

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E METEOROLOGIA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO

**APLICAÇÕES DA ALTIMETRIA *TOPEX/POSEIDON* NO ESTUDO DE
ASPECTOS DINÂMICOS DO OCEANO ATLÂNTICO SUL OCIDENTAL**

MAURICIO MAGALHÃES MATA

Orientador: Dr. Carlos Alberto Eiras Garcia

Dissertação apresentada como requisito parcial para a
obtenção do grau de Mestre em Sensoriamento Remoto,
área de concentração em Oceanografia.

Porto Alegre, RS
Março de 1996

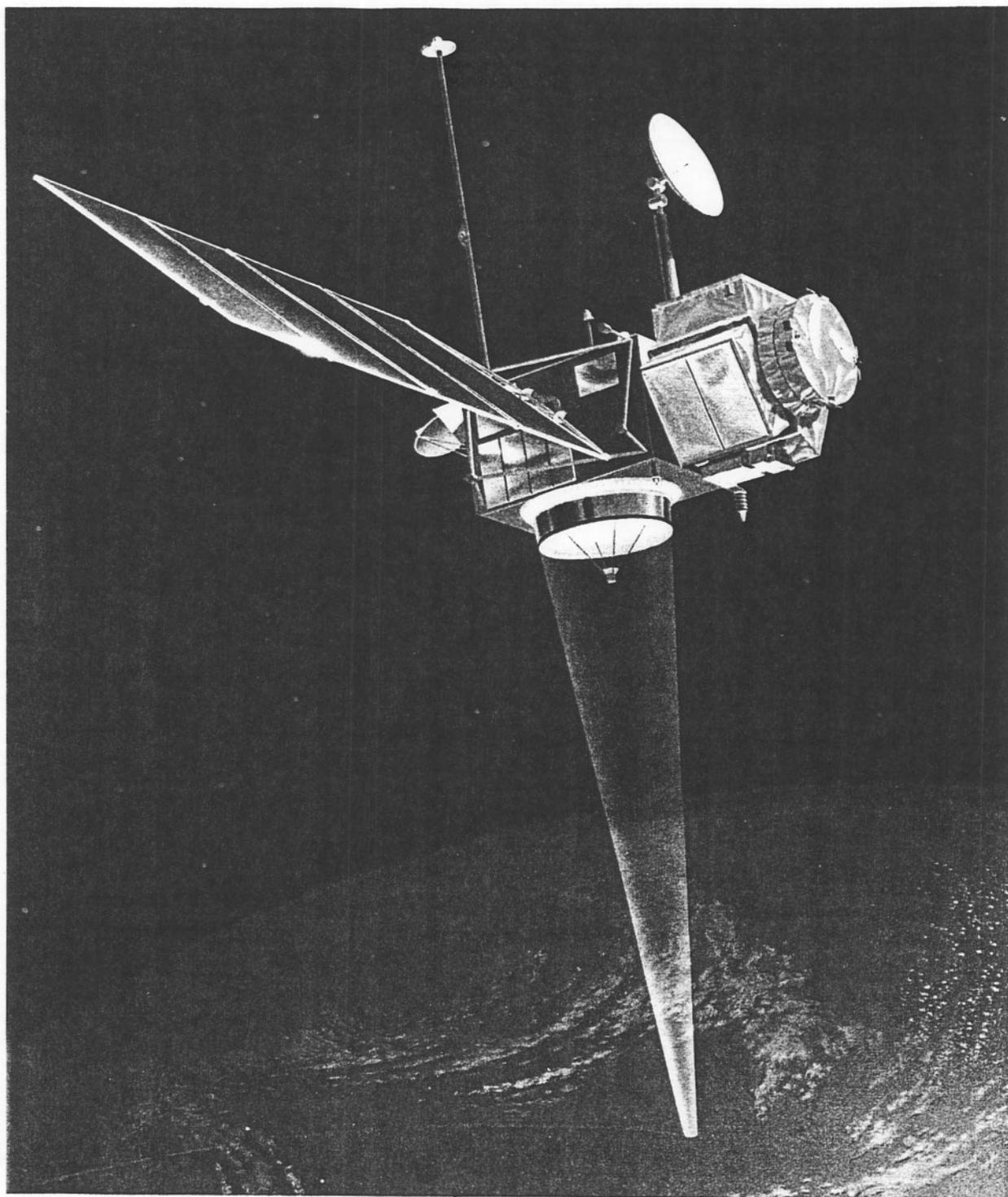
Mata, Mauricio Magalhães

**APLICAÇÕES DA ALTIMETRIA *TOPEX/POSEIDON*
NO ESTUDO DE ASPECTOS DINÂMICOS DO OCEANO
ATLÂNTICO SUL OCIDENTAL. /**

Mauricio Magalhães Mata - Porto Alegre: UFRGS, 1996.
98 páginas.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Centro Estadual de Pesquisa em Sensoriamento Remoto e Meteorologia - Área de Sensoriamento Remoto aplicado à Oceanografia. Porto Alegre, 1996.

- | | |
|------------------------|----------------------------|
| 1. Altimetria Espacial | 2. Oceanografia Física |
| 3. TOPEX/POSEIDON | 4. Atlântico Sul Ocidental |



*“A filosofia está inscrita nesse
grande livro - o Universo - que
permanece constantemente
aberto para nós.”*
Galileu Galilei (1564-1642)

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu grande orientador e amigo Prof. Dr. Carlos Alberto Eiras "*Pato*" Garcia pelo super apoio, grande amizade e, principalmente, pelo ENORME exemplo simultâneo de profissionalismo e sensibilidade ao longo de todas as etapas deste trabalho.

Agradecimentos especiais ao Dr. Peter O. Zavialov e ao M.Sc. Ivan D. Soares, da FURG, pelas discussões e contribuições ao trabalho.

Aos membros da banca examinadora Dr. João A. Lorenzetti e Dr. Osvaldo L. L. Moraes pelas críticas construtivas e sugestões apresentadas ao trabalho.

A *JPL/PO.DAAC* (especialmente a T. Hollies) e a *AVISO/CNES* (especialmente ao Dr. P. Vincent) por fornecerem os dados do TOPEX/POSEIDON e literatura especializada.

Ao INPE (especialmente a M.Sc. Sydnéia Maluf) por fornecer as imagens AVHRR/NOAA utilizadas neste trabalho.

A DHN por fornecer os dados hidrográficos da comissão do N.Oc. *Antares*

A CAPES/PICD pela bolsa concedida durante o curso e a FURG pela oportunidade de realizá-lo.

A *fauna* do departamento de física/FURG (inclusive os turistas) por todo o carinho, auxílio e amizade que iluminam os nossos caminhos a tanto tempo: Adriana, Adriene, Álvaro, Analbery, André, Braga, Cátia, Cláudia, Denise, Ernesto, Glauber, Humber, Ivan, Marcos, Maria, Nico, Osmar, Peter, Regina, Renato, Roberval, Sandrinha, Silmara, Silvia, Sonia, Teresa, Vagner e Zeca.

Aos colegas da turma de 1994 do CEPSRM/UFRGS pelo companheirismo e amizade proporcionando ótimos momentos em POA: Cátia, Décio, Fitz, Glauco, Marcelo, Márcio e Régis.

Aos amigos do CEPSSRM/UFRGS pelo apoio e amizade, em especial: Magdalena, Luciane, Nei, Mônica, Laurindo e Zé.

Aos meus pais, Valter e Maria Helena, pelo seu apoio incondicional em todas as etapas decisivas da minha vida.

Aos meus irmãos e familiares pelo carinho e apoio.

Ao meu grande amigo Mauro Cirano, pelo companheirismo e amizade ao longo dos anos do curso de graduação e por sua presença contínua apesar da distância.

A minha Marga(reth) pelo seu carinho, muuuuuuuuuitttaa paciência e, sobretudo, pelo seu grande amor que foram fundamentais nesta etapa.

APLICAÇÕES DA ALTIMETRIA *TOPEX/POSEIDON* NO ESTUDO DE ASPECTOS DINÂMICOS DO OCEANO ATLÂNTICO SUL OCIDENTAL^{/1}

AUTOR: MAURICIO MAGALHÃES MATA

ORIENTADOR: DR. CARLOS ALBERTO EIRAS GARCIA

SINOPSE

Dados altimétricos do satélite TOPEX/POSEIDON obtidos durante 1993 e 1994 foram utilizados para estudar a dinâmica oceanográfica na região oeste do oceano Atlântico Sul, entre as latitudes de 15°S e 50°S e longitudes de 30°W e 65°W. Simultaneamente, dados hidrográficos (históricos e sinópticos) e imagens termais do sensor AVHRR/NOAA foram utilizados com o objetivo de proporcionar uma comparação com os resultados da altimetria. Características da topografia dinâmica superficial, da variabilidade e anomalias da topografia dinâmica são apresentadas. Imprecisões dos modelos do geóide marinho restringiram o estudo dos padrões da topografia dinâmica superficial e das correntes geostróficas superficiais, a comprimentos de onda espaciais superiores a 2400 km. A variabilidade temporal da topografia dinâmica demonstrou um padrão altamente energético na região da Confluência Brasil-Malvinas durante todo o período. Diferenças sazonais foram observadas com os maiores valores de variabilidade nos meses de outono e verão e os menores nos meses de inverno e primavera. As anomalias (resíduos) da topografia dinâmica foram utilizadas no estudo de fenômenos transientes, onde um vórtice foi acompanhado ao longo do tempo, e em conjunto com imagens AVHRR/NOAA. Feições térmicas superficiais foram confrontadas com anomalias altimétricas de trajetórias específicas, contemporâneas às imagens, apresentando ótima concordância e confirmando a excelente potencialidade do uso conjunto destes dois tipos de dados. Finalmente, a técnica da *topografia dinâmica composta* (combinação de dados altimétricos e climatológicos) foi utilizada para reconstruir a topografia dinâmica total a partir das anomalias altimétricas, sem a contaminação das imprecisões dos modelos do geóide. O ciclo escolhido corresponde ao mesmo período de um cruzeiro hidrográfico, proporcionando uma comparação entre as topografias dinâmicas (e velocidades geostróficas superficiais) estimadas pelos dois conjuntos de dados. A concordância entre os dois resultados foi bastante satisfatória, indicando a possibilidade de se gerar estimativas da circulação geostrófica superficial, com boa confiabilidade, apenas com dados do satélite e dados hidrográficos climatológicos. Concluindo, o TOPEX/POSEIDON apresenta-se como uma excelente ferramenta para o estudo da dinâmica oceanográfica no Atlântico Sul, proporcionando uma análise quasi-sinóptica de qualidade e, principalmente, aumentando o conhecimento desta região.

^{/1} Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Curso de Pós-graduação em Sensoriamento Remoto da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre (98 p.), Março de 1996.

APPLICATIONS OF *TOPEX/POSEIDON* ALTIMETRY TO THE STUDY OF SOUTHWESTERN ATLANTIC OCEAN DYNAMICS_{/1}

AUTHOR: MAURICIO MAGALHÃES MATA

ADVISOR: DR. CARLOS ALBERTO EIRAS GARCIA

ABSTRACT

The altimetric data set obtained by TOPEX/POSEIDON satellite during 1993 and 1994 has been used to study ocean dynamics on southwestern Atlantic Ocean, between latitudes of 15°S and 50°S and longitudes of 30°W and 65°W. At the same time, hydrographic data (synoptic and climatological) and thermal images from AVHRR/NOAA have been used in a way to provide comparisons with the altimetry results. Characteristics of surface dynamical topography, sea level variability and anomalies are presented and discussed. Geoid model uncertainties have restricted the possibility to study surface dynamical topography and surface geostrophic currents to spatial wave lengths longer than 2400 km. Temporal variability of surface dynamical topography shows a highly energetic pattern in the Brazil-Malvinas Confluence region during all of the period analyzed. Seasonal differences have been observed, with higher variability values during austral autumn and summer, while lower values were found during winter and spring. Sea surface anomalies have been used to study transient phenomena, where an eddy was tracked along time, and together with AVHRR/NOAA images. Surface thermal patterns have been compared with altimetric anomalies from specific tracks showing a very good correlation and confirming the excellent potential of combining these two kinds of remote sensing data. Finally, a technique called *composite sea surface dynamical topography* (combination of altimetric and climatological data) has been used to rebuild the absolute surface dynamical topography from altimetric anomalies free from geoid errors. The TOPEX/POSEIDON cycle used corresponds to the same period of a hydrographic transect, providing a comparison between dynamical topographies estimated from both data sets. The agreement between both results was good, suggesting the possibility of a good estimation of the surface geostrophic circulation just using altimetric and climatological data. Overall, TOPEX/POSEIDON shows up as an excellent tool to study South Atlantic Ocean dynamics, providing a good quasi-synoptic analyses and increasing the knowledge of a region with such a poor *in situ* coverage.

/1 Master of Science Thesis, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Graduate Course in Remote Sensing, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre/RS, (98 p.) - March, 1996.

SUMÁRIO

LISTA DE TABELAS.....	x
LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE ABREVIATURAS	xiii
LISTA DE SÍMBOLOS.....	xv
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 INTRODUÇÃO GERAL	1
1.2 OBJETIVOS	7
2. ANTECEDENTES E DESCRIÇÃO DA ÁREA	8
2.1. O ALTÍMETRO	8
2.2 DESDE ALTIMETRIA ATÉ CIRCULAÇÃO.....	10
2.3 OCEANOGRAFIA REGIONAL	14
3. METODOLOGIA.....	17
3.1 ALTIMETRIA.....	17
3.2 O GEÓIDE	21
3.3 FILTRAGEM ESPACIAL	23
3.4 VARIABILIDADE E ANOMALIAS.....	24
3.5 AS IMAGENS AVHRR/NOAA.....	26
3.6 OS DADOS HIDROGRÁFICOS	27
3.7 A TOPOGRAFIA DINÂMICA COMPOSTA.....	28
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	31

4.1 TOPOGRAFIA DINÂMICA	31
4.1.1 <i>Sumário do Tópico</i>	34
4.2 VARIABILIDADE	40
4.2.1 <i>Sumário do Tópico</i>	43
4.3 ANOMALIAS	46
4.3.1 <i>Sumário do Tópico</i>	50
4.4 ANOMALIAS X IMAGENS AVHRR/NOAA	54
4.4.1 AVHRR (28/01/94) x TOPEX ciclo 50 / trajetórias 163 e 178.....	54
4.4.2 AVHRR (27/08/94) x TOPEX ciclo 71 / trajetórias 163 e 239.....	56
4.4.3 AVHRR (11/10/94) x TOPEX ciclo 76 / trajetórias 163 e 239.....	58
4.4.4 <i>Sumário do Tópico</i>	60
4.5 ALTIMETRIA X HIDROGRAFIA (CRUZEIRO DO N. OC. ANTARES)	64
4.5.1 <i>Sumário do Tópico</i>	68
5. CONCLUSÕES GERAIS E SUGESTÕES.....	75
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	77
ANEXOS.....	84

LISTA DE TABELAS

Tabela I: Evolução da acurácia da medida altimétrica da distância entre o satélite e a superfície do mar nas diferentes missões espaciais.	10
Tabela II: Deslocamento e velocidade média do vórtice ciclônico encontrado entre os ciclos 56 e 60.	49
Tabela III: Dados do cruzeiro do <i>Antares</i> e os ciclos do TOPEX mais próximos.	65

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Área de estudo. Estão apresentadas as linhas batimétricas de 200, 500, 1000 e 3000m.	6
Figura 2: Circulação no Atlântico Sul. (Peterson & Stramma (1991)).	16
Figura 3: A medida altimétrica.	22
Figura 4: Função Gaussiana de interpolação.	24
Figura 5: Trajetórias do TOPEX/POSEIDON na região de estudo. As trajetórias pares correspondem às descendentes.	30
Figura 6: Topografia dinâmica a partir do TOPEX 1993/1994 (valores em metros) em relação a diferentes geóides: (a) OSU91a, (b) JGM-2 e (c) JGM-3	35
Figura 7: Topografia dinâmica a partir do TOPEX para 1993/1994, filtrada para retirar comprimentos de onda menores que 2400 km (valores em metros) em relação a diferentes geóides: (a) OSU91a, (b) JGM-2 e (c) JGM-3.	36
Figura 8: Vetores de corrente geostrófica superficial a partir da topografia dinâmica média para 1993/1994 (filtrada) com relação ao JGM-3.	37
Figura 9: Topografia dinâmica média climatológica a partir do GDEM (valores em metros).	38
Figura 10: Correntes superficiais a partir de derivas de navio para janeiro (Meehl, 1982).	39
Figura 11: Variabilidade da topografia dinâmica a partir do TOPEX para 1993/1994 (valores em metros).	44
Figura 12: Variabilidade sazonal da topografia dinâmica a partir do TOPEX para 1993/1994 (valores em metros).	45
Figura 13: Anomalias altimétricas sazonais da topografia dinâmica com relação à média do biênio 1993/1994 (valores em metros).	51
Figura 14: Anomalias climatológicas sazonais da topografia dinâmica a partir das médias mensais do GDEM. (valores em metros).	52

Figura 15: Anomalias por ciclo (10 dias), mostrando a migração de uma anomalia negativa para oeste (indicada por uma flecha preta).	53
Figura 16: Anomalias altimétricas do ciclo 50, trajetórias 163 (a) e 178 (b), em conjunto com uma imagem de TSM de 28/01/94 a partir do NOAA/AVHRR (paleta em graus centígrados).....	61
Figura 17: Anomalias altimétricas do ciclo 71, trajetórias 163 (a) e 239 (b), em conjunto com uma imagem de TSM de 27/08/94 a partir do NOAA/AVHRR (paleta em graus centígrados).....	62
Figura 18: Anomalias altimétricas do ciclo 76, trajetórias 163 (a) e 239 (b), em conjunto com uma imagem de TSM de 11/10/94 a partir do NOAA/AVHRR (paleta em graus centígrados).....	63
Figura 19: Estações do cruzeiro do <i>Antares</i> (vermelho) e trajetórias do T/P (azul).	69
Figura 20: Alturas dinâmicas relativas a 1000 dbar (<i>Antares</i> (-◆-), GDEM (-■-) e GDEM-abril (-●-)) para as estações do <i>Antares</i>	70
Figura 21: Anomalias da altura dinâmica (<i>Antares</i> (-■-), T/P-57 (-●-) e T/P-57/58 (-◆-)) para as estações do <i>Antares</i>	71
Figura 22: Topografia dinâmica composta (ciclo 57) e vetores de velocidade geostrófica superficial a partir dos dados do <i>Antares</i>	72
Figura 23: Componente geostrófica superficial para cada par de estações do cruzeiro do <i>Antares</i> a partir da hidrografia (vermelho) e da topografia dinâmica composta (azul).....	73
Figura 24: Componentes u e v da velocidade geostrófica superficial para cada par de estações do cruzeiro do <i>Antares</i> a partir da hidrografia (vermelho) e da topografia dinâmica composta (azul).....	74

LISTA DE ABREVIATURAS

AGC	→ Automatic Gain Control
ALT	→ NASA Altimeter
AVHRR	→ Advanced Very High Resolution Radiometer
AVISO	→ Archive, Validation et interpretation des données des Sat. Ocean.
BA	→ Estado da Bahia
CB	→ Corrente do Brasil
CBM	→ Confluência Brasil-Malvinas
CM	→ Corrente das Malvinas
CNES	→ Centre National d'Etudes Spatiales
CTD	→ Conductivity Temperature Depth
DHN-MM	→ Diretoria de Hidrografia e Navegação - Ministério da Marinha
E	→ Leste
ERS-1	→ European Remote Sensing Satellite
ESA	→ European Space Agency
EUA	→ Estados Unidos da América
FORTTRAN	→ Formula Translation
FURG	→ Fundação Universidade do Rio Grande
GDEM	→ General Digitalized Environmental Model
GEOS-3	→ GEOS
GEOSAT	→ Geodetic Satellite
GMT	→ General Mapping Tools
HRPT	→ High Resolution Picture Transmission
INPE	→ Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JGM	→ Joint Gravity Model
M-GDR	→ Merged Geophysical Data Record
N	→ Norte
NASA	→ National Aeronautic and Space Administration
NE	→ Nordeste
NOAA	→ National Oceanic and Atmospheric Administration
NW	→ Noroeste
OSU	→ Ohio State University
PB	→ Estado da Paraíba
PO.DAAC	→ Physical Oceanography Distributed Active Archive Center
REM	→ Radiação Eletromagnética
RJ	→ Estado do Rio de Janeiro
S	→ Sul
SE	→ Sudeste
SP	→ Estado de São Paulo
SPOT	→ Système Probatoire pour l'Observation de la Terre
SSALT	→ Solid-State Altimeter
SSH	→ Altura geocêntrica da superfície do mar
Sv	→ Sverdrup: $10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$
SW	→ Sudoeste
SWH	→ Significant Wave Height

T/P → TOPEX/POSEIDON
TOPEX → Topography Experiment
TSM → Temperatura Superficial do Mar
W → Oeste
WOCE → World Ocean Circulation Experiment

LISTA DE SÍMBOLOS

(x, y, z)	→ sistema de coordenadas cartesianas
V	→ velocidade
(u, v)	→ componentes horizontais da velocidade
t	→ tempo
α	→ volume específico ($1/\rho$)
ρ	→ densidade
ϕ	→ latitude
λ	→ longitude
p	→ pressão
Ω	→ velocidade angular da Terra ($7,27 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$)
R	→ raio da Terra
g	→ aceleração da gravidade
ν	→ viscosidade cinemática
f	→ parâmetro de <i>Coriolis</i> ($2\Omega \text{sen}\phi$)
ζ	→ elevação da superfície em relação ao geóide
∇	→ operador nabla

1. INTRODUÇÃO

1.1 Introdução Geral

O entendimento da circulação oceânica é um ponto fundamental tanto na oceanografia, pois determina a distribuição das massas de água e com isso o próprio ecossistema marinho, como na meteorologia/climatologia, pois influencia fortemente a circulação atmosférica e o equilíbrio climático. Elementos da dinâmica dos oceanos tais como ondas, marés, correntes e vórtices, fundamentais para a compreensão da maioria dos processos oceanográficos, são variáveis complexas de serem medidas *in situ*. Equipamentos de alto custo e um grande esforço amostral são necessários para a determinação destas feições devido, principalmente, a dificuldade de acesso e grande variabilidade do sistema oceânico.

Com a evolução dos sensores aerotransportados e em plataformas orbitais, novos e promissores horizontes surgiram na oceanografia com a obtenção de dados precisos, de baixo custo e de caráter quasi-sinóptico. Um dos ramos desta evolução foi dos sensores ativos que emitem radiação eletromagnética e medem o sinal de retorno contendo informações sobre os alvos na superfície. Dentre estes sensores destaca-se o *altímetro* que, partindo de princípios físicos relativamente simples, pode-se obter várias informações sobre a dinâmica dos oceanos. A função do altímetro é medir a distância entre o satélite e a superfície do oceano com o objetivo de determinar as elevações e depressões presentes no mesmo. Estas variações de altura caracterizam a *topografia dinâmica* do oceano a qual, por sua vez, está intimamente relacionada com a circulação oceânica superficial. Além disso, os altímetros podem

proporcionar informações sobre altura de ondas, velocidade do vento sobre a superfície do mar e a respeito de superfícies geopotenciais (Cracknell, 1982; Stewart, 1985; Saltzman, 1985).

A altimetria espacial surgiu no início da década de 70 com um instrumento instalado a bordo do laboratório orbital SkyLab, mas foi com o SEASAT em 1978 que a técnica consolidou-se e provou sua eficácia para o estudo dos oceanos. Embora o SEASAT tenha apresentado uma falha após apenas três meses de operação, os dados gerados foram de uma qualidade espantosa para a sua época, convencendo definitivamente a comunidade científica das vantagens de sensores ativos na banda das microondas (Altimetros, Escaterômetros e Radares) a bordo de plataformas orbitais (Allan, 1983).

Com o sucesso do SEASAT, as principais agências espaciais do mundo incluíram missões altimétricas nos seus planos. A missão do GEOSAT¹, iniciada em 1985 pela marinha americana, teve como objetivo principal estudar a geodésia marinha pelo período de um ano em uma órbita irregular. Em 1986, dada as boas condições da plataforma orbital, a missão foi estendida com caráter oceanográfico em um órbita semelhante à do SEASAT. A Exact Repeat Mission (ERM) foi um sucesso e, durante dois anos, uma grande quantidade de trabalhos foi gerada na área de altimetria aplicada à oceanografia. Além disso, a ERM forneceu ainda mais subsídios para projetos como o do ERS-1 (ESA) e do TOPEX/POSEIDON (NASA/CNES), ambos operacionais atualmente.

O Experimento de Topografia Oceânica (TOPEX) foi idealizado pela NASA no início da década de 80, com o objetivo de medir a topografia dinâmica superficial do mar utilizando um altímetro altamente avançado. Na mesma época, a agência espacial francesa (CNES) estava

¹ As abreviaturas utilizadas neste trabalho estão relacionadas na *lista de abreviaturas*.

estudando a possibilidade de incluir um equipamento altimétrico nos satélites da série SPOT. A similaridade dos dois objetivos e o interesse de uma cooperação Franco-Americana na área espacial convergiu em um projeto comum, o TOPEX/POSEIDON (Gowda *et al.*, 1993). Esta missão, iniciada em agosto de 1992 no âmbito do projeto WOCE, é dedicada exclusivamente à altimetria e tem como objetivo principal *estudar os padrões globais de circulação oceânica superficial procurando melhorar o entendimento do papel dos oceanos na manutenção/alteração do clima mundial*. Embora tenham sido consideradas um grande avanço na oceanografia, as missões altimétricas que precederam o T/P não obtiveram dados suficientemente precisos para o estudo de diversos aspectos da circulação oceânica. A superioridade do projeto T/P em relação aos precedentes se deve principalmente a este ser *exclusivamente* configurado para o estudo da circulação oceânica de grande escala. Para tal, investimentos específicos foram realizados com a finalidade de tornar o sistema o mais eficaz possível, incluindo: plataforma orbital especialmente desenhada, sensores de última geração, modelos gravimétricos otimizados e, talvez o principal, sistemas precisos de determinação das órbitas do satélite. O satélite foi lançado em 10 de agosto de 1992 e, após estabilização da órbita, começou a obter dados em 23 de setembro de 1992. A partir desta data o satélite mantém uma órbita de 1336 km de altura e 66° de inclinação. O período de repetitividade é de aproximadamente 10 dias, onde um ponto de referência é amostrado novamente com uma precisão de +/- 1 Km. O satélite está equipado com dois altímetros de última geração: o ALT (NASA) e o SSALT (CNES).

