



*Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.*

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CURSO DE GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL
CENTRO TECNOLÓGICO

PABLO MERLO PRATA

CARACTERIZAÇÃO DO AMBIENTE MARINHO DO
ESTADO DO ESPÍRITO SANTO UTILIZANDO DADOS DO
BANCO NACIONAL DE DADOS OCEANOGRÁFICOS

VITÓRIA-ES
2007



*Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.*

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

ABLO MERLO PRATA

CARACTERIZAÇÃO DO AMBIENTE MARINHO DO ESTADO DO ESPIRITO SANTO UTILIZANDO DADOS DO BANCO NACIONAL DE DADOS OCEANOGRÁFICOS

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Engenharia Ambiental; área: Recursos Hídricos.

Orientador: Prof. Arno Maschmann de Oliveira
Co-orientador: Prof. Julio Tomas Aquije Chacaltana

VITÓRIA-ES
2007



*Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.*

[*Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features*](#)



*Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.*

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

À minha FAMÍLIA,

dedico

Agradecimentos

Quero agradecer ao meu orientador e professor Arno Mashmann de Oliveira, pela acolhida e pelo auxílio durante esse trabalho. Agradeço também ao professor Julio Chacaltana pela paciência e ajuda nessa empreitada.

Gostaria de agradecer àqueles que, de alguma forma deram uma força para o desenvolvimento deste trabalho, me mantendo motivado e com a cabeça fria. Dentre estes, Cristina Marinato, Marcus Berger e Fábio Pavan do mestrado, Jessé e Antônio do Laboratório de Geomática (IEMA), Christian Pedruzzi, e Lorena Rodrigues.

Quero agradecer também a compreensão dos meus colegas do IEMA quando tive que dispensar o *happy hour*.



Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

*%Atualmente as limonadas são feitas artificialmente
e os detergentes com limões verdadeiros+
Alfred E. Newman*



Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

Resumo

O Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO), vinculado à Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil consiste num acervo de dados que podem ser disponibilizados ao público gratuitamente e com mínima burocracia. Entretanto, pouco se sabe da validade destes dados para a caracterização de extensas áreas marinhas. Neste sentido, foi escolhida a região marinha do Estado do Espírito Santo compreendida entre os paralelos 18°S e 20°S e meridianos 41°W e 37°W, para verificar tal hipótese. A aplicação de metodologias específicas no tratamento dos dados brutos de oceanografia física e geológica foi de suma importância para a obtenção de resultados satisfatórios. Os dados do BNDO mostraram-se válidos para caracterização do regime de ventos, identificação de massas de água, observação de diferenças sazonais em perfis de temperatura *versus* profundidade, análise harmônica de correntes marinhas e sua relação com as marés. Quanto os dados geológicos observaram-se certa limitação na utilização destes, devido principalmente a irregularidade espacial da distribuição das amostras, pois, se concentram em determinados locais e são ausentes em outros. Apesar de contar com dados quase sinóticos, que não possuem a mesma resolução temporal e espacial, verificou-se que os dados do BNDO colaboram de certo modo, na elaboração estudos de caracterização ambiental de regiões marinhas.

Palavras-chave: caracterização marinha, banco de dados oceanográficos, BNDO.



Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

Abstract

The National Oceanographic Data Bank (BNDO) is a branch of the Director of Hydrography and Navigation (DHN) of the Brazilian Navy. The Data Bank makes available to the public a great quantity of data, free of charges and with minimum bureaucracy. However, the validity of these data for the characterization of extensive sea areas is little known. To validate this data bank we verified its data from the sea region of the State of Espirito Santo, located between the 18°S and 20°S parallels and 41°W and 37°W meridians. The application of specific methodologies in the treatment of physical and geologic oceanographic row data was of major importance achieves satisfactory results. BNDO data revealed validity for characterization of winds, identification of water masses, identification of seasonal variation in temperature profile *versus* depth, harmonic analysis of currents and its correlation with the tides. However the geologic data have shown certain limitation for its use due to the irregularity of samples spatial distribution, since they are concentrated in some areas and absent in others. Although BNDO have almost synoptic data, without congruent time and space resolution, we conclude that the BNDO data collaborate, in certain way, for the environmental characterization of sea regions.

Key-words: sea characterization, oceanographic data bank, BNDO.

LISTA DE FIGURAS

Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features

.....	o Giro Subtropical do Atlântico Sul (Adaptada de PETERSON &	18
Figura 3.2 - Exemplo de um diagrama T-S espalhado para a região da Baía de Campos, mostrando os pares T-S característicos das massas d'água da costa leste/sudeste do Brasil. Os dados foram obtidos no Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO). FONTE: FRAGOSO (2004).		21
Figura 3.3 - Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste ao nível de 250m. FONTE: SILVEIRA <i>et al.</i> (2000).		25
Figura 3.4 - Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste ao nível de 800m. FONTE: SILVEIRA <i>et al.</i> (2000).		27
Figura 3.5 - Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste ao nível de 2000m. FONTE: SILVEIRA <i>et al.</i> (2000).		28
Figura 3.6 - Representação esquemática das massas d'água: AT (vermelho) / ACAS (azul) / AIA (verde) / APAN (amarelo). Notar a bifurcação da ACAS em nível picnoclínico, e da AIA em nível sub-picnoclínico na região central do Embaiamento de São Paulo. Estão indicados, também, os vórtices ciclônicos e anticiclônicos: Vórtice de Cabo Frio (VCF) / Vórtice Cabo de São Tomé (VCST) / Vórtice Vitória (VV), ao largo de Cabo Frio - RJ, Cabo de São Tomé - RJ e Vitória - ES, respectivamente. FONTE: Adaptado de GODOI (2005).		28
Figura 3.7 - Carta-imagem da temperatura da superfície do mar processada pelo INPE do dia 24 de março de 2001 mostrando feições vorticiais próximas ao Cabo de São Tomé e Cabo Frio. Fonte: FRAGOSO (2004).		30
Figura 3.8 - Linhas cotidais (de mesma fase) da componente da onda de Maré M_2 no Oceano Atlântico Sul, sendo observados dois pontos anfidrômicos da componente de maré M_2 . ÍPÍ é o local aproximado de encontro das linhas cotidais relativas aos pontos anfidrômicos de Rio Grande e do Centro Atlântico. FONTE: MESQUITA (1997).		33
Figura 3.9 - Climatologia da temperatura superficial média (°C) dos oceanos em janeiro. FONTE: STEWART (2007).		36
Figura 3.10 - Climatologia da temperatura superficial média (°C) dos oceanos em julho. FONTE: STEWART (2007).		36
Figura 3.11 - Perfis médios típicos de temperatura para diferentes latitudes em oceano aberto. FONTE: Adaptada de BROWN <i>et al.</i> (1989).		37
Figura 3.12 - Sucessão de perfis de temperatura mostrando o desenvolvimento (linhas sólidas) e desaparecimento (linhas pontilhadas) de uma termoclina sazonal no Hemisfério Norte. FONTE: Adaptada de BROWN <i>et al.</i> (1989).		38
Figura 3.13 - Salinidade superficial média (psu) dos oceanos. FONTE: STEWART (2007).		39
Figura 3.14 - Perfis verticais médios típicos de salinidade média nos oceanos. FONTE: Adaptada de PICKARD & EMERY (1990).		40
Figura 3.15 - Imagem do satélite GOES, destacando a posição e o giro dos centros de alta pressão atmosférica. Anticiclone Sub-tropical do Atlântico Sul (AP1) e o Anticiclone Migratório Polar (AP2). A linha pontilhada destaca a área de instabilidade caracterizada por um sistema frontal. FONTE: Adaptado de INPE (2007).		41
Figura 3.16 - Climatologia da tensão de cisalhamento do vento para a costa brasileira (din/cm^2) para o mês de janeiro. FONTE: CASTRO FILHO & MIRANDA (1998).		42
Figura 3.17 - Climatologia da tensão de cisalhamento do vento para a costa brasileira (din/cm^2) para o mês de julho. FONTE: CASTRO FILHO & MIRANDA (1998).		43
Figura 3.18 - Plataforma continental da Costa Central do Brasil. FONTE: Modificado de BIZZI <i>et al.</i> (2003).		46
Figura 3.19 - Plataforma continental da Costa Central do Brasil. FONTE: Modificado de REVIZEE (2000) e adaptado segundo JINNO & SOUZA (1999).		49
Figura 3.20 - Mapa Faciológico do Projeto REMAC para a região marinha do Estado do Espírito Santo. FONTE: Modificado de KOWSMANN & COSTA (1979).		53
Figura 4.1 - Área de Estudo e pontos amostrais adquiridos para este trabalho.		55
Figura 4.2 - Polígonos de Thiessen: a) Amostras irregulares b) Amostras regulares. FONTE: adaptada de BURROUGH (1987).		59

.....	ória. FONTE: DEAGOSTINI (2005).....	73
.....	stras do BNDO no estuário da Baía de Vitória.....	74
.....	stras utilizadas por DEAgostini (2005) no estuário da Baía de	75
.....	Figura 5.4 - Distribuição faciológica com base nas amostras do BNDO.....	76
.....	Figura 5.5 - Distribuição faciológica obtida por DEAgostini (2005).....	76
.....	Figura 5.6 - Distribuição textural dos sedimentos com base nas amostras do BNDO.....	78
.....	Figura 5.7 - Distribuição textural dos sedimentos obtida por DEAgostini (2005).....	79
.....	Figura 5.8 É Diagrama T-S espalhado gerado a partir de 818 amostras.....	80
.....	Figura 5.9 É Diagrama T-S espalhado para verão (63 amostras).....	81
.....	Figura 5.10 É Diagrama T-S espalhado para outono (127 amostras).....	82
.....	Figura 5.11 É Diagrama T-S espalhado para inverno (177 amostras).....	82
.....	Figura 5.12 É Diagrama T-S espalhado para primavera (450 amostras).....	83
.....	Figura 5.13 É Perfil sazonal de temperatura versus profundidade da plataforma continental na região sul do Estado do Espírito Santo.....	86
.....	Figura 5.14 É Perfil sazonal de salinidade versus profundidade da plataforma continental na região sul do Estado do Espírito Santo.....	88
.....	Figura 5.15 É Perfil sazonal de temperatura versus profundidade da quebra da plataforma continental na região sul do Estado do Espírito Santo.....	90
.....	Figura 5.16 É Perfil sazonal de salinidade versus profundidade da quebra da plataforma continental na região sul do Estado do Espírito Santo.....	92
.....	Figura 5.17 É Perfil sazonal de temperatura versus profundidade da bacia oceânica na região sul do Estado do Espírito Santo.....	94
.....	Figura 5.18 É Perfil sazonal de salinidade versus profundidade da bacia oceânica na região sul do Estado do Espírito Santo.....	95
.....	Figura 5.19 É Perfil sazonal de temperatura versus profundidade da plataforma continental interna na região norte do Estado do Espírito Santo.....	97
.....	Figura 5.20 É Perfil sazonal de salinidade versus profundidade da plataforma continental interna na região norte do Estado do Espírito Santo.....	98
.....	Figura 5.21 É Perfil sazonal de temperatura versus profundidade da plataforma continental externa na região norte do Estado do Espírito Santo.....	99
.....	Figura 5.22 É Perfil sazonal de salinidade versus profundidade da plataforma continental externa na região norte do Estado do Espírito Santo.....	101
.....	Figura 5.23 É Perfil sazonal de temperatura versus profundidade da quebra da plataforma continental na região norte do Estado do Espírito Santo.....	102
.....	Figura 5.24 É Perfil sazonal de salinidade versus profundidade da quebra da plataforma continental na região norte do Estado do Espírito Santo.....	103
.....	Figura 5.25 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no verão.....	104
.....	Figura 5.26 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no outono.....	104
.....	Figura 5.27 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no inverno.....	104
.....	Figura 5.28 É Rosa dos Ventos dos dados coletados na primavera.....	104
.....	Figura 5.29 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de janeiro.....	106
.....	Figura 5.30 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de fevereiro.....	106
.....	Figura 5.31 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de março.....	106
.....	Figura 5.32 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de abril.....	106
.....	Figura 5.33 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de maio.....	106
.....	Figura 5.34 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de junho.....	106
.....	Figura 5.35 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de julho.....	107
.....	Figura 5.36 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de agosto.....	107
.....	Figura 5.37 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de setembro.....	107
.....	Figura 5.38 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de outubro.....	107
.....	Figura 5.39 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de novembro.....	107
.....	Figura 5.40 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de dezembro.....	107

Componentes meridional e zonal dos ventos da série histórica de 30 anos.	109
Componentes meridional e zonal dos ventos da série histórica de 30 anos.	109
Componentes meridional e zonal para a corrente em 13m e 50m de profundidade, e conceição da Barra.	112
Figura 5.44 Componentes meridional e zonal para a corrente em 8m de profundidade na estação n.º 2154638.	113
Figura 5.45 Componentes meridional e zonal para a corrente em 0,5m de profundidade na estação n.º 1400645.	114
Figura 5.46 Componentes meridional e zonal para a corrente em 5m de profundidade na estação n.º 1400642.	115
Figura 5.47 - Componentes meridional e zonal para a corrente em 8m de profundidade na estação n.º 1400643.	116
Figura 5.48 Correlograma das variáveis componente meridional (13m) e maré prevista.....	117
Figura 5.49 Correlograma das variáveis componente zonal (13m) e maré prevista.	118
Figura 5.50 Correlograma das variáveis componente meridional (50m) e maré prevista.....	118
Figura 5.51 Correlograma das variáveis componente zonal (50m) e maré prevista.	119

LISTA DE TABELAS

de volume para AIA. FONTE: SCHMID <i>et al.</i> (2000).....	26
Tabela 4.1 É Recorte da planilha do BNDO para exemplificação.....	54
Tabela 4.2 É Classificação das cartas. FONTE: BRASIL (1984).....	57
Tabela 4.3 É Código da Tença Principal utilizado pela Marinha do Brasil. FONTE: BNDO.....	60
Tabela 4.4 É Código da Tença Complementar utilizado pela Marinha do Brasil. FONTE: BNDO.....	60
Tabela 4.5 É Reclassificação do Código de Tenças do BNDO. FONTE: DIAS & MEDEIROS (2005).	61
Tabela 4.6 É Recorte da planilha de geologia do BNDO para demonstração da metodologia.....	62
Tabela 4.7 É Regiões Norte e Sul da área estudada, seus domínios fisiográficos e suas respectivas estações amostrais.....	64
Tabela 4.8 É Componentes Harmônicas utilizadas na previsão de maré da Estação de Conceição da Barra.....	69
Tabela 4.9 É Componentes Harmônicas e seus respectivos parâmetros para a Estação de Conceição da Barra (SALLES <i>et al.</i> , 2000; SCHUREMAN, 1941).....	70
Tabela 5.1 É Tamanho de amostra para elaboração de carta na escala 1:1.000.000 com Padrão de Exatidão Cartográfico.....	72
Tabela 5.2 É Tamanho de amostra para elaboração de carta na escala 1:40.000 com Padrão de Exatidão Cartográfico, considerando diferentes níveis de erro amostral.....	74
Tabela 5.3 É Amplitude das componentes astronômicas O_1 , K_1 , M_2 e S_2 em estações maregráficas na costa do Espírito Santo (SALLES <i>et al.</i> , 2000) e o cálculo do critério $F = (K_1 + O_1)/(M_2 + S_2)$ (POND & PICKARD, 1978).....	111
Tabela 5.4 É Valores médios da altura de maré na Costa Capixaba, em centímetros, baseados nas informações de Salles <i>et al.</i> (2000).....	111
Tabela 5.5: Componentes harmônicas obtidas através das correntes de maré mediadas ao nível de 13m de profundidade. Porcentagem de 90% para rejeição de componentes.....	120
Tabela 5.6: Componentes harmônicas obtidas através das correntes de maré mediadas ao nível de 50m de profundidade. Porcentagem de 90% para rejeição de componentes.....	121
Tabela 5.7 - Defasagem da M_2 corrente em relação a M_2 da maré na Estação de Conceição da Barra.....	122

SUMÁRIO

	15
2 Ë OBJETIVOS	17
2.1 OBJETIVO GERAL	17
2.2 Ë OBJETIVOS ESPECÍFICOS	17
3 Ë REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	18
3.1 Ë HIDROGRAFIA.....	18
3.1.1 Ë Circulação no Atlântico Sudoeste	18
3.1.2 Ë Padrões de Circulação do Atlântico Sudoeste	19
3.1.3 Ë Massas D'água	19
3.1.3.1 Ë Características das Massas D'água	19
3.1.3.2 Ë Padrões de Circulação das Massas D'água	21
3.1.3.3 Ë Ressurgências na Costa Sudeste do Brasil.....	29
3.2 Ë MARÉS	31
3.2.1 Ë Componentes geradoras da força de maré.....	31
3.2.2 Ë Regime de Maré na Região de Estudo.....	33
3.2.3 Ë Correntes de Maré	34
3.3 Ë PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS	34
3.3.1 Ë Temperatura.....	35
3.3.2 Ë Salinidade	39
3.4 Ë METEOROLOGIA	41
3.4.1 Ë Circulação Atmosférica	41
3.4.2 Ë Ventos	44
3.5 Ë GEOLOGIA MARINHA.....	45
3.5.1 Ë Fisiografia da Costa Central.....	45
3.5.2 Ë Cobertura Sedimentar da Plataforma Continental	49
4 Ë MATERIAIS E MÉTODOS	54
4.1 Ë TRATAMENTO DOS DADOS GEOLÓGICOS.....	56
4.1.1 Ë Validação das amostras geológicas.....	56
4.1.1.1 Ë Decreto n.º 89.817/84.....	56
4.1.1.2 Ë Tamanho da amostra.....	57
4.2.1 Ë Distribuição sedimentar no leito marinho.....	58
4.2.2 Ë Classificação dos sedimentos marinhos	59
4.2 Ë TRATAMENTO DOS DADOS DE OCEANOGRAFIA FÍSICA	62
4.2.1 Ë Tratamento dos dados de Temperatura e Salinidade	62
4.2.1.1 Ë Diagramas T-S espalhado	62
4.2.1.2 Ë Perfis de Temperatura e Salinidade	63
4.2.1.3 Ë Remoção de picos (spikes).....	65
4.2.2 Ë Tratamento dos dados referentes aos ventos	65
4.2.2.1 Ë Filtragem usando Média Móvel.....	65
4.2.3 Ë Tratamento dos dados referentes às correntes	66
4.2.3.1 Ë Geração de dados das componentes meridional e zonal	66
4.2.3.2 Ë Determinação de Período na Série Temporal.....	66
4.2.3.3 Ë Determinação de Correlação entre correntes e marés.....	67

<i>Harmônica das correntes</i>	68
<i>Dados referentes às marés</i>	68
<i>Período de Maré</i>	68
<i>Período de Maré</i>	70
4.2.4.3 <i>Classificação da Altura de Maré</i>	70
4.2.4.4 <i>Defasagem da componente M_2 da maré</i>	71
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES	72
5.1 OCEANOGRAFIA GEOLÓGICA	72
5.1.1 <i>Tamanho da Amostra</i>	72
5.1.2 <i>Distribuição sedimentológica</i>	73
5.2 OCEANOGRAFIA FÍSICA	80
5.2.1 <i>Diagrama T-S</i>	80
5.2.2 <i>Diagramas T-S sazonais</i>	81
5.2.3 <i>Análise Sazonal dos Perfis de Temperatura e Salinidade nas regiões fisiográficas</i>	85
5.2.3.1 <i>Região Sul: Plataforma Continental</i>	86
5.2.3.2 <i>Região Sul: Quebra da Plataforma Continental</i>	89
5.2.3.3 <i>Região Sul: Bacia Oceânica</i>	93
5.2.3.4 <i>Região Norte: Plataforma Continental Interna</i>	96
5.2.3.5 <i>Região Norte: Plataforma Continental Externa</i>	99
5.2.3.6 <i>Região Norte: Quebra da Plataforma Continental</i>	102
5.2.4 <i>Ventos</i>	104
5.2.4.1 <i>Análise sazonal</i>	104
5.2.4.2 <i>Análise mensal</i>	106
5.2.4.3 <i>Série histórica</i>	109
5.2.5 <i>Marés</i>	110
5.2.5.1 <i>Período de Maré</i>	110
5.2.5.2 <i>Altura de Maré</i>	111
5.2.6 <i>Correntes</i>	111
5.2.6.1 <i>Correlação das componentes das correntes com as marés na Estação de Conceição da Barra</i>	116
5.2.6.2 <i>Constantes Harmônicas das correntes medidas</i>	119
5.2.6.2.1 <i>Fundeio à 13m de profundidade</i>	120
5.2.6.2.2 <i>Fundeio à 50m de profundidade</i>	121
5.2.6.3 <i>Defasagem da constante harmônica M_2</i>	122
6 CONCLUSÃO	124
ANEXO	133

ecossistemas eênicos contêm a maior parte dos recursos naturais disponíveis no planeta. Não obstante, grande parte desses sistemas vem passando por algum tipo de pressão antrópica, sejam pela sobrepesca, poluição marinha ou destruição de habitats, todas contribuindo de forma significativa para sua degradação. Atividades como o planejamento de rotas de navegação, pesca e exploração de hidrocarbonetos, entre outras, requerem dados apropriados de vento, circulação, morfologia de fundo marinho, etc., para que possam se tornar seguras, econômicas e até mesmo viáveis.

Além das atividades com finalidade de lucro, existem aquelas que visam à conservação da natureza e mitigação de impactos ambientais, que, de mesmo modo, dependem de informações específicas do ambiente marinho.

Na última década, a demanda por dados oceanográficos aumentou bastante. Programas de Governo como o LEPLAC (Levantamento da Plataforma Continental) e REVIZEE (Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva), por exemplo, foram responsáveis pelo levantamento de diversas destas informações.

O aprimoramento da legislação ambiental no Brasil acrescentou um caráter técnico-científico na avaliação das intervenções em ambientes naturais. Neste sentido, a Resolução CONAMA Nº. 01/86 instituiu a elaboração de diagnóstico ambiental da área de influência de atividades potencialmente poluidoras, contendo uma completa descrição, análise dos recursos ambientais e suas interações, de modo a caracterizar a situação ambiental da área, antes da implantação da atividade.

Os documentos que abarcam estas informações são os denominados Estudo de Impacto Ambiental e Relatório de Impacto Ambiental - EIA/RIMA (BRASIL, 1981), estes por sua vez, dependem do resgate e/ou coleta de informações sobre determinado ambiente, neste caso o marinho.

Nesta tendência, a Lei Federal Nº. 9.985/00 instituiu o Sistema Nacional de Unidades de Conservação - SNUC sendo responsável por categorizar e dar suporte à criação de áreas legalmente protegidas (BRASIL, 2000). Portanto para classificar sua relevância em termos de conservação e o seu grau de proteção, são exigidos estudos para conhecer o espaço territorial e seus recursos naturais.

As unidades de conservação na medida em que são criadas, necessitam dos Planos de Manejo, documento técnico mediante o qual, estabelece o zoneamento e as normas que devem presidir o uso da área e o manejo dos recursos naturais.



Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

a aquisição de dados ambientais para a elaboração de
s voltados à gestão de determinados espaços e

O objetivo básico do levantamento de dados oceanográficos é subsidiar estudos que descrevam claramente a sistemática do ambiente marinho, de forma quantitativa para conhecer melhor seu comportamento e permitir prever seu futuro com alguma certeza. Entretanto, medições *in situ* de correntes oceânicas, parâmetros físico-químicos ou coleta de amostras sedimentares não são facilmente realizáveis. Isto se deve, em primeiro lugar, pelo altíssimo custo operacional; em segundo lugar, pela mão de obra necessária para realização dessa tarefa em extensas regiões. Também se deve atentar ao fato de que medidas *in situ* estão associadas a problemas práticos de difícil solução quando se almeja uma representação sinótica dos campos amostrados (RAMOS, 1999).

Uma solução de baixo custo é a utilização dos dados disponíveis no acervo do Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO). Este banco é vinculado à Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil, que disponibiliza dados oceanográficos ao público gratuitamente e com mínima burocracia.

O presente trabalho a partir da utilização de dados adquiridos junto ao BNDO verificou sua utilidade na caracterização alguns setores da região marinha do Estado do Espírito Santo. Apesar de contar com dados quase sinóticos, que não possuem a mesma resolução temporal e espacial, eles revelam, numa primeira aproximação, o comportamento geral e as variações ocorridas sazonalmente na região de estudo. Buscando validar a utilização dos dados do BNDO para caracterização de regiões marinhas.

os deste trabalho são apresentados neste capítulo.

2.1 OBJETIVO GERAL

O presente estudo tem por objetivo verificar a qualidade e validade da utilização dos dados do Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO) para caracterização do ambiente marinho do Estado do Espírito Santo.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Empregar os dados de oceanografia física para obter informações sobre as massas de água, correntes e ventos localizadas no domínio marinho do Estado do Espírito Santo;
- Empregar os dados geológicos na elaboração de cartas sedimentológicas para a plataforma continental do Estado do Espírito Santo;

Este trabalho consiste, em primeiro plano, conhecer os aspectos ambientais da área pieiteada. Neste capítulo, serão apresentadas informações ambientais existentes que auxiliarão no desenvolvimento deste trabalho.

3.1 Æ HIDROGRAFIA

A circulação oceânica da região de estudo está sob a influência do giro subtropical do Atlântico Sul (Figura 3.1), que faz parte da circulação de grande escala que ocorre nas bacias dos oceanos mundiais (PETERSON & STRAMMA, 1991).

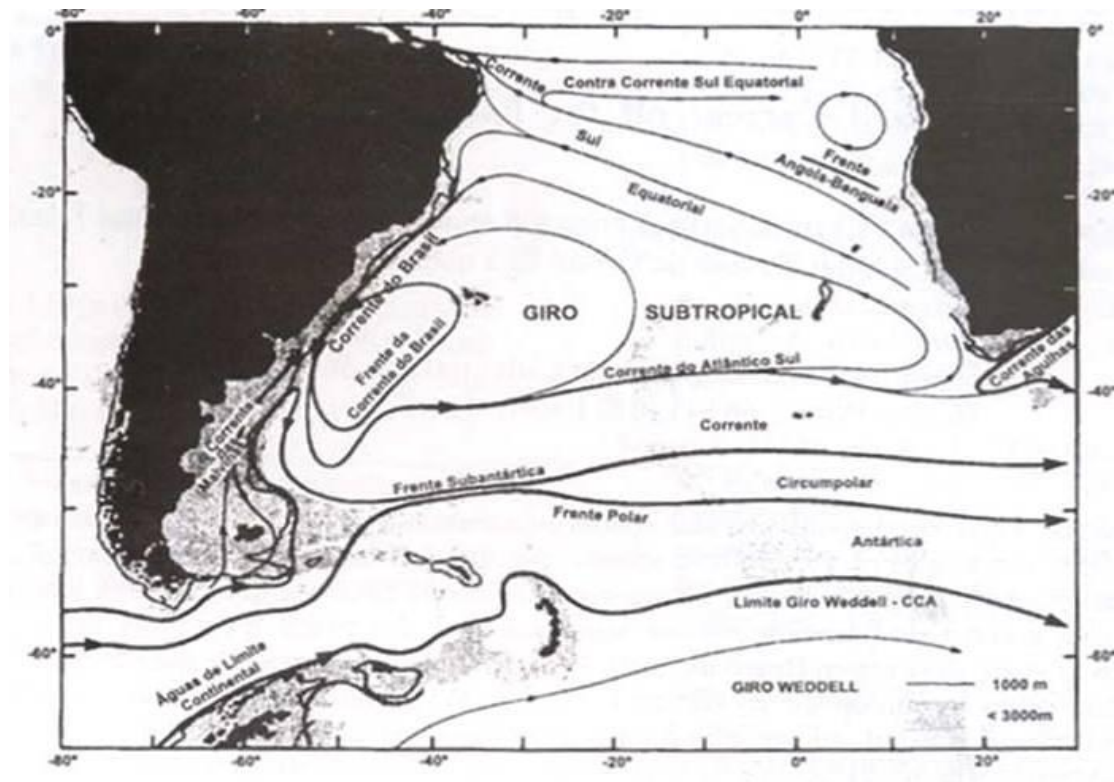


Figura 3.1 - Ilustração esquemática Giro Subtropical do Atlântico Sul (Adaptada de PETERSON & STRAMMA (1991)).

3.1.1 Æ Circulação no Atlântico Sudoeste

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

Giro Subtropical do Atlântico Sul é limitado ao norte pela e ao sul pela Corrente do Atlântico Sul (CAS). Em torno e separa formando a Corrente Norte do Brasil (CNB)

fluindo para norte, e, o outro ramo restante forma a Corrente do Brasil (CB) fluindo para sul. Em seu percurso ao longo do contorno oeste, a CB segue o contorno da plataforma continental brasileira separando-se da costa sul-americana próximo de 38°S. Ao redor dessa latitude, ou seja, na região da convergência subtropical, a CB conflui com a Corrente das Malvinas, formando a Corrente do Atlântico Sul. Fechando, assim, o Giro Subtropical do Atlântico Sul (PETERSON & STRAMMA, 1991; SILVEIRA *et al.*, 1994).

3.1.2 **Padrões de Circulação do Atlântico Sudoeste**

O primeiro passo para se diagnosticar uma região oceânica é conhecendo sua dinâmica. Desta forma, nesse tópico é descrito o *status quo* da dinâmica do Atlântico Sudoeste, no qual estão inseridas as Bacias Leste e Sudeste brasileiras.

No âmbito deste trabalho, entende-se como sendo as bacias leste e sudeste do Brasil, a região limitada pelas coordenadas geográficas 10°S e 27°S e 30°W a 50°W. Nessa região localizam-se algumas cidades litorâneas importantes como Salvador, Vitória, Rio de Janeiro, Santos e Itajaí. Nesse espaço, a circulação oceânica é influenciada por diversos aspectos, como a circulação atmosférica, características termohalinas, topografia de fundo e orientação da linha de costa. Todos esses fatores interagem para formar a dinâmica oceânica da região, sendo, portanto, fundamental conhecimento de cada um.

3.1.3 **Massas D'água**

A coluna d'água dessa região é formada por uma sucessão de massas d'água. Entende-se por massa d'água os corpos de água definidos por valores característicos de temperatura e salinidade (pares T-S), que ocupam uma posição definida na coluna d'água oceânica e que apresentam história comum de formação.

3.1.3.1 **Características das Massas D'água**

Cada massa d'água adquire as propriedades características à superfície e em determinadas regiões. Estas propriedades são determinadas pelo clima local, e quando

as superfícies de igual densidade, conserva as maneira podemos reconhecer uma determinada massa característica de suas propriedades.

Na região estudada, até os primeiros três quilômetros de profundidade, normalmente são encontradas as seguintes massas de água: Água Costeira (AC), Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA) e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), que serão descritas a seguir (DEFANT, 1941; SVERDRUP *et al.*, 1942; EMILSSON, 1961; GARFIELD, 1990; MIRANDA & KATSURAGAWA, 1991; BÖEBEL *et al.*, 1999):

A AC possui águas com salinidade abaixo de 33 psu (do termo inglês Practical Salinity Units) devido à influência que sofre do aporte de águas provenientes da drenagem continental.

A AT é uma massa de água quente e salina, característica da CB, ocupando a camada mais superficial do Atlântico Sul Tropical. Estas características são decorrentes da intensa radiação solar e excesso de evaporação em relação à precipitação, predominantes nessa região. Flui em toda a região leste/sudeste, em direção ao sul, transportada pela CB. Ao largo do sudeste brasileiro os valores termohalinos para a AT giram em torno de 20°C e 36 psu.

Esta massa de água mistura-se com águas de origem costeira com temperaturas e salinidades mais baixas, formando a Água de Mistura (AM) apresentando salinidade variando entre 33 e 36 psu e valores de temperatura acima de 18°C. Sendo, portanto uma massa de água proveniente da mistura entre AT e AC.

A ACAS trata-se de uma massa de água situada entre a AT e a AIA, formada por afundamento das águas na região da Convergência Subtropical, e subsequente espalhamento ao longo da superfície de densidade adequada à seu ajustamento hidrostático. Fluindo na região da picnoclina. É caracterizada por temperaturas entre 6°C e 20°C e salinidades entre 34,5 e 36 psu.

A região de formação da AIA encontra-se na Convergência Subantártica. Esta massa de água apresenta valores de temperatura entre 3°C e 6°C e de salinidade entre 34,1 e 34,5 psu. É proveniente da Convergência Antártica e apresenta um mínimo de salinidade entre 700 e 1100 metros de profundidade. Essa massa de água é caracterizada pelo mínimo de salinidade no diagrama T-S apresentado na Figura 3.2.

co Norte pela junção das Correntes da Groenlândia e temperatura entre 2°C a 4°C e salinidades entre 34,5 à sudoeste brasileiro ocupa níveis entre 1500m e 3000m.

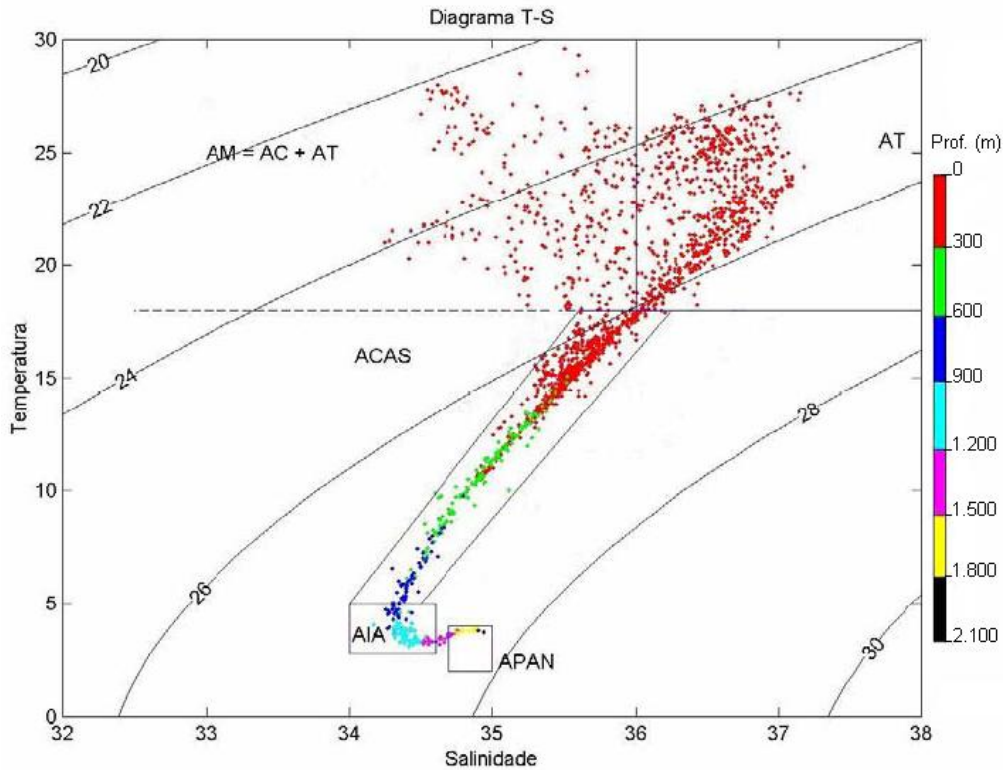


Figura 3.2 - Exemplo de um diagrama T-S espalhado para a região da Baía de Campos, mostrando os pares T-S característicos das massas d'água da costa leste/sudeste do Brasil. Os dados foram obtidos no Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO). FONTE: FRAGOSO (2004).

3.1.3.2 Padrões de Circulação das Massas D'água

A parte mais interna da plataforma continental é ocupada principalmente pela AC, a qual apresenta estratificação vertical muito pequena devido aos processos de mistura causados pelas tensões de cisalhamento do vento na superfície e de cisalhamento das correntes de maré no fundo. Ao largo dessa banda costeira observa-se a presença de águas com influência da AT e da ACAS, geralmente as primeiras próximas à superfície e as segundas próximas ao fundo, principalmente ao longo da quebra da plataforma continental.

Durante o verão, a ACAS penetra na camada profunda em direção à costa, atingindo muitas vezes a parte mais interna da plataforma continental. Durante o inverno, por outro lado, essa massa de água afasta-se em direção a quebra da plataforma

argura da região costeira onde AC é predominante (CASTRO FILHO, 1996; CASTRO FILHO *et al.*, 1996). A circulação de água apresenta variação temporal em escalas interanuais, sazonais, subinerciais e em mesoescalas.

Na escala de tempo interanual, que está associada a períodos maiores do que um ano e menores que alguns anos, podem ocorrer perturbações sobre o ciclo hidrológico/climatológico médio, com verões apresentando maiores ou menores índices de pluviosidade. Essas perturbações têm reflexos sobre a salinidade das águas, particularmente daquelas situadas em zonas mais costeiras e mais rasas.

Na escala de tempo sazonal (um ano) as variações da radiação solar incidente sobre a superfície do oceano, bem como da diferença entre evaporação e precipitação influenciam, por meio de mecanismos de troca de energia e de massa oceano-atmosfera, as características de temperatura e de salinidade das águas da plataforma continental. Essa influência estende-se desde a zona mais costeira até aquela situada em regiões intermediárias da plataforma continental. Ainda na mesma escala temporal, ocorrem variações sazonais do vento médio ou do vento mais freqüente; estes, através de trocas de energia cinética com a camada superficial do oceano, são parcialmente responsáveis tanto pelos processos de mistura turbulenta das águas do mar quanto pelas correntes sazonais.

Ventos intensos, como aqueles que ocorrem no inverno, por exemplo, acentuaram os processos de mistura determinando estruturas verticais de densidade mais homogêneas, principalmente na parte interna da plataforma continental. A circulação resultante em cada estação do ano transporta águas provenientes de zonas eventualmente distintas, e conseqüentemente possuidoras de propriedades físicas dissimilares, para a região de amostragem (CASTRO FILHO *et al.*, 1987; CASTRO FILHO, 1996; CASTRO FILHO *et al.*, 1996).

A penetração da ACAS em direção à costa durante o verão, e sua recessão para regiões mais externas da plataforma continental durante o inverno, conforme observada por vários autores (EMILSSON, 1961; CASTRO FILHO *et al.*, 1987; CAMPOS *et al.*, 1996), é uma típica variação termohalina com escala sazonal.

Outro exemplo é a penetração superficial ao longo da PCSE, durante o inverno, de águas frias provenientes do sul. Essas águas muitas vezes atingem regiões centrais da PCSE. O ciclo de estratificação-desestratificação sazonal é acompanhado pela

determinam as interfaces de separação entre duas ou mais massas de água (S et al., 1996).

Na escala de tempo conhecida como mesoescala podem ocorrer penetrações de meandros ou de vórtices frontais da Corrente do Brasil sobre a plataforma continental. Além do transporte da própria Água Tropical, essas perturbações sobre a circulação média da plataforma continental podem induzir o transporte vertical, em direção à superfície, de águas profundas mais frias fortemente influenciadas pela ACAS. A área típica de ocorrência desses fenômenos é aquela situada ao largo da isóbata de 100m, até a quebra da plataforma continental, embora manifestações desta natureza possam ser algumas vezes observadas até mesmo nas proximidades da isóbata de 50m. Essas perturbações na Corrente do Brasil destacam-se tanto em resultados de medições clássicas através de cruzeiros hidrográficos quanto no mapeamento do campo de temperatura superficial a partir de medições infravermelhas de satélites (LORENZZETTI, 1994).

Em escalas de tempos menores, como a subinercial, podem ocorrer fenômenos como ressurgência e subsidência costeira, e oscilações de frentes térmicas ou halinas. Uma consequência dos ventos predominantes de nordeste na parte norte da PCSE, especialmente durante o verão, é a ressurgência gerada pelo vento, conhecida como ressurgência costeira de Cabo Frio. Na verdade, o núcleo principal de ressurgência tem sido observado desde o Estado de Espírito Santo até imediações da Baía de Guanabara. Em algumas imagens infra-vermelho termal de satélites é algumas vezes possível vê-la se estendendo até bem mais a oeste, delimitando, portanto, uma região de influência bem maior do que aquela indicada pelo nome usual (LORENZZETTI, 1994). Teremos a posteriormente um tópico que trata das ressurgências na área de estudo.

