

UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE TECNOLOGIA E CIÊNCIAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA

PAULO ROBERTO DA SILVA BARROS

**VARIABILIDADE TEMPORAL DO SISTEMA
SUB-CORRENTE NORTE DO BRASIL**

Monografia apresentada ao Curso de Oceanografia do Instituto de Geociências da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, como requisito final para obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia.

ORIENTADOR:

PROF. DR. ILSON CARLOS ALMEIDA DA SILVEIRA

RIO DE JANEIRO,

Dezembro de 2005

FICHA CATALOGRÁFICA

Barros, P.R. da S.

VARIABILIDADE TEMPORAL DO SISTEMA SUB-CORRENTE NORTE DO BRASIL

Rio de Janeiro, RJ, Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ, Centro de Tecnologia e Ciências, Instituto de Geociências, Departamento de Oceanografia e Hidrologia, 2005.

Monografia: Bacharelado em Oceanografia.

Palavras-chave: Circulação de Meso-escala, Variabilidade Temporal, Modos EOF.

Paulo Roberto da Silva Barros

**VARIABILIDADE TEMPORAL DO SISTEMA SUB-CORRENTE
NORTE DO BRASIL**

Monografia apresentada ao Curso de Oceanografia do
Instituto de Geociências da Universidade do Estado do
Rio de Janeiro, como requisito final para obtenção do
grau de Bacharel em Oceanografia.

APROVADO EM 14/12/2005, PELA BANCA EXAMINADORA:

Dr. André Kersten Schmidt

Laboratório de Dinâmica Oceânica - LADO-IOUSP

M.Sc. Wellington Ceccopieri Belo

Centro de Pesquisas da PETROBRAS - CENPES

Sumário

Agradecimentos	iv
Abstract	vii
Resumo	viii
Lista de Figuras	ix
Lista de Tabelas	xiii
1 Introdução	1
1.1 Padrões de Circulação do Atlântico Sul	1
1.2 Sistema Corrente Norte do Brasil	4
1.3 Deriva de Ekman	6
1.4 Variabilidade das Correntes Equatoriais	7
2 Objetivos	10
3 Conjunto de Dados	11
3.1 Programa CLIVAR	11
3.2 Dados Utilizados	11
4 Metodologia	13
4.1 Técnicas de Análise de Séries Temporais	13
4.1.1 Remoção de Valores Espúrios	13
4.1.2 Estimativa da Maré Barotrópica	17
4.1.3 Estimativa de Maré Baroclínica	17
4.1.4 Filtragem de 48 horas	18
4.2 Cálculo do Fluxo Médio	21
4.2.1 Obtenção do Fluxo Médio	21
4.2.2 Estimativa dos Fluxos Barotrópico e Baroclínico	23
4.3 Cálculo das Funções Ortogonais Empíricas (<i>EOF</i>)	23
4.4 Reconstituição da Séries	29

4.5	Análise Espectral	30
5	Resultados	32
5.1	Resultados da Análise de Maré Barotrópica	32
5.2	Resultados da Análise de Maré Baroclínica	34
5.3	Resultados da Filtragem Digital	36
5.4	Avaliação do Fluxo Médio	37
5.5	Resultados da Análise EOF	39
5.6	Reconstituição das Séries	41
5.7	Resultado da Análise Espectral	46
5.8	Validação Estatística da Metodologia	48
6	Considerações Finais	50
6.1	Conclusões	50
6.2	Trabalhos Futuros	51
	Refêrencias	52

Agradecimentos

Primeiramente ao professor e amigo Luiz Carlos que sempre me incentivou, apoiou e abriu portas na minha pequena, porém jovem carreira na oceanografia. Pelas palavras de trabalho e lições de vida aprendidas em longas conversas na UERJ.

Agradeço imensamente ao ex-orientador e atual amigo Wellington pelas críticas, oportunidades, conselhos e pelo aprendizado e exemplo dado em uma fase muito importante da minha vida, onde algumas decisões mudarão minha vida para sempre. Um grande obrigado ao grupo do CENPES pelo apoio e pelos ótimos dias divertidos que tive durante o período de estágio. Obrigado Renato, Guerra, Éric, Luiz Cláudio, Luiz Manoel, Angelo, Zé Antônio, Kelly, Gilmará, Tânia, Léo, Dudu, Anderson, Álvaro, Jerônimo e Marcelo. Valeu!!!

Um especial obrigado ao meu atual orientador Ilson da Silveira, pela oportunidade, pelo apoio, idéias e ensinamentos passados, contribuindo para realização deste trabalho e motivação para muitos outros que estarão por vir. Agradeço pela paciência por ter me aturado falando umas cem vezes por dia: “estou preocupado!”. Agradeço também ao Prof. Paulo Polito pela grande ajuda na monografia, com as análises das séries temporais e importantes sugestões oferecidas. Um Obrigado à Professora Adriene com a ajuda na metodologia de análise das marés baroclínicas.

Um grande obrigado ao pessoal do laboratório pela grande ajuda nas dificuldades encontradas nos trabalhos Rafael (Hey Joe), Filipe, André, Leandro (Brócolis), Leandro Calado, Cayo, Thiago (Paquito), Domingos e Carol pelas revisões e ajuda no trabalho.

Um grande obrigado à todos os amigos e colegas de faculdade que sempre me incentivaram e deram grande força durante processo. Poderia listar um monte de gente, mas em especial devo agradecer à alguns. Primeiramente aos meus companheiros Diogo, Rafael e João, que contribuíram com os trabalhos da faculdade e com muito bom humor em nossas tentativas de estudo no apartamento. Não posso deixar de agradecer aos companheiros de surf Tiagão, Dudu e Di Lello. Muito especial obrigado à Camilinha, Patrícia, Janaína, Danielle, Maria Antônia e Cristiene por sempre boas conversas e insentivos.

Aos meus grandes e verdadeiros amigos, Hildebrando e Tadeu, pelas fugidas necessárias para o surf, longas conversas jogadas fora, apoio nas horas difíceis, e fáceis

também. Ao grande amigo Guto que também esteve sempre presente nos nesses últimos anos.

O meu maior agradecimento à minha família. Aos meus pais, pela constante compreensão e incentivo, e com este documento ofereço como o resultado e também uma justificativa desses anos difíceis onde estive muito ausente e distante da minha família. Agradeço à minha irmazinha Batatinha, que hoje não é mais tão pequenininha e tem dado um bocado de sangue pela faculdade e obviamente tendo recompensas. Obrigado Cris por compreender minha dedicação, e também ausência em todos esses anos, onde passamos juntos por momentos difíceis e também juntos conseguimos superá-los. Obrigado por me ouvirem, mesmo sem falar na minha silenciosa e confusa maneira de me expressar.

“A mais profunda emoção é inspirada pelo
senso de mistério”

Albert Einstein

Abstract

The Tropical Atlantic is an important region and the origin site of many oceanic features like Brazil Current (BC), the North Brazil Undercurrent (NBUC) and the North Brazil Current (NBC). As the South Equatorial Current (SEC) reaches the Brazilian coast, near 15° S, it originates the BC and NBUC. The vertical structure and instantaneous transports of these currents have been reported in the literature, but there is no information about temporal variability of the current system in the region. The Empirical Orthogonal Functions (EOF) analysis method has the great advantage of producing temporal series patterns of vertical orthogonal functions, also known as statistical normal modes. The data set used belongs to Kiel University, from the deep-sea mooring deployed during the Meteor cruise M47/1, and located at $10^{\circ}36,7'$ S and $035^{\circ}23,4'$ W. The measurement period ranged from March 2000 to September 2001. The data set is available at the National Oceanographic data base - *Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO)* of the Brazil Navy. This work aims to elucidate the mean vertical flow pattern and the time scales associated to the NBUC system variability. The mean flow of the meridional component presented low values and the inversion around the depth of 800 m, indicating the mooring is located offshore of the NBUC core. The first and the second EOF modes together explain 76,4 % of the observed variance. The first EOF mode, has the biggest parcel of the series variance, explaining 41,44 %. This mode is associated to the Deep Western Boundary Current (DWBC). The second mode, that responds for 35 % of the total variance, is associated to the variability of the NBUC. The spectral analysis in the EOF amplitude mode series showed that statistically significant periods weren't found in the second mode amplitude series, which is associated to the NBUC. The first mode amplitude series, associated to the DWBC, presented a single significant energy peak with period of 69 days. However, both modes didn't have other significant periodicities, representing a red spectrum: energy is wide spread over several wavelengths and periods.

Resumo

O Atlântico Tropical é uma região de grande importância pois é origem de feições como a Corrente do Brasil (CB), Sub-Corrente Norte do Brasil (SNB) e a Corrente Norte do Brasil (CNB). Quando o ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSE) atinge a costa brasileira, em torno de 15° S, origina a CB e SNB. Enquanto a estrutura vertical e transporte instantâneos já foram descritos na literatura, provavelmente, inexistem informações sobre a variabilidade temporal do sistema de correntes na região. Para avaliar tal variabilidade, uma importante ferramenta é a técnica da análise de funções ortogonais empíricas (EOF), que tem como grande vantagem o fato do resultado produzir séries temporais de padrões de auto-funções verticais que também são denominadas “modos normais” estatísticos. O conjunto de dados utilizado é de origem da Universidade de Kiel (Alemanha), oriundo do fundeio instalado durante o Cruzeiro M47/1 do N.Oc. Meteor, localizado em $10^\circ 36,7'$ S e $035^\circ 23,4'$ W, no período entre Março de 2000 a Setembro de 2001. Esses dados se encontram disponibilizados no Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO) da Marinha do Brasil. O trabalho é direcionado a elucidar o padrão vertical do escoamento médio na região e as escalas de tempo associadas à variabilidade do sistema SNB. O fluxo médio da corrente meridional apresentou baixos valores e inversão em torno de 800 m, indicando um possível deslocamento do fundeio em relação ao núcleo da SNB. O primeiro e o segundo modo juntos explicam 76,4 % da variância observada. O primeiro modo EOF, contém a maior parcela da variância total das séries, e explica 41,44 % desta. Este é associado à Corrente de Contorno Profunda (CCP) e as camadas mais profundas. O segundo modo, que responde por 35,4 % da variância total dos dados, é associado à variabilidade da SNB. Não foram encontrados períodos dominantes na análise espectral da série de amplitude do segundo modo, associado a SNB. A série de amplitude do segundo modo, associado à CCP apresentou um pico de energia no período de 69 dias. Entretanto, ambos os modos não apresentaram outras periodicidades significativas, exibindo um espectro vermelho com a energia espalhada por vários períodos e comprimentos de onda.

Lista de Figuras

Lista de Figuras

1	Padrões de circulação geostrófica de larga-escala para o Atlântico Sul. A figura mostra o padrão da circulação na camada compreendida entre 0-100 m (Modificado de <i>Stramma & England</i> (1999)). A localização da área de estudo é demarcada na caixa de borda azul. legenda da figura	2
2	Padrões de circulação geostrófica de larga-escala para o Atlântico Sul. A figura mostra o padrão da circulação na camada compreendida entre 100-500 m (Modificado de <i>Stramma & England</i> (1999)). A localização da área de estudo é demarcada na caixa de borda azul.	2
3	Padrões de circulação geostrófica de larga-escala para o Atlântico Sul. A figura mostra o padrão da circulação na camada compreendida entre 500-1200 m (Modificado de <i>Stramma & England</i> (1999)). A localização da área de estudo é demarcada na caixa de borda azul.	3
4	Padrões de circulação geostrófica de larga-escala para o Atlântico Sul. A figura mostra o padrão da circulação na camada compreendida entre 1200-2500 m e a circulação de fundo, em torno de 3000 m (linha mais fina) (Modificado de <i>Stramma & England</i> (1999)). A localização da área de estudo é demarcada na caixa de borda azul.	3
5	Seções de distribuição de velocidade medidas com L-ADCP em Novembro de 1992 nas latitudes de 5° 30' S e 10° S (<i>Stramma et al.</i> , 1995).	5
6	Média anual da corrente de Ekman de superfície (cm s ⁻¹) (<i>Arnaut</i> , 1987).	6
7	O painel superior apresenta a média anual das correntes inferidas por derivas de navio em superfície (cm s ⁻¹). O painel inferior apresenta a média anual de correntes geostróficas (cm s ⁻¹) (<i>Arnaut</i> , 1987).	7
8	O painel à esquerda mostra a componente geostrófica, o painel central mostra a deriva de Ekman de superfície e o painel à direita mostra a soma do fluxo geostófico com a deriva de Ekman (“fluxo total”) (<i>Silveira et al.</i> , 1994)	7

9	Mapa ilustrando a variação das correntes de superfície para Fevereiro, Agosto e Novembro. A linha em preto representa a posição climatológica da ZCIT, tal como a banda onde se encontram a Corrente Norte Equatorial (CNE), a Corrente Sul Equatorial (CSE), a Contra-Corrente Norte Equatorial (CCNE), a Corrente Norte do Brasil (CNB), a Corrente do Brasil (CB) e a Corrente da Guinéa (CG) <i>Stramma & Schott (1999)</i>	9
10	Disposição geográfica do fundeio utilizado no estudo.	12
11	Séries brutas da componente zonal com spikes removidos.	15
12	Séries brutas da componente meridional com spikes removidos.	16
13	Funções de ganho para filtros ideais. Passa-Baixa, Passa-Alta e Passa-Banda . .	19
14	Série temporal sintética para exemplificação e teste do filtro utilizado. Estão representados os harmônicos correspondentes ao ruído branco e aos períodos de 6, 10, 20, 60 horas e o sinal modulado, respectivamente.	20
15	No primeiro painel encontra-se a série temporal sintética, no segundo painel o resultado do filtro (60 horas) e no terceiro painel o resíduo e a soma dos harmônicos correspondentes aos período de 6, 10, 20 horas.	20
16	Fluxo médio calculado para todas os níveis de profundidade medidos. O quadro menor apresenta o fluxo médio das profundidades com direção no quadrante norte (sete primeiros níveis) e direção no quadrante sul (cinco últimos níveis). Os vetores em vermelho representam o fluxo médio.	22
17	Representação da rotação do fluxo médio em relação ao eixo cartesiano orientado na direção norte-sul.	22
18	Espectro obtido através da análise espectral da série temporal sintética filtrada, a qual foi efetuada para exemplificação e teste do filtro digital utilizado. O pico representa período de 60 horas verificando a eficiência do filtro e da análise espectral.	31
19	Amplitudes e fases das constituintes de maré, K1, O1, M2 e S2.	32
20	Séries correntográficas da componente zonal e a correntes de maré, resultado da análise harmônica, nos níveis de 43 m, 278 m, 491 m, 888 m, 1885 e 2883 m. . .	33

21	Séries correntográficas da componente meridional e a correntes de maré, resultado da análise harmônica, nos níveis de 43 m, 278 m, 491 m, 888 m, 1885 e 2883 m.	33
22	Elipses da contituante M2 de maré barotrópica para cada nível correntográfico. .	34
23	Perfil vertical da frequência de Empuxo média para a radial hidrográfica realizada durante o Cruzeiro M47/1. A linha azul constitui em um ajuste “spline” cúbico da curva bruta em vermelho.	35
24	Perfil batimétrico da radial onde os fundeios foram instalados. Adicionado a este, encontra-se plotado o potencial de geração de maré (α), obtido a partir do modelo linear de geração de maré interna. Considerou-se, nesta figura, a maré M2 como a mais importantes para os cálculos do modelo.	36
25	Séries correntográficas da componente zonal e a correntes de maré, resultado da análise harmônica, nos níveis de 43 m, 278 m, 491 m, 888 m, 1885 m e 2883 m. .	37
26	Séries correntográficas da componente meridional e a correntes de maré, resultado da análise harmônica, nos níveis de 43 m, 278 m, 491 m, 888 m, 1885 m e 2883 m.	37
27	Perfis médios para a componente <i>along-stream</i>	38
28	Perfis médios para a componente <i>cross-stream</i>	39
29	Primeiro e segundo modos EOF para as séries correntográficas do fundeio. . . .	40
30	Terceiro e quarto modos EOF para as séries correntográficas do fundeio.	41
31	Série de amplitude do primeiro modo.	41
32	Série de amplitude do segundo modo.	41
33	Reconstituição das séries com o primeiro modo estatístico. A linha azul representa a série filtrada e rotacionada e a linha vermelha representa a série reconstituída.	42
34	Reconstituição das séries com o segundo modo estatístico. A linha azul representa a série filtrada e rotacionada e a linha vermelha representa a série reconstituída.	43
35	Reconstituição das séries com os dois primeiros modos estatísticos. A linha azul representa a série filtrada e rotacionada e a linha vermelha representa a série reconstituída.	44

36	Coefficientes de correlação obtidos a partir da comparação entre as séries reconstituídas com n modos e a série filtrada.	45
37	Janela espectral utilizada para a obtenção do espectro (janela tipo Hamming). . .	46
38	Espectro obtido através da análise espectral da série de amplitude do primeiro modo.	47
39	Espectro obtido através da análise espectral da série de amplitude do segundo modo.	47
40	Primeiros quatro modos EOF para a simulação de Monte Carlo.	48
41	Espectro obtido através da análise espectral da série de amplitude do segundo modo da simulação de Monte-Carlo.	49
42	Comparação entre o percentuais da variância explicada por cada modo obtido das séries reais e os percentuais da variância explicada obtidos pela simulação de Monte Carlo.	49

Lista de Tabelas

Lista de Tabelas

1	Resultados obtido por <i>Richardson & Walsh</i> (1986) mostrando a velocidade média, a variação sazonal e o harmônico anual para a Corrente Norte do Brasil, Corrente do Brasil, Corrente Norte Equatorial (CNE), Contracorrente Norte Equatorial (CCNE) e Corrente Sul Equatorial.	8
2	Informações referentes aos fundeios realizados pelo Cruzeiro M47/1 do Navio Meteor.	11
3	Níveis utilizados no fundeio. Os 6 primeiros níveis foram medidos com ADCP e os 6 níveis mais profundos foram medidos com correntógrafos, em uma lâmina de água de 3520 m.	12
4	Estatística básica nas séries temporais das componentes zonal (u) e meridional (v).	14
5	Teoria linear de geração de maré interna (<i>Pereira et al.</i> , 2002).	18
6	Coefficientes de correlação componente zonal e componente meridional filtradas.	25
7	Coefficientes de correlação componente “along-stream” e componente “cross-stream”.	25

1 Introdução

1.1 Padrões de Circulação do Atlântico Sul

A circulação oceânica de superfície em larga escala, nas regiões subtropicais do hemisfério sul, é geralmente dominada pelos grandes giros anticiclônicos. Estes respondem à ação da tensão de cisalhamento que os ventos exercem na superfície do oceano. Associadas aos giros subtropicais estão as correntes de contorno oeste (CCOs), que são caracterizadas por serem fluxos intensos, estreitos e bem definidos fluindo ao largo das margens continentais (*Silveira et al.*, 2000).

A descrição e delimitação das estruturas de grande escala no Oceano Atlântico Sul podem ser realizadas com base na configuração de quatro “camadas” propostas por *Stramma & England* (1999): 0-100 m, 100-500 m, 500-1200 m e 1200-2500 m.

Entre 0-100 m o giro subtropical do Atlântico Sul é limitado ao sul pela Corrente do Atlântico Sul (CAS), fluindo para leste, e ao norte pela Corrente Sul Equatorial (CSE), fluindo para oeste. Esta última dá origem à Corrente do Brasil (CB), fechando o giro subtropical, e à Corrente Norte do Brasil (CNB). Porém, devido à complexidade da estrutura da Corrente Sul Equatorial (CSE), a localização exata da origem da Corrente Norte do Brasil (CNB) não é bem definida (*Silveira et al.*, 1994). Os padrões de circulação do oceano Atlântico Sul nessa faixa de profundidade encontram-se apresentados na Figura 1.