O ALT, doravante denominado TOPEX, é o principal instrumento da missão, sendo o primeiro altímetro de dupla banda já utilizado em missões orbitais. As medidas são realizadas em duas frequências na faixa das microondas (5.3 e 13.6 GHz), as quais são combinadas para minimizar os efeitos da ionosfera (Hayne *et al.*, 1994). O SSALT, doravante denominado

POSEIDON, por sua vez, é um altímetro monobanda (13.6 GHz), de caráter experimental, que tem como objetivo principal a validação de uma tecnologia de baixa-energia, pequeno peso e longa duração para ser utilizado em futuras missões altimétricas. O T/P completou com sucesso os três anos previstos para a sua missão básica em setembro de 1995. Como os sensores estão funcionando satisfatoriamente, a missão deve ser estendida por mais dois anos, devendo ao final proporcionar o conjunto de dados mais regular e de melhor precisão da história da altimetria espacial (Fu *et al.*, 1994).

A altimetria é particularmente adequada para o estudo de regiões oceânicas energéticas e com grande variabilidade. A região sudoeste do Atlântico Sul é considerada uma das mais energéticas do globo e, assim como grande parte dos sistemas oceânicos do hemisfério Sul, pouco conhecida. A grande dinâmica desta área se deve, principalmente, a região da *Convergência Subtropical* (34° - 46°S/43° - 60°W) ao largo do Rio de La Plata. Nesta região, também denominada de Confluência Brasil-Malvinas (CBM), as águas quentes e halinas de origem tropical trazidas pela Corrente do Brasil encontram as águas subantárticas, frias e menos salinas, da Corrente das Malvinas. O encontro destas correntes com características tão distintas determina a formação de uma intensa frente oceânica e um complexo conjunto de filamentos, meandros e vórtices (Gordon, 1989). Este encontro de diferentes massas de água e a formação de complexas estruturas oceanográficas é também um dos principais fatores que determinam as boas condições pesqueiras devido ao enriquecimento biológico do meio marinho ao largo do Rio Grande do Sul, Uruguai e Argentina (Lima Jr., 1992).

A pequena quantidade de medidas *in situ* na área torna o sensoriamento remoto a principal fonte de dados para o estudo da variabilidade e dinâmica deste sistema. A maioria dos estudos utiliza imagens na faixa do infravermelho termal a partir do sensor AVHRR a bordo

dos satélites da série NOAA e procuram investigar, normalmente em abordagens descritivas, as variações espaciais da CBM (Legeckis & Gordon, 1982; Gordon & Greengrove, 1986; Olson *et al.*, 1988 ; Gordon, 1989; Podestá *et al.*, 1991; Provost *et al.*, 1992). A altimetria também tem produzido bons resultados, no Atlântico Sul Ocidental, embora poucos estudos tenham sido desenvolvidos. A maioria destes trabalhos trata da análise da variabilidade da topografia dinâmica e utiliza os resultados obtidos pelo GEOSAT que, até então, era o melhor conjunto de dados altimétricos disponíveis (Provost *et al.*, 1989; Provost & Le Traon, 1993; Matano *et al.*, 1993). Devido a missão ser relativamente recente, os dados gerados pelo TOPEX/POSEIDON ainda não foram explorados especificamente para o estudo da dinâmica do Atlântico Sul Ocidental.

Neste estudo utiliza-se técnicas de sensoriamento remoto para investigar aspectos dinâmicos do Atlântico Sul Ocidental, entre as latitudes de 15° S e 50° S e as longitudes de 30° W e 65° W. Na costa, a região é limitada por Ilhéus (BA) e Pta. Cascajo (Argentina), abrangendo uma área oceânica total de 7×10^6 km² (figura 1). O trabalho baseia-se na utilização do conjunto de dados altimétricos obtidos pelo satélite TOPEX/POSEIDON durante os anos de 1993 e 1994. Uma série de informações sobre a topografia dinâmica, sua variabilidade, intensidade das correntes e feições associadas a elas foram obtidas e discutidas neste trabalho.

Com a finalidade de proporcionar uma comparação com os resultados do T/P, os dados hidrográficos do banco climatológico GDEM (Teague *et al.*, 1990) foram utilizados para estimar a topografia dinâmica superficial do mar a partir de um método inverso denominado método dinâmico. Para comparações de caráter quasi-sinóptico, as perfilagens de CTD realizadas em abril de 1994 pelo N.Oc. *Antares* da Diretoria de Hidrografia e Navegação

(DHN - MM) também foram utilizadas para determinar a topografia dinâmica para o referido período ao longo da derrota do navio. Finalmente, imagens AVHRR/NOAA foram selecionadas e processadas com o propósito de localizar e identificar feições térmicas da superfície do oceano que pudessem ser associadas às quantificadas pelas medidas altimétricas.

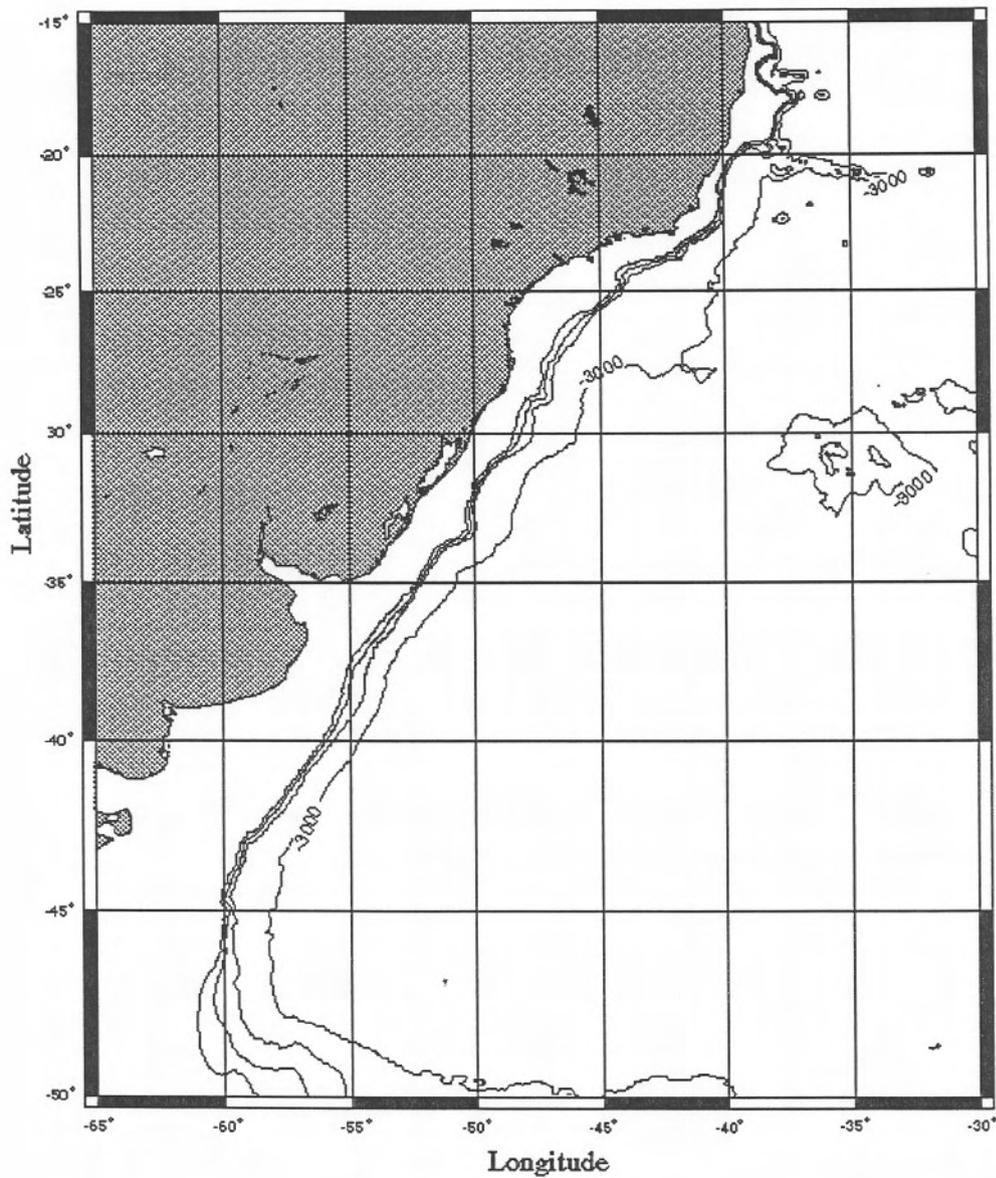


Figura 1: Área de estudo. Estão apresentadas as linhas batimétricas de 200, 500, 1000 e 3000 m.

1.2 Objetivos

Geral

Utilizar a altimetria TOPEX/POSEIDON em conjunto com imagens termais AVHRR/NOAA e dados hidrográficos para estudar alguns aspectos da dinâmica do Atlântico Sul Ocidental, entre as latitudes de 15° e 50°S e longitudes de 30° e 65°W.

Específicos

- Caracterizar as velocidades geostróficas de larga escala a partir do T/P;
- Determinar a variabilidade e anomalias da topografia dinâmica para a região de estudo;
- Identificar, através das ferramentas de Sensoriamento Remoto, estruturas dinâmicas associadas a Corrente do Brasil e a Confluência Brasil-Malvinas tais como filamentos, meandros e vórtices.

2. ANTECEDENTES E DESCRIÇÃO DA ÁREA

2.1 O Altimetro

O altímetro consiste de um transmissor que emite pulsos de radiação eletromagnética (REM) muito curtos e precisos, um receptor sensível para captar o pulso refletido na superfície e um relógio de precisão que mede o intervalo de tempo entre a emissão e recepção do pulso (Stewart, 1985). Considerando um pulso de REM (na faixa das microondas) que é emitido à *nadir* do satélite com velocidade $c=3 \times 10^8 \text{ m.s}^{-1}$, a altura do satélite relativa à superfície do mar (h) é dada pela seguinte relação² :

$$h = \frac{c \cdot \Delta t}{2} \quad (2.1)$$

Onde Δt é o intervalo de tempo decorrido entre a emissão e recepção do pulso. Estes intervalos são da ordem de 10^{-2} segundos sendo necessário, para obter-se um boa acurácia na medida (cerca de 2 cm), relógios com precisão da ordem de picosegundos (10^{-12} s).

Em que pese a simplicidade da técnica, diversos erros estão envolvidos nas medidas altimétricas. Estes erros devem ser adequadamente removidos para que os dados gerados pelos altímetros tenham a acurácia necessária para estudos oceanográficos. De acordo com Chelton (1988), os principais fatores que alteram as medidas advém de imprecisões na determinação da órbita do satélite, de oscilações da própria plataforma orbital e dos efeitos atmosféricos.

² Todas as variáveis e símbolos utilizados nas equações estão relacionados na *lista de símbolos*.

A acurácia da medida do nível do mar por altimetria ainda pode ser afetada por processos oceanográficos e meteorológicos que tendem a alterar as características da superfície oceânica. Dentre estes agentes podemos citar as ondas oceânicas, que dispersam o sinal de retorno, as marés oceânica e terrestre, e as influências do campo de pressão atmosférica sobre o oceano (efeito do barômetro inverso). O efeito da maré oceânica, atualmente corrigido por modelos numéricos, representa a maior fonte de imprecisão no estudo de regiões mais costeiras (Fu *et al.*, 1994).

Ao longo da evolução tecnológica, as correções aplicadas ao sinal altimétrico estão cada vez mais refinadas, resultando em uma significativa melhoria nos resultados (Tabela I). O processamento inicial dos dados brutos, todavia, é extremamente complexo, envolvendo cerca de 60 algoritmos na conversão de quantidades telemétricas para quantidades geofísicas, necessárias para a determinação da topografia dinâmica superficial. Normalmente, os dados altimétricos tornam-se disponíveis à comunidade científica na forma de conjuntos de dados geofísicos brutos, ou seja, as conversões telemétricas já foram realizadas mas nenhuma correção foi aplicada à medida.

Tabela I: Evolução da acurácia da medida altimétrica da distância entre o satélite e a superfície do mar nas diferentes missões espaciais.

Satélite (Ano)	Frequência (GHz)	Acurácia (m)
SkyLab (1973)	13.9	1.0
GEOS-3 (1975)	13.9	0.5
SEASAT (1978)	13.5	0.1
GEOSAT (1985)	13.5	0.1
ERS-1 (1991)	13.5	0.1
TOPEX/Poseidon (1992)	13.6/5.3	0.03

Fonte: Stewart (1985)

2.2 Desde altimetria até circulação

As correntes oceânicas são geradas e governadas por forças presentes no sistema terrestre. A ação conjunta destas forças é representada pela equação 2.2, denominada de Equação do Movimento:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -\alpha\vec{\nabla}p - 2\vec{\Omega} \times \vec{V} + \vec{\Omega} \times (\vec{\Omega} \times \vec{R}) + \vec{g} + \nu\nabla^2\vec{V} \quad (2.2)$$

Sendo:

• $\frac{d\vec{V}}{dt}$ aceleração total;

• $\alpha\vec{\nabla}p$ aceleração devido aos gradientes de pressão;

- $2\vec{\Omega} \times \vec{V}$ aceleração de *Coriolis*;
- $\vec{\Omega} \times (\vec{\Omega} \times \vec{R})$ aceleração centrífuga;
- \vec{g} aceleração da gravidade;
- $\nu \nabla^2 \vec{V}$ aceleração devido as forças de atrito;

A determinação de todos os termos desta equação no ambiente marinho é uma tarefa extremamente difícil, praticamente impossível de ser feita. Normalmente a saída adotada para resolver este problema é simplificar a Equação do Movimento, através de uma análise de escala. Classicamente tem-se assumido que, em caráter geral, a circulação oceânica superficial de larga escala pode ser representada pelo balanço entre a componente horizontal do gradiente de pressão e pelo termo de *Coriolis* (e.g. Pond & Pickard, 1983). Este balanço, denominado de *balanço geostrófico*, é representado da seguinte maneira:

$$2\vec{\Omega} \times \vec{V} = -\alpha \vec{\nabla} p \quad (2.3)$$

sendo as componentes horizontais :

$$fv = \alpha \frac{\partial p}{\partial x} \quad (2.4)$$

$$fu = -\alpha \frac{\partial p}{\partial y} \quad (2.5)$$

onde u e v são as componentes horizontais da velocidade geostrófica na direção x (positiva para Leste) e y (positiva para Norte) respectivamente.

Com relação às correntes geostróficas de superfície, o gradiente de pressão nesta camada é diretamente proporcional à inclinação da superfície livre do mar em relação ao geóide. O geóide, por sua vez, é uma superfície denominada *nível* ou *geopotencial* ao longo da qual o potencial gravitacional é constante e serve como referência para as estimativas das velocidades geostróficas. Obteremos então, considerando ζ altura da superfície do mar a partir do geóide, ou altura dinâmica, (e.g. Swind, 1980) :

$$fv = g \frac{\partial \zeta}{\partial x} \quad (2.6)$$

$$fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} \quad (2.7)$$

Estas elevações são, do ponto de vista prático, impossíveis de serem medidas em uma amostragem convencional a partir de um meio flutuante. Por outro lado, esta medida de

elevação é o principal dado a ser coletado pelo altímetro que, estando bem calibrado e sendo aplicadas as devidas correções, nos fornece diretamente a medida de ζ e, conseqüentemente, as componentes horizontais da corrente geostrófica em superfície. Ao longo da coluna d'água, a estimativa do gradiente de pressão (e conseqüentemente das correntes geostróficas) é mais complexa, pois este pode ainda ser dividido em duas componentes : a barotrópica e a baroclínica (uma descrição mais detalhada das duas componentes apresenta-se no Anexo I).

A componente baroclínica do gradiente de pressão é, basicamente, a resultante da inclinação das isopicnais (campo de massa) em relação as isobáricas e pode ser determinada a partir de dados hidrográficos. Por sua vez, a componente barotrópica resulta da inclinação da superfície livre do mar, sendo constante ao longo da coluna d'água e possível de ser estimada pelo altímetro (equações 2.6 e 2.7). Na superfície, apenas a componente barotrópica do gradiente de pressão está presente.

Considerando que haja ao longo da coluna d'água uma determinada profundidade onde a velocidade seja zero, ou muito próxima de zero, por definição temos o chamado *nível de movimento nulo (ou referência)*. Nesta superfície, a componente baroclínica é equivalente a componente barotrópica e, tomando esta profundidade como referência, é possível comparar ζ obtida pela altimetria com a altura dinâmica estimada a partir de parâmetros hidrográficos (Wunsch & Gaposchkin, 1980). No caso de termos medidas de hidrografia concomitantemente com as de altimetria podemos obter, ainda, a componente geostrófica total (baroclínica + barotrópica) ao longo de toda a coluna d'água.

2.3 Oceanografia Regional

A região ao largo da costa leste da América do Sul é dominada por dois sistemas oceânicos distintos. Um de origem tropical, a Corrente do Brasil (CB), ramo oeste do giro subtropical do Oceano Atlântico Sul, originária da divergência da Corrente Sul Equatorial nas proximidades do Cabo de São Roque (PB). Esta corrente flui, ao longo da plataforma e talude continental brasileiro, predominantemente de NE para SW carregando águas de origem tropical (alta salinidade e temperatura) até aproximadamente 38°S, percorrendo uma distância de cerca de 3800 km.

Apesar de ser uma corrente superficial de contorno oeste, o transporte da Corrente do Brasil é extremamente baixo comparado com as correntes de contorno oeste presentes no hemisfério norte (Corrente do Golfo, Corrente do Kuroshio). Enquanto a Corrente do Golfo pode transportar até 150 Sv, estimativas de transporte da Corrente do Brasil estão em torno de 30 Sv. A hipótese de Stommel (1957) supõe que o transporte da CB é menos intenso do que o esperado devido ao efeito contrário da circulação termohalina, uma vez que a esta e a circulação superficial gerada pelo vento têm sentidos opostos no Atlântico Sul. Associado a isto, segundo Stramma *et al.* (1990) o giro subtropical do Atlântico Sul não é um sistema fechado, com a maior parte do transporte da Corrente Sul Equatorial (80%) sendo desviado para o hemisfério norte através da Corrente Norte do Brasil. O transporte da CB aumenta significativamente a medida que esta se desloca para o sul, principalmente a partir da região de Cabo Frio (RJ) em torno de 23°S. Este aumento provavelmente acontece devido a uma célula de recirculação do giro subtropical, cujas águas passam a dominar a CB em torno da latitude de 30°S (Reid, 1989).

A partir das latitudes de 35°-40°S, a CB encontra uma corrente de origem subantártica denominada Corrente das Malvinas (CM), a qual é um ramo da Corrente Circumpolar Antártica, composta de águas mais frias e relativamente menos salinas, que se desloca ao longo da costa Argentina, de SW a NE, até aproximadamente 40°S (figura 2). A convergência entre a CB e a CM dá origem a uma região altamente energética denominada de Confluência Brasil-Malvinas (CBM), cuja posição flutua latitudinalmente ao longo do ano seguindo as variações de *momentum* das duas correntes (Legeckis & Gordon, 1982; Olson *et al.*, 1988, Matano, 1993). Este mecanismo que determina a posição da CBM ainda não é bem compreendido. Alguns estudos apontam que o mesmo também pode estar relacionado com forçantes locais (Garzoli & Giulivi, 1994). A convergência ocorre principalmente ao longo do talude continental entre as latitudes de 35° e 40°S, com o maior *momentum* da CB determinando uma penetração de suas águas de origem tropical para o sul (Gordon & Greengrove, 1986). Esta intrusão, denominada de *extensão* da CB, pode atingir latitudes de até 43°S sendo caracterizada por uma complexa formação de vórtices e meandros. Estes vórtices, segundo Legeckis & Gordon (1982), têm diâmetro médio da ordem de 150 km e uma taxa aproximadamente semanal de formação. No ponto máximo de sua excursão a CB deflete para NE, num giro anticiclônico, formando um meandro *quasi*-estacionário aproximadamente ao longo de 53°W (Stramma & Peterson, 1990). Ao largo do Rio de La Plata as correntes do Brasil e Malvinas defletem em direção a leste para a formar a Corrente do Atlântico Sul (Peterson & Stramma, 1991), determinando o ramo sul do Giro SubTropical do Oceano Atlântico Sul (figura 2). Outro fator importante na circulação superficial da região da CBM é a descarga fluvial através do sistema Patos-Mirim e, principalmente, do Rio de La Plata. Este último pode chegar a contribuir com cerca de 10^{-1} Sv, influenciando fortemente a circulação costeira na região (e.g Pereira, 1989). A influência da descarga fluvial em áreas mais oceânicas ainda não foi avaliada. A importância da CBM na circulação do Atlântico Sul é marcante,

principalmente em termos de formação de massas de água e enriquecimento biológico do meio marinho.

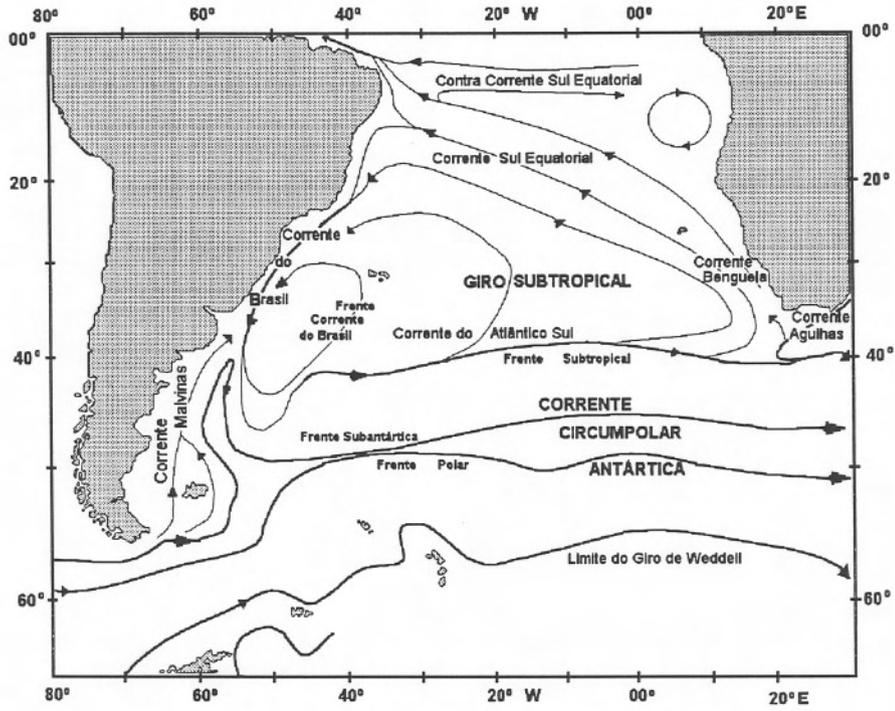


Figura 2: Circulação no Atlântico Sul (Peterson & Stramma (1991)).

3. METODOLOGIA

Vários tipos de dados foram analisados neste trabalho: altimetria, imagens termais e de hidrografia. Para cada etapa utilizou-se uma metodologia específica. No caso da altimetria, todos os programas computacionais para a leitura, interpolações e análise de dados foram desenvolvidos durante o presente trabalho. Distintamente, para a análise das imagens AVHRR/NOAA e dos dados hidrográficos foram utilizados uma série de programas e rotinas já existentes. Neste último caso, apenas os aspectos principais da metodologia serão apresentados.

3.1 Altimetria

Os dados altimétricos utilizados neste trabalho provém do satélite TOPEX/POSEIDON, sendo distribuídos em CD's (*Compact Disk*) fornecidos sistematicamente ao Laboratório de Oceanografia Física da FURG pela PO.DAAC (EUA) e pela AVISO (França). O conjunto de dados é denominado M-GDR (Merged Geophysical Data Record) compreendendo dois ciclos independentes de 10 dias, contendo toda a informação necessária para a análise. Os M-GDR constituem-se em dados pré-processados no sentido de transformar as quantidades telemétricas em geofísicas com resolução de 1 Hz (médias computadas a partir das amostragens originais em uma taxa de 10 Hz). Além dos dados altimétricos em si, os M-GDR possuem uma série de dados periféricos necessários para o processamento, dentre eles podemos destacar: correções atmosféricas, efemérides do satélite, dados do geóide, modelos de marés, posição espacial das medidas, atitude da plataforma, dentre outros pois, embora todas as unidades tenham sido convertidas, nenhuma correção foi

efetuada aos dados originais do altímetro. Inicialmente foram elaborados programas em linguagem C que, ao mesmo tempo, fazem a leitura dos dados do CD's e realizam as correções necessárias para a para a determinação da altura geocêntrica da superfície do mar.

A metodologia aplicada no processamento dos dados altimétricos segue o sugerido por Nerem *et al.* (1990) e Benada (1993), os quais indicam as principais correções que devem ser aplicadas às medidas altimétricas no cálculo da altura da superfície do mar em relação ao centro da Terra. As correções realizadas são basicamente de caráter ambiental, procurando remover efeitos que alteram a distância da superfície do mar medida pelo altímetro, uma vez que a determinação da órbita do satélite é excelente (da ordem de 3 cm) não sendo necessária qualquer correção de caráter orbital (Tapley *et al.*, 1994 ; Nerem *et al.*, 1994). A equação seguinte demonstra este passo:

$$h = h_s + h_{dry} + h_{wet} + h_{iono} + h_{baro} + h_{otide} + h_{etide} + h_{em} \quad (3.1)$$

onde h é a distância geométrica resultante entre o centro de massa do satélite e a superfície oceânica situada a *nadir* e h_s a distância instantânea, entre o satélite e a superfície do mar a *nadir*, medida pelo altímetro. Algumas correções procuram reduzir erros impostos ao pulso altimétrico em si, equanto outras procuram minimizar alterações da superfície do mar devido a outros fatores que não as correntes geostróficas superficiais. As correções aplicadas à distância instântanea são as seguintes:

- ($h_{dry/wet}$) *Troposfera seca e úmida (vapor d'água)*: a propagação do pulso de REM emitido pelo altímetro é retardada pelos gases "secos" e pela concentração de vapor d'água na troposfera. A correção para os gases "secos" é aproximadamente constante da

ordem de 2.3 m enquanto que da concentração de vapor d'água é extremamente variável causando erros de 6 - 40 cm;

- (h_{iono}) *Elétrons livres na ionosfera*: nas frequências utilizadas pelo T/P, a propagação da REM é retardada pelos elétrons livres na ionosfera terrestre. Esta diminuição na velocidade de propagação é diretamente proporcional ao número de elétrons livres e inversamente proporcional ao quadrado da frequência do pulso. A quantidade de elétrons livres é extremamente variável causando uma superestimativa na distância entre o satélite e a superfície do mar de 0.5 - 20 cm, considerando-se a banda Ku (13.6 GHz);

- (h_{baro}) *Barômetro inverso (pressão atmosférica sobre a superfície do mar)*: a medida que a pressão atmosférica aumenta e diminui, a superfície do mar tende a responder hidrostáticamente. O nível do mar desce (sobe) cerca de 1 cm a cada aumento (diminuição) de 1 mbar na pressão atmosférica;

- (h_{otide}) *Maré Oceânica* : as alterações do nível do mar devido às forças geradoras de maré são extremamente rápidas e podem chegar a 18 m em determinadas áreas. Para eliminar este efeito são utilizados modelos que reproduzem as alterações do nível do mar devido às marés. No entanto, estes modelos possuem grandes incertezas, principalmente em zonas mais rasas, sendo uma das principais fontes de erro na altimetria espacial. Neste trabalho foi utilizado o modelo de Cartwright & Ray (1990) para as correções das marés oceânicas.