A circulação das massas de água no Atlântico Sudoeste é bastante descrito na literatura, sendo possível a elaboração de mapas representativos do padrão de circulação nas profundidades de 250m (Figura 3.3), 800m (Figura 3.4) e 2000m (Figura 3.5), onde estão representados o escoamento da ACAS, AIA e APAN respectivamente.

Na região oceânica próxima à borda da plataforma, a Água Tropical (Corrente do Brasil), aparece ocupando os 200 primeiros metros da coluna d'água, com um fluxo predominante para o sudoeste. Nessa região, a ACAS, abaixo da AT, ocupa uma posição cerca de 750 metros.

alcança a plataforma continental, podendo aflorar em leiro. A intrusão da ACAS sobre a plataforma não é um processo associado a um tipo de ressurgência denominada de quebra-de-plataforma, causada pela movimentação de determinadas massas de águas na costa brasileira (GARFIELD, 1990; SCHMID *et al.*, 1995; SILVA JR. *et al.*, 1997; LORENZZETTI & KAMPEL, 2002).

Ao observar o primeiro nível de profundidade (250m), que foi determinado a partir de resultados obtidos por Reid (1989) e Stramma & England (1999), percebeu-se que o escoamento da ACAS em direção as baixas latitudes, não é um simples movimento para norte em nível picnoclínico em toda bacia do Oceano Atlântico Sul.

A ACAS entra como parte do Giro Subtropical, circulando juntamente com as Correntes do Atlântico Sul e Benguela, e atinge a costa da América do Sul transportada pela Corrente Sul Equatorial. Observa-se uma similaridade relativa com à circulação das correntes em superfície, isto é, existe bifurcação dos escoamento da ACAS. Um ramo flui rumo ao equador, enquanto outro ramo deflete em direção ao sul.

De acordo com a revisão da literatura, a localização exata da separação do fluxo da ACAS é incerta. Entretanto, os autores colocaram que, parece existir consenso de que ao sul do Cabo de São Tomé (22° S), a ACAS flui para o sul ao largo da costa sudeste brasileira (GARFIELD, 1990; MIRANDA & KATSURAGAWA, 1991; BÖEBEL *et al.*, 1999). As primeiras evidências de tal padrão foram apresentadas por Wüst (1935) e Defant (1941). Os resultados de Wüst (1935) via Método do Núcleo+, levaram o autor a considerar que a CB estaria contida na troposfera oceânica, com espessura de 400-700m ao largo do sudeste-sul brasileiro. Esta corrente seria então formada pela AT e ACAS. Na década seguinte, este resultado foi confirmado por Defant (1941), o qual aplicou o método geostrófico.

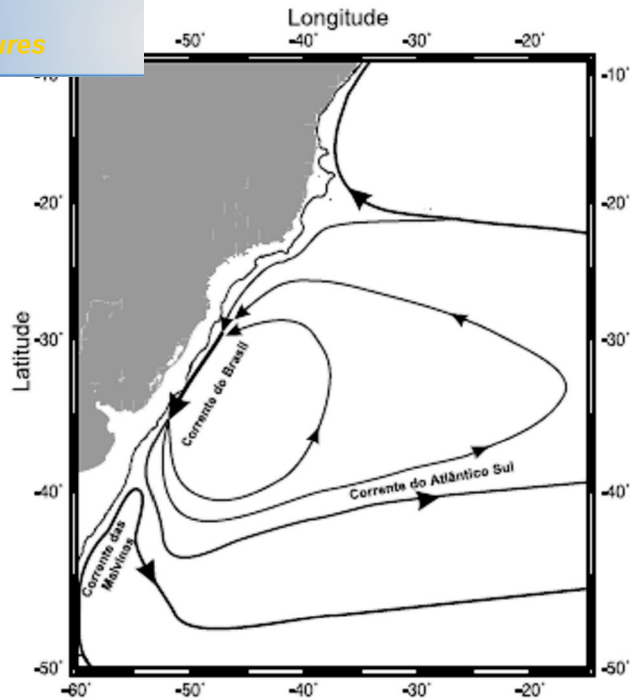


Figura 3.3 - Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste ao nível de 250m. FONTE: SILVEIRA *et al.* (2000).

A circulação intermediária, entre as profundidades de 400 e 1500m está associada ao fluxo da Água Intermediária Antártica (AIA). O padrão de circulação da AIA ainda gera alguma polêmica entre os pesquisadores, porém a teoria mais aceita parece ser a de que a AIA seria formada na Convergência Antártica fluindo para níveis intermediários indo na direção norte até a região da confluência Brasil-Malvinas (~38°S), onde seguiria em direção ao leste como parte de uma recirculação mais profunda associada ao Giro Subtropical. Esta fluiria então anticlonicamente e ao sul da latitude de 25°S, atingindo novamente a costa do Brasil, bifurcando-se e seguindo parte em direção ao Equador e parte fluindo para sul ao longo da costa, com o eixo da divergência paralelo ao talude entre as latitudes de 27°S e 28°S (EVANS & SIGNORINI, 1985; SILVEIRA *et al.*, 2000). Tal fato foi comprovado por Schmid *et al.* (2000), que calcularam o transporte da AIA a partir de dados hidrográficos e de cruzeiros recentes. A Tabela 3.1 mostra os valores do transporte de volume da AIA ao longo das latitudes de 19° até 28°S e a mudança de sinal indica inversão no sentido do fluxo.

Tabela 3.1 Valores de transporte de volume para AIA. FONTE: SCHMID *et al.* (2000).

Latitude	Transporte da AIA ($Sv = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$)	Cruzeiro
19°28'S	+7,7	WOCE A9
20,7°S	+4,0	Meteor 15/1-2
24,3°S	+2,7	Meteor 15/1-2
27,1°S	-1,4	Meteor 22/3
27,8°S	-1,0	Meteor 22/3
27,8°S	-13,5	Meteor 22/3
28,2°S	-4,7	Meteor 15/1-2
28,2°S	-10,2	WOCE A10

A parte da AIA que flui para norte foi medida por Evans & Signorini (1985) entre 23 e 20,5°S e na latitude de 11°S (Speer *et al.*, 1996 apud Lima, 1997). Tal fluxo foi denominado por Boebel *et al.* (1999) de Corrente de Contorno Oeste Intermediária. No seu estudo, os autores a partir dos resultados da análise de dados fornecidos por 170 flutuadores de diversos tipos, demonstrando que o eixo de bifurcação da AIA se dá em 25°S. Entretanto, a AIA flui, transportada pela Corrente de Contorno Oeste Intermediária (CCOI), para o norte desde o limite inferior da Bacia de Santos. Tal configuração de fluxo corrobora os estudos correntométricos de Moreira (1997), Castro Filho & Miranda (1998) e Muller *et al.* (1998). Lima (1997) também indica a existência desse fluxo permanente utilizando dados medidos por correntômetros no período de um ano na Bacia de Campos. Esse autor o denominou de CCOI, atribuindo a ele um transporte de $5.1 \pm 2.8Sv$ e uma extensão vertical de 1100m, estando presente entre as profundidades de 400 e 1500m.

A Figura 3.4 a seguir, apresenta o padrão de circulação no Oceano Atlântico Sudoeste em torno de 800m de profundidade. Este padrão é resultado também de compilação realizada por Silveira *et al.* (2000) e baseado nos trabalhos de Reid (1989), Stramma & England (1999) e Boebel *et al.* (1999).

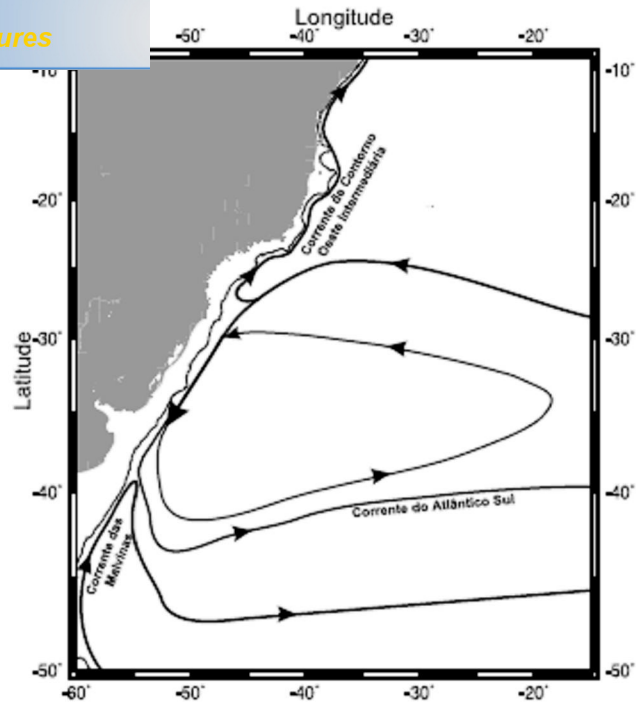


Figura 3.4 - Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste ao nível de 800m. FONTE: SILVEIRA *et al.* (2000).

A configuração do padrão de circulação apresentado na Figura 3.4 difere do padrão clássico proposto por Wüst (1935) e Defant (1941), que sugeriram que a AIA, formada na Convergência Subantártica, se espalhava-se em níveis intermediários e fluía para o norte ao longo da borda oeste. No entanto, o que se percebe é um padrão de circulação semelhante ao da ACAS, apresentado na Figura 1.3, porém com deslocamento geográfico de 5° em direção ao sul.

Abaixo da AIA encontra-se a APAN, que ocupa níveis entre 1500 e 3000m e é formada no Atlântico Norte no mar da Groenlândia. É consenso na literatura que o padrão de circulação no Oceano Atlântico Sudoeste, ao nível de 2000m (Figura 3.5), se apresenta como um fluxo organizado fluindo para o sul ao longo do contorno oeste até cerca de 32°S. Nesta latitude, pelo menos parte da corrente retorna em direção ao Equador. Na literatura, esse fluxo é notadamente conhecido como Corrente de Contorno Oeste Profunda (REID, 1989; STRAMMA & ENGLAND, 1999; Silveira *et al.*, 2000).

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

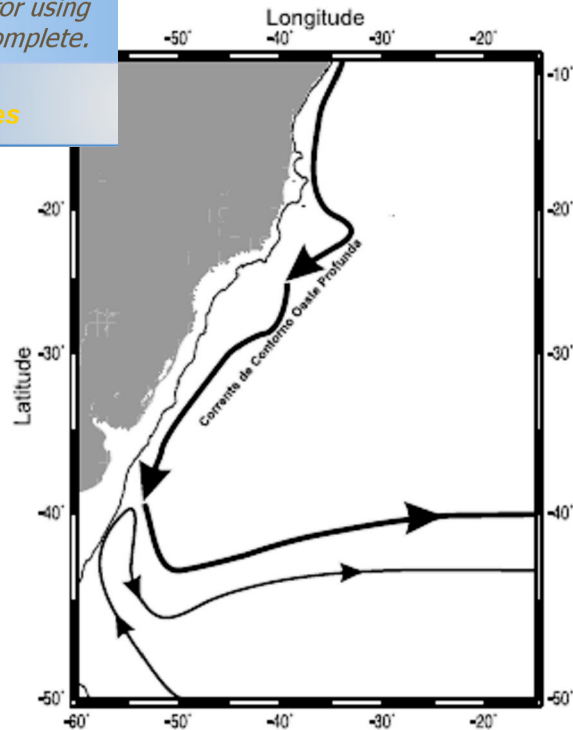


Figura 3.5 - Representação esquemática da circulação no Oceano Atlântico Sudoeste ao nível de 2000m. FONTE: SILVEIRA *et al.* (2000).

A seguir, a figura 3.6 apresenta uma representação gráfica do comportamento das massas de água presentes na região do Atlântico Sudeste.

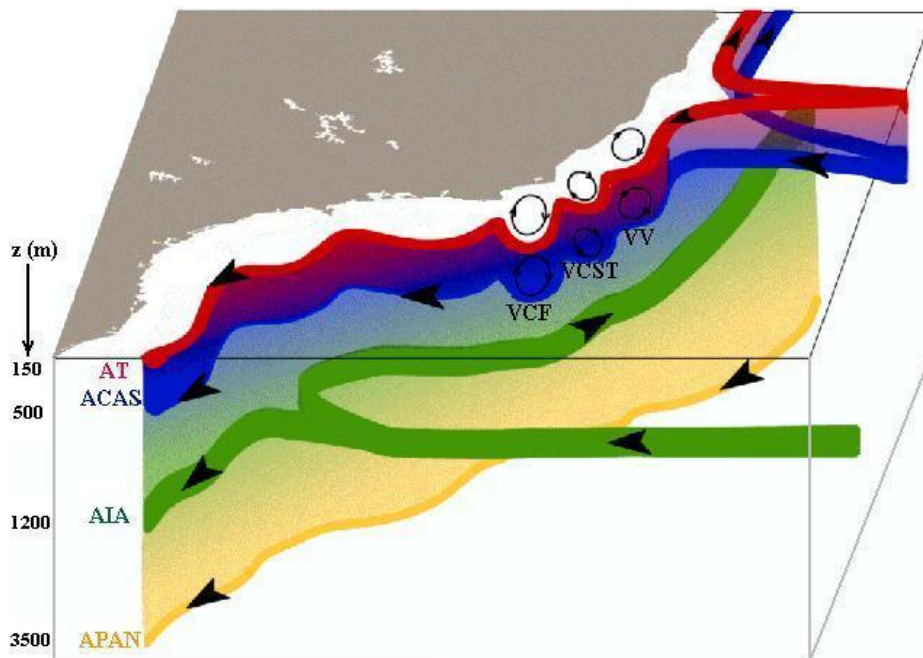


Figura 3.6 - Representação esquemática das massas de água: AT (vermelho) / ACAS (azul) / AIA (verde) / APAN (amarelo). Notar a bifurcação da ACAS em nível picnoclínico, e da AIA em nível sub-picnoclínico na região central do Embaiamento de São Paulo. Estão indicados, também, os vórtices ciclônicos e anticiclônicos: Vórtice de Cabo Frio (VCF) / Vórtice Cabo de São Tomé (VCST) / Vórtice Vitória (VV), ao largo de Cabo Frio - RJ, Cabo de São Tomé - RJ e Vitória - ES, respectivamente. FONTE: Adaptado de GODOI (2005).

Ressurgências na Costa Sudeste do Brasil

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

Na região de estudo, a ressurgência se faz presente na costa do Espírito Santo, principalmente pela influência de águas ascendentes na região do Cabo Frio, sendo o fenômeno oceanográfico mais investigado no Brasil. O mecanismo gerador da ressurgência de Cabo Frio está associado ao clássico mecanismo de Ekman, que cria divergência horizontal na superfície do oceano, devido aos efeitos combinados da rotação da Terra e da fricção do vento. Essa divergência induz o movimento vertical ascendente das águas sub-superficiais por conservação de massa. Desta forma, as camadas inferiores de águas mais frias e ricas em nutrientes afloram a superfície, sendo este fenômeno conhecido como ressurgência. A presença destas águas ressurgidas na zona eufótica resulta em grande aumento na produtividade primária. Ainda que constituam apenas 0,1% da superfície total dos oceanos, as áreas de ressurgência são importantes tanto cientificamente quanto economicamente, porque afetam o clima e a ecologia das regiões costeiras, e sua produtividade é responsável por cerca de 50% da captura mundial de peixes (POND & PICKARD, 1978; TORRES JR., 1995; ODA, 1997).

A região de Cabo Frio apresenta algumas características geomorfológicas, meteorológicas e oceanográficas que permitem a ocorrência da ressurgência. A região fica sobre o domínio do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), com predominância de ventos de nordeste. A partir de Cabo Frio ocorre a inflexão da orientação da linha de costa de norte-sul para leste-oeste. A conjunção desses dois fatores é favorável à ocorrência da ressurgência, uma vez que o transporte de Ekman se dá à esquerda da direção do vento e assim, a água costeira é transportada em direção ao talude. No caso de Cabo Frio a água ressurgida é a ACAS e a disponibilidade dessa massa d'água em camadas mais rasas da coluna d'água na região ao largo de Cabo Frio é outro fator importante para que o mecanismo de

a região. A ressurgência afeta também as interações como o efeito na circulação de brisa marítima/terrestre que caracteriza a ressurgência, resultando então num processo de retroalimentação entre a circulação oceânica e atmosférica na região (TORRES JR., 1995; RODRIGUES, 1997; ODA, 1997).

Durante o verão, a ACAS, que ocupa a camada abaixo da CB ao longo do talude continental, penetra na camada de fundo sobre a plataforma continental sul-sudeste brasileira, alcançando a região costeira em sub-superfície. Dependendo das condições do vento local reinante nas áreas costeiras, as águas frias da ACAS ressurgem em diversos pontos do litoral.

A ressurgência de Cabo Frio (Figura 3.7) é marcadamente sazonal, ocorrendo com maior freqüência no verão do que no inverno (IKEDA *et al*, 1974; MIRANDA, 1982; LORENZETTI & TANAKA, 1990). Recentemente, a utilização de modelos numéricos aplicados à Região de Cabo Frio e São Tomé comprovaram a alta correlação entre o vento de E-NE predominante no verão e o movimento vertical ascendente, e demonstraram que o vento de SE predominante durante o inverno pode estancar o afloramento da água.

**Temperatura da Superfície do Mar - TSM
Carta - Imagem**

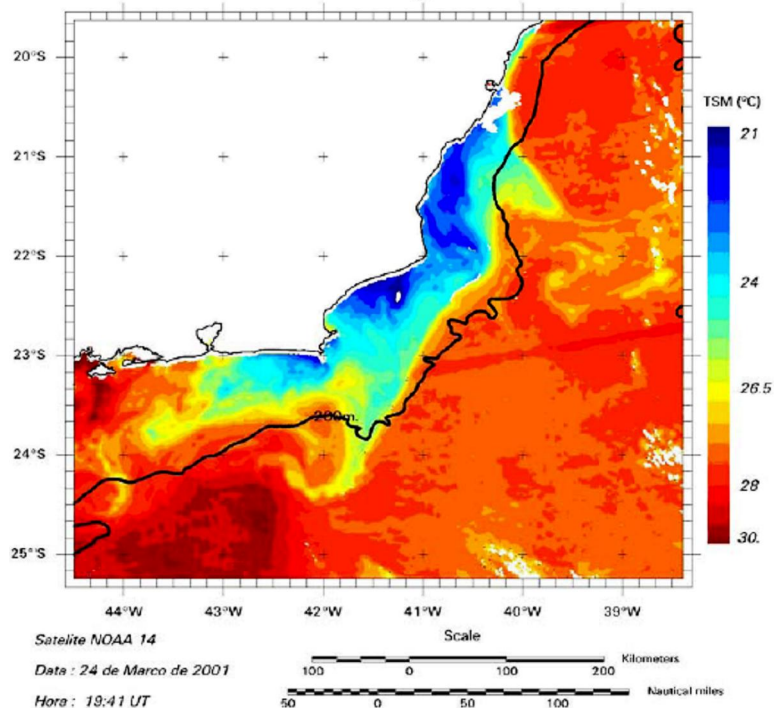


Figura 3.7 - Carta-imagem da temperatura da superfície do mar processada pelo INPE do dia 24 de março de 2001 mostrando feições vorticais próximas ao Cabo de São Tomé e Cabo Frio. Fonte: FRAGOSO (2004).

possível pela subida e descida alternada do nível do mar dentro de um período médio de 12,4 horas (24,8 horas em alguns lugares). É consequência de ação simultânea da Lua, Sol e forças gravitacionais da Terra, além das suas revoluções um sobre o outro. A princípio, outros astros do sistema solar também contribuem para a maré de nosso planeta, mas seus valores são tão pequenos comparados aos da Lua que podem ser negligenciados.

3.2.1 É Componentes geradoras da força de maré

O par Terra/Sol e Terra/Lua parecem semelhantes na geração da maré. Porém, diferem em dois aspectos: a) o máximo efeito devido ao Sol é praticamente a metade do efeito da Lua, isto se deve a sua grande distância da Terra que compensa a enorme massa apresentada pelo Sol; b) o Sol e a Lua não possuem rotação sincronizada, provocando variações das forças de maré ao longo do tempo. Contudo, os movimentos de Sol e Lua são conhecidos com precisão sendo possível expressar uma força produtora de maré resultante através da soma de uma quantidade de componentes harmônicas (já que as ondas de maré possuem comportamento senoidal).

Cada componente possui um período característico (constante), fase e amplitude. Estas componentes são classificadas respectivamente em três espécies: aquelas com período semidiurno, diurno e maiores que um dia. As componentes mais importantes possuem seu tamanho relacionado a maior constante a M_2 , que é a simbologia da constante Principal Lunar, ou seja a que produz maior efeito nas marés. Quanto a simbologia, é aplicada baseada periodicidade da componente harmônica. Os símbolos acompanhados do índice 1 referem-se ao ciclo diurno (uma vez por dia), o índice 2 ao ciclo semi-diurno (duas vezes ao dia) e demais índices representam longos períodos (maiores que um dia).

Para classificar a periodicidade da maré, é necessário calcular o índice $F = (K_1 + O_1) / (M_2 + S_2)$ (POND & PICKARD, 1978), que leva em consideração a amplitude das principais componentes diurnas e semidiurnas. De acordo com o índice, as marés podem ser classificadas da seguinte maneira:

$F = 0$ a $0,25$: **Maré semidiurna**, ou seja, a maré cujo período é de aproximadamente 12 horas. Neste caso há duas marés altas e duas marés baixas em 24 horas. A altura

é igual à de outra, o mesmo acontecendo com a baixa-

$F = 0,25$ a $1,0$: **Maré mista, principalmente semidiurna**, ou seja, a maré com grandes diferenças de altura entre suas preamares e baixa-mares. Esse padrão semidiurno pode variar em diversos locais da Terra devido aos efeitos das massas continentais, que atuam na propagação da onda de maré, latitude local, fricção, águas restritas, viscosidade do meio líquido e a força de Coriolis, produzindo marés diurnas ou marés mistas em algumas épocas do ano.

$F = 1,5$ a $3,0$: **Maré mista, principalmente diurna**, ou seja, a maré com grandes diferenças de altura entre suas preamares e baixa-mares. Essa maré é, na maioria das vezes, diurna, podendo ser semidiurna em algumas épocas do ano.

$F > 3,0$: **Maré diurna**, ou seja, a maré cujo período é de 24 horas aproximadamente. Neste caso, há apenas uma maré alta e uma maré baixa em 24 horas.

Mesquita (1997) estudou as oscilações do nível do mar na Costa Sudeste do Brasil, demonstrando que as marés na área de estudo e vizinhanças são classificadas como micromarés semidiurnas sem desigualdades, de acordo com número de forma $F = (K_1+O_1)/(M_2+S_2)$ menor que 0,25.

A altura da maré é o intervalo de subida do nível da água acima do nível médio (nível de referência). Durante o ano este varia em função da posição orbital da lua e do sol. Desta forma, as variações da altura da maré observadas entre sizígia e quadratura podem se tornar maiores ou menores no decorrer do ano, respeitando situações de solstício e equinócio. Sendo assim, ocorre uma variabilidade de altura das marés de 3 em 3 meses. Davies (1964) introduziu a classificação da altura de marés, onde o termo micromaré se refere às marés com altura menor que 2m, mesomarés às marés com altura variando de 2 a 4m e macromarés aquelas com altura maior que 4m.

Como é comum na literatura relacionada às marés, a amplitude se refere à diferença entre as alturas de preamar e baixa-mar. Segundo Mesquita (1997), a média de sizígia para a Região Sudeste situa-se em torno de 1,8m a 1,9m. Da mesma maneira das alturas de maré, as maiores amplitudes ocorrem nos meses de março e setembro (SALLES *et al.*, 2000).

na Região de Estudo

Click Here to upgrade to Unlimited Pages and Expanded Features

constante harmônica M_2 da maré, a componente de maré de maior amplitude e a mais importante, tem grande complexidade no Atlântico Sul e Região Sudeste. O Atlântico Sul possui dois pontos anfifrômicos da componente M_2 da maré no Atlântico Sul, um próximo à cidade de Rio Grande, Rio Grande do Sul, que apresenta giro horário e outro no meio do Atlântico, que tem sentido de giro anti-horário. Na região Sudeste, o encontro das linhas cotidais (linhas concêntricas de mesma fase da propagação da onda de maré) relativas aos anfifrômicos ocorre aproximadamente em $32^\circ\text{S } 36^\circ\text{W}$ (MESQUITA, 1997).

A velocidade de propagação da onda de maré é pequena em pontos do oceano próximos ao ponto anfifrômico, e atingem velocidades muito grandes nos contornos continentais. Essa velocidade é conhecida por celeridade da onda de maré, que produz dois giros completos aproximadamente, da onda de maré, em torno dos dois pontos anfifrômicos do Atlântico Sul, durante o período de um dia. A amplitude da onda de maré se torna cada vez menor à medida que se aproxima do ponto anfifrômico. A onda de maré trafega pela região de sul para norte, sendo aparentemente associada a um ponto anfifrômico próximo ao Rio Grande do Sul (Fig. 3.8).

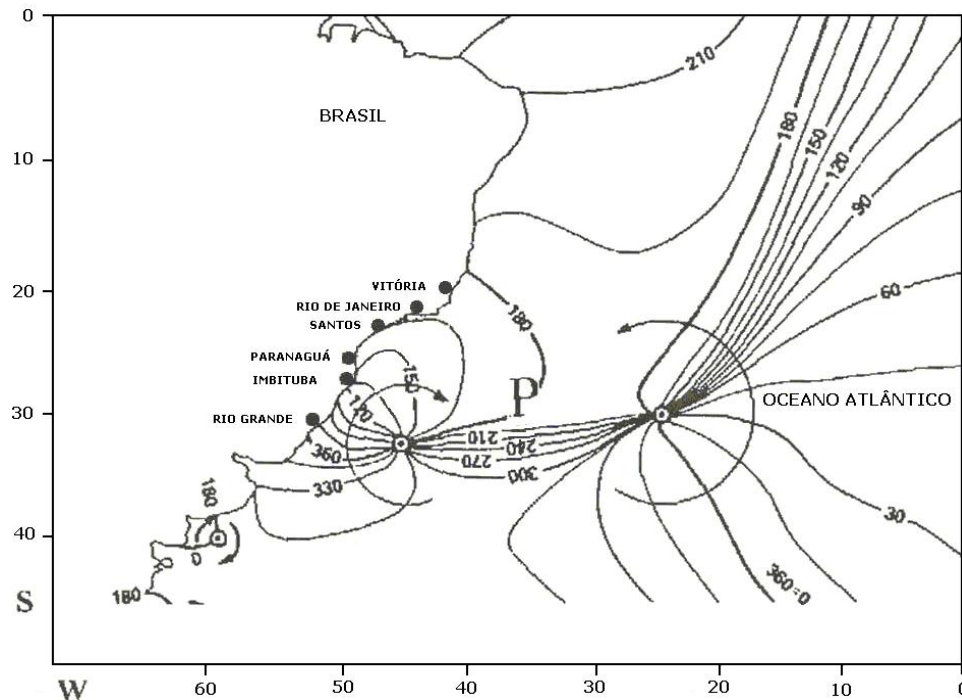


Figura 3.8 É Linhas cotidais (de mesma fase) da componente da onda de Maré M_2 no Oceano Atlântico Sul, sendo observados dois pontos anfifrômicos da componente de maré M_2 . ÍPÎ é o local aproximado de encontro das linhas cotidais relativas aos pontos anfifrômicos de Rio Grande e do Centro Atlântico. FONTE: MESQUITA (1997).

a do Brasil por intermédio da Diretoria de Hidrografia e Navegação, os meses de março e setembro apresentaram as maiores e as menores marés, atingindo na sizígia 1,8m de altura e nas quadraturas podendo ser tão pequenas quanto 0,3m. A maré de sizígia média é de 1,32m e a quadratura média de 0,44m (SALLES *et al.*, 2000). Desta maneira, pode-se dizer que o regime de maré é classificado como micromaré.

Miguens (1994) baseado em dados de estações maregráficas, no Brasil, as marés semidiurnas são observadas de Vitória/ES, para o norte. Barros Filho (2002) notou desigualdades diurnas importantes na maré do mar adjacente ao Estado do Espírito Santo, conforme este autor, a maré na região seria mais bem classificada como $\frac{1}{2}$ semidiurna com desigualdades diurnas+.

3.2.3 É Correntes de Maré

Ao estudar-se a ação dos componentes das forças geradoras da maré, verifica-se que aquelas forças acarretam preliminarmente o movimento horizontal da massa líquida (corrente de maré), do qual resulta o movimento vertical do nível do mar, ou seja, a maré. Assim, é necessário compreender a coexistência das marés e das correntes de maré, como efeito de uma mesma causa. No oceano aberto, as correntes de maré têm um caráter rotatório, em virtude da interação entre as forças astronômicas e a influência da rotação terrestre. De fato, o efeito de Coriolis, devido à rotação da Terra, tende a desviar as correntes de maré para a direita no Hemisfério Norte e para a esquerda no Hemisfério Sul, concorrendo, juntamente com as próprias forças astronômicas, para a gênese de correntes rotatórias. (MIGUENS, 1994). Dada a afinidade entre a maré e a corrente de maré, para um determinado porto é possível relacionar a velocidade e a direção da corrente de maré às horas da preamar e baixamar no porto. Informações sobre as correntes de maré podem ser obtidas em Cartas de Correntes de Maré, preparadas para cada um dos principais portos, e também em tabelas ou notas inseridas em algumas Cartas Náuticas.

3.3 É PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS

A água do mar é caracterizada por certas propriedades físicas e químicas que representam as características quantitativas do sistema oceânico. Essas quantidades

ou as características de estado do sistema. Para a água os estados são: massa, volume, pressão, temperatura e densidade. Os primeiros são mecânicos; a temperatura é um parâmetro termodinâmico, e a salinidade está associada a parâmetros físicos-químicos. Neste trabalho, será de grande importância o estudo da temperatura e da salinidade, pois tais parâmetros possibilitam a identificação de massas de água no oceano. Assim, descrever-se-á um pouco sobre a temperatura e a salinidade.

3.3.1 É Temperatura

A temperatura da água do mar, como propriedade fundamental do oceano, apresenta-se como parâmetro básico para caracterização das massas de água em termos de comportamento e distribuição espacial ou temporal.

Em oceanografia, a sua medida, abaixo da superfície, antigamente era feita com o termômetro de reversão, que vai instalado numa garrafa de coleta de água (Nansen, Van Dorn etc). Outra alternativa é a medida na vertical através de um conjunto de sensores de registro contínuo chamado CTD+ (Conductivity, Temperature and Depth+), que é lançado da embarcação. Já a medida da temperatura superficial do oceano pode ser feita com um termosalinômetro instalado a bordo de embarcações ou até através de imagens de satélite na faixa do infravermelho.

Geralmente, em oceanografia, a temperatura é medida em graus Celsius ($^{\circ}\text{C}$) com uma precisão padrão da ordem de $0,01^{\circ}\text{C}$. Os oceanógrafos definem dois tipos de temperatura: *in situ* e potencial θ . Temperatura *in situ* é a temperatura medida pelo termômetro em um ponto qualquer no oceano e a temperatura potencial é a temperatura de uma parcela adiabaticamente reduzida à pressão normal (atmosférica), isto é, a temperatura que a parcela de água teria se fosse trazida à superfície adiabaticamente (sem ganho ou perda de calor) (MAMAYEV, 1975; NIJOKU *et al.*, 1985; CASTRO FILHO *et al.*, 1994; BROWN *et al.*, 1989; PICKARD & EMERY, 1990; EMERY & THOMSON, 2004).

A distribuição da temperatura à superfície no oceano é aproximadamente zonal e as isolinhas de temperatura seguem aproximadamente os paralelos de latitude (Figura 3.9). Perto da costa, que desvia as correntes, as isothermas podem tender à direção norte-sul. Também ao longo da margem leste dos oceanos baixas temperaturas muitas vezes ocorrem à superfície devido ao afloramento ou ressurgência das águas

Como se vê, por exemplo, ao longo da costa oeste. A temperatura dos oceanos decresce de valores bem elevados, em torno de 28°C no equador, a cerca de 5°C junto ao gelo, nas latitudes

polares (Figuras 3.9 e 3.10).

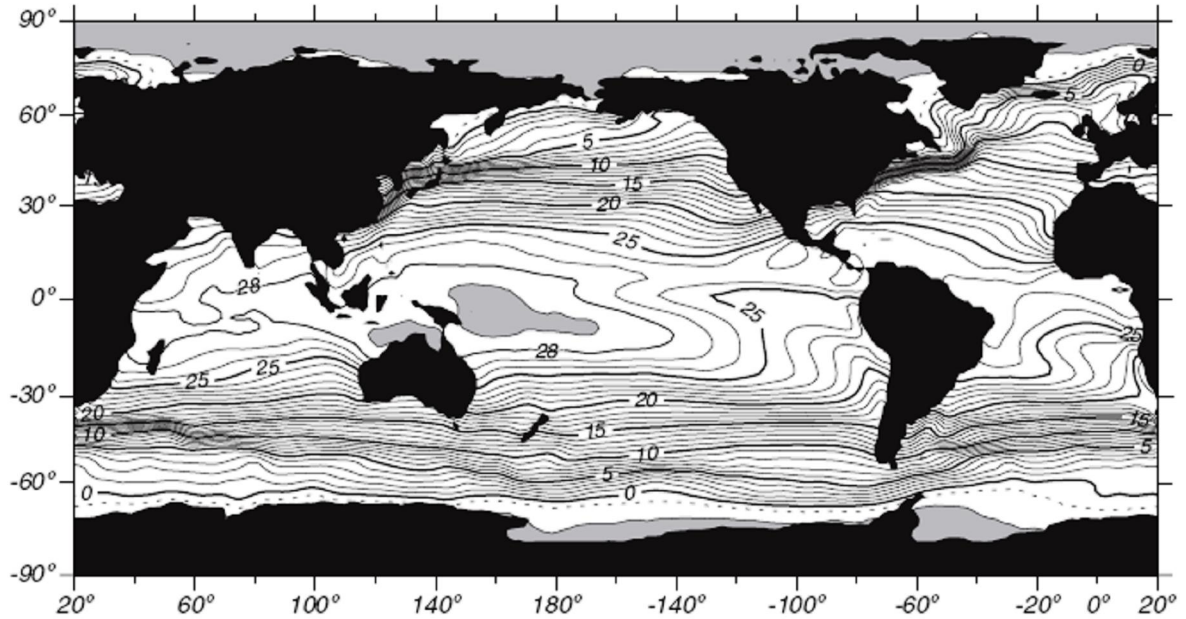


Figura 3.9 É Climatologia da temperatura superficial média (°C) dos oceanos em janeiro. FONTE: STEWART (2007).

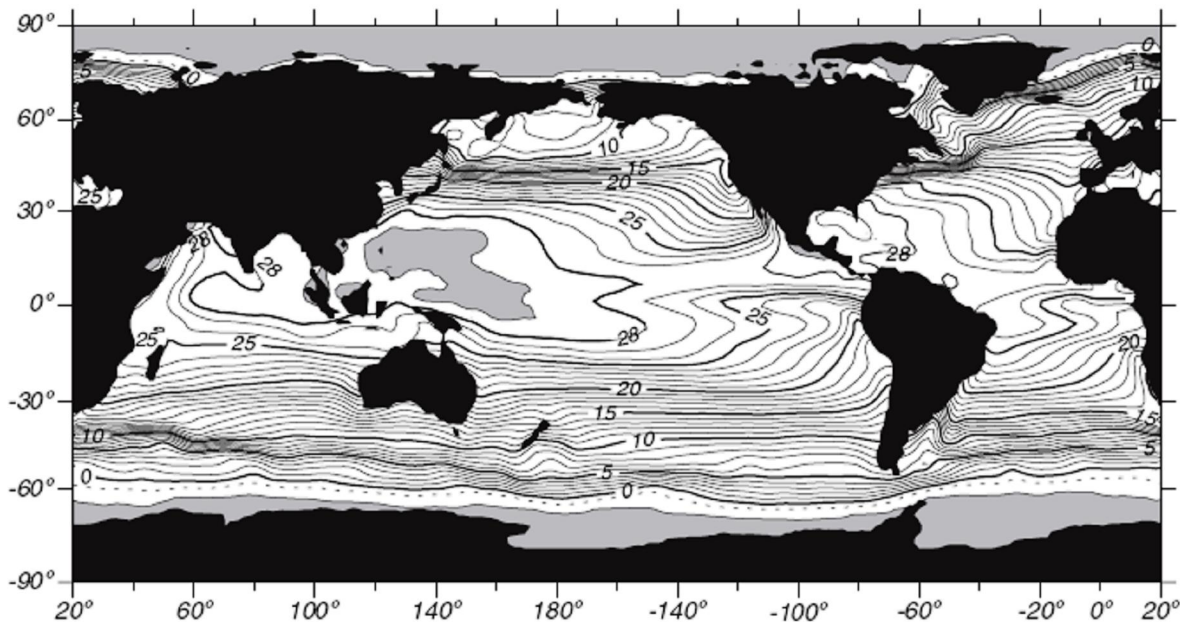


Figura 3.10 É Climatologia da temperatura superficial média (°C) dos oceanos em julho. FONTE: STEWART (2007).

No oceano, entre aproximadamente 200-300m e 1000m de profundidade, a temperatura decresce rapidamente (Figura 3.11). Essa região com acentuado gradiente

ocida como **termoclina permanente**, abaixo da qual, em geral, não existe variação sazonal e (exceto em regiões polares) a temperatura decresce suavemente entre 0°C e 3°C. Essa faixa limitada é mantida em todo oceano profundo, geograficamente e sazonalmente, pois é determinada pela temperatura de resfriamento e pela água densa que mergulha das regiões polares para o fundo do oceano em direção ao Equador.

A região entre a superfície e uma profundidade de 25 a 200m onde geralmente a temperatura é próxima da temperatura de superfície, devido à mistura produzida pelas ondas, é chamada de **camada de mistura**. A temperatura e a profundidade da camada de mistura mostram variações sazonais em médias latitudes (Figura 3.11-a).

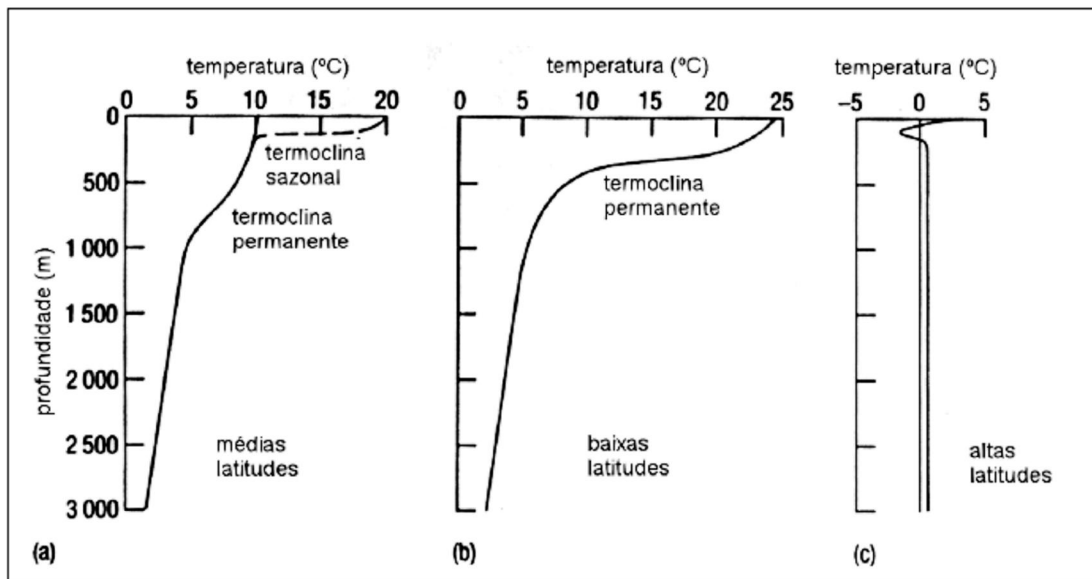


Figura 3.11 Perfis médios típicos de temperatura para diferentes latitudes em oceano aberto. FONTE: Adaptada de BROWN *et al.* (1989).