A camada compreendida entre 100 e 500 m apresenta a borda norte do giro deslocada para sul, e menor extensão meridional, de cerca de 20° de latitude (Figura 2). De forma análoga, a camada compreendida entre 500 e 1200 m também possui um deslocamento ainda mais para sul da borda norte do giro e uma extensão meridional que não ultrapassa 15° de latitude (Figura 3). A camada abaixo, com profundidades entre 1200-2500m, apresenta um padrão de circulação diferente das camadas acima, com a presença da Corrente de Contorno Profunda (CCP) que se estende desde o Mar de Labrador até os limites austrais do Atlântico Sul (Figura 4). Abaixo desta, em torno de 3000 metros, encontra-se a corrente de fundo fluindo lentamente para norte.

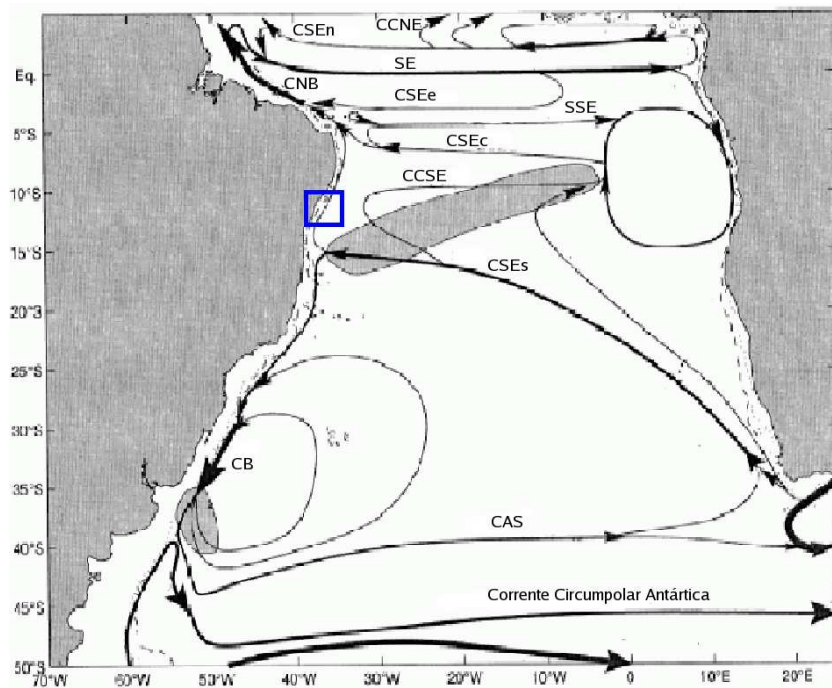


Figura 1: Padrões de circulação geostrófica de larga-escala para o Atlântico Sul. A figura mostra o padrão da circulação na camada compreendida entre 0-100 m (Modificado de *Stramma & England* (1999)). A localização da área de estudo é demarcada na caixa de borda azul. legenda da figura

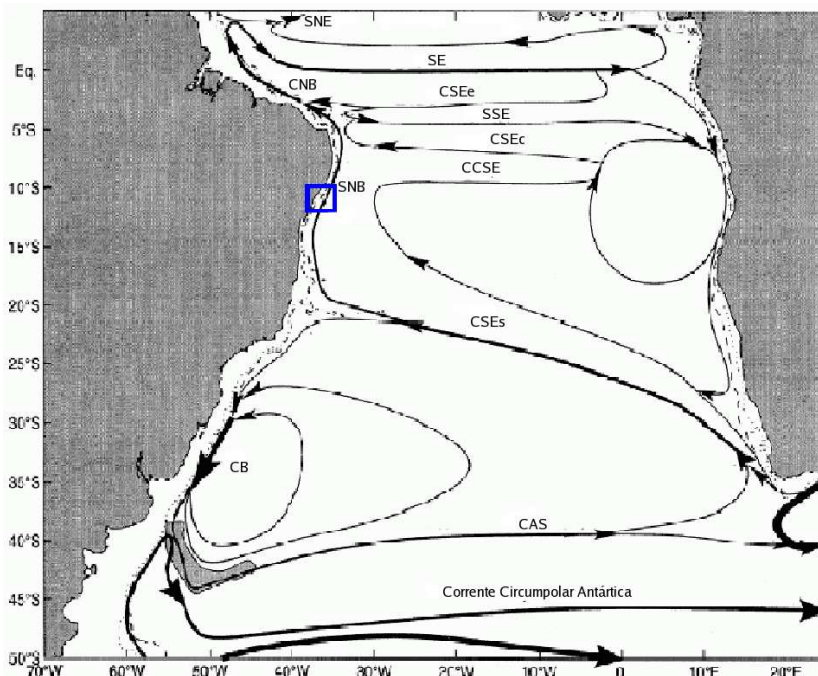


Figura 2: Padrões de circulação geostrófica de larga-escala para o Atlântico Sul. A figura mostra o padrão da circulação na camada compreendida entre 100-500 m (Modificado de *Stramma & England* (1999)). A localização da área de estudo é demarcada na caixa de borda azul.

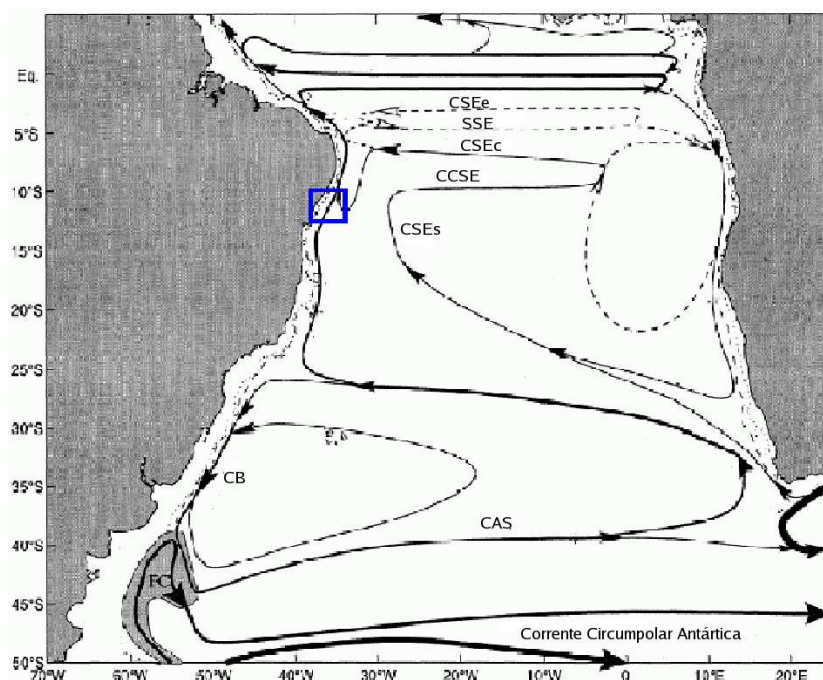


Figura 3: Padrões de circulação geostrófica de larga-escala para o Atlântico Sul. A figura mostra o padrão da circulação na camada compreendida entre 500-1200 m (Modificado de *Stramma & England* (1999)). A localização da área de estudo é demarcada na caixa de borda azul.

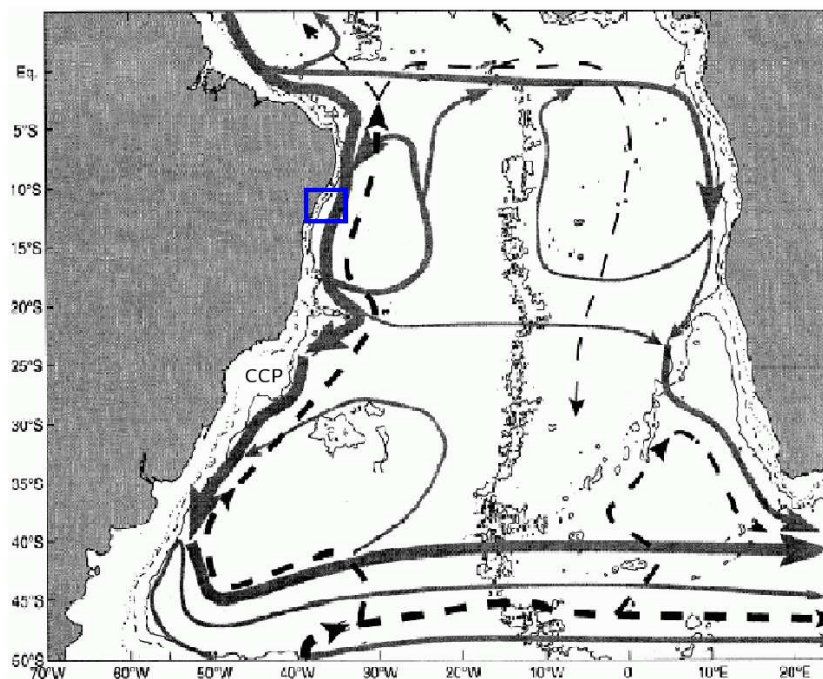


Figura 4: Padrões de circulação geostrófica de larga-escala para o Atlântico Sul. A figura mostra o padrão da circulação na camada compreendida entre 1200-2500 m e a circulação de fundo, em torno de 3000 m (linha mais fina) (Modificado de *Stramma & England* (1999)). A localização da área de estudo é demarcada na caixa de borda azul.

1.2 Sistema Corrente Norte do Brasil

Na literatura existem divergências a cerca da bifurcação da CSE e consequente origem da CB e CNB. *Molinari* (1983), através do acompanhamento de derivadores de superfície, aponta a origem da Corrente Norte do Brasil (CNB) em torno de 8° S. Correntes inferidas por deriva de navios sugerem a clássica origem da CB nos entornos de 5° S (*Richardson & Walsh*, 1986; *Rennell*, 1990). Interpretações de *Silveira et al.* (1994) indicam que um ramo da CSE atinge a costa brasileira em torno de 5° S com transporte em torno de 15 Sv se direcionando para Norte. Entretanto, esses autores identificaram um escoamento intenso, de núcleo em torno de 100-150 m bordejando o talude continental desde 10° 30' S.

Stramma et al. (1995), utilizando dados de ADCP, denominaram esse escoamento de Sub-Corrente Norte do Brasil (SNB). Com base de nos dados de ADCP montado no casco do navio, em 10° S estimou-se o núcleo da SNB em torno de 200 metros com magnitudes máximas de 50 cm s⁻¹. Em 10° S os transportes calculados para dados hidrográficos e dados de “Lowered” ADCP (L-ADCP), em Novembro de 1992 foram de 22,2 Sv e 23,5 Sv, respectivamente. As medições realizadas em 5° 30' S indicam o fluxo mais intenso com magnitudes máximas em torno de 80 cm s⁻¹ com o núcleo localizado em 150 m. A Figura 5 mostra as seções realizadas por *Stramma et al.* (1995) nas latitudes de 5° 30' S e 10° S realizadas com medições de L-ADCP.

Segundo *Stramma & Schott* (1999), a Corrente Sul Equatorial é dividida em quatro ramos: o ramo Sul (CSEs), central (CSEc), equatorial (CSEe), e norte (CSEn). *Stramma & England* (1999), descreveram o CSEs como fluxo largo e lento em torno de 10° S e 25° S em 30° W. Apenas a parte mais ao Sul do CSEs se divide entre a CB e SNB, quando alcança a Plataforma Continental. Entretanto o CSEc atinge a costa brasileira em torno de 5° S e seu transporte adicionado a SNB, posiciona o núcleo da corrente resultante em superfície. Essa é a estrutura comumente referida como CNB. Essa flui para o norte acompanhado os contornos da costa nordeste e norte brasileira (*Stramma et al.*, 1990; *Silveira et al.*, 1994), sendo a maior fonte de águas quentes transferidas do hemisfério sul para o hemisfério norte (*Stramma & England*, 1999).

O sistema CNB está associado à estrutura vertical de temperatura e salinidade,

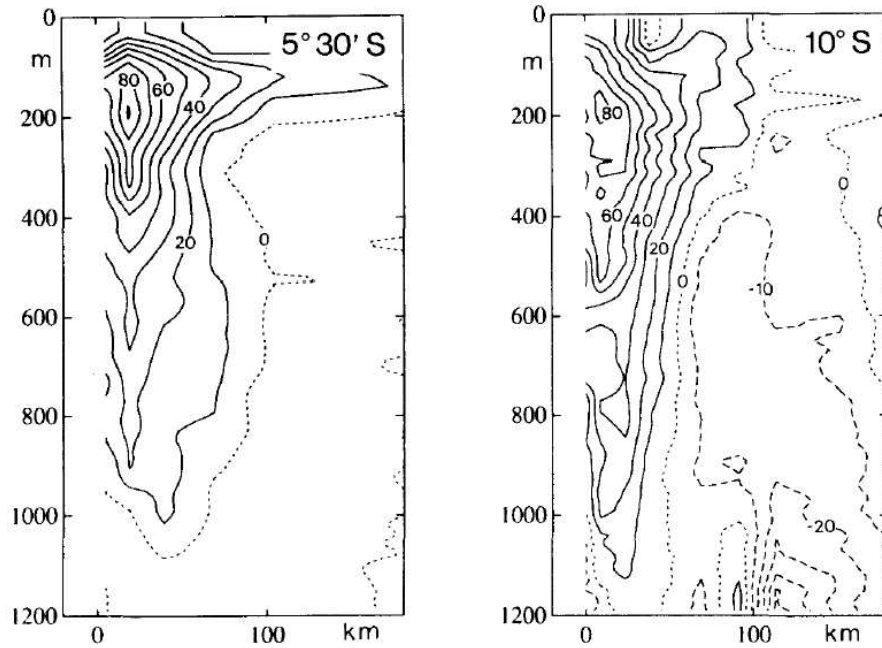


Figura 5: Seções de distribuição de velocidade medidas com L-ADCP em Novembro de 1992 nas latitudes de $5^{\circ} 30' S$ e $10^{\circ} S$ (*Stramma et al.*, 1995).

e em última análise, a massas de água. A camada de 0-100 m do Atlântico Tropical é ocupada por Água Tropical (AT), quente e salina, com seu máximo de salinidade em sub-superfície. Abaixo desta, entre 100-500 m, encontramos a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), formada na Convergência Subtropical do Atlântico Sul por processos de mistura e turbulência vertical, e ultrapassa o equador transportada pela SNB e pela CNB. Entre 500-1200 m, a SNB transporta a Água Intermediária Antártica (AIA), massa de água esta demarcada pelo mínimo de salinidade nos diagramas TS do Atlântico Sul (*Lippert & Briscoe*, 1995). A CCP transporta predominantemente Água Profunda do Atlântico Norte entre 1200-2500 m.

1.3 Deriva de Ekman

A influência direta dos ventos na região do Atlântico Tropical é de grande importância para a circulação de superfície, principalmente nos 50-100 m de profundidade, de tal forma que a deriva de Ekman precisa ser considerada na análise de medições de velocidade realizadas no oceano.

Padrões de deriva de Ekman podem ser obtidos a partir de conjuntos de dados de vento e conversão em tensão de cisalhamento. *Arnaut* (1987) obteve tais padrões (Figura 6) e comparou-os com correntes de superfície inferidas por derivas de navio. Esta autora encontrou que a assinatura das grandes correntes equatoriais são fortemente mascaradas pelas correntes de Ekman (Figura 7).

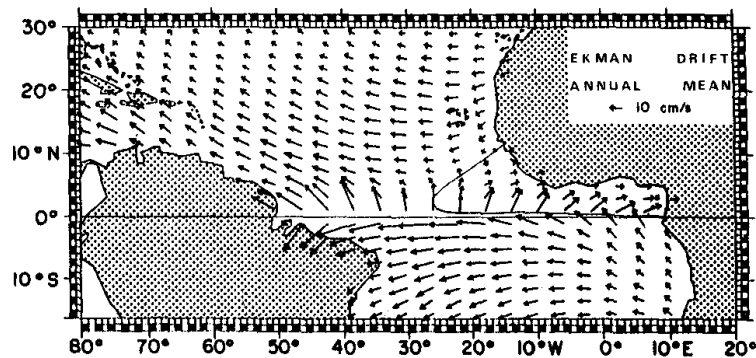


Figura 6: Média anual da corrente de Ekman de superfície (cm s^{-1}) (*Arnaut*, 1987).

Em termos de feições de meso-escala próximas ao contorno oeste, *Silveira et al.* (1994), adicionaram a deriva de Ekman de superfície ao fluxo geostrófico obtido para a Campanha Nordeste III da Marinha do Brasil (maio-julho de 1986), a fim de obter o “fluxo total” (Figura 8). Suas interpretações indicam que, mesmo em escala sinótica, a deriva de Ekman pode mascarar o padrão do fluxo geostrófico de superfície (corroborando com os estudos de *Arnaut* (1987)), o que explicaria a origem da CNB ao norte de 7° S .

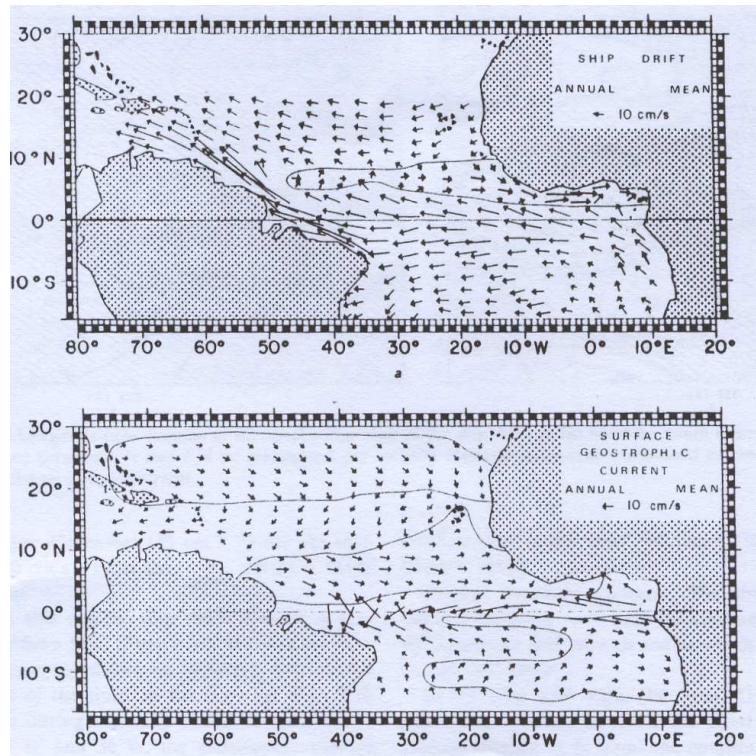


Figura 7: O painel superior apresenta a média anual das correntes inferidas por derivas de navio em superfície (cm s^{-1}). O painel inferior apresenta a média anual de correntes geostróficas (cm s^{-1}) (Arnaut, 1987).

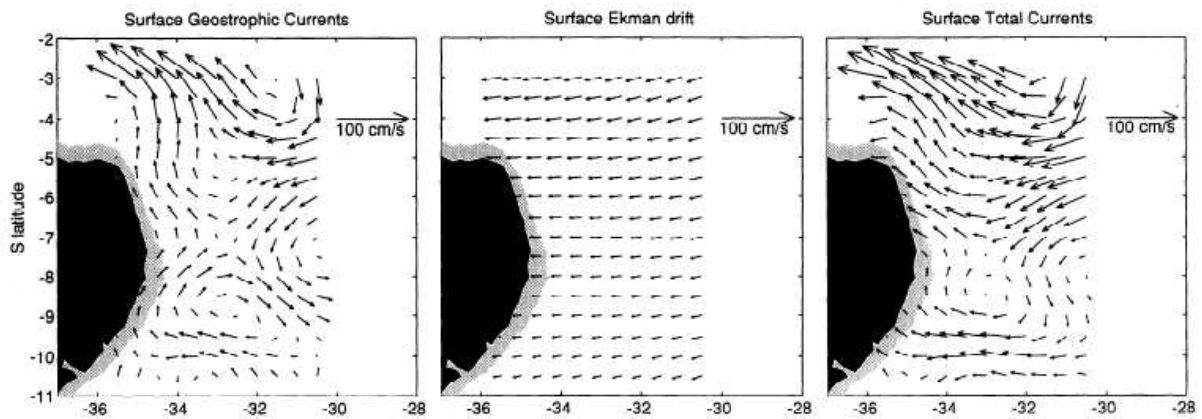


Figura 8: O painel à esquerda mostra a componente geostrófica, o painel central mostra a deriva de Ekman de superfície e o painel à direita mostra a soma do fluxo geostófico com a deriva de Ekman (“fluxo total”) (Silveira et al., 1994)

1.4 Variabilidade das Correntes Equatoriais

Vários estudos têm abordado a variabilidade das correntes equatoriais em superfície, relacionando-as com a variabilidade nos regimes de ventos.

