing; 3 adds 50% CPU time to POM:

nitera=2

Smoothing parameter

Devendo prevalecer 1, mas $0 < sw < 1$:

sw=0.5e0

External (2-D) time step (secs.):

dte=2.e0

Internal (3-D) time step/External (2-D) time step (dti/dte; dimensionless):

isplit=30

days=30. ! duração das simulações

prtd1=0.0125e0 ! Intervalo de impressão (dias)

prtd1=1.

prtd2=1.e0 ! Intervalo de impressão final (dias)

swtch=1000.e0 ! Tempo para switch de prtd1 para prtd2

iskp=2 ! Intervalo de Saídas em i

jskp=2 ! Intervalo de Saídas em j

Lógica para o “ramp” inicial (.true. if inertial ramp to be applied to wind stress and baroclinic forcing, otherwise .false.)

lramp=.false.

lramp=.true. ! lofec

Densidade referencial:

rhoref=1025.e0

tbias=0.e0 ! Temperatura tbias (°C)

sbias=0.e0 ! Salinidade sbias

grav=9.806e0 ! gravidade (S.I.)

kappa=0.4e0 ! Constante de von Karman's

z0b=.01e0 ! Rugosidade de Fundo (m)

cbcmín=.0025e0 ! Coeficiente mínimo de fundo.

cbcmáx=1.e0 ! Coeficiente máximo de fundo.

horcon=0.2e0 ! Coeficiente de difusividade Smagorinsky.

Número de Prand (ah/am; dimensionless):

tpnri=.0e0

Pano de fundo da viscosidade usado na subrotina profq, profi, profu and profv (S.I.):

umol=2.e-5

Profundidade máxima (m):

hmax=3500.e0

Magnitude máxima de vaf:

vmaxl=100.e0

Valor máximo permitido de:

slmax=2.e0

Número de camadas logarítmicas

k11=6

k12=kb-2

Tipo de água

ntp Jerlov water type

1	i
2	ia
3	ib
4	ii
5	iii

ntp=2

Condição limite da temperatura de superfície:

nbct	prescribed temperature	prescribed flux	short wave penetration
1	no	yes	no
2	no	yes	yes
3	yes	no	no
4	yes	no	yes

nbct=1

Condição limite da salinidade de superfície:

nbc	prescribed salinity	prescribed flux
1	no	yes
3	yes	no

nbc=1

Intervalo de tempo durante cada modo externo (2-D):

ispadv=5

Constante no filtro temporal:

smoth=0.10e0

Peso usado para o termo da elevação da superfície no modo externo (2-D):

alpha=0.225e0

Final das constantes

SUBROUTINA SEAMOUNT

delh=0.9e0

Grid size:

delx=1800.e0

delx=2300.e0

Radius island or seamount:

ra=25000.e0

Current velocity:

Verão

vel=0.08e0

Inverno

vel=0.09e0

Set up grid dimensions, areas of free surface cells, and Coriolis parameter:

do j=jm,1,-1 do i=1,im

For constant grid size:

```
dx(i,j)=delx
```

```
dy(i,j)=delx
```

For variable grid size:

```
dx(i,j)=delx-delx*sin(pi*float(i)/float(im))/2.e0
```

```
dy(i,j)=delx-delx*sin(pi*float(j)/float(jm))/2.e0
```

```
read(36,*) xa,ya,dx(i,j),dy(i,j)
```

```
cor(i,j)=-8.5e-6
```

```
end do
```

```
end do
```

Calculate horizontal coordinates of grid points and rotation angle.