Durante o inverno, quando as temperaturas de superfície são baixas e as condições na superfície são turbulentas, a camada de mistura superior pode aprofundar-se até atingir a termoclina permanente; isto é, o perfil de temperatura pode ser efetivamente vertical (constante) entre 200-300m ou mais.

No verão, como as temperaturas superficiais aumentam e as condições na superfície são menos turbulentas, uma termoclina sazonal freqüentemente surge acima da termoclina permanente.

A Figura 3.12, mostra o desenvolvimento e desaparecimento de uma termoclina sazonal. Como se pode observar, a termoclina sazonal começa a se formar na primavera e alcança seu desenvolvimento máximo (isto é, com maior gradiente vertical

A termoclina se localiza geralmente em profundidades de 20-30m, com uma camada de mistura acima. Resfriamento e fortes ventos reduzem progressivamente a profundidade da termoclina sazonal e reduzem o gradiente de temperatura ao longo dela, de maneira que a camada de mistura superior alcança sua total espessura de 200-300m.

Em baixas latitudes não existe resfriamento de inverno, assim a termoclina sazonal torna-se permanente e une com termoclina permanente nas profundidades de 100-150m.

Em altas latitudes (maiores ou iguais a 60°), não existe termoclina permanente. Apesar disso, a termoclina sazonal pode ainda desenvolver-se no verão nessas altas latitudes, sobre a fraca termoclina permanente (MAMAYEV, 1975; BROWN *et al.*, 1989; PICKARD E EMERY, 1990).

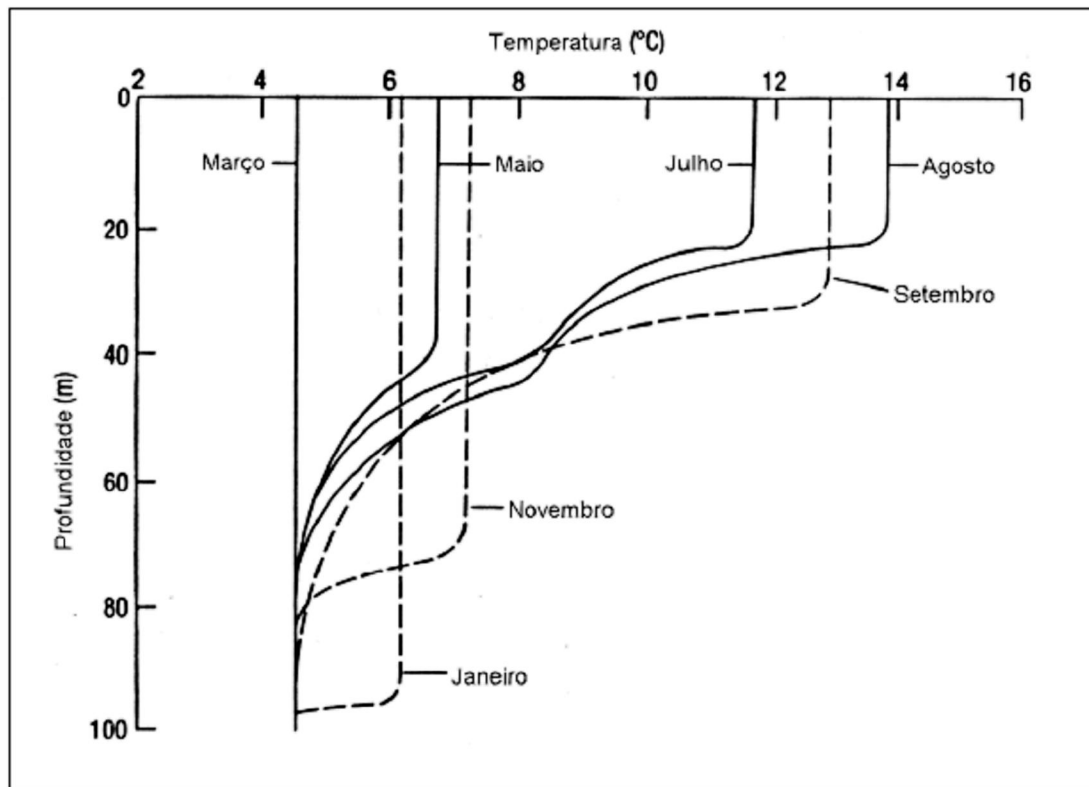


Figura 3.12 É Sucessão de perfis de temperatura mostrando o desenvolvimento (linhas sólidas) e desaparecimento (linhas pontilhadas) de uma termoclina sazonal no Hemisfério Norte. FONTE: Adaptada de BROWN *et al.* (1989).

ndantes encontrados na água do mar estão os íons de cloro, (55% do total de substâncias dissolvidas), os íons de sódio (30,6%), os íons de sulfato, (7,7%), os íons de magnésio (3,7%) e os íons de potássio (1,1%).

A concentração média de sais dissolvidos nos oceanos denomina-se **salinidade**, que pode ser definida como a quantidade total dos materiais sólidos, em gramas, contidos em um quilograma de água do mar quando todos os carbonatos são convertidos em óxidos, todos os brometos e iodetos substituídos por cloretos, e toda matéria orgânica completamente oxidada.

A salinidade média da água do mar é de cerca de 35g/kg, que em geral se escreve $\sigma_t = 35\text{‰}$ e lê-se **trinta e cinco partes por mil**. Tornou-se padrão a prática de dispensar o símbolo (‰), pois a salinidade é agora definida em termos da razão da condutividade elétrica (MAMAYEV, 1975; NIJOKU *et al.*, 1985; CASTRO FILHO *et al.*, 1994; BROWN *et al.*, 1989; PICKARD & EMERY, 1990; EMERY & THOMSON, 2004).

A faixa de valores da salinidade superficial nos oceanos varia de 33,0 a 37,0 (Figura 3.13). Valores mais baixos podem ocorrer junto à costa, próximo ao desaguadouro de grandes rios, e nas regiões polares, onde gelo se funde. Valores mais altos aparecem nas regiões com excesso de evaporação, como no Mediterrâneo Oriental (39,0) e no Mar Vermelho (40,0). Em média, o Atlântico Norte é o oceano mais salgado (35,5), o Atlântico Sul e o Índico os menos salgados (34,0) em média.

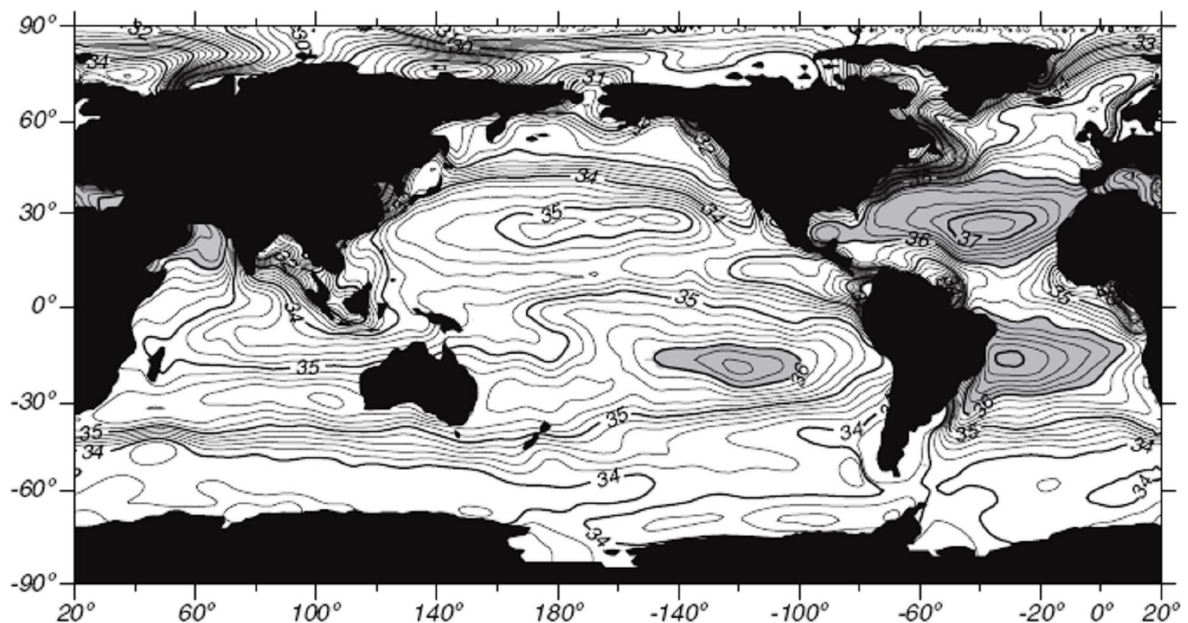


Figura 3.13 Salinidade superficial média (psu) dos oceanos. FONTE: STEWART (2007).

superficial é basicamente zonal (Figura 3.13), embora menos claramente que a temperatura. Os mínimos e máximos de salinidade aparecem em todos os oceanos e os valores decrescem para as altas latitudes. As observações mostram que a salinidade superficial é determinada por dois efeitos contrários: a evaporação, que a aumenta, e a precipitação, que a reduz. Os máximos de salinidade estão na região dos alíseos, onde a evaporação excede a precipitação.

Na vertical, encontra-se nas regiões equatorial, tropical e subtropical, um mínimo permanente de salinidade entre 600 e 1000 metros, depois aumentando até 2000m (Figura 3.14). Essas zonas, onde a salinidade decresce com a profundidade, são conhecidas como *haloclinas*. Nos trópicos encontra-se muitas vezes um destacado máximo de salinidade a cerca de 100m, junto ao teto da termoclina. Nas altas latitudes, onde o valor à superfície é baixo, a salinidade em geral cresce com a profundidade até cerca de 2000m, sem o mínimo subsuperficial.

Nas águas profundas, abaixo de 4000m, a salinidade é relativamente uniforme, entre 34,6 e 34,9 em todos os oceanos. Como a temperatura das águas profundas varia também entre estreitos limites (-0,9 e 2°C), pode-se dizer que o ambiente da água profunda é quase perfeitamente uniforme (BROWN *et al.*, 1989; PICKARD & EMERY, 1990).

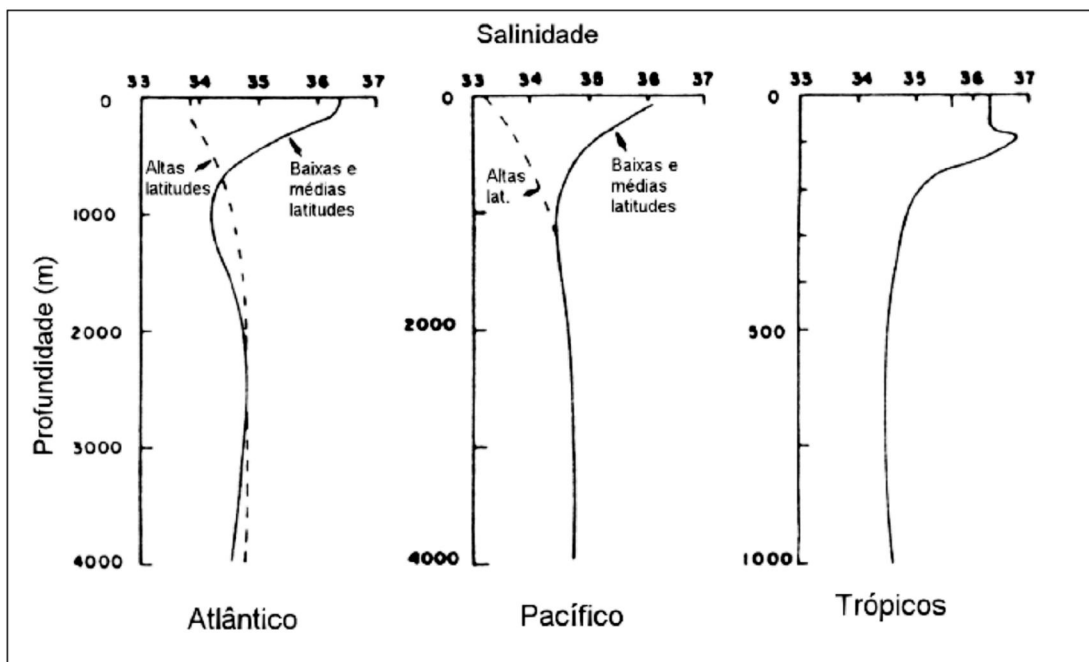


Figura 3.14 É Perfis verticais médios típicos de salinidade média nos oceanos. FONTE: Adaptada de PICKARD & EMERY (1990).

Atmosfera

A presença de um sistema meteorológico de larga escala permanente sobre o mar, próximo ao litoral Sudeste do Brasil, denominado Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), gera um fluxo atmosférico básico sinótico de direção predominante nordeste sobre esta região. A posição e a intensidade do ASAS oscila sazonalmente, afetando diretamente a magnitude e a direção dos ventos que atuam na região (Figura 3.15).

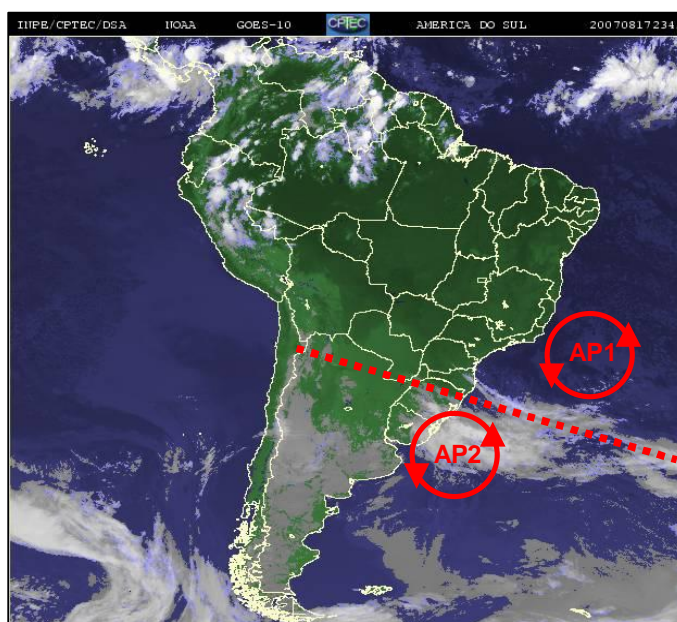


Figura 3.15 É Imagem do satélite GOES, destacando a posição e o giro dos centros de alta pressão atmosférica. Anticiclone Sub-tropical do Atlântico Sul (AP1) e o Anticiclone Migratório Polar (AP2). A linha pontilhada destaca a área de instabilidade caracterizada por um sistema frontal. FONTE: Adaptado de INPE (2007).

O anticiclone do Atlântico consiste em um sistema de alta pressão, do tipo permanente, semi-fixo, que situa-se sobre o oceano Atlântico Sul. A localização de seu centro, normalmente 30°S, apresenta variações e deslocamentos com periodicidades sazonais. Por sua localização este anticiclone gera ventos de nordeste (NE), mais intensos no verão uma vez que o centro de alta pressão está localizado mais ao sul. À medida que o inverno se aproxima o centro de alta pressão perde força e migra para latitudes menores.

ares são originados em altas latitudes e se propagam estes anticlones apresentam grande mobilidade e normalmente secas e de baixa temperatura. Os ventos relacionados com este sistema são os da direção sul (S), sudeste (SE) e sudoeste (SW). A área compreendida entre estes dois centros de alta pressão é caracterizada por ser uma zona de depressão que constitui em uma descontinuidade para o qual convergem os ventos dos dois sistemas. Esta área de convergência é denominada frente fria. Devido suas características distintas, um seco e frio e outro quente e úmido, estes ventos convergentes tornam o tempo instável e geralmente chuvoso.

Trabalhos realizados durante o verão, entre 10° e 15° de latitude sul, a direção dos ventos típicos é leste e a partir dessa latitude até aproximadamente 23°S os ventos são predominantemente de nordeste (Figura 3.16). Sendo que os ventos de nordeste e leste são mais bem mais freqüentes e energéticos nestas regiões. Esses ventos estão diretamente associados à ressurgência costeira que ocorre de forma endêmica entre o litoral do Espírito Santo e Cabo Frio (RJ), discutida em maior detalhe anteriormente.

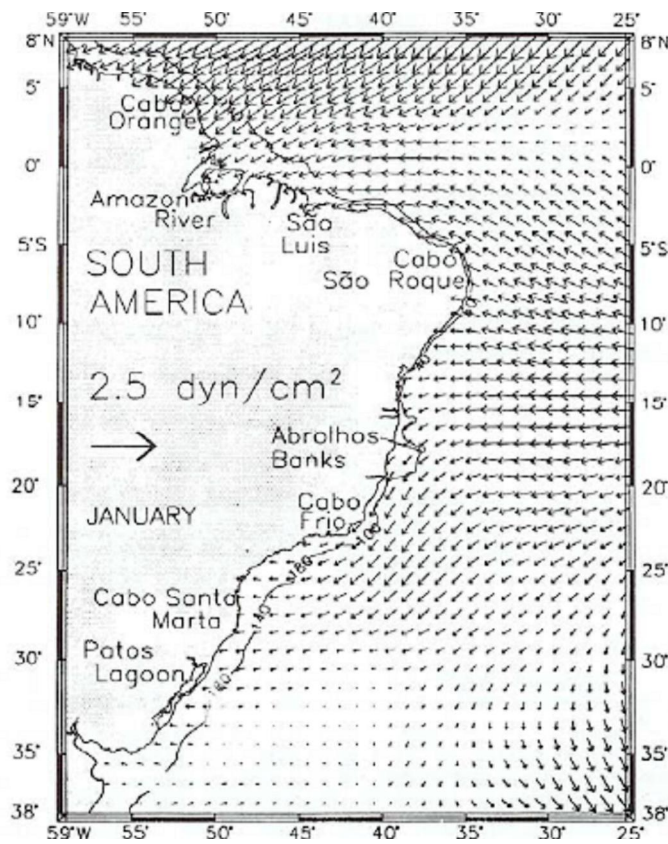


Figura 3.16 É Climatologia da tensão de cisalhamento do vento para a costa brasileira (din/cm²) para o mês de janeiro. FONTE: CASTRO FILHO & MIRANDA (1998).

o sistema sinótico parece sofrer uma inflexão na sua direção, devido ao continente que causa um desvio no fluxo básico a partir da costa. Outro motivo para ocorrência desse padrão, é orientação da linha de costa a partir deste ponto sofre uma inflexão de aproximadamente 90°. Sendo assim, o fluxo atmosférico tende a sofrer uma rotação no sentido horário (ciclônica) acompanhando a linha de costa (Figura 3.16) (TORRES Jr., 1995; SILVA, 1997; CASTRO FILHO & MIRANDA, 1998; FRAGOSO, 2004).

No inverno, os ventos na região leste passam a apresentar direção preferencial sudeste, aumentando de intensidade (Figura 3.17). Na região sudeste, o fluxo sinótico de nordeste passa a ser mais afetado pela passagem na região de sistemas anticiclônicos polares (frentes frias), que provocam a rotação dos ventos para sudoeste e que apresentam períodos de 4 a 7 dias. Os sistemas frontais afetam a circulação superficial da região, principalmente na plataforma interna, onde as correntes podem mudar de direção, sofrendo rotação anticiclônica.

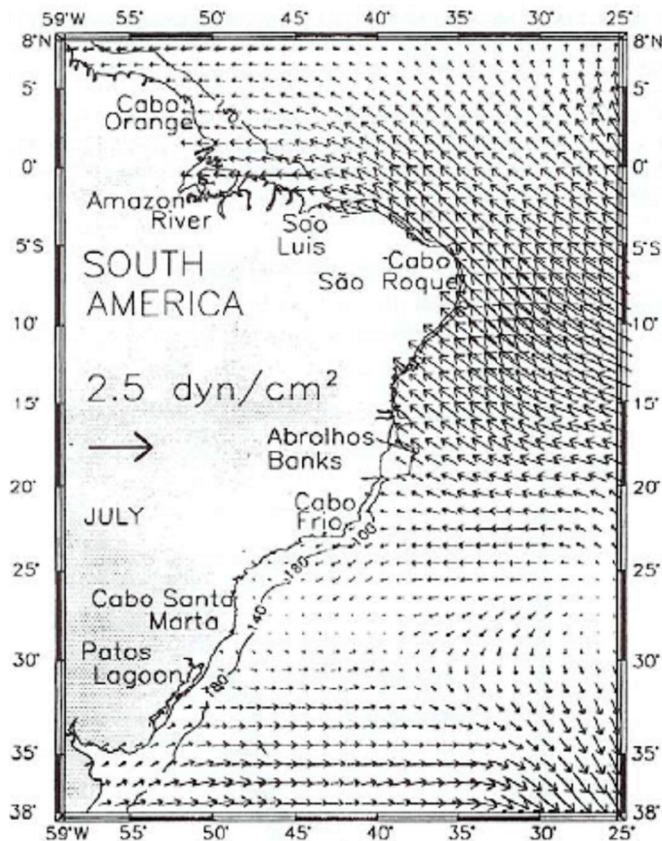


Figura 3.17 - Climatologia da tensão de cisalhamento do vento para a costa brasileira (din/cm^2) para o mês de julho. FONTE: CASTRO FILHO & MIRANDA (1998).

nessa região normalmente caracteriza-se por queda de estabilidade na interface do oceano (ou continente) com a precipitação) e a direção dos ventos é alterada. De, predominantemente, nordeste (devido à influência do ASAS), os ventos passam para noroeste com a aproximação da frente, e imediatamente após sua passagem, adquirem a direção sudoeste, girando no sentido anti-horário para nordeste novamente, aproximadamente um dia após a passagem da frente (STECH & LORENZZETTI, 1992; TORRES Jr., 1995; CASTRO FILHO & MIRANDA, 1998; SOUZA, 2000).

3.4.2 É Ventos

O vento é, basicamente, o principal forçante do campo de correntes oceânicas superficiais. Mudanças em direção, velocidade e extensão das correntes oceânicas são conseqüências diretas de mudanças no campo de vento. Além do vento, existem outros fenômenos que determinam as circulações superficiais, contribuindo, por exemplo, com padrões de meandramentos e vórtices que estão inseridos dentro de um contexto mais amplo de circulação, onde processos de instabilidade dinâmica do escoamento passam a ter influência cada vez mais determinantes.

Quanto maior a velocidade do vento, maior a força de fricção que atua na superfície do mar. Essa força de fricção, resultante do campo de vento na superfície do mar, é conhecida como cisalhamento do vento. Este, usualmente designado pelo símbolo τ , tem demonstrado experimentalmente ser proporcional à velocidade do vento (W) ao quadrado, ou seja: $\tau = cW^2$, onde o coeficiente c depende das condições atmosféricas prevalentes.

O efeito do cisalhamento na superfície do mar é transmitido para as camadas inferiores adjacentes como resultado da fricção interna entre elas. Isto não se dá simplesmente como movimento de um fluido viscoso com escoamento laminar (viscosidade molecular), mas sim como resultado de interações turbulentas entres as camadas (viscosidade turbulenta).

Genericamente, o padrão de circulação do vento em grande escala induz a modelos de circulação similares para cada oceano. Em cada caso, a circulação forçada pelo vento é dividida em grandes giros que se estendem sobre os oceanos: os giros subtropicais estendem-se desde o sistema de correntes equatoriais até a latitude aproximada de 50° e os giros sub-polares que se estendem desta latitude até as regiões polares. A

alcança profundidades de penetração que dependem da a. Para regiões com forte estratificação, tal como nosiais estendem não mais que centenas de metros; nas regiões polares, onde a estratificação não ocorre de maneira acentuada, a circulação forçada pelo vento atinge toda a coluna d'água, ou seja, até o fundo do oceano.

Por outro lado, diferenças entre o calor ganho e perdido pela superfície do oceano, juntamente com mudanças de salinidade, devido principalmente à diferença entre evaporação e precipitação e também a misturas, leva ao desenvolvimento de correntes termohalinas e a formação de tipos de águas características em diferentes regiões.

As correntes termohalinas e as ocasionadas pelo vento não são completamente independentes, já que as trocas de calor e de momento são dependentes da velocidade do vento. A circulação forçada pelo vento é mais vigorosa e determina os grandes giros que dominam as regiões oceânicas superficiais. A circulação termohalina é mais lenta, porém seu fluxo se estende nas camadas mais profundas e formam modelos de circulação que envolvem todos os oceanos. As correntes oceânicas são assim, a resultante do efeito combinado dos movimentos termohalinos e daqueles gerados pelo vento. Os primeiros dominam nas águas profundas, os segundos, nas camadas superficiais. Em ambos os casos, o movimento prossegue muito além da região de origem. (OPEN UNIVERSITY COURSE TEAM, 1991; PETERSON & STRAMMA, 1991; MANN & LAZIER, 1996; EMERY & THOMSON, 2004).

3.5 Æ GEOLOGIA MARINHA

3.5.1 Æ Fisiografia da Costa Central

A plataforma continental na Costa Central (Figura 3.18) estende-se desde Salvador (BA) até Cabo Frio (RJ) alcançando uma largura máxima de 246Km ao largo de Abrolhos, tendo o valor mínimo de 8Km na altura de Salvador (BA).

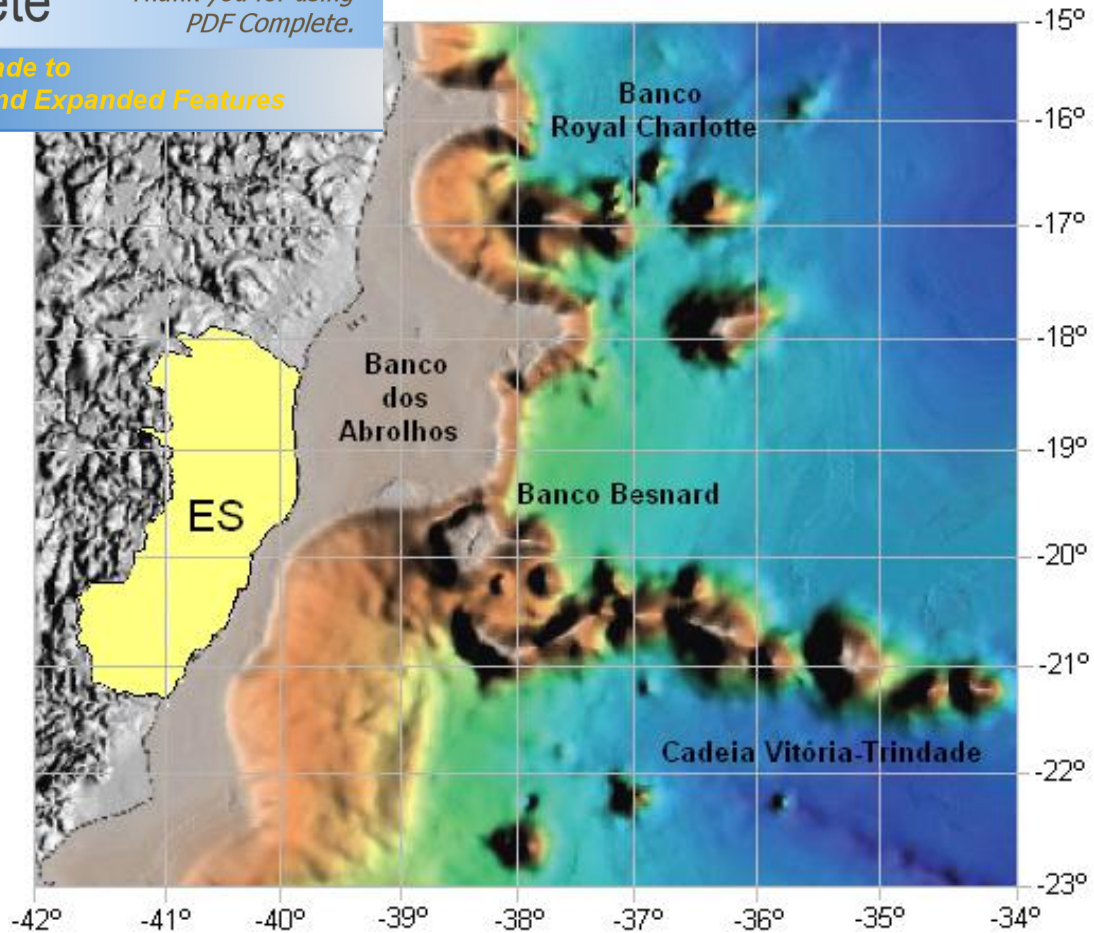


Figura 3.18 É Plataforma continental da Costa Central do Brasil. FONTE: Modificado de BIZZI *et al.* (2003).

Entre as latitudes de 10° a 15°S ela é estreita, apresentando largura típica em torno de 15km, chegando a alcançar 8km na latitude de 13°S (ao largo de Salvador (BA), a menor do Brasil).

A partir desse ponto, a Plataforma exibe grande variação em sua largura. Na latitude de 15°S, ela possui 35km aproximadamente. Um pouco mais a sul encontra-se o Banco Royal Charlotte e a plataforma se estende até 115km.

O Banco Royal Charlotte, com área de 8.400Km² possui conformação quase retangular, dimensão superior a 115Km, no sentido leste-oeste, e inferior a 50Km, para norte-sul. A superfície do banco é extremamente plana (declividade de 1:2.500 ou 0,4m/Km), com vários canais de 30 e 40m de profundidade, concentrados na parte interna da feição (LEÃO, 1982). O principal destes canais encontra-se entre 40 e 60 m, com extensão de 40Km, orientado para noroeste, na mesma direção do deságüe do Rio Santo Antônio, 40Km ao sul de Belmonte (BA).

Seguro (BA), novamente apresenta largura menor, em Caravelas (BA) e Regência (ES), ao longo de 500Km de costa, a largura máxima de 246Km, formando o denominado Banco de Abrolhos.

Esse alargamento da plataforma deve-se ao vulcanismo de grande amplitude registrado na região, cujas manifestações mais intensas concentram-se ao largo de Caravelas (BA), e por efeito da contribuição de correntes fluviais de maior porte, como os rios Pardo, Jequitinhonha e Doce, principalmente.

O Banco dos Abrolhos abrange uma área de 48.000Km^2 , com topo mais plano na porção interna, entre 20 e 50m, declividade média de 1:2.250 (0,45m/Km), sendo mais íngreme no intervalo de 50 a 80m, com declividade de 1:1.300 (0,8m/Km).

A faixa interna do Banco dos Abrolhos, até 20m, mostra uma topografia mais suave, resultante do preenchimento sedimentar holocênico, enquanto que a superfície das porções central e externa contém numerosos pequenos bancos, entrecortados por estreitos canais de paredes escarpadas, bem como inúmeras construções biogênicas, com predominância de algas calcárias coralinas.

O talude continental entre os Bancos Royal Charlotte e dos Abrolhos apresenta dois extensos vales, denominados Vale Royal Charlotte e dos Abrolhos, os quais convergem a níveis mais elevados e, a partir daí, margeiam, em sentido descendente, um grupo de montes submarinos perpendiculares à costa e posicionados no talude e sopé continentais (Figura 3.19). Nos topos destes montes, ocorrem os Bancos Sulphur (9m), Minerva (34m), Lothrop (48m), Rodger (44m) e Morgan (48m), nesta ordem, de oeste para leste (JINNO & SOUZA, 1999).

Do sul de Regência (ES), até os extremos ocidentais da Cadeia Vitória-Trindade, ocorre o chamado "Embaçamento de Tubarão" (BARRETO & MILLIMAN, 1969). A largura da plataforma decresce para o mínimo de 40Km ao largo de Santa Cruz (ES), por efeito de intrusões vulcânicas. A partir desse ponto, cessa o efeito perturbador do vulcanismo dos Abrolhos na topografia regional, e a plataforma gradualmente se alarga até atingir seu máximo de 65Km ao norte de Itapemirim (ES), totalizando 7.840Km^2 .

Boyer (1969) identificou, neste trecho, pequenos terraços de borda de plataforma, atribuindo-lhes a causa da intensa variação de declividade próximo à quebra da plataforma. As feições mais notáveis são as várias ravinas subparalelas, que se estendem por 40Km, ao sul de Regência (ES), como incisões delgadas e marcantes na

em, mergulhando algumas, no talude, até 800m de

Esses estreitos vales talvez estejam relacionados à influência da movimentação submarina da carga sedimentar do Rio Doce, que deságua ao norte. Um desses vales pode ser traçado até 2.000m, e sua seção anterior está orientada na direção da foz do Rio Reis Magos.

Ao largo de Vitória, orientado na direção leste-sudeste, encaixa-se o Canal de Vitória, feição estreita, com desenvolvimento máximo de 8Km na profundidade de 40m, alargando-se a 60m, onde se bifurca. Um dos segmentos prossegue, influenciando as isóbatas de até 400m.

Ao largo de Guarapari, Zemruscki *et al.* (1972) mapearam outra feição menor, o Canal de Guarapari: uma fissura de 30Km de comprimento por 1Km de largura e 20m, em média, de profundidade, provavelmente associada a uma fratura estrutural.

De Itapemirim até Deste ponto até Campos (RJ) a plataforma gradualmente se alarga até cerca de 100Km ao largo da Foz do Rio Parnaíba do Sul.

Na Bacia de Campos a plataforma novamente diminui em largura, tendo em média 80km, com profundidade de quebra entre 60 e 100m. Na Bacia de Santos, a Plataforma apresenta 50km de largura na região de Cabo Frio, alargando gradualmente até atingir 230Km em sua parte central (CASTRO FILHO & MIRANDA, 1998).

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

As declividades observadas na plataforma alcançam um valor máximo de 1:100 (10m/Km), no trecho entre Salvador (BA) e Canavieiras (BA), diminuindo para 1:3.500 (0,3m/Km), entre o sul da Bahia e o Espírito Santo, onde atinge o valor mínimo. A quebra da plataforma continental ocorre de um modo geral, entre as isóbatas de 60 e 80m.

O sopé continental alcança as maiores larguras médias ao largo do Banco dos Abrolhos, com cerca de 850Km, apresentando os valores mínimos, de 150Km, ao sul da Cadeia Vitória-Trindade. Os limites superiores do sopé aprofundam-se desde 3.500m, diante de Salvador (BA), até 4.000m, ao largo do Banco Royal Charlotte. Ao

voltam à isóbata de 3.200m, truncando-se, em seguida, tória-Trindade. Ao sul desta cadeia vulcânica, os limites atingem de 2.000 a 3.600m.

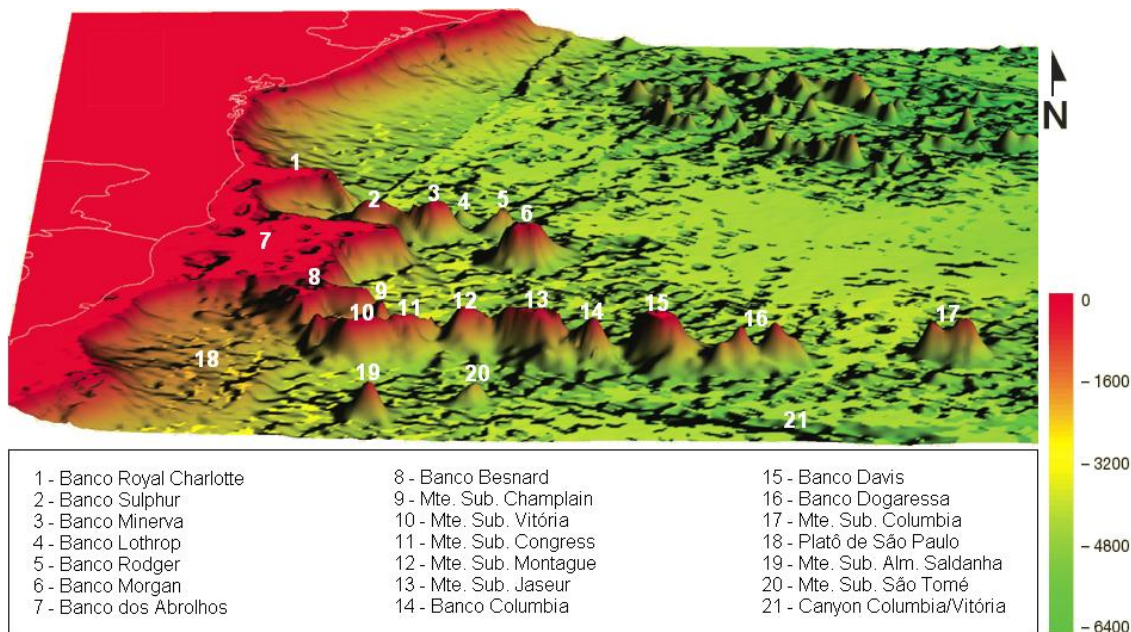


Figura 3.19 É Plataforma continental da Costa Central do Brasil. FONTE: Modificado de REVIZEE (2000) e adaptado segundo JINNO & SOUZA (1999).

3.5.2 É Cobertura Sedimentar da Plataforma Continental

O Projeto REMAC (Reconhecimento da Margem Continental), iniciado em 1972, promoveu o mapeamento geológico de toda a margem continental brasileira, coletando informações sobre a estrutura geológica rasa e profunda; a distribuição de sedimentos e rochas da superfície; a topografia submarina; e a localização de áreas com potencial para exploração petrolífera. Concluído em 1978, esse projeto ainda é a mais extensiva e integrada pesquisa geológica marinha já realizada no Brasil. Dentre diversas informações reportadas em boletins, também foram elaborados mapas morfológicos e faciográficos da região marinha brasileira na escala de 1:5.000.000 (Figura 3.20).

De acordo com Summerhayes *et al.* (1976), Kowsmann & Costa (1979) e Valentini & Neves (1989) *apud* Muehe (1995), na porção norte da plataforma continental capixaba, no trecho compreendido entre o Rio Mucuri (BA) e Rio Doce (ES), as areias de origem fluvial estão distribuídas desde o litoral até a isóbata de 40m, sendo que nos 20m

te quartzosas. Entretanto, ao largo da Foz do Rio Doce, a isóbata de 60m.

O Rio Doce é a principal área fonte de sedimentos terrígenos para a região marinha do Estado do Espírito Santo (SUMMERHAYES *et al.*, 1976), isto se deve a sua grande competência e capacidade no transporte de sedimentos desde a bacia hidrográfica até o mar. Sua descarga de sólidos em suspensão apresenta concentrações de 4mg/l, nas proximidades da foz, a pluma formada dirige-se para nordeste, diminuindo rapidamente a concentração para 2 e 1mg/l.

A redução da concentração de partículas suspensas na coluna d'água indica a deposição deste material ao longo da pluma, recobrando de lama os depósitos de areias terrígenas até a profundidade de 20-25m.

Praticamente não há zona de transição entre os sedimentos terrígenos da plataforma interna e os sedimentos biogênicos concentrados na plataforma média e externa. Em determinadas áreas como ao sul de Vitória e ao largo da foz do Rio São Mateus, os sedimentos biogênicos podem estender-se até a plataforma interna, onde há o predomínio de areias terrígenas.

A partir da isóbata de 20m a cobertura sedimentar torna-se heterogênea devido a forte contribuição carbonática. É comum a predominância de cascalhos e areias de algas coralinas, algas recifais, brizoários recifais, moluscos e foraminíferos bentônicos (fácies biodetríticas).