Richardson & Walsh (1986), utilizando dados de deriva de navios, estudaram a

variabilidade das correntes do Atlântico Tropical. Estes autores mostraram que a maior parte da variância dos dados na região ao longo do contorno oeste possui um período anual. A Tabela 1 reproduz os resultados desses autores e apresenta a amplitude de variação anual.

Tabela 1: Resultados obtido por *Richardson & Walsh* (1986) mostrando a velocidade média, a variação sazonal e o harmônico anual para a Corrente Norte do Brasil, Corrente do Brasil, Corrente Norte Equatorial (CNE), Contra-corrente Norte Equatorial (CCNE) e Corrente Sul Equatorial.

Corrente	Velocidade Média (cm s ⁻¹)	Variação Sazonal (cm s ⁻¹)	Harmônico Anual (cm s ⁻¹)
CNB	75	16	14
CB	10	5	5
CNE	14	4	3
CCNE	5-10	20	15
CSE	14	5	2
CSE (2° N)	30	15	10
CSE (4° S)	30	10	6

Segundo *Stramma & Schott* (1999), o ciclo sazonal dos ventos é o sinal dominante na variabilidade das interações entre o oceano e a atmosfera no Atlântico Tropical. Os ciclos das correntes de deriva respondem diretamente às variações sazonais dos campos de vento e à migração da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Porém, as características da evolução sazonal da localização da ZCIT, e as interações entre oceano e atmosfera desse sistema, não são detalhadamente conhecidas. A inferência da variabilidade do sistema de correntes equatoriais através do uso de derivas de navio tem sido amplamente empregada em oceanografia.

Com a ZCIT se movendo para norte da primavera até o verão (boreais) a corrente Norte Equatorial e a Corrente Sul Equatorial se deslocam para Norte conforme a Figura 9. No verão boreal os ventos de SE ultrapassam o equador e a Corrente Norte do Brasil (CNB) retroflete gerando a Contra Corrente Norte Equatorial (CCNE).

A variabilidade da estrutura dinâmica da região foi abordada nos estudos de *Polito & Sato* (2003), através da análise de dados de altimetria do TOPEX/Poseidon, descreveram a incidência e propagação de ondas de Rossby com período em torno de 50 dias

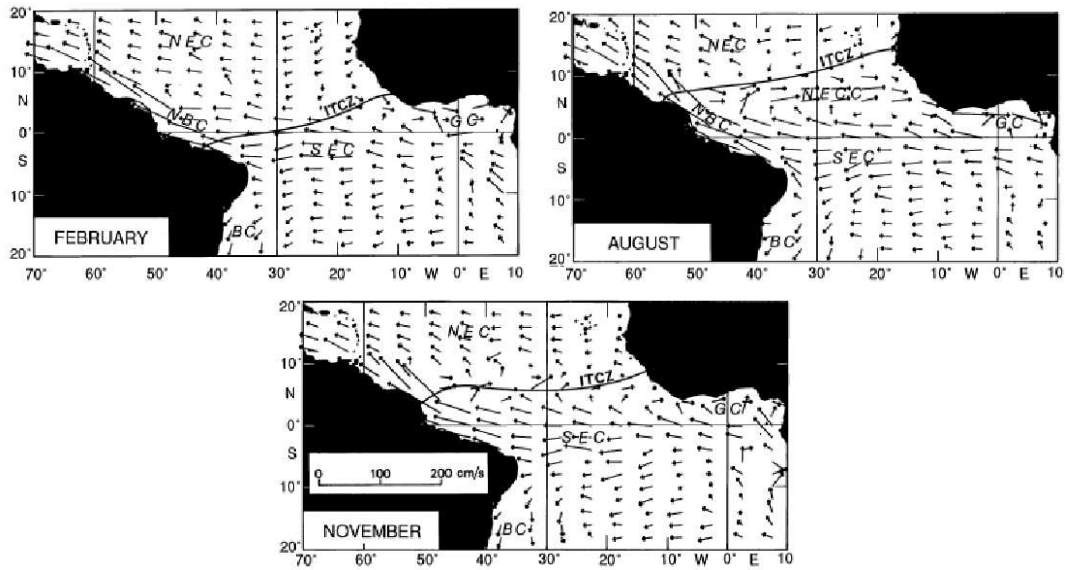


Figura 9: Mapa ilustrando a variação das correntes de superfície para Fevereiro, Agosto e Novembro. A linha em preto representa a posição climatológica da ZCIT, tal como a banda onde se encontram a Corrente Norte Equatorial (CNE), a Corrente Sul Equatorial (CSE), a Contra-Corrente Norte Equatorial (CCNE), a Corrente Norte do Brasil (CNB), a Corrente do Brasil (CB) e a Corrente da Guiné (CG) *Stramma & Schott (1999)*

entre 1° S e 10° S.

Enquanto a estrutura vertical e transporte instantâneos já foram descritos na literatura (*Molinari, 1983; Silveira et al., 1994; Stramma et al., 1995; Stramma & Schott, 1999; Stramma et al., 2003*), possivelmente, inexistente informação sobre a variabilidade temporal do sistema das sub-correntes ao largo da costa tropical brasileira.

2 Objetivos

O trabalho proposto tem como objetivo avaliar a variabilidade temporal de meso-escala do sistema Sub-corrente Norte do Brasil, através da análise de séries de correntes do fundo localizado em $10^{\circ}36,7' S$ e $035^{\circ}23,4' W$, em uma lâmina d'água de 3500 m, no período entre Março de 2000 a Setembro de 2001. A seguir será apresentada uma síntese dos objetivos pretendidos neste trabalho:

- Estudo da variabilidade temporal do escoamento do sistema de correntes de contorno oeste na latitude de $10^{\circ}36,7' S$;
- Investigar o padrão vertical do escoamento médio na região e os principais padrões verticais dominantes que explicam a variabilidade temporal do sistema de correntes de contorno;
- Estimar as escalas temporais associadas às correntes do sistema Sub-corrente Norte do Brasil.

3 Conjunto de Dados

3.1 Programa CLIVAR

O CLIVAR (Climate Variability and Predictability) é um programa internacional de pesquisa que trata de uma série de temas relacionados ao clima e mudanças climáticas ocasionadas por ações antropogênicas. Teve seu início em 1995 como parte do projeto World Climate Research Programme (WCRP) que trabalha em parceria com o International Geosphere Biosphere Programme (IGBP) e o International Human Dimensions Programme (IHDP).

3.2 Dados Utilizados

Os dados utilizados são de origem da Universidade de Kiel (Alemanha), sob responsabilidade do Dr. Friedrich Schott e Dr. Jürgen Fischer, disponibilizados no Banco Nacional de Dados Oceanográficos da Marinha do Brasil. Dados estes, do fundeio instalado durante o Cruzeiro M47/1 pelo N.Oc. Meteor. Foram realizados 5 fundeios em torno de 10° S e 11° S próximo a região da quebra da Plataforma Continental Brasileira. Os fundeios são equipados com Perfiladores Acústicos de Corrente (ADCP) próximos à superfície (na configuração “downward looking”) e correntômetros instalados nas camadas mais profundas. Na Tabela 2 encontram-se as posições dos fundeios realizados pelo Cruzeiro M47/1 do Navio Meteor.

Tabela 2: Informações referentes aos fundeios realizados pelo Cruzeiro M47/1 do Navio Meteor.

Fundeio	Latitude (S)	Longitude (W)	Profundidade (m)	Período
K1	$10^{\circ}22,8'$	$035^{\circ}51,8'$	550	19/03/2000 a 15/06/2000
K2	$10^{\circ}22,8'$	$035^{\circ}40,8'$	2320	19/03/2000 a 08/03/2001
K3	$10^{\circ}36,7'$	$035^{\circ}23,4'$	3520	21/03/2000 a 03/03/2002
K4	$10^{\circ}56,5'$	$034^{\circ}59,5'$	4110	25/11/2000 a 03/02/2002
K5	$11^{\circ}28,2'$	$034^{\circ}12,9'$	4600	22/03/2000 a 02/04/2002

Foi utilizado o fundeio K3 localizado em $10^{\circ}36,7'$ S e $035^{\circ}23,4'$ W (Figura 10). Este fundeio foi escolhido para realização das análises em função dos dados se apresentarem contínuos no período de 18 meses e cobrirem grande parte da coluna de água. As camadas

medidas com ADCP foram nas profundidades de 43 m, 78 m, 121 m, 165 m, 208 m e 278 m, e os correntógrafos foram instalados nas profundidades de 491 m, 888 m, 1386 m, 1885 m, 2386 m e 2883 m em uma lâmina de água de 3520 m (Tabela 3). Vale ressaltar que os valores das profundidades medidos são médias, devido a variações de profundidades da linha de fundeio.

Tabela 3: Níveis utilizados no fundeio. Os 6 primeiros níveis foram medidos com ADCP e os 6 níveis mais profundos foram medidos com correntógrafos, em uma lâmina de água de 3520 m.

ADCP	Correntômetros
43 m	491 m
78 m	888 m
121 m	1386 m
165 m	1885 m
208 m	2386 m
278 m	2883 m

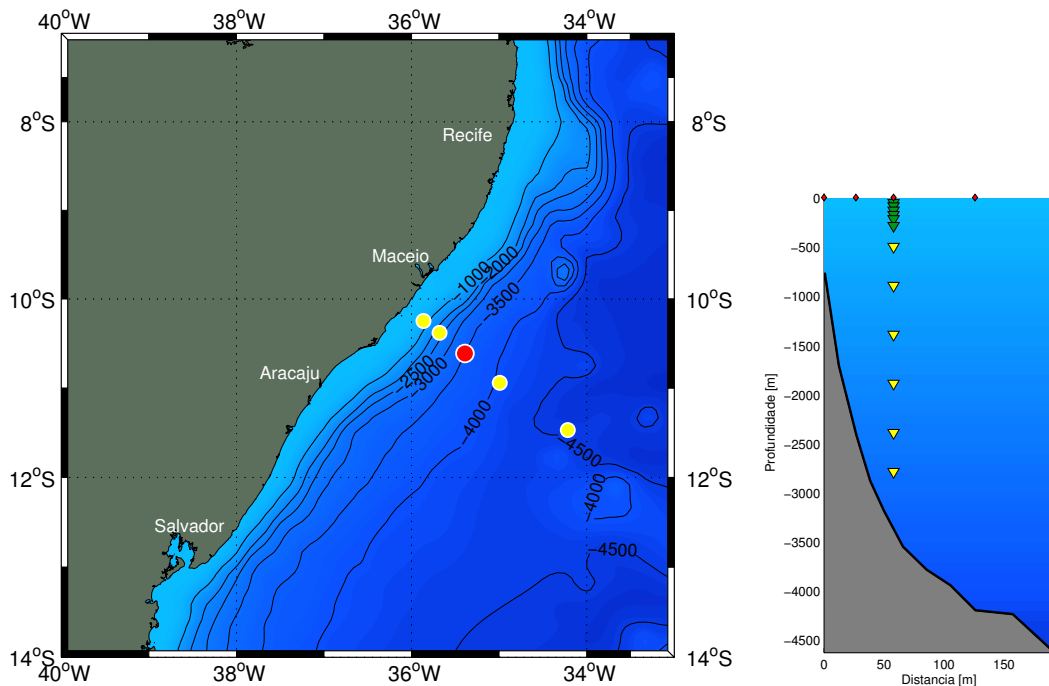


Figura 10: Disposição geográfica do fundeio utilizado no estudo.

4 Metodologia

A metodologia empregada no trabalho contempla inicialmente uma avaliação e aplicação de técnicas de análises de séries temporais, seguido de uma filtragem dos dados de forma a eliminar os fenômenos que fogem do interesse do estudo de meso-escala, ou seja, utilizar-se-á um filtro digital passa-baixa. Será realizada também uma estimativa da ocorrência de marés internas na região, utilizando o modelo linear de geração de maré interna. Por fim, deseja-se avaliar a variabilidade do sistema de correntes empregando o método de funções ortogonais empíricas (EOF) nas séries filtradas. A avaliação do resultado da análise EOF será seguida da análise espectral das séries de amplitude dos principais modos, a fim de identificar as escalas temporais dos fenômenos dominantes.

4.1 Técnicas de Análise de Séries Temporais

Para dar início ao processamento dos dados de corrente é necessário que se faça um tratamento básico, no qual filtros são aplicados para eliminar ruídos existentes nas séries brutas. Além da eliminação dos ruídos é necessária uma filtragem para eliminação de sinais com frequências específicas de fenômenos de escalas diferentes das de interesse (ou seja, as sub-inerciais) para as análises que serão realizadas neste trabalho. Nesta etapa a avaliação desses fenômenos é de grande interesse, de forma que sua compreensão é deveras importante para a interpretação dos resultados.

A aplicação das técnicas de análise das séries temporais foi efetuada em todas as séries e níveis utilizados no presente trabalho, e serão descritas a seguir.

4.1.1 Remoção de Valores Espúrios

Os *spikes* são valores com magnitude das componentes das velocidades amostradas considerados fora dos padrões da região ou dados espúrios, sendo, portanto, considerados como ruídos no conjunto de dados. É necessária a identificação e remoção dos mesmos. Desta maneira a primeira etapa foi a identificação dos valores de velocidade com magnitude superiores a 2 m s^{-1} , e removidos das séries das componentes de velocidade. Posteriormente comparou-se cada dado na série com a média, subtraindo ou somando 4

vezes o desvio padrão da série. Se o dado foi menor ou maior, respectivamente, esse é considerado *spike* e removido. Após a remoção foi realizada uma interpolação linear.

Foram identificados poucos valores fora dos padrões da região, estes associados a problemas devido a eletrônica do equipamento, com magnitude de 10 m s^{-1} . A metodologia aplicada para de remoção dos valores espúrios (*spikes*) removeu poucos valores, em torno de 0,15 % nas camadas medidas com ADCP e 0,45 % nas medidas com correntômetros, em ambas as componentes.

Vale aqui realizar uma estatística básica nas séries temporais das componentes de velocidade. A Tabela 4 apresenta a velocidade média e desvio padrão obtido das séries brutas, com os *spikes* removidos, das componentes zonal e meridional (Figuras 11 e 12). Podemos observar que a velocidade média da componente meridional é positiva nas camadas acima de 888 m, provavelmente associada à Sub-corrente Norte do Brasil. Nas camadas mais profundas, abaixo 888m, a velocidade média da componente meridional é negativa, possivelmente associada à Corrente de Contorno Profunda. O fluxo médio será discutido em mais detalhes em seções posteriores.

Tabela 4: Estatística básica nas séries temporais das componentes zonal (u) e meridional (v).

Prof.	Média (u)	Desvio Padrão (u)	Média (v)	Desvio Padrão (v)
43 m	0.0708	0.1355	0.1728	0.1465
78 m	0.0708	0.1161	0.2216	0.1285
121 m	0.0836	0.0953	0.2573	0.1082
165 m	0.0932	0.0818	0.2761	0.0949
208 m	0.1005	0.0700	0.2820	0.0825
278 m	0.0906	0.0671	0.2438	0.0825
491 m	0.0471	0.0702	0.0802	0.1020
888 m	-0.0157	0.0587	-0.0242	0.0751
1386 m	-0.0469	0.0725	-0.0789	0.1075
1885 m	-0.0715	0.0907	-0.1205	0.1410
2386 m	-0.0464	0.0657	-0.0880	0.1141
2883 m	-0.0246	0.0624	-0.0508	0.1019

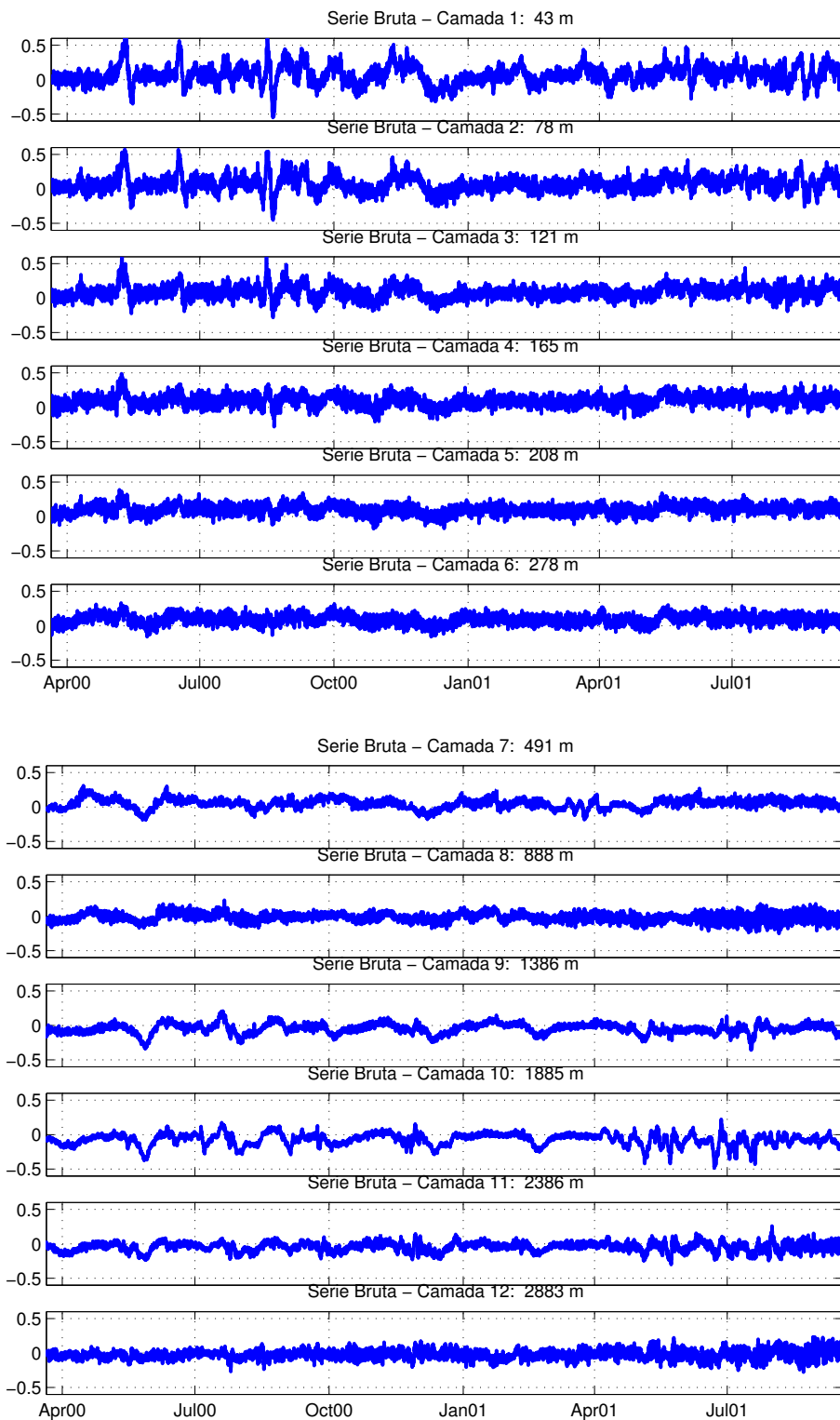


Figura 11: Séries brutas da componente zonal com spikes removidos.