Define depth:

```
do i=1,im
```

```
do j=1,jm
```

```
h(i,j)=4500.e0*(1.e0-delh*exp(-((east_c(i,j)-east_c((im+1)/2,j))**2+(north_c(i,j)-north_c(i,(jm+1)/2))**2)/ra**2))
```

```
if(h(i,j).lt.1.e0) h(i,j)=1.e0
```

```
end do
```

```
end do
```

```
do j=jm,1,-1
```

```
do i=1,im
```

```
read(35,*) xlon(i,j),ylat(i,j),h(i,j)
```

```
if(h(i,j).lt.1.e0) h(i,j)=1.e0 !lofec 25/02/2003
```

```
end do
```

```
end do
```

inverno

if ((zz(k)*h(i,j)).ge.-100.) then

tb(i,j,k)=26.25-tbias

else

tb(i,j,k)=4.89e0+36.51e0*exp(6.31e0*zz(k)*h(i,j)/1000.e0)-tbias

endif

if ((zz(k)*h(i,j)).ge.-180.) then

sb(i,j,k)=-1.1e-4*(zz(k)*h(i,j))**2 - 1.8e-2*(zz(k)*h(i,j))+35.9e0-sbias

else

sb(i,j,k)=3.25e0*exp(5.4e-3*(zz(k)*h(i,j)))+ 34.27e0 - sbias

endif

verão

if ((zz(k)*h(i,j)).ge.-60.) then

tb(i,j,k)=27.3-tbias

else

tb(i,j,k)=4.8e0+30.94e0*exp(5.42e0*zz(k)*h(i,j)/1000.e0)-tbias

endif

if ((zz(k)*h(i,j)).ge.-150.) then

sb(i,j,k)=-1.34e-4*(zz(k)*h(i,j))**2-2.15e-2*(zz(k)*h(i,j))+35.69e0-sbias

else

sb(i,j,k)=4.42e0*exp(6.32e-3*(zz(k)*h(i,j))) + 33.5e0 - sbias

endif

Verão

wtsurfs(i,j)=-2.4e-6

wvsurfs(i,j)=5.7e-5