Os sedimentos distribuídos entre a plataforma média e a quebra da plataforma sofrem pouco ou nenhum retrabalhamento. Isto se deve ao aumento de profundidade, redução da ação destrutiva das ondas, baixa turbidez da coluna d'água, que permite a maior penetração de luz e crescimento de organismos bioconstrutores.

Nesta área é relatada a ocorrência de sedimentos holocênicos à modernos bastante preservados, representados pelos depósitos de lama carbonática e recifes de algas calcáreas. A maioria dos recifes localizados neste trecho são dominados por algas coralinas incrustantes, com pequenas quantidades de briozoários, algas coralinas ramificadas, serpulídeos e alguns gastrópodes vermetídeos, formando uma assembléia de recifes algálicos (MELO *et al.*, 1975).

Outra assembléia, localizada na plataforma mais externa, é constituída, principalmente, por foraminíferos bentônicos e moluscos, dominada, principalmente, por *Amphistegina*, ocorrendo, particularmente, nos Abrolhos, ao largo de Vitória e do Banco Besnard.

individual dos componentes entre as assembléias, sendo a briozoários, algas coralinas incrustantes, moluscos e

O trecho de plataforma interna entre as desembocaduras do Rio Doce e Rio Itabapoana é coberto por areias terrígenas até a isóbata de 20m. O material em suspensão mensurado a quase 30Km ao largo das suas respectivas desembocaduras indica concentrações de 0,5mg/l, fazendo parte de uma faixa de idênticas concentrações.

Ao longo deste trecho, até 40Km da costa, a fração lama tende a ser mais rica em argila do que em silte, com enriquecimento deste último em direção ao talude. As diferenças texturais observadas entre os sedimentos finos mais próximos da costa daqueles mais afastados são devidas, provavelmente, à abundância relativa de partículas de argila em áreas próximas ao litoral e de silte rico em material biogênico em direção ao talude, além das proximidades das áreas fontes destes sedimentos. Uma exceção é o talude ao largo da foz do Rio Doce, onde os sedimentos encontrados são largamente terrígenos (SUMMERHAYES *et al.*, 1976; KOWSMANN & COSTA, 1979; VALENTINI & NEVES, 1989, *apud* MUEHE, 1995).

A região ao largo e ao sul de Vitória é dominada por briozoários, constituindo uma assembléia de recifes, areias e cascalho de briozoários (MELO *et al.*, 1975). Os recifes não possuem sinal de retrabalhamento e aparecem isolados na plataforma média em meio às areias e cascalhos de briozoários, que são abundantes a partir da isóbata de 20m. Na plataforma externa ao largo de Guarapari até a Foz do Rio Itabapoana, distribuem-se areias e cascalhos de algas recifais que acompanham a quebra da plataforma continental.

Na Expedição Central II (bentos/geologia) do Programa REVIZEE, as dragagens biológicas revelaram próximo à borda da plataforma na região SE, amplas áreas constituídas por algas coralinas em crostas superpostas, de espessuras variadas (milimétricas a centimétricas) dependendo da área de ocorrência. Identificaram também crostas globulosas encontradas na borda da plataforma, ao largo de Itapemirim (ES), como sendo do gênero *Titanoderma* (REVIZEE, 2000).

Em toda a plataforma continental do ES nota-se que em consequência do aumento da profundidade, o retrabalhamento dos sedimentos se reduz bastante, favorecendo a ocorrência de granulometrias maiores à medida que se aumentam os valores das

notada a presença de areias carbonáticas na plataforma
na média e externa.

Trabalhos mais específicos realizados no ES foram responsáveis por detalhar a cobertura sedimentar da plataforma continental em escalas maiores. Alguns exemplos são: o trabalho de DaGostini (2005) voltado para o reconhecimento das fácies sedimentares associadas ao sistema estuarino da Baía de Vitória, o trabalho de Albino *et al.* (2001) sobre os processos de sedimentação marinha na Baía do Espírito Santo e o Plano de Monitoramento Ambiental do recife artificial marinho VICTORY 8B+ (UFES, 2005).

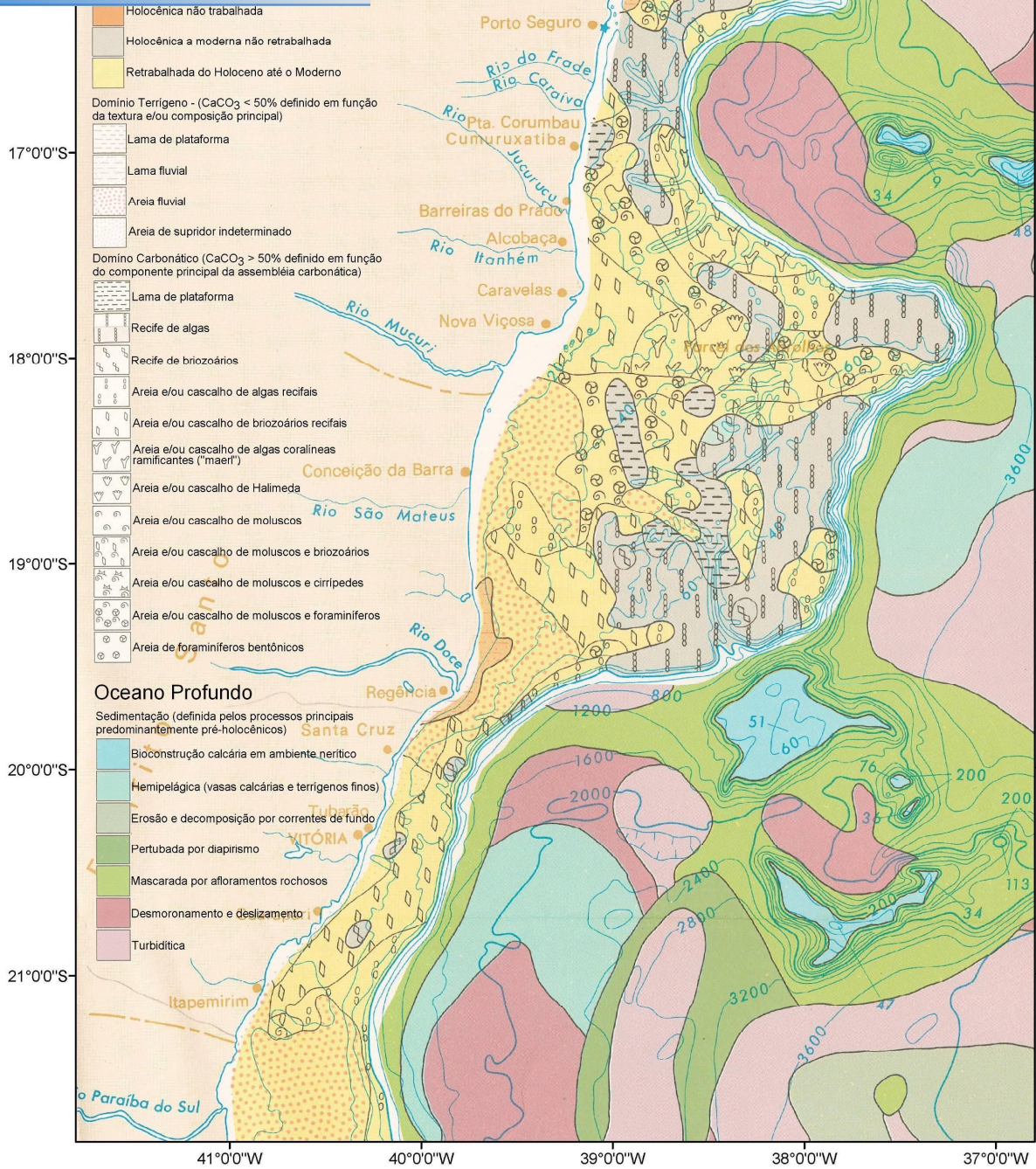


Figura 3.20 É Mapa Faciológico do Projeto REMAC para a região marinha do Estado do Espírito Santo. FONTE: Modificado de KOWSMANN & COSTA (1979).

consiste no tratamento de dados brutos adquiridos do acervo do Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO) com a finalidade de avaliar sua utilização na caracterização da região marinha do Estado do Espírito Santo.

O acervo do BNDO consta de dados oriundos de diversas campanhas oceanográficas, realizadas ao largo do mar brasileiro. Por este motivo, estas informações possuem objetivos distintos, em regiões e épocas variadas.

Para a realização deste trabalho foram solicitados ao BNDO dados oceanográficos existentes para região marinha compreendida entre os paralelos de 18°S e 20°S e meridianos de 41°W e 37°W, que corresponde a região marinha do ES.

No ato da solicitação de dados, o interessado deve informar além da região ocorrência o período de coleta. Dentre os dados solicitados incluem-se aqueles referentes às correntes, temperatura, salinidade e geologia no período entre 1970 e 2005. Também foram solicitados dados referentes aos ventos, coletados na estação administrada pela Marinha do Brasil localizada na Ilha de Trindade, no período entre 1957 e 2000.

Os dados são fornecidos em formato digital, em planilhas contendo a identificação da estação oceanográfica, data e hora da coleta, localização geográfica (latitude e longitude em graus, minutos e segundos), conforme exemplificado na Tabela 4.1.

Tabela 4.1 É Recorte da planilha do BNDO para exemplificação.

ESTACÃO	DATA HORA	LAT.	LONG.	PROF. (m)	S (ups)	T (°C)
1605617	12/6/1970 22:36	-192500	-391248	0.00	36.74	25.80
1605617	12/6/1970 22:36	-192500	-391248	16.00	36.67	25.72
1605617	12/6/1970 22:36	-192500	-391248	32.00	36.67	24.91
1605617	12/6/1970 22:36	-192500	-391248	47.00	36.29	20.33

A Figura 4.1 é uma representação do posicionamento espacial dos dados adquiridos para a área de estudo. Vale salientar que as posições geográficas dos dados estão no *datum* geodésico South American Datum . 1969 (SAD 69).

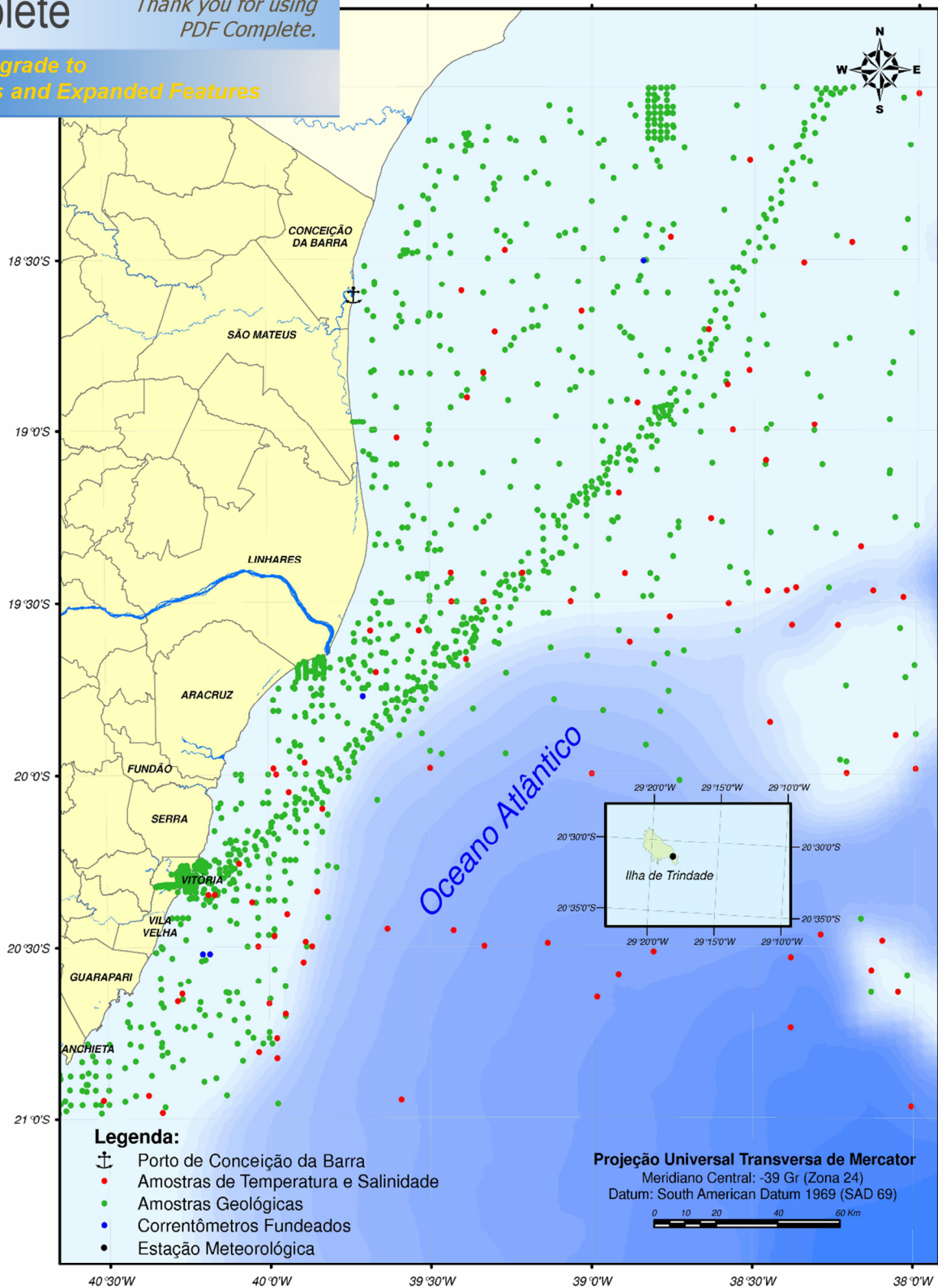


Figura 4.1 É Área de Estudo e pontos amostrais adquiridos para este trabalho.

Os dados é muito importante para identificar erros nas coletas, verificar a representatividade das amostras para o resultado esperado, reconstituir séries temporais entre outras finalidades. Primeiramente verificou-se a quantidade e qualidade dos dados referentes à geologia no que tange as informações encontradas nas colunas das planilhas e quais destas seriam importante no presente trabalho. Posteriormente, as estações de coleta de dados foram plotadas no mapa da área de estudo e avaliada a distribuição das mesmas. Foram utilizados somente aqueles dados localizados sobre a região de plataforma continental por apresentarem melhor qualidade e concentração, totalizando 1525 amostras sedimentares distribuídas na área estudada.

A partir desse montante de amostras espera-se elaborar uma carta sedimentológica da plataforma continental adjacente ao Estado do Espírito Santo, com a metodologia em seqüência.

4.1.1 É Validação das amostras geológicas

A determinação do tamanho da amostra é um fator de extrema importância quando se trata de controle de qualidade de produtos cartográficos, pois se pretende uma amostra parcimoniosa, mas representativa da população. Neste sentido, foram verificadas a representatividade de 1525 amostras geológicas do BNDO na plataforma continental do Espírito Santo, numa carta em escala 1:1.000.000.

A verificação da acurácia da carta será baseada em uma amostra de pontos da mesma, é realizada de formas diferentes em cada país. No Brasil, apesar de existir legislação específica sobre isto, o Decreto n.º 89.817/84, não há especificação que defina o número de pontos de referência que deve ser usado na análise.

4.1.1.1 É Decreto n.º 89.817/84

Estabelece as Instruções Reguladoras das Normas Técnicas da Cartografia Brasileira através de procedimentos e padrões a serem obedecidos na elaboração e apresentação de documentos cartográficos no Território Brasileiro. Um dos procedimentos a ser seguido é em relação à exatidão: as cartas devem obedecer ao Padrão de Exatidão Cartográfico - PEC, segundo o critério abaixo indicado:

bem definidos numa carta, quando testados no terreno, erro superior ao Padrão de Exatidão Cartográfico, BRASIL, 1984).

O Padrão de Exatidão Cartográfico é um indicador estatístico de dispersão, relativo a 90% de probabilidade, que define a exatidão de trabalhos cartográficos. A probabilidade de 90% corresponde a 1,6449 (valor na tabela de Distribuição Normal z) vezes o Erro Padrão . PEC. O Erro-Padrão isolado num trabalho cartográfico, não poderá ultrapassar 60,8% do Padrão de Exatidão Cartográfico, ou ser maior que 33% (NOGUEIRA JR. *et. al.*, 2004; CELESTINO *et. al.*, 2007).

As cartas, segundo sua exatidão, são classificadas nas Classes A, B e C, segundo os critérios apresentados na Tabela 4.2:

Tabela 4.2 É Classificação das cartas. FONTE: BRASIL (1984).

CARTA	PEC PLANIMÉTRICO	ERRO PADRÃO
Classe A	0,5mm x escala	0,3mm x escala
Classe B	0,8mm x escala	0,5mm x escala
Classe C	1,0mm x escala	0,6mm x escala

Considerando o rigor cartográfico exigido em lei, o próximo passo é a determinação de um tamanho de amostra necessário para elaborar uma carta na escala proposta, e em seguida, verificar se a quantidade de amostras geológicas do BNDO seria suficiente para representar a plataforma continental do Espírito Santo.

4.1.1.2 É Tamanho da amostra

É definido através da função estatística de Pereira (1978), adaptada por Rocha (2002) para definir o tamanho da amostra para avaliação cartográfica, como segue:

$$n = \frac{(z^2 \cdot \gamma^2 \cdot N)}{[(N - 1) \cdot (\epsilon)^2 + (z^2 \cdot \gamma^2)]} \quad (01)$$

$$\sigma = \frac{0,3mm \cdot escala}{1000} \quad (02)$$

$$\mu = \frac{0,5mm \cdot escala}{1000} \quad (03)$$

$$\gamma = \frac{\sigma}{\mu} \quad (04)$$

$$N = \frac{A}{\mu^2} \quad (05)$$

Onde:

n = tamanho da amostra

z = intervalo de confiança da tabela de Distribuição Normal

N = tamanho da população

= erro amostral

= desvio padrão amostral

= média amostral (resolução da carta)

= coeficiente de variação

A = espaço amostral (m^2)

Os valores adotados para as equações (2) e (3) são os especificados na Tabela 4.2 para elaboração de uma carta Classe A.

Posteriormente à etapa de validação da representatividade espacial dos dados, realizou-se uma comparação das cartas elaboradas com resultados de outros autores para validar a utilização dos dados geológicos do BNDO.

4.2.1 É Distribuição sedimentar no leito marinho

Devido os dados adquiridos fazer parte de diversas campanhas, com objetivos não relacionados e em datas diferentes, após a inserção dos pontos de coleta no espaço georreferenciado (Figura 4.1) notou-se que a distribuição espacial destes era muito irregular, havendo pontos amostrais concentrados em certos locais e dispersos em outros. Assim, para interpolar as amostras de maneira que não seja subestimada sua área de abrangência espacialmente, foi necessário utilizar métodos estatísticos como forma de solucionar este problema.

áticos a partir de representações por partes constantes (regiões contíguas) retorna o valor da região origem que

Para representações pontuais, como é o caso das amostras adquiridas para este trabalho, o algoritmo de interpolação mais usado é o de polígonos de Thiessen (BURROUGH,1987). Por esse motivo, este trabalho utilizou a **Interpolação por Polígonos de Thiessen** contida no software ArcGIS 9.0.

Trata-se de um algoritmo divide a área de estudo em regiões contendo amostras. O que caracteriza uma região de Thiessen é que a distância de qualquer ponto da região à amostra é menor do que a distância deste mesmo ponto a qualquer outra amostra fora da região. A Figura 4.2 ilustra a definição de polígonos de Thiessen.

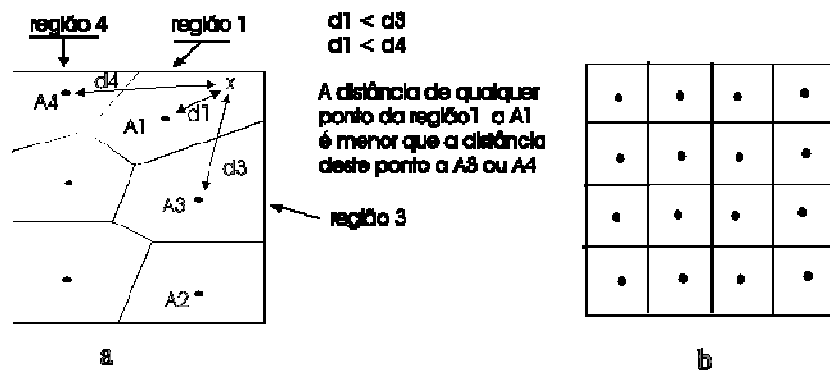


Figura 4.2 - Polígonos de Thiessen: a) Amostras irregulares b) Amostras regulares. FONTE: adaptada de BURROUGH (1987).

4.2.2 Classificação dos sedimentos marinhos

As informações do BNDO referem-se, em sua maioria, aos dados de %tenças+. Este termo, utilizado pela Marinha do Brasil, se refere a uma descrição visual, expedita e preliminar de amostras geológicas no momento de sua coleta. A descrição de tenças vem sendo realizada ao longo de muitos anos e permitiu reunir uma quantidade considerável de informações. As Tabelas 4.3 e 4.4 demonstram que existem dois tipos de tenças: a principal e a complementar. A primeira refere-se à tipologia do sedimento e a segunda à textura.

Principal utilizado pela Marinha do Brasil. FONTE: BNDO.

CÓDIGO DA TENÇA PRINCIPAL			
01 - Areia	- A	21 - Terra	- T
02 - Lama	- L	22 - Lodo	- Ld
03 - Argila	- Arg	23 - Marga	- Mrg
04 - Silte	- Ld	24 - Calhau	- Clh
05 - Pedras	- P	25 - Giz	- Giz
06 - Cascalho	- C	26 - Quartzo	- Qtz
07 - Seixos	- S	27 - Lava	- Lv
08 - Matacão, seixo grande	- Mat	28 - Tufo	- Tf
09 - Rocha	- Roc	29 - Escória	- Esc
10 - Coral	- Cor	30 - Cinzas	- Cin
11 - Conchas	- Con	31 - Mexilhão	- Mex
12 - Duas camadas (areia+lama)	- A/L	32 - Ostras	- Os
13 - Mistura (areia+lama+conchas)	- Ar.L.Con	33 - Esponjas	- Esp
14 - Eravas marinhas (Fanerógramas)	- Erv. Mar.	34 - Foraminífero	- Fr
15 - Algas	- Alg	35 - Globigerina	- Gl
16 - Dunas de areia submarina		36 - Diatomácea	- Diat
17 - Nascente no fundo do mar		37 - Grânulos	
18 - Areias com pedras ou cascalho		38 - Areia + Cascalho	
19 - Areia rochosa que a maré cobre e descobre		39 - Areia + Cascalho + Lama	
20 - Recife de coral que a maré cobre e descobre		40 - Vasa	- Va

Tabela 4.4 É Código da Tença Complementar utilizado pela Marinha do Brasil. FONTE: BNDO.

CÓDIGO DA TENÇA COMPLEMENTAR			
1 - Fina	- f	6 - Mole	- ml
2 - Média	- m	7 - Rígido	- rig
3 - Grossa	- g	8 - Vulcânico	- vul
4 - Quebrado, quebradiço	- q	9 - Calcário	- cal
5 - Viscoso	- vsc	0 - Duro	- d

Existe, no entanto uma variedade de termos de descrição para designar um mesmo tipo de amostra. Em um trabalho de reclassificação, Dias & Medeiros (2005) propuseram a redução do Código de Tenças para 10 principais tipos de sedimento de fundo. Esta proposta classificação sedimentar foi empregada no presente trabalho. A metodologia é basicamente uma reclassificação do código de tenças da Marinha do Brasil com seu agrupamento em apenas 10 tipologias sedimentares (Tabela 4.5).

Código de Tenças do BNDO. FONTE: DIAS & MEDEIROS (2005).

SEDIMENTO ARENOSO (1,2,3)		
011 . Areia fina (1)		
012 . Areia média (2)		
013 . Areia grossa (3)		
SEDIMENTO ARENO LAMOSO (4)		
121 Areia Lamosa fina	131 Areia Lamosa Biodetrítica fina	
122 Areia Lamosa média	132 Areia Lamosa Biodetrítica média	
123 Areia Lamosa grossa	133 Areia Lamosa Biodetrítica grossa	
129 Areia Lamosa Biodetrítica		
SEDIMENTO LAMOSO (5)		
021 Lama fina	032 Argila média	
022 Lama média	041 Silte fino	
023 Lama grossa	042 Silte médio	
025 Lama viscosa	043 Silte grosso	
026 Lama mole	401 Vasa fina	
031 Argila fina		
CASCALHO (6)		
060 Cascalho	37 Grânulos	
062 Cascalho médio	373 Grânulos grossos	
063 Cascalho grosso	381 Cascalho Arenoso fino	
07 Seixos	382 Cascalho Arenoso médio	
072 Seixo médio	383 Cascalho Arenoso grosso	
073 Seixo grosso	389 Cascalho Arenoso Biodetrítico	
08 Matacão	069 Cascalho Biodetrítico	
18 Areia com Pedras ou Cascalho	079 Seixo Biodetrítico	
181 Areia com Pedras ou Cascalho fina	089 Matacão Biodetrítico	
182 Areia com Pedras ou Cascalho média	080 Seixo duro	
183 Areia com Pedras ou Cascalho grossa		
BIODETRITOS E LAMA (7)		CONCHAS (8)
391/7 Cascalho Arenoso Lamoso fino	113 Conchas grossas	
392/7 Cascalho Arenoso Lamoso médio	114 Conchas quebradas	
393/7 Cascalho Arenoso Lamoso grosso	115 Conchas calcárias	
ALGAS CALCÁRIAS (9)		ROCHA (10)
153 Alga	09 Rocha	100 Coral duro
159 Alga calcária	090 Rocha dura	109 Coral calcário
79 Seixo calcário	099 Rocha calcária	059 Pedra calcária

A metodologia de Dias & Medeiros (2005) consiste em modificar o Código de Tenças do BNDO unindo os códigos da Tença Principal e Complementar.

Em seguida, a Tabela 4.6 exemplifica a metodologia diretamente numa planilha fornecida pelo BNDO para um melhor entendimento:

		LAT.	LONG.	PROF. (m)	TP	TC
1103017	12/6/1970 22:36	-192030	-392241	58.00	06	3
		-184500	-381400	40.00	02	1
1665621	12/6/1970 22:36	-192500	-391248	35.00	01	2

Exemplo:

O código **06+** da Tença Principal (TP) corresponde a **Cascalho+** e o código **3+** da Tença Complementar (TC) diz respeito a granulometria **Grosso+**, assim teremos:

06+ com **3+** = **063**, que corresponde a **Cascalho Grosso** na Tabela de Dias & Medeiros (2005), sendo classificada como **Cascalho**.

4.2 TRATAMENTO DOS DADOS DE OCEANOGRAFIA FÍSICA

Seguindo a mesma metodologia aplicada aos dados geológicos, os dados referentes à oceanografia física também foram inseridos nos domínios da área estudada para verificar a distribuição espacial das estações de coleta, de acordo com apresentado na Figura 4.1.

4.2.1 Tratamento dos dados de Temperatura e Salinidade

4.2.1.1 Diagramas T-S espalhado

Usualmente, a identificação das massas de água de determinada região oceânica é realizada a parti da análise de **Diagramas T-S+**. A denominação **espalhado+** é utilizada quando são utilizados vários perfis de T-S *versus* profundidade de uma determinada área oceânica.

Ao analisar um Diagrama T-S em um corpo de água, representado por um ponto, este é chamado **tipo de água+** e aquele representado por uma linha ou vários pontos (espalhado) é chamado massa de água. Trata-se de definições ideais. Porém na prática, os pontos que representam um **tipo de água+** não se sobrepõem, apenas se agrupam, naturalmente com alguma dispersão, da mesma maneira que os pontos que representam uma massa não compõem uma linha exata, dispendo-se bem próximos de uma linha ideal. Processos climáticos da superfície formam os **tipos de água+**. A mistura de dois ou mais **tipos de água+** formam a massa de água.

Os T-S espalhados foram utilizadas todas as amostras. Normalmente as estações de coleta foram plotados em mapa da ilha amostral. Em seguida, os pontos de coleta foram agrupados por estações do ano, a partir da data de coleta informada na tabela fornecida pelo BNDO.

Com auxílio do software SCILAB foi utilizada a rotina SEAMAT para elaborar os Diagramas T-S espalhados apresentando as isopicnais e indicando os valores de sigma-teta (σ_t). Este parâmetro é normalmente utilizado para expressar variações de densidade, especialmente em análise de massa d'água, pois desconsidera a influência da pressão. Esse parâmetro é obtido por: $\sigma_t = \rho - 1000$, onde ρ é a densidade da água do mar em kg.m^{-3} (PICKARD, 1974; POND & PICKARD, 1978).

Os índices termohalinos utilizados para identificação das massas de água foram aqueles sugeridos por Defant (1941), Sverdup *et al.* (1942), Emilsson (1961), Garfield (1990), Miranda & Katsuragawa (1991) e Böebel *et al.* (1999).

4.2.1.2 É Perfis de Temperatura e Salinidade

Numa avaliação preliminar dos dados referentes à temperatura e salinidade, foi percebida a necessidade de visualizar espacialmente as campanhas realizadas na área de estudo. A partir da observação da data e hora da coleta dos perfis nas tabelas fornecidas pelo BNDO, foi possível mapear as estações, e traçar os transectos realizados em cada campanha. Nesta primeira triagem, somente 638 dados dos 818 totais foram aproveitados, devido sua representatividade na área de estudo.

Após o mapeamento das estações e traçados os transectos, verificou-se que os 638 dados são constituintes de 11 campanhas ocorridas nesta área estudo, conforme apresentado no ANEXO.

Posteriormente, foi realizada a classificação as 11 campanhas por estações do ano para verificar o efeito da sazonalidade na temperatura e salinidade ao longo da profundidade.

Devido as grandes diferenças morfológicas apresentadas pela região marinha estudada, houve a necessidade de dividi-la em duas regiões marinhas a partir da Foz do Rio Doce:

é estreita com cerca de 40Km e o oceano profundo é

Região Norte. Onde a plataforma se amplia atingindo aproximadamente 230km e as feições como plataforma continental interna, média e externa são notadas.

A partir da posição das estações oceanográficas em mapa, foi possível agrupa-las em determinadas regiões fisiográficas marinhas, selecionando nestes locais perfis representativos de cada estação do ano.

Desta maneira realizou-se uma análise sazonal dos perfis na plataforma continental, quebra da plataforma e bacia oceânica. A Tabela 4.7 apresenta as estações utilizadas na elaboração dos perfis de temperatura e salinidade e sua localização fisiográficas.

Tabela 4.7 Regiões Norte e Sul da área estudada, seus domínios fisiográficos e suas respectivas estações amostrais.

REGIÃO SUL	REGIÃO NORTE
<p>Plataforma Continental Campanha 04 . Estação 1609046 (E1) Campanha 09 . Estação 1614428 (E3) Campanha 08 . Estação 1613257 (E9) Campanha 05 . Estação 1610756 (E4)</p> <p>Quebra da Plataforma Continental Campanha 04 . Estação 1609047 (E2) Campanha 09 . Estação 1614427 (E2) Campanha 08 . Estação 1613246 (E3) Campanha 05 . Estação 1610757 (E5)</p> <p>Bacia Oceânica Campanha 04 . Estação 1609048 (E3) Campanha 09 . Estação 1614426 (E1) Campanha 08 . Estação 1613255 (E7) Campanha 07 . Estação 1611585 (E2)</p>	<p>Plataforma Continental Interna Campanha 10 . Estação 1614434 (E6) Campanha 08 . Estação 1917609 (E1) Campanha 06 . Estação 1610768 (E7)</p> <p>Plataforma Continental Externa Campanha 10 . Estação 1614435 (E7) Campanha 08 . Estação 1639011 (E16) Campanha 06 . Estação 1610782 (E6)</p> <p>Quebra da Plataforma Continental Campanha 10 . Estação 1614437 (E8) Campanha 08 . Estação 1613269 (E14) Campanha 05 . Estação 1610765 (E12)</p>

Antes de analisados, os dados hidrográficos necessitaram de um tratamento básico, no qual filtros de controle de qualidade são aplicados para eliminar erros e ruídos que ocorrem durante a aquisição. Além deste controle, foram aplicadas rotinas de aprimoramento dos dados, para torná-los mais contínuos e distribuídos regularmente na vertical. Este tratamento básico foi realizado para todos os perfis verticais das campanhas utilizadas neste trabalho, de acordo com Emery & Thomson (2004) como descrito a seguir:

o de picos (*spikes*)

Normalmente gerados por falhas de comunicação entre os sensores e a unidade de controle do CTD, e geram valores completamente fora dos padrões de ordem de grandeza das propriedades amostradas, acarretando ruídos no conjunto de dados. Com isso, estes dados são filtrados para que os spikes sejam devidamente removidos. Para removê-los, utilizou-se um método bastante simples. Estabeleceu uma condição em que os dados que não estivessem dentro de uma faixa de valores aceitáveis para cada propriedade (temperatura e salinidade), os valores absurdos foram substituídos pelos valores de uma profundidade imediatamente acima. Aplicando este método, todos os %spikes+foram removidos com sucesso.

4.2.2 É Tratamento dos dados referentes aos ventos

Foi solicitado ao BNDO o fornecimento de dados anemométricos da Estação da Marinha do Brasil na Ilha de Trindade (20°30' S e 29°19' W), por se tratar de uma estação situada em oceano aberto e que já possui mais de 30 anos de medições.

A metodologia consistiu, em utilizar dados coletados diariamente em 6 horários diários, no período de 1970 a 2000, totalizando uma série de 72.958 dados, para elaborar através de interfaces computacionais específicas, gráficos de %Rosa dos Ventos+ sazonal (para verão, outono, inverno e primavera) e mensais, apresentando direção, intensidade e frequência dos ventos.

4.2.2.1 É Filtragem usando Média Móvel

O uso de médias móveis na análise técnica de séries temporais se mostra como eficiente filtro para eliminação de erros, discrepâncias, e falhas na coleta dos dados. Existem diversos tipos de médias como aritmética (ou simples), exponencial, ponderada, Welles Wilder, etc. Esse trabalho utilizou a média móvel aritmética visto que é o mais utilizado e produz ótimos resultados em séries temporais, principalmente naquelas que apresentam certo ciclo ou limitação de valores.

Uma média, como o nome diz, mostra o valor médio de uma amostra de determinado dado. Uma média móvel aritmética (MMA) é uma extensão desse conceito, representando o valor médio em um período de tempo.

$$fMA = \frac{V_1 + V_2 + \dots + V_n}{N} \quad (06)$$

Na Equação (6) V representa os diferentes valores, enquanto que N é a janela de tempo sobre a qual se constrói a média. O parâmetro N é muito importante quando trabalhamos com médias móveis na análise gráfica, pois é a variável que é ajustada para obter melhores resultados. Modificando seu valor, a média irá responder mais ou menos rapidamente às variações dos valores (MILONE, 2004).

Neste sentido, foram determinados os valores médios mensais no período entre 1966 e 1996, para verificar se houve alguma alteração no padrão de ventos ao longo de 30 anos. As séries temporais de vento passaram por um filtro, neste caso específico aplicou-se a média móvel aritmética como filtro, com janelas de $N=12$. A regressão linear foi objeto de verificação de alguma tendência padrão de ventos ao longo da série histórica.

4.2.3 É Tratamento dos dados referentes às correntes

Os dados correspondentes as correntes também passaram por filtro usando média móvel, onde foram utilizadas janelas de $N=12$. Os dados possuíam uma frequência de coleta de 10 minutos dentro de uma série temporal com a extensão de um mês e quinze dias, totalizando 6.555 amostras.

4.2.3.1 É Geração de dados das componentes meridional e zonal

Após filtragem dos dados utilizando-se a técnica da média móvel, foi possível eliminar as falhas na série de dados de intensidade de corrente. O próximo procedimento foi realizar uma análise dos vetores direção e intensidade de corrente, sendo necessário a decomposição dos mesmos na componente zonal representando a direção Norte e velocidade u , e a componente meridional representando a direção Leste e velocidade v .

4.2.3.2 É Determinação de Período na Série Temporal

Após esse passo, foram elaborados gráficos das componentes meridionais e zonais. Os gráficos eram relativos aos registros de dois correntômetros fundeados a 13m e 50m de profundidade na coordenada $18^{\circ}30'18''S$ e $38^{\circ}50'30''W$ referentes as estações

2154640, localizadas cerca de 50km de distância do ra-ES.

A escolha destas estações foi baseada no período de coleta de dados que se estendeu entre 28/08/1992 a 13/10/1992, coletando amostras de direção e intensidade de corrente em intervalos de 10 minutos, gerando duas séries de 6555 dados.

Verificou-se ao analisar os gráficos utilizando toda a série, que o conjunto de dados apresentava muitos ruídos e interferências, então, foi selecionado um período onde esses inconvenientes estavam menos manifestados. Desta maneira, foram criadas duas novas séries (sub-amostras) contendo 2088 dados a partir dos 6555 dados das séries iniciais.

4.2.3.3 *Ê Determinação de Correlação entre correntes e marés*

Foi utilizado o cálculo do coeficiente de correlação de Pearson, por se tratar de uma das alternativas mais comuns aplicadas em estatística descritiva para se determinar a associação entre duas variáveis de escala métrica (no nosso caso as correntes e marés). Este coeficiente mede o grau da correlação (e a direção dessa correlação se positiva ou negativa) entre duas variáveis de escala métrica. Normalmente é representado pela letra "R" assume apenas valores entre 1 e -1 (HAAN, 1977; BISQUERRA *et al.*, 2004; MILONE, 2004).

- R= 1 Significa uma correlação perfeita positiva entre as duas variáveis;
- R= 0 Significa que as duas variáveis não dependem linearmente uma da outra. No entanto, pode existir uma outra dependência que seja "não linear". Assim, o resultado R=0 deve ser investigado por outros meios;
- R= -1 Significa uma correlação negativa perfeita entre as duas variáveis. Isto é, se uma aumenta, a outra sempre diminui.

O coeficiente de correlação de Pearson calcula-se segundo a seguinte fórmula:

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (07)$$

são os valores medidos de ambas as variáveis. Então:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n x_i \quad (08) \quad \text{e} \quad \bar{y} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n y_i \quad (09)$$

são as médias aritméticas de ambas as variáveis.

4.2.3.4 *É Análise harmônica das correntes*

Criada a nova série com dados mais consistentes, o procedimento seguinte foi utilizar o software PACMARE. Este software é uma ferramenta elaborada com base no conteúdo do livro "Tides Fundamentals, Analysis and Prediction" (FRANCO, 1988). Este programa computacional de previsão, análise de marés e de correntes de marés, baseia-se na técnica de Análise de Fourier para o processamento de séries temporais, sendo de grande serventia no que tange a caracterização da corrente na região de estudo, uma vez que se forem identificadas ou não as constantes harmônicas, poderemos encontrar qual o forçante responsável pelo movimento do fluido na região estudada.

4.2.4 *É Tratamento dos dados referentes às marés*

4.2.4.1 *É Previsão de Maré*

A previsão das alturas e instantes de ocorrência das marés altas e baixas foi realizada seguindo os procedimentos indicados por Franco (1988), a partir do conhecimento das constantes harmônicas atuantes na região de estudo (Tabela 4.8). As constantes harmônicas são determinadas pelos seguintes parâmetros:

- Z_o = nível médio (cm)
- H = semi-amplitude de onda (cm)
- ω = velocidade angular ($^{\circ}/h$)
- G = ângulo de fase em relação a Greenwich ($^{\circ}$)
- $V_0 + u$ = argumento de equilíbrio ($^{\circ}$)
- t = tempo (h)

anteriormente são agrupados na seguinte formulação:

$$\zeta = Z_o + \sum_{i=1}^n \{H_i \cdot [\cos(\omega_i)t - G_i + (V_o + u)]\} \quad (10)$$

onde ζ é a altura de maré prevista.