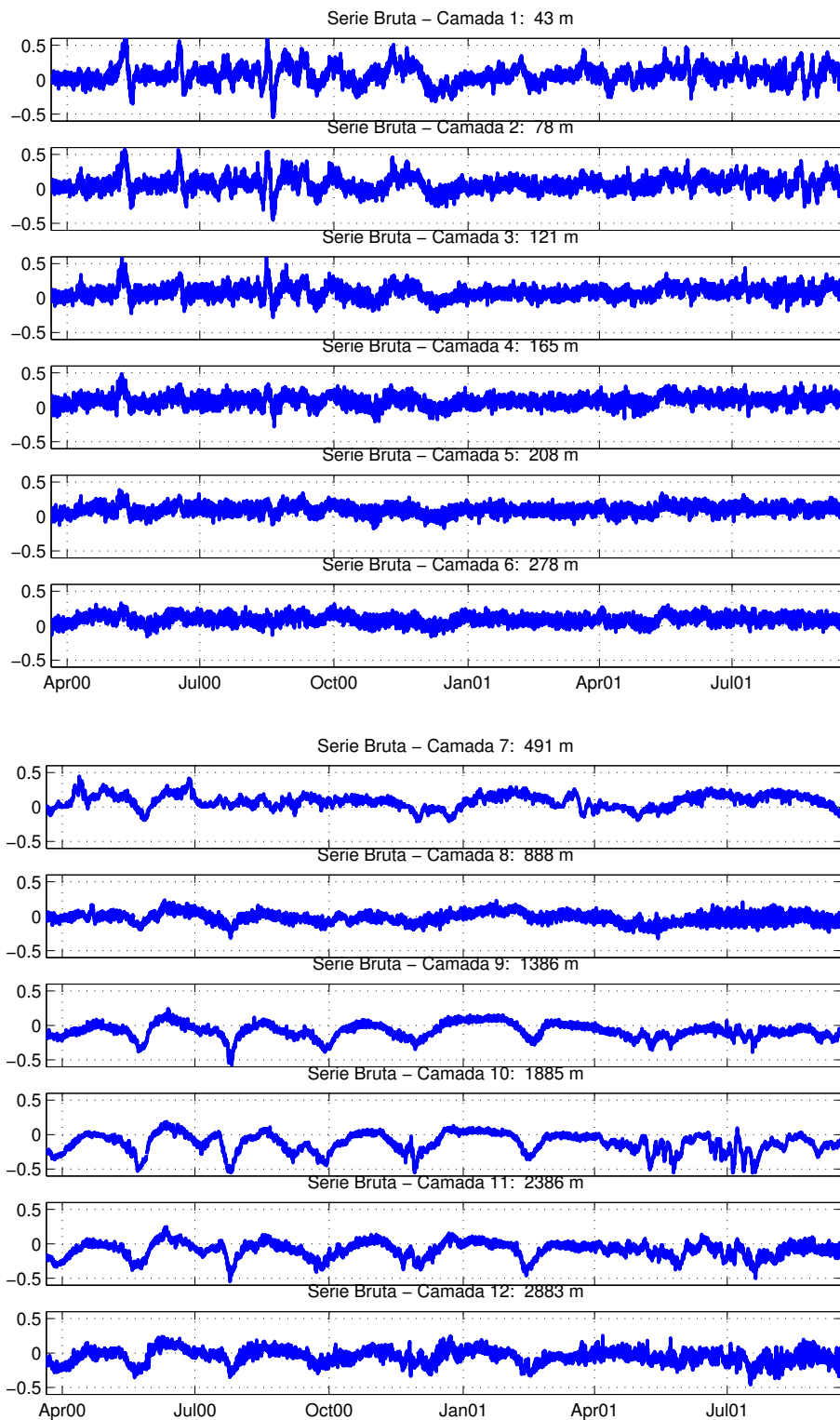


Figura 12: Séries brutas da componente meridional com spikes removidos.

4.1.2 Estimativa da Maré Barotrópica

O fenômeno de maré é definido como a oscilação periódica do nível de água na superfície do mar, sobre influência de forças astronômicas. Essas oscilações ocasionam movimentos horizontais de massa líquida (correntes de maré) correspondentes a cada ciclo de preamar e baixamar (*Franco, 1966*).

Foi realizada uma análise harmônica de marés nas séries temporais das componentes zonal e meridional, para cada nível de profundidade. Dessa forma, deseja-se identificar as principais constituintes de maré, suas respectivas amplitudes e realizar a remoção do sinal das correntes de maré. Para tal, utilizou-se o pacote T_TIDE desenvolvido por Mike Foreman em 1977 e reescrito em código MatLab por *Pawlowicz et al. (2002)*.

4.1.3 Estimativa de Maré Baroclínica

A interação das marés na plataforma continental e no talude dissipam energia cinética podendo dar origem a geração de marés internas e ondas. Segundo *Huthnance (1989, apud Pereira et al., 2002)*, as marés internas são feições comuns em plataformas continentais e talude, influenciando a estrutura de massa e a circulação em geral.

Subordinadamente, neste trabalho, a geração e propagação de marés internas associadas à estrutura de densidade local será avaliada. Para a estimativa da maré baroclínica utilizou-se a teoria linear de geração de maré interna utilizada por *Pereira et al. (2002)* e desenvolvida por *Baines (1973)* e *Craig (1987)*. De acordo com esta teoria, o potencial de geração α pode ser calculado através da comparação entre o parâmetro característico da onda interna (c) e o gradiente do talude (s), dado por $s = \frac{dx}{dz}$:

$$\alpha = \frac{s}{c},$$

onde c é definido por:

$$c^2 = \frac{w^2 - f^2}{N^2 - w^2},$$

e w é a frequência da maré mais representativa da região, N^2 é a frequência de empuxo junto ao fundo e f é o parâmetro de Coriolis.

A relação entre α e o processo de geração de maré interna encontra-se sintetizado na Tabela 5.

Tabela 5: Teoria linear de geração de maré interna (*Pereira et al.*, 2002).

α	Inclinação do Talude	Geração	Propagação
< 1	Subcrítico	Pouca	<i>On- and Offshore</i>
$= 1$	Crítico	Ótima	Ao Longo do Talude
> 1	Supercrítico	Existente	Descendo o Talude e <i>Offshore</i>

4.1.4 Filtragem de 48 horas

A aplicação de filtros digitais é um passo muito importante na análise de séries temporais. Os filtros podem ser utilizados para o alisamento de séries, mudanças de fase dos sinais e remoção de determinadas flutuações em frequências específicas.

Os filtros ideais são os filtros que possuem maior ganho nas frequências desejadas (*passa-banda*) e nenhum ganho nas frequências não desejadas (*pára-banda*). Os filtros digitais utilizados em oceanografia podem ser classificados em *passa-baixa*, *passa-alta* ou *passa-banda* conforme a Figura 13. Entretanto os filtros ideais não são possíveis de serem realizados, havendo uma zona de transição entre os limites das bandas.

Nesta etapa do trabalho temos como o objetivo remover oscilações de alta frequência das série utilizando filtros do tipo *passa-baixa* como por exemplo o filtro de média móvel, o filtro Lanczos e o filtro Butterworth, todos utilizados amplamente em oceanografia (*Emery & Thomson*, 1997). Aqui foi utilizado o filtro Butterworth com período de corte de 48

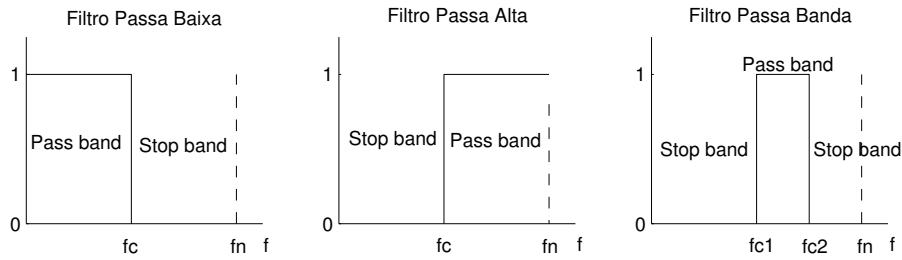


Figura 13: Funções de ganho para filtros ideais. Passa-Baixa, Passa-Alta e Passa-Banda

horas. A título de ilustração e teste do filtro, elaborou-se uma série temporal sintética com período de um ano, com a composição de frequências correspondentes aos períodos de 6, 10, 20 e 60 horas e um sinal de ruído branco. A Figura 14 apresenta nos primeiros 5 painéis, os sinais das frequências individuais, e no último painel, o sinal modulado. A Figura 15 apresenta a série sintética (primeiro painel), resultado do filtro (segundo painel) e o resíduo e a soma dos harmônicos correspondentes aos período de 6, 10, 20 horas (terceiro painel). Percebe-se que o filtro utilizado preservou o harmônico de 60 horas, sendo este o único de interesse no presente estudo.

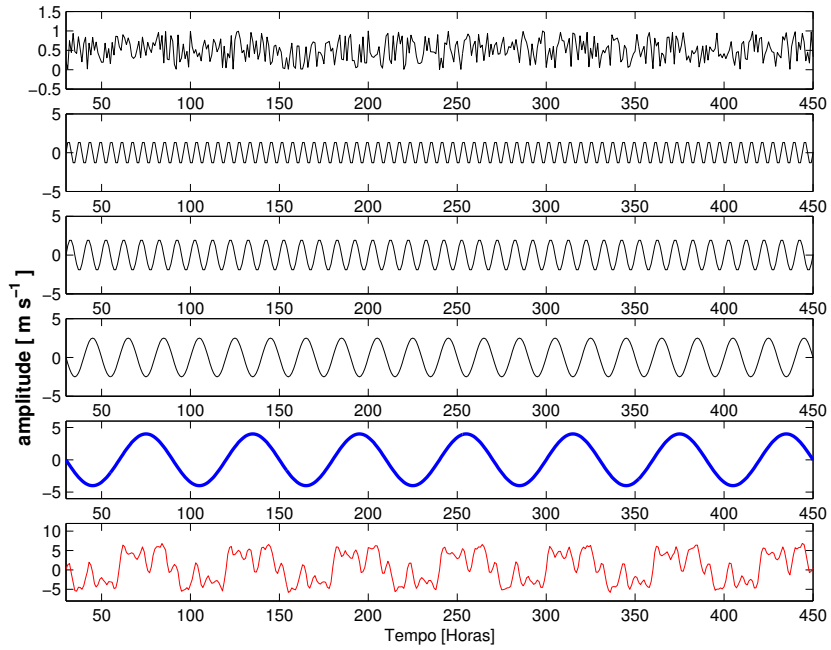


Figura 14: Série temporal sintética para exemplificação e teste do filtro utilizado. Estão representados os harmônicos correspondentes ao ruído branco e aos períodos de 6, 10, 20, 60 horas e o sinal modulado, respectivamente.

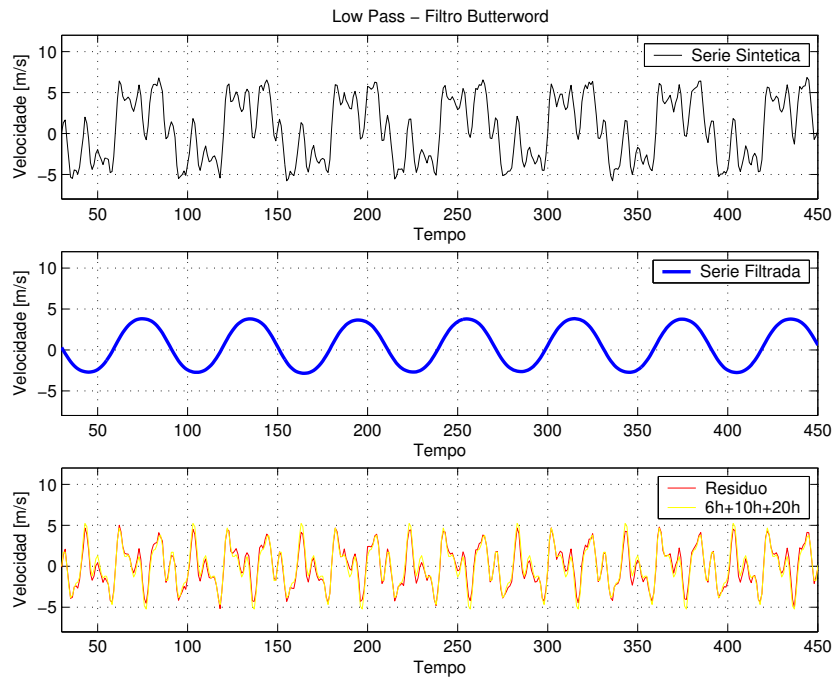


Figura 15: No primeiro painel encontra-se a série temporal sintética, no segundo painel o resultado do filtro (60 horas) e no terceiro painel o resíduo e a soma dos harmônicos correspondentes aos períodos de 6, 10, 20 horas.

4.2 Cálculo do Fluxo Médio

Para realização da análise EOF, deve-se primeiramente calcular o fluxo médio no tempo. É necessária a remoção da média no tempo para que se permita interpretar a matriz de covariância e compreender os resultados, como será explicado na próxima seção. Nesta, lidamos com sua obtenção e inferência das componentes barotrópicas e baroclínicas.

4.2.1 Obtenção do Fluxo Médio

Considerando-se u a velocidade zonal (leste-oeste) e v a velocidade meridional (norte-sul), o fluxo médio para cada componente é calculado por:

$$u(x, y, z, t) = \bar{u}(x, y, z) + u'(x, y, z, t) \quad (1)$$

$$v(x, y, z, t) = \bar{v}(x, y, z) + v'(x, y, z, t), \quad (2)$$

onde \bar{u} e \bar{v} representam o fluxo médio, e u' e v' as perturbações relativamente a esse estado. A Figura 16 apresenta o fluxo médio em todos níveis de profundidade medidos. Os sete primeiros níveis correntográficos apresentaram o fluxo médio ocupando o quadrante norte. De forma análoga, o cálculo foi efetuado nos cinco níveis mais profundos, porém estes apresentam o fluxo médio ocupando o quadrante sul.

Através do cálculo do fluxo médio identificou-se uma direção média de orientação dos dados, aproximadamente NE-SW. Sendo assim resolveu-se trabalhar utilizando coordenadas naturais, rotacionando o eixo na direção do fluxo médio obtido na análise descrita acima, conforme mostra a Figura 17. Com a notação, as componentes u e v passam a designar componente normal (*cross-stream*) e paralela (*along-stream*) à média.

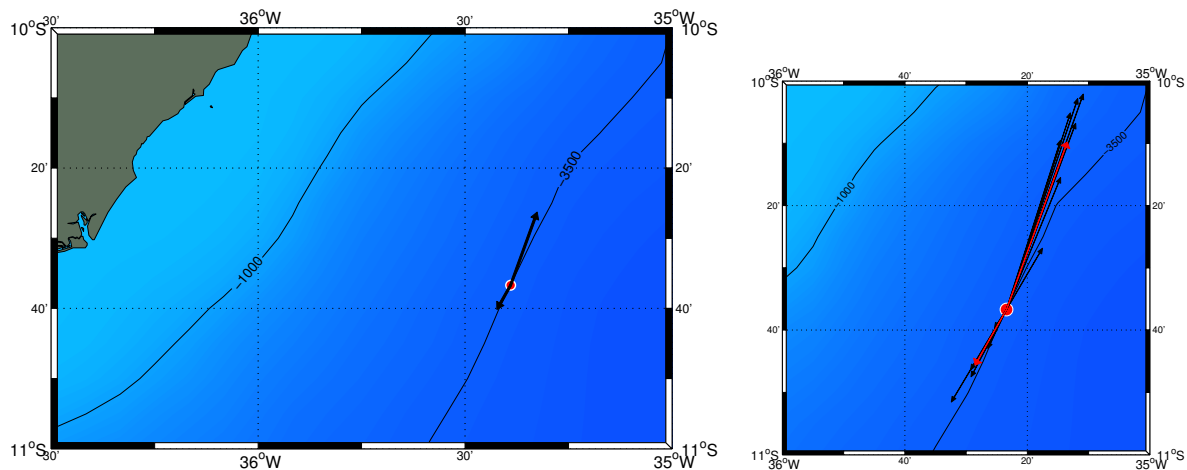


Figura 16: Fluxo médio calculado para todas os níveis de profundidade medidos. O quadro menor apresenta o fluxo médio das profundidades com direção no quadrante norte (sete primeiros níveis) e direção no quadrante sul (cinco últimos níveis). Os vetores em vermelho representam o fluxo médio.

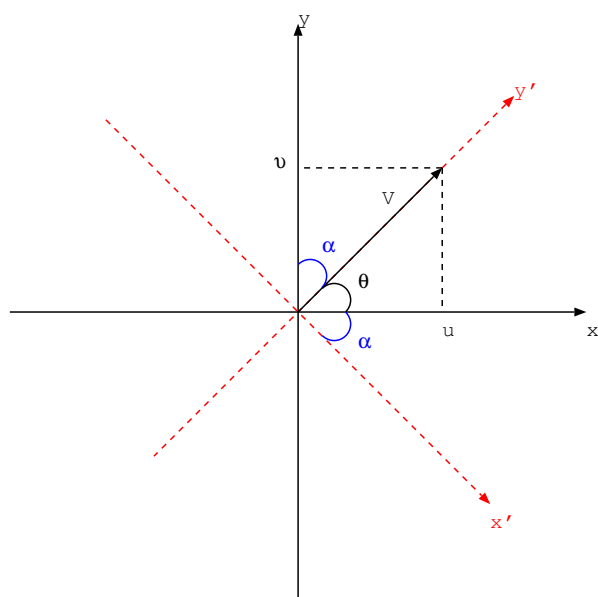


Figura 17: Representação da rotação do fluxo médio em relação ao eixo cartesiano orientado na direção norte-sul.

4.2.2 Estimativa dos Fluxos Barotrópico e Baroclínico

A componente barotrópica da velocidade é estimada através da média vertical da componente de velocidade desejada (*Pedlosky*, 1986). Por exemplo,

$$v_{BT} = \frac{1}{H} \int_{-H}^0 v dz. \quad (3)$$

Como no fundeio, os instrumentos são posicionados em profundidades selecionadas, a Equação 3 é aproximada por acréscimos finitos:

$$v_{BT} \approx \frac{1}{H} \sum_n v_n \Delta z_n, \quad (4)$$

onde Δz_n é a distância entre um nível correntográfico e outro. Para que se tenha um perfil discreto, faz-se:

$$v_{BT} = \frac{1}{H} \sum_{n=1}^{N-1} \frac{(v_n + v_{n+1})}{2} \Delta z_n, \quad (5)$$

onde N é o número total de níveis correntográficos.

A componente baroclínica é obviamente a diferença entre a velocidade total e a velocidade barotrópica:

$$v_{BC} = v - v_{BT}.$$

4.3 Cálculo das Funções Ortogonais Empíricas (EOF)

No estudo da variabilidade do oceano é necessário lidar com uma grande quantidade de dados no espaço, organizados em séries temporais. É de grande interesse a utilização de ferramentas para análise dos dados que permitam de forma otimizada que a dinâmica dos processos seja bem visualizada.

Uma importante ferramenta para compreensão da variabilidade dos fenômenos oceanográficos através das séries temporais é a técnica da análise de funções ortogonais empíricas (EOF). A primeira utilização da análise EOF existente na literatura com

aplicação e interpretação da dinâmica de fluidos geofísicos foi com *Edward Lorenz* (1956, *apud Emery & Thomsom*, 1997).

Trabalhos como *Denbo & Allen* (1984), *Owens* (1985) e *Lippert & Briscoe* (1990) mostram a aplicação de funções ortogonais empíricas em fundeios visando estudos de variabilidade vertical, além da comparação de diferentes formas de sua utilização.

A grande vantagem da análise EOF é o fato do resultado produzir uma descrição reduzida da variabilidade espacial e temporal de séries de dados em termos de funções ortogonais, ou modos normais estatísticos.

É importante ressaltar que usualmente a maior parte da variabilidade calculada pode ser associada a mecanismos dinâmicos. Porém, sendo uma análise estatística, o resultado pode não ter sentido físico, e uma associação direta, física ou matemática, com a estatística da análise EOF pode ou não ser verdadeira. O objetivo da EOF é calcular os modos de variabilidade através de soluções empíricas baseadas estritamente no conjunto de dados. Portanto, as fases de consistência dos dados devem ser realizadas com cautela.

