

Variabilidade de nível e correntes em baixa frequência
na plataforma externa de Santa Catarina

Fernando E. Hirata

9 de Maio de 2008

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Osmar Olinto Möller Júnior, pela parceria e oportunidade de trabalhar sob sua orientação desde a graduação.

Ao Servicio de Hidrografia Naval da Argentina, por ceder gentilmente os dados de nível registrados em Mar del Plata.

Ao Prof. Dr. Maurício Magalhães Mata, pela disposição em ajudar sempre, pelas leituras recomendadas e, porque não, pelas partidas de tênis.

Ao Prof. Dr. Ivan Dias Soares, pela amizade, aconselhamento e pelas discussões sobre Oceanografia.

Ao Prof. Dr. Carlos Alberto Eiras Garcia, por me apresentar ao sensoriamento remoto e me ajudar quando necessário.

À CAPES, pela bolsa de estudos.

Aos amigos do setor de Oceanografia Física, da FURG e do Cassino, inúmeros e importantes. Em especial ao André, ao Fernando, ao Giovanni, ao Fujita e ao Arnaldo, pela ajuda constante (seja em Linux, Latex, Matlab ou Oceanografia).

À minha família, pela compreensão e apoio incondicional desde o instante em que decidi pela Oceanografia.

E à Juliana Costi, amiga, companheira, namorada e amor de uma vida inteira.

Obrigado a todos! Sem vocês, eu ainda seria jornalista...

Conteúdo

1	Introdução	1
1.1	Variabilidade de baixa frequência próxima à quebra de plataforma	1
1.2	A ação do vento	3
1.3	A influência do limite costeiro	5
1.3.1	Ondas Aprisionadas pela Costa	5
1.3.2	O Australian Coastal Experiment - ACE	8
1.3.3	A costa oeste americana	11
1.4	Meandros e vórtices	14
1.5	A variabilidade de baixa frequência na costa brasileira	17
1.6	Objetivo	21
1.7	Objetivos específicos	21
2	Material e Métodos	23
3	Resultados e Discussão	39
3.1	Períodos característicos da variabilidade: nível x vento	39
3.2	Estrutura coerente da variabilidade	49
3.2.1	Os dados dos correntógrafos	49
3.2.2	Periodicidades de 2 a 6 dias	56
3.2.3	Periodicidades de 7 a 10 dias	66
3.2.4	Periodicidades entre 12 e 14 dias	73
3.2.5	Periodicidades maiores que 15 dias	74
4	Conclusões	79

RESUMO

Foram analisados dados registrados durante um ano por equipamentos fundeados na plataforma externa de Santa Catarina. O objetivo do estudo é identificar frequências dominantes de variabilidade de nível e correntes com períodos mais longos que 2 dias e menores que o ciclo sazonal. O fundeio era composto por um marégrafo a aproximadamente 160 metros de profundidade e três correntógrafos (a 30, 75 e 130 metros de profundidade). Foram identificadas 5 bandas de frequências subinerciais que dominaram os espectros de energia calculados a partir das séries temporais filtradas. A primeira banda, que engloba periodicidades compreendidas entre 2 e 6 dias, apresenta características de variabilidade associada em parte à dinâmica de Ekman da camada superficial dos oceanos, porém um padrão aparentemente forçado por ondas de plataforma baroclínicas parece ser mais importante. Entre 7 e 10 dias, os resultados sugerem a ocorrência de um primeiro modo de onda de plataforma barotrópica que se propaga junto aos sistemas atmosféricos que atuam sobre o sul e sudeste do Brasil. Com periodicidade de 14 dias, as análises revelaram a propagação de uma onda de plataforma costeira que deve ser gerada entre Mar del Plata e a costa do Rio Grande do Sul pela variabilidade do campo de ventos. Nas proximidades da quebra de plataforma, os espectros indicam que as oscilações com este período representem ondas baroclínicas aprisionados pela topografia da plataforma externa-talude. Em períodos maiores que 15 dias, a variabilidade dos dados analisados não é mais coerente com a variações atmosféricas e pode ser gerada por movimentos de mesoescala associados à Corrente do Brasil ou a ondas de plataforma originadas ao sul de Mar del Plata.