• (h_{etide}) *Maré Terrestre*: a Terra (sólida) responde às forças gravitacionais de maneira similar que os oceanos causando alterações no nível do mar da ordem de 1 m. Este efeito, no entanto, é perfeitamente compreendido e modelado com grande acurácia.

• (h_{em}) *Estado do mar (ruído eletromagnético)*: devido a área imageada pelo altímetro ser relativamente grande (9 km^2), o espalhamento do pulso de REM na superfície do oceano não é regular. Através de experimentos com aeronaves, pode-se estimar que quanto maior a agitação da superfície oceânica maior os valores de distância medidos pelo altímetro. No entanto, a física envolvida na interação de REM provenientes de radares com alvos na superfície ainda está sendo investigada não existindo um consenso definitivo a respeito do assunto;

Se a posição do satélite é conhecida, então h pode ser subtraída da distância do satélite (h_{sat}) em relação a um elipsóide de referência (geocêntrica), resultando na altura geocêntrica da superfície do mar (h_{ssh})

$$h_{ssh} = h_{sat} - h \quad (3.2)$$

Embora o TOPEX/POSEIDON possua dois altímetros, somente os dados provenientes do altímetro da NASA (TOPEX) foram utilizados neste estudo. O TOPEX fica ligado durante aproximadamente 90% do tempo do experimento e possui uma confiabilidade maior do que o altímetro experimental da CNES. Todos os dados correspondentes a profundidades menores que 500 m foram eliminados devido as grandes incertezas nos modelos do geóide e de marés para as regiões mais rasas. Outros dados indesejados foram retirados seguindo os valores de

desvio padrão dos originais (10 Hz), de acordo com Stammer & Wunsch (1994): $\sigma(h_s) > 80$ mm; $\sigma(\text{SWH}) > 2$ m; $\sigma(\text{AGC}) > 0.25$ dBel.

3.2 O Geóide

Para obter-se a altura dinâmica da superfície do mar, devemos subtrair diretamente da medida do altímetro a altura geocêntrica de uma superfície geopotencial (geóide). No entanto, a determinação desta superfície não é tarefa fácil e tem sido o principal limitante da técnica altimétrica para o estudo de correntes oceânicas. Atualmente o geóide é estimado a partir de modelos gravimétricos, que produzem uma boa estimativa em grandes escalas, mas podem ter grandes desvios de caráter regional. Atualmente, o melhor modelo do geóide disponível possui ainda um erro maior do que o sinal da topografia superficial do mar devido a correntes oceânicas (± 1 m) em escalas inferiores a 2400 Km. Esta limitação impede os oceanógrafos de determinar a topografia dinâmica com boa precisão em uma resolução espacial melhor.

No M-GDR, o modelo do geóide disponível é o OSU91a, da Universidade de Ohio, que particularmente para o Atlântico Sul Ocidental apresenta desvios bem significativos. Neste trabalho outros dois modelos do geóide, gentilmente cedidos pelo Dr. Patrick Vincent da CNES, foram utilizados para comparação com o fornecido originalmente. Estes modelos foram desenvolvidos pelo grupo responsável do projeto TOPEX/POSEIDON e já incluem dados de melhor precisão oriundos deste satélite, o JGM-2 e JGM-3. Embora os modelos JGM apresentem melhorias significativas na representação do geóide marinho (Tapley *et al.*, 1994; Nerem *et al.*, 1994) a altimetria por satélite aplicada à oceanografia ainda estará subutilizada até que uma missão altimétrica exclusivamente dedicada a geodésia marinha seja concebida (S. Nerem, com. pes.). Os mapas de topografia dinâmica absoluta relativos ao JGM-2, JGM-3 e

OSU91a foram filtrados utilizando o programa GMT (General Mapping Tools) para eliminar os comprimentos de onda inferiores a 2400 Km. Ao longo deste trabalho o JGM-3, por ser considerado o melhor modelo disponível, foi utilizado como geóide padrão. Uma vez conhecendo-se a função espacial de uma superfície geopotencial (h_{geo}) pode-se determinar a altura dinâmica para cada ponto de amostragem (figura 3) :

$$\zeta = h_{ssh} - h_{geo} \quad (3.3)$$

Os vetores de corrente geostrófica poderão ser calculados para cada par de valores de ζ seguindo as equações 2.6 e 2.7.

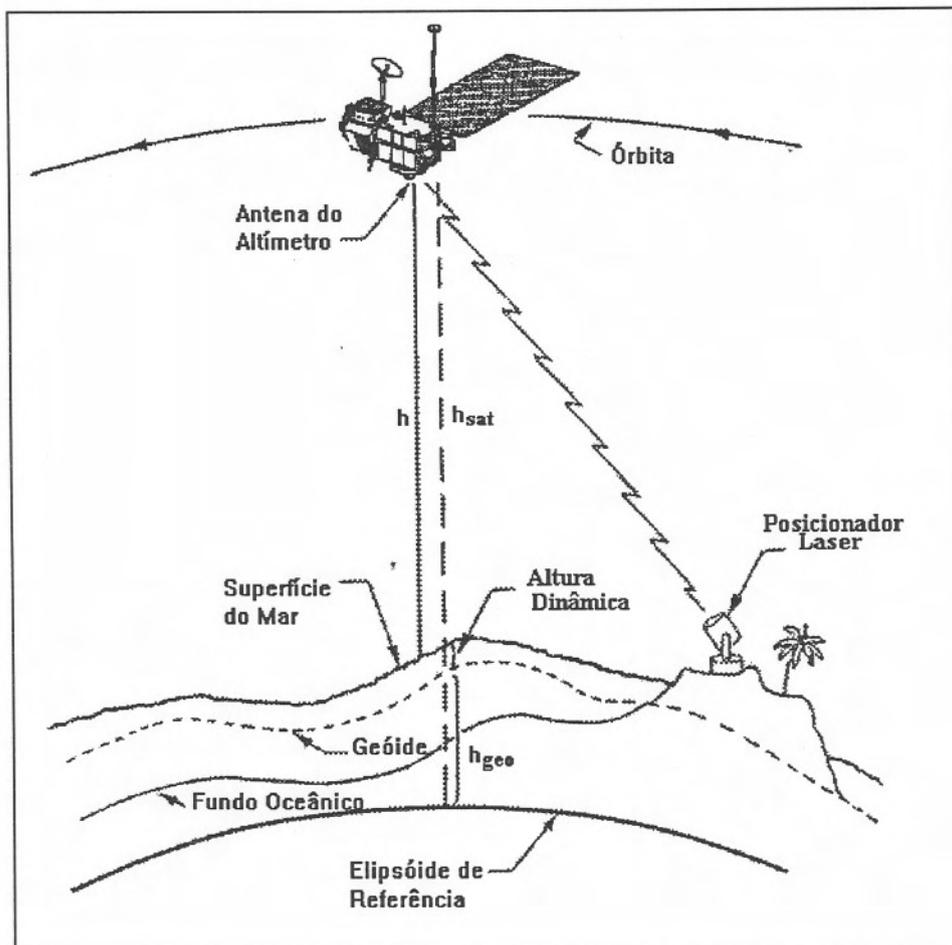


Figura 3: A medida altimétrica

3.3 Filtragem espacial

Após a determinação de ζ para cada ponto ao longo de cada trajetória do T/P procuramos, com a finalidade de reduzir a quantidade de dados, gerar um *grid* regular e ao mesmo tempo proceder uma filtragem para remoção de ruídos indesejados, utilizar uma função de interpolação Gaussiana e isotrópica que, por definição, depende exclusivamente das distâncias entre os pontos originais e a posição onde se deseja estimar ζ (Nerem *et al.*, 1994). A função opera como uma média ponderada onde, para se determinar um valor de altura em um ponto desejado ($\zeta'(\phi, \lambda)$), com latitude e longitude determinada, utilizou-se a seguinte relação:

$$\zeta'(\phi, \lambda) = \frac{\sum_{i=1}^n \omega_i \times \zeta(\phi_i, \lambda_i)}{\sum_{i=1}^n \omega_i} \quad (3.4)$$

onde $\zeta(\phi_i, \lambda_i)$ são os pontos (alturas) adjacentes, contidos em uma determinada distância limite r_m (raio de procura), considerados no cálculo. Os pesos da função ω_i são computados pela relação:

$$\omega_i = \exp(-\beta d_i^2) \quad (3.5)$$

onde d é a distância em graus entre (ϕ_i, λ_i) e (ϕ, λ) . A função peso está representada na figura 4. O parâmetro β é determinado pela curtose da distribuição gaussiana τ :

$$\exp(-\beta\tau^2) = \frac{1}{2} \Rightarrow \beta = \ln(2)\tau^{-2} \quad (3.6)$$

Testando-se diversos valores para τ e r_m , confirmou-se a indicação de Nerem *et al.* (1994) que para análises regionais (e.g. Oceano Atlântico Sul) os parâmetros indicados seriam $\tau=1.5^\circ$ e $r_m = 3^\circ$, os quais foram utilizados em todas as análises deste trabalho. Todos os mapas de topografia dinâmica superficial, variabilidade e anomalias foram gerados com uma resolução de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ a partir do conjunto original de dados na região de estudo (figura 5).

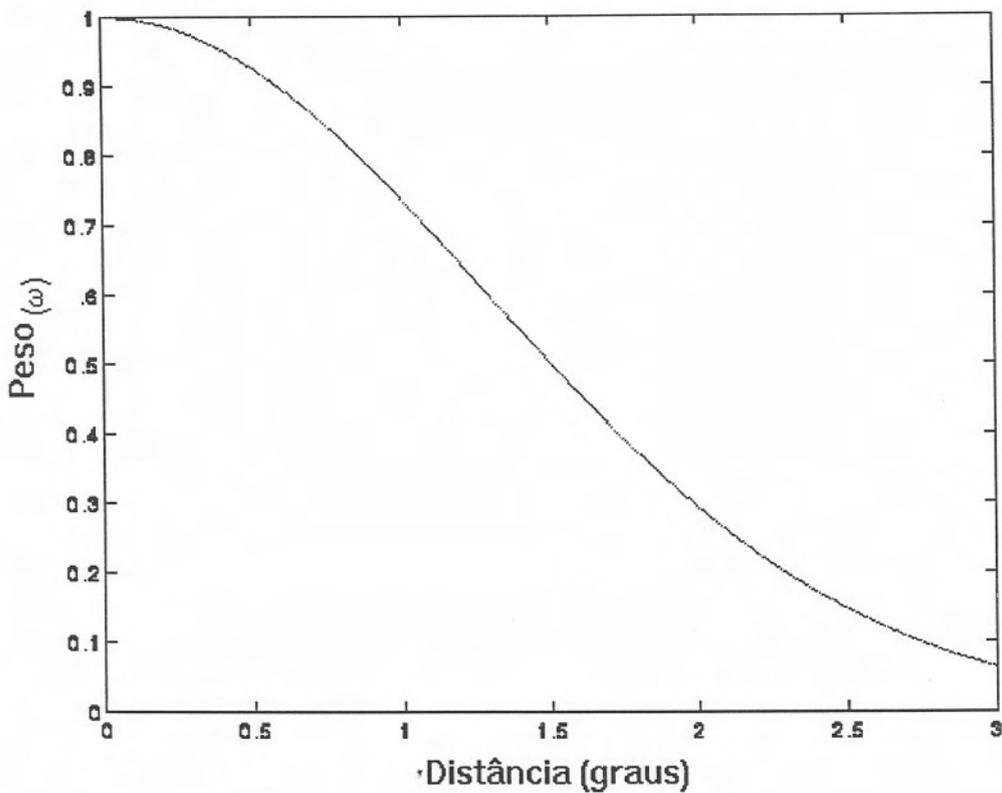


Figura 4: Função Gaussiana de interpolação

3.4 Variabilidade e anomalias da altura dinâmica

A variabilidade temporal e as anomalias da topografia dinâmica são os principais resultados obtidos pela altimetria, trazendo importantes informações sobre a energia, o regime

de vórtices, os ciclos sazonal e variabilidade interanual. A variabilidade da altura dinâmica na área de estudo foi calculada com base em uma análise *colinear*, de acordo com Cheney *et al.* (1983). A técnica assume que o geóide não varia a sua posição ao longo do tempo e, se considerarmos que as correções ambientais no sinal altimétrico são suficientemente satisfatórias, as variações da altura dinâmica se devem exclusivamente às correntes oceânicas. É importante observar que no estudo da variabilidade temporal a maior fonte de erro para a altimetria, o geóide marinho, é removida. A técnica resume-se em determinar para cada ponto de amostragem do T/P, ao longo da trajetória, a média do período considerado (no nosso caso 1993 - 1994). A variabilidade então é calculada simplesmente como o desvio padrão daquela média:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\zeta_i - \langle \zeta \rangle)^2}{n}} \quad (3.7)$$

onde $\langle \zeta \rangle$ é a média para o período considerado e n o número de ciclos utilizados.

Na prática, os pontos de amostragem em cada trajetória não se repetem exatamente no mesmo ponto a cada ciclo. No entanto, para o T/P as variações são da ordem de +/- 1 km. Assim, um teste de distância foi utilizado para determinar se um determinado ponto pertence ao seu grupo, sendo verdadeiro se o ponto estiver em um raio de três quilômetros de distância de seu ponto de referência, considerado aqui como sendo o do primeiro ciclo analisado, ciclo 11 (Anexo II). Apesar da simplicidade da técnica, um grande volume de cálculos foi necessário para a determinação da variabilidade temporal em cada ponto, uma vez que para a região de estudo em cada ciclo completo um conjunto de 16000 pontos foram analisados.

A partir da determinação da média de um ponto específico, a anomalia (resíduo de um ciclo ou média de ciclos), pode ser calculada como segue:

$$\Delta\zeta = \zeta - \langle\zeta\rangle \quad (3.8)$$

As anomalias ($\Delta\zeta$) foram estimadas para cada estação do ano e para cada ciclo. No primeiro caso, ζ é a média do ponto para uma determinada estação do ano e no segundo caso é simplesmente o valor de altura no ponto para um determinado ciclo. Em ambos os casos, $\langle\zeta\rangle$ corresponde a média considerando todos os dados do TOPEX para o período analisado (1993/1994).

As anomalias foram determinadas para toda a região em todos os ciclos que o TOPEX esteve operacional, seguindo o padrão que foi utilizado na variabilidade. A partir da combinação de todos os ciclos de uma estação foram calculadas as anomalias sazonais da altura dinâmica, para o verão (jan/fev/mar), outono (abr/mai/jun), inverno (jul/ago/set) e primavera (out/nov/dez). As variabilidades e anomalias foram interpoladas e filtradas para um *grid* regular de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ com a mesma técnica e parâmetros descritos no item 3.3 .

3.5 As imagens AVHRR/NOAA

Para este trabalho foi utilizada uma série de imagens do sensor AVHRR a bordo dos satélites da série NOAA. As imagens foram coletadas pelo INPE em uma estação receptora HRPT na cidade de Cachoeira Paulista (SP). O processamento inicial das imagens, com a finalidade de determinar a TSM a partir dos canais 4 e 5 do AVHRR, separar aquelas com maior quantidade de nuvens e catalogar as mais interessantes para o estudo científico foram

realizadas pela MSc. Sydnéia Maluf no INPE. As imagens brutas foram recortadas e reamostradas para o tamanho de 512 x 512 pixels utilizando o software SEAPAK. As correções geométricas para as distorções existentes foram realizadas na FURG, utilizando o mesmo *software*. A correção foi embasada nos modelos orbitais e não a partir do método empírico, mais utilizado, devido a ausência de pontos de controle já que grande parte das imagens se situa sobre o oceano. Neste trabalho nenhum canal específico do AVHRR foi utilizado e sim a composição da TSM. Todas as imagens estão na projeção *mercator* e a resolução do pixel é de, aproximadamente, 1 x 1 Km.

3.6 Os dados hidrográficos

Dois conjuntos de dados hidrográficos foram utilizados neste estudo. O primeiro pertence ao banco climatológico GDEM (Teague *et al.*, 1990), com uma resolução temporal de caráter mensal e espacial de 0,5° x 0,5°. Os dados foram gentilmente cedidos pelo Dr. K. Ichikawa da Universidade de Kyoto (Japão), na forma *anomalias de geopotencial*³ relativas ao nível de 1000 dbar. Este conjunto foi utilizado para a confecção dos mapas de topografia dinâmica média anual e sazonal. As diferenças entre estes dois resultados determinou a anomalia climatológica sazonal, através do mesmo procedimento utilizado para os dados altimétricos.

O outro conjunto provém do cruzeiro do N.Oc. *Antares* da DHN entre 06/04 - 18/04/1994. O navio partiu do porto do Rio de Janeiro e atingiu a latitude de 38°S. Aproximadamente a cada 60 mn uma estação de *CTD*, com profundidade máxima de 1100 m, foi realizada. Todas as estações que atingiram a profundidade de 1000 dbar foram utilizadas

³ altura dinâmica estimada a partir de dados hidrográficos.

para determinar a altura dinâmica da estação com relação ao nível de 1000 dbar e os dados foram revisados para retirar valores discrepantes. Para tal, foi utilizado um conjunto de rotinas em linguagem FORTRAN desenvolvidos pelo grupo de hidrografia do WOCE, de domínio público, disponíveis pela *Internet* (*@nemo.ucsd.edu*).

3.7 A topografia dinâmica composta

Como mencionado no item 3.2, o precário conhecimento do geóide marinho é, atualmente, a principal limitação para o estudo da circulação oceânica através da altimetria espacial. Devido a esta limitação as análises se concentram no estudo da variabilidade da topografia oceânica, descartando-se o estudo da componente média (para todos os efeitos independente do tempo) das correntes oceânicas.

Alguns métodos têm sido propostos para contornar o problema do geóide marinho e estudar ambas as componentes das correntes estimando-se a topografia dinâmica “total” (média + variável) a partir da altimetria. Neste trabalho foi utilizada a metodologia denominada de *topografia dinâmica composta* a qual sugere que a componente média temporal da corrente pode ser estimada a partir das anomalias médias de geopotencial na superfície, determinadas a partir de dados hidrográficos. Posteriormente, as alturas dinâmicas estimadas são somadas às anomalias altimétricas determinadas pela equação 3.8 resultando na topografia dinâmica. Esta técnica foi utilizada com sucesso por vários autores nas regiões da corrente do Golfo e da corrente do Kuroshio (Willebrand *et al.*, 1990; Glenn *et al.*, 1991; Ichikawa & Imawaki, 1992; Ichikawa & Imawaki, 1994).

Para uma boa estimativa da componente média, um conjunto de estações hidrográficas com grande resolução espacial e contemporâneas às medidas altimétricas seria o ideal. No entanto, uma malha hidrográfica deste tipo ao longo de dois anos para uma grande região de estudo é impraticável, com exceção da região da Corrente do Golfo, onde intensivas amostragens hidrográficas são realizadas. A saída adotada por Ichikawa & Imawaki (1992) foi utilizar as médias climatológicas regionais para estimar as anomalias de geopotencial. A mesma aproximação foi realizada no presente estudo, onde foi utilizado o banco climatológico GDEM (Teague *et al.*, 1990). Este banco é embasado no atlas de Levitus (1982) apresentando uma resolução espacial de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, enquanto que no original de Levitus a resolução é de $1^\circ \times 1^\circ$. Contudo, esta aproximação de substituir a média contemporânea de dois anos pelas médias climatológicas, pode levar a um erro que não pode ser ignorado. Quando utilizamos a média climatológica não estão sendo consideradas todas as componentes interanuais que porventura estiveram presentes na região. No entanto, a medida que o conjunto de dados altimétricos aumenta, as diferenças entre a componente gerada pelas médias climatológicas e a ideal pelas médias contemporâneas devem diminuir. Outra aproximação diz respeito a determinação de um *nível de movimento nulo* (referência). As anomalias de geopotencial foram estimadas relativas a 1000 dbar, o que concorda com a maioria dos autores que trabalharam na região como o mais próximo de um nível ideal de *movimento nulo*. No entanto, segundo Ichikawa & Imawaki (1994), este erro seria da ordem de centímetros na topografia oceânica final.

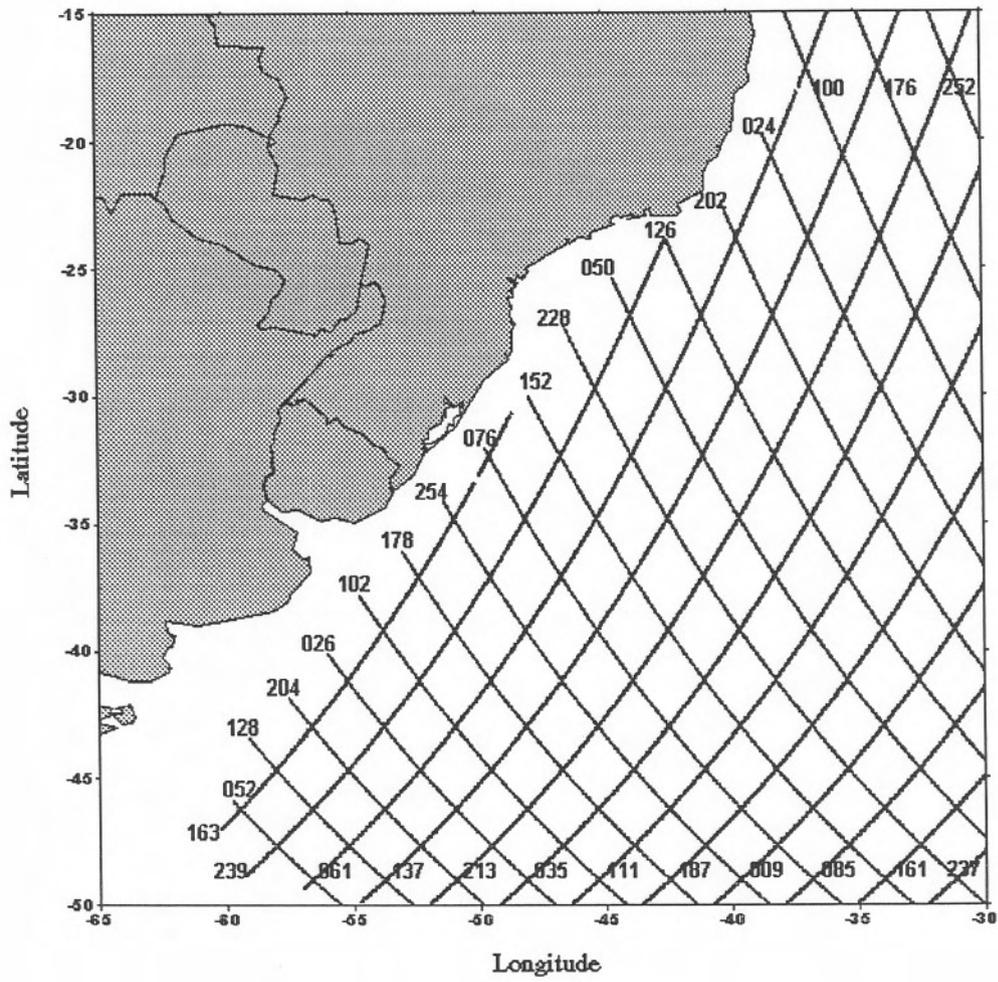


Figura 5: Trajetórias do TOPEX/POSEIDON na região de estudo. As trajetórias pares correspondem às descendentes.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Topografia dinâmica

A topografia dinâmica média de 1993/1994 para a região de estudo foi estimada utilizando-se os três geóides disponíveis (figura 6, a-c). Todos os modelos caracterizam bem a Corrente do Atlântico Sul, apresentando um fluxo bem definido de oeste para leste entre 35° e 45°S. A Corrente do Brasil, no entanto, não é bem definida pelo OSU91a sendo mais caracterizada pelos JGM-2 e JGM-3. A superioridade dos modelos gerados pela *Joint Gravity* em relação ao OSU91a já havia sido indicada pelos primeiros estudos de escala global utilizando os dados do TOPEX/POSEIDON (Stammer & Wunsch, 1994; Tapley *et al.*, 1994). Apesar deste fato, os JGM's ainda estão distantes de descrever com a precisão e resolução necessárias as ondulações reais do geóide marinho. De acordo com Nerem *et al.* (1994), a variação da topografia dinâmica global é da ordem de +/- 1 m, enquanto as flutuações do geóide chegam a 100 m. Devido a este fato, os erros na determinação do melhor modelo do geóide disponível superam o sinal da topografia dinâmica regional (em escalas inferiores a 2400 km). No entanto, são muito significativos os avanços para a estimativa da topografia dinâmica absoluta com relação aos resultados do GEOSAT. As estimativas realizadas por Nerem *et al.* (1990) tiveram que ser filtradas para comprimentos de onda da ordem de 4000 km para que não houvesse contaminação nos dados pelo modelo do geóide então disponível. Os resultados obtidos pelo trabalho acima concordam muito bem, de maneira qualitativa para a região, com os da figura 6-c, indicando que não existem grandes alterações no padrão de circulação de grande escala considerando os valores de corte de 4000 e 2400 km, para o caso do OSU91a.

Os mapas de topografia dinâmicas gerados (figura 6) apresentam uma série de ondulações e núcleos que devem estar refletindo as incertezas na determinação do geóide para as escalas analisadas. Uma melhor visão da circulação de grande escala pode ser obtida na figura 7(a-c), onde foi realizada uma filtragem espacial com o objetivo de retirar os comprimentos de onda inferiores a 2400 km, removendo estas incertezas. Em termos gerais os resultados são semelhantes aos da figura 6, no entanto, todas as ondulações e núcleos da topografia dinâmica foram removidos. Nota-se também que para o caso do OSU91a, a Corrente do Brasil ainda não é bem caracterizada confirmando o fraco desempenho deste modelo para a região do Atlântico Sul ocidental.