O estudo de EOFs utilizando grandezas vetoriais pode ser realizado de duas maneiras. A primeira é através da EOF vetorial, segundo *Owens* (1985) e *Lippert & Briscoe* (1990), combinando as componentes das velocidades, u e v na representação complexa:

$$V = u + iv,$$

onde V representa a forma complexa da composição das componentes. De forma que a componente u representa a parte real e a componente v representa a parte imaginária para $i = \sqrt{-1}$.

A outra maneira é a utilização da EOF escalar, considerando as componentes u e v independentes (ortogonais) e não correlacionáveis.

Para verificar e quantificar o quanto as componentes são dependentes entre si, calculou-se o coeficiente de correlação ρ_{uv} :

$$\rho_{uv} = \frac{C_{uv}}{\sigma_u \sigma_v},$$

onde C_{uv} é a covariância cruzada entre as séries de cada componente para o mesmo nível de profundidade, σ_u e σ_v são as variâncias das séries de u e v respectivamente.

Os coeficientes de correlação calculados entre as séries das componentes u e v e entre as séries das componentes *cross-stream* e *along-stream* encontram-se nas Tabelas 6 e 7. Para as séries das componentes u e v os coeficientes de correlação encontrados foram em média de 27%. Para as séries das componentes *cross-stream* e *along-stream* os coeficientes de correlação encontrados foram em média de 16%, onde apenas a profundidade de 2883 m apresentou valor de 47,98 % e os demais níveis apresentaram valores inferiores à 17,48%.

Tabela 6: Coeficientes de correlação componente zonal e componente meridional filtradas.

Profundidade	Coef. Corr. (%)
43 m	6.16
78 m	1.54
121 m	11.05
165 m	22.48
208 m	35.77
278 m	46.04
491 m	55.96
888 m	42.24
1386 m	34.04
1885 m	30.20
2386 m	35.53
2883 m	1.32

Tabela 7: Coeficientes de correlação componente “along-stream” e componente “cross-stream”.

Profundidade	Coef. Corr. (%)
43 m	9.56
78 m	6.99
121 m	3.61
165 m	0.61
208 m	7.77
278 m	14.59
491 m	17.48
888 m	4.67
1386 m	1.85
1885 m	8.83
2386 m	16.73
2883 m	47.98

Neste trabalho o método foi aplicado na análise do fundeio escolhido considerando os níveis amostrados por ADCP e correntógrafos. Dados os valores obtidos para o coeficiente de correlação, a análise será realizada separadamente com as componentes escalares *cross-stream* e *along-stream*, de maneira que estas serão tratadas como sendo estatística-

mente independentes. De acordo com *Lippert & Briscoe* (1990), esse é o procedimento mais usual e que apresenta menos restrições quando as componentes não são correlacionáveis. A seguir será apresentado um resumo da teoria das EOF, adaptado de *Owens* (1985) e *Lippert & Briscoe* (1990).

No caso do fundeio, localizado nas coordenadas $x = x_0$ e $y = y_0$, as Equações 1 e 2 tornam-se

$$u(x_0, y_0, z, t) = \bar{u}(x_0, y_0, z) + u'(x_0, y_0, z, t)$$

$$v(x_0, y_0, z, t) = \bar{v}(x_0, y_0, z) + v'(x_0, y_0, z, t),$$

onde claramente as variáveis independentes são as profundidades dos instrumentos z e o tempo de amostragem t .

Os dados então foram separados em matrizes as quais gostaríamos de representar como uma combinação linear de funções dos intervalos entre as medições t , e da profundidade z . Assim, representamos a matriz Θ_{zt} , onde z é o índice que representa os níveis medidos pelos ADCPs e as profundidades dos correntógrafos, e t , o instante de tempo. Dessa maneira,

$$z_n = 1, 2, \dots, N,$$

$$t_m = 1, 2, \dots, M,$$

onde N é o número total de níveis de profundidade medidos e M é a extensão da série temporal. Como dito anteriormente, é necessário que se remova a média no tempo para que se permita interpretar a matriz de covariância e compreender os resultados. O objetivo é representar a matriz Θ_{zt} em termos de uma expansão em modos normais de tal forma que,

$$\Theta_{zt} = \sum_n A_{nt} \epsilon_{nz}, \tag{6}$$

onde n é o índice do modo estatístico, equivalente ao número de níveis medidos. A_{nt} é a função amplitude e ϵ_{nz} é o autovetor, ou o modo normal, o qual satisfaz a condição de ortonormalidade

$$\sum_z \epsilon_{nz} \epsilon_{mz} = \delta_{nm}, \quad (7)$$

onde δ_{nm} é o delta de Kronecker dado por

$$\delta_{nm} = \begin{cases} 1, & m = n \\ 0, & m \neq n. \end{cases}$$

O objetivo da expansão é converter o conjunto de dados, formado por séries temporais individuais de cada nível de medição, em uma série de padrões verticais que variam no tempo.

Na técnica EOF, o conjunto de auto-vetores é escolhido em termos de um conjunto de auto-funções empíricas que melhor se ajustam aos dados em termos de mínimos quadrados. Para satisfazer tal condição, constrói-se a matriz de covariância cruzada de “lag” zero (sem defasagem),

$$C_{zw} = \frac{1}{NM} \sum_{t=1}^M (\Theta_{zt} - \bar{\Theta}_z)(\Theta_{wt} - \bar{\Theta}_w), \quad (8)$$

onde $\bar{\Theta}_z(\bar{\Theta}_w)$ é a média temporal da z -ésima (w -ésima) série. Os elementos da diagonal são,

$$C_{zz} = \frac{1}{NM} \sum_{t=1}^M (\Theta_{zt} - \bar{\Theta}_z)^2. \quad (9)$$

O elemento C_{zz} representa a variância da matriz Θ no nível z dividido por N :

$$C_{zz} = \frac{1}{N} \sigma^2_{\Theta_{zt}} \quad (10)$$

Em álgebra linear, a soma dos elementos diagonais da matriz C é definida como o traço de C , ou seja,

$$TrC = \sum_{z=1}^N C_{zz} = \frac{1}{MN} \sum_{z=1}^N \sum_{t=1}^M (\Theta_{zt} - \bar{\Theta}_z)^2. \quad (11)$$

TrC passa a representar a variância total dos dados.

Como qualquer matriz quadrada, C possui um conjunto de autovalores λ_n e um conjunto de autovetores ϵ_{nz} , os quais são definidos pela expressão

$$C\epsilon_n = \epsilon_n\lambda_n, \quad (12)$$

que representa a diagonalização da matriz (*Strang*, 1988).

O autovalor λ_n é obtido da seguinte maneira:

$$(C - \lambda_n I)\epsilon_n = 0, \quad (13)$$

onde I é a matriz identidade. O número λ_n é o autovalor da matriz C se e somente se:

$$\det(C - \lambda_n I) = 0. \quad (14)$$

Cada solução de λ_n possui um autovetor ϵ_n correspondente.

Combinando o resultado da definição de autovetor, com a definição de traço da matriz C , obtem-se que a soma de todos os auto-valores é igual ao traço da matriz C , expressa como

$$TrC = \sum_n \lambda_n, \quad (15)$$

ou seja, a variância total da série. Assim, podemos pensar em cada autovalor como sendo representativo de uma certa porção da variância,

$$\% \sigma_i^2 = \frac{\lambda_i}{TrC} \times 100. \quad (16)$$

Finalmente, a função amplitude da estrutura vertical do n -ésimo modo é dada por,

$$A_{nt} = \sum_{z=1}^N \Theta_{zt} \epsilon_{nz}. \quad (17)$$

Normalmente, em séries oceanográficas, a maior parte da variância dos dados é explicada pelos primeiros modos estatísticos.

Após o término do cálculo das EOFs, foi realizada uma análise e identificação dos modos dominantes. Vale ressaltar, como dito anteriormente, a importância da cautela

na interpretação dos resultados obtidos, pois trata-se de uma metodologia de análise estatística.

4.4 Reconstituição da Séries

As séries das observações de corrente de cada nível do fundeio, podem ser reconstituídas com a aplicação de cada modo individualmente. A recomposição dos perfis de velocidade utilizando os modos calculados foi realizada da seguinte forma:

$$v^* = \sum_n A_{nt} \epsilon_{nz},$$

onde v^* representa a componente *along-stream* reconstituída, A_{nt} é a função amplitude e ϵ_{nz} é o modo ortonormal. De forma análoga foi efetuada a reconstituição da componente *cross-stream*.

Para avaliar como cada modo individualmente responde pela estrutura de velocidade, ou seja, como cada modo é capaz de restaurar a série, calculou-se o coeficiente de correlação entre as séries e as séries reconstituídas.

4.5 Análise Espectral

Será realizada a análise espectral das séries de amplitude (A_n) das EOF geradas, com a finalidade de verificar as escalas de tempo de variação das séries de amplitude dos principais modos.

A análise espectral é utilizada para particionar a variância de uma série temporal em função da frequência (*Emery & Thomson, 1997*). A aplicação da análise espectral é realizada de forma que se obtenha informações sobre as frequências de oscilação dos mecanismos forçantes no oceano. Deseja-se obter a densidade de potência espectral associada a cada banda de frequência. Os picos de energia, se ocorrerem, indicarão bandas espectrais correspondentes às frequências dominantes, suportando a investigação sobre a variabilidade do sistema em estudo.

É importante ressaltar que a análise espectral possui algumas limitações principalmente devido ao fato de que o conjunto de dados apresenta apenas frações dos processos que acontecem na natureza, ou seja, tem-se apenas uma parcela amostrada de uma série infinita (*Emery & Thomson, 1997*). Entretanto técnicas são aplicadas para obtenção de melhores resultados, como a utilização de janelas e alisamento dos dados.

A metodologia empregada para realização da análise espectral é amplamente apresentada em livros texto como por exemplo, *Baath (1974)*. À título de exemplificação, a Figura 18 mostra as frequências obtidas pela análise espectral da série sintética criada para realização do teste do filtro digital utilizado (vide Figuras 14 e 15). Neste exemplo, foram utilizados como parâmetros da análise espectral, o tamanho da janela metade do comprimento da série, tipo de janela “Hamming”, sem sobreposição de intervalos (“no overlapping”) e removida a média e a tendência de cada intervalo.

A análise espectral foi realizada na série filtrada e o pico encontrado representa o período de 60 horas.

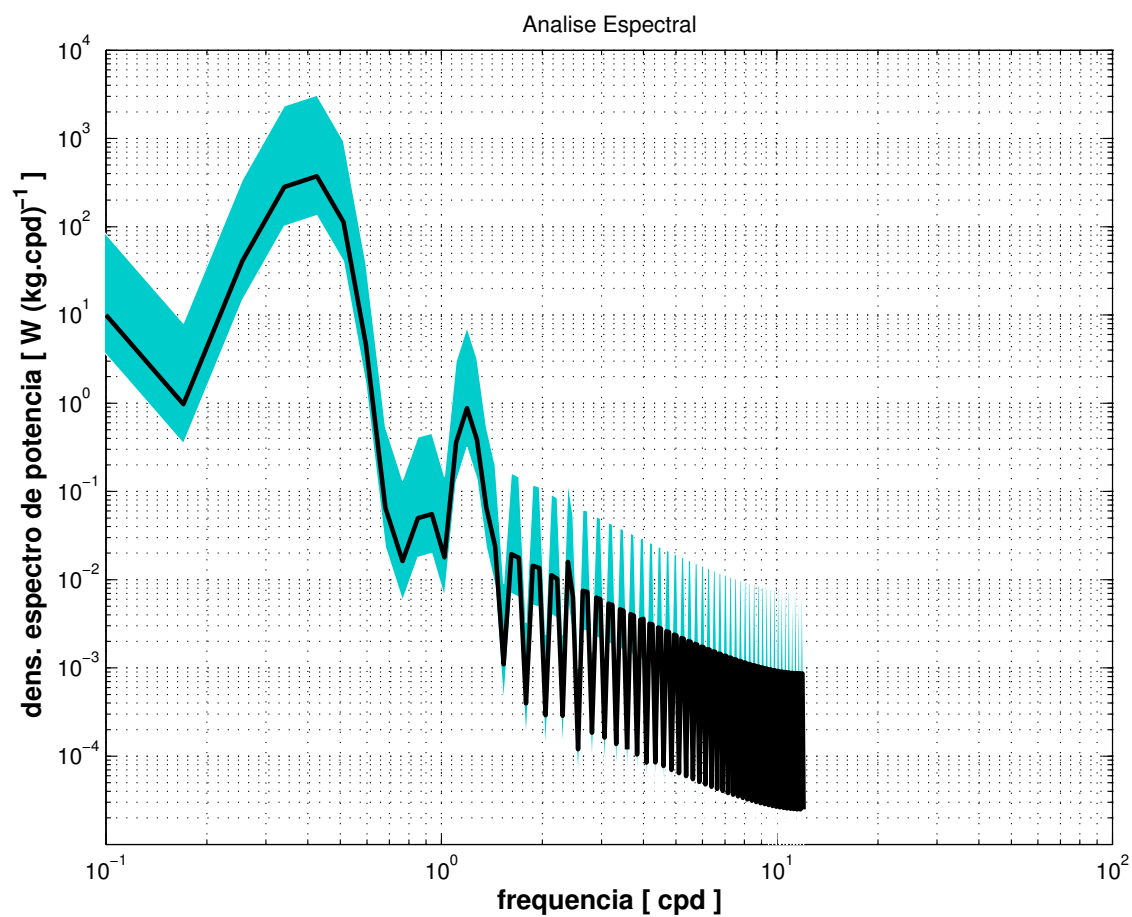


Figura 18: Espectro obtido através da análise espectral da série temporal sintética filtrada, a qual foi efetuada para exemplificação e teste do filtro digital utilizado. O pico representa período de 60 horas verificando a eficiência do filtro e da análise espectral.

5 Resultados

Utilizando o conjunto de dados de ADCP e correntometria, de acordo com a metodologia proposta, as etapas de processamento e filtragem proporcionaram a investigação e análise de fenômenos oceanográficos amostrados nas séries correntográficas e presentes na região.

5.1 Resultados da Análise de Maré Barotrópica

Através da análise harmônica de marés, obtiveram-se as correntes de maré, as principais constituintes de maré e as amplitudes associadas. Foram selecionadas as constituintes mais importantes para análise. A Figura 19 apresenta as amplitudes das constituintes de maré K1, O1, M2 e S2. A constituinte de maré M2 apresentou maiores amplitudes. Entretanto os valores de amplitudes encontrados são próximos e baixos.

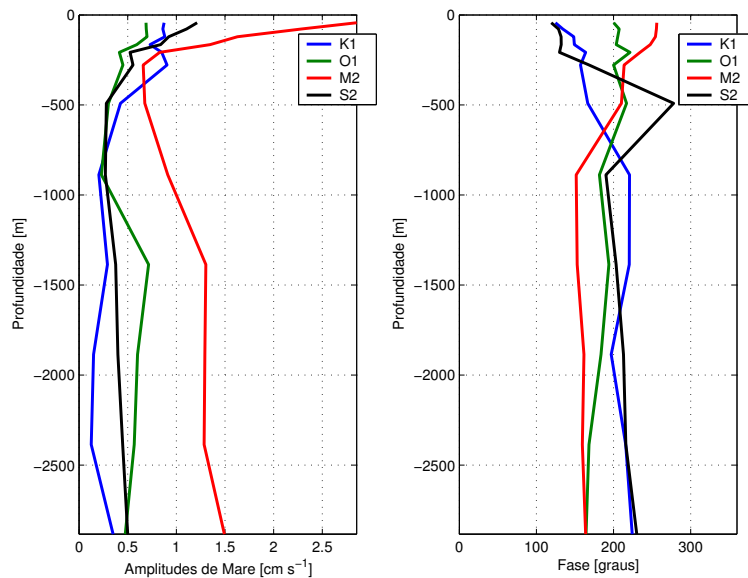


Figura 19: Amplitudes e fases das constituintes de maré, K1, O1, M2 e S2.

Os resultados da análise de maré barotrópica mostraram que a corrente de maré obtida pela análise harmônica é muito pequena. Os valores de magnitude das componentes zonal e meridional encontrados se situaram entre $0,085 \text{ m.s}^{-1}$ e $-0,077 \text{ m.s}^{-1}$. Nas séries temporais correntográficas dos níveis mais profundos, abaixo de 491 m, as correntes de maré apresentam os menores valores de magnitude relativamente aos níveis mais próximos da superfície. Cabe agora ilustrar a irrelevância das correntes de maré obtidas pela

análise harmônica, em comparação com o sinal total das correntes, das séries temporais do fundeio. As Figuras 20 e 21 exibem as séries correntográficas das componentes zonal e meridional e as séries das correntes de maré, nos níveis de 43 m, 278 m, 491 m, 888 m, 1386 e 2883 m.

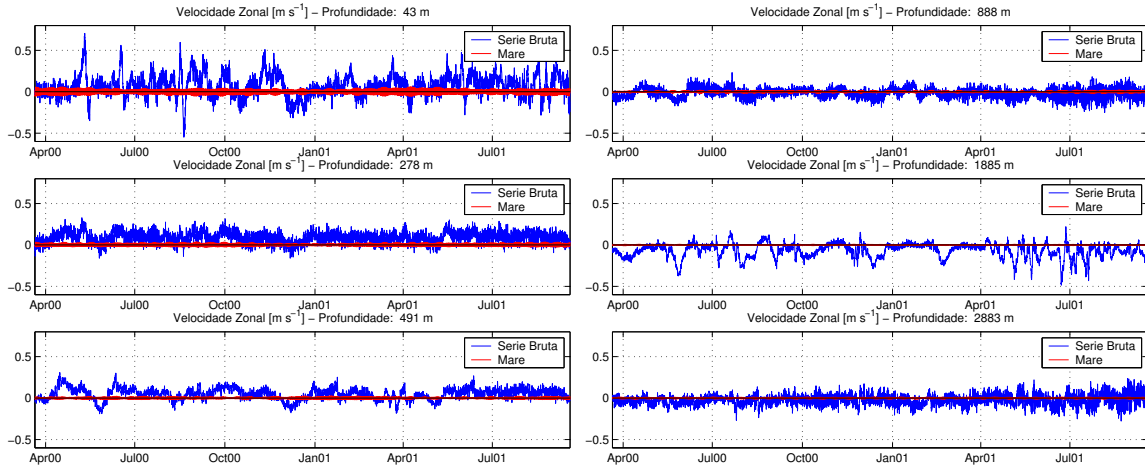


Figura 20: Séries correntográficas da componente zonal e a correntes de maré, resultado da análise harmônica, nos níveis de 43 m, 278 m, 491 m, 888 m, 1885 e 2883 m.

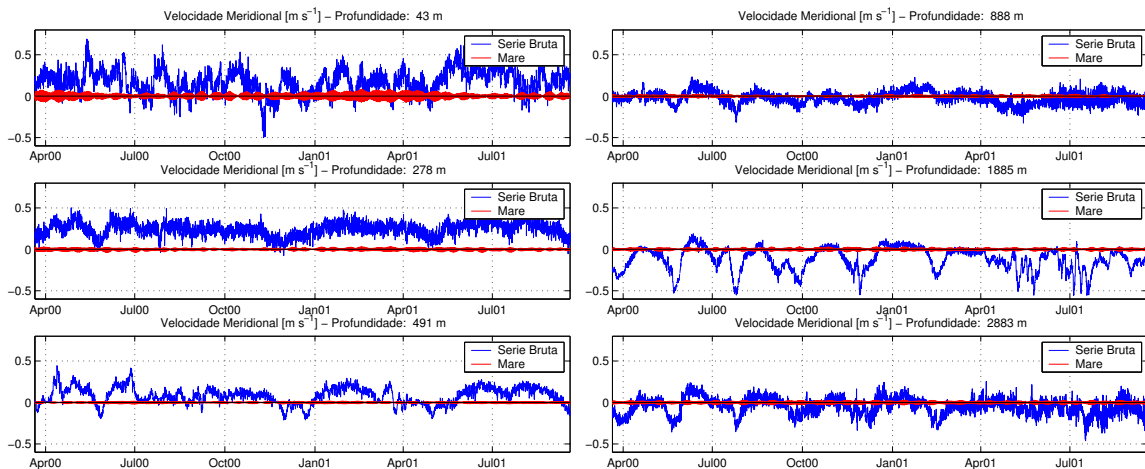


Figura 21: Séries correntográficas da componente meridional e a correntes de maré, resultado da análise harmônica, nos níveis de 43 m, 278 m, 491 m, 888 m, 1885 e 2883 m.