ABSTRACT

One year of data obtained from a single mooring on the outer Santa Catarina shelf were analyzed. The aim of the study is to identify the dominant frequencies of variability of sea level and currents with periods longer than 2 days and shorter than the seasonal cycle. The mooring was composed by one tide gauge at a depth of approximately 160 meters and three current meters (at 30, 75 and 130 meters). It was found that there are 5 subinertial frequency bands dominating the energy spectra calculated from the filtered time series. The first band, with periodicities ranging from 2 to 6 days, shows variability features related to the Ekman dynamics of the oceans surface layer but an apparent baroclinic shelf wave forced pattern seems to be more important. Between 7 and 10 days, results suggest the occurrence of a first-mode barotropic shelf wave coupled with atmospheric frontal systems propagating along the coast. The analyses also indicate a 14-day shelf wave generated by wind variability somewhere between Mar del Plata and the southern Rio Grande do Sul coast. Near the shelf break, the 14-day oscillation seems to be uncorrelated with the shelf wave propagating on the coast and apparently represents a baroclinic wave trapped by the outer shelf and slope topography. At periods longer than 15 days, spectral analyses identified two different bands, not coherent with atmospheric variations. The identified oscillations may be driven by mesoscale activity associated with the Brazil Current or continental shelf waves generated south of Mar del Plata.

Lista de Figuras

1.1	Domínio espacial, de Gill & Schumann (1974).	4
1.2	Esquema de distribuição dos instrumentos utilizados no ACE (de Freeland et al. (1986))	9
1.3	Diagrama com os fundeios do ACE, mostrando a posição dos correntógrafos. A linha 1 fica ao largo de Cape Howe (mais ao sul) e a 3, ao largo de Newcastle (mais ao norte).	9
1.4	Vórtices e meandros da CG sobre a plataforma da South Atlantic Bight (de Lee et al. (1991))	15
1.5	Imagem de TSM processada no Skidaway Institute of Oceanography (por Jim Nelson) e disponível on-line em http://seacoos.org . O quadrilátero indica a presença de um vórtice ciclônico e do filamento associado.	16
1.6	Detalhe da área do fundeio e isolinhas batimétricas. O ponto PB representa a localização aproximada do fundeio do LOCFIS	17
2.1	Localização das estações maregráficas (MDP - Mar del Plata, CAN - Cananéia, RDJ - Rio de Janeiro) e do fundeio do LOCFIS (F). Os quadrados pretos indicam os pontos de grade da Reanálise do NCEP mais próximos, sobre o oceano, e foram identificados de P1 a P7, com P1 no extremo norte do domínio de estudo e P7, no extremo sul, próximo a Mar del Plata.	24
2.2	Séries de anomalias de nível do mar obtidas após remoção da média e do ciclo sazonal para o período entre 1 de fevereiro de 1996 a 31 de janeiro de 1997.	25
2.3	Séries de anomalias de pressão atmosférica média ao nível do mar obtidas da Reanálise do NCEP para os pontos de grade P1 a P4 indicados na figura 2.1. Todas as séries também tiveram média e ciclo sazonal removidos.	29
2.4	Continuação: Séries de anomalias de pressão atmosférica média ao nível mar obtidas da Reanálise do NCEP para os pontos de grade P5 a P7.	30
2.5	Séries de anomalia de vento quadrático $v \cdot v $, componente norte-sul (V), também obtidas da Reanálise do NCEP para os pontos de grade P1 a P4. Todas as séries também tiveram média e ciclo sazonal removidos.	31
2.6	Continuação: Séries de anomalias de vento quadrático, componente norte-sul (V), para os pontos de grade P5 a P7.	32