Na estimativa da corrente geostrófica média para o período analisado foi utilizada a topografia dinâmica calculada com relação ao JGM-3. Os vetores de velocidade geostrófica estão apresentados na figura 8. As velocidades da corrente do Brasil são aproximadamente de 10 cm/s e da corrente do Atlântico Sul de 8 cm/s. Estes valores de velocidade são menores do que o esperado, por exemplo, para a CB em torno de 30°S, da ordem de 50 cm/s (Garfield, 1990, Matano, 1993). Estes baixos valores devem ser encarados de maneira qualitativa, uma vez que durante o processo de cálculo da média e, principalmente, da filtragem espacial, grande parte dos gradientes regionais da topografia oceânica e quase que a totalidade do campo de vórtice são removidos. Além disso, temos que levar em consideração que mesmo trabalhando somente em grandes comprimentos de onda a altimetria ainda tem limitações em representar as correntes de contorno de ao grande gradiente do geóide nestas áreas (C. Wunsch, *com. pes.*). Na região onde a corrente do Brasil muda o sentido para W-E o gradiente diminui bastante, provavelmente devido a uma maior homogeneidade no geóide.

A figura 9 apresenta a topografia dinâmica de superfície relativa a 1000 dbar estimada a partir do GDEM. Apesar de haver boas semelhanças, principalmente na região da Corrente do Atlântico Sul, entre este resultado e o da figura 8, pelas isolinhas de topografia dinâmica a CB não encontra-se bem caracterizada como observado nos dados do TOPEX. Ressalta-se que os valores absolutos de topografia dinâmica são distintos entre as duas figuras pois os dados tem origens e valores de referência diferentes. No entanto, o que realmente interessa é a distribuição das linhas de contornos de topografia dinâmica (seu gradiente e direção), que determinam as velocidade geostróficas de superfície. Claro que não deve-se assumir a climatologia como verdade absoluta uma vez que diversas aproximações estão envolvidas, tais como a determinação de um nível de referência e a redução dos dados para uma resolução espacial de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Outros fatores importantes são a confiabilidade e o número de observações para o Atlântico Sul, que já são conhecidos serem muito inferiores que as do hemisfério norte. Este fato pode ser confirmado analisando as velocidades superficiais obtidas por dados de deriva de navio (Meehl, 1982). Estes dados de deriva apresentados na figura 10 parecem concordar melhor com os resultados obtidos pela altimetria na região da corrente do Brasil do que a climatologia (figura 9). Todavia, no caso das derivas de navio, não está sendo medido somente o efeito da corrente sobre a embarcação, e sim este efeito mais o próprio arrasto pelo vento. Na corrente medida, por sua vez, além da componente geostrófica, que foi determinada pelo altímetro e pelos dados climatológicos, está significativamente presente a componente de Ekman. Meehl (1982) ressalta estes motivos para explicar as maiores velocidades (cerca de 2-3 vezes maior) obtidas pela deriva do navio em relação à componente geostrófica obtida através dos dados climatológicos. Por fim, como no caso da climatologia, as derivas do navio são estimadas através de médias de longos períodos que, por sua vez, são mais confiáveis nas regiões onde o tráfego naval é mais intenso. Apesar destas limitações, a CB encontra-se bem caracterizada.

Stammer & Wunsch (1994), utilizando um geóide híbrido (JGM2/OSU91a), compararam, em escala global, a topografia dinâmica média para o primeiro ano do TOPEX com os dados climatológicos de Levitus (1982), relativos a 1500 dbar, e o modelo numérico de circulação de Semtner & Chervin (1992). Os resultados apontaram um desvio médio, de caráter global, entre os dados do TOPEX e o modelo numérico da ordem de 28 cm e do TOPEX em relação à climatologia em torno de 24 cm. Os autores confirmam que o modelo, a climatologia e a altimetria em geral concordam bem em escalas superiores a 2400 km com um desvio médio em torno de 10-30 cm. Não ficou evidenciado que a altimetria seja menos precisa que o modelo ou a climatologia, no entanto podem existir grandes desvios de caráter regional, principalmente devido a grandes gradientes no geóide. Isto foi evidenciado no caso da figura 6-c e 7-c onde as incertezas no geóide OSU91a *descaracterizaram* o padrão de circulação previamente conhecido para a região.

4.1.1 Sumário do Tópico

Os resultados apontam uma concordância entre a altimetria e a climatologia na região da Corrente do Atlântico Sul e discordância na região da CB. Sem dúvida a região de borda continental possui um grande gradiente do geóide o que daria uma má representação da Corrente do Brasil pela altimetria. A CB está também mal representada na climatologia possivelmente devido a restrição de dados hidrográficos do Atlântico Sul.

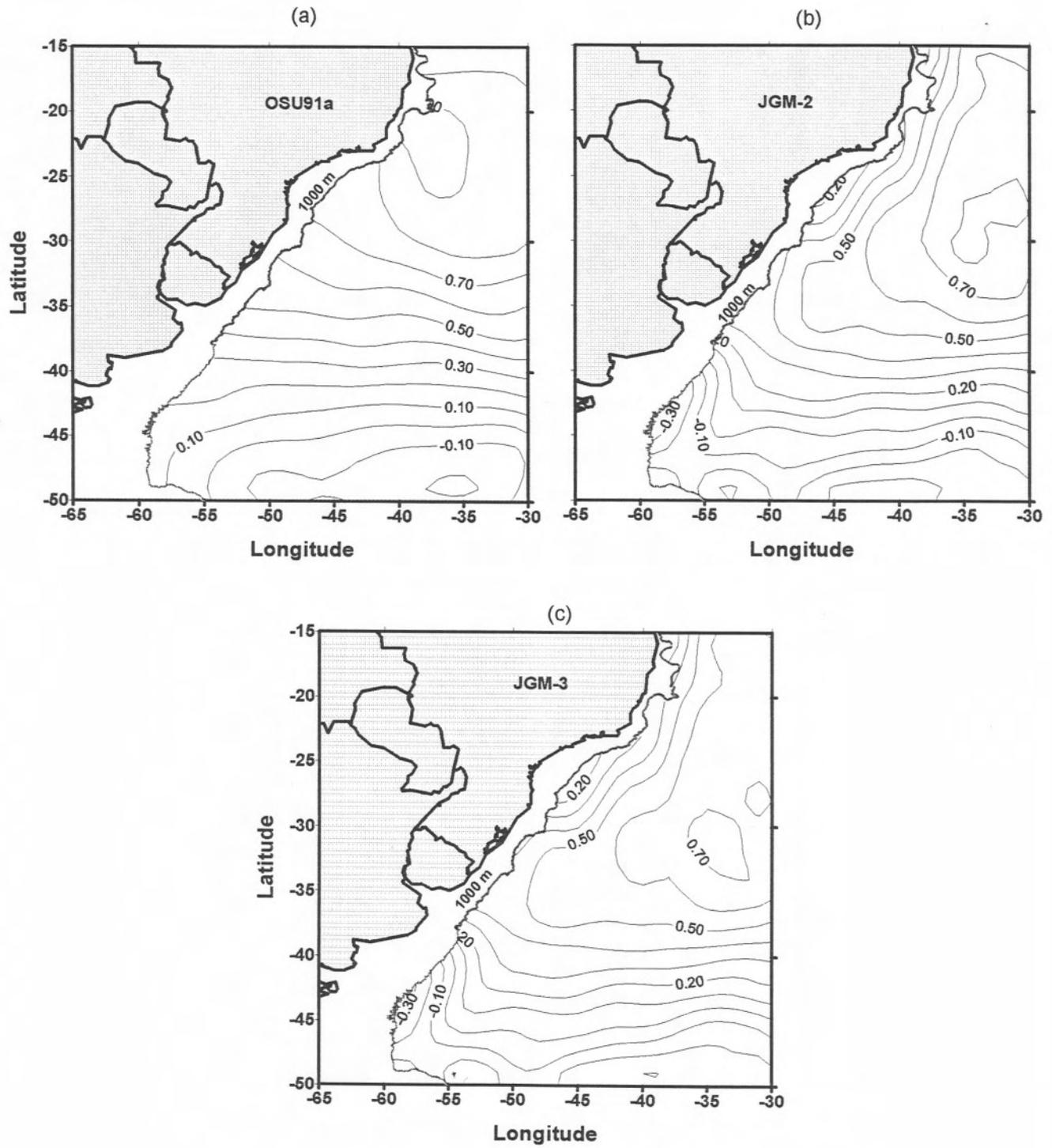


Figura 6: Topografia dinâmica a partir do TOPEX 1993/1994 (valores em metros) em relação a diferentes geóides: (a) OSU91a, (b) JGM-2 e (c) JGM-3.

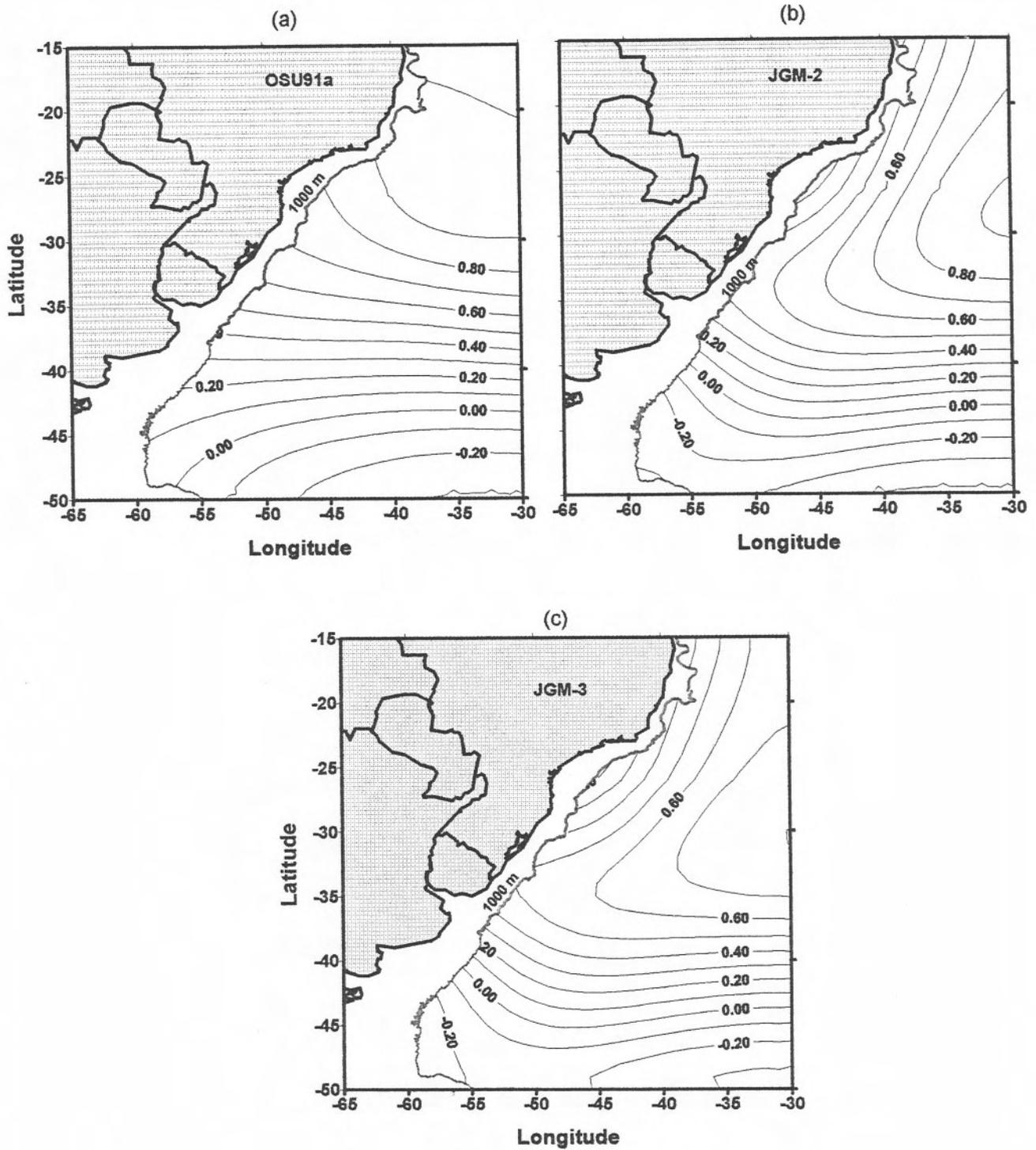


Figura 7: Topografia dinâmica a partir do TOPEX para 1993/1994, filtrada para retirar comprimentos de onda menores que 2400 km (valores em metros) em relação a diferentes geóides: (a) OSU91a, (b) JGM-2 e (c) JGM-3.

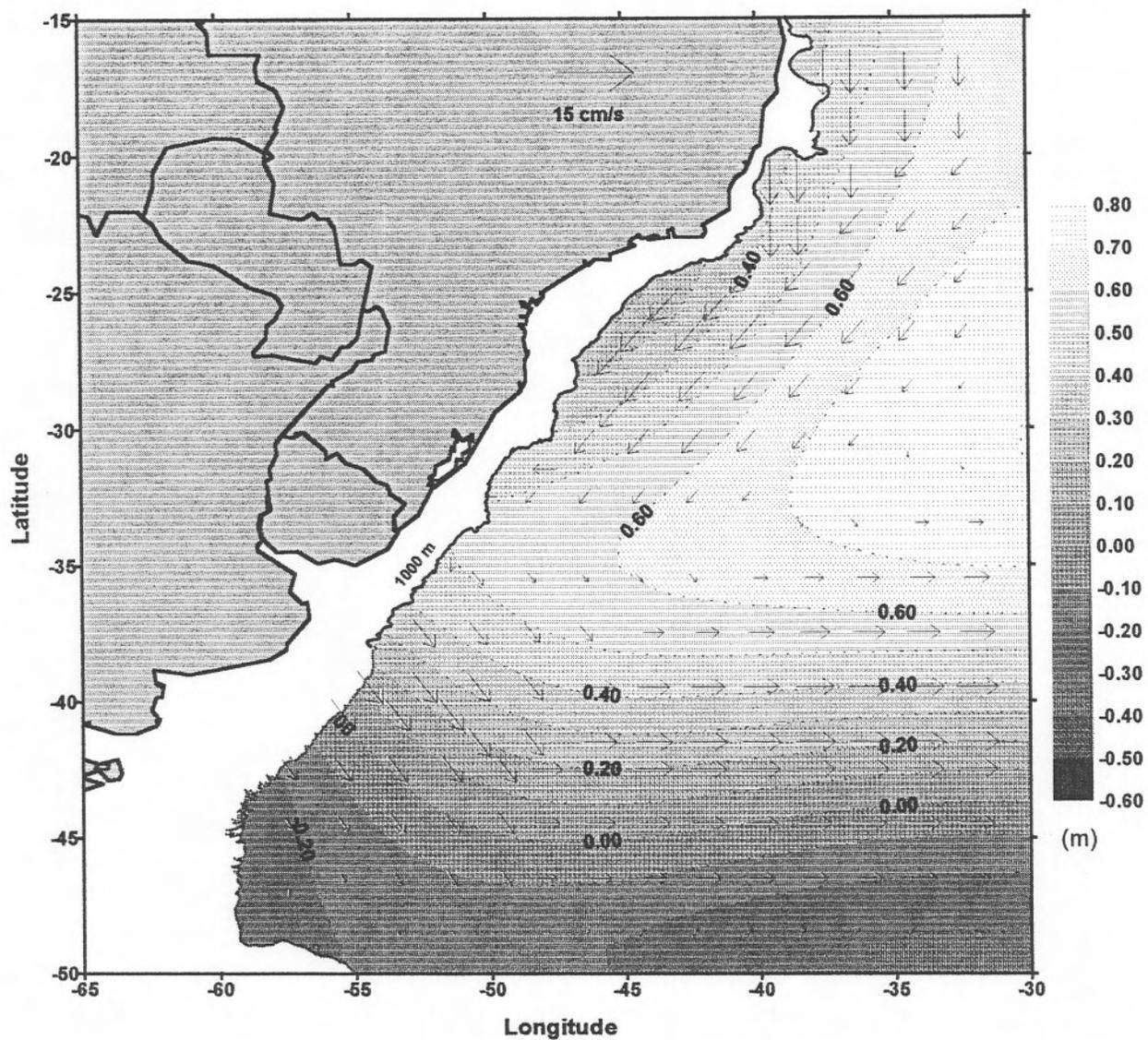


Figura 8: Vetores de corrente geostrófica superficial a partir da topografia dinâmica média para 1993/1994 (filtrada) em relação ao JGM-3

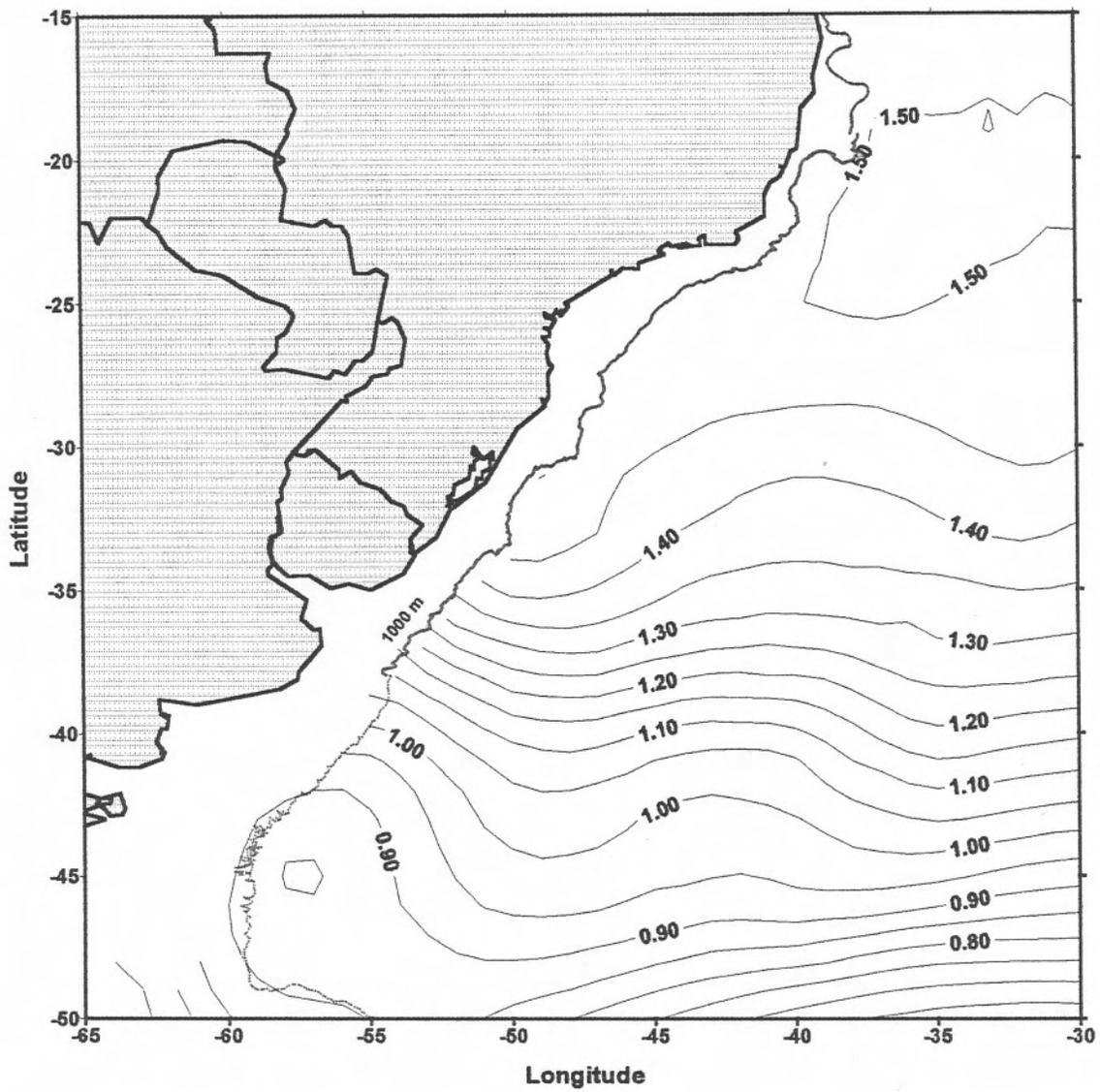


Figura 9: Topografia dinâmica média climatológica a partir do GDEM (valores em metros).

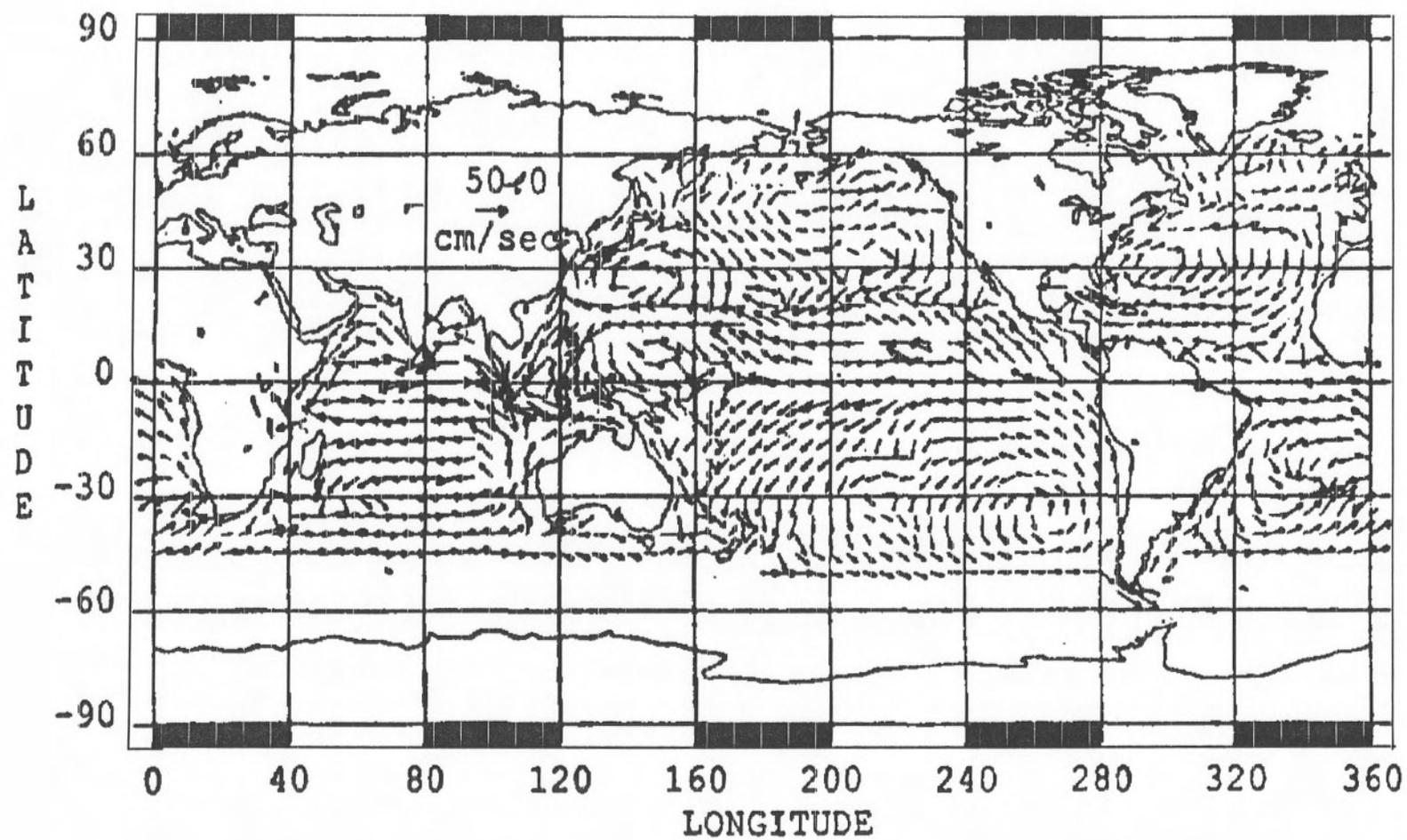


Figura 10: Correntes superficiais a partir de derivas de navio para janeiro (Meehl, 1982).

4.2 Variabilidade

Devido aos problemas na estimativa da topografia dinâmica apontados no item anterior, grande parte da contribuição à oceanografia prestada pela altimetria espacial é dada pelo estudo da variabilidade da topografia dinâmica superficial (doravante referida apenas como variabilidade). O geóide pode ser assumido como invariável ao longo do tempo nas escalas estudadas, portanto, a determinação da variabilidade oceânica possui como principais limitantes a precisão do altímetro e a determinação da posição da plataforma orbital (órbitas de precisão). No caso do TOPEX, a posição do satélite está sendo determinada com tal precisão que nenhum tipo de correção orbital é necessária o que, em conjunto com um instrumental altimétrico de altíssima qualidade, resulta em uma precisão da medida da ordem de 3-4 cm (Fu *et al.*, 1994).

A variabilidade oceânica para a região de estudo (figura 11) foi estimada para todo o período analisado a partir da equação 3.7. A variabilidade define bem a CBM, claramente a região mais energética da área com valores superiores a 0.28 m. As regiões ao norte de 30° S e ao sul de 45° S apresentam menor variabilidade com valores entre 0.08 e 0.12 m. A região mais energética já havia sido identificada pelos estudos pioneiros de Gordon *et al.* (1983), a partir de dados do GEOS-3, e Cheney *et al.* (1983), utilizando os dados da missão do SEASAT em 1978, este último com valores próximos aos que são encontrados atualmente. Posteriormente, estudos de variabilidade da CBM foram efetuados por vários autores utilizando os dados do GEOSAT (Provost *et al.*, 1989; Forbes *et al.*, 1993; Provost & Le Traon, 1993). Os valores encontrados por estes autores concordam tanto no espaço como em intensidade com os valores obtidos no presente estudo.

Os principais fatores que influenciam a variabilidade oceânica são os movimentos de frentes oceânicas e os vórtices de mesoescala (Provost *et al.*, 1989). A contribuição dos movimentos frontais para a variabilidade, segundo os mesmos autores, pode chegar ao dobro que a contribuição dos vórtices. Na região da CBM, a alta variabilidade está relacionada a ambos os fatores: intensos movimentos frontais (Olson *et al.*, 1988), devido as alterações no fluxo das correntes do Brasil e das Malvinas, estão presentes sendo ainda uma zona propícia para a formação de vórtices (Legeckis & Gordon, 1982; Gordon, 1989; Forbes *et al.*, 1993). Na região oceânica central ao norte da confluência os baixos valores de variabilidade refletem a relativa “monotonia” do sistema oceânico (Arnault *et al.*, 1989; Carton, 1989). No caso específico da CB, embora vórtices estejam normalmente associados ao deslocamento do fluxo médio (Garfield, 1990) não foi possível identificar alterações na variabilidade devido a estes fenômenos. Isto provavelmente se deve ao fato destes fenômenos serem menores em comparação aos da CBM e por ocorrerem, preferencialmente, na região da quebra de plataforma (profundidade < 500 m). No entanto, estes fenômenos poderiam ser estudados utilizando trajetórias específicas do altímetro combinadas com imagens termiais.