Os parâmetros ω e $V_o + u$ são conhecidos da astronomia, Z_o é o nível médio acima do Nível de Referência, H e G são levantados ~~na situ~~. Através do emprego dos dados da Tabela 4.9 na Equação 10, foi possível realizar a previsão de maré para a Estação de Conceição da Barra, já que esta é a estação que se encontra mais próxima do local de fundeio dos correntômetros (cerca de 90km), e dispõe de componentes harmônicas já medidas. Foi utilizado na previsão Z_o igual a 82cm conforme informações contidas em SALLES *et al.* (2000).

Tabela 4.8 Componentes Harmônicas utilizadas na previsão de maré da Estação de Conceição da Barra.

Componentes Harmônica	Símbolo
Declinação lunar-solar diurna	K₁
Lunar diurna	O₁
Principal lunar semidiurna	M₂
Principal solar semidiurna	S₂
Menor elíptica lunar semidiurna	L₂
Maior elíptica solar	T₂
Lunar-solar semidiurna	K₂
Maior elíptica lunar semidiurna	N₂
Variacional	MU₂
Maior eventual lunar semidiurna	NU₂
Tercidiurnal de água rasa	MK₃
Resíduo da Principal Lunar em água rasa	M₄
Quadridiurnal de água rasa	MN₄
Quadridiurnal de água rasa	MS₄
Lunar mensal	Mm
Senóidica lunar-solar quinzenal	Msf

ônicas e seus respectivos parâmetros para a Estação de
2000; SCHUREMAN, 1941).

		<i>H</i>	<i>G</i>	$V_0 + u^*$
K₁	15,0410686	1,2	87	18,7
O₁	13,9430536	5,5	123	78,7
M₂	28,9841042	51	112	101,3
S₂	30,0000000	17,9	125	0
L₂	29,5284789	1,8	37	217,7
T₂	29,9589333	1,1	125	2,9
K₂	30,0821373	4,9	125	217,6
N₂	28,4397295	8,6	118	348,8
MU₂	27,9682084	2,9	228	313,1
NU₂	28,5125851	1,7	118	200,5
MK₃	44,0251728	1,6	285	120
M₄	57,9682084	6,4	196	202,7
MN₄	57,4238337	2,9	192	90,1
MS₄	58,9841042	4,9	179	101,3
Mm	0,5443747	9,1	7	112,5
Msf	1,0158958	10,4	47	258,7

* Valor correspondente para a zero hora de 01/01/1992.

4.2.4.2 É Classificação do Período de Maré

Como apresentado anteriormente no item 3.2.1, quando *F* é menor que 0,25 a maré é classificada como semidiurna, entre 0,25 e 1,5 semidiurna com desigualdade diurna, entre 1,5 e 3,0 mista e maior que 3,0, maré diurna. O número de forma *F* é calculado pela seguinte expressão (POND & PICKARD, 1978):

$$F = (K_1 + O_1) / (M_2 + S_2) \quad (11)$$

4.2.4.3 É Classificação da Altura de Maré

A classificação da altura de maré foi realizada baseada no conceito de Davies (1973) a partir de dados disponíveis no %Catálogo de Estações Maregráficas Brasileiras+ (SALLES *et al.*, 2000). A altura da maré foi encontrada com as seguintes formulações:

$$H_s = MHWS \text{ ó } MLWS \quad (12)$$

onde:

H_s = altura média da maré em sizígia

MHWS = Nível médio das premares de sizígia (Mean High Water Springs)

MLWS = Nível médio das baixamars de sizígia (Mean Low Water Springs)

$$H_N = MHWN \text{ ó } MLWN \text{ (13)}$$

H_N = altura média da maré em quadratura

$MHWN$ = Nível médio das premares de quadratura (Mean High Water Neaps)

$MLWN$ = Nível médio das baixamars de quadratura (Mean Low Water Neaps)

Sendo que H_S e H_N estão acima do nível de referência (*Datum*).

4.2.4.4 Ë Defasagem da componente M_2 da maré

Após realizada a análise harmônica das correntes, e identificada a constante harmônica M_2 , é realizada uma comparação dos valores do ângulo de fase da M_2 na Estação de Conceição da Barra com os valores do ângulo de fase da M_2 encontrada nos dados de corrente medidos na coordenada $18^{\circ}30'18''S$ e $38^{\circ}50'30''W$ referentes aos registros de dois correntômetros fundeados a 13m e 50m de profundidade. Desta forma, a defasagem da corrente em relação à M_2 da maré é calculada a partir da seguinte equação:

$$Defasagem = \frac{G^{\circ}_{corrente} - G^{\circ}_{maré}}{\omega^{\circ} / h} \text{ (14)}$$

5.1.1 É Tamanho da Amostra

A Tabela 5.1 apresenta os tamanhos de amostra obtidos considerando erro padrão de 1% e valores de $z = 1,64$, $z = 1,96$ e $z = 3$, ou seja, probabilidades de 90%, 95% e 99,73% respectivamente.

Tabela 5.1 É Tamanho de amostra para elaboração de carta na escala 1:1.000.000 com Padrão de Exatidão Cartográfico.

1% = 0,006m			
<i>z</i>	1,64	1,96	3
<i>n</i>	26.051,4	26.118,6	27232,8

Verifica-se na Tabela 5.1 que o número de amostras não aumentou na magnitude dos valores de probabilidade. Com base neste conhecimento o Decreto n.º 89.817/84 estipulou 90% de probabilidade como critério para o PEC.

A área total da carta na escala de 1:1.000.000 é de 100.000,00Km², sendo que 41.500,00Km² são pertencentes a plataforma continental, medidos da linha de costa até a isóbata de cem metros.

Neste raciocínio, observa-se que 41,5% das amostras devem em tese pertencer a plataforma continental, ou seja, cerca de 10.811 amostras, considerando 90% probabilidade. Dividindo o número de amostras pela área chega-se ao valor de 0,26 amostras por Km² (densidade amostral), então, a área necessária para se obter uma amostra inteira é de 3,84Km² (tamanho da malha ou elemento). Desta forma, para validação de uma carta, com o mínimo de rigor cartográfico, deveríamos contar com 10.811 amostras com equidistância de 3,84Km.

Com base nestas informações, nota-se que é inviável a elaboração uma carta para a plataforma continental utilizado as 1.525 amostras geológicas do BNDO, pois a densidade amostral é igual a 0,036, ou seja, 1 amostra em cada 27Km², cerca de 7 vezes menor que o mínimo exigido, além das amostras não possuem espaçamento regular entre si.

dados geológicos do BNDO são insuficientes para representar a plataforma continental de forma satisfatória, foram escolhidas áreas menores onde as amostras geológicas estavam mais concentradas, e posteriormente, comparados com resultados alcançados por outros autores.

Uma das áreas escolhidas foi o estuário da Baía de Vitória (Figura 5.1), por apresentar uma concentração e espaçamento significativo de amostras, além de ser palco de estudos pretéritos.

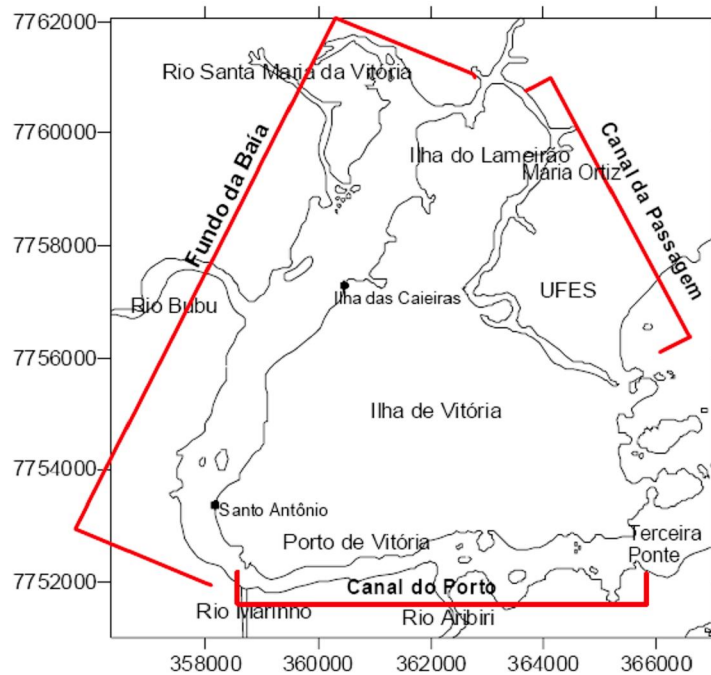


Figura 5.1 Estuário da Baía de Vitória. FONTE: DEAGOSTINI (2005).

A Figura 5,1 apresenta a região do estuário da Baía de Vitória na escala de 1:40.000, totalizando uma área de 144Km², sendo que 14,3Km² pertencem ao leito do complexo de estuarino.

Por se tratar de uma escala maior, onde os depósitos sedimentares não possuem grande variabilidade espacial, foram admitidos maiores valores para o erro padrão. A Tabela 5.2 apresenta estes valores estimados de erro padrão ao nível de 90% de probabilidade bem como valores de densidade amostral (d.a.).

a para elaboração de carta na escala 1:40.000 com Padrão de , considerando diferentes níveis de erro amostral.

	90% = 1,64		
	06m	20% = 0,12m	33% = 0,198m
<i>n</i>	267	67,2	24,2
<i>d.a.</i>	18 amostras/Km ²	4,7 amostras/Km ²	1,7 amostras/Km ²

No estuário da Baía de Vitória estão distribuídas 79 amostras do BNDO conforme apresentado na Figura 5.2.

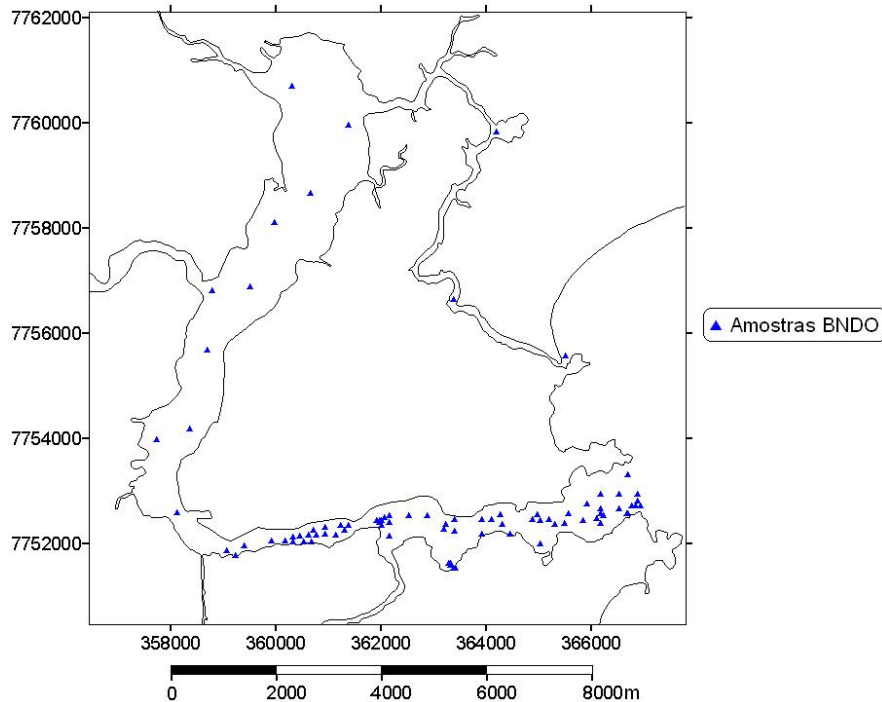


Figura 5.2 É Distribuição das amostras do BNDO no estuário da Baía de Vitória.

Entre os estudos já realizados utilizou-se o trabalho de D'Agostini (2005), que caracterizou a distribuição sedimentar da região estuarina da Baía de Vitória através de 18 amostras coletadas durante o Projeto FMO (Fontes de Matéria Orgânica) e 37 amostras relativas ao Projeto TAGUBAR (Tangential Aeration of Guanabara Bay and Recovery), totalizando 55 amostras (Figura 5.3). A autora empregou uma rotina laboratorial para obter os parâmetros granulométricos e de composição para suas amostras sedimentares, e posteriormente classificando-as segundo Dias (1996).

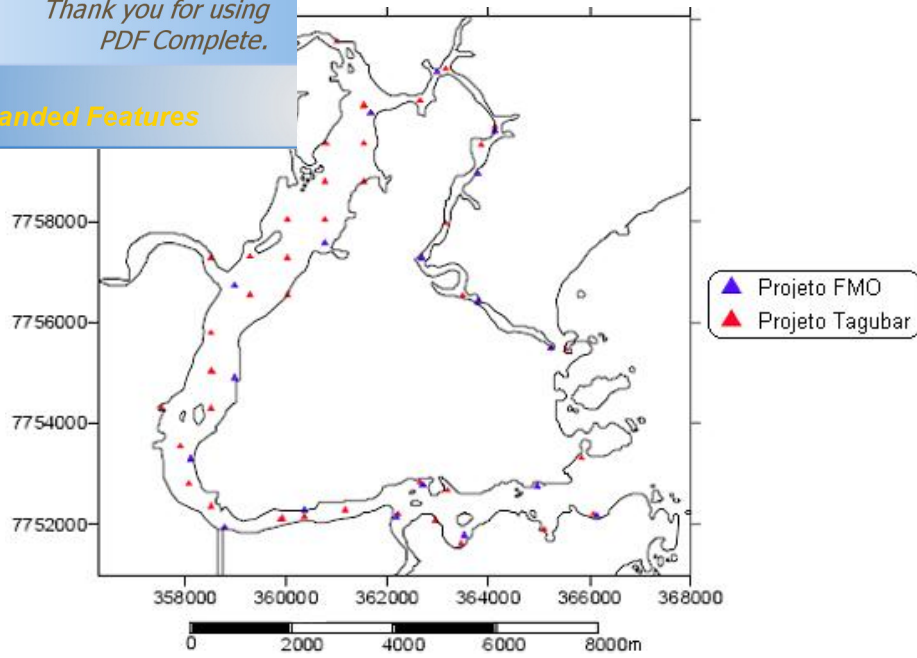


Figura 5.3 É Distribuição das amostras utilizadas por DAgostini (2005) no estuário da Baía de Vitória.

Após análise das Figuras 5.2 e 5.3 percebe-se que as amostras do BNDO estão melhores distribuídas no Canal do Porto, enquanto as utilizadas por DAgostini (2005) predominam no Fundo da Baía e Canal da Passagem. Consultando a Tabela 5.2, nota-se que o número de amostras utilizadas em ambos os trabalhos oscila em torno de um erro amostral de 20%, onde o espaçamento regular entre as mesmas deveria ser de 4,7Km², valor este, que não se constata visualmente.

Após o conhecimento da distribuição espacial das amostras do BNDO, foi elaborada a distribuição das fácies sedimentares no estuário da Baía de Vitória, aplicaram-se as amostras a técnica dos *Polígonos de Tiessen*, e reclassificação dos códigos da tença segundo Dias & Medeiros (2005).

Para validar a representatividade das amostras do BNDO, a Figura 5.4 foi comparada à Figura 5.5 que diz respeito a distribuição faciológica da mesma área realizada por DAgostini (2005), já que não existe um Padrão de Exatidão Cartográfico.

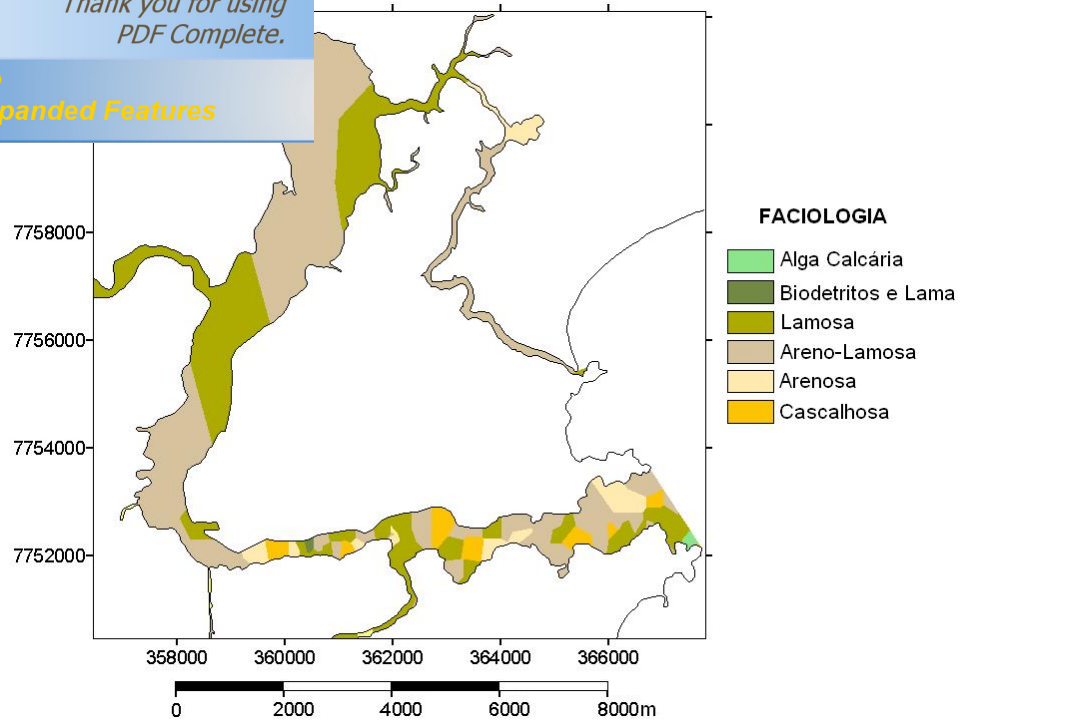


Figura 5.4 - Distribuição faciológica com base nas amostras do BNDO.

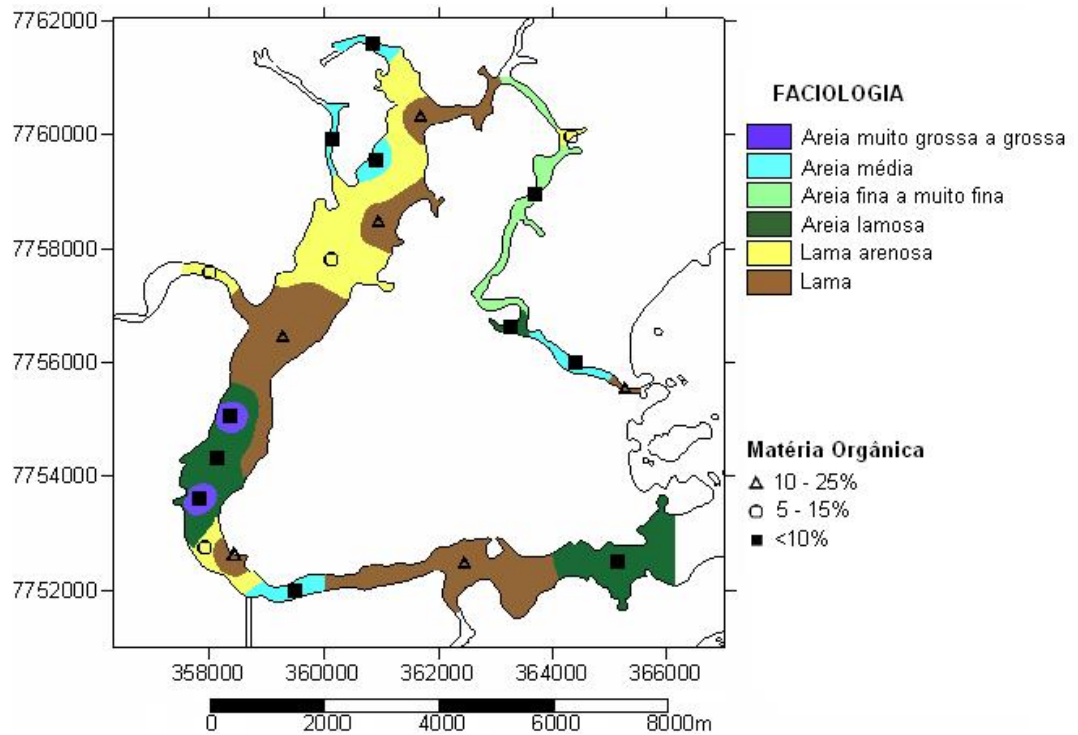


Figura 5.5 - Distribuição faciológica obtida por DeAgostini (2005).

faciológicas apresentadas nas figuras 5.4 e 5.5 apesar das amostrais, técnicas de tratamento de amostras e de forneceram resultados semelhantes.

Porém, cabe salientar que o código de tenças da Marinha do Brasil trata-se de uma descrição visual, expedita e preliminar de amostras geológicas no momento de sua coleta, que costumeiramente engloba classes específicas de sedimentos, já que não se trata de análise quantitativa e qualitativa.

Um caso em particular é a fácies %areno-lamosa+ (Figura 5.4) que abarca as fácies %areia-lamosa+ e %lama-arenosa+ (Figura 5.5), que, segundo a classificação de Dias (1996) são diferentes, a primeira se caracteriza por possuir menos que 25% de lama e a segunda por possuir teores de lama entre 25 e 75% e o restante de areia.

Entretanto, onde isso não se constata, a representação torna-se mais fiel. Como por exemplo, a distribuição espacial dos depósitos de lama, que é bastante semelhante em ambos os trabalhos.

A fácies %ascalhosa+ (Figura 5.4) distribui-se pelo Canal do Porto, porém ela não foi identificada no trabalho de Agostini (2005), isto se atribui à discrepância espacial das amostras. Pois, enquanto as amostras do BNDO foram coletadas na parte central do canal onde a velocidade do fluxo é maior, as amostras de Agostini (2005) estavam restritas às margens, onde a velocidade do escoamento é menor, depositando granulometrias menores, assim como a lama. Neste caso, as amostras geológicas do BNDO mostram-se bastante úteis, já que são informações preliminares que servem para complementar os trechos da área estudada sem amostragem, podendo contribuir para melhoria da representação elaborada para região em questão.

Utilizando a classificação de Dias & Medeiros (2005) para tença principal e complementar, foi elaborada a distribuição textural das amostras do BNDO para o estuário da Baía de Vitória (Figura 5.6), e posterior comparação com os resultados obtidos por Agostini (2005).

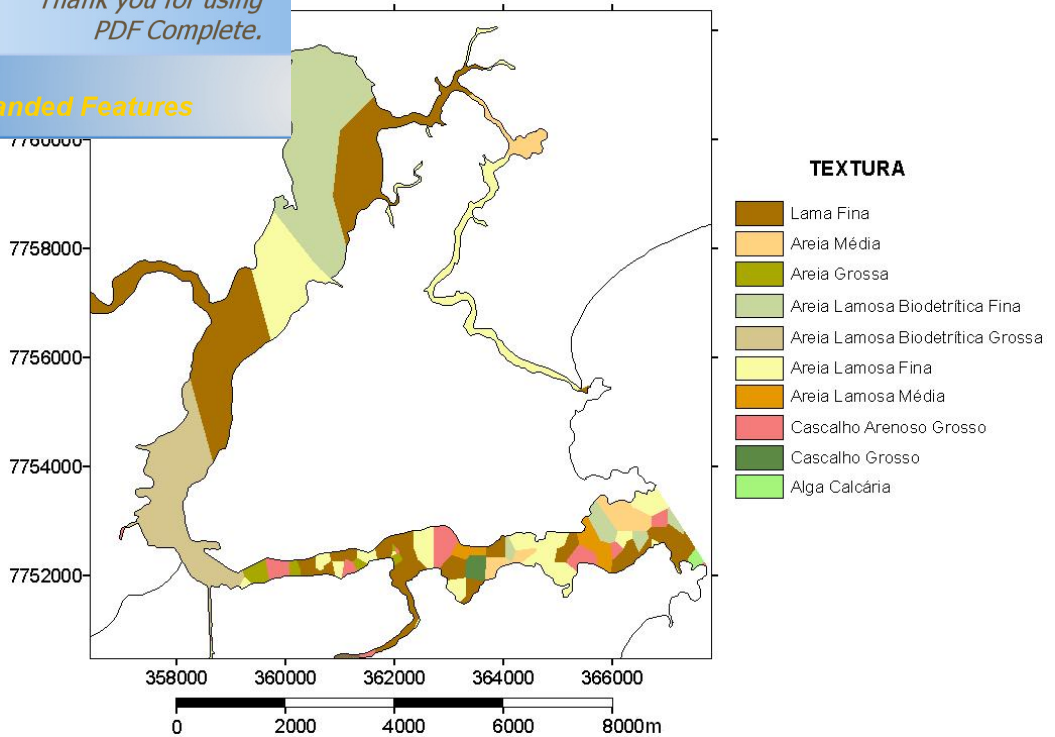


Figura 5.6 - Distribuição textural dos sedimentos com base nas amostras do BNDO.

Após análise quantitativa e qualitativa de suas amostras, a referida autora elaborou um diagrama de Shepard (1954), onde identificou 9 classes texturais, nomeadamente: cascalho lamoso, areia pouco cascalhosa, areia lamo-cascalhosa, areia lamosa pouco cascalhosa, areia lamosa, lama cascalhosa, lama areno-cascalhosa, lama arenosa e lama, como verifica-se na Figura 5.7.

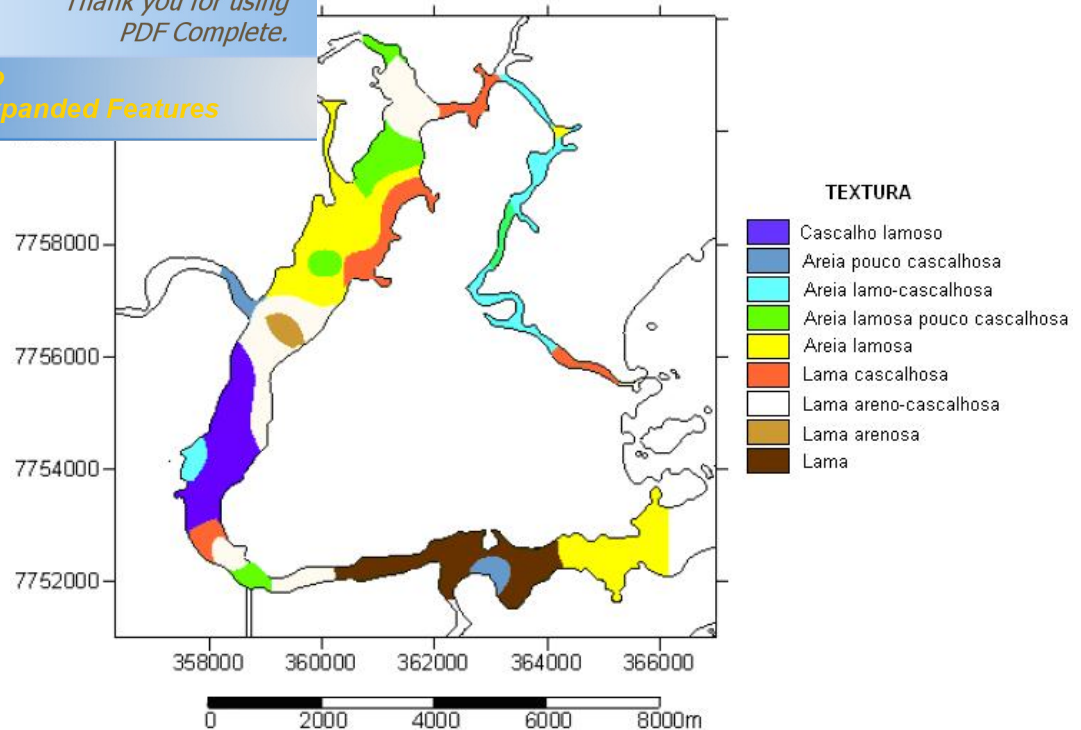


Figura 5.7 - Distribuição textural dos sedimentos obtida por DaGostini (2005).

Avaliando os mapas texturais, nota-se num primeiro momento, certa incoerência entre a representação espacial obtida através das amostras do BNDO e o trabalho de DaGostini (2005). A incoerência é diretamente atribuída às diferentes técnicas de descrição e classificação das amostras. Portanto, em uma análise criteriosa, verifica-se que na maioria das vezes os mapas se complementam, devido às diferenças espaciais das amostras, conforme comentado anteriormente.

Ao longo do Canal do Porto encontra-se distribuídas 10 texturas distintas de acordo com a representação feita a partir de amostras do BNDO (Figura 5.6), observa-se nas margens do canal a presença de material de diâmetro menor, variando desde argila fina até areia lamosa fina, conforme o mapa textural de DaGostini (Figura 5.8). Entretanto, no meio do canal, onde as amostras do BNDO se concentram, os sedimentos se destacam por apresentarem diâmetros maiores.

Uma particularidade observada é que alguns tipos sedimentares identificados por DaGostini (2005) não são encontrados no código de tenças proposto por Dias & Medeiros (2005), como por exemplo, as subdivisões da classe lama em: lama arenosa, lama areno-cascalhosa e lama cascalhosa.

seria conhecer melhor a região, para interpretar os resultados e posteriormente verificar quais tipos sedimentares apresentavam maior diversidade em ambos os mapas.

5.2 É OCEANOGRAFIA FÍSICA

5.2.1 É Diagrama T-S

A seguir estão apresentados os Diagramas T-S gerados com base nos dados obtidos através do BNDO e a utilização dos índices termohalinos sugeridos por Defant (1941), Sverdup *et al.* (1942), Emilsson (1961), Garfield (1990), Miranda & Katsuragawa (1991) e Böebel *et al.* (1999) para classificar as massas d'água.

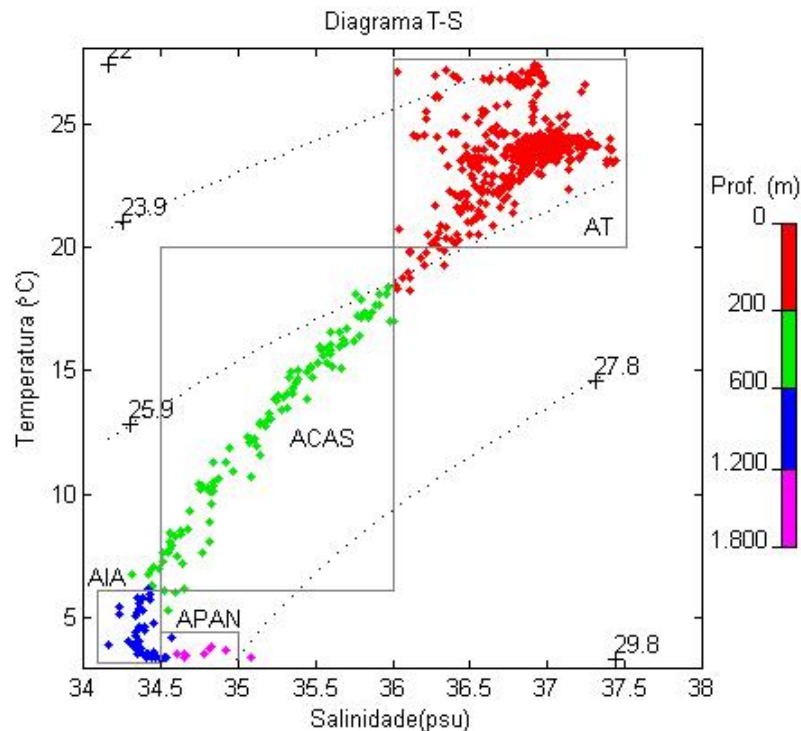


Figura 5.8 É Diagrama T-S espalhado gerado a partir de 818 amostras.

Ao analisar a Figura 5.8 correspondente ao diagrama T-S espalhado elaborado para a área estudada, nota-se que os dados do BNDO são suficientes para identificar as massas d'água presentes na Costa Leste do Brasil. A distribuição das massas d'água está de acordo com resultados encontrados em outros estudos nesta região do Atlântico Sul, como o citado anteriormente no Capítulo 3.

AC) e da Água de Mistura (AM) se deve principalmente a costa. As amostras mais próximas estão cerca de 10km do litoral de Vitória (como pode ser observado pela Figura 4.1), sendo uma distância considerável, ao tratarmos da influência das descargas fluviais oriundas do continente e das isóbatas rasas que não geram interferências nos campos de temperatura e salinidade a ponto de detectar as características termohalinas da AC e AM.

A escala de profundidade apresentada no diagrama acima (Figura 5.8) foi elaborada com base na profundidade de coleta dos valores de temperatura e salinidade e sua posterior associação com a massa de água correspondente. Relacionando a escala com as massas de águas, verifica-se de maneira geral, que a AT ocupou o nível de 0 à 200m na coluna de água, seguida da ACAS com profundidades entre 200 e 600m, logo abaixo veio a AIA entre 600 e 1.200m, enquanto a APAN é detectada na maioria das vezes aos 1.200m de profundidade.

5.2.2 Diagramas T-S sazonais

Os Diagramas T-S sazonais basearam-se na segregação das amostras coletadas durante as estações do ano. Como os dados fornecidos não tiveram esse objetivo, o número de amostras é diferenciado para cada estação.

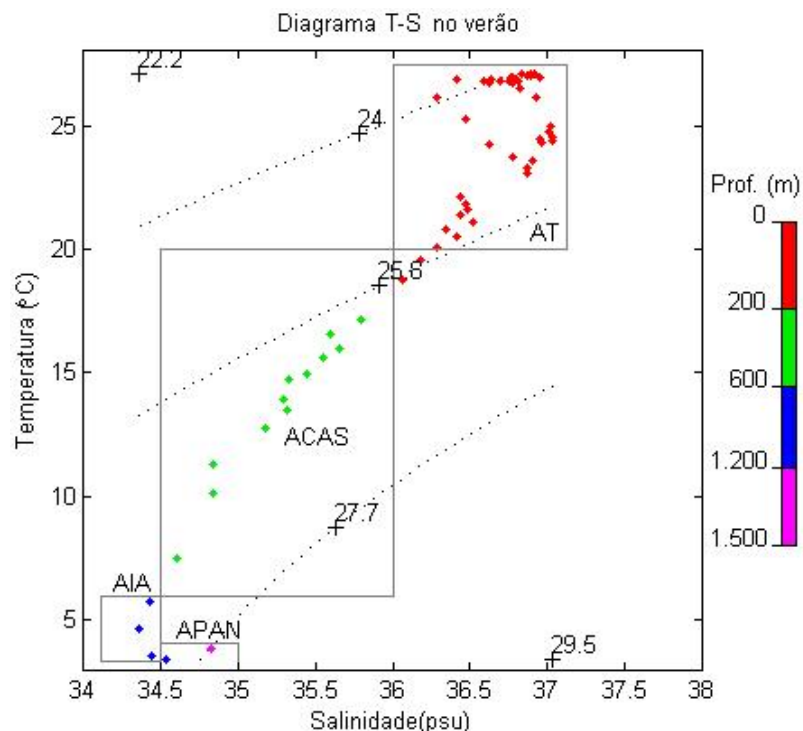


Figura 5.9 É Diagrama T-S espalhado para verão (63 amostras).

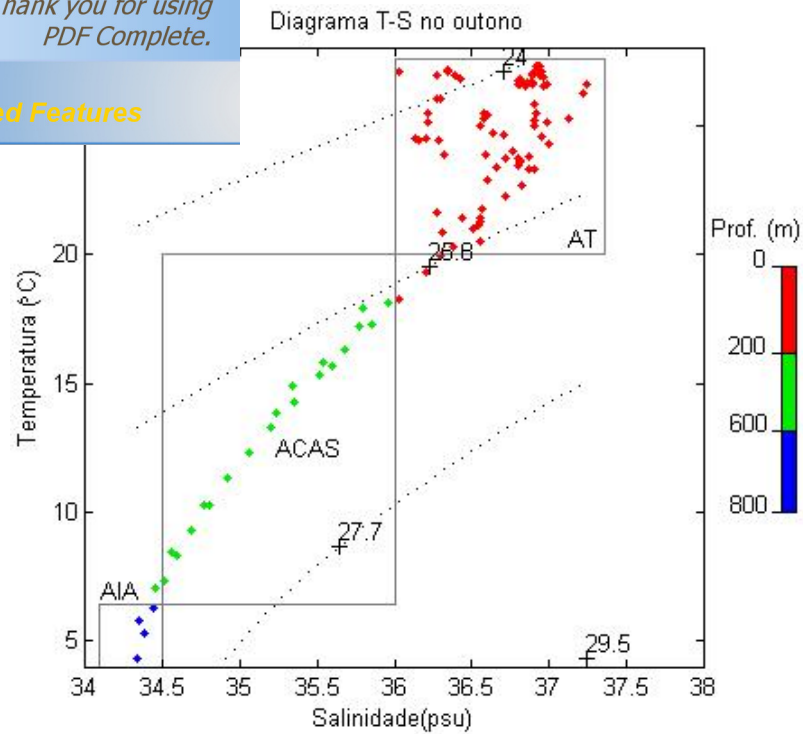


Figura 5.10 É Diagrama T-S espalhado para outono (127 amostras).

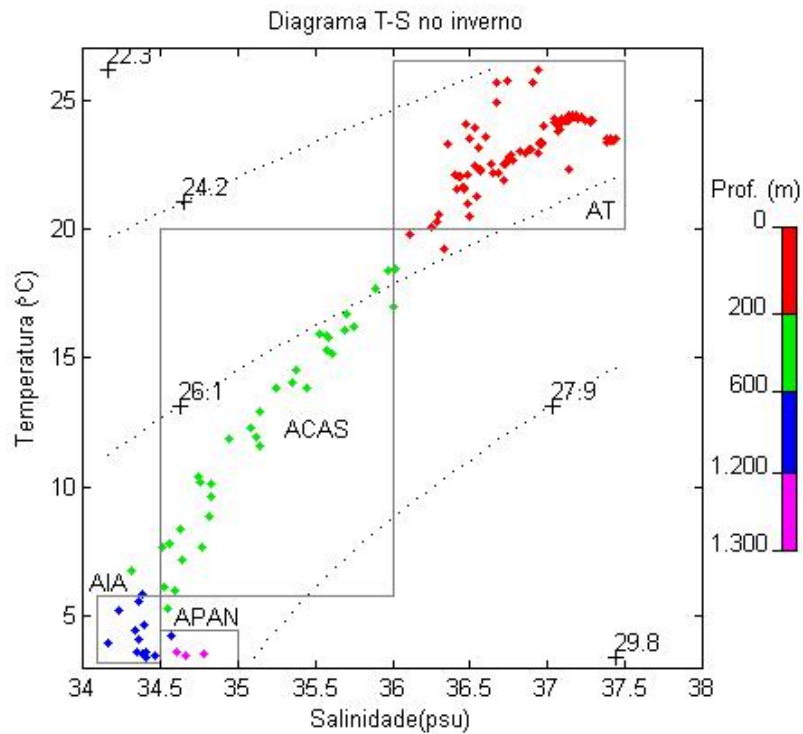


Figura 5.11 É Diagrama T-S espalhado para inverno (177 amostras).

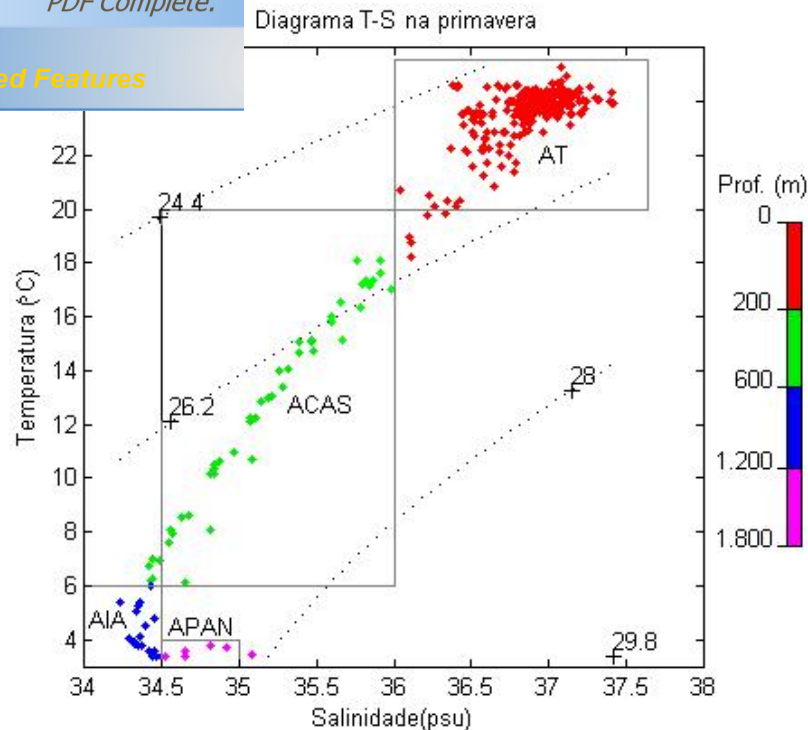


Figura 5.12 É Diagrama T-S espalhado para primavera (450 amostras).