2.7	Séries de anomalias de corrente, componente transversal (U), registradas pelos correntógrafos fundeados a 30 m, 75 m e 130 m. Todas as séries também tiveram média e ciclo sazonal removidos.	33
2.8	Séries de anomalias de corrente, componente paralela (V), registradas pelos correntógrafos fundeados a 30 m, 75 m e 130 m. Todas as séries também tiveram média e ciclo sazonal removidos.	34
2.9	Séries de temperatura da água do mar a 30 m, 75 m e 130 m, sem remoção prévia de média ou ciclo sazonal para permitir a visualização dos valores associados às diferentes massas de água. O primeiro e o último painel não apresentam linha pontilhada pois os valores observados caracterizam uma única massa de água (AT para o painel superior e ACAS para o inferior).	35
2.10	Séries de salinidade a 30 m, 75 m e 130 m, apresentadas sem remoção prévia de média ou ciclo anual para permitir a visualização dos valores associados à massas de água. Note que as escalas são diferentes. Apesar do correntógrafo a 30 m apresentar salinidade associada à ACAS uma única vez em setembro, isso pode ser resultado de mistura, em superfície, com águas de plataforma durante a primavera.	36
2.11	Representação esquemática da incursão de ar frio sobre a América do Sul. A (dia -1), B (dia 0) e C (dia +1) correspondem a 3 estágios de evolução da incursão em 3 dias consecutivos. H indica centros de alta pressão e L, de baixa. A frente fria é representada da maneira usual. As setas sombreadas representam os ventos em superfície. Importante notar que a frente, que está próxima à desembocadura do Rio da Prata no dia -1, chega quase ao Rio de Janeiro no dia 0. (De Garreaud (2000)).	37
2.12	Exemplo de remoção do ciclo sazonal estimado por análise harmônica. O painel superior apresenta a série de anomalias pressão atmosférica ao nível do mar (médias diárias) da Reanálise para o ponto próximo ao local de fundeio (F) e o ciclo estimado. O painel inferior apresenta o resultado da subtração do ciclo anual.	38
2.13	Exemplo de aplicação do filtro com frequência de corte em 42 horas sobre a série de nível registrada pelo marégrafo fundeado. A linha branca é a série filtrada.	38
3.1	Séries filtradas de nível registrado pelo marégrafo do fundeio e vento quadrático norte-sul à costa no ponto P3, obtido da Reanálise do NCEP.	40
3.2	Correlação entre nível registrado no local de fundeio e vento quadrático norte-sul entre P3 e P7. A seta indica a máxima correlação obtida entre o nível do fundeio e o vento norte-sul do ponto P3 (0,4 em 18 horas). A correlação é normalizada e varia de zero a 1.	41
3.3	Estimativa de densidade espectral da série de nível medida no Rio de Janeiro.	42
3.4	Estimativa de densidade espectral da série de nível medida em Cananéia.	42

3.5	Estimativa de densidade espectral da série de nível medida no local de fundeio. . .	43
3.6	Estimativa de densidade espectral da série de nível medida em Mar del Plata. . .	43
3.7	Coerência e fase entre as estimativas de densidade espectral das variáveis atmosféricas.	44
3.8	Estimativa de densidade espectral da série de nível medida no Rio de Janeiro. . .	45
3.9	Estimativa de densidade espectral da série de nível medida em Cananéia.	45
3.10	Estimativa de densidade espectral da série de nível medida no local de fundeio. . .	46
3.11	Estimativa de densidade espectral da série de nível medida em Mar del Plata. . .	46
3.12	Estimativas de densidade espectral da série de velocidade (componente V) registrada pelo correntógrafo a 30 metros de profundidade.	48
3.13	Estimativas de densidade espectral da série de velocidade (componente U) registrada pelo correntógrafo a 30 metros de profundidade.	49
3.14	Estimativas de densidade espectral da série de temperatura registrada pelo correntógrafo a 30 metros de profundidade.	49
3.15	Estimativas de densidade espectral da série de salinidade registrada pelo correntógrafo a 30 metros de profundidade.	50
3.16	Estimativas de densidade espectral da série de velocidade (componente V) registrada pelo correntógrafo a 75 metros de profundidade.	50
3.17	Estimativas de densidade espectral da série de velocidade (componente U) registrada pelo correntógrafo a 75 metros de profundidade.	51
3.18	Estimativas de densidade espectral da série de temperatura registrada pelo correntógrafo a 75 metros de profundidade.	51
3.19	Estimativas de densidade espectral da série de salinidade registrada pelo correntógrafo a 75 metros de profundidade.	52
3.20	Estimativas de densidade espectral da série de velocidade (componente V) registrada pelo correntógrafo a 130 metros de profundidade.	52
3.21	Estimativas de densidade espectral da série de velocidade (componente U) registrada pelo correntógrafo a 130 metros de profundidade.	53
3.22	Estimativas de densidade espectral da série de temperatura registrada pelo correntógrafo a 130 metros de profundidade.	53
3.23	Estimativas de densidade espectral da série de salinidade registrada pelo correntógrafo a 130 metros de profundidade.	54
3.24	Coerência e fase entre as estimativas de densidade espectral de nível registrado no local de fundeio e variáveis atmosféricas.	55
3.25	Estimativas de densidade espectral da componente norte-sul do vento quadrático para as séries referentes a pontos de grade localizados entre Mar del Plata e o local de fundeio.	57
3.26	Coerência e fase entre as estimativas de densidade espectral do vento local paralelo à costa (V) e das correntes medidas a 30 metros de profundidade.	58