Outro aspecto interessante é a forma da região de maior variabilidade ser aproximadamente um “C” inclinado. O ramo sul, provavelmente está refletindo a penetração da Corrente do Brasil em maiores latitudes. Gordon (1989), analisando dados hidrográficos e imagens termiais AVHRR/NOAA, mostra que esta incursão é acompanhada por uma intensa formação de vórtices e meandros. Segundo o mesmo autor, após atingir o seu ponto de máxima latitude, a CB inverte o seu fluxo formando um meandro quasi-estacionário centrado em 53°W, aproximadamente a longitude média da extensão meridional da zona de maior variabilidade na figura 11. O fluxo da convergência é então desviado para leste, onde as duas

correntes continuam interagindo fortemente determinando altos valores de variabilidade até aproximadamente 40°W. A grande diminuição observada na variabilidade a partir de 40°W determina o limite da confluência e o início do fluxo mais definido da Corrente do Atlântico Sul. Os vórtices que aparecem nesta região, formados no limite oriental da CBM ou ainda oriundos da corrente da Agulhas (Byrne *et al.*, 1995), são menos intensos, resultando em baixos valores de variabilidade.

A variabilidade também foi estimada em caráter sazonal. Para tal, foram utilizados todos os dados do TOPEX para as diferentes estações do ano nos dois anos utilizados neste estudo (figura 12). Para todas as estações do ano, a região de menor variabilidade indicada acima apresentou-se aproximadamente constante tanto em valores como em posição. A região da CBM apresentou mudanças significativas para cada estação do ano mantendo, no entanto, sempre a sua forma aproximada de "C". O centro da alta variabilidade também apresentou uma constância quanto à sua posição, o que também foi constatado com a análise de 2 anos de dados do GEOSAT realizada por Provost & Le Traon (1993). No entanto, estes autores analisaram somente duas estações do ano, verão (15 outubro a 15 abril) e inverno de (15 abril a 15 outubro), com as maiores variabilidades encontradas nos meses de verão, valores de até 0.32 m, contra no máximo 0.28 m no inverno.

Nos resultados da figura 12, os maiores valores chegam a 0.30 m no verão e 0.32 m no outono enquanto que os menores são da ordem de 0.28 e 0.24 m no inverno e primavera, respectivamente. Os maiores valores de variabilidade devem estar associados a uma maior interação entre as duas correntes, o que caracterizaria uma maior quantidade e intensidade de deslocamentos frontais e formação de vórtices. Esta maior interação era esperada para os meses de verão, onde o maior *momentum* da Corrente do Brasil acarretaria uma maior

penetração em altas latitudes, como foi confirmado na análise de Provost & Le Traon (1993). Do mesmo modo, a menor interação e conseqüentemente a menor variabilidade estaria associada ao retrocesso sazonal da CB nos meses de inverno. Este fato foi constatado por Garzoli (1993) e Garzoli & Giulivi (1994), o quais analisando dados de *ecosondas invertidas* na região da confluência (Confluence Principal Investigators, 1991) determinaram a maior variabilidade no verão e menor no inverno. No presente estudo, no entanto, os maiores valores e o maior gradiente de variabilidade apresentam-se nos meses de outono, enquanto que os menores valores de variabilidade apresentaram-se nos meses de primavera. Isto pode estar associado a anomalias interanuais da região, uma vez que somente dois anos de dados estão sendo analisados. Estas anomalias dos padrões de variabilidade também foram observadas por Garzoli & Giulivi (1994) e, segundo estes autores, podem estar associadas a variações no campo regional de vento, o qual seria o principal controlador da variabilidade das correntes de contorno do Atlântico Sul ocidental.

4.2.1 Sumário do Tópico

A região de estudo apresenta um pico de variabilidade ao largo do Rio de La Plata, ao longo do eixo da CBM. O formato de "C" inclinado indica a região onde ocorre a maior interação entre as correntes. Este formato também indica o avanço da CB para maiores latitudes. A partir de uma análise sazonal, durante o período estudado, os maiores valores de variabilidade estiveram presentes no outono (0.32 m) e verão (0.30 m) e os menores no inverno (0.28 m) e primavera (0.24 m).

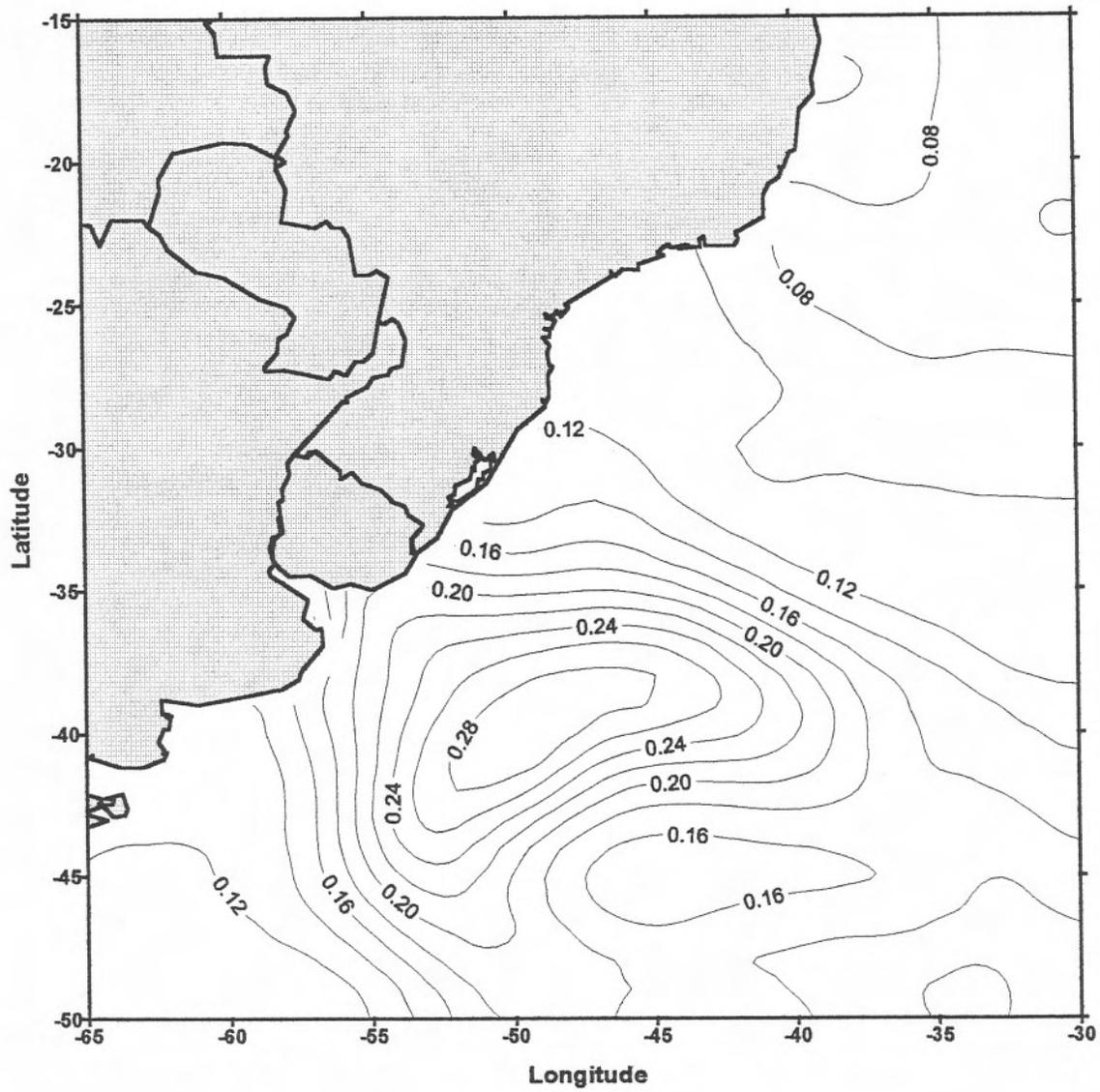


Figura 11: Variabilidade da topografia dinâmica a partir do TOPEX para 1993/1994 (valores em metros).

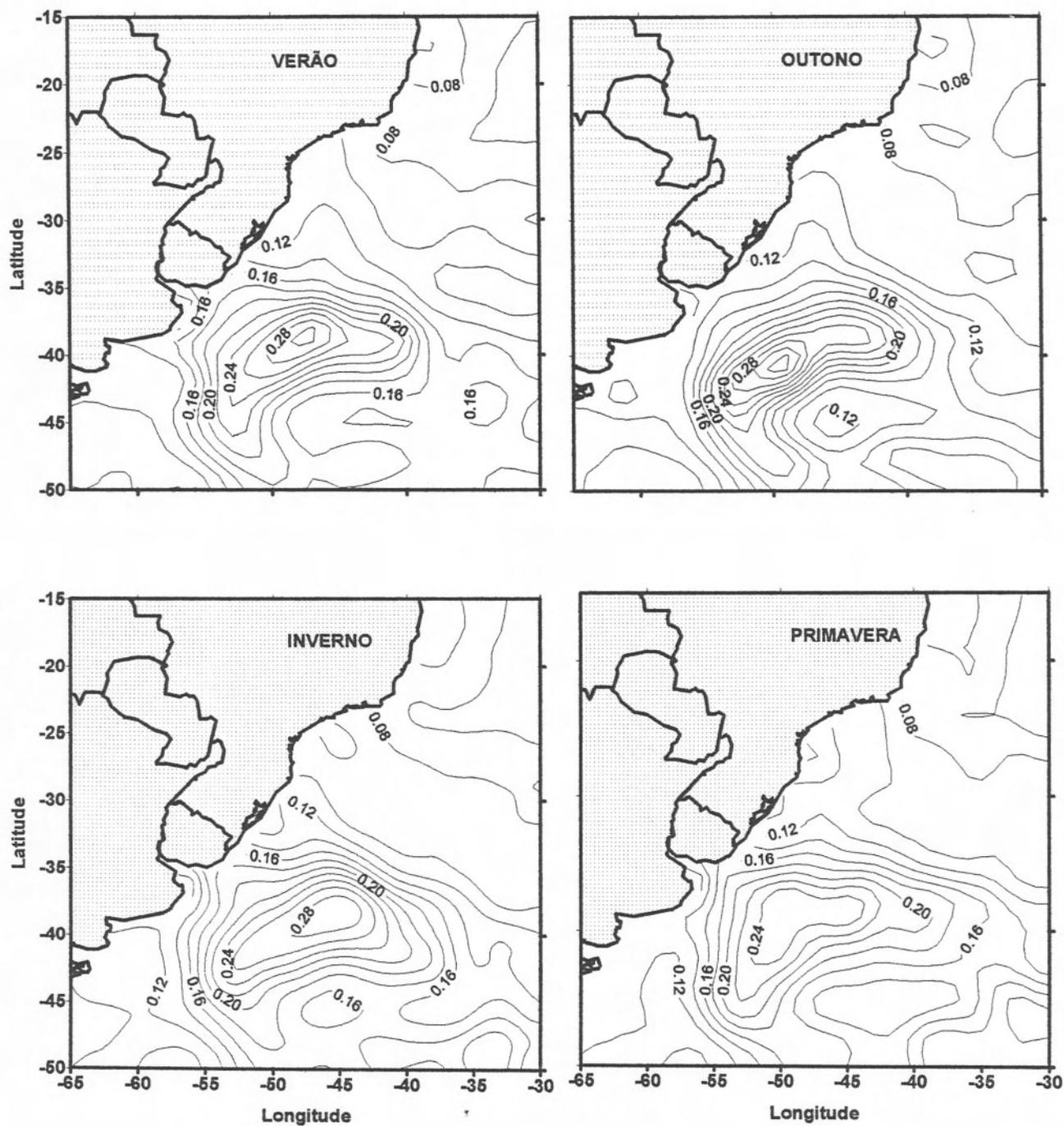


Figura 12: Variabilidade sazonal da topografia dinâmica a partir do TOPEX para 1993/1994 (valores em metros).

4.3 Anomalias

As anomalias sazonais da topografia dinâmica relativas a média do biênio 1993/1994 estão apresentadas na figura 13. Pode-se notar claramente o ciclo sazonal de aquecimento/resfriamento com os valores positivos de anomalia dominando nos meses de verão e outono, enquanto os valores negativos dominam nos meses de inverno e primavera, o que concorda com os resultados de escala global obtidos por Tapley *et al.* (1994). Para a região ao norte da área de estudo, as variações sazonais estão de acordo com as encontradas por Carton (1989) estudando o Atlântico tropical a partir de dados do GEOSAT, com a amplitude dos valores na ordem de 0.06 m. A região da confluência está bem marcada ao largo do Rio de La Plata com valores variando de 0.20 m entre o verão e o inverno, o que está refletindo as migrações sazonais da CBM. Outra feição notável é o predomínio de anomalias positivas no extremo sul da região de estudo durante os meses de outono, que pode estar relacionado com a maior variabilidade da região durante esta estação. Os menores gradientes de anomalia na CBM apresentam-se nos meses de primavera com todos os valores próximos a zero.

Com a finalidade de proporcionar uma comparação foram calculadas as anomalias sazonais da topografia dinâmica a partir dos dados climatológicos mensais do GDEM (figura 14). Embora exista uma grande diferença entre os dois conjuntos de dados, tanto em escala temporal como em resolução espacial, alguma coerência foi observada. O ciclo sazonal também está caracterizado nos dados hidrográficos com os valores positivos centrados nos meses de verão e outono. No entanto, fortes anomalias estão presentes nos meses de outono em torno de 35° W/40° S. Nesta mesma região fortes anomalias são também observadas nos

meses de inverno e primavera, podendo ter vários significados. O primeiro é que estas anomalias realmente existem e não estiveram presentes nos dados do TOPEX, por estes últimos se tratarem de um conjunto com baixa abrangência temporal, ou seja, podem estar refletindo algum tipo de sinal interanual o qual já teria sido removido com as médias de longo período do GDEM. Por outro lado, a confiabilidade da climatologia para o hemisfério sul é bem inferior do que no hemisfério norte (Teague *et al.*, 1990) o que pode estar resultando em uma má representação dos fenômenos médios pelo GDEM. De qualquer maneira, com o passar dos anos e o aumento do conjunto de dados do TOPEX, o sinal interanual presente nos dados altimétricos tenderá a diminuir e uma melhor representação dos fenômenos médios será possível. Por fim, como no caso da climatologia foi assumido o nível de referência em 1000 dbar estes dados representam somente as variações que ocorreram nesta coluna d'água enquanto que, na altimetria, a medida de superfície representa o que está acontecendo em toda a coluna d'água, desde a superfície até o fundo.

A região da confluência também apresenta-se bem definida, com as maiores diferenças entre os meses de verão e inverno. Tanto as anomalias altimétricas como as climatológicas parecem estar de acordo com estudos posteriores a partir de dados de TSM que afirmam que apesar da região da CBM apresentar alta variabilidade espacial e temporal, ela é dominada basicamente pelo sinal anual e semi-anual (Olson *et al.*, 1988; Podestá *et al.*, 1991; Provost *et al.*, 1992).

As anomalias por ciclo são de grande utilidade para o estudo de fenômenos transientes e, por se tratarem de um grande número de gráficos, encontram-se apresentadas no Anexo III. As análises das anomalias por ciclo podem trazer vários tipos de resultados. Os primeiros 50 ciclos do TOPEX foram utilizados por Nerem *et al.* (1994) para determinar anomalias por

ciclo para todo o oceano mundial. Este autores encontraram evidenciado nestes resultados o ciclo anual de aquecimento/resfriamento e alguns tipo de fenômenos variáveis como uma onda de Kelvin equatorial viajando para leste no oceano Pacífico. Tapley *et al.* (1994) identificaram as variações da Corrente da Somália, no Oceano Índico, devido ao clima de Monções, com a dominância de anomalias positivas na costa da Somália durante a monção de verão. Nos resultados apresentados no Anexo III, são notáveis as diferenças interanuais presentes no dois anos analisados. Tomando-se como base os ciclos do outono de 1993 (ciclo 21-29) e os do outono de 1994 (ciclo 57-66), por exemplo, pode-se notar que a difereças são bem marcantes. Este fato, provavelmente, contribuiu para a maior variabilidade encontrada nos meses de outono (figura 12).

Fenômenos de mesoescala como vórtices, são mais difíceis de identificar, sendo recomendável o uso conjunto com imagens termais (Aoki *et al.*, 1995). É importante lembrar que, na construção de um mapa de anomalia para um determinado ciclo, o oceano está sendo considerado sinótico para um período de 10 dias (período do ciclo do TOPEX) e que determinados vórtices podem ter deslocamentos consideráveis neste período. As anomalias negativas bem definidas, ou seja depressões no nível do mar, estão normalmente associadas a vórtices ciclônicos (sentido horário no Hemisfério Sul), enquanto que as anomalias positivas, elevações no nível do mar, estão associadas a vórtices anti-ciclônicos (sentido anti-horário no Hemisfério Sul). A figura 15 apresenta as anomalias desde o ciclo 56 até o 60 onde um vórtice ciclônico é identificado, se desloca em direção oeste e depois desaparece. O período total observado desde a sua formação até o desaparecimento é da ordem de 40 dias e obteve velocidades médias de deslocamento do centro chegando a ordem de 58 cm/s (Tabela II). O diâmetro máximo do vórtice chega a 250 km e a depressão máxima acontece no ciclo 57 com valores superiores a 0.20 m. As anomalias do ciclo 58 indicam que o vórtice começa a se

dividir em dois o que se completa no ciclo 59, com o aparecimento de uma anomalia positiva entre as duas partes originais. Ambas as partes apresentaram características distintas e optou-se por seguir o caminho da que apresentou maior intensidade.

Tabela II: Deslocamento e velocidade média do vórtice ciclônico encontrado entre os ciclos 56 e 60.

Ciclo	Longitude (W)	Latitude (S)	Deslocamento (km)	Velocidade média (cm/s)
56	41.49	38.17	-	-
57	43.23	38.53	155	18
58	48.99	37.99	500	58
59	50.22	37.94	105	12
60	50.14	37.46	50	6

O deslocamento do vórtice, em direção oeste, acontece contra o fluxo médio da região que é dominado pela corrente do Atlântico Sul de oeste para leste. Este fenômeno é comum na região da corrente do Kuroshio e foi constatado por Ichikawa & Imawaki (1994) e Aoki *et al.* (1995). No entanto, as velocidades dos deslocamentos encontradas para a região do Kuroshio pelos últimos autores são da ordem de 4 cm/s. Byrne *et al.* (1995) acompanharam uma série de vórtices anti-ciclônicos gerados na extensão da Corrente das Agulhas em sua trajetória no Atlântico Sul encontrando velocidades da ordem de 8 cm/s. Estes vórtices foram acompanhados até 40°W, sempre com um deslocamento oposto ao da corrente do Atlântico Sul. Os autores sugerem que estes deslocamentos para oeste devem estar, provavelmente, associados a mecanismos de *auto-propulsão* e ao regime de ondas de Rossby na região. Esta última afirmação está de acordo com Forbes *et al.* (1993) e Campos & Olson (1991) que,

investigando a dinâmica de ondas planetárias no Atlântico Sul, constataram uma onda de Rossby se deslocando de leste para oeste ao longo da latitude de 33°S. Todavia, os altos valores de velocidade encontrados na situação analisada devem ser melhor investigados.

4.3.1 Sumário do tópico

As anomalias altimétricas sazonais mostraram claramente o ciclo anual de aquecimento/resfriamento na região de estudo. A comparação destas com as anomalias climatológicas sazonais da topografia dinâmica foi satisfatória nos aspectos gerais. Fenômenos transientes, como o vórtice descrito no tópico, podem ser visualizados através das anomalias altimétricas por ciclo que apresentam-se como uma excelente ferramenta para o estudo de tais feições.

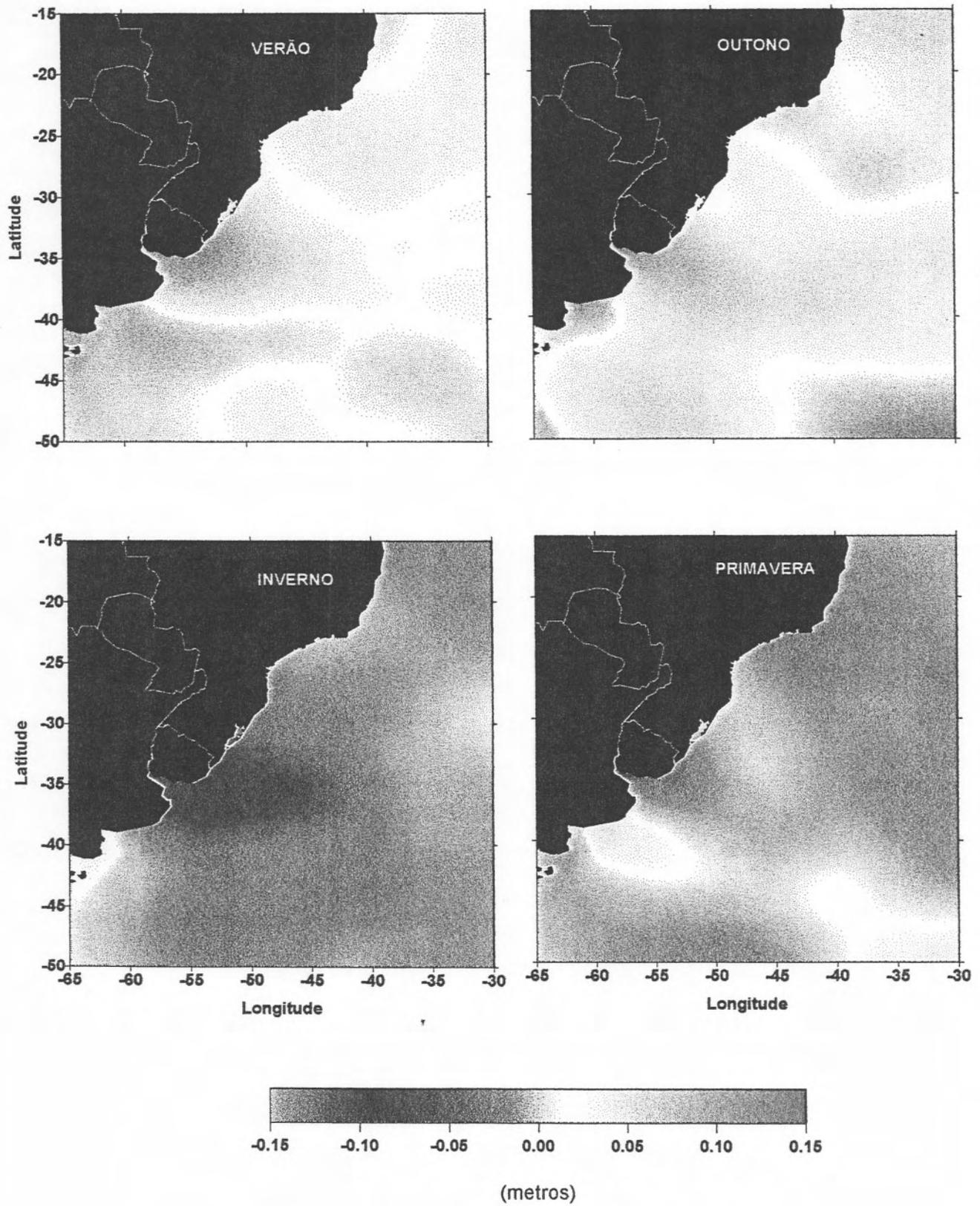


Figura 13: Anomalias altimétricas sazonais da topografia dinâmica com relação à média do biênio 1993/1994 (valores em metros).

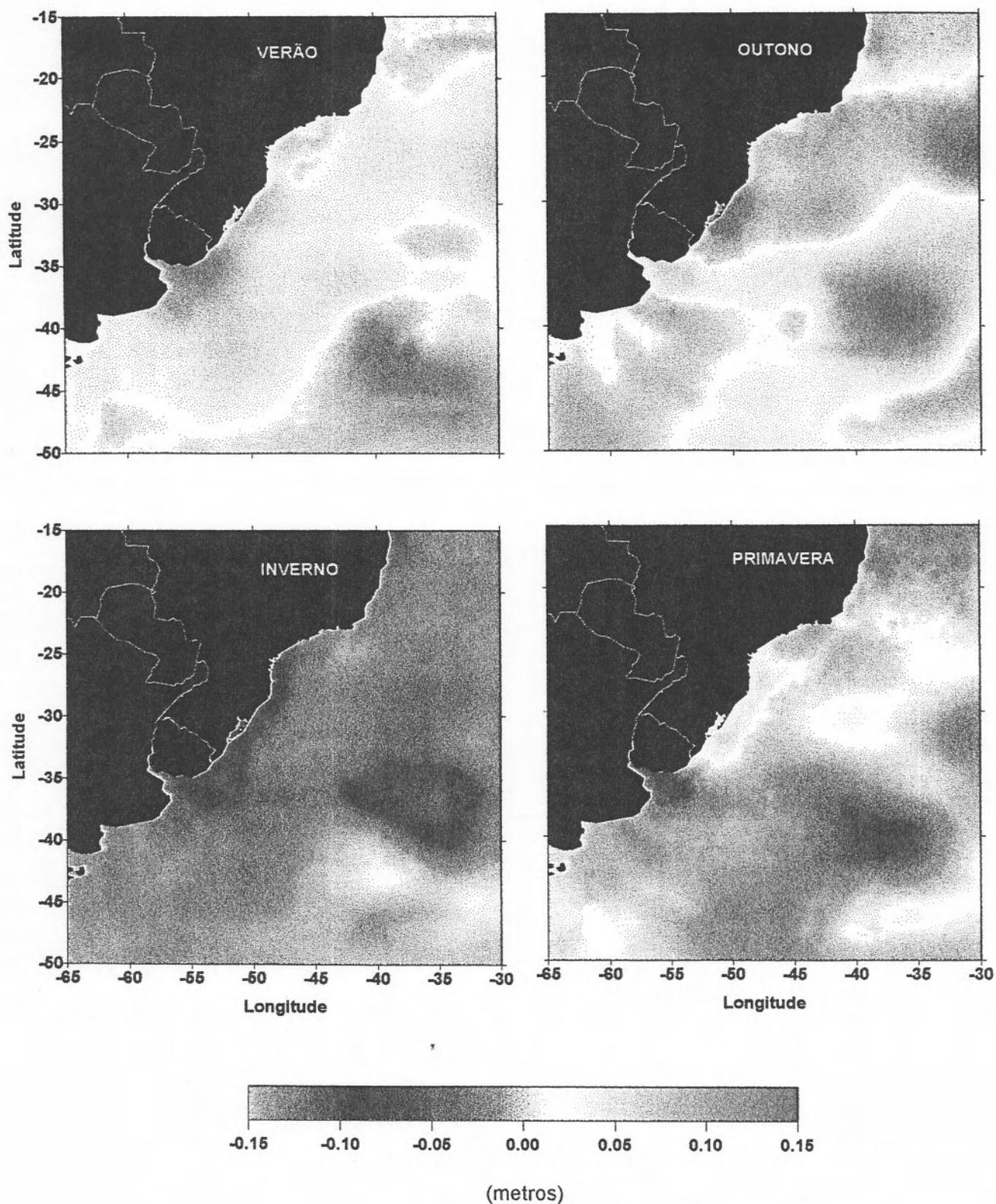


Figura 14: Anomalias climatológicas sazonais da topografia dinâmica a partir das médias mensais do GDEM. (valores em metros).