No entanto, existe uma clara diferença entre as correntes amostradas nos primeiros 300 m da coluna d'água e aquelas amostradas em maiores profundidades. A Figura 22 apresenta os as elipses da constituinte M2 de maré barotrópica, onde é evidente que as correntes em superfície (nos primeiros 300 m) são mais intensas e as elipses possuem uma menor excentricidade.

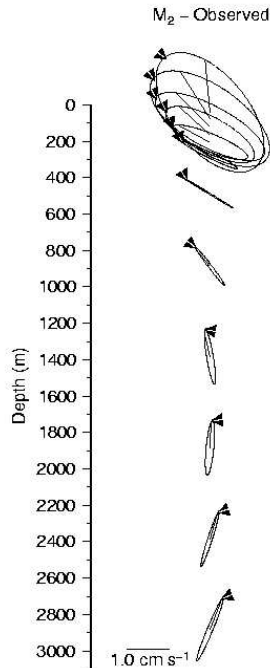


Figura 22: Elipses da contituente M2 de maré barotrópica para cada nível correntográfico.

Vale ressaltar que o fundeio encontra-se localizado em uma região oceânica e as correntes de maré esperadas para uma região dessa característica seriam pouco relevantes dinamicamente.

5.2 Resultados da Análise de Maré Baroclínica

A análise harmônica realizada para a estimativa das correntes de maré barotrópica é o ponto de partida para a avaliação do potencial de geração de marés internas.

Como esperado para a profundidade onde está localizado o fundeio, as correntes de maré na frequência M2 são pequenas, da ordem de poucos cm.s^{-1} . No entanto, existe uma clara diferença entre as correntes amostradas nos primeiros 300 m da coluna d'água e aquelas amostradas em maiores profundidades. Próximo à superfície, as correntes são mais intensas e as elipses têm uma menor excentricidade. Isso pode indicar a existência de uma onda de maré que foi gerada, provavelmente, no talude ou quebra de plataforma e que está se propagando na direção *offshore*. Vale ressaltar que marés internas se propagam na forma de raios e as maiores intensidades são esperadas onde estes raios refletem na superfície (ou na base da camada de mistura caso exista uma forte picnoclina) e no fundo.

Para o cálculo e aplicação do modelo linear de geração de marés internas, é necessário o cálculo da frequência de Brünt-Vaisälla, ou frequência de empuxo (N^2),

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \sigma_\theta}{\partial z},$$

onde σ_θ é a densidade potencial convencional e ρ_0 é a densidade de referência, em torno de 1025 kg m^{-3} . Estes obtidos a partir dos dados de hidrografia na região do fundeio.

O cálculo de N^2 é muito ruidoso, pois as variações de densidade são muito pequenas, tanto na camada de mistura quanto em águas profundas. A Figura 23 exhibe o resultado para a frequência de estratificação média, em ciclos por hora, das estações hidrográficas da radial representada na Figura 10.

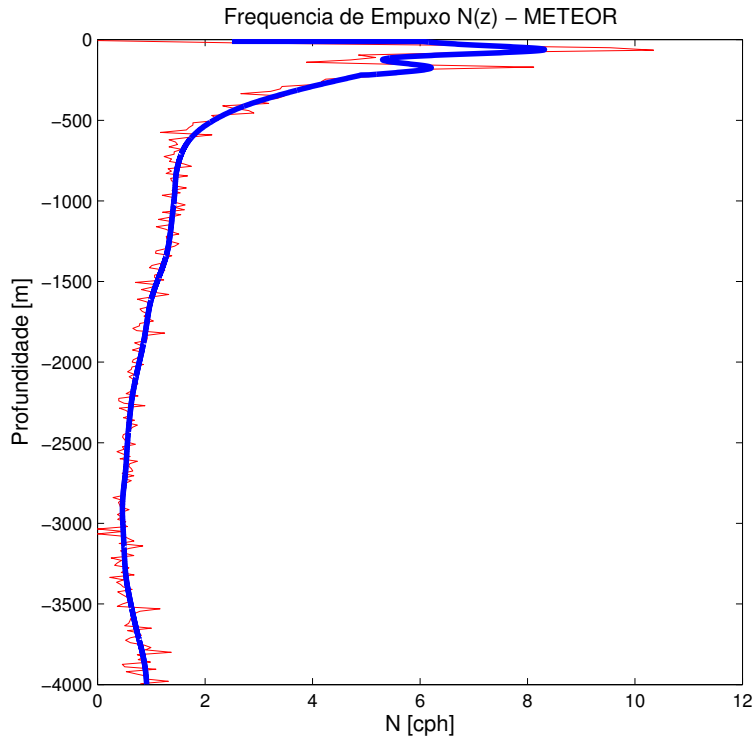


Figura 23: Perfil vertical da frequência de Empuxo média para a radial hidrográfica realizada durante o Cruzeiro M47/1. A linha azul constitui em um ajuste “spline” cúbico da curva bruta em vermelho.

O cálculo do modelo, necessita a frequência de empuxo junto ao fundo, desta forma, calculou-se N^2 para cada estação e obteve-se o respectivo valor junto ao fundo. O gradiente do talude foi calculado entre cada estação hidrográfica do Cruzeiro.

Conforme a metodologia empregada por *Pereira et al.* (2002), a análise dos resultados do modelo linear de geração de marés internas, indicou pouco potencial de geração na

região. A análise de α indicou um ponto do talude onde este se aproximava de 1 (Figura 24). A proximidade do fundeio ao ponto de geração as correntes são mais intensas porque ainda não se dissiparam tanto. Em geral as marés baroclínicas são distorcidas e rapidamente dissipadas à medida que se afasta da região de geração. Uma possível solução seria a análise do fundeio mais próximo da isóbata de 1000 m e avaliar as elipses de maré barotrópica naquele ponto e verificar algum sinal mais forte da existência de maré interna.

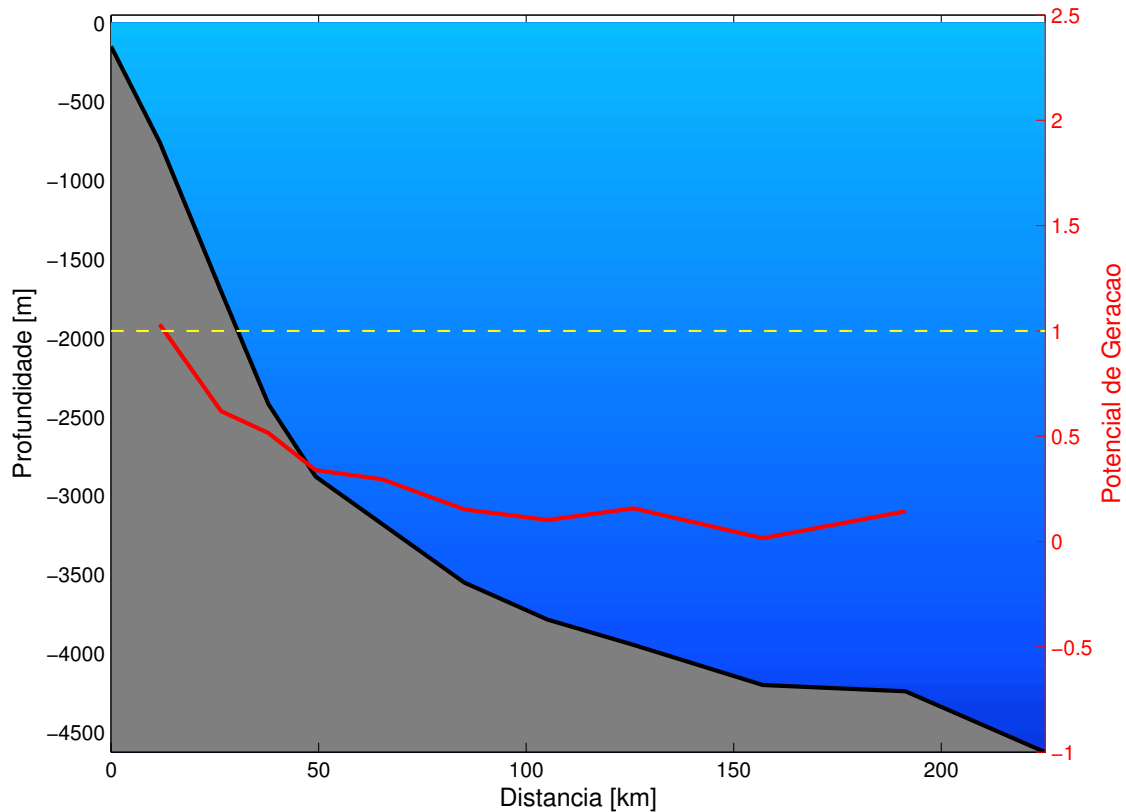


Figura 24: Perfil batimétrico da radial onde os fundeios foram instalados. Adicionado a este, encontra-se plotado o potencial de geração de maré (α), obtido a partir do modelo linear de geração de maré interna. Considerou-se, nesta figura, a maré M2 como a mais importantes para os cálculos do modelo.

5.3 Resultados da Filtragem Digital

Os resultados da análise harmônica para obtenção das correntes de maré barotrópica, possibilitou a remoção deste sinal nas séries correntográficas, mas também teve o intuito de avaliar sua importância na circulação local. Entretanto algum resíduo de correntes de maré ainda poderiam estar presentes nas séries, assim como sinais de alta frequência associados e que não são de interesse ao presente trabalho. A avaliação do potencial de

geração de marés internas na região do fundeio, indicou baixo potencial de geração de marés internas na região, e embora não esta análise não indique a ocorrência, havendo a presença do sinal de marés internas nas séries correntográficas, estas foram filtradas no decorrer desta etapa.

As Figuras 25 e 26 apresentam as séries temporais já com o sinal de maré removido e a série após a filtragem digital.

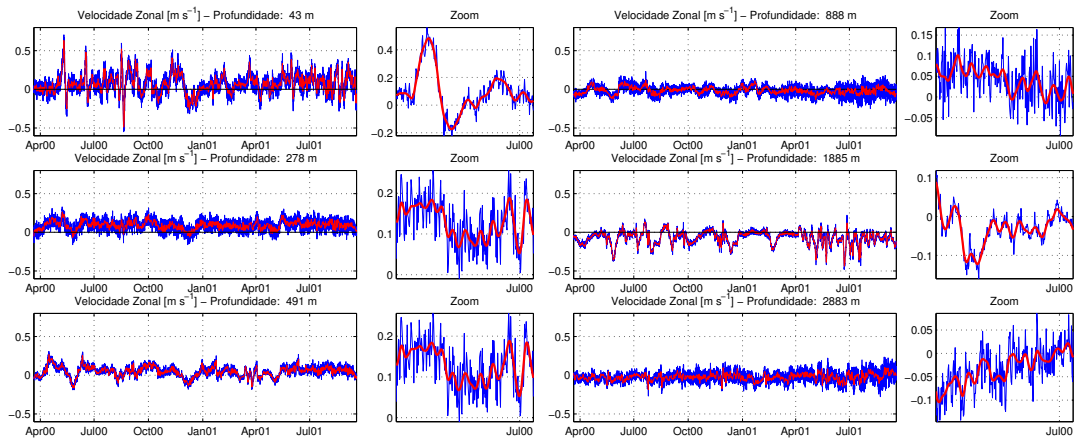


Figura 25: Séries correntográficas da componente zonal e a correntes de maré, resultado da análise harmônica, nos níveis de 43 m, 278 m, 491 m, 888 m, 1885 m e 2883 m.

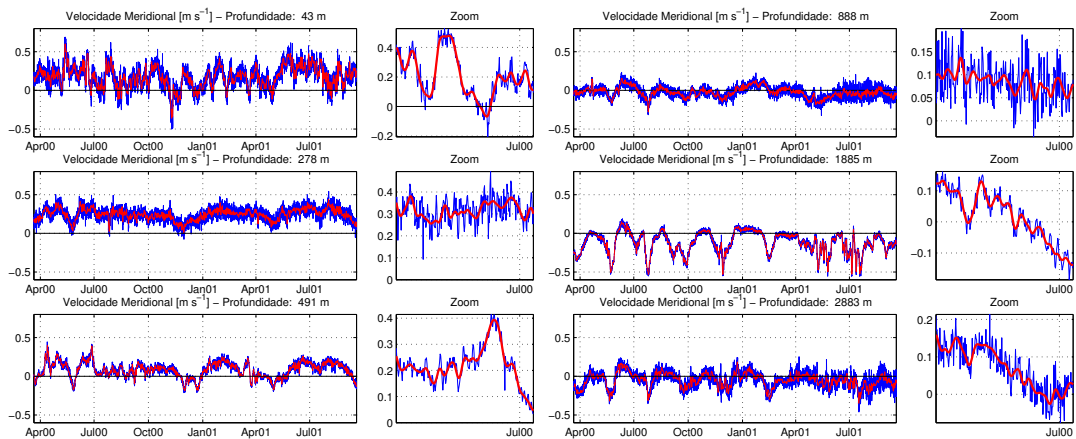


Figura 26: Séries correntográficas da componente meridional e a correntes de maré, resultado da análise harmônica, nos níveis de 43 m, 278 m, 491 m, 888 m, 1885 m e 2883 m.

5.4 Avaliação do Fluxo Médio

Os resultados dos cálculos do fluxo médio da componente *along-stream* e da componente meridional encontram-se na Figura 27, onde a linha vermelha representa a componente baroclínica, a linha verde representa a componente barotrópica e a linha azul

representa a composição total dos fluxos baroclínico e barotrópico. Devido à orientação do fluxo médio ser preferencialmente no sentido nordeste-sudoeste, o perfil obtido para a série rotacionada é bastante similar ao da série orientada no sentido norte-sul. A contribuição barotrópica é muito pequena, se comparada à baroclínica, com valor em torno de $-0,05 \text{ m.s}^{-1}$. O fluxo médio na superfície é para norte, podendo ser interpretado como sendo uma contribuição pouco expressiva da CNB, com valores em torno de $0,2 \text{ m.s}^{-1}$. Por volta de 200 m de profundidade, encontra-se a máxima contribuição da velocidade para norte ($\approx 0,3 \text{ m.s}^{-1}$), o qual estaria associado ao núcleo da SNB. O nível de inversão está localizado proximadamente em 1000 m, e em torno de 1800 m, com fluxo para sul, encontra-se o núcleo da Corrente de Contorno Profunda (CCP), com valor máximo aproximado de $-0,14 \text{ m.s}^{-1}$.

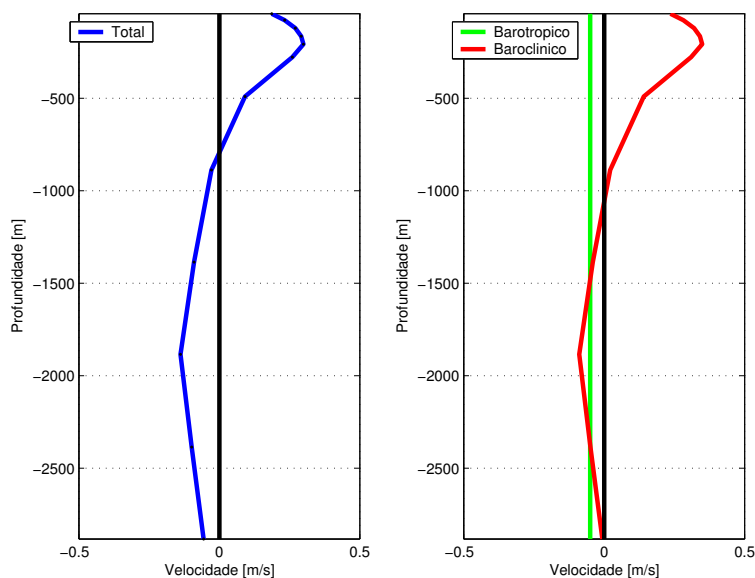


Figura 27: Perfis médios para a componente *along-stream*.

Os resultados dos cálculos do fluxo médio da componente *cross-stream* e da componente zonal encontram-se na Figura 28, onde a linha vermelha representa a componente baroclínica, a linha verde representa a componente barotrópica e a linha azul representa a composição total dos fluxos baroclínico e barotrópico. Devido à rotação do eixo de coordenadas, como esperado, o fluxo médio da componente *cross-stream* se diferencia consideravelmente do fluxo médio obtido para a componente zonal, e as magnitudes encontradas são muito pequenas se comparadas aos da componente *along-stream*.

Vale ressaltar o característica do fluxo médio, indicando o padrão de perfil espe-

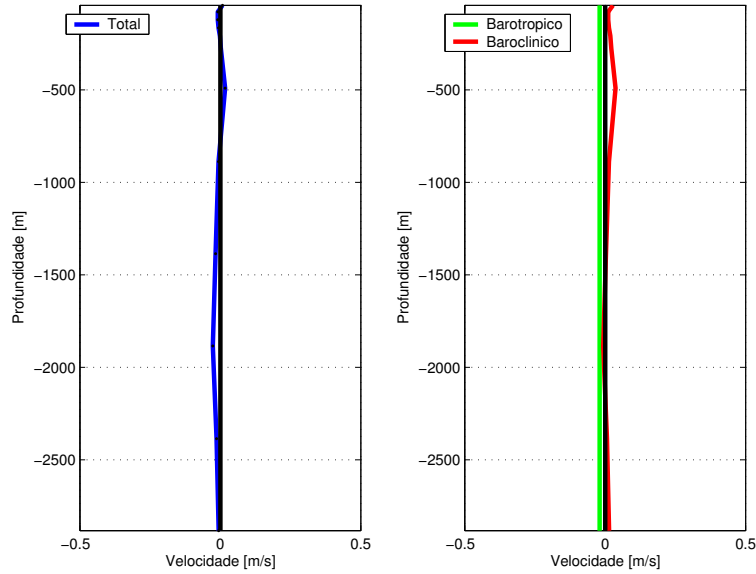


Figura 28: Perfis médios para a componente *cross-stream*.

rado para região. Comparando o resultado do fluxo médio com as velocidades medidas com ADCP por *Stramma et al. (1995)*, verificamos que suas medições mostram a inversão ocorrendo nas proximidades de 1200 m, no núcleo da corrente. Sendo assim, interpreta-se o fundeio encontra-se possivelmente localizado em uma posição deslocada do núcleo na direção *off-shore*.

5.5 Resultados da Análise EOF

O resultado do cálculo das EOF são mostrados nas Figuras 29 e 30. A Figura 29 apresenta os dois primeiros modos EOF resolvidos para a componente *along-stream*. O primeiro modo explica a maior parcela da variância total das séries e responde por 41,44 % desta. Este modo explica a variabilidade da Corrente de Contorno Profunda. O segundo modo, que responde por 35,4 % da variância total, explica a variabilidade relacionada à Sub-corrente Norte do Brasil e aos fenômenos relacionados às camadas de superfície. Tais argumentos estão apoiados na variação da estrutura vertical dos modos. Vale ressaltar a proximidade dos valores da variância explicada pelos dois primeiros modos, de maneira que não se pode associar diretamente o escoamento apenas ao primeiro modo, e sim a combinação desses dois.

O terceiro e o quarto modo representam 8,73 % e 4,29 % da variância respecti-

vamente (Figura 30). Ambos associados a variabilidade nas camadas superiores a 900 m aproximadamente, entretanto vale ressaltar que estes modos não são estatisticamente interpretáveis pois representam pouca parcela da variância dos dados. Tal discussão será aprofundada em seções seguintes.