3.27	Coerência e fase entre as estimativas de densidade espectral do vento local transversal à costa (U) e das correntes medidas a 30 metros de profundidade.	59
3.28	Coerência e fase entre as estimativas de densidade espectral das componentes de correntes paralelas à costa (V).	60
3.29	Coerência e fase entre as estimativas de densidade espectral das componentes de correntes transversais à costa (U).	61
3.30	Coerência e fase entre as estimativas de densidade espectral das componentes de correntes em níveis intermediários.	62
3.31	Estimativa de profundidade da camada de Ekman calculada a partir da velocidade do vento para a latitude de 27°S. A linha cinza superior indica o valor média da profundidade da camada de Ekman (40,2) segundo algoritmo de Madsen (1977) e a inferior, a profundidade do segundo correntógrafo, a 75 m.	63
3.32	Estimativas de densidade espectral das séries de pressão atmosférica ao sul do local de fundeio.	67
3.33	Correlação cruzada entre as séries de pressão atmosférica média ao nível do mar. A escala do eixo y é proporcional à distância em linha reta entre os pontos de grade escolhidos. A estrela indica a série tomada como referência para as correlações. As melhores correlações estão indicadas pelo pontos: P7 (0,84), P6 (0,95), P5 (1,00), P4 (0,94), P3 (0,81), P2 (0,77) e P1 (0,53).	68
3.34	Correlação cruzada entre as séries filtradas entre 2 e 10 dias de nível do mar. As melhores correlações estão indicadas pelos pontos. A estrela indica a série tomada como referência para as correlações. As melhores correlações estão indicadas pelos pontos: MDP (1,00), F (0,37), CAN (0,56) e RDJ (0,39).	69
3.35	Correlação cruzada entre as séries filtradas entre 2 e 10 dias de pressão atmosférica. As melhores correlações estão indicadas pelo pontos: P7 (0,78), P6 (0,95), P5 (1,00), P4 (0,93), P3 (0,81), P2 (0,77) e P1 (0,53).	70
3.36	Coerência e fase entre as estimativas de densidade espectral de nível no local de fundeio e nível em Mar del Plata e nível e vento em Mar del Plata.	71
3.37	Coerência e fase entre as estimativas de densidade espectral das componentes de correntes a 130 metros de profundidade.	72
3.38	Coerência e fase entre as estimativas de densidade espectral das séries de nível costeiros.	75

Lista de Tabelas

2.1	Diferenças de nível médio registrado pelo marégrafo fundeado	23
3.1	Comparação estatística entre os dados de nível (medidos em metros) registrados pelas estação maregráficas costeiras de Mar del Plata (MDP), Cananéia (CAN) e Rio de Janeiro (RDJ) e pelo marégrafo fundeado (fundeio). Os valores máximo e mínimo da série registrada no local de fundeio são anomalias de nível em relação à média de 163,23.	39
3.2	Comparação entre as variâncias das séries originais, barometricamente ajustadas e filtradas em 42 horas	40
3.3	Características estatísticas gerais dos dados registrados pelos correntógrafos. . .	54