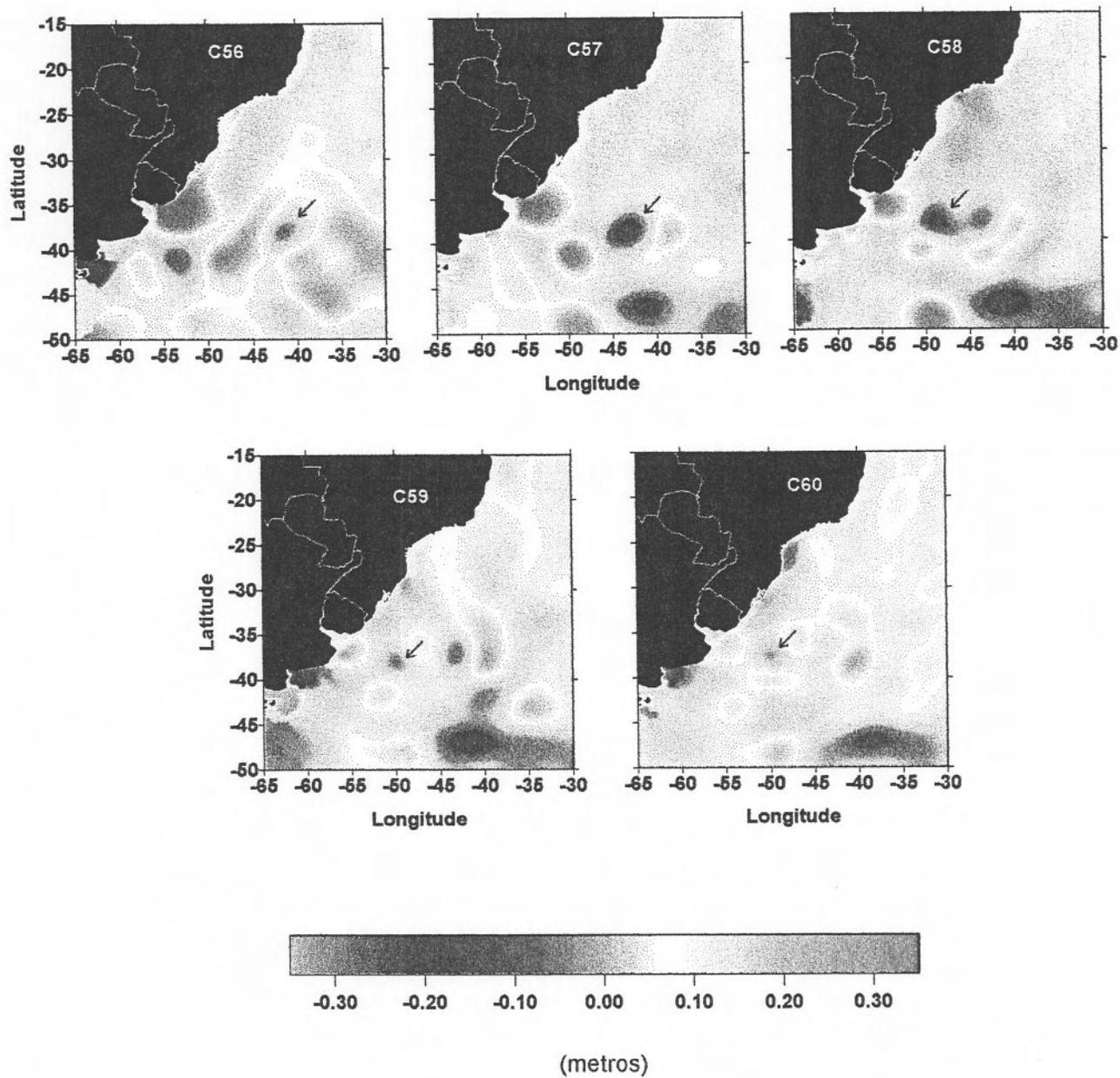


Figura 15: Anomalias por ciclo (10 dias), mostrando a migração de uma anomalia negativa para oeste (indicada por uma flecha preta).

4.4 Anomalias X Imagens AVHRR/NOAA

As anomalias altimétricas têm o grande potencial de prover informações sobre vórtices e meandros que possam ocorrer nos oceanos. No entanto, estes fenômenos têm escalas de 100 a 300 km e o espaçamento entre as trajetórias na latitude de 40° é de aproximadamente 270 km. Como consequência, normalmente, um determinado vórtice só é amostrado por uma trajetória específica ao longo de um ciclo. É claro que, mesmo tendo tamanho inferior a 270 km, se a feição tem um deslocamento significativo ela pode ser amostrada por mais de uma trajetória no mesmo ciclo.

Para caracterizar melhor os fenômenos amostrados pelo altímetro, imagens no infravermelho termal geradas pelo sensor AVHRR a bordo dos satélites da série NOAA têm sido utilizadas em conjunto com os dados altimétricos (Provost *et al.*, 1989; Kelly & Gille, 1990; Goni *et al.*, 1995). Com isto, torna-se possível dimensionar o tamanho da feição observada e ainda inferir sobre possíveis deslocamentos (uma vez que é raro combinar medidas de trajetórias altimétricas com a imagens AVHRR no mesmo momento, pois ambas são tomadas quase que instantaneamente durante a passagem do satélite).

4.4.1 AVHRR (28/01/94) x TOPEX ciclo 50 / trajetórias 163 e 178

Nesta imagem (figura 16 a-b), observa-se claramente a intrusão da água mais quente da CB até a latitude de aproximadamente 39°S, ao longo da quebra de plataforma. Um ramo costeiro, mais frio, também é observado ao longo da plataforma sul brasileira e uruguaia. Na intrusão da Corrente do Brasil é possível notar estruturas internas que parecem estar

associadas a vórtices. As trajetória 163 e 178 do ciclo 50 do TOPEX e as anomalias correspondente a cada ponto de amostragem estão sobrepostos na imagem. No caso desta e outras imagens apresentadas posteriormente assumimos as seguintes convenções: (1) as trajetórias são representadas por linhas contínuas e (2) as anomalias por linhas pontilhadas. No caso das trajetórias ascendentes utilizadas (163, 239) as anomalias positivas estão impressas a SE da trajetória enquanto que as negativas a NW. Para as trajetórias descendentes (178), as anomalias positivas estão a NE e as negativas a SW da trajetória.

Seguindo de sul para norte ao longo trajetória 163 de 28/01/94 (figura 16-a) as anomalias encontram-se inicialmente positivas, passando a negativas a partir da latitude de 38°S. Este fato está associado a penetração do ramo costeiro mais frio para o norte da região. A partir de 36°S, novamente a trajetória cruza a frente entre as águas mais frias, costeiras, e a extensão da CB. As anomalias imediatamente passam a ser positivas rapidamente. A variação observada entre os dois extremos foi da ordem de 0.70 m. Outra feição interessante é a diminuição nos valores de anomalias da trajetória 163, quando esta se aproxima do extremo do pequeno vórtice ciclônico situado em 35° S/51° W, com uma alteração nos valores na ordem de 0.30 m, voltando a aumentar a seguir.

É importante notar que não se deve associar diretamente águas frias com anomalias negativas e águas quentes com anomalias positivas. Ao sul da imagem, por exemplo, tem-se as águas mais frias observadas e, ao mesmo tempo, as anomalias são positivas da ordem de 0.20 m. Deve-se sempre levar em conta a região onde se encontra a medida, ou seja, em se tratando do caso citado acima, com relação a média da altura do mar para a região. No momento da amostragem, o nível do mar desta região se encontrava acima da média para o período analisado, mesmo tendo as águas mais frias observadas na imagem.

A trajetória 178 de 29/01/94 (figura 16-b) fez um corte transversal no extremo sul da grande intrusão da CB. Seguindo de sul para norte temos um grande aumento nos valores de anomalia em torno de 51°W no limite da intrusão da CB, com os valores decaindo rapidamente e passando a negativos no outro extremo. Os valores máximos de anomalia associados a CB foram da ordem de 0.25 m. A feição identificada pela altimetria, provavelmente está associada a um vórtice anti-ciclônico (ou a recirculação da CB). Ghisolfi (1995), analisando a mesma imagem, obteve indícios de uma circulação anti-ciclônica com valores de até 0.30 m/s no extremo desta feição, a partir do método da *máxima correlação cruzada*, que consiste em calcular velocidades a partir de imagens sequenciais.

4.4.2 AVHRR (27/08/94) x TOPEX ciclo 71 / trajetórias 163 e 239

Esta é uma imagem característica de inverno com altos gradientes entre a CB e o ramo costeiro influenciado pela CM (figura 17). A variação de temperatura ao longo da latitude de 37°S é da ordem de 10 °C (21 °C da CB e 11 °C da CM). É notável também o estreitamento da CB a partir de 36°S e, sobretudo, o grande meandramento em torno de 39 - 40°S, onde um grande bolsão de água mais fria começa a ser aprisionado. A leste da CB, na latitude aproximada de 37°S, um grande bolsão de água mais fria parece estar aprisionado por águas mais quentes.

A trajetória 163 do dia 24/08/94 (figura 17-a) atravessa a CB pelo lado oeste. Em torno de 37°S passa pela interface entre o ramo costeiro e a CB com as anomalias indo rapidamente de negativas para positivas. Mais ao norte, as anomalias passam novamente para negativas, provavelmente, devido à presença de um filamento de água mais fria que penetrou

na CB, permanecendo ligeiramente negativas (valores < 0.10 m) a medida que seguimos para norte.

A trajetória 239 do dia 26/08/94 (figura 17-b) apresenta uma grande variação das anomalias a porção sul indicando a presença do forte sistema frontal observado. A medida que se desloca para norte, a trajetória cruza o grande bolsão de água fria, com as anomalias imediatamente respondendo e tornando-se negativas com valores máximos de 0.30 m. Estas permanecem negativas ao longo de toda a extensão do bolsão indo cruzar novamente a trajetória somente em torno de 35°S , no limite norte desta feição.

Um fator interessante desta situação é que não houve uma concordância espacial tão refinada entre a altimetria e as imagens de temperatura como no caso anterior. A trajetória 163, por exemplo, apresenta-se defasada em relação a imagem de temperatura, o que é notável próximo a 37°S , quando passa pela interface entre o ramo costeiro e a CB, e em 35°S quando passa pelo filamento frio. Isto deve estar refletindo que houveram deslocamentos frontais significativos entre o dia da amostragem do altímetro e a imagem. Assumindo-se que as feições permanecem aproximadamente constantes ao longo de relativamente pequenos intervalos de tempo, como é o nosso caso, e que estas feições sejam aproximadamente homogêneas ao longo da coluna d'água, podemos inclusive estimar a velocidade deste deslocamento. No entanto, não há nenhuma indicação que estas feições permaneçam constantes o que pode ser verificado pela análise da trajetória 239. Parece existir uma forte discordância entre a altimetria e a imagem no extremo sul, com valores negativos de anomalia centrados no ramo central da CB onde, para esta latitude, esperaríamos fortes valores positivos. Porém, estes valores negativos são imediatamente seguidos por fortes valores positivos refletindo a zona de interface. Mais para o norte, contudo, esta trajetória apresenta defasagens bem menores em

relação as feições térmicas, o que comprova que, mesmo a região imageada sendo relativamente pequena, os movimentos frontais podem ser bem distintos ao longo da área.

Outro fator que deve ser levado em consideração com relação a defasagem espacial entre resposta altimétrica e as imagens é o modelo de correção geométrica aplicado às últimas. Pela dificuldade de obter-se bons pontos de controle optou-se pelo uso do modelo orbital para a correção geométrica o qual pode ter grandes desvios. Após a correção geométrica das imagens certos pontos ao longo da linha de costa foram utilizados como controles e uma diferença máxima de 20 km foi observada, quando comparando com o posição do mesmo ponto obtida através de uma carta náutica.

4.4.3 AVHRR (11/10/94) x TOPEX ciclo 76 trajetórias 163 e 239

A imagem (figura 18 a-b) apresenta uma série de estruturas térmicas complexas ao longo de praticamente toda a região. Distintamente das imagens anteriores, a CB não está bem visível, aparentemente por estar deslocada mais para o largo, fora do alcance da imagem. O ramo costeiro, mais frio, está presente. Aproximadamente em 39°S, no centro da imagem, encontra-se um grande vórtice anti-ciclônico (denominado de “Zé”), determinando um intenso gradiente térmico com a porção mais costeira. Uma série de filamentos aparecem associados a esta estrutura estando, ao norte do vórtice o mais marcante. Uma intrusão de água fria costeira, limitada ao sul pelo grande vórtice e ao norte por uma água mais quente, provavelmente, parte do ramo principal da CB. A NE do vórtice ainda notamos a presença de uma outra intrusão fria, com a forma de uma “gota”, nas águas mais quentes no extremo norte da imagem. Esta estrutura provavelmente irá evoluir para formar um vórtice frio. A leste do Zé

está presente um bolsão de água fria semelhante ao observado na imagem do dia 27/08/94, centrado aproximadamente em 41°S. Suas dimensões são semelhantes as do vórtice *Zé*.

A trajetória 163 de 13/10/94 (figura 18-a) na porção ao sul da imagem apresentou anomalias muito próximas da média, sem destacar feições relevantes. Em torno de 41°S a trajetória cruza a interface com o vórtice *Zé* e imediatamente passa a ser positiva, permanecendo assim ao longo de toda a extensão do mesmo. O valor máximo de anomalia observado foi da ordem de 0.40 m. No extremo norte do *Zé*, as anomalias passam bruscamente a ser negativas, indicando a presença do grande filamento mais frio citado acima. Após o limite do filamento, as anomalias retornam e posicionam-se sobre a média nas águas mais quentes do extremo norte da imagem. Nota-se que, tanto no extremo sul da imagem como no extremo norte, as anomalias não demonstraram grande valores ficando próximas da média indicando que as águas presentes naquele momento nestas regiões estão muito próximas do padrão médio de elevação observado para a área amostrada pelo altímetro.

A trajetória 239 do dia 16/10/94 (figura 18-b), situada a leste da anterior e apresentou grandes variações em toda a região da imagem. Inicialmente a trajetória amostrou uma intrusão associada ao *Zé*, com fortes anomalias positivas da ordem de 0.30 m. A medida que se desloca para o norte a trajetória encontra o bolsão de água mais fria em torno de 41°S. As anomalias tornam-se abruptamente negativas chegando a valores da ordem de 0.45 m no centro do bolsão. Ao norte do mesmo, encontram a frente com as águas mais quente associadas a CB e bruscamente tornam-se positivas novamente, logo após passando novamente a negativas associado, provavelmente, a estrutura em forma de “gota”.

A concordância entre as feições observadas nesta imagem e as anomalias altimétricas do ciclo 76 foram muito boas. Contudo, algumas discordâncias como no filamento frio ao norte do Zé, amostrado pela trajetória 163, onde claramente é visível uma defasagem, indicam o movimento frontal que provavelmente ocorreu entre as duas amostragens.

Outro fator importante que pode estar determinando as diferenças entre as feições observadas pelas imagens AVHRR e as anomalias altimétricas reside no fato da primeira estar restrita aos primeiros milímetros da coluna d'água, enquanto que a altimetria, como ressaltado anteriormente, reflete o que está acontecendo em toda a coluna d'água. Ou seja, as anomalias altimétricas podem estar "contaminadas" por feições subsuperficiais ou até mesmo prologamentos das feições de superfície. No entanto, estes fatores devem ser bem menos importantes na defasagem entre as medidas do que os movimentos frontais já apontados (Goni *et al.*, 1995).

4.4.4 Sumário do Tópico

As comparações entre imagens do infra-vermelho termal e anomalias altimétricas apresentaram uma concordância muito satisfatória em todas as imagens analisadas. As anomalias positivas (negativas) nem sempre estão diretamente associadas a águas quentes (frias), devendo-se sempre levar em conta a região de estudo. Diversos aspectos de vórtices e meandros podem ser melhor estudados se com a comparação entre ambas as técnicas. As defasagens encontradas devem estar associadas, primeiramente, a movimentos frontais podendo, ainda, ter influência de feições de subsuperfície não amostradas pelo AVHRR.

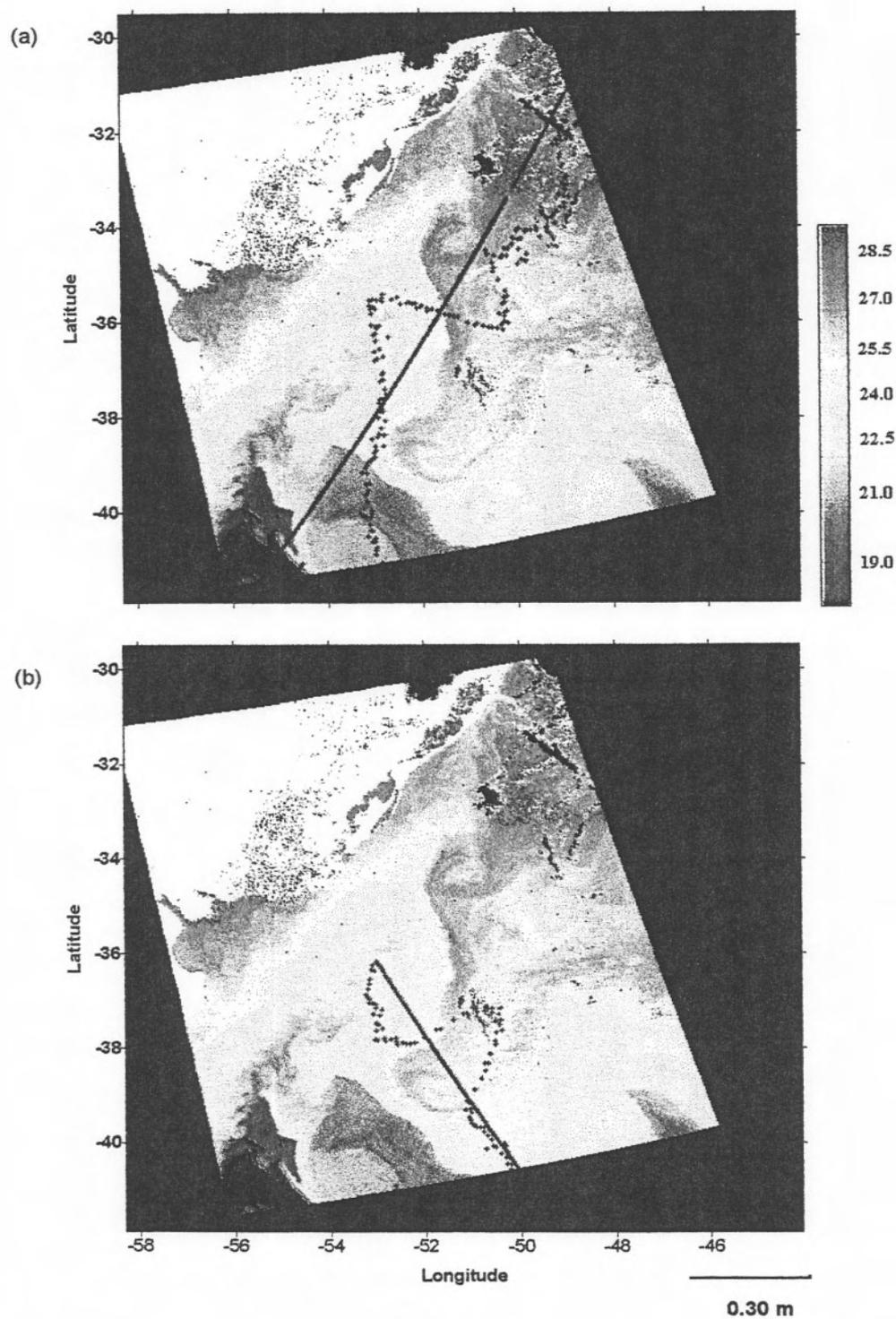


Figura 16: Anomalias altimétricas do ciclo 50, trajetórias 163 (a) e 178 (b), em conjunto com uma imagem de TSM de 28/01/94 a partir do NOAA/AVHRR (paleta em graus centígrados).

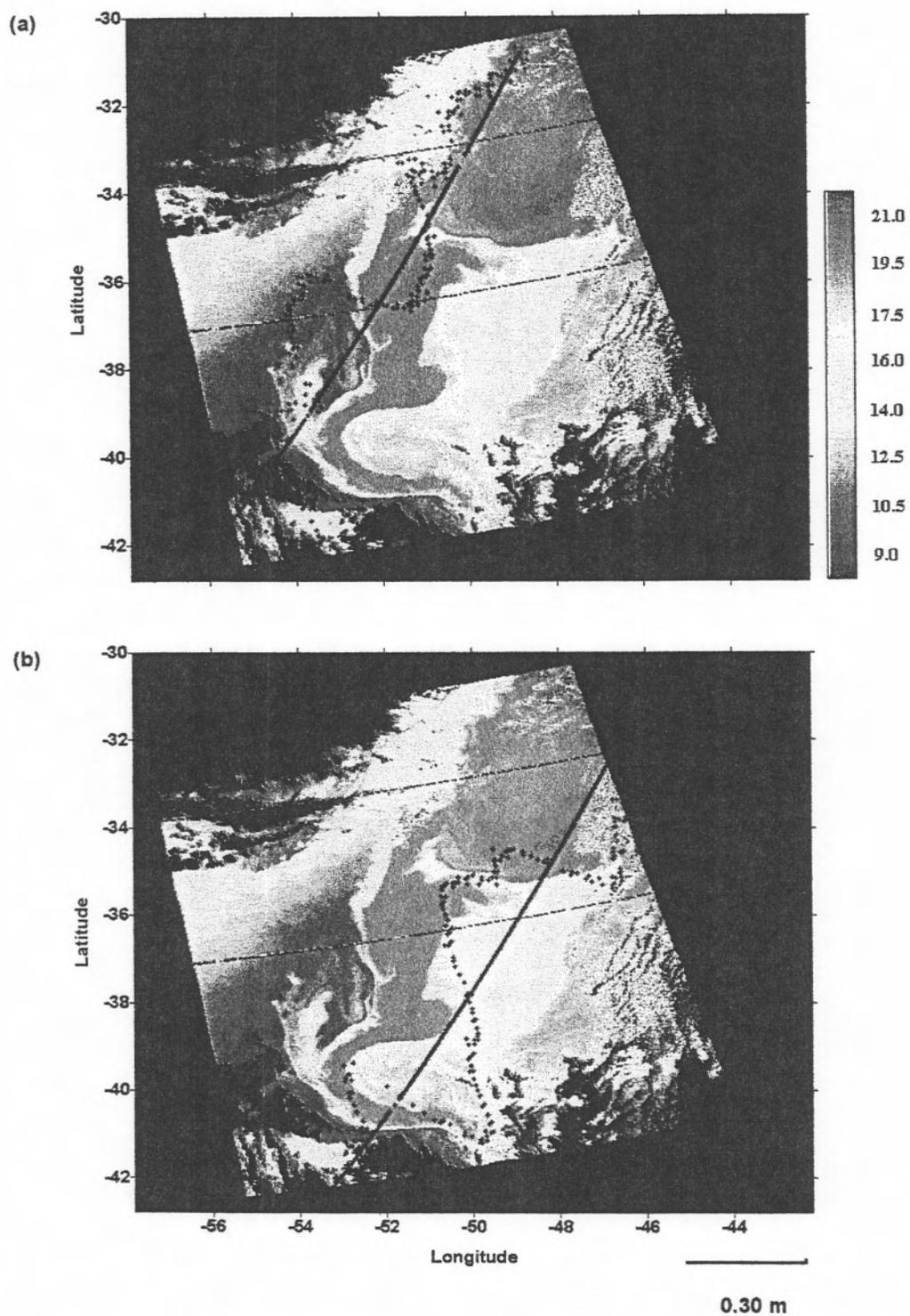


Figura 17: Anomalias altimétricas do ciclo 71, trajetórias 163 (a) e 239 (b), em conjunto com uma imagem de TSM de 27/08/94 a partir do NOAA/AVHRR (paleta em graus centígrados).

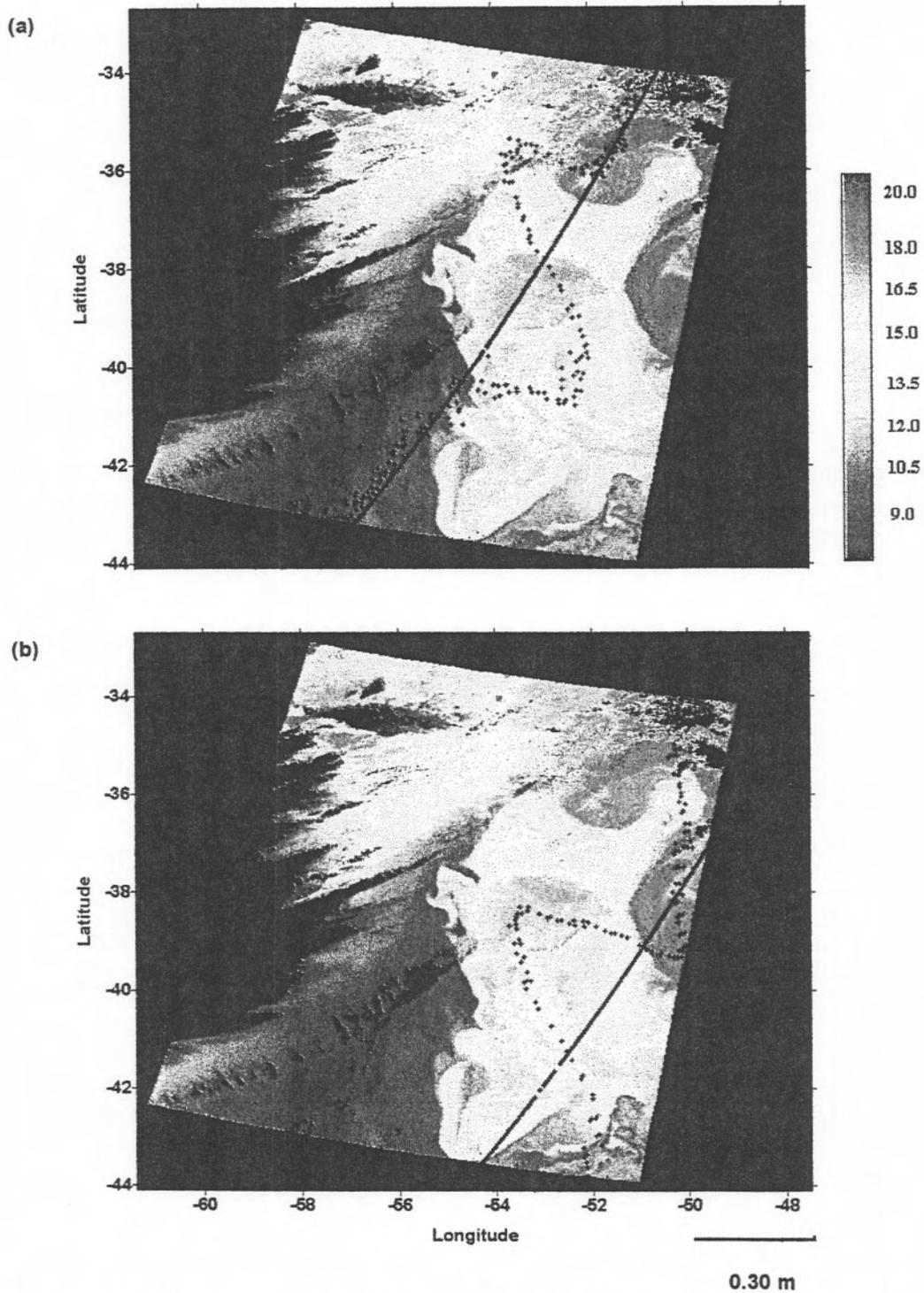


Figura 18: Anomalias altimétricas do ciclo 76, trajetórias 163 (a) e 239 (b), em conjunto com uma imagem de TSM de 11/10/94 a partir do NOAA/AVHRR (paleta em graus centígrados).