Baseados nos diagramas T-S (Figuras 5.9 a 5.12), os valores de temperatura e salinidade das demais massas d'água abaixo da Água Tropical (AT) apresentam-se menos dispersos e com certo grau de ordenamento.

A interpretação de tal configuração está nas propriedades conservativas da temperatura e salinidade. Considera-se que abaixo dos 200m de profundidade, não existe processo algum gerando calor ou sal, ou removendo-os. Este fato só ocorre em uma faixa interna na coluna d'água.

Na superfície o sol pode fornecer calor à água, a evaporação pode resfriá-la, a pluviosidade pode reduzir a salinidade, e a evaporação aumentá-la. Assim, ao plotar o diagrama T-S, os pontos referentes à camada superficial são menos conservativos e apresentam essas discrepâncias.

Os diagramas elaborados por estação do ano são responsáveis pela análise mais detalhada das massas d'água. No verão (Figura 5.9) e outono (Figura 5.10), os diagramas revelam que as massas d'água se comportaram de forma semelhante. A AT se concentrou entre isopicnais de 24 e 25,8 e a ACAS e AIA se concentraram entre 25,8 e 27,7 distribuindo-se dentro de um intervalo de $\sigma_t = 1,9$ para verão e outono.

A AT se concentrou entre as isopícnais de 24,2 e 26,1, entre 26,1 e 27,9 distribuindo-se dentro de um intervalo de profundidades de 100 a 200m. Durante as campanhas de primavera a AT foi identificada entre as isopícnais de 24,4 e 26,2, ao passo que ACAS, AIA e APAN estiveram entre 26,2 e 28 distribuindo-se dentro de um intervalo de $\sigma_t = 1,8$.

Durante o outono (ver Figura 5.10) não é identificada a APAN, pois, as amostras limitaram-se ao nível de 800m, não aprofundando o bastante para atingir a faixa de atuação dessa massa.

Fazendo uma comparação sazonal, verifica-se que no inverno e primavera as massas de água apresentam-se mais densas que no verão e outono. A explicação para este fenômeno pode estar relacionada à influência da Ressurgência de Cabo Frio. A ACAS possui salinidade entre 34,5 e 36 psu enquanto a AT possui salinidade acima de 36psu, a ascensão da ACAS durante o verão pode ter reduzido os valores de salinidade e temperatura nos primeiros 200 metros de coluna de água, mantendo durante o verão e outono valores menores de σ_t nas isopícnais superficiais. No inverno esse efeito não ocorria com muita frequência devido a maior incidência de ventos de SE.

No inverno, durante a Campanha 08+ (consultar ANEXO), a APAN é detectada a partir de 1.016m em um perfil que atingiu seu máximo aos 1.227m de profundidade, e também em um segundo perfil, numa amostragem que atingiu 1.230m. Um terceiro perfil que alcançou 1.200m não identificou a APAN restringindo-se até o limite inferior da AIA, sendo que este último se encontrava mais no interior da bacia oceânica.

A localização no interior da bacia formada pela plataforma continental, Banco de Abrolhos, Banco Besnard e Monte Submarino Vitória, poderia ter estabelecido uma região abrangida de uma influência da APAN podendo esta massa ser detectada somente em níveis ainda mais profundos.

Uma explicação possível para esse comportamento da APAN pode estar relacionada a organização de seu fluxo na direção sul ao longo do contorno da plataforma continental. Ao contornar o Banco Besnard e Monte Submarino Vitória (Cadeia Vitória-Trindade) a APAN voltaria a fluir para oeste para alcançar a margem da plataforma, apresentando um comportamento típico de Corrente de Contorno Oeste Profunda como descrito por alguns autores (Reid, 1989; Stramma & England, 1999; Silveira *et al.*, 2000).

te por Defant (1941), Sverdrup *et al.* (1942), Emilsson
& Katsuragawa (1991), Boebel *et al.* (1999), ao largo
deveria ocupar os níveis entre 1.500 e 3.000m na coluna
d'água, porém ela se mostrou presente em níveis superiores.

Uma hipótese para APAN ocorrer ao nível de 1.016m, é o efeito da topografia oceânica. Durante o fluxo da APAN para o sul ela se desloca para oeste para contornar a plataforma continental, ocupando assim o Platô de São Paulo, essa mudança de direção essa massa d'água poderia ter galgado algumas isóbatas, fazendo-a atingir profundidades inferiores a 1.500m que deveriam segundo os autores pertencer a faixa de domínio da AIA (entre 700 e 1.100m).

Trabalhando em uma escala sazonal, verifica-se que os dados do BNDO respondem às variações dos parâmetros físicos da água do mar ao longo do ano, demonstrando que podem ser utilizados nesta finalidade.

5.2.3 É Análise Sazonal dos Perfis de Temperatura e Salinidade nas regiões fisiográficas

Entre 30°N e 30°S está localizada a zona tropical do globo terrestre, também conhecida como região das baixas latitudes, de 30° a 60° em ambos hemisfério temos as zonas temperadas, subtropicais ou de médias latitudes. Acima de 60° nos hemisférios estão os domínios glaciais, polares ou de altas latitudes. As estações escolhidas para elaboração dos perfis estão localizadas em baixas latitudes e regime climático tropical.

Neste tópico está apresentada uma análise mais detalhada da variação sazonal dos parâmetros físicos na área de estudo. São elaborados perfis de temperatura e salinidade *versus* profundidade para as estações amostrais compreendidas entre a região marinha sul e norte do Estado do Espírito Santo. Na região marinha sul, devido sua configuração morfológica, com plataforma continental pouco ampla e defrontando uma região profunda (Platô de São Paulo) foram confeccionados perfis sazonais para as estações oceanográficas localizadas na plataforma continental, quebra da plataforma continental e bacia oceânica. A região marinha norte com sua a plataforma continental ampla (Banco de Abrolhos) possibilitou a elaboração de perfis sazonais nos seus domínios internos e externos bem como na quebra da plataforma continental.

Sul: Plataforma Continental

Click Here to upgrade to Unlimited Pages and Expanded Features

Se tratar de uma região fisiográfica mais rasa, os eventos de transferência de energia (ondas, tempestades, marés, transferência de calor, e etc.) e a influência das águas continentais são capazes de interferir nas propriedades físicas da água facilitando sua mistura ao longo da coluna d'água.

A parte mais interna da plataforma continental é ocupada principalmente pela AC, a qual apresenta estratificação vertical muito pequena devido aos processos de mistura causados pelas tensões de cisalhamento do vento na superfície e de cisalhamento das correntes de maré no fundo, conforme descrito anteriormente por Castro Filho *et al.* (1987), Castro Filho (1996), Castro Filho *et al.* (1996).

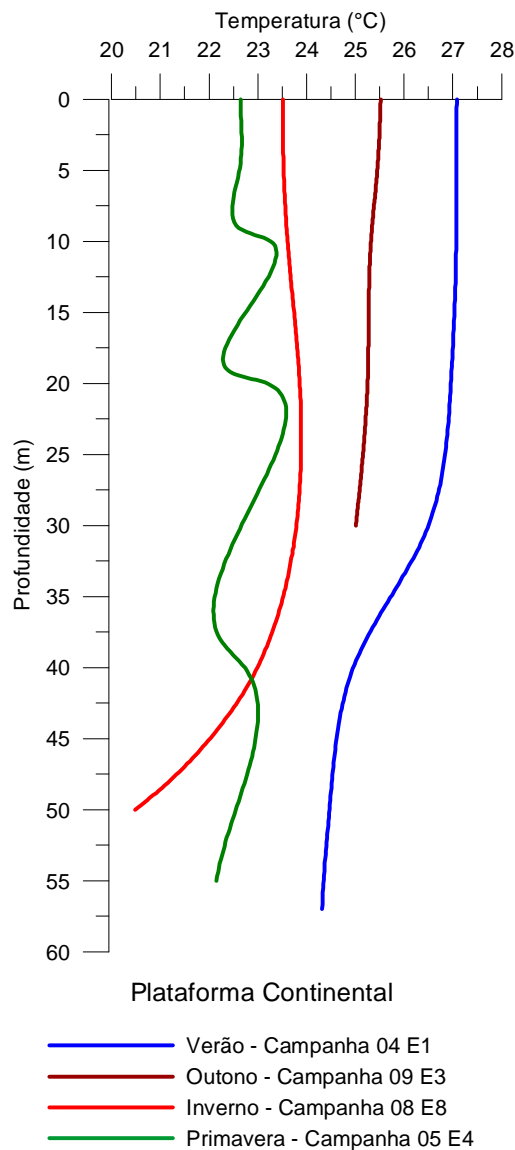


Figura 5.13 É Perfil sazonal de temperatura versus profundidade da plataforma continental na região sul do Estado do Espírito Santo.

l (estações do ano) as variações na radiação solar do oceano são notadas nos gráficos, bem como a precipitação.

Os mecanismos de troca de energia e de massa oceano-atmosfera influenciam diretamente nas características de temperatura e de salinidade das águas da plataforma continental como pode ser observado na Figura 5.13.

Esta influência é notada desde a zona mais costeira até aquela situada em regiões intermediárias da plataforma continental. Ainda na mesma escala temporal, ocorrem as variações sazonais do vento médio ou do vento mais freqüente; estes, através de trocas de energia cinética com a camada superficial do oceano, são parcialmente responsáveis tanto pelos processos de mistura turbulenta das águas do mar quanto pelas correntes sazonais.

Ventos intensos, como aqueles que ocorrem no inverno, por exemplo, acentuaram os processos de mistura determinando estruturas verticais de densidade mais homogêneas, principalmente na parte interna da plataforma continental. Sugere-se que estes ventos sopraram na primavera, agitando a coluna de água e misturando-a, desta maneira, o perfil de primavera apresentou-se bastante irregular a medida que afunda, registrando oscilações entre 22 e 23°C como é representado na Figura 5.13.

Os perfis de temperatura na plataforma continental na região sul apresentaram camada de mistura com amplitude de cerca 30m de profundidade, desse ponto em diante, a temperatura começa a declinar para valores menores. A exceção é o perfil de primavera que apresentou a camada de mistura mais profunda que os demais, ultrapassando os 50m de profundidade.

Observou-se que no verão e outono as águas superficiais são mais quentes, esta configuração pode estar relacionada com a maior transferência de calor na interface oceano-atmosfera nestas estações do ano.

De maneira geral, evidenciou-se uma sazonalidade dos valores de temperatura das águas da plataforma continental, sendo que os perfis de verão e outono apresentaram certa semelhança e os de inverno e primavera apresentaram valores próximos. Estes resultados são característicos da zona tropical, onde as estações do ano são pouco definidas, ao contrário da zona temperada (médias latitudes), que apresenta valores bem contrastantes sazonalmente conforme mencionado por Mamayev (1975), Brown *et al.* (1989) e Pickard & Emery (1990).

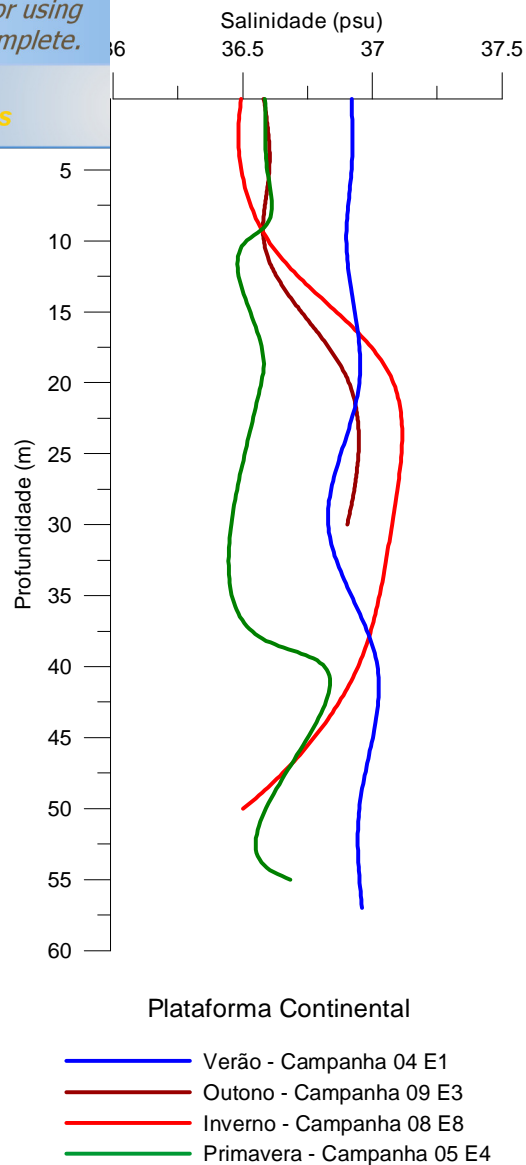


Figura 5.14 É Perfil sazonal de salinidade versus profundidade da plataforma continental na região sul do Estado do Espírito Santo.

Na região marinha sul, a plataforma continental apresentou os perfis de salinidade (Figura 5.14) com valores oscilando entre 36,45 e 37,1 psu, que, de acordo com o gráfico elaborado, a tendência é de que toda a coluna d'água represente a camada de mistura. Nos cinco primeiros metros da coluna d'água verifica-se a homogeneidade das águas de superfície, sendo que a salinidade é praticamente não muda em todos perfis neste intervalo.

O perfil de inverno apresentou uma grande variação em seus valores, oscilando cerca de 0,6 psu ao longo da coluna d'água, podendo estar relacionado com o movimento de massas d'água provocados por fenômenos na interface oceano-atmosfera, pois, ao observar o perfil de temperatura para o mesmo período, notou-se que a partir de 5m

reiu uma elevação da temperatura em aproximadamente para elevação da salinidade dentro do mesmo intervalo

A estação que levantou os dados do perfil de outono estava situada em uma área rasa da plataforma continental, é este provavelmente, o motivo do aumento da salinidade com a profundidade.

De acordo com as características dos perfis apresentados para temperatura e salinidade, sugere-se que na plataforma continental predomina a massa de água denominada Água de Mistura (AM) proveniente da influência da Água Tropical (AT) na Água Costeira (AC).

5.2.3.2 É Região Sul: Quebra da Plataforma Continental

Ao largo dessa região marinha é de se esperar a presença de águas com influência da AT e da ACAS, geralmente as primeiras próximas à superfície e as segundas ao nível de 200m de profundidade, principalmente ao longo da quebra da plataforma continental.

Durante o verão, a ACAS penetra na camada profunda em direção à costa, atingindo muitas vezes a parte mais interna da plataforma continental. Durante o inverno, por outro lado, essa massa de água afasta-se em direção a quebra da plataforma continental, aumentando a largura da região costeira onde AC é predominante.

Esse efeito sazonal pode estar relacionado com a maior estratificação apresentada no verão e outono, períodos de maior transferência de calor para o oceano em contraste com inverno e primavera. Porém, isso não pode ser afirmado com clareza, pois, os limites termohalinos da ACAS não são tão evidentes, analisando os perfis podemos somente afirmar que existe uma influência da ACAS na quebra da plataforma e não uma penetração, onde poderíamos distinguir com exatidão seu índice termohalino.

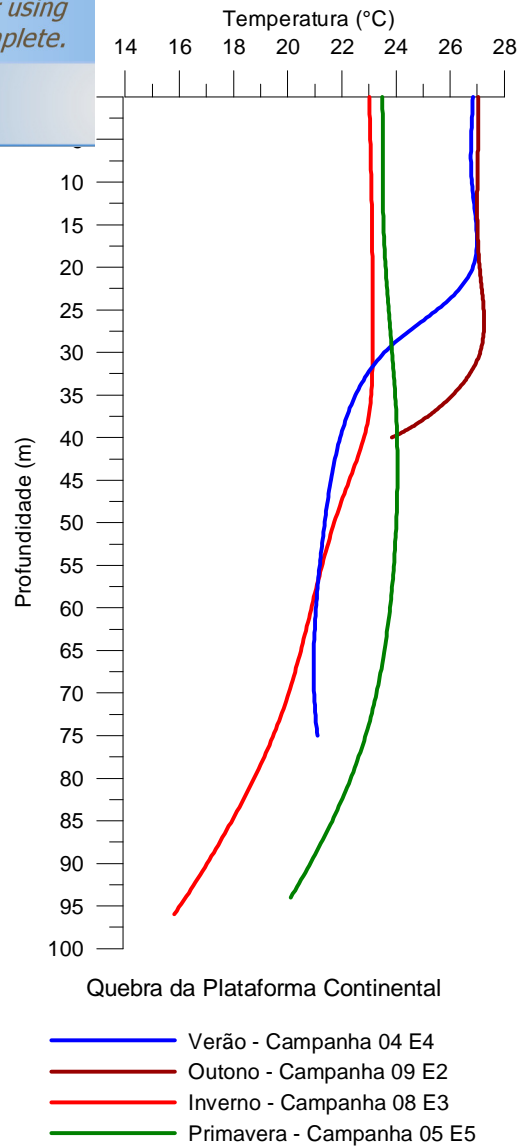


Figura 5.15 É Perfil sazonal de temperatura versus profundidade da quebra da plataforma continental na região sul do Estado do Espírito Santo.

O gráfico de perfis sazonais de temperatura para as estações oceanográficas situadas na região da quebra da plataforma continental (Figura 5.15), demonstra que a influência dos aportes continentais diminui a medida que aumentamos a profundidade e afastamos da costa, em consequência disto, a homogeneidade da coluna d'água atinge maiores profundidades. Como dito anteriormente, a amplitude da camada de mistura varia durante as diferentes estações do ano, apresentando 20m no verão, 30m no outono, 37,5m no inverno e 50m na primavera.

Nesta região oceânica, observa-se uma configuração semelhante entre os perfis de temperatura, onde na camada de mistura, os valores de verão e outono permanecem

passo que os valores de inverno e primavera se mostram a (por volta dos 23°C).

Durante o outono e verão a estratificação da coluna d'água foi maior, sendo que após a camada de mistura em direção ao fundo, a temperatura decai cerca de 3°C num intervalo de 10 metros. Isto se deve ao fato da irradiação solar ser maior nestes períodos, desencadeando uma maior transferência de calor da atmosfera para o oceano, ao passo que eventos geradores de turbulência ocorrem com menor frequência e intensidade nestes períodos.

No inverno e primavera a estratificação da coluna d'água também ocorreu, porém de forma mais amena, tendo em vista a profundidade necessária para se diminuir os mesmos 3°C é bem maior. Isto se deve a menor transferência de calor da atmosfera para o oceano e maior ocorrência de eventos geradores de turbulência, tais como ventos e frentes-frias.

A partir do limite inferior da região de mistura, as temperaturas começam a declinar em todos os perfis sazonais, deste ponto em diante forma-se a termoclina sazonal, que poderá ter sua dimensão melhor visualizada quando forem discutidos os perfis da região da bacia oceânica.

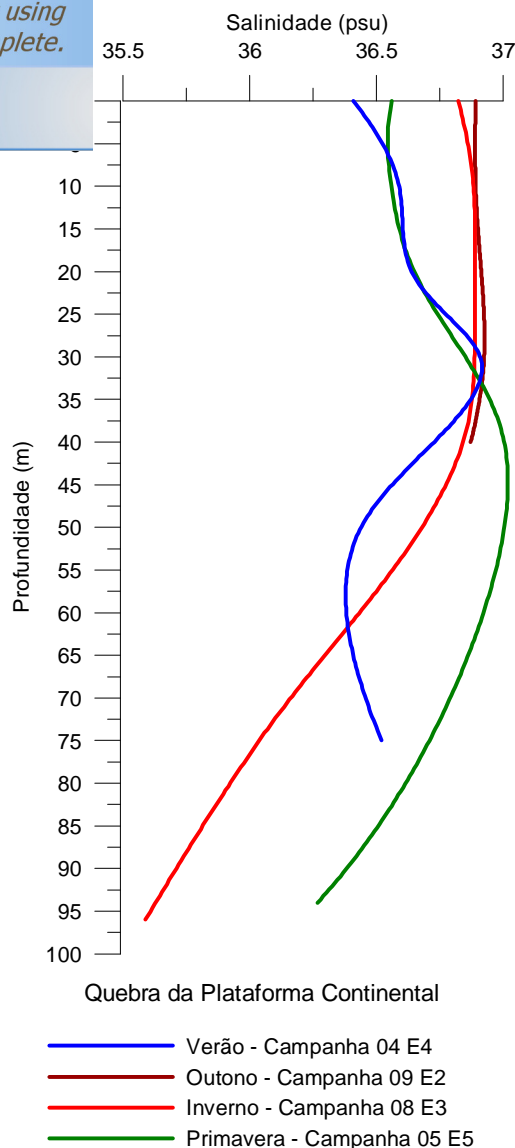


Figura 5.16 É Perfil sazonal de salinidade versus profundidade da quebra da plataforma continental na região sul do Estado do Espírito Santo.

Os perfis sazonais de salinidade na região da quebra da plataforma continental (Figura 5.16) apresentaram uma configuração diferente do que aquela encontrada na região da plataforma continental. O maior distanciamento da costa e o aumento de profundidade proporcionaram uma menor oscilação dos valores de salinidade ao longo da profundidade.

No perfil de inverno pôde-se verificar o início da haloclina, onde a salinidade decaiu bruscamente em cerca de 1,5 psu no intervalo de 40 a 95m.

De maneira geral, os perfis de temperatura e salinidade apresentados para a região da quebra da plataforma continental, são caracterizados pela AM na superfície e

maiores profundidades, a partir da profundidade que se a temperatura e salinidade.

5.2.3.3 *É Região Sul: Bacia Oceânica*

Esta região marinha já apresenta profundidade suficiente para detectar sazonalmente o comportamento da termoclina sazonal e permanente ao longo da coluna d'água.

Na Figura 5.17, devido o distanciamento entre as profundidades de coleta (de 0 a 50m intervalos de 10m, de 50 a 100m intervalos de 25m, de 100 a 350m intervalos de 50m, de 350 a 750m intervalos de 100m, acima desta profundidade 200m de intervalo) a profundidade da camada de mistura ficou difícil de ser delimitada com precisão, porém sugere-se baseado na literatura profundidades entre 100 e 150m (BROWN *et al.*, 1989, PICKARD & EMERY, 1990).

O gráfico sazonal de temperatura versus profundidade (Figura 5.17) mostra que os perfis de verão e outono apresentaram a camada de mistura menos espessa com cerca de 45-50m de profundidade, enquanto no inverno e primavera a profundidade da camada misturada alcançou profundidades entre 100m e 150m. Demonstrando que os fenômenos responsáveis pela mistura das águas superiores são mais intensos e freqüentes no inverno e primavera do que no restante do ano, e que a maior transferência de calor se dá ao longo do verão e primavera causando estratificação da coluna d'água nos 50m iniciais dificultando sua mistura até profundidades maiores.

A influência da sazonalidade na termoclina alcança os 550m de profundidade (termoclina sazonal), abaixo desse nível até 1000m a termoclina é permanente. Notou-se que a partir do 1000m de profundidade os perfis convergem para uma única linha de mesma temperatura (por volta de 4°C) até atingirem o fundo oceânico.

Estando situadas na denominada *zona das baixas latitudes*, as estações de coleta de dados forneceram informações a respeito do efeito da sazonalidade a partir da oscilação da termoclina. A oscilação, por volta de 3°C, não é grande como àquelas registradas na *zona das médias latitudes*, onde a temperatura da água, na camada superficial, varia cerca de 10°C, como exemplificado na Figura 3.11 adaptada de Brown *et al.* (1989).

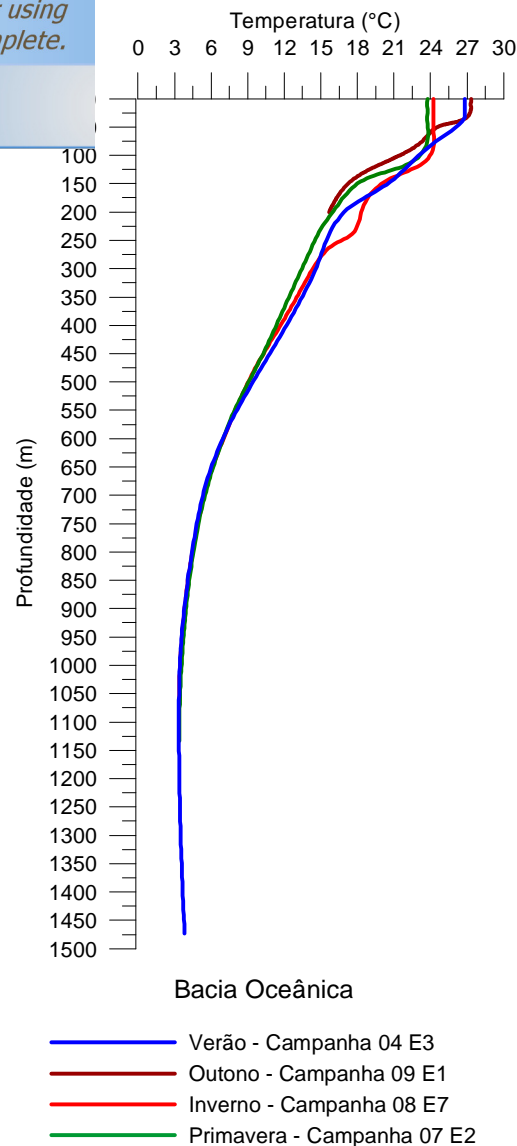


Figura 5.17 É Perfil sazonal de temperatura versus profundidade da bacia oceânica na região sul do Estado do Espírito Santo.

Conforme descrito anteriormente no item 3.3.1, estes resultados apresentam um padrão típico de gradiente de temperatura dos oceanos em regiões de baixas latitudes, onde as estações do ano não são bem definidas. Visto que, verão e outono apresentam valores de temperatura (cerca de 27°C) e de profundidade da camada de mistura semelhantes. Ao passo que se diferenciam de inverno e primavera, no que diz respeito à temperatura das águas superficiais e profundidade da camada de mistura.

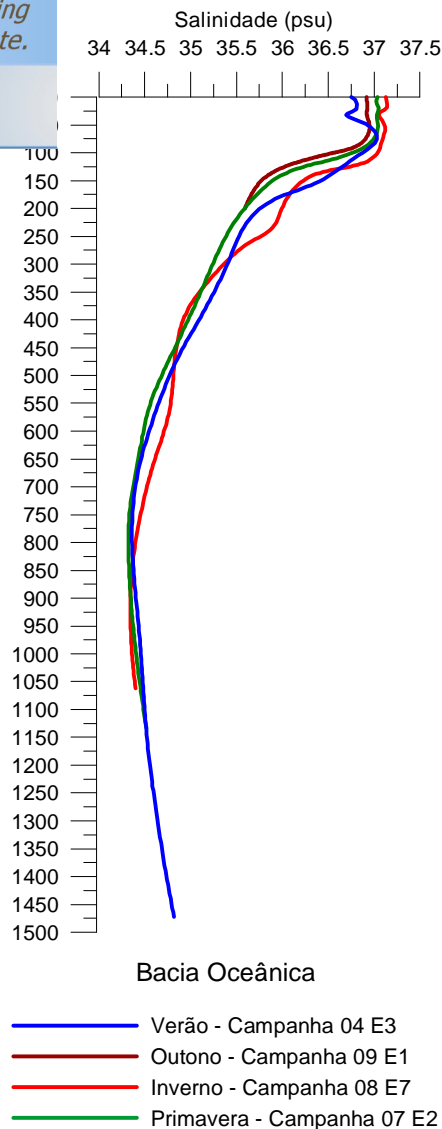


Figura 5.18 É Perfil sazonal de salinidade versus profundidade da bacia oceânica na região sul do Estado do Espírito Santo.

O gráfico apresentado os perfis sazonais de salinidade ao longo da profundidade (Figura 5.18), demonstra que nas águas superficiais referentes a camada de mistura obteve valores de salinidade variando entre 36.75 e 37.25 psu nos 25m iniciais da coluna d'água. A partir desse nível com exceção do perfil de outono e primavera, houve oscilações nos valores em cerca de 0.50 psu no verão e 0.25 no inverno. Os valores de verão e inverno podem ser aceitos tendo como justificativa movimentos verticais de massas d'água no processo de mistura.

A distribuição da salinidade na vertical não é tão simples de descrever como a distribuição da temperatura. Nas camadas superiores a razão é que a densidade, fator determinante na permanência estável de um corpo d'água na vertical, é função sobretudo da temperatura, no oceano propriamente dito (exceto nos mares polares).

água quente (de densidade mais baixa) permanece nas camadas superiores e a água fria (de temperatura mais baixa (mais alta densidade) nas camadas inferiores.

De forma geral, o efeito da sazonalidade proporcionou uma variação na ordem de magnitude de aproximadamente 0.50 psu nas águas superficiais, processo desencadeado a partir da variação térmica de 3°C. Isso demonstra que os parâmetros físico-químicos das águas superficiais do mar possuem uma relação muito estrita e ao mesmo tempo complexa, bastando uma interferência externa para modificar suas propriedades. As variações de salinidade que ocorrem no oceano propriamente dito não são, em geral, suficientes, em seu efeito sobre a densidade, para sobrepujar o efeito da temperatura. Por isso é perfeitamente possível ter-se salinidade alta ou baixa na superfície e nas camadas superiores mais quentes. À medida que aprofundamos no oceano o efeito da superfície se reduz, chegando a um nível hermético, onde as massas de água conservam seus valores característicos e suas respectivas posições na coluna de água.

Analisando os perfis sazonais de salinidade, pode-se dizer que a camada de mistura está situada nos 100m iniciais da coluna de água dentro da faixa de abrangência da AT. A partir do limite inferior da camada de mistura, temos a haloclina que se propaga até cerca de 850m de profundidade atravessando a camada da ACAS. Desse nível em diante, espera-se que a salinidade aumente gradualmente com a profundidade atravessando os domínios da AIA até atingir 35psu, mantendo esse valor até o fundo, onde a APAN se localiza.

Nota-se uma configuração tipicamente tropical atlântica da distribuição de salinidade na vertical, onde os valores de psu aumentam a partir da profundidade de 850m, supõe-se que esse aumento continue até 2000m (BROWN *et al.*, 1989, PICKARD & EMERY, 1990). De acordo com a literatura citada no item 3.3.2, a salinidade mínima permanente para regiões tropicais está entre 600 e 1000m de profundidade, condizendo com os perfis sazonais elaborados.

5.2.3.4 Região Norte: Plataforma Continental Interna

Na região marinha do norte do Estado do Espírito Santo não foi possível elaborar perfis abrangendo todas as estações do ano devido a falta de dados, por esse motivo verifica-se a ausência do perfil de verão para nos domínios internos e externos da plataforma continental.

na, os perfis de temperatura (Figura 5.19) mostram que estratificadas, sendo tal configuração explicada pela baixa velocidade da corrente (até dos 25m), que é facilitadora de processos de estratificação da coluna d'água. Entretanto, variações sazonais da temperatura são verificadas na plataforma continental interna, que devido o alto grau de mistura, os valores da superfície se propagaram ao longo de todos os perfis, ou seja, até o fundo.

O outono é a estação do ano que apresenta as temperaturas mais elevadas (~27°C), seguido por primavera (~24,5°C) e inverno (~23,7°C). Por apresentar maiores temperaturas, o outono seria em tese, a estação em a estratificação da coluna d'água seria maior, como pode ser notado a partir de 20m de profundidade o declínio da temperatura. Mas adiante, a análise de águas mais profundas da plataforma continental externa poderá revelar mais detalhes dessa queda de temperatura.

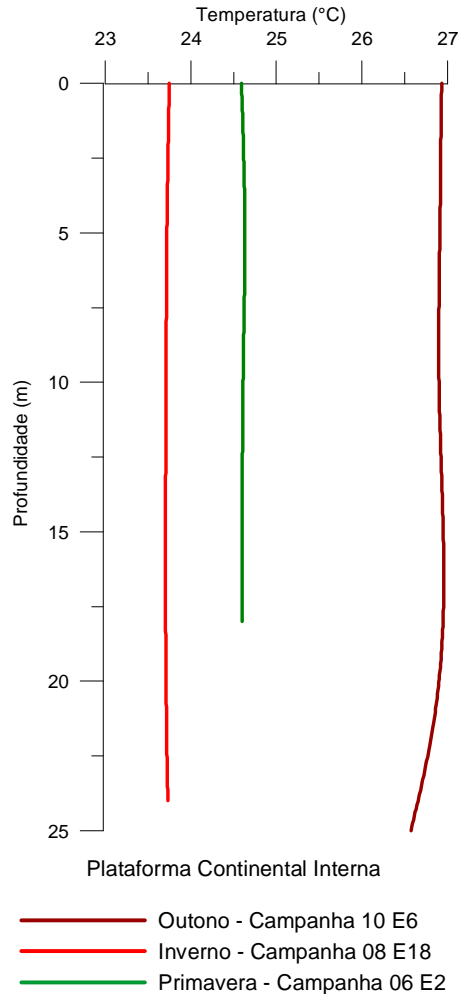


Figura 5.19 É Perfil sazonal de temperatura versus profundidade da plataforma continental interna na região norte do Estado do Espírito Santo.

pôde-se constatar que até os 25m de profundidade os misturas da coluna d'água são bastante eficientes na ntinental.

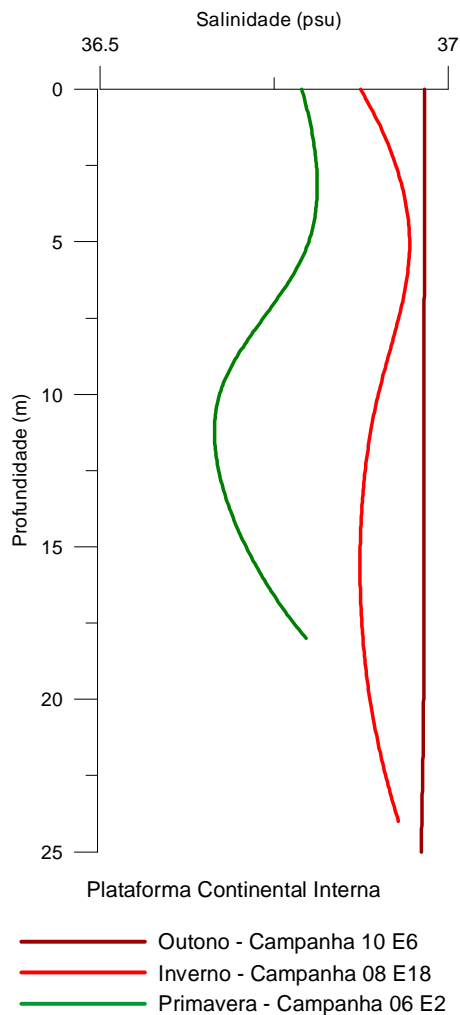


Figura 5.20 É Perfil sazonal de salinidade versus profundidade da plataforma continental interna na região norte do Estado do Espírito Santo.

Os perfis de salinidade na plataforma continental interna (Figura 5.20) sofreram poucas variações em virtude da sazonalidade, concentrado valores entre 36,75 e 37 psu. Os valores apresentados estão ocupando a pequena faixa de variação da salinidade entre 36,75 e 37psu. Portanto, podem facilmente serem interferidos pelos regimes de pluviosidade e insolação, característicos das diferentes épocas do ano. A baixa profundidade do local dificulta a aferição de valores sazonais, por outro lado, facilita a determinação de um valor médio anual.

Norte: Plataforma Continental Externa

Click Here to upgrade to Unlimited Pages and Expanded Features

...ar adentro, e alcançamos os domínios da plataforma continental externa, onde o aumento da profundidade em termos de sazonalidade é bastante relevante. Verificou-se anteriormente na plataforma continental interna (Figura 5.21) que em uma menor profundidade, o efeito sazonal da temperatura na vertical é praticamente inexistente, devido aos processos de mistura abrangerem quase que toda coluna d'água. Com o aumento da profundidade na plataforma continental externa, é possível a visualização do efeito sazonal nos perfis de temperatura.

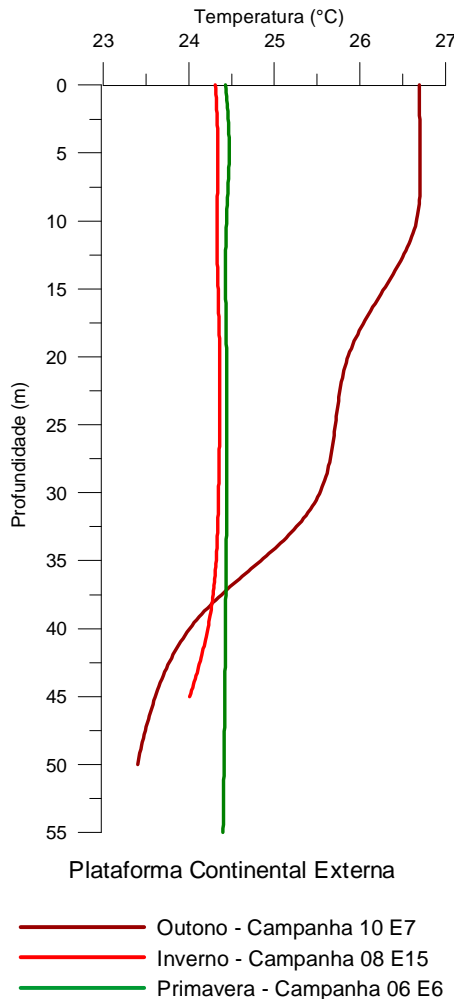


Figura 5.21 É Perfil sazonal de temperatura versus profundidade da plataforma continental externa na região norte do Estado do Espírito Santo.

Outono apresentou as maiores temperaturas das águas de mistura, com valores por volta de 26,7°C. Inverno e primavera se estabeleceram entre 24,3 e 24,4°C respectivamente. Reforçando o exposto anteriormente quando foram discutidos os resultados, e foi notado a indefinição das estações do ano na zona de baixas latitudes+.

Outono verificou-se a formação da termoclina a partir dos sucessivamente a estratificação da coluna d'água deste nível o pode estar relacionado com a menor transferência de energia no sistema atmosfera/oceano, quando os ventos sopram com menor intensidade e em direções constantes, aliada a forte insolação, que favorece a transferência de calor da atmosfera para o oceano, resultando em uma estratificação acentuada das águas superficiais.

A camada de mistura na primavera atingiu a profundidade máxima do perfil (cerca de 55m), enquanto no inverno, a partir do 35m de profundidade percebe-se uma diminuição da temperatura, indicando o término da camada de mistura.

A maior profundidade da camada de mistura no inverno e primavera, fornece subsídios para afirmar que os processos responsáveis pela mistura da coluna d'água nestes períodos são mais intensos que os ocorridos no outono, por outro lado, a isolamento teria sido menor nestes períodos.

Notou-se na Figura 5.22 que o aumento da profundidade dos perfis de salinidade da plataforma continental externa não traz muitas informações sobre o efeito da sazonalidade, ao contrário do que foi observado nos perfis de temperatura, onde é observado o aparecimento da termoclina.