Capítulo 1

Introdução

1.1 Variabilidade de baixa frequência próxima à quebra de plataforma

A variabilidade de baixa frequência (períodos maiores que 2 dias, ou $\omega < 0,5$ ciclos por dia - cpd) em regiões próximas à quebra da plataforma continental geralmente é forçada por eventos com escala espacial comparável a da própria plataforma e promovem trocas intensas de momento, calor, sal e nutrientes (Shaw et al., 1994). As principais fontes de energia para estes eventos são:

- Variabilidade atmosférica (por exemplo, Robinson (1964); Gill & Schumann (1974); Gill & Clarke (1974); Chapman & Brink (1987)) e;
- Variabilidade associada a correntes de contorno, como a Corrente do Brasil (CB) e a Corrente do Golfo (CG) (por exemplo, Smith (1978a); Lee et al. (1984); Houghton et al. (1994); Condie (1995)).

Nos estudos citados é possível notar que, além da diferença dinâmica destes processos, também existe uma diferença nas escalas de tempo envolvidas. A variabilidade atmosférica, que nos extratropicais está associada à passagem de sistemas frontais, é dominante em períodos de 2 a 15 dias e força ressurgência, marés meteorológicas e ondas de plataforma continental (OPC). Já a variabilidade associada a correntes de contorno é dominante em períodos mais longos, de 20 dias em diante, com destaque para a ação de vórtices e meandros.

A frente formada entre a CG e as águas da plataforma continental leste dos Estados Unidos e Canadá já foi objeto de estudos de vários pesquisadores. Muitos dos artigos publicados destacam a influência de sistemas atmosféricos e de meandros e vórtices da CG sobre as águas da plataforma. Ao norte, sobre a plataforma da Nova Scotia (Canadá), duas bandas de frequência parecem dominar o espectro de correntes a aproximadamente 200 metros de profundidade. As bandas de frequências de maré e a inercial responderam por aproximadamente 50% da variância

total no inverno de 1975/76 (Smith, 1978a). Segundo o autor, a banda submareal respondeu por cerca de 40% da variância total, com a resposta a eventos atmosféricos em períodos de 2 a 8 dias e com a forçante de oceano profundo mostrando pico espectral na banda de 8 a 30 dias. Outro resultado importante do artigo de Smith (1978a) foi a separação das forçantes dessas duas bandas de frequência com o cálculo do fluxo de momento associado a cada uma delas. Centrado em 14 dias, o autor encontrou um fluxo de momento negativo (na direção do oceano profundo) e sugeriu que essa banda seria forçada por Ondas de Rossby Topográficas (ORTs) associadas à CG. Já o fluxo de momento na banda de 2 a 8 dias foi positivo, em acordo com a tensão do vento. Quatro anos depois, Louis et al. (1982) observaram oscilações com período de 21 dias sobre a quebra de plataforma e talude ao largo da Nova Scotia e apontou ORTs como forçantes desses movimentos. Ramp (1989) obteve período dominante de 26 dias para oscilações de baixa frequência ao largo do nordeste dos EUA e também indicou ORTs como forçantes da variabilidade. Nestes dois últimos artigos, as ORTs foram associadas a um vórtice da CG.

Outro estudo que sugeriu a influência de ORTs associadas à CG sobre a região de quebra de plataforma, mas ao largo dos estados de Delaware, Maryland e Virginia (*Mid-Atlantic Bight*) foi o de Shaw et al. (1994), que analisaram dados do projeto SEEP-II (*Shelf Edge Exchange Process*). Além de analisar movimentos forçados por vento na plataforma interna com períodos em torno de 3 dias e de oscilações da frente de quebra de plataforma com períodos de 5 a 8 dias, os autores focaram grande parte do estudo em variabilidade de mais baixa frequência (12 a 24 dias). Segundo o artigo, há uma propagação de fase na série de velocidades transversais à costa na direção *offshore*, com amplitude aproximadamente constante sobre a plataforma e decaindo sobre o talude. Na vertical, a propagação de fase sobre a plataforma era dirigida para cima. Estes resultados foram considerados similares aos de Shaw & Csanady (1988), que estudaram movimentos induzidos por ORTs no talude inferior da região. Ao contrário dos estudos de Louis et al. (1982) e de Ramp (1989), Shaw et al. (1994) indicam que a fonte para tais movimentos não eram vórtices da CG, mas oscilações da frente de quebra de plataforma. Para defender este argumento, os autores lembraram que Aikman III et al. (1988) não associaram a ocorrência de ORTs a vórtices durante o SEEP-I e destacam que análises de imagens AVHRR não mostraram evidências da influência de vórtices da CG sobre as oscilações de correntes em fundeios do projeto SEEP-II. Como forçante, Shaw et al. (1994) sugerem que as ORTs podem irradiar de um local de geração por advecção não-linear de densidade sobre um fundo inclinado e uma fonte a nordeste dos fundeios do SEEP-II poderia gerar as ORTs. Um mecanismo similar foi demonstrado por Shaw & Csanady (1983) para induzir a advecção de perturbações de densidade sobre a plataforma.