4.5 Altimetria x hidrografia (Cruzeiro do N.Oc. *Antares*)

O cruzeiro do N.Oc. *Antares* em abril de 1994 teve início no Rio de Janeiro e atingiu a latitude máxima de 38°S. As estações foram realizadas aproximadamente a cada 60 mn, sendo aquelas que obtiveram dados de hidrografia a mais de 1000 m de profundidade (figura 19). As alturas dinâmicas climatológicas anuais, assim como a mensal para o mês de abril foram interpoladas para cada ponto de amostragem do *Antares*, a partir da matriz original de 0,5° x 0,5°. Estas alturas, juntamente com as calculadas a partir das estações do *Antares* estão apresentadas na figura 20. A concordância das alturas do *Antares* com as do GDEM é muito boa, com o primeiro grupo de dados apresentando uma maior oscilação. Isto se deve ao fato das alturas climatológicas sofrerem um processamento de médias que remove todas as altas frequências do conjunto de dados original, frequências estas presentes nas estações do *Antares*. Nas estações mais austrais (#14 e #15) existe uma marcada defasagem entre os pontos de mínima altura dinâmica encontrados a partir do GDEM (#14) e o ponto de mínima obtido pelo navio (#15), o que está refletindo a amostragem de um fenômeno transiente específico pelo navio como será discutido a seguir. Entre as primeiras estações, mais próximas da costa americana, e o ponto mais austral as diferenças entre as alturas dinâmicas são da ordem de 0.40 metros dinâmicos (como 1 metro dinâmico \approx 1 metro, estaremos sempre nos referindo a altura dinâmica como metros).

O passo seguinte foi determinar as anomalias de altura dinâmica para o *Antares* em relação à média climatológica do GDEM seguindo o mesmo procedimento indicado no item 4.4 (figura 21). Da mesma maneira as anomalias do TOPEX correspondente ao ciclo 57, após o processo de filtragem e interpolação para uma malha de 0,5° x 0,5°, e as trajetórias 152, 213,

228 e 239 do ciclo 57 (Tabela III) e 035, 050, 061, 126 e 137 do ciclo 58 (as mais próximas da amostragem do *Antares*; sem qualquer procedimento de filtragem ou interpolação), foram calculadas em relação à média do biênio 1993/1994 e interpoladas para as posições das estações do *Antares*. A concordância dos resultados é muito boa, principalmente entre as anomalias brutas (trajetórias do ciclo 57 e 58) e as anomalias do *Antares*. O processo de filtragem e interpolação das anomalias para o ciclo 57 removeu as altas frequências mas, de maneira geral, concorda com as outras curvas. Pode-se observar, no entanto, duas particularidades, a primeira relacionada com a defasagem na altura entre as duas anomalias para uma mesma estação e a segunda, as diferenças entre os picos presentes (estações 13 - 17).

Tabela III: Datas do cruzeiro do *Antares* e os ciclos do TOPEX mais próximos.

Dados	Datas
<i>Antares</i>	06 - 18/abril/1994
TOPEX - Ciclo 57	01 - 11/abril/1994
TOPEX - Ciclo 58	12 - 22/abril/1994

A primeira pode ser explicada pela diferença entre as médias utilizadas. Enquanto que para o *Antares* utilizamos uma média climatológica, no caso do TOPEX foi utilizada a média do biênio de 1993/1994. É esperado que na última situação os valores de média sejam mais próximos do valores de nível do mar utilizados para cálculo das anomalias, uma vez que grande parte do sinal interanual ainda está presente. Na média climatológica, por se tratar de vários anos, grande parte do sinal interanual já foi removido, o que determina uma média com valores mais distantes do caso específico do *Antares*. Provavelmente, devido a este fato, os valores de anomalias da altura dinâmica do *Antares* são sempre maiores que os correspondentes do TOPEX. Outro fato que ainda podemos levar em conta é que para o caso

da hidrografia estamos considerando as variações nos 1000 metros superficiais (devido à nossa consideração inicial do nível de referência a 1000 dbar), enquanto que no caso do TOPEX, toda a coluna d'água está sendo analisada.

Para analisarmos as diferenças entre os picos devemos levar em conta a defasagem temporal e espacial entre as medidas hidrográficas e altimétricas. Embora, como demonstrado na Figura 13, as trajetórias do TOPEX estejam muito próximas das estações 14 e 15 do *Antares*, não podemos esquecer o fato das mesmas estarem na região da CBM onde grandes gradientes de propriedades (TS e nível do mar) ocorrem. As anomalias da trajetória 228 do ciclo 57 do TOPEX, mais próxima da estação 14, foi obtida no dia 10/04/94, enquanto que o navio efetuou a estação no dia 12/04/94. Com relação a estação 15 a trajetória mais próxima foi obtida no dia 10/04/94 (213/57) enquanto que o navio amostrou no dia 13/04/94.

O fato mais relevante é que entre as estações 14 e 15 existem fortes anomalias do nível do mar, devido à presença de um vórtice ciclônico bem definido (figura 15, ciclo 57). O que parece acontecer, é uma forte interface entre o vórtice e uma intensa anomalias positiva a leste, que está associada a um meandramento da Corrente do Atlântico Sul como será discutido a seguir. As trajetórias 228/57 e 035/58, amostraram aproximadamente a parte central desta anomalia positiva indicando altos valores. As trajetórias 152/57 e 213/57 estão associadas ao vórtice ciclônico, apresentando valores de anomalia da ordem de -0.40 m, o que caracteriza o enorme gradiente entre as estações 14 e 15. É interessante notar que o menor valor de anomalia a partir do satélite é na estação 15, enquanto que para o navio na estação 16. Isto tende a reforçar ainda mais que diferenças espaciais e temporais em uma zona de alta variabilidade como a CBM pode acarretar em significativas diferenças entre as medidas do satélite e do navio.

A figura 22 apresenta a topografia dinâmica composta do ciclo 57 (TOPEX + GDEM), indicando a circulação geostrófica na região. Nota-se a presença do forte vórtice ciclônico, com valores mais baixos de nível do mar se desprendendo do forte meandramento da CBM em torno de 44°W. Mais a oeste, em torno de 49°W, observa-se um vórtice anti-ciclônico com valores mais altos de anomalia. Estão plotados, sobre o mapa, as estações do *Antares* e os respectivos vetores de velocidade geostrófica (componente ortogonal ao par de estações) para superfície com relação ao nível de 1000 dbar. Existe uma boa concordância entre os vetores e as linhas de topografia dinâmica, principalmente na região da CBM, onde os gradientes são maiores. Uma exceção existe no par de estações 15-16 onde o vetor calculado está contra as linhas de fluxo. Intensos valores de velocidade acontecem na região próxima ao continente e próximo ao vórtice amostrado. Bons resultados de comparação entre anomalias altimétricas (e topografia dinâmica composta) e dados oceanográficos *convencionais* de experimentos específicos (alturas dinâmicas a partir de hidrografia; bóias de deriva, AVHRR) também foram obtidos com o GEOSAT na região da corrente do Golfo (Forristal *et al.*, 1990; Willebrand *et al.*, 1990; Glenn *et al.*, 1991), na corrente do Kuroshio (Ichikawa & Imawaki, 1994; Ichikawa *et al.*, *no prelo*) e na corrente da Agulhas (Gordon & Haxby, 1990; Byrne *et al.*, 1995). Um experimento interessante foi realizado no Atlântico Norte (Robinson *et al.*, 1993), onde os autores fizeram um estudo intensivo da dinâmica do ambiente a partir de altimetria (GEOSAT), hidrografia, bóias de deriva e modelagem numérica durante o *North Atlantic Bloom experiment*. Não foram encontrados trabalhos como os anteriores na região da CBM e da Corrente do Brasil.

A componente da velocidade geostrófica estimada pela topografia dinâmica composta e pelos dados hidrográficos estão demonstrados na figura 23. A concordância é boa,

principalmente no que diz respeito a direção dos vetores. É interessante notar que na região mais próxima do continente, onde esperaríamos a presença da CB, ambos os resultados indicam um fluxo para norte, sugerindo a presença de um padrão de recirculação da CB já evidenciado em alguns cruzeiro hidrográficos (E. Campos, com. pes.). As maiores discrepâncias entre os vetores acontecem, como esperado, nas regiões de menor gradiente de altura, com exceção do par 15-16 onde, embora exista pela topografia dinâmica composta um fluxo significativo, os vetores não concordaram. Isto se deu, provavelmente, devido a defasagem temporal entre as duas medidas. O navio provavelmente já amostrou influência de anomalias positivas, uma vez que o sistema parece estar se movendo para oeste. Para melhor visualização foram calculadas as componentes dos vetores obtidos pela hidrografia e pela altimetria (figura 24). A concordância geral é novamente observada e ficam mais evidenciadas as diferenças, principalmente na estação 14, onde a componente v da altimetria foi bem maior e, nas estações mais próximas à costa, onde os vetores da hidrografia foram maiores que os da altimetria, tanto em u como em v .

4.5.1 Sumário do Tópico

Comparando-se os resultados entre a altura dinâmica calculada a partir de dados hidrográficos do Antares e a altura dinâmica composta a partir de dados climatológicos e anomalias altimétricas tiveram uma boa concordância. Os vetores de velocidade geostrófica superficial de maneira geral concordaram em magnitude e direção/sentido, com exceção da região mais próxima da costa e nas estações mais austrais, onde um intenso vórtice foi amostrado.

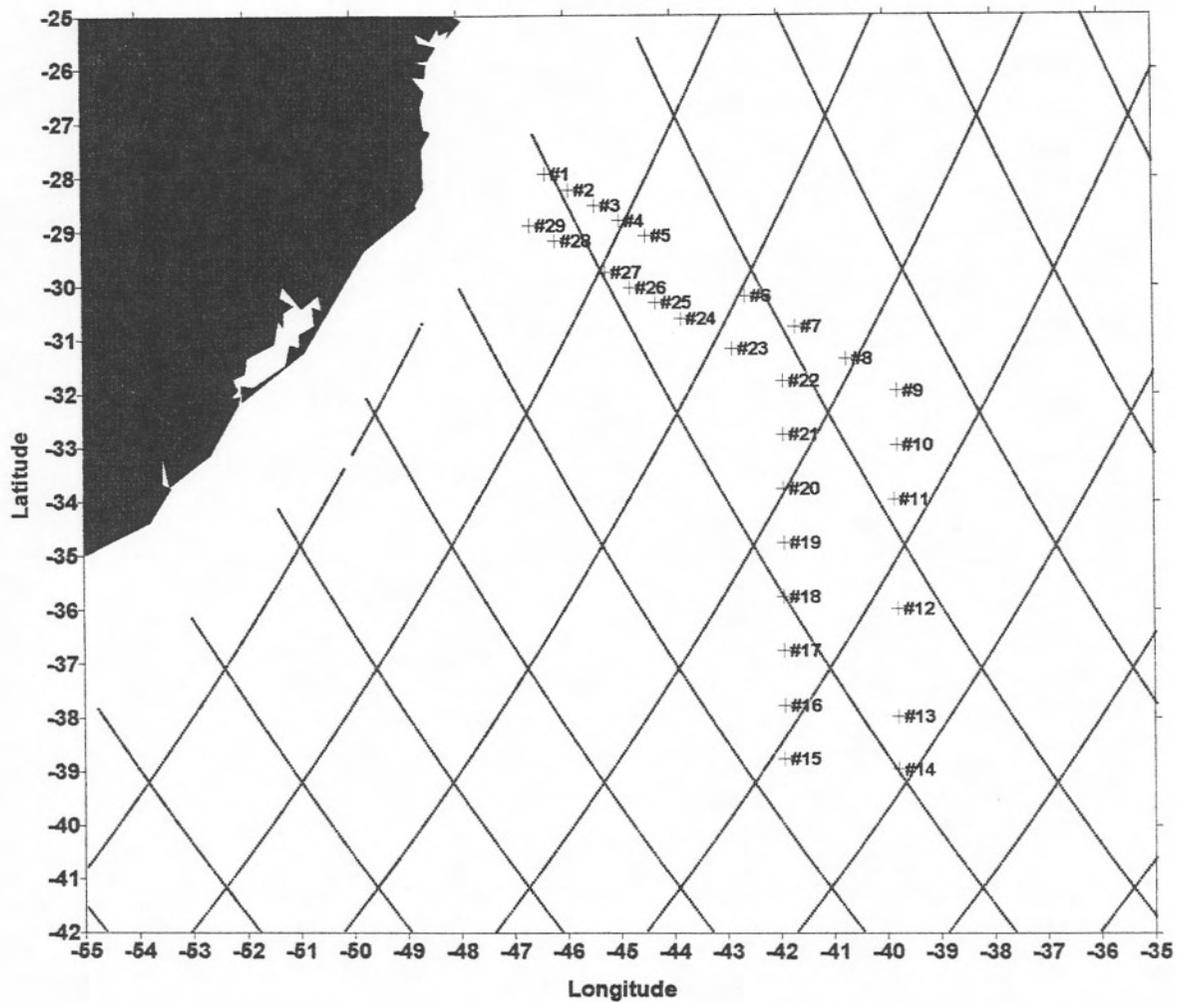


Figura 19: Estações do cruzeiro do *Antares* (vermelho) e trajetórias do T/P (azul).

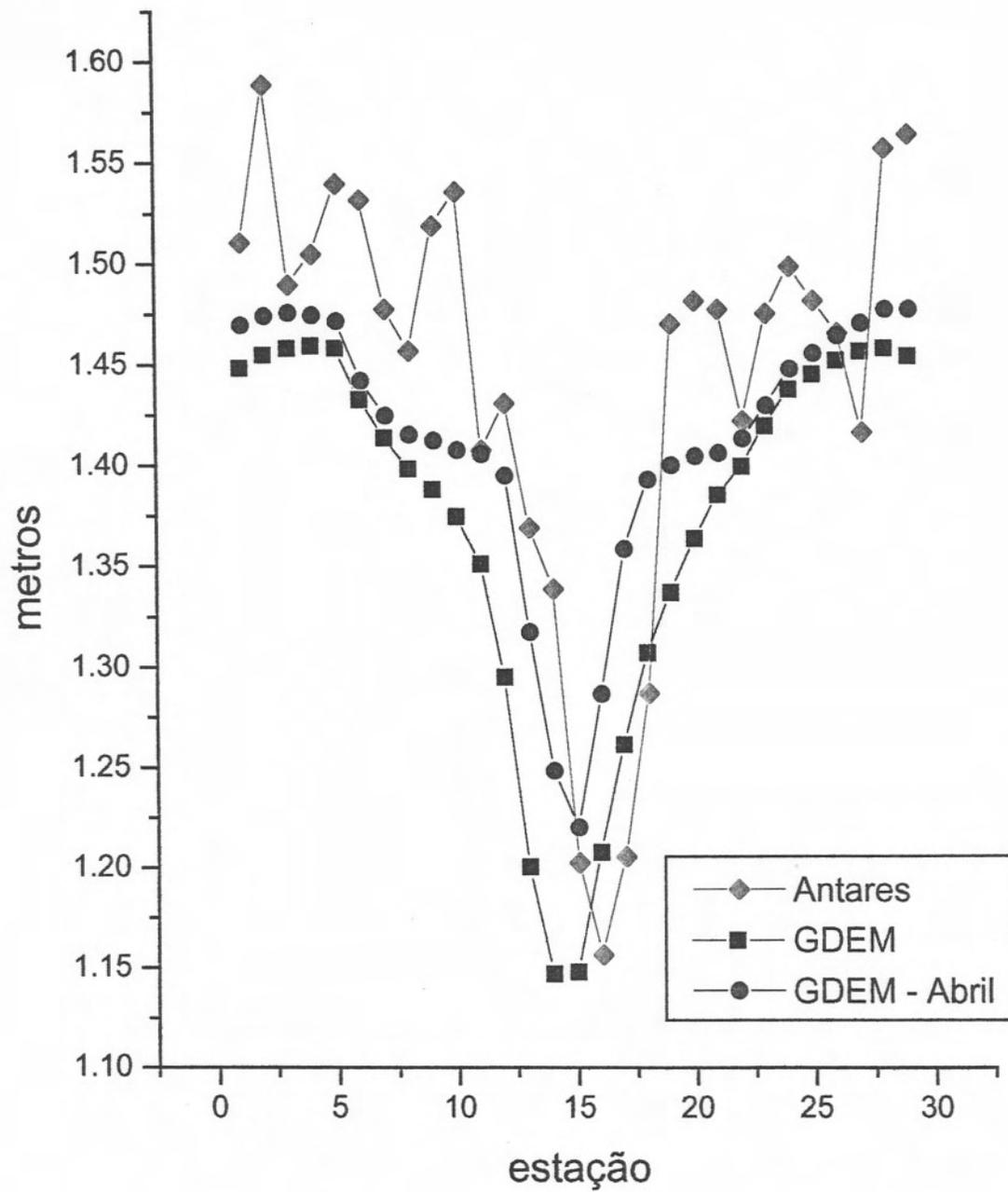


Figura 20: Alturas dinâmicas relativas a 1000 dbar (*Antares* (-◆-), GDEM (-■-) e GDEM-abril (-●-)) para as estações do *Antares*.

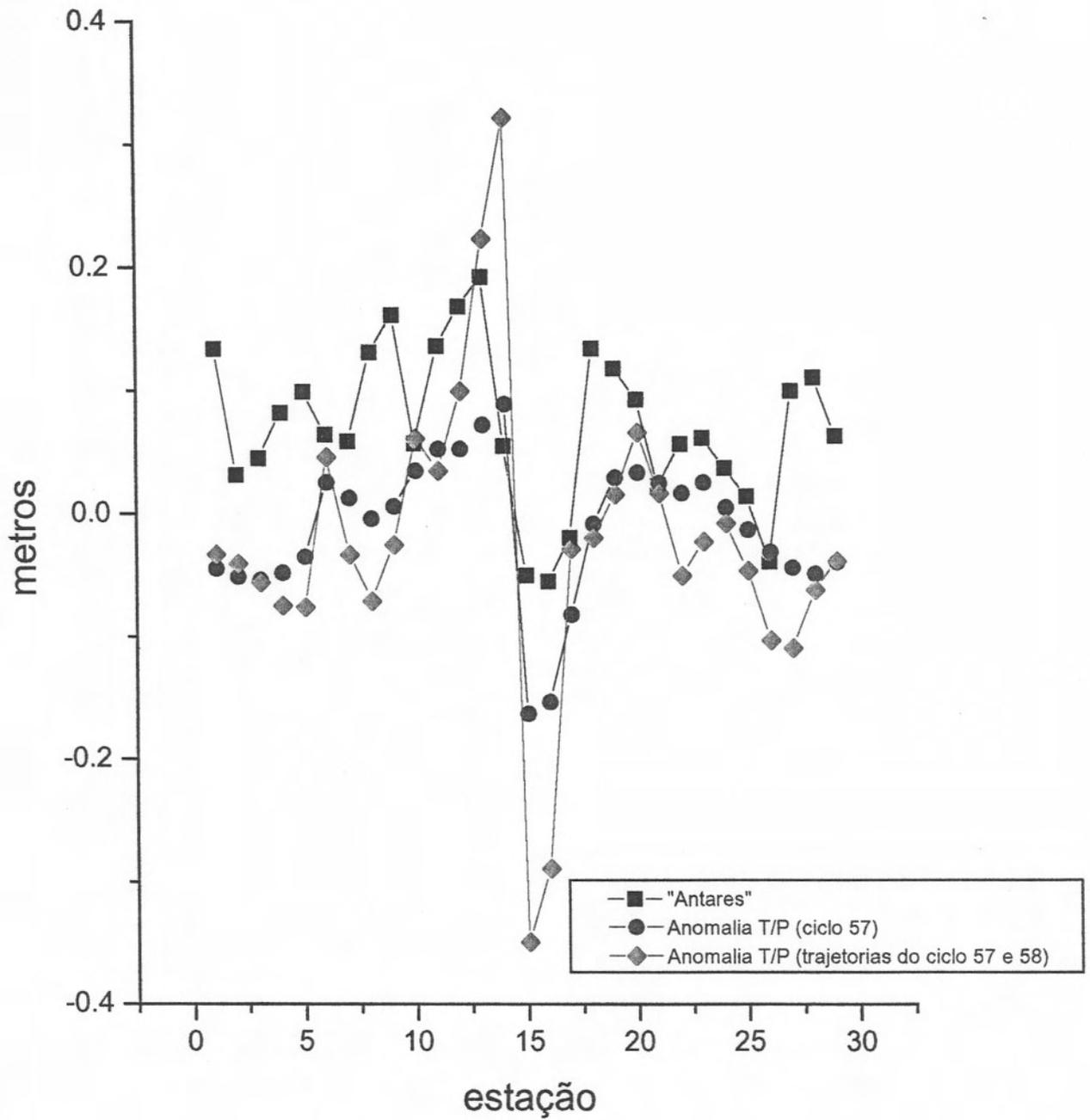


Figura 21: Anomalias da altura dinâmica (*Antares* (-■-), T/P - 57 (-●-) e T/P - 57/58 (-◆-)) para as estações do *Antares*.

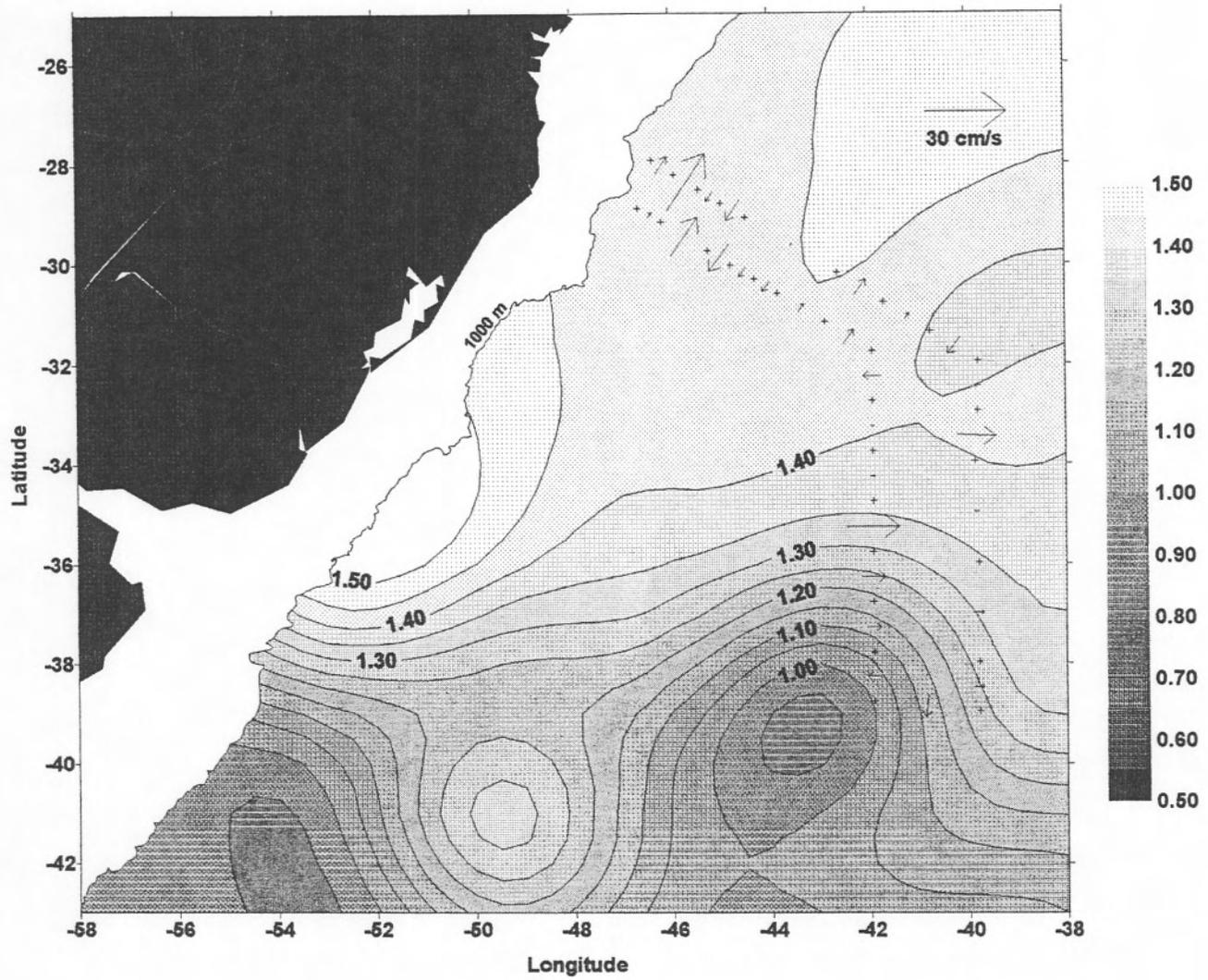


Figura 22: Topografia dinâmica composta (ciclo 57) e vetores de velocidade geostrófica superficial a partir dos dados do *Antares*

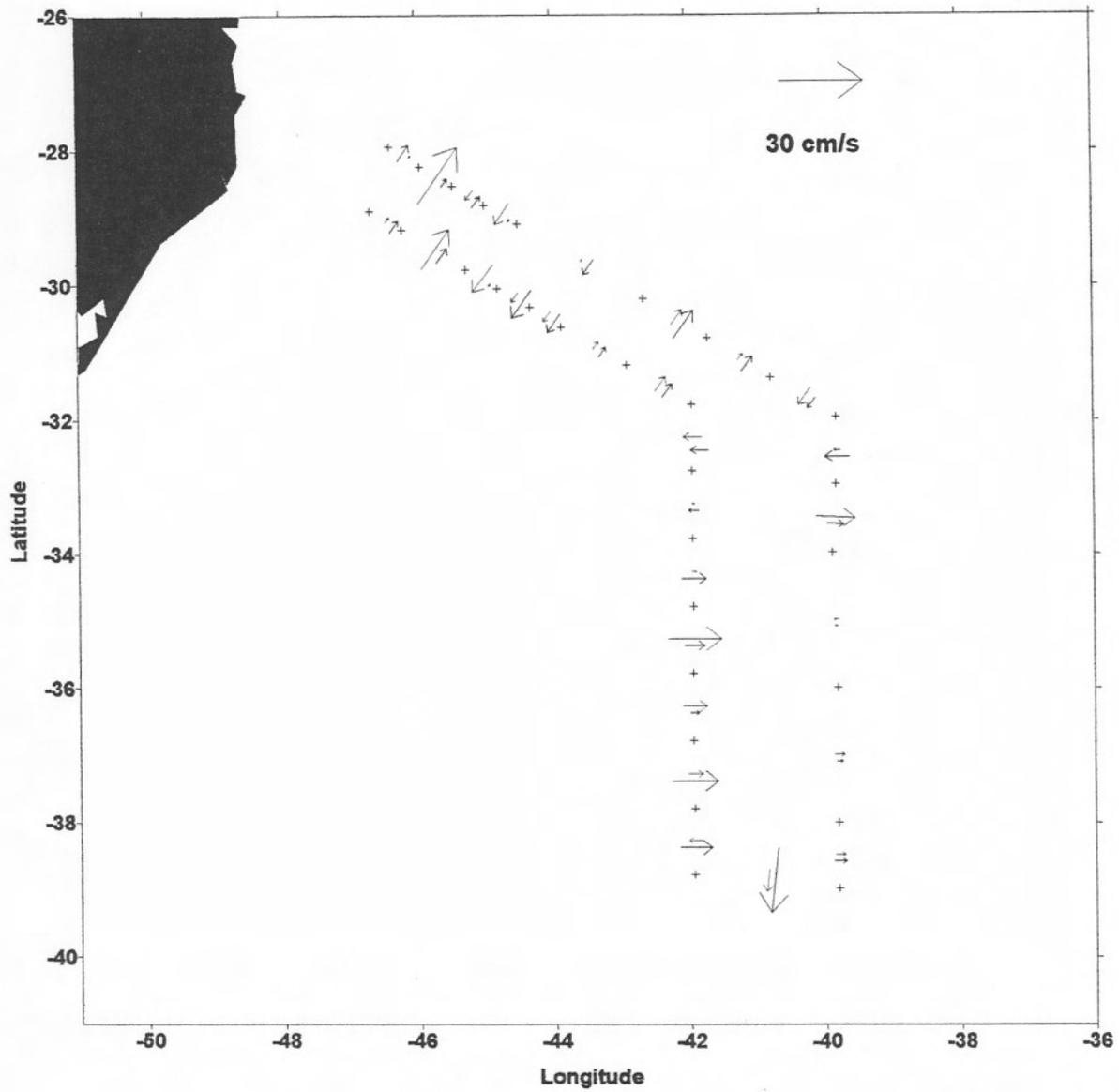


Figura 23: Componente geostrófica superficial para cada par de estações do cruzeiro do *Antares* a partir da hidrografia (vermelho) e da topografia dinâmica composta (azul).