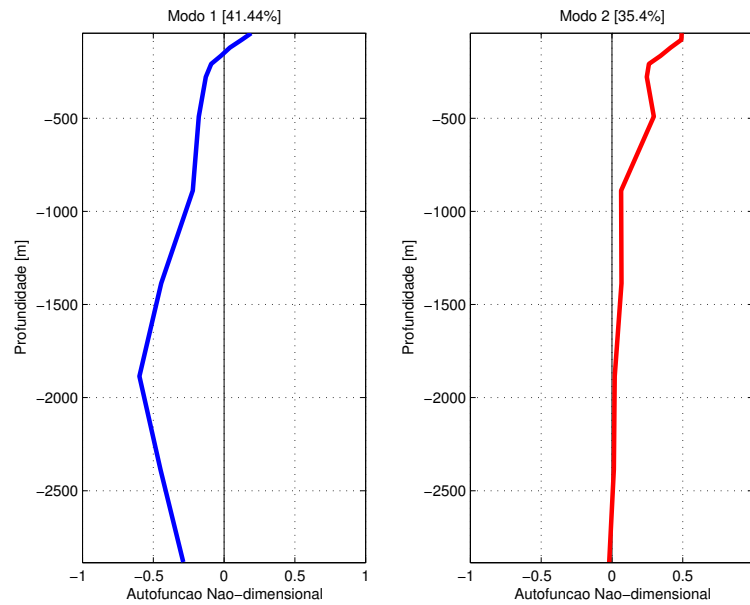


Figura 29: Primeiro e segundo modos EOF para as séries correntográficas do fundeio.

As Figuras 31 e 32 apresentam as séries de amplitude do primeiro e segundo modos, respectivamente. A partir das séries de amplitude será conduzida a análise espectral destas a fim de investigar possíveis períodos dominantes existentes na série. Na próxima seção será analisado como cada modo responde na reconstituição das séries.

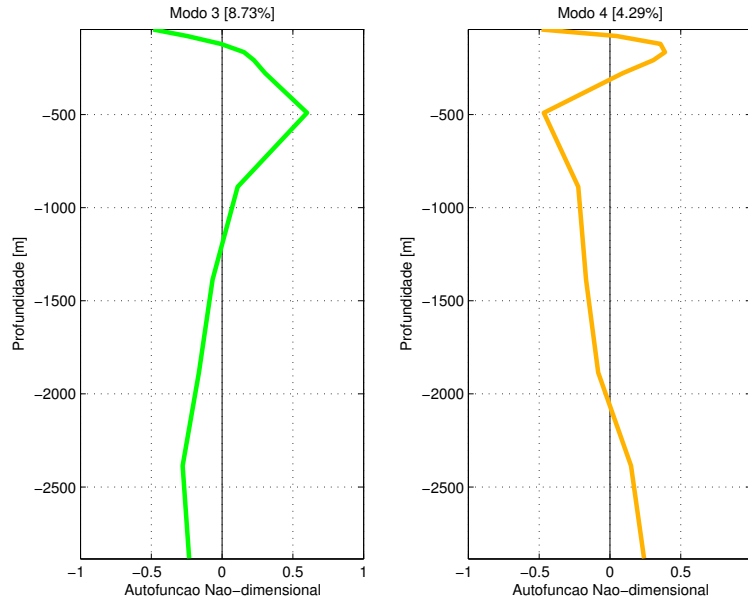


Figura 30: Terceiro e quarto modos EOF para as séries correntográficas do fundeio.

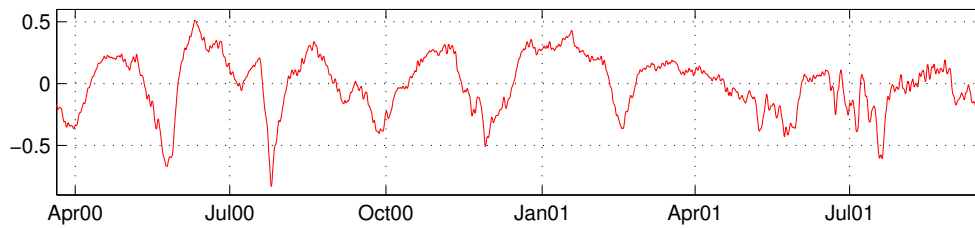


Figura 31: Série de amplitude do primeiro modo.

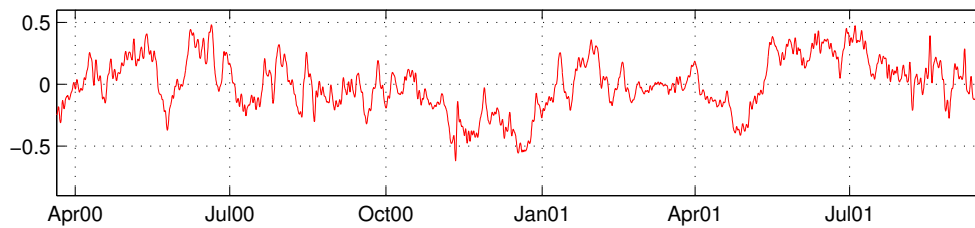


Figura 32: Série de amplitude do segundo modo.

5.6 Reconstituição das Séries

A Figura 33 apresenta as séries reconstituídas com o primeiro modo apenas. Nota-se que esta reconstituição, para os 5 últimos níveis, é uma boa aproximação, apresentando um coeficiente de correlação médio de aproximadamente 80 %. Para os níveis de 1386 m, 1885 m e 2386 m, o coeficiente de correlação foi em torno de 95 %.

A Figura 34 apresenta as séries reconstituídas com o segundo modo apenas. Nota-se

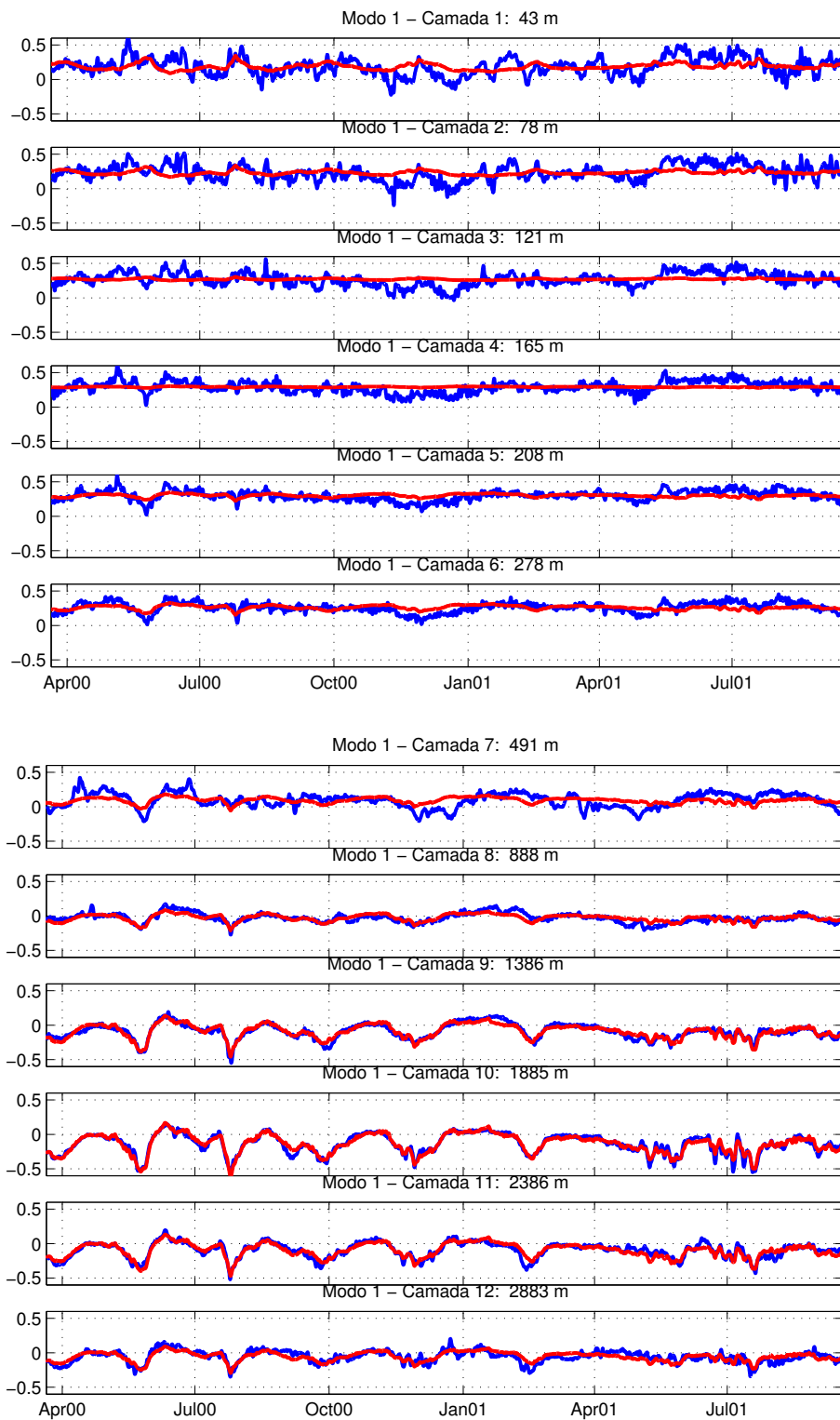


Figura 33: Reconstituição das séries com o primeiro modo estatístico. A linha azul representa a série filtrada e rotacionada e a linha vermelha representa a série reconstituída.

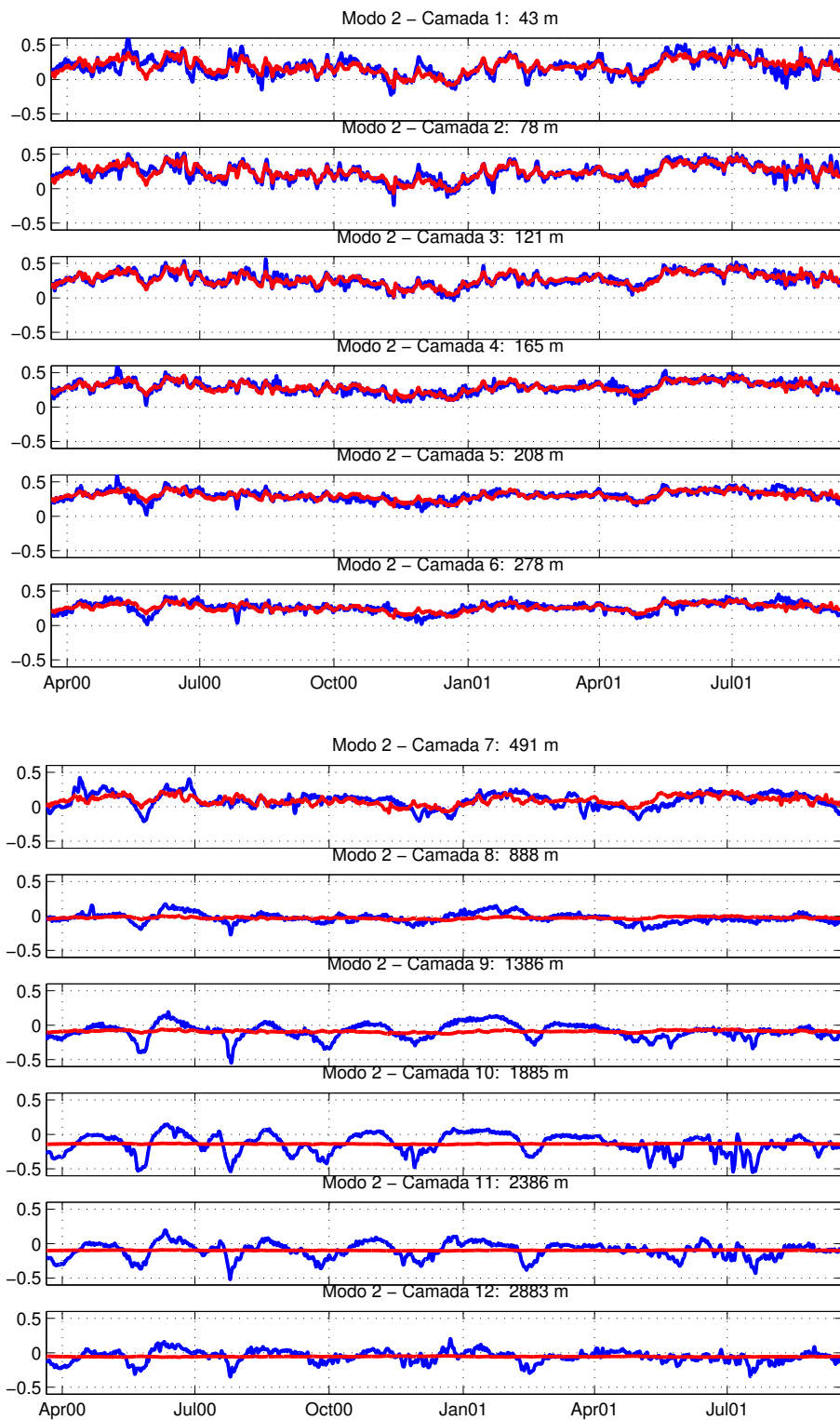


Figura 34: Reconstituição das séries com o segundo modo estatístico. A linha azul representa a série filtrada e rotacionada e a linha vermelha representa a série reconstituída.

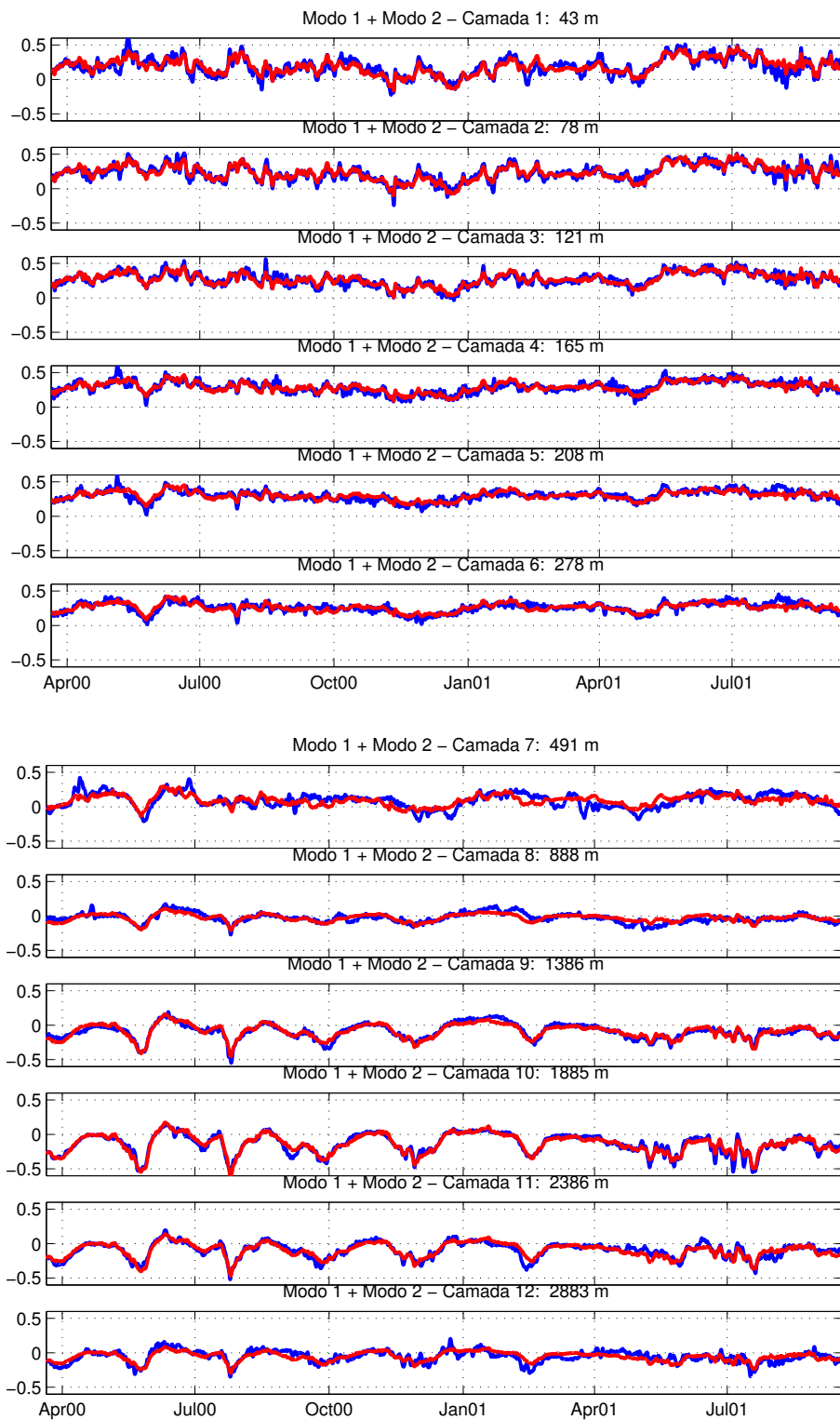


Figura 35: Reconstituição das séries com os dois primeiros modos estatísticos. A linha azul representa a série filtrada e rotacionada e a linha vermelha representa a série reconstituída.

que esta reconstituição, para os 6 primeiros níveis, é uma boa aproximação, apresentando um coeficiente de correlação médio de aproximadamente 85 %.

A Figura 35 apresenta as séries reconstituídas com os dois primeiros modos. É notável a reconstituição de toda a coluna d'água, apresentando um coeficiente de correlação médio de aproximadamente 90 %.

O resultado do cálculo do coeficiente de correlação encontra-se na Figura 36. Esta apresenta a comparação entre as séries reconstituídas com n modos e a série filtrada.

A primeira constatação na inspeção da Figura 36 é que a partir da reconstituição com os dois primeiros modos, a correlação é de pelo menos 70 % em quase todos os níveis de medição, exceto no níveis 491 m.

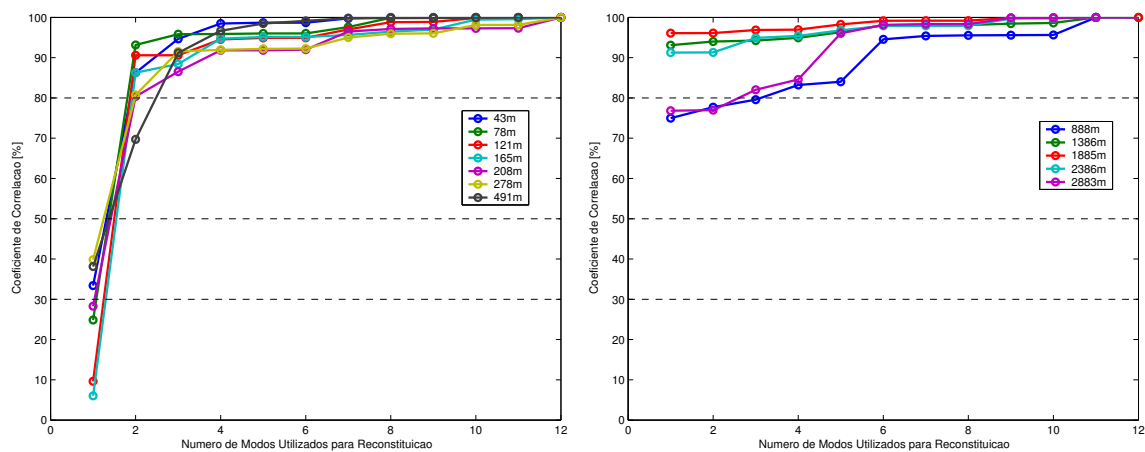


Figura 36: Coeficientes de correlação obtidos a partir da comparação entre as séries reconstituídas com n modos e a série filtrada.

Vale ressaltar que os primeiros modos preservam as oscilações de mais baixa frequência. Já os modos de ordem superiores contém a variabilidade de frequência mais alta.

5.7 Resultado da Análise Espectral

Os parâmetros utilizados na análise espectral realizada nas séries de amplitude (A_n) foram resultado de uma série de testes de tamanho de janela, de tipo de janela e “overlap”. Utilizou-se uma janela tipo Hamming com 4096 pontos, equivalente à 85 dias (Figura 37). O “overlap” utilizado foi de 2048 pontos (≈ 43 dias).