A profundidade conferida a plataforma continental interna e externa não foi suficiente para a ocorrência da haloclina. Percebeu-se perante as variações sazonais, que o parâmetro temperatura é mais vulnerável a mistura e a estratificação do que a salinidade. Em outras palavras, pode-se dizer que nas águas rasas como é o caso da plataforma continental, é mais provável que ocorra variação no valor de temperatura da água que de massa, isto se deve principalmente as propriedades físico-químicas da água (calor específico e sensível) e as fontes de calor, neste caso a atmosfera.

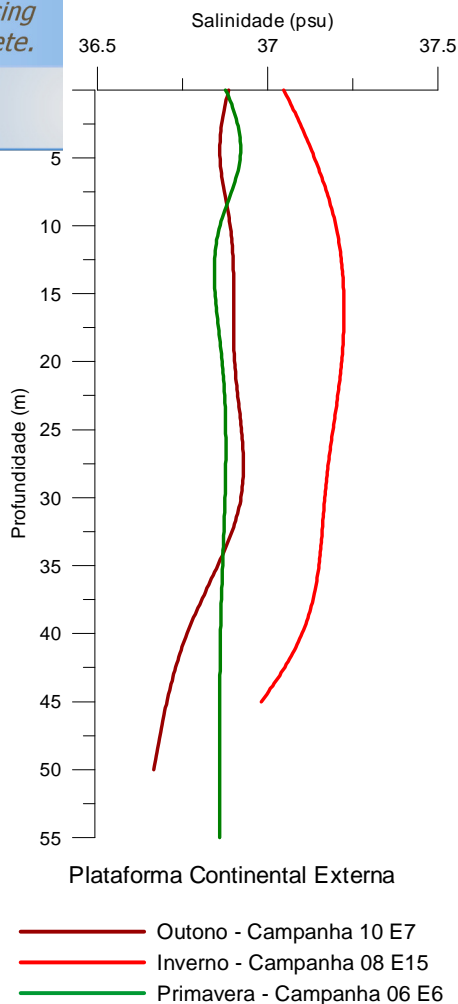


Figura 5.22 É Perfil sazonal de salinidade versus profundidade da plataforma continental externa na região norte do Estado do Espírito Santo.

A transferência de massa é mais difícil de ocorrer que a de calor. Isto explica porque os perfis de temperatura variam ao longo do ano nas águas rasas e os perfis de salinidade necessitam de maiores profundidades e menores perturbações do meio para desencadear variações horizontais ou verticais numa massa de água.

Os fatores físicos responsáveis pela ocorrência de processos de mistura da coluna de água, fazem os perfis de salinidade oscilarem ao redor de um valor, sendo controlados nas águas rasas pela evaporação e precipitação.

Norte: Quebra da Plataforma Continental

Click Here to upgrade to Unlimited Pages and Expanded Features

quebra da plataforma da região norte (Figura 5.23) se assemelham com os encontrados na região sul, apesar da menor profundidade de amostragem e a falta da campanha de verão. Esta semelhança é notada quando se compara as temperaturas superficiais e os níveis de estratificação da coluna d'água.

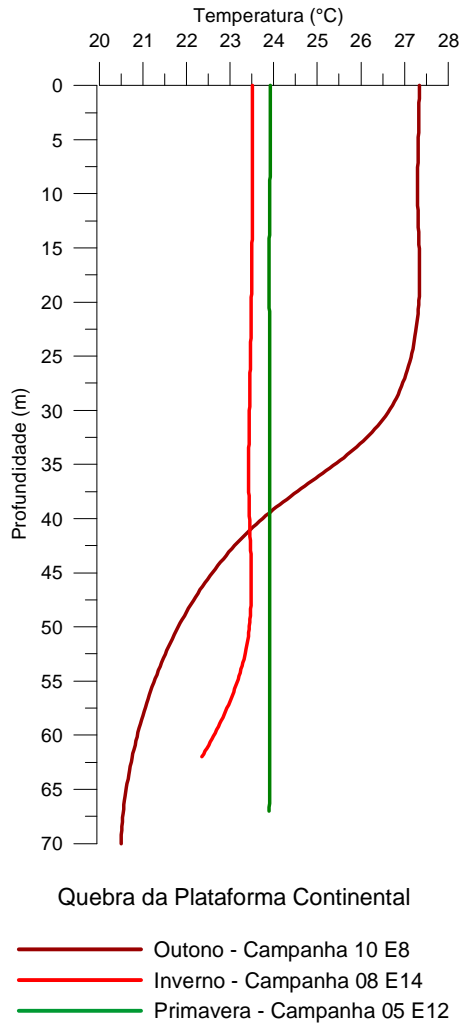


Figura 5.23 É Perfil sazonal de temperatura versus profundidade da quebra da plataforma continental na região norte do Estado do Espírito Santo.

Numa análise dos resultados de temperatura, notou-se que a primavera e inverno são as estações do ano em que a camada de mistura atingiu maiores profundidades, estando esta configuração relacionada como a maior ocorrência de processos de mistura nestes períodos, tais como frentes frias e ventos mais intensos.

perfis de salinidade apresentaram valores superficiais
 stura do que aqueles encontrados ao sul, considerando

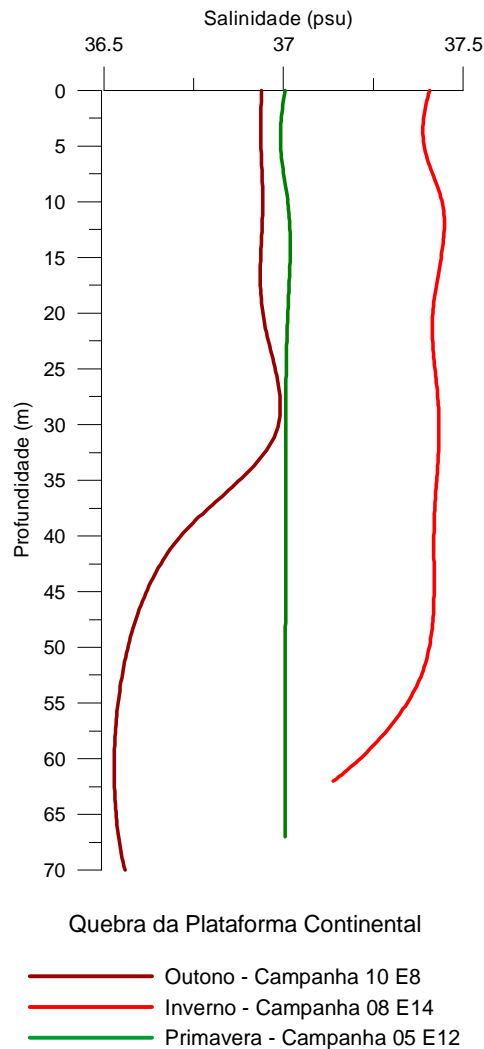


Figura 5.24 É Perfil sazonal de salinidade versus profundidade da quebra da plataforma continental na região norte do Estado do Espírito Santo.

Observou-se em todas as figuras de perfis de salinidade, com exceção da região da bacia oceânica, a variação média entre os perfis não ultrapassaram 0.5psu nas camadas de mistura.

Numa análise abrangendo variações sazonais, espaciais e de profundidade, nota-se que os dados do BNDO são úteis para definir valores médios para as diferentes situações apresentadas.

Os ventos são normalmente expressos conjuntamente, tendo-se como referência o ponto cardinal de onde o vento origina-se, ou então em graus, tendo-se como referência o ponto cardinal norte, girando-se no sentido horário. Assim um vento soprando de norte para o sul é denominado vento norte ou vento de 0°; o vento de 90° corresponde ao vento de leste, o de 180° ao vento sul e o de 270° ao vento oeste. Os pontos colaterais e sub-colaterais são igualmente usados, correspondendo aos graus interpolados.

5.2.4.1 É Análise sazonal

Abaixo seguem os gráficos tipo **Rosa dos Ventos** para verão, outono, inverno e primavera, apresentando direção, intensidade e freqüência relativa dos ventos da Estação Meteorológica da Ilha de Trindade.

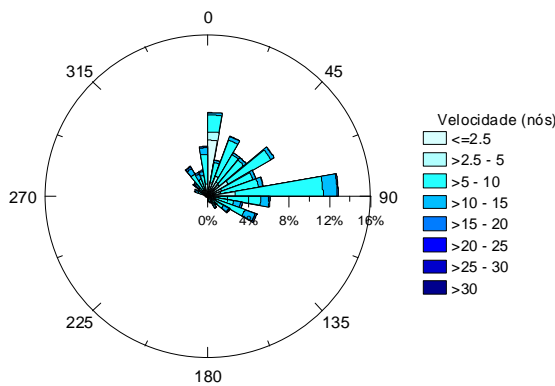


Figura 5.25 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no verão.

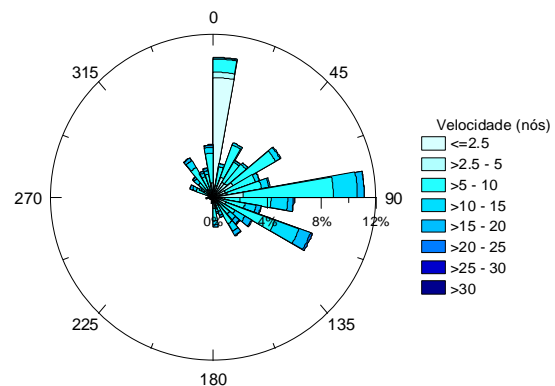


Figura 5.26 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no outono.

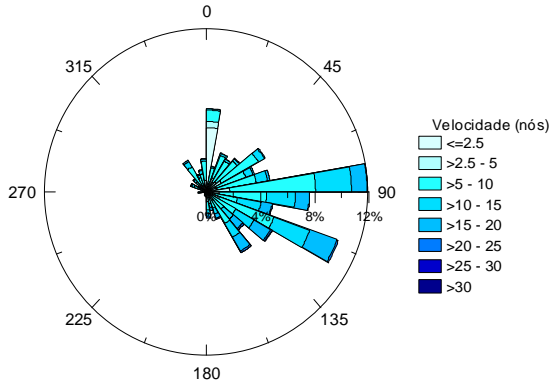


Figura 5.27 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no inverno.

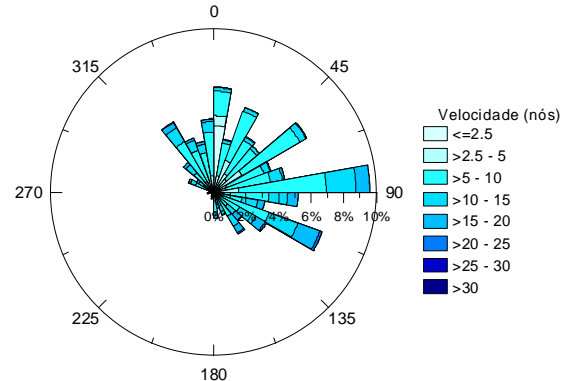


Figura 5.28 É Rosa dos Ventos dos dados coletados na primavera.

Os ventos da região estudada são bastante influenciados pelo sistema sinótico denominado Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Esse sistema sofre um

na posição média (30°S) durante o ano, gerando uma
quante na região.

Nos meses de verão, o padrão do ASAS está posicionado mais a sudeste, sobre o oceano, intensificando os ventos de direção nordeste e leste. Durante o inverno, este sistema está posicionado mais ao norte e a oeste, próximo ao continente, intensificando os ventos de leste e sudeste conforme detalhado em Torres Jr. (1995); Silva (1997); Castro Filho & Miranda (1998); Fragoso (2004). Pelas Figuras 5.25 e 5.26, pode-se observar uma alta frequência de ocorrência dos ventos, de norte a leste no verão e outono, sendo mais intensos no verão.

Nas Figuras 5.25 a 5.28 nota-se a predominância dos ventos de leste ao longo de todas as estações do ano, com a ocorrência dos ventos de sul em menor frequência. De maneira geral, a incidência dos ventos de SE é maior no outono até a primavera. Observa-se ainda, que os valores médios mais intensos ocorrem no inverno e os valores mínimos no verão.

A menor incidência dos ventos de sul ao longo de todo o ano se deve a dissipação das frentes polares antes de chegarem a Ilha de Trindade (20°30' de latitude). Essas frentes geralmente avançam para o norte e são defletidas para noroeste abrangendo parte do continente e oceano, ao alcançar 30°S de latitude perdem força e dissipam-se sobre o mar, continente ou sobre ambos. Isso demonstra que a frequência das frentes polares no padrão de ventos na área de estudo é não é grande ao longo do ano, e quando ocorre sua intensidade não é grande devido a dissipação que a frente vem sofrendo a partir de 30°S, de acordo como relatado por Castro Filho & Miranda (1998).

No inverno, quando o ASAS sofre deslocamento para norte e oeste e se aproxima do continente, as frentes polares avançam com mais facilidade pelo oceano e dissipam-se em latitudes menores, fazendo que os ventos de SE ocorram com maior frequência e intensidade como apresentado na Figura 5.28.

Durante os anos em média, predominam ventos com intensidades entre 5 e 10 nós e direção E. Numa análise sazonal, notou-se que no inverno as intensidades dos ventos são maiores, apresentando valores entre 10 e 20 nós e direção E-SE. Os ventos de menores intensidades sopram durante o verão onde estes dificilmente ultrapassam 15 nós, com maior frequência os de direção E.

tipo **Rosa dos Ventos** para os doze meses do ano, apresentando direção, intensidade e frequência relativa dos ventos da Estação Meteorológica da Ilha de Trindade.

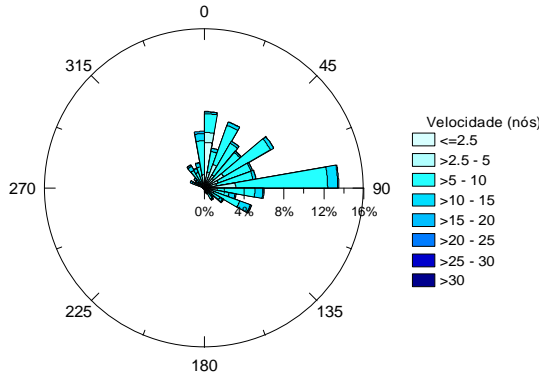


Figura 5.29 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de janeiro.

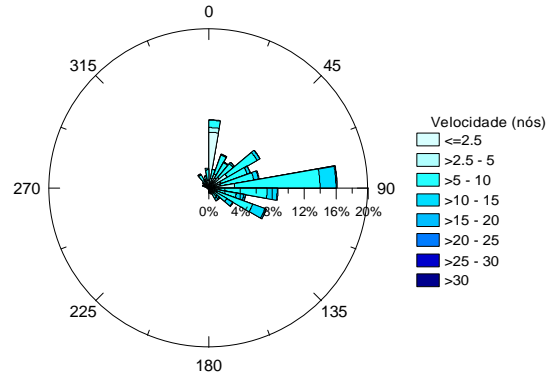


Figura 5.30 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de fevereiro.

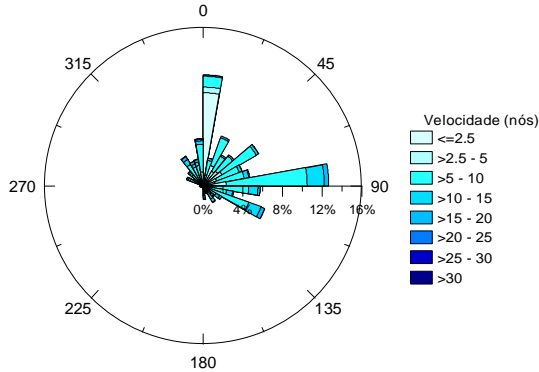


Figura 5.31 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de março.

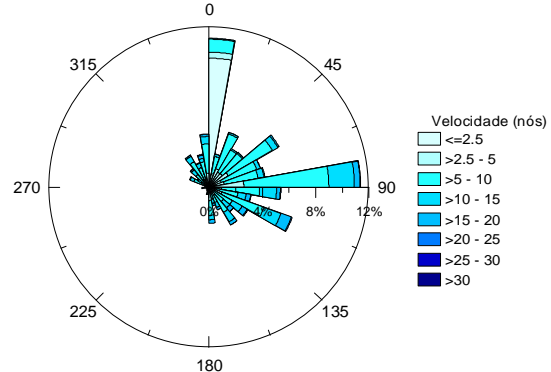


Figura 5.32 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de abril.

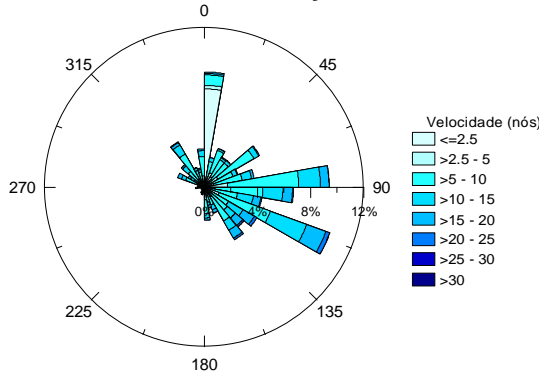


Figura 5.33 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de maio.

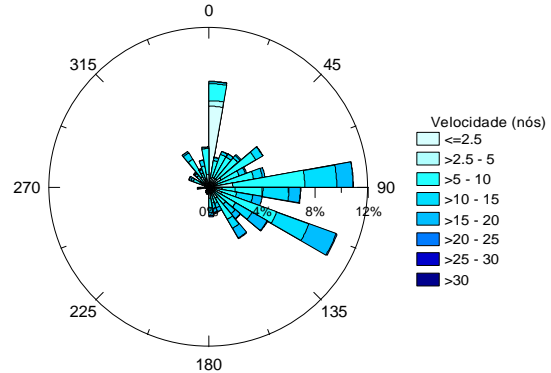


Figura 5.34 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de junho.

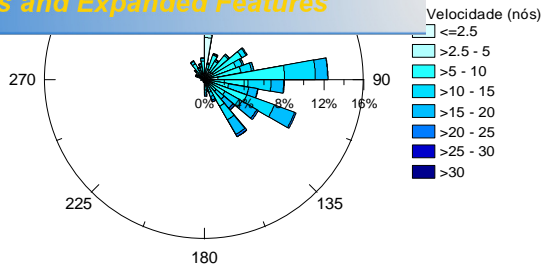


Figura 5.35 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de julho.

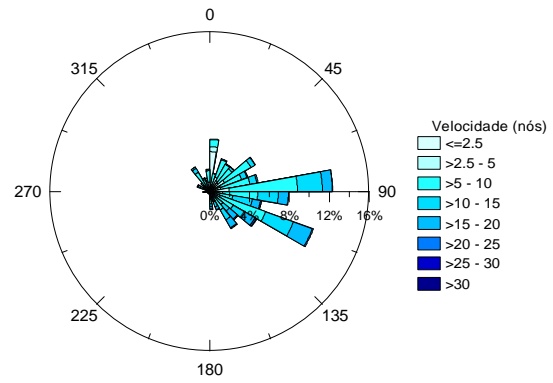


Figura 5.36 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de agosto.

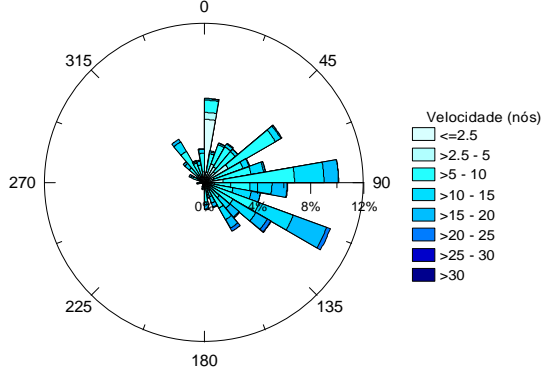


Figura 5.37 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de setembro.

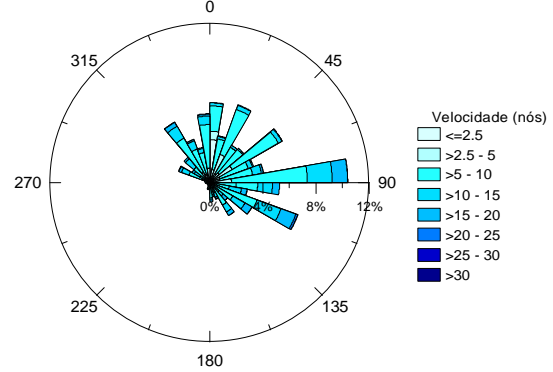


Figura 5.38 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de outubro.

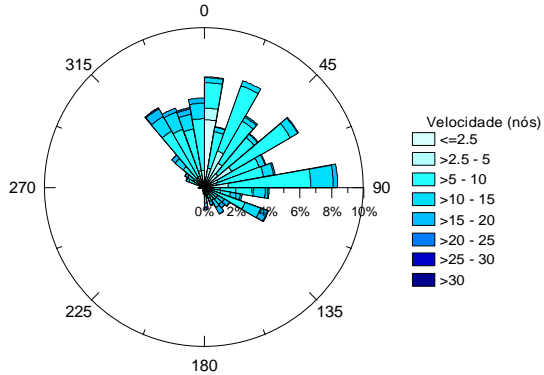


Figura 5.39 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de novembro.

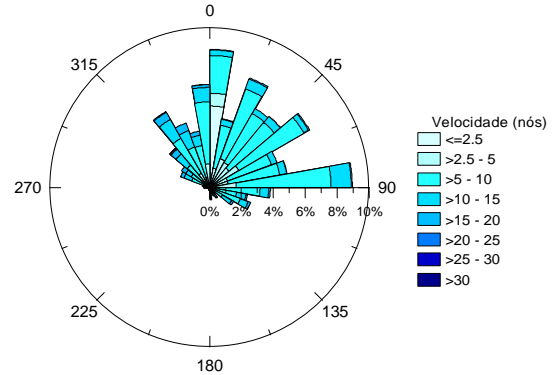


Figura 5.40 É Rosa dos Ventos dos dados coletados no mês de dezembro.

Numa análise minuciosa dos gráficos (Figuras 5.29 a 5.40), nota-se uma tendência quase-bimestral para o comportamento dos ventos, devido a este fato, a discussão destes resultados foi realizada comparando-se os meses seqüenciados.

Notou-se que em janeiro e fevereiro (Figuras 5.29 e 5.30) os ventos apresentam predominantemente sua direção para E e intensidade entre 10 e 15 nós, sendo que seus valores de freqüência relativa são cerca de 13% e 16% respectivamente.

e 5.32) os ventos de N e E predominam, apresentando estes para ambos quadrantes (cerca de 13% em março e ventos soprados de N apresentam intensidades menores entre 5 e 10 nós, enquanto os ventos soprados de E possuem intensidades entre 15 e 20 nós.

Nos meses de maio e junho (Figuras 5.33 e 5.34) os ventos provenientes de N, E e SE predominam, porém os ventos de SE apresentaram os maiores valores de intensidade (em torno de 20 a 25 nós) seguido pelos de E (entre 15 e 20 nós) e os de N (de 5 a 10 nós). A frequência relativa desses ventos permaneceu em torno de 9 a 11%.

Durante julho e agosto (Figuras 5.35 e 5.36) verificou-se a predominância dos ventos de E e SE. Em ambos os meses, os valores de frequência relativa ficaram na margem dos 12% para E, e 10% para SE, com valores de intensidade entre 15 e 20 nós.

Em setembro (Figura 5.37), os ventos de N e NE sopram com maior frequência, porém, os ventos de E e SE ainda são os mais frequentes, apresentando valores de cerca de 10% e intensidades entre 15 a 20 nós e 20 a 25 nós respectivamente.

Em outubro (Figura 5.38), os ventos se distribuem entre os octantes de NO a SE, apresentando maiores frequências relativas para E (cerca de 10%) com intensidades entre 15 e 20 nós.

Nos meses de novembro e dezembro (Figuras 5.39 e 5.40) os ventos oscilam no intervalo entre os octantes de NO a E com frequências bastante parecidas, girando em torno de 8% em média. Nestes meses, os ventos soprados de E ainda predominam. De maneira geral, os ventos tornam-se menos intensos neste período, com velocidades variando entre 10 e 15 nós em média.

A análise mensal dos ventos mostra com mais detalhes a influência do ASAS na região estudada. Notou-se que partir de maio até o mês de setembro pôde-se observar a intensificação dos ventos de SE devido ao deslocamento do ASAS para norte e oeste, se aproximando do continente, assim, as frentes polares avançam com mais facilidade pelo oceano e dissipam-se em latitudes menores, aumentando a frequência e intensidade destes ventos. A análise mensal demonstrou que o fenômeno de intensificação dos ventos de SE começa um mês antes e termina um mês depois do inverno, dentro de um período aproximado de cinco meses.

Nos meses de outubro à dezembro, o núcleo do ASAS vai gradativamente se posicionado mais a sudeste, sobre o oceano, intensificando os ventos de direção

o núcleo do ASAS estaciona sobre o oceano, e a partir das frentes polares, os ventos em janeiro e fevereiro são

A partir de fevereiro até maio, o núcleo do ASAS volta a se deslocar para próximo do continente. Neste percurso, intensificam-se os ventos de norte até o fim do outono quando o núcleo do ASAS estaciona próximo ao continente, e volta a intensificar os ventos de SE, fechando o ciclo.

5.2.4.3 É Série histórica

As médias mensais dos ventos medidos entre 1966 e 1996 na Estação Meteorológica da Ilha de Trindade estão apresentadas nas Figuras 5.41 e 5.42.

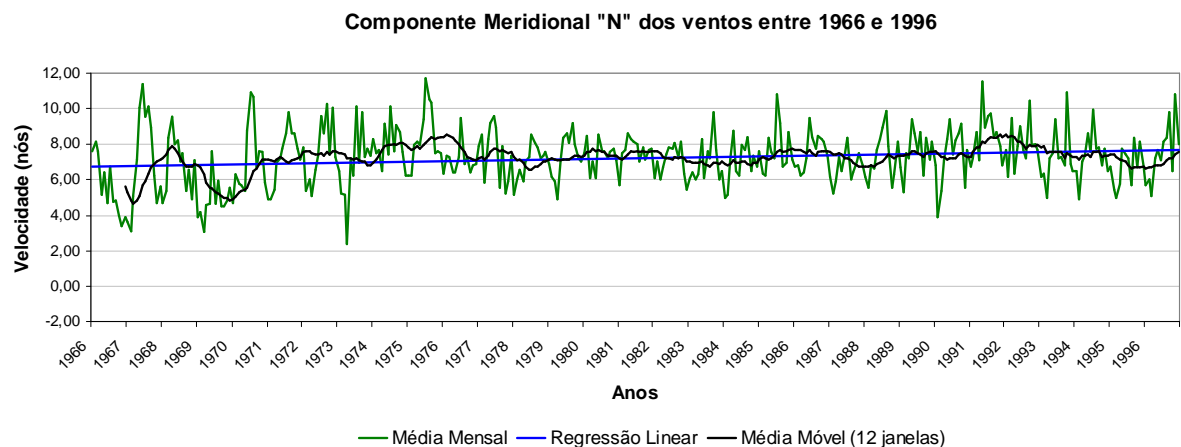


Figura 5.41 É Componente meridional dos ventos da série histórica de 30 anos.

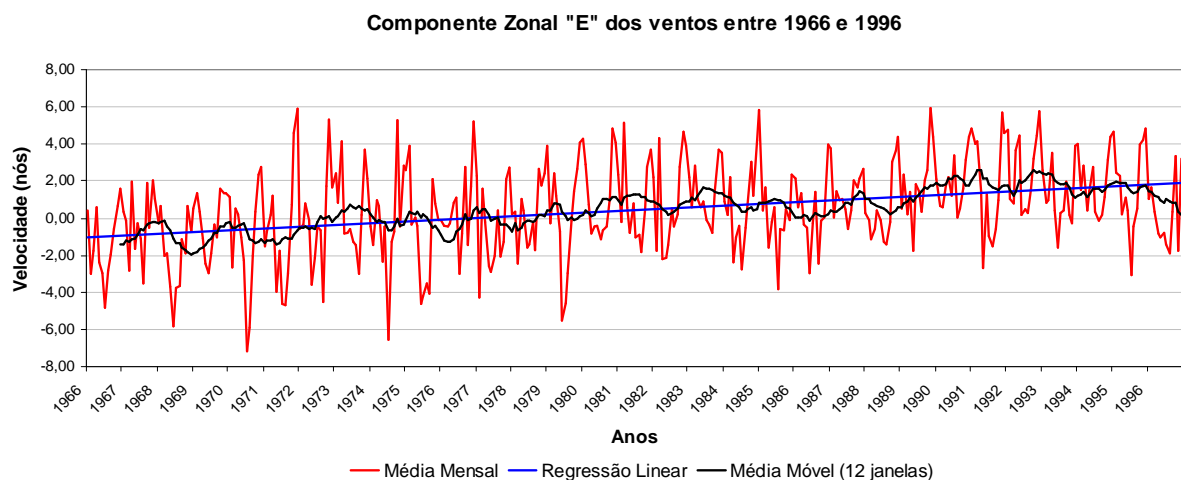


Figura 5.42 É Componente zonal dos ventos da série histórica de 30 anos.

ente meridional v_N (Figura 5.41) foi sempre positiva, em
rio do ASAS. Este sistema sopra ventos predominantes
ade (velocidade) em resposta à entrada de frentes-frias.

Verifica-se durante a série que a velocidade média dos ventos aumentou suavemente em cerca de 1 nó.

A componente zonal v_E (Figura 5.42) mostrou comportamento oscilante entre valores positivos e negativos em virtude do deslocamento sazonal do ASAS, quando este aproxima-se ou afasta-se do continente sul-americano.

A posição geográfica da Estação Meteorológica da Ilha de Trindade ($20^{\circ}30'S$ e $29^{\circ}19'W$) localizada a aproximadamente 1.150Km de costa do Espírito Santo foi imprescindível para o acompanhamento deste evento de larga escala.

No período amostrado, verifica-se que entre 1966 e 1976 a maioria das velocidades eram atribuídas aos ventos de oeste (observar a reta de regressão), significando que o ASAS passava maior parte do tempo próximo ao continente. De 1976 até 1996 houve uma inversão, quando os ventos de leste gradualmente aumentaram em velocidade e ocorrência, demonstrando que o ASAS permanecia maior parte do tempo longe da costa durante seu deslocamento sazonal.

5.2.5 Ë Marés

De acordo com os dados disponíveis para as estações maregráficas para a costa do Estado do Espírito Santo são obtidos os seguintes resultados:

5.2.5.1 Ë Período de Maré

Do ponto de vista da periodicidade, observa-se a predominância das componentes semidiurnas M_2 e S_2 sobre as diurnas O_1 e K_1 em toda a costa do Espírito Santo, evitando que o número de forma F seja maior que 0,25, assim classificando as marés como semidiurnas (Tabela 5.3).

	Amplitude (cm)				F
	K_1	O_1	M_2	S_2	
Barra do Itapemirim	8,1	6,3	42,1	19,6	0,233
Ponta de Ubú	7,7	4,8	45,1	22,1	0,186
Guarapari	5,3	8,3	44,2	17,8	0,200
Porto de Vitória	8,8	5,2	46,2	20,4	0,210
Porto de Tubarão	9,1	5,5	44,2	21,9	0,221
Piraquê-Açú	8,2	2,0	44,8	21,3	0,154
Portocel	6,1	8,9	45,1	21,8	0,224
Barra do Rio Doce	4,5	8,5	39,1	18,9	0,224
Conceição da Barra	1,2	5,5	51,0	17,9	0,120
Ilha de Trindade	3,0	5,4	39,4	16,1	0,151

5.2.5.2 É Altura de Maré

As marés da região apresentam altura menor que 2m e este parâmetro classificam-nas como micro-marés, como fica evidente ao verificar os níveis médios atingidos pelas marés na Costa Capixaba, referenciados ao zero hidrográfico de cada estação maregráfica (Tabela 5.4).

Tabela 5.4 É Valores médios da altura de maré na Costa Capixaba, em centímetros, baseados nas informações de Salles et al. (2000).

Estação	Nível Médio	Sizígias (Médias)			Quadraturas (Médias)		
		Preamar	Baixa-mar	Altura	Preamar	Baixa-mar	Altura
Barra do Itapemirim	73	135	12	123	96	51	45
Ponta de Ubú	80	147	13	134	103	48	55
Guarapari	75	138	12	126	102	48	55
Porto de Vitória	80	146	13	133	90	43	47
Porto de Tubarão	82	148	16	132	104	60	44
Piraquê-Açú	78	138	17	121	105	51	54
Portocel	80	147	13	134	103	57	46
Barra do Rio Doce	67	125	9	116	87	47	40
Conceição da Barra	82	151	13	138	115	49	66
Ilha de Trindade	66	122	11	111	90	43	47

5.2.6 É Correntes

Os gráficos abaixo (Figura 5.43) são derivados das sub-amostras das séries temporais relativas aos registros de dois correntômetros fundeados a 13m e 50m de profundidade na coordenada $18^{\circ}30'18''S$ e $38^{\circ}50'30''W$ referentes as estações oceanográficas n.º 2154637 e 2154640. As séries sub-amostradas, iniciam às 00:00 horas do dia 10/09/1992 e terminam às 12:00 horas do dia 24/09/1992, que corresponde a

...itante a esse procedimento, foi elaborada a previsão de ... com o propósito de encontrar alguma correlação das

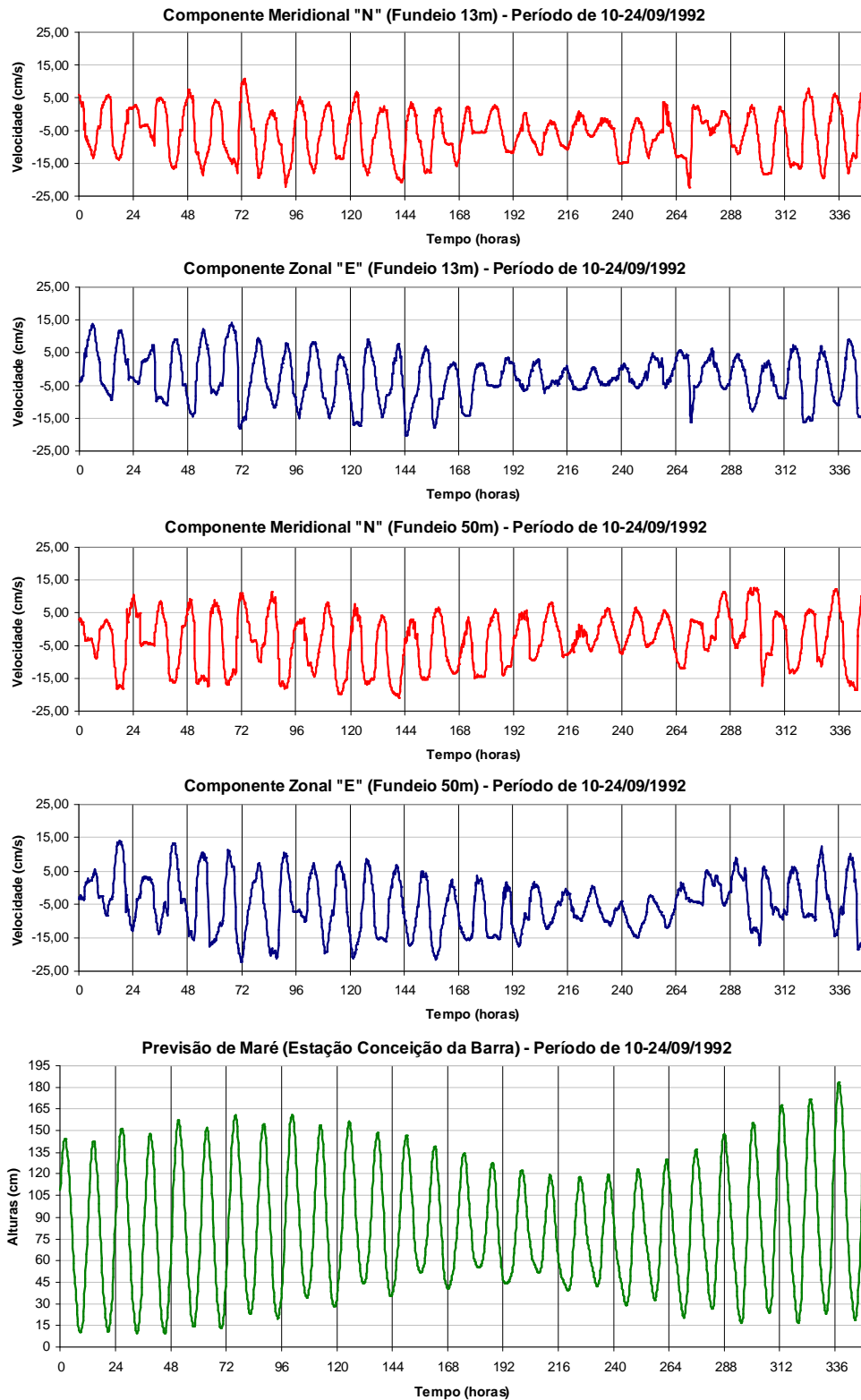


Figura 5.43 É Componentes meridional e zonal para a corrente em 13m e 50m de profundidade, e maré prevista para a Estação de Conceição da Barra.

monstram que o movimento oscilatório das componentes
tes. Observou-se que todos os gráficos apresentaram
período de 24h, condizente com a periodicidade de maré
da região de estudo, conforme apresentado anteriormente na Tabela 5.3.

Ao analisar o gráfico de maré prevista para a Estação de Conceição da Barra percebe-se que as oscilações das componentes da corrente acompanham a oscilação da maré tanto na sizígia (entre 0 e 168 horas) quanto na quadratura (entre o período de 168 e 254 horas).

Baseado nestes resultados, outros de registros de correntes foram submetidos à esta mesma análise. Entretanto, mesmo não possuindo uma longa série de dados como apresentado pelos gráficos da Figura 5.43, pôde-se ter uma noção do comportamento das correntes e sua relação com a maré.

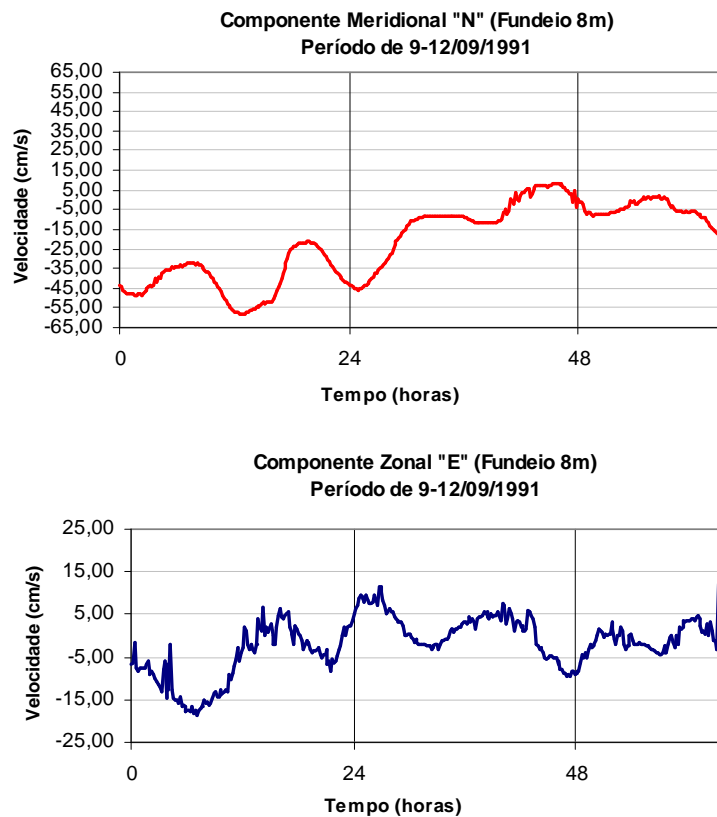


Figura 5.44 É Componentes meridional e zonal para a corrente em 8m de profundidade na estação n.º 2154638.