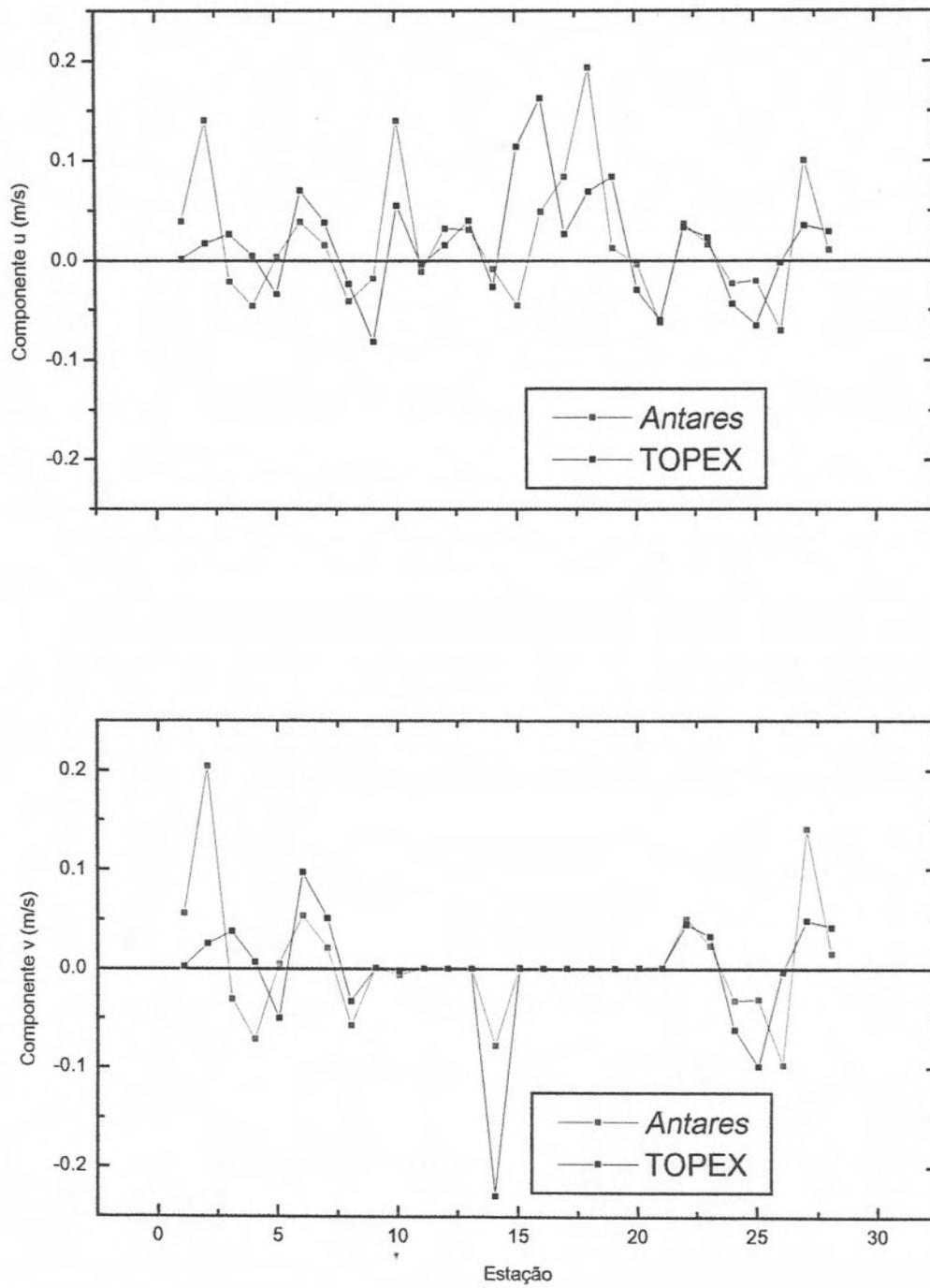


Figura 24: Componentes u e v da velocidade geostrófica superficial para cada par de estações do cruzeiro do *Antares* a partir da hidrografia (vermelho) e da topografia dinâmica composta (azul).

5. CONCLUSÕES GERAIS E SUGESTÕES

- A altimetria TOPEX/POSEIDON apresenta-se como uma excelente ferramenta para o estudo de aspectos dinâmicos do Atlântico Sul Ocidental, principalmente em relação a variabilidade temporal e as anomalias (sazonais e por ciclos) da topografia dinâmica.
- O potencial da altimetria para o estudo das correntes geostróficas superficiais ainda está limitado pelas grandes imprecisões nos modelos disponíveis do geóide marinho. No entanto, métodos alternativos como o da *topografia dinâmica composta*, utilizado neste estudo, oferecem uma saída para o estudo da circulação oceânica regional.
- O uso conjunto de imagens termais e dados altimétricos apresentou grande potencial para o estudo de fenômenos transientes. O regime de formação e deslocamento de vórtices na CBM, praticamente desconhecido, pode ser amplamente explorado com o uso conjunto destas ferramentas.
- Dados altimétricos e hidrográficos apresentaram boa concordância e podem ainda ser combinados, em estudos futuros, para a determinação da componente geostrófica *total* ao longo da coluna d'água, além da possibilidade de serem assimilados em modelos de circulação.

- Os resultados da variabilidade temporal da topografia dinâmica apresentados neste trabalho indicam a presença de um forte sinal interanual. Com o prolongamento da missão do TOPEX/POSEIDON por mais dois anos e novas missões altimétricas, os aspectos interanuais da dinâmica do Atlântico Sul poderão ser explorados gerando resultados inéditos para a região.
- Finalmente, o uso conjunto dos dados contemporâneos do TOPEX/POSEIDON e do ERS-1 tem grande potencial, uma vez que os satélites têm características orbitais diferentes (período e inclinação), podendo incrementar significativamente a resolução espaço-temporal dos dados.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allan T.D. (1983). *Satellite Microwave Remote Sensing*. 1 ed. Edited by T. D. Allan. Ellis Horwood Series in Marine Science. Chichester, UK: Ellis Horwood Limited. 526 pp.
- Aoki S., S. Imawaki & K. Ichikawa (1995). Baroclinic disturbances propagating westward in the Kuroshio Extension region as seen by a satellite altimeter and radiometers. *J. Geophys. Res.*, 100 (C1), 839-855.
- Arnault S., Y. Menard & M.S. Rouquet (1989). Variability of the Tropical Atlantic in 1986-1987 as observed by Geosat and in situ data. *Adv. Space Res.*, 9 (7), (7)383 - (7)386.
- Benada R. (1993). Merged GDR (TOPEX/POSEIDON) Users Handbook. JPL/PO.DAAC. NTIS, d-11007.
- Byrne D.A., A.L. Gordon & W.F. Haxby (1995). Agulhas Eddies: A synoptic view using Geosat ERM data. *J. Phys. Oceanogr.*, 25 902-917.
- Campos E.J.D. & D.B. Olson (1991). Stationary Rossby Waves in Western Boundary Current Extensions. *J. Phys. Oceanogr.*, 21 1202-1224.
- Carton J.A. (1989). Estimates of Sea Level in Tropical Atlantic Ocean Using GEOSAT Altimetry. *J. Geophys. Res.*, 94 (C6), 8029-8039.
- Cartwright D.E. & R.D. Ray (1990). Oceanic tides from Geosat altimetry. *J. Geophys. Res.*, 95 3069-3090.
- Chelton D.B. (1988). WOCE/NASA Altimeter Algorithm Workshop. U.S. WOCE. NTIS, 2.
- Cheney R.E., J. Marsh & B.D. Beckley (1983). Global Mesoscale Variability from Collinear Tracks of SEASAT Altimeter Data. *J. Geophys. Res.*, 88 (C7), 4343 - 4354.

- Confluence Principal Investigators (1990). CONFLUENCE 1988-1990: An intensive study of the southwestern Atlantic. *Eos Trans.*, 71 (41), 1131-1134.
- Cracknell A.P. (1982). Remote Sensing applications in marine science and technology. *NATO ASI Series. Mathematical and Physical Science n° 106*. Reidel Pub. Company. Dordrecht, Holland. 466 pp.
- Fomin L.M. (1964). The dynamic method in oceanography. 1 ed. Elsevier Oceanography Series. Amsterdam: Elsevier Publishing Company. 212 pp.
- Forbes C., K. Leaman, D. Olson & O. Brown (1993). Eddy and wave dynamics in the South Atlantic as diagnosed from Geosat altimeter data. *J. Geophys. Res.*, 98 (C7), 12297-12314.
- Forristall G.Z., K.J. Schaudt & J. Calman (1990). Verification of Geosat altimetry for operational use in the Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.*, 95 (C3), 2985-2989.
- Fu L.-L., E.J. Christensen, C.A.Y. Jr., M. Lefebvre, Y. Menard, M. Dorrer & P. Escudier (1994). TOPEX/POSEIDON Mission overview. *J. Geophys. Res.*, 99 (C12), 24369-24382.
- Garfield III N.I. (1990). Brazil Current at subtropical latitudes. Ph.D. University of Rhode Island. 122pp.
- Garzoli S.L. (1993). Geostrophic velocity and transport variability in the Brazil-Malvinas Confluence. *Deep Sea Res.*, 40 (7), 1379-1403.
- Garzoli S.L. & C. Giulivi (1994). What forces the variability of the southwestern Atlantic boundary currents? *Deep Sea Res.*, 41 (10), 1527-1550.

- Ghisolfi R.D. (1995). Estimativas da velocidade superficial no Atlantico Sul Ocidental utilizando imagens sequenciais do satelite AVHRR/NOAA. MSc. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 143pp.
- Glenn S.M., D.L. Porter & A.R. Robinson (1991). A synthetic geoid validation of Geosat mesoscale dynamic topography in the Gulf Stream region. *J. Geophys. Res.*, 96 (C4), 7145-7166.
- Goni G., S. Kamholz, S. Garzoli & D. Olson (1995). Dynamics of the Brazil/Malvinas Confluence Based on Inverted Echo Sounders and Altimetry. *submetido ao J. Geophys. Res.* .
- Gordon A.L., K.I. Horai & M. Donn (1983). Western boundary current variability revealed by GEOS 3 altimeter. *J. Geophys. Res.*, 88 (C1), 755-762.
- Gordon A.L. & C.L. Greengrove (1986). Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland confluence. *Deep Sea Res.*, 33 (5), 573-385.
- Gordon A.L. (1989). Brazil-Malvinas Confluence - 1984. *Deep Sea Res.*, 36 (3), 359-384.
- Gordon A.L. & W.F. Haxby (1990). Agulhas eddies invade the South Atlantic: evidence from Geosat altimeter and shipboard Conductivity-Temperature-Depth survey. *J. Geophys. Res.*, 95 (C3), 3117-3125.
- Gowda H.H., B. Manikiam, V. Jayaraman & M.G. Chandrasekhar (1993). Impact of satellite remote sensing on ocean modelling - an overview. *Int. J. Remote Sensing*, 14 (17), 3317-3331.
- Hayne G.S., D.W. Hancock, C.L. Purdy & P.S. Callahan (1994). The corrections for significant wave height and attitude effects in the TOPEX radar altimeter. *J. Geophys. Res.*, 99 (C12), 24941-24956.

- Ichikawa K. & S. Imawaki (1992). Fluctuation of the Sea Surface Dynamic Topography Southeast of Japan as estimated from SEASAT altimetry data. *J. Oceanogr.*, 48 155-177.
- Ichikawa K. & S. Imawaki (1994). Life history of a cyclonic ring detached from the Kuroshio Extension as seen by the GEOSAT altimeter. *J. Geophys. Res.*, 99 (C8), 15953-15966.
- Ichikawa K., S. Imawaki & H. Ishii (no prelo). Comparison of surface velocities determined from altimeter and drifting buoy data. *J. Oceanogr.* .
- Kelly K.A. & S.T. Gille (1990). Gulf Stream surface transport and statistics at 69 W from Geosat altimeter. *J. Geophys. Res.*, 95 (C3), 3149-3161.
- Legeckis R. & A.L. Gordon (1982). Satellite observations of the Brazil and Falkland currents - 1975 to 1976 and 1978. *Deep Sea Res.*, 29 (3A), 375-401.
- Levitus S. (1982). Climatological Atlas of the World Ocean. NOAA. NTIS, 13.
- Lima Jr. I.D. (1992). Distribuição e abundância de anchoita (*Engraulis anchoita*) em relação aos processos oceanográficos na plataforma continental sul do Brasil. MSc. FURG. 64pp.
- Matano R.P., M.G. Schlax & D.b. Chelton (1993). Seasonal Variability in the Southwestern Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 98 (C10), 18027-18035.
- Matano R.P. (1993). On the separation of the Brazil current from the coast. *J. Phys. Oceanogr.*, 23 79-90.
- Meehl G.A. (1982). Characteristics of surface current flow inferred from a global ocean current data set. *J. Phys. Ocean.*, 12 538-555.
- Nerem R.S., B.D. Tapley & C.K. Shum (1990). Determination of the Ocean Circulation using Geosat Altimetry. *J. Geophys. Res.*, 95 (C3), 3163-3179.

- Nerem R.S., E.J. Schrama, C.J. Koblinsky & B.D. Beckley (1994). A preliminary evaluation of ocean topography from the TOPEX/POSEIDON mission. *J. Geophys. Res.*, 99 (C12), 24565-24583.
- Olson D.L., G.P. Podesta, R.H. Evans & O. Brown (1988). Temporal variations in the separation of the Brazil and Malvinas currents. *Deep Sea Res.*, 35 1971-1990.
- Peterson R.G. & L. Stramma (1991). Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Prog. Oceanogr.*, 26 1-73.
- Pereira C.S. (1989) Seasonal variability in the coastal circulation on the Brazilian continental shelf (29°S - 35°S). *Continental Shelf Res.*, 9,3,285-299.
- Podesta G.P., O.B. Brown & R.H. Evans (1991). The annual cycle of satellite derived sea surface temperature in the southwestern Atlantic ocean. *J. Clim.*, 4 457-467.
- Pond S. & G.L. Pickard (1983). *Introductory Dynamical Oceanography*. 2 ed. London: Pergamon Press. 329 pp.
- Provost C., V. Garçon & S. Garzoli (1989). Sea Level Variability in the Brazil and Malvinas Confluence Region. *Adv. Space Res.*, 9 (7), (7)387 - (7)392.
- Provost C., O. Garcia & V. Garçon (1992). Analysis of satellite sea surface temperature time series in the Brazil-Malvinas current confluence region: dominance of the annual and semiannual period. *J. Geophys. Res.*, 97 (C11), 17841-17858.
- Provost C. & P.-Y.L. Traon (1993). Spatial and Temporal Scales in the Altimetric Variability in the Brazil-Malvinas Current Confluence Region: Dominance of the semiannual period and large spatial scales. *J. Geophys. Res.*, 98 (C10), 18037-18051.
- Reid J.L. (1989). On the total geostrophic circulation of the South Atlantic Ocean: flow patterns, tracers and transports. *Prog. Oceanogr.*, 23 149-244.

- Robinson A.R., D.J. McGillicuddy, J. Calman, H.W. Ducklow, M.J.R. Fasham, F.E. Hoge, W.G. Leslie, J.J. McCarthy, S. Podewski, D.L. Porter, G. Saure & J.A. Yoder (1993). Mesoscale and upper ocean variabilities during the 1989 JGOFS bloom study. *Deep Sea Res. II*, 40 (1/2), 9-35.
- Saltzman B. (1985). Satellite Oceanic Remote Sensing. *Advances in Geophysics Volume 27*. Academic Press Inc. San Diego. 511 pp.
- Schwind J.J.v. (1980). Geophysical Fluid Dynamics for Oceanographers. 1 ed. Prentice-Hall, Inc. 307 pp.
- Semtner A.J. & R.M. Chervin (1992). Ocean general circulation from a global eddy-resolving model. *J. Geophys. Res.*, 97 5493-5550.
- Stammer D. & C. Wunsch (1994). Preliminary Assessment of the accuracy and precision of TOPEX/POSEIDON Altimeter data with respect to the large scale Ocean Circulation. *J. Geophys. Res.*, 99 (C12), 24584-24604.
- Stewart R.H. (1985). Methods of Satellite Oceanography. Berkeley California: University of California Press. 360 pp.
- Stommel H. (1957). A survey of ocean current theory. *Deep Sea Res.*, 4 149-184.
- Stramma L. & R.G. Peterson (1990). The South Atlantic Current. . *J. Phys. Oceanogr.*, 20 846-859.
- Stramma L., Y. Ikeda & R.G. Peterson (1990). Geostrophic transport in the Brazil Current region north of 20°S. *Deep Sea Res.*, 37 (12), 1875-1886.
- Tapley B.D., D.P. Chambers, C.K. Schum, R.J. Eanes & J.C. Ries (1994). Accuracy assessment of the large-scale dynamic ocean topography from TOPEX/POSEIDON altimetry. *J. Geophys. Res.*, 99 (C12), 24605-24617.

- Teague W.J., M.J. Carron & P.J. Hogan (1990). A comparison between the Generalized Digital Environmental Model and Levitus Climatologies. *J. Geophys. Res.*, 95 (C5), 7167-7184.
- Willebrand J., R.H. Kase, D. Stammer, H. Ninrinsen & W. Karauss (1990). Verification of Geosat sea surface topography in the Gulf Stream Extension with surface drifting buoys and hydrographic measurements. *J. Geophys. Res.*, 95 (C3), 3007-3014.
- Wunsch C. & E.M. Gaposchkin (1980). On using Satellite Altimetry to determine the general circulation of the oceans with application to geoid improvement. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18 (4), 725-745.

ANEXO I

Descrição das componentes barotrópica e baroclínica do gradiente de pressão

A componente barotrópica e baroclínica têm origem de fenômenos distintos. A primeira resulta da inclinação da superfície livre do mar enquanto a segunda da inclinação do campo de densidade em relação ao campo de pressão. Neste anexo é apresentada uma pequena descrição matemática destas componentes para que o leitor que não esteja familiarizado com os termos. Uma descrição completa do método geostrófico, suas aplicações e limitações pode ser encontrada em Fomin (1964).

O gradiente de pressão ao longo da vertical (eixo z), considerando desprezível a componente vertical da velocidade ao longo da coluna d'água, é dado pela seguinte relação (equação hidrostática):

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (i)$$

Integrando-se verticalmente a equação i de uma profundidade z até a superfície livre do mar ζ , teremos:

$$\int_z^\zeta dp = - \int_z^\zeta \rho g dz \quad (ii)$$

$$p_\zeta - p_z = -g \int_z^\zeta \rho dz \quad (iii)$$

sendo g tomada como constante, p_ζ a pressão na superfície e p_z a pressão na profundidade z . Para todos os fins práticos podemos assumir $p_\zeta = 0$, portanto a equação iii pode ser reescrita na forma:

$$p_z = g \int_z^\zeta \rho dz \quad (iv)$$

Derivando a última equação em relação a x teremos:

$$\frac{\partial p_z}{\partial x} = g \frac{\partial}{\partial x} \int_z^{\zeta} \rho dz \quad (v)$$

O que resulta em:

$$\frac{\partial p_z}{\partial x} = g \int_z^{\zeta} \frac{\partial \rho}{\partial x} dz + g \rho_{\zeta} \frac{\partial \zeta}{\partial x} \quad (vi)$$

(a) (b)

O termo (a) representa a porção baroclínica do gradiente de pressão e o termo (b) a porção barotrópica. Considerando somente a camada superficial, o termo baroclínico se anula, resultando que o gradiente de pressão horizontal se deve apenas à componente barotrópica. Utilizando a equação 2.4 podemos escrever:

$$v = \frac{g}{\rho f} \int_z^{\zeta} \frac{\partial \rho}{\partial x} dz + \frac{\rho_{\zeta} g}{\rho f} \frac{\partial \zeta}{\partial x} \quad (vii)$$

Sendo esta última equação a componente v da velocidade geostrófica absoluta para todos os níveis da coluna d'água (para todos os fins práticos $\rho_{\zeta}/\rho \approx 1$ em todas as profundidades).

ANEXO II

Datas dos ciclos do TOPEX/POSEIDON de 1993 e 1994

CICLO	INICIO	FINAL	ALTIMETRO
011	31/12/92	10/01/93	
012	10/01/93	20/01/93	
013	20/01/93	30/01/93	
014	30/01/93	08/02/93	
015	08/02/93	18/02/93	
016	18/02/93	28/02/93	
017	28/02/93	10/03/93	
018	10/03/93	20/03/93	
019	20/03/93	30/03/93	
020	30/03/93	09/04/93	POSEIDON
021	09/04/93	19/04/93	
022	19/04/93	29/04/93	
023	29/04/93	09/05/93	
024	09/05/93	19/05/93	
025	19/05/93	29/05/93	
026	29/05/93	07/06/93	
027	07/06/93	17/06/93	
028	17/06/93	27/06/93	
029	27/06/93	07/07/93	
030	07/07/93	17/07/93	
031	17/07/93	27/07/93	POSEIDON
032	27/07/93	06/08/93	
033	06/08/93	16/08/93	
034	16/08/93	26/08/93	
035	26/08/93	05/09/93	
036	05/09/93	15/09/93	
037	15/09/93	25/09/93	
038	25/09/93	04/10/93	
039	04/10/93	14/10/93	
040	14/10/93	24/10/93	
041	24/10/93	03/11/93	POSEIDON
042	03/11/93	13/11/93	
043	13/11/93	23/11/93	
044	23/11/93	03/12/93	
045	03/12/93	13/12/93	
046	13/12/93	23/12/93	
047	23/12/93	02/01/94	
048	02/01/94	12/01/94	
049	12/01/94	22/01/94	
050	22/01/94	31/01/94	
051	31/01/94	10/02/94	
052	10/02/94	20/02/94	
053	20/02/94	02/03/94	
054	02/03/94	12/03/94	
055	12/03/94	22/03/94	POSEIDON
056	22/03/94	01/04/94	
057	01/04/94	11/04/94	
058	11/04/94	21/04/94	
059	21/04/94	01/05/94	
060	01/05/94	11/05/94	
061	11/05/94	21/05/94	

062	21/05/94	30/05/94	
063	30/05/94	09/06/94	
064	09/06/94	19/06/94	
065	19/06/94	29/06/94	POSEIDON
066	29/06/94	09/07/94	
067	09/07/94	19/07/94	
068	19/07/94	29/07/94	
069	29/07/94	08/08/94	
070	08/08/94	18/08/94	
071	18/08/94	28/08/94	
072	28/08/94	07/09/94	
073	07/09/94	16/09/94	
074	16/09/94	26/09/94	
075	26/09/94	06/10/94	
076	06/10/94	16/10/94	
077	16/10/94	26/10/94	
078	26/10/94	05/11/94	
079	05/11/94	15/11/94	POSEIDON
080	15/11/94	25/11/94	
081	25/11/94	05/12/94	
082	05/12/94	15/12/94	
083	15/12/94	25/12/94	
084	25/12/94	04/01/95	

ANEXO III

Anomalias altimétricas por ciclo do TOPEX/POSEIDON