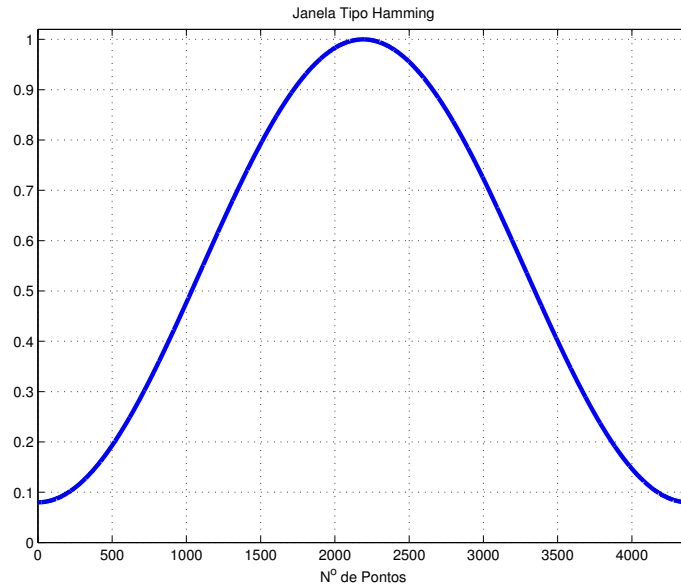


Figura 37: Janela espectral utilizada para a obtenção do espectro (janela tipo Hamming).

No espectro obtido da série de amplitude do primeiro modo (Figura 38) nota-se um pico, não muito bem definido no período de aproximadamente 69 dias. Entretanto não há outras periodicidades significativas na série, exibindo com a energia espalhada por vários períodos e comprimentos de onda.

No espectro obtido da série de amplitude do segundo modo não são encontradas periodicidades marcantes na série, sugerindo que os fenômenos ondulatórios da SNB são de banda ampla, com a energia espalhada por vários períodos e comprimentos de onda. É o chamado espectro vermelho. A Figura 39 apresenta o espectro obtido para a série de amplitude do segundo modo.

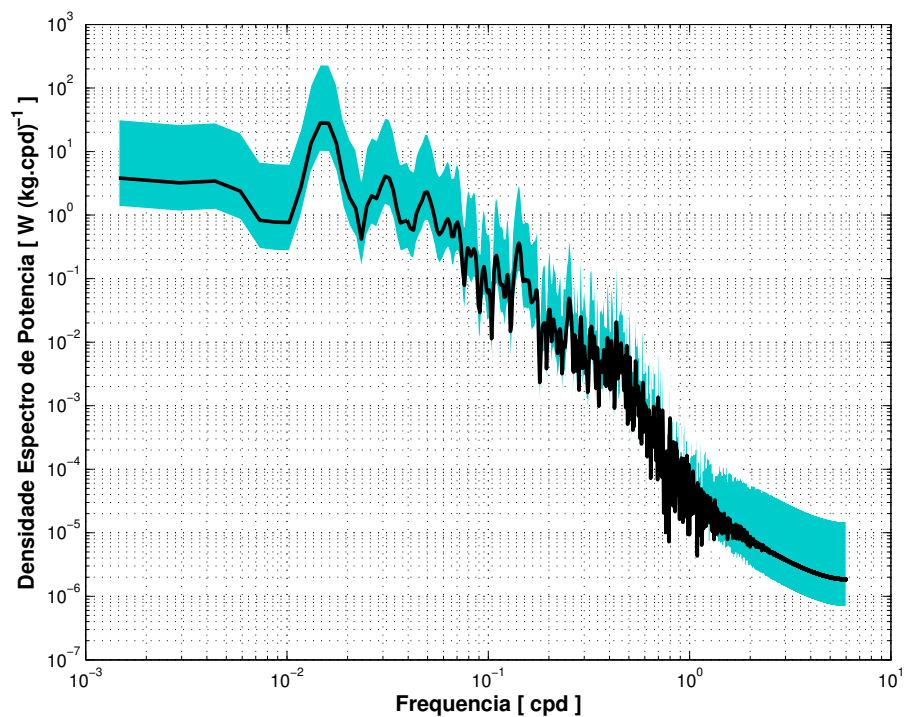


Figura 38: Espectro obtido através da análise espectral da série de amplitude do primeiro modo.

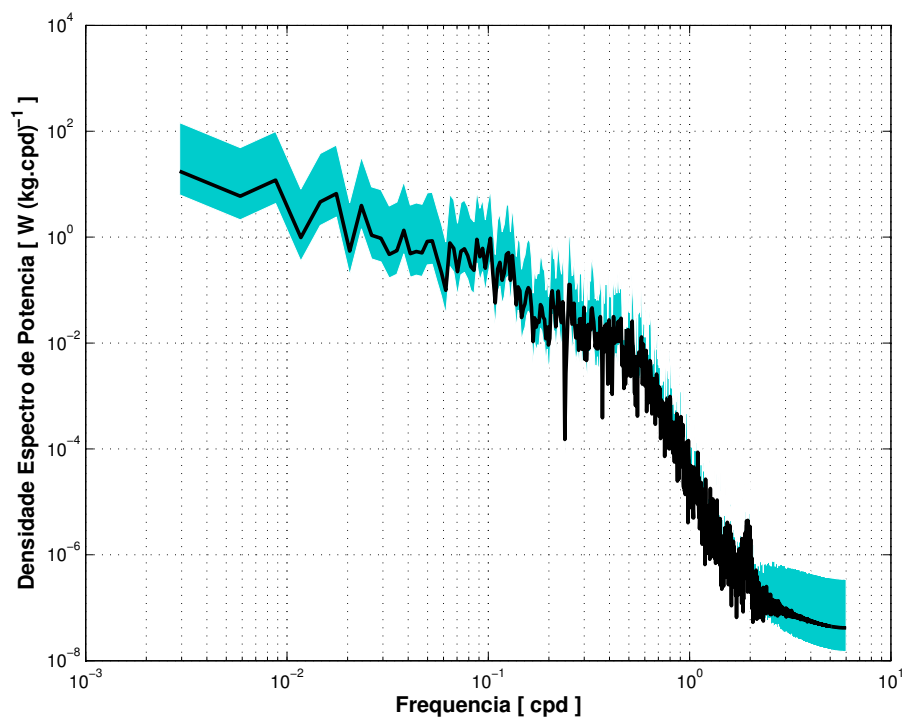


Figura 39: Espectro obtido através da análise espectral da série de amplitude do segundo modo.

5.8 Validação Estatística da Metodologia

Com o propósito de realizar a validação estatística da metodologia empregada optou-se por utilizar a simulação de Monte Carlo. Esta tem como procedimento a criação de séries aleatórias com espectro de ruído branco e execução da metodologia empregada no trabalho utilizando estas séries. A partir das simulações efetuadas são realizadas médias dos resultados obtidos para cada simulação. A conclusão esperada para a validação dos dados utilizados é que as séries aleatórias analisadas na simulação de Monte-Carlo não venham a convergir para o resultado obtido com a mesma metodologia aplicada nas séries correntográficas. Havendo convergência, tem-se a indicação de que os dados são de baixa qualidade e os obtidos a partir das séries correntográficas não possuem significado estatístico. Esta metodologia é empregada em diversas áreas e diferentes formas, de acordo com *Sambridge & Mosegaard* (2002). Outros exemplos são encontrados nos trabalhos de *Polito & Liu* (2003) e *Sato & Rossby* (2000).

Foram realizadas 100 simulações e feitas as médias dos resultados das EOFs e dos espectros das séries de amplitude dos dois primeiros modos. A Figura 40 apresenta os primeiros quatro modos EOF para a simulação de Monte Carlo.

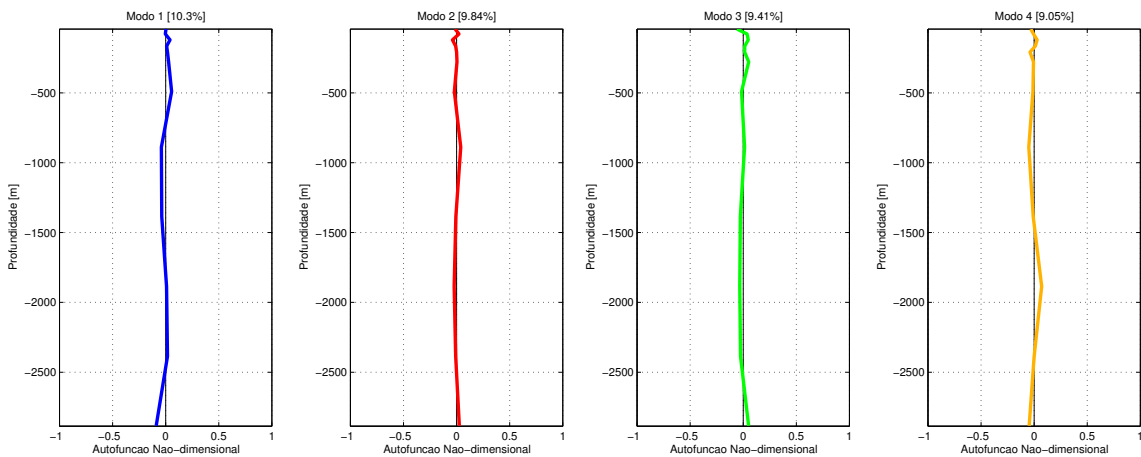


Figura 40: Primeiros quatro modos EOF para a simulação de Monte Carlo.

A Figura 41 apresenta o espectro obtido para a série de amplitude do primeiro modo. O espectro do segundo modo foi muito semelhante com o do primeiro modo, por essa razão sua representação gráfica foi omitida.

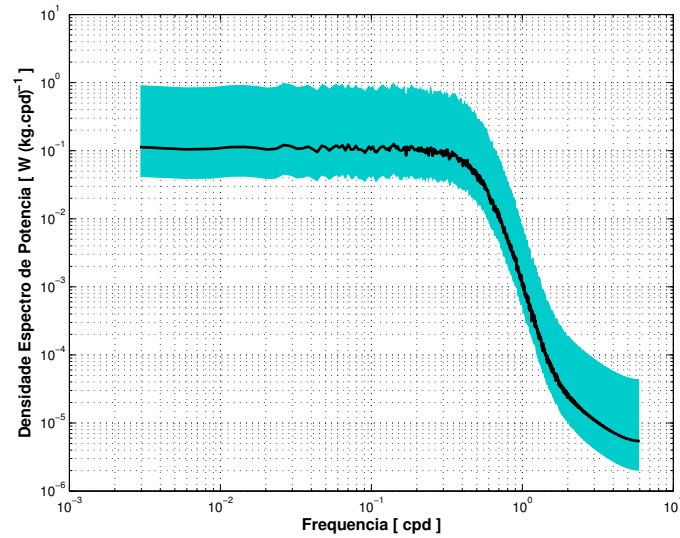


Figura 41: Espectro obtido através da análise espectral da série de amplitude do segundo modo da simulação de Monte-Carlo.

Cabe aqui a avaliação dos modos estatísticos obtidos através da comparação entre o percentuais da variância explicada por cada modo obtido das séries reais e os percentuais da variância explicada obtidos pela simulação de Monte Carlo (Figura 42). Nota-se que a partir do terceiro modo a análise deixa de ter significado estatístico. Ou seja, confirma-se que apenas os dois primeiros modos devem ser utilizados para interpretação dos fenômenos oceanográficos.

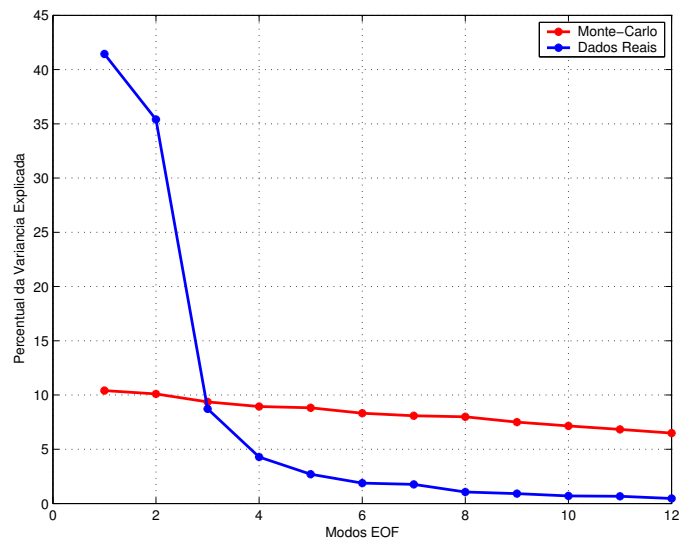


Figura 42: Comparação entre o percentuais da variância explicada por cada modo obtido das séries reais e os percentuais da variância explicada obtidos pela simulação de Monte Carlo.

6 Considerações Finais

6.1 Conclusões

De acordo com os objetivos propostos nesse trabalho os quais estão centrados na investigação da variabilidade temporal do sistema Sub-corrente Norte do Brasil, procuramos:

- Estudar a variabilidade temporal do escoamento do sistema de correntes de contorno oeste na latitude de $10^{\circ}36,7' S$;
- Compreender o padrão vertical do escoamento médio na região e os principais padrões verticais dominantes que explicam a variabilidade temporal do sistema de correntes de contorno;
- Avaliar as escalas temporais associadas às correntes do sistema Sub-corrente Norte do Brasil.

Desta forma, procuramos abordar os objetivos com a metodologia empregada e apresentamos aqui a síntese dos principais resultados do trabalho:

- A corrente de maré para região tem uma participação negligenciável na circulação.
- O fluxo médio da corrente meridional apresentou baixos valores e inversão em torno de 800 m.
- O fundeio está localizado em uma posição deslocada do núcleo da SNB e possivelmente centrado no núcleo da CCP.
- O potencial de geração de marés internas é pequeno, entretanto na porção superior do talude há uma tendência de crescimento.
- O primeiro modo está associado a variabilidade da CCP e as camadas mais profundas. O segundo modo está associado a SNB e as camadas até em torno de 280 m.
- Os dois primeiros modos explicam 76,84 % da variabilidade temporal do sistema de correntes na latitude de $10^{\circ}36,7' S$.

- Não foram encontradas frequências dominantes na análise espectral da série de amplitude do segundo modo, associado a SNB. Os espectros obtidos são essencialmente espectros vermelhos, a exceção do primeiro modo, associado à CCP, onde foi encontrado um pico relativo à ondas de 69 dias.

6.2 Trabalhos Futuros

Os resultados apresentados no decorrer do trabalho revelaram importantes informações sobre o sistema de correntes de contorno oeste na latitude de de $10^{\circ}36,7' S$. Entretanto, o conjunto de dados permite uma avaliação mais detalhada com a utilização dos outros fundeios e dos dados hidrográficos. Além disso a utilização de ferramentas mais avançadas pode contribuir para novos resultados. Desta maneira as seguintes contribuições seriam elucidativas:

- Utilizar os dados dos outros fundeios visando uma maior proximidade do no núcleo da SNB para uma obtenção de uma melhor resposta às questões deste trabalho;
- Realizar a metodologia de Ondaletas e investigar os picos de energia dos períodos dominantes e sua localização no tempo;
- Avaliar qualitativamente as estruturas entre os modos EOF (ou modos estatísticos) e modos dinâmicos para uma possível associação com fenômenos ligados a propagação das ondas de vorticidade;
- Estimar se o sistema SNB é potencialmente baroclinicamente instável.

Referências

- Arnaut, S., 1987: Tropical atlantic geostrophic currents and ship drifts. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, **92**(C5), 5076 – 5088.
- Baath, M., 1974: Spectral Analysis in Geophysics. Elsevier, Amsterdam, 1 edição, 563 págs.
- Baines, P. G., 1973: Generation of internal tides by flat-bump topography. *Deep-Sea Research*, **20**(2), 179 – 205.
- Craig, P. D., 1987: Solutions for the internal tide generation over coastal topography. *Journal of Marine Research*, **45**, 83–105.
- Denbo, D. W. & J. S. Allen, 1984: Rotary empirical orthogonal function analysis of current near oregon coast. *Journal of Physical Oceanography*, **14**(1), 35 – 46.
- Emery, W. J. & R. E. Thomson, 1997: Data Analysis Methods in Physical Oceanography. Pergamon, New York, 1 edição, 634 págs.
- Franco, A. d. S., 1966: Tides. Fundamentals, prediction and analysis. International Hydrographic Bureau, Monaco, 369 págs.
- Lippert, A. & M. G. Briscoe, 1990: Observations and eof analysis of low-frequency variability in the western part of the gulf-stream recirculation. *Journal of Physical Oceanography*, **20**(5), 646 – 656.
- Lippert, A. & M. G. Briscoe, 1995: Antarctic intermediate water circulation in the tropical and subtropical south atlantic. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, **100**(7), 13.441–13453.646.
- Molinari, R. L., 1983: Observations of near-surface currents and temperature in the central and western tropical atlantic-ocean. *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres*, **88**(NC7), 4433 – 4438.

- Owens, W. B., 1985: A statistical description of the vertical and horizontal structure of eddy variability on the edge of the gulf stream recirculation. *Journal of Physical Oceanography*, **15**(2), 195 – 205.
- Pawlowicz, R., B. Beardsley, & S. Lentz, 2002: Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T-TIDE. *Computers & Geosciences*, **28**(8), 929 – 937.
- Pedlosky, J., 1986: Geophysical Fluid Dynamics. Springer-Verlag, New York, 2 edição, 710 págs.
- Pereira, A. F., A. Beckmann, & H. H. Hellmer, 2002: Tidal mixing in the southern weddell sea: Results from a three-dimensional model. *Journal of Physical Oceanography*, **32**(7), 2151 – 2170.
- Polito, P. & W. Liu, 2003: Global characterization of rossby waves at several spectral bands. *Journal of Geophysical Research*, **108**(3018).
- Polito, P. S. & O. T. Sato, 2003: Patterns of sea surface height and heat storage associated to intraseasonal rossby waves in the tropics. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, **108**(C12).
- Rennell, J., 1990: An investigation of the currents of the atlantic ocean, and one those which prevail between the indian ocean and the atlantic. *J. G. & F. Rivington*, pág. 299.
- Richardson, P. L. & D. Walsh, 1986: Mapping climatological seasonal variations os surface currents in the tropical atlantic using ship drifts. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, **91**(C9), 537 – 550.
- Sambridge, M. & K. Mosegaard, 2002: Monte carlo methods in geophysical inverse problems. *Reviews of Geophysics*, **40**(3), 1009.
- Sato, T. & T. Rossby, 2000: Seasonal and low-frequency variability of the meridional heat flux at 36 degrees n in the north atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, **30**(3), 606–621.

- Silveira, I. C. A., L. B. Miranda, & W. S. Brown, 1994: On the origins of the north brazil current. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, **99**(C11), 22.501 – 22.512.
- Silveira, I. C. A., A. C. K. Schmidt, E. J. D. Campos, S. S. Godoy, & Y. Ikeda, 2000: A corrente do brasil ao largo da costa leste brasileira. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, **48**(2), 171–183.
- Stramma, L. & M. England, 1999: On the water masses and mean circulation of the south atlantic ocean. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, **104**(C9), 20.863 – 20.883.
- Stramma, L., J. Fischer, P. Brandt, & F. Schott, 2003: Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean, capítulo Circulation, variability and near-equatorial meridional flow in the central tropical Atlantic, págs. 1–22. 68. Elsevier Oceanographic Series.
- Stramma, L., J. Fischer, & J. Reppin, 1995: The north brazil undercurrent. *Deep-Sea Research Part I - Oceanographic Research Papers*, **42**(5), 773 – 795.
- Stramma, L., Y. Ikeda, & R. G. Peterson, 1990: Geostrophic transport in the brazil current region north of 20 degrees s. *Deep-Sea Research Part A - Oceanographic Research Papers*, **37**(12), 1875 – 1886.
- Stramma, L. & F. Schott, 1999: The mean flow field of the tropical atlantic ocean. *Deep-Sea Research Part II - Topical Studies in Oceanography*, **46**(1-2), 279 – 303.
- Strang, G., 1988: Linear Algebra and its applications. Harcourt Brace Jovanovich, San Diego, 3 edição, 505 págs.