A Figura 5.44 refere-se ao registro de correntes na estação n.º 2154638, que se inicia às 17:00h do dia 09/09/1991 e termina às 08:00h do dia 12/09/1991. Esta estação está

20°46'24"S e 39°42'24"W, na região marinha adjacente à
profundidade média de 35m.

O comportamento das correntes da Figura 5.44 acompanha a oscilação da maré apresentando com dois ciclos oscilatórios no período de 24h como foi visto anteriormente na Figura 5.43.

A seguir é apresentado o registro de correntes para as estações n.º 1400645, 1400642 e 1400643 que possuem os respectivos registros em níveis de 0,5m, 5m e 8m, situados na coordenada 20°19'24"S e 40°17'30"W na região da plataforma continental adjacente ao Município de Vila Velha-ES, local que atinge 20m de profundidade. A coleta de dados teve início às 11:00h do dia 09/06/1975 e término às 09:00h de 12/06/1975.

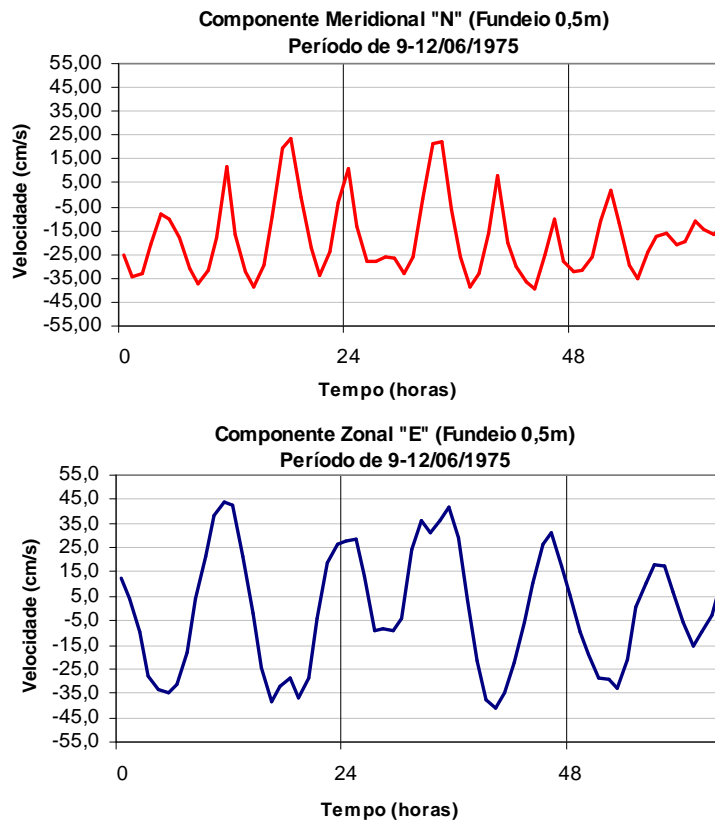


Figura 5.45 É Componentes meridional e zonal para a corrente em 0,5m de profundidade na estação n.º 1400645.

No nível de 0,5m (Figura 5.45) embora interferências como ruídos ou turbulência tenham prejudicado a visualização da influência de maré na componente meridional

Contribuição da maré nas oscilações apresentadas no

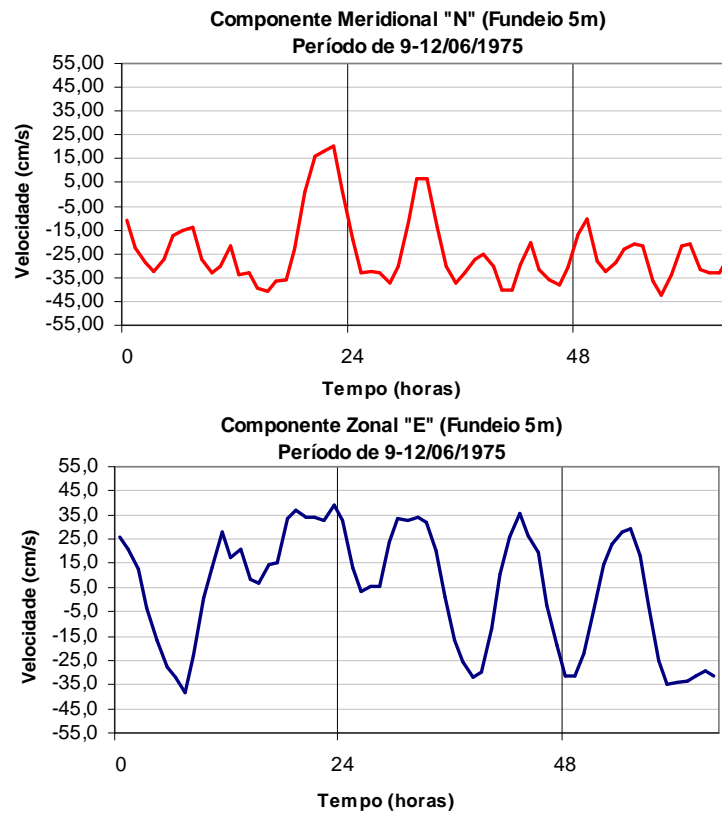


Figura 5.46 É Componentes meridional e zonal para a corrente em 5m de profundidade na estação n.º 1400642.

A Figura 5.46 apresenta o registro ao nível de 5m de profundidade, onde a interferência dos efeitos dinâmicos de superfície já é menor. A componente zonal segue apresentando oscilações que acompanham o período da maré semi-diurna, típica da região marinha do Estado do Espírito Santo.

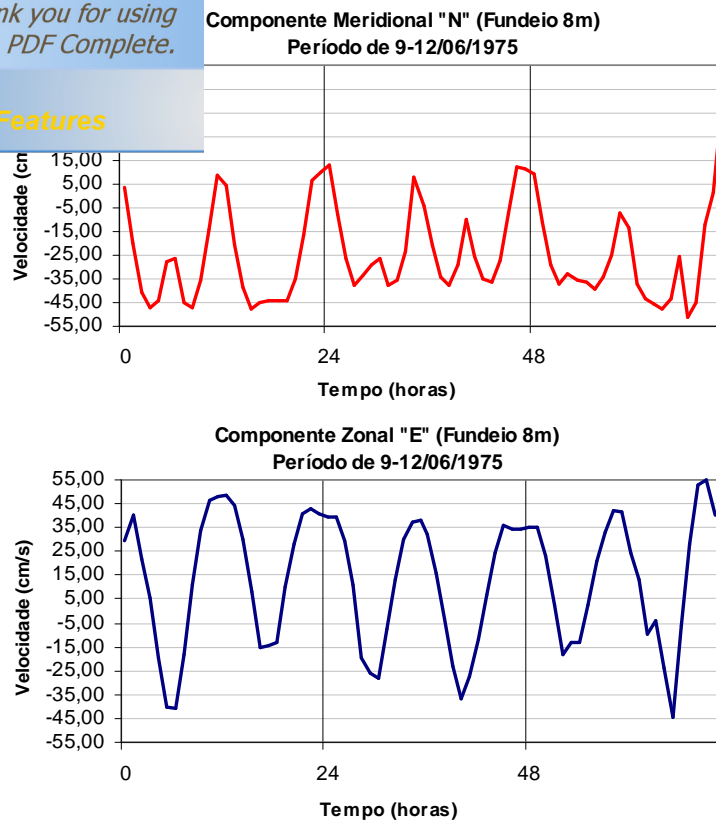


Figura 5.47 - Componentes meridional e zonal para a corrente em 8m de profundidade na estação n.º 1400643.

Ao nível de 8m (Figura 5.47), a componente meridional v_N apresenta períodos oscilatórios condizentes com a oscilação de maré, ou seja, invertendo os valores de velocidade a cada 6 horas aproximadamente. O mesmo se constata para a componente zonal v_E , que mantém seu período de oscilação desde o nível superficial (5m) até o mais profundo (8m) e inversão dos valores de velocidade.

A interpretação dos resultados demonstra que o forçante da circulação nesta região marinha é a oscilação da maré que gera as correntes residuais verificadas nas Figuras 5.43 a 5.47.

5.2.6.1 É Correlação das componentes das correntes com as marés na Estação de Conceição da Barra

Foram elaborados quatro correlogramas (Figuras 5.48 a 5.51) para se conhecer o grau de relação existente entre as correntes medidas nos correntômetros fundeados em 13m e 50m e a maré prevista para a Estação de Conceição da Barra (estação maregráfica mais próxima dos fundeios).

respondem ao intervalo de horas entre o período de 00:00 e 00 horas do dia 10/09/1992, tempo determinado para que não apresentem alguma correlação. No eixo X encontram-se os valores de R variando entre 1,00 e -1,00.

As linhas dos gráficos desenvolvem uma configuração ondulatória, produto das variáveis utilizadas para correlação.

Correlograma da Componente Meridional "N" (Corrente a 13m) e Maré em Conceição da Barra

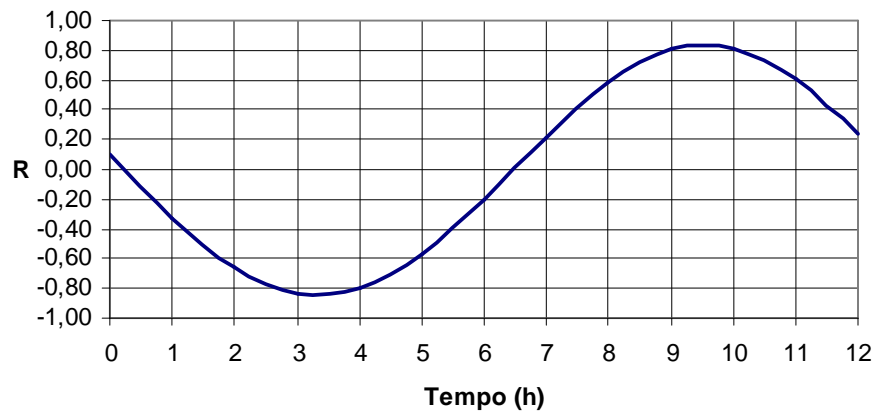


Figura 5.48 Correlograma das variáveis componente meridional (13m) e maré prevista.

Na Figura 5.48, os maiores valores de correlação da componente meridional da corrente ocorreram 3 horas e 9 horas antes da maré prevista em Conceição da Barra com os respectivos valores de $R = -0,83$ e $0,80$.

rograma da Componente Zonal "E"
(13m) e Maré em Conceição da Barra

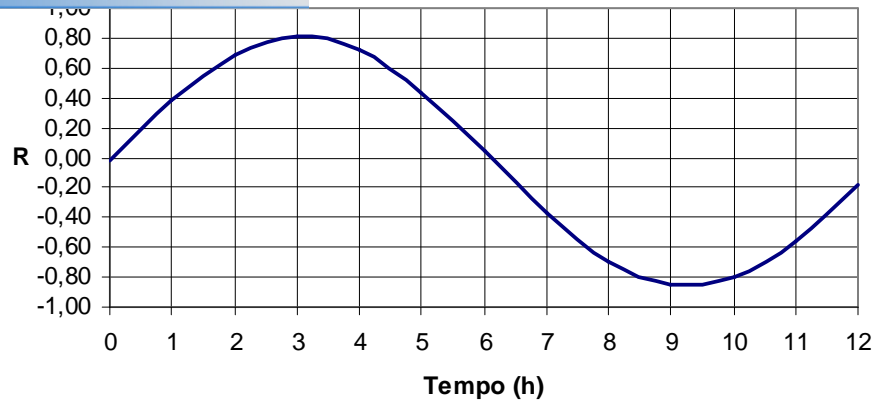


Figura 5.49 É Correlograma das variáveis componente zonal (13m) e maré prevista.

A Figura 5.49, demonstra que o maior grau de correlação da componente zonal da corrente ocorre 3 horas e 9 horas antes da maré prevista em Conceição da Barra com valores de $R = 0,81$ e $-0,85$ respectivamente.

Correlograma da Componente Merional "N"
(Corrente a 50m) e Maré em Conceição da Barra

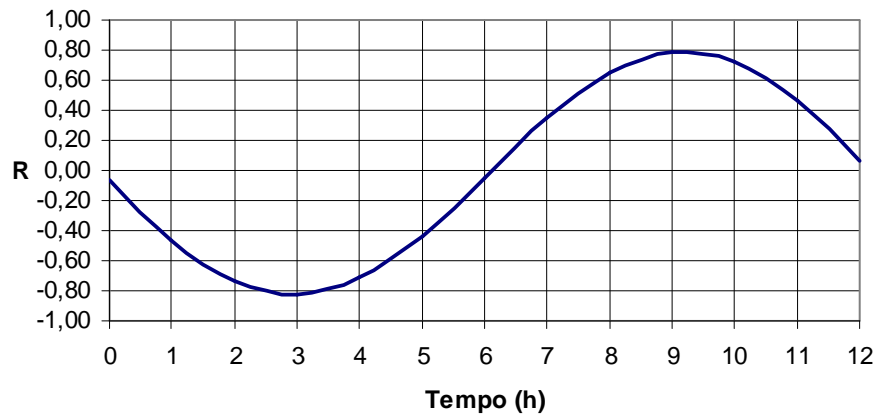


Figura 5.50 É Correlograma das variáveis componente meridional (50m) e maré prevista.

As melhores correlações da componente meridional da corrente na Figura 5.50, ocorreram 3 horas antes da maré com $R = -0,82$ e 9 horas antes da maré prevista em Conceição da Barra com $R = 0,79$.

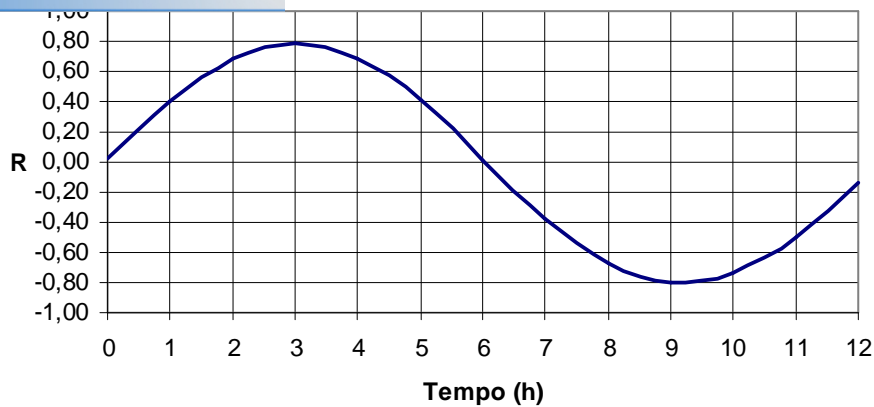


Figura 5.51 Correlograma das variáveis componente zonal (50m) e maré prevista.

Na Figura 5.51, o maior grau de correlação da componente zonal da corrente ocorreu 3 horas antes da maré prevista em Conceição da Barra com $R = 0,79$, e 9 horas antes com $R = -0,80$.

A elaboração de gráficos a partir dos valores de correlação de Pearson possibilitou detectar um elevado grau de correlação entre as variáveis correntes e maré. Foi verificado nos gráficos das componentes N e E da corrente e da maré prevista para a Estação de Conceição da Barra (Figura 5.43) a existência quatro oscilações diárias, cada uma apresentando um período de aproximado de 6 horas. Foi observado nos correlogramas (Figuras 5.48, 5.49, 5.50 e 5.51) que o intervalo de tempo necessário para que a curva execute sua máxima oscilação, ou seja, chegar mais próximos dos valores de alta correlação é de 6 horas. Fazendo uma analogia das curvas de correlação com o período de oscilação da maré, verificou-se que a hidrodinâmica na região amostrada é regida pelas correntes de maré.

5.2.6.2 Constantes Harmônicas das correntes medidas

A análise harmônica das correntes elaboradas pelo software PACMARE utilizou os níveis de 90% e 80% para a rejeição das componentes. Além de gerar as componentes harmônicas com seus respectivos valores de H e G , esta ferramenta computacional fornece valores de semi-amplitude das componentes médias das correntes, ou seja, os valores médios das componentes meridional e zonal, apresentadas anteriormente.

a análise realizada como o software PACMARE para os m e 50m.

5.2.6.2.1 . Fundeio à 13m de profundidade

A partir da série temporal oriunda da sub-amostragem da série temporal, é possível realizar a análise harmônica da corrente, conforme apresentado na Tabela 5.5.

Tabela 5.5: Componentes harmônicas obtidas através das correntes de maré mediadas ao nível de 13m de profundidade. Porcentagem de 90% para rejeição de componentes.

Período	i	Gr/h		H	G
1 ciclo por dia	K_1	15,0410686	N* E	0,99	71,38
	O_1	13,9430356	N E	1,26 1,63	111,73 175,70
	Q_1	13,3986609	N E	0,74	96,67
2 ciclos por dia	M_2	28,9841042	N E	7,83 7,50	22,49 198,35
	S_2	30,0000000	N E	3,03 3,59	29,75 210,55
	N_2	28,4397295	N E	1,18 1,07	29,11 187,15
	$2SM_2$	31,0158958	N E	0,48	332,26
	K_2^*	30,0821373	N E	0,71 0,87	139,61 320,36
3 ciclos por dia	M_3	43,4761563	N E	0,79	165,36
4 ciclos por dia	M_4	57,9682084	N E	0,96	182,72
	MS_4	58,9841042	N E*	0,56	74,32
6 ciclos por dia	$2MS_6$	56,8794590	N E	0,61	37,56

*Valor de componente satisfatório a partir de 80% de rejeição

* Valor de componente inferida

Além da boa correlação encontrada anteriormente entre as variáveis correntes e maré, pode-se notar que a componente M_2 identificada no fundeio de 13m possui maiores valores de H , seguida da componente S_2 . Estas componentes são as maiores contribuintes para a maré prevista na Estação de Conceição da Barra, demonstrando a que a maré é a força geradora das correntes na região de estudo.

Os valores da correlação oscilando próximos de $R = 1$ e -1 aliado a detecção das componentes harmônicas na corrente após análise no software PACMARE, forneceram subsídios suficientes para caracterizar o fluxo da região como uma corrente de maré.

ARE para a velocidade residual da corrente foram de - (componente meridional) e de -2,65cm/s na direção E

A velocidade resultante foi calculada através das velocidades residuais, sendo de 6,58 cm/s, e a sua direção no Azimute 204°.

5.2.6.2.2 . Fundeio à 50m de profundidade

A partir da série temporal oriunda da sub-amostragem da série temporal, foi possível realizar a análise harmônica da corrente, conforme apresentado na Tabela 5.6.

Tabela 5.6: Componentes harmônicas obtidas através das correntes de maré mediadas ao nível de 50m de profundidade. Porcentagem de 90% para rejeição de componentes.

Período	i	Gr/h		H	G
1 ciclo por dia	O ₁	13,9430356	N E	2,27	127,86
	Q ₁	13,3986609	N E	1,34 0,88	20,42 176,78
2 ciclos por dia	M ₂	28,9841042	N E	8,68 7,64	12,34 188,26
			S ₂	30,0000000	N E
	N ₂	28,4397295	N E	1,92 1,10	212,47 221,90
			K ₂ [*]	30,0821373	N E
4 ciclos por dia	M ₄	57,9682084	N E	1,08	44,74
	MN ₄	57,4238337	N E*	0,78	30,28
	MS ₄	58,9841042	N E	0,90	54,97
6 ciclos por dia	2MS ₆	56,8794590	N E	0,82	219,89

*Valor de componente satisfatório a partir de 80% de rejeição

* Valor de componente inferida

Nos mesmos moldes dos resultados encontrados na análise dos dados referentes ao correntômetro fundeado em 13m, as componentes harmônicas M₂ e S₂ ao nível de 50m de profundidade foram as que apresentaram maiores valores de H.

Devido os dados coletados apresentar muitos ruídos, algumas componentes harmônicas detectadas no fundeio de 13m não foram detectadas à 50m e vice-versa, e os valores de componentes detectadas em ambos os níveis apresentaram pequenas diferenças.

ARE para a velocidade residual da corrente foram de - (componente meridional) e de -4,96cm/s na direção E

A velocidade resultante foi calculada através das velocidades residuais, sendo de 5,96 cm/s, e a sua direção no Azimute 236°.

Foi registrada uma deflexão da ordem de 32° no vetor residual da direção da corrente entre o nível de 13m e 50m de profundidade. Ao verificar as Figuras 5.21 e 5.22, observou-se que não ocorre na primavera (estação em que os dados de corrente foram levantados) estratificação de temperatura e/ou de salinidade na plataforma continental externa, e tampouco o vento dominante de leste no mês de setembro (Figura 5.37) que poderia ter afetado a direção das correntes de maré.

5.2.6.3 Ë Defasagem da constante harmônica M_2

A partir da Equação 14 foi possível a obtenção do valor da defasagem da componente M_2 corrente em relação a com M_2 da maré na Estação de Conceição da Barra para os níveis de 13m e 50m de profundidade (Tabela 5.7).

Tabela 5.7 - Defasagem da M_2 corrente em relação a M_2 da maré na Estação de Conceição da Barra.

Componente	Defasagem (h)	Componente	Defasagem (h)
Def _{13m} (N)	9,332356734	Def _{50m} (N)	8,982164783
Def _{13m} (S)	3,122056	Def _{50m} (S)	2,771864
Def _{13m} (E)	2,979219209	Def _{50m} (E)	2,631097359
Def _{13m} (W)	9,18952	Def _{50m} (W)	8,841398

Em 13m de profundidade foi registrado que o pico da corrente na direção Sul ocorre 3,12 horas depois da preamar na Estação de Conceição da Barra à 90km de distância, ao passo que a componente Leste seu pico ocorre 2,98 horas depois da preamar na Estação de Conceição da Barra.

No nível de 50m de profundidade foi registrado que o pico da corrente na direção Sul ocorre 2,77 horas depois da preamar na Estação de Conceição da Barra à 90km de distância, ao passo que a componente Leste seu pico ocorre 2,63 horas depois da preamar na Estação de Conceição da Barra.

Correlação contidos nas Figuras 5.49, 5.50, 5.51 e 5.52, tempo (em horas) mais próximos de $R = 1$ e -1 foram muito dados a partir do cálculo da defasagem da componente M_2 .

Mostrando que os resultados obtidos através da análise harmônica foram satisfatórios ao nível de 90% rejeição.

As conclusões obtidas após a validação dos dados disponibilizados pelo Banco Nacional de Dados Oceanográficos para caracterização da região marinha adjacente ao Estado do Espírito Santo, limitada pelos paralelos de 18°S e 20°S e meridianos de 41°W e 37°W.

Verificou-se que amostras geológicas adquiridas junto ao BNDO são insuficientes para caracterizar a região proposta (Plataforma Continental do Espírito Santo), por não se enquadrar nos Padrões de Exatidão Cartográfica . PEC e possuir reduzido número de amostras sem espaçamento regular.

Somente em determinadas regiões onde o número de amostras por área é relativamente grande foi possível representar a geologia local, porém sem rigor cartográfico. Uma região com essas características foi o estuário da Baía de Vitória, onde a distribuição sedimentar das amostras do BNDO foi comparada com o trabalho de DaGostini (2005). Apesar da limitação do código de tenças frente à análise granulométrica convencional, os resultados obtidos com as amostras BNDO foram condizentes aos mapas elaborados anteriormente.

Os diagramas T-S espalhados, elaborados a partir dos dados de oceanografia física, foram imprescindíveis na identificação das massas de água e suas variações sazonais na região estudada. Os perfis verticais de temperatura e salinidade elaborados demonstraram que a região estudada não possui sazonalidade bem definida. No verão e outono a estratificação térmica da coluna de água é maior, devido a maior troca de calor do sistema atmosfera-oceano neste período, enquanto no inverno e primavera, além da menor troca de calor, a maior atuação de processos físicos causadores de turbulência ampliam a camada de mistura.

Os gráficos elaborados a partir dos dados de vento, possibilitaram a análise detalhada do deslocamento do ASAS durante seu ciclo anual. Isto demonstra que os dados provenientes da estação de Ilha de Trindade localizada em oceano aberto possuem uma boa representatividade em escala regional.

Os dados referentes às correntes marinhas quando submetidos à técnica da correlação de Pearson e a análise harmônica das componentes de maré demonstraram que a maré é o principal forçante da hidrodinâmica, sendo responsável pelo movimento das correntes registradas em algumas estações da plataforma continental. Também foi



PDF Complete

Your complimentary use period has ended. Thank you for using PDF Complete.

[Click Here to upgrade to Unlimited Pages and Expanded Features](#)

dados disponível mensurar a velocidade e direção das
os níveis de profundidade.

Após os métodos de variação empregados, conclui-se que os dados do BNDO possuem muita serventia, principalmente como fonte de informações preliminares para a caracterização de áreas marinhas, apesar dos problemas de variação espacial e temporal de suas amostras.

- MAIA, L. P.; ALENCASTRE, K. Processos atuais de erosão do litoral de Vitória, ES. Relatório n. 198.2506/ 2000. FACITEC & Prefeitura Municipal de Vitória. 2001.
- BARRETTO, H. T. & MILLIMAN, J. D. Esboço fisiográfico da margem continental brasileira. In: L. C. Toffoli. (Ed.) Margem continental brasileira. Coletânea de Trabalhos, PETROBRÁS, Rio de Janeiro. (1):11-30. 1969.
- BARROS FILHO, G. C. Identificação dos Processos Físicos na Hidrodinâmica das Águas do Entorno da Ilha de Vitória. 2002. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2002.
- BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Org.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM-Serviço Geológico do Brasil. Texto, Mapas e SIG. 2003.
- BNDO-DHN. Banco Nacional de Dados oceanográficos da Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil. Disponível em www.dhn.mar.mil.br.
- BISQUERRA, R; SARRIERA, J.C.; MARTINEZ, F. Introdução à Estatística. Editora Artmed. 2004.
- BÖEBEL, O.; DAVIS, R. E.; OLLITRAUT, M.; PETERSON, R.G.; RICHARD, P.L.; SCHMID, C; ZENK, W. The Intermediate Depth Circulation of the Western South Atlantic, Geophys. Res. Let.,26(21), 3329-3332, 1999.
- BOYER, P. R., 1969. Structure of the continental margin of Brazil. Natal to Rio de Janeiro. Thesis University Illinois, Urbana. 93p.
- BRASIL, Lei 6.938/81. Dispõe sobre a Política Nacional do Meio Ambiente, seus Fins e Mecanismos de Formulação e Aplicação, e dá outras Providências. Diário Oficial da República Federativa do Brasil, Brasília, 02 de setembro de 1981.
- BRASIL, Decreto 89.817 de 20 de junho de 1984. Estabelece as Instruções Reguladoras das Normas Técnicas da Cartografia nacional. Diário Oficial da República Federativa do Brasil, Brasília, nº120, 22 de junho de 1984.
- BRASIL, Lei 9.985 de 18 de julho de 2000. Regulamenta o art. 225, § 1o, incisos I, II, III e VII da Constituição Federal, institui o Sistema Nacional de Unidades de Conservação da Natureza

BROWN, S.; COLENS, A.; PARK, D.; PHILLIPS, J.; ROTHERY, D. ; WRIGHT, J. Seawater: its composition, properties and behaviour. New York: Pergamon, 1989. 165p.

BURROUGH, P.A. Principles of geographical information systems for resources assesment. London : Claredon, p.193. 1987.

CAMPOS, E. J. D.; IKEDA, Y; CASTRO FILHO, B.M.; GAETA, S. A.; LORENZZETTI, J.A.; STEVENSON, M. R.; Experiment studies circulation in the Western South Atlantic. EOS, Transactions, American Geophysical Union, v.77, n.27, p. 253-259,1996.

CASTRO FILHO, B. M.; MIRANDA L. B.; MIYAO, S. Y. Condições hidrográficas na plataforma continental ao largo de Ubatuba: variações sazonais e em média escala. Bolm. Inst. oceanogr., v.35, n.2, p.135-151, 1987.

CASTRO FILHO, B. M.; CAMPOS, E.J.D.; MASCARENHAS JR., A.S.; IKEDA, Y.; LORENZZETTI, J.A.; GARCIA, C.A.E.; MÖLLER JR., O.O. Diagnóstico ambiental oceânico e costeiro das regiões Sul e Sudeste do Brasil. São Paulo: FUNDESPA, v.3, p. 04-214, 1996.

CASTRO FILHO, B. M. Correntes e massas de água da plataforma continental norte de São Paulo. São Paulo: 248 p. Tese (Livre Docência em Oceanografia). Universidade de São Paulo, 1996.

CASTRO FILHO, B.; MIRANDA. L. B. Physical oceanography os the western atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S coastal segment (4°W). In: Robinson, A. R.; Brink, K. H. ed. The sea. John Wiley & Sons, v.11, cap. 11, p. 209-251, 1998.

CELESTINO, V. S.; SALDANHA. D. L; ROCHA, R. S. Avaliação da qualidade de produtos gerados a partir de imagem Quickbird através do PEC . Brasileiro. Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, INPE, p. 507-514. Florianópolis, Brasil, 21-26 abril 2007.

DAGOSTINI, D. P. Fácies sedimentares associadas ao sistema estuarino da Baía de Vitória (ES). Monografia do curso de Graduação em Oceanografia. DERN/UFES. Vitória, 2005.

DAVIES, J.L. Geographical Variation in Coastal Development. New York: Hafner Publ. Co. 204 pp. 1973.

- ...ographie des phys. Meeresniveaus un der Druckächen,
im Atl. Ozean. *Meteor Werk.*, 6(2). 5.: 191-250, 1941.
- ...
... sedimentos marinhos proposta de representação em
cartas sedimentológicas. *Anais do XXXIX Congr. Bras. Geol.*, 3, 423-426. 1996.
- DIAS, G. T. M; MEDEIROS, M. F. Proposta de metodologia para elaboração de cartas sedimentológicas. *Anais X ABEQUA, Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Guarapari . ES, 2005.*
- EMERY, W.J.; THOMSON, R.E. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography.* Elsevier, 2^aed. 2004.
- EMILSSON, I. The shelf and coastal waters of southern Brazil. *Bolm. Inst. Oceanogr.*, v.7, n.2, p.101-112, 1961.
- EVANS, D.L. & SIGNORINI, S.R. Vertical structure of the Brazil Current. *Nature*, 315, 48-50, 1985.
- FRAGOSO, M.R., Um Modelo Numérico da Circulação Oceânica para as Bacias Leste e Sudeste do Brasil. Tese de Doutorado em Engenharia Civil. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE. 2004.
- FRANCO, A.S.: Tides, fundamentals, analysis and prediction, Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica, São Paulo (Brasil) 1988.
- GARFIELD, N. The Brazil current at subtropical latitudes. Rhode Island: 122 p. (PH.D. Dissertation in Ocean Physics). University of Rhode Island, 1990.
- HAAN, C. T. *Statistical Methods in Hydrology.* The Iowa State University Press. 1977.
- GODOI, S. S. Dinâmica Quase-Geostrófica do Sistema Corrente do Brasil no Embaimento de São Paulo (23,5°- 27°S). Tese de Doutorado. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, 2005.
- IKEDA, Y.; L.B. MIRANDA; N. ROCK. Observations on stages in the region of Cabo Frio (Brazil). *Bolm. Inst. Oceanogr.*, 10, 1-8, 1974.
- INPE. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Disponível em: www.inpe.br. Capturada em 03/06/2007.
- JINNO, K.; SOUZA, J. M. Brazilian undersea features: A Gazetteer of geographical names. *In: 6º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica (6º CISBGf 15 a 19/08/99).* Rio de Janeiro . RJ. CD-ROM. Trabalho SBGF278, 4p. 1999.

- M. A. Sedimentação quaternária da margem continental e das áreas adjacentes. In: Projeto REMAC - Sedimentologia continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. PETROBRÁS, Rio de Janeiro. Série Projeto REMAC, (8):1-55. 1979.
- LEÃO, Z. M. A. N. Morphology, geology and development history of southernmost coral reefs of Western Atlantic, Abrolhos Bank, Brazil. PhD Dissertation, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Sciences, Univ. Miami, Florida, USA, 218p. 1982.
- LIMA, J. A. M.: Oceanic Circulation on the Brazilian Shelf Break and Slope at 22°S, Ph.D. Thesis, University of New South Wales, 164 p, 1997.
- LORENZZETTI, J. A. Diagnóstico ambiental oceânico e costeiro das regiões Sul e Sudeste do Brasil. São Paulo: FUNDESPA,. v.3. p. 04-214. 1994.
- LORENZZETTI, J. A.; K. TANAKA. Uso de um modelo numérico para o estudo da resposta da ressurgência costeira de Cabo Frio à passagem de frentes frias. In: VI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Salvador, 1990.
- LORENZZETTI, J. A.; KAMPEL, M. Remote Sensing of the SW South Atlantic Using Satellite Tracked Drifters and AVHRR images. Anais IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Santos, Brasil, 11-18 setembro 1998, INPE, p. 837-848.
- MAMAYEV, O. I. Temperature-salinity analysis of world ocean waters. Amsterdam: Holanda. Elsevier Scientific Pub. Co., 374p. 1975.
- MANN, K. H.; LAZIER, J. R. N.; Dynamics of marine ecosystems. New York, Edwards Brothers, 394p. 1996.
- MELO, U., SUMMERHAYES, C. P. & ELLIS, J. P. Upper continental margin sedimentation off Brazil. Part IV. Salvador to Vitoria, Southeastern Brazil. Contr. Sedimentology, Stuttgart, (4):78-116. 1975.
- MESQUITA, A. R. de . Marés e Circulação de Marés da Costa Sudeste do Brasil. Instituto Oceanográfico . USP. 1997.
- MIGUENS, A. P. Navegação: A Ciência e a Arte. Vol. I: Navegação costeira, estimada e em águas restritas. Diretoria de Hidrografia e Navegação - Marinha do Brasil. 1994.
- MILONE, G. Estatística: geral e aplicada. São Paulo: Pioneira Thomson Learning, 2004.
- MIRANDA, L. B. Análise de massas de água da plataforma continental e da região oceânica adjacente: Cabo de São Tomé (RJ) à ilha de São Sebastião (SP). São Paulo:

MIRANDA, L. B.; KATSUMICAWA, M. Estrutura térmica na região sudeste do Brasil (outono/novembro de 1988). Pub. Esp. Inst. Oceanogr., v.8, p. 1-14, 1991.

MOREIRA, J.R.G.B. Correntes na plataforma externa e talude ao largo de Santos: observações no verão de 1993. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico. 1997.

MÜLLER, T.J.; IKEDA, Y.; ZANGENBERG, N.; NONATO, L.V. Direct measurements of the western boundary currents between 20°S and 28°S. J. Geophys. Res., 103(C3):5429-5437.1998.

MUEHE, D., 1995. Caracterização físico-natural da plataforma continental interna e área costeira adjacente. Relatório Interno. Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal, Brasília, 70p.

NIJOKU, E. G. ; BARNETT, T. P. ; LAURUS, R. M.; VASTANO, A. C. Advances in satellite sea surface temperature measurement and oceanographic applications. Journal of Geophysical Research, v. 90(C6) , p.11573 - 11586, Nov. 1985.

NOGUEIRA JR, J. B.; MONICO, J. F. G.; TACHIBANA, V. M. Tamanho da amostra no controle de qualidade posicional de dados cartográficos. Bol. Ciênc. Geod. , sec. Artigos, Curitiba, v. 10, n.º1, p. 101-112, jan-jun, 2004.

ODA, T.O. *Influência da ressurgência costeira sobre a circulação local em Cabo Frio (RJ)*. Dissertação de Mestrado, Inpe, São José dos Campos, 119 pp. 1997.

OPEN UNIVERSITY COURSE TEAM. Ocean circulation. London, Pergamon Press, 1991. 238p.

PEREIRA, R. A estatística e suas aplicações. Editora Grafosul. Porto Alegre-RS. 1978.

PETERSON, R.G.; STRAMMA, L.; Upper-level circulation in the South Atlantic ocean. Progress in Oceanography. v.26, p.1-73. 1991.

PICKARD, G. L.; EMERY, W. J. Descriptive physical oceanography: an introduction. New York: Pergamon, 300p. 1990.

POND, S.; PICKARD, G. L. Introductory Dynamical Oceanography. Pergamon Press. Oxford. Ed.329 p., 1978.

temas de Informações Geográficas (SIG) e banco de dados meteorológicos e oceanográficos. Dissertação de Mestrado. INPE, 141p. 1999.

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

REVIZEE. Levantamento do Estado da Arte da Pesquisa dos Recursos Vivos Marinhos do Programa Recursos Vivos da Zona Econômica-ecológica (REVIZEE) Oceanografia Geológica. FEMAR/SECIRM. 2000.

ROCHA, R.S. Exatidão Cartográfica para cartas digitais urbanas. Tese (Doutorado em Engenharia de Produção) . Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Produção. UFSC. Florianópolis - SC. 2002.

RODRIGUES, R.R. Um estudo numérico da ressurgência costeira de Cabo Frio (RJ). Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1997.

SALLES, F. J. P.; BENTES, F. C. M.; SANTOS, J. A. (org). Catálogo de Estações Maregráficas Brasileiras. 1ª ed. Rio de Janeiro: FEMAR. 2000.

SCHMID, C.; SCHÄFER, H.; PODESTÁ, G.; ZENK, W: The Vitória Eddy and its Relation to the Brazil Current. *J. Phys. Ocgr.*, 25, 2532-2546, 1995.

SCHMID, C.; SIEDLER, G.; ZENK, W. Dynamics of Intermediate Water Circulation in the Subtropical South Atlantic.+*J. Phys. Oceanogr.*, 30 (12), pp. 3191-3211. 2000.

SCHUREMAN, P. Manual of harmonic analysis and prediction of tides. U. S. Dept. of Commerce special publication 98. U.S. Govt. Printing Office. pp 313. 1941.

SILVEIRA, I. C. A.; MIRANDA, L. B.; BROWN, W. S. On the origins of the north brazil current. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 99(C11), 22.501 . 22.512. 1994.

SILVEIRA, I. C.; SCHMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S.; IKEDA, Y. A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira, *Rev. Bras. oceanogr.*, 48(2):28 p, 2000.

SILVA JR., C. L.; KAMPEL, M.; ARAÚJO, C. S. S. Utilização de imagens AVHRR/NOAA na avaliação da extensão da ressurgência costeira de Cabo Frio: estudo de caso. Anais do 7º Congresso Latino-Americano sobre Ciências do Mar, p. 38-40. Santos, 1997.

SHEPARD, F.P. Nomenclature based on sand . silt/clay. *Journal of sedimentary petrology*. 24: 151-158. 1954.

STRAMINA, E., ENGBERG, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 104(C9) 20863-20883, 1999.

SUMMERHAYES, C. P., MELO, U. & BARRETTO, H. T.. The influence of upwelling on suspended matter and shelf sediments off southeastern Brazil. *Jour. Sedimentary Petrology*, 6(4): 819-828. 1976.

SVERDRUP, H. U.; JOHNSON, M. W.; FLEMING, R. H. The Oceans: their physics, chemistry and general biology. Englewood Cliffs, Prentice-Hall Inc., 1087 p, 1942.

TORRES JR., A. R. Resposta da ressurgência costeira de Cabo Frio a forçantes locais. Dissertação de Mestrado, COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 143 pp. 1995.

UFES, Monitoramento Ambiental. Projeto Recifes Artificiais Marinhos (RAM): Victory 8B 1º Relatório. Departamento de Ecologia e Recursos Naturais - CCHN/UFES. Vitória, 2005.

ZEMBRUSCKY, S. G., BARRETTO, H. T., PALMA, J. C. & MILLIMAN, J. D. Estudo preliminar das províncias geomorfológicas da margem continental brasileira. *Anais XXVI Congr. Bras. Geol.*, Belém. (2):187-209. 1972.

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



*Your complimentary
use period has ended.
Thank you for using
PDF Complete.*

[Click Here to upgrade to
Unlimited Pages and Expanded Features](#)

ANEXO