wusurfs(i,j)=2.3e-4

Inverno

wtsurfs(i,j)=-9.5e-7

wvsurfs(i,j)=1.3e-4

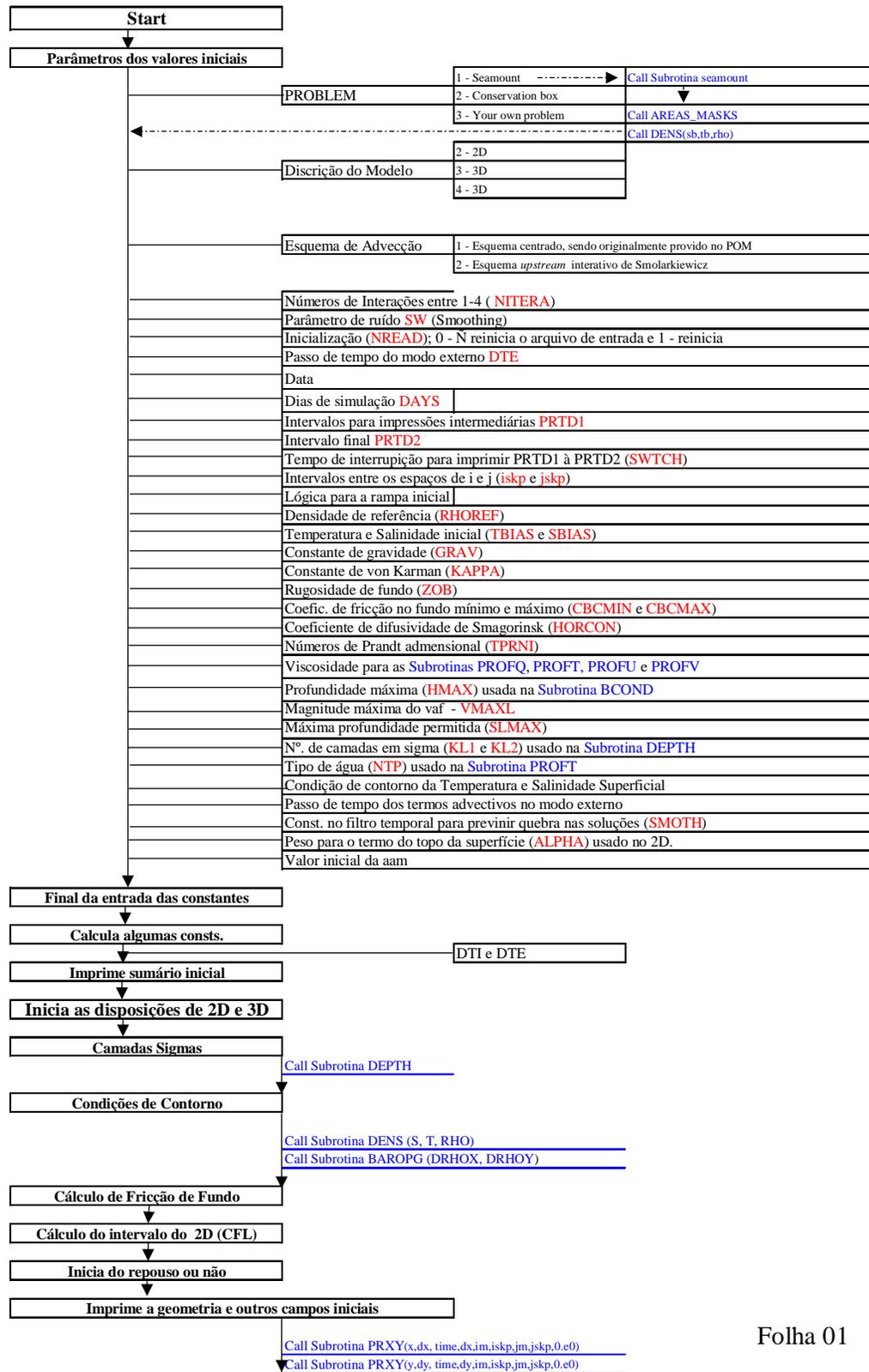
wusurfs(i,j)=3.1e-4

end do

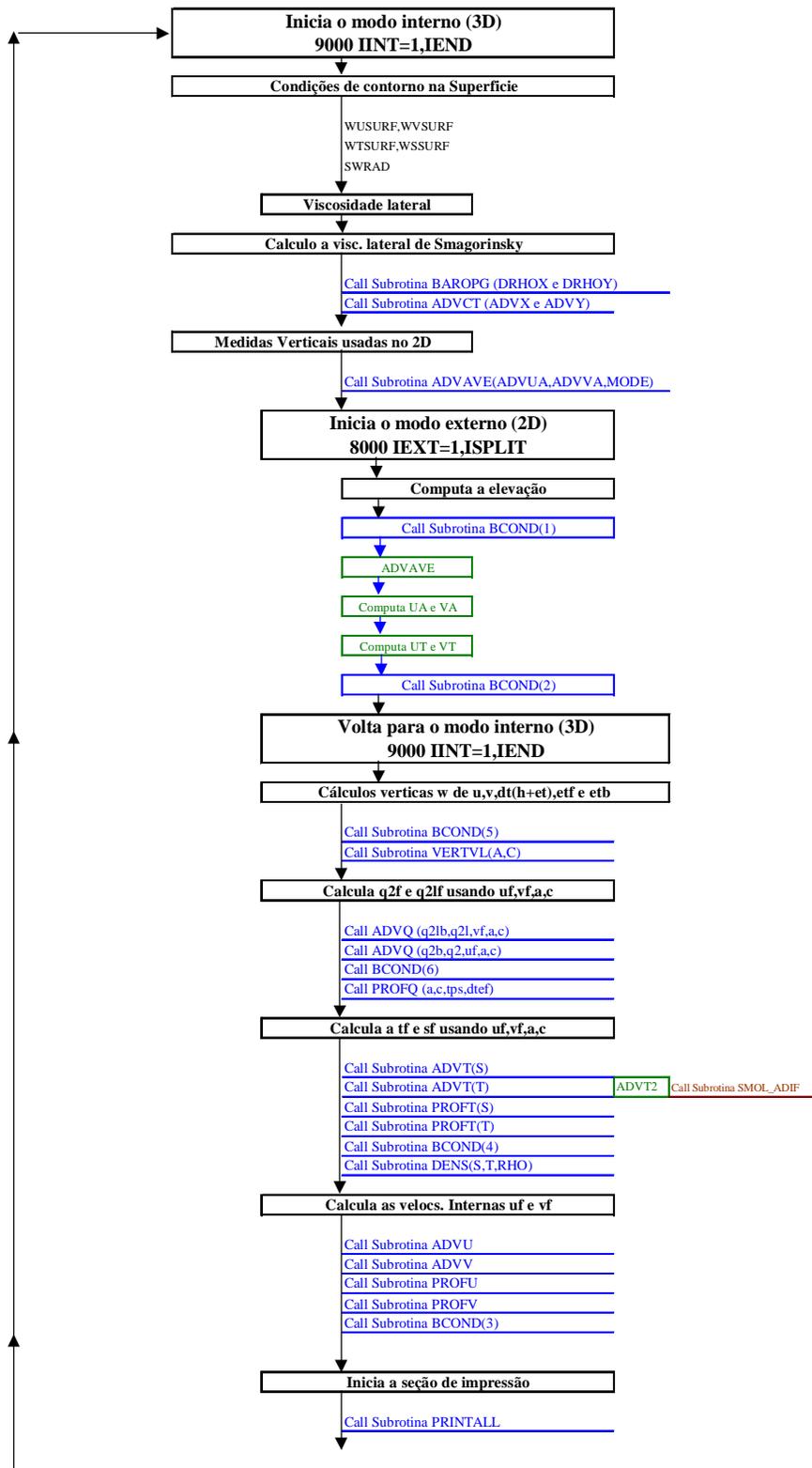
end do

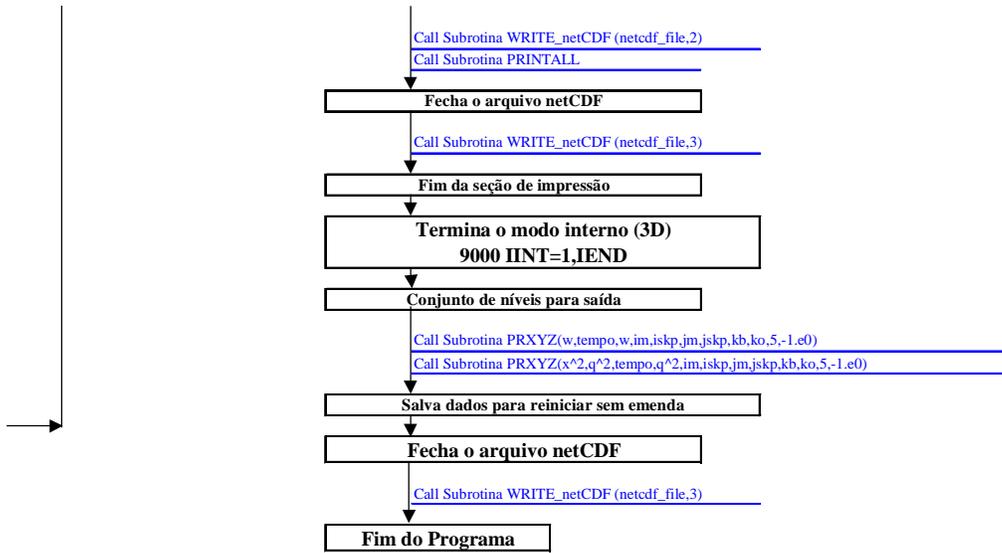
APÊNDICE 2

Esquematização do POM









Legenda	
→	Sequência do Programa Principal
→	Sequência dos Programas Secundários (Subrotinas)
→	Sequência do Problema Seamount
ETAPAS DO PROGRAMA PRINCIPAL	
CONSTANTES	
1° ORDEM DE SUBROTINAS	
2° ORDEM DE SUBROTINAS	
3° ORDEM DE SUBROTINAS	

OBS: Para mais detalhes do programa ver Mellor, 1990