Ao sul, na plataforma continental da Flórida, Georgia e Carolina do Sul (*South Atlantic Bight*), Lee & Atkinson (1983) estudaram a variabilidade de correntes e temperatura em frequências submareais. Em profundidades maiores que 40 metros, a dinâmica é dominada por meandros e vórtices ciclônicos da CG, que se propagam para norte com 55 cm/s (velocidade

média) e período médio de 6 dias, na banda de frequência correspondente a períodos de 2 dias a 2 semanas. No inverno, a circulação na plataforma interna é extremamente dependente do vento em escalas de 2 dias a 2 semanas (Lee & Atkinson, 1983), aparentemente seguindo a dinâmica de Ekman como na *Mid-Atlantic Bight* (Scott & Csanady, 1976). Curiosamente, o estudo de Lee & Atkinson (1983) aponta que não há evidências convincentes de propagação de OPCs para sul quando são analisados dados de nível na costa ou medidas de correntometria na plataforma. Entretanto, Noble & Butman (1979) apresentam resultados de análises de dados de nível e vento ao longo da costa leste da América do Norte (de Cape Hatteras a Nova Scotia) e afirmam que oscilações de nível com períodos entre 2,5 a 25 dias são coerentes com o vento paralelo à costa e apresentam defasagem de 8 a 12 horas em relação à forçante atmosférica. Oscilações de nível forçadas pelo vento são comuns nas plataformas continentais e devem a sua existência ao limite costeiro, seja ele inclinado ou não.

A teoria e a existência de oscilações em frequência subinercial forçadas local ou remotamente, conhecidas genericamente pela comunidade oceanográfica como OPCs, já foram extensivamente investigadas em diversas regiões costeiras (ver Mysak (1980) ou Brink (1991) como referências de revisão sobre o tema). Essas oscilações são as maiores forçantes da variabilidade na banda intra-sazonal, tanto em nível do mar quanto em correntes, nas proximidades da quebra de plataforma continental.

1.2 A ação do vento

Uma das maneiras da atmosfera forçar os oceanos é por transferência de momento do vento para a superfície livre da água, gerando rugosidade, desníveis e correntes. Quando os termos de tensão de cisalhamento do vento são considerados, as equações do movimento horizontais e linearizadas para um fluido em rotação uniforme em um domínio espacial como o mostrado na figura 1.1 são (Gill, 1982):

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = \rho^{-1} \frac{\partial p'}{\partial x} + \rho^{-1} \frac{\partial X}{\partial z} \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = \rho^{-1} \frac{\partial p'}{\partial y} + \rho^{-1} \frac{\partial Y}{\partial z} \quad (1.2)$$

sendo u a componente de velocidade horizontal na direção transversal à costa (x) e v a componente paralela (y), as derivadas parciais das componentes horizontais da tensão em relação ao eixo vertical ($\frac{\partial X}{\partial z}$ e $\frac{\partial Y}{\partial z}$) representam a ação do vento sobre os oceanos, p' representa a perturbação de pressão (de $p = \bar{p} + p'$), f é o parâmetro de Coriolis e ρ é a densidade da água.

Nas equações (1.1) e (1.2), dois termos representam forças que tendem a acelerar o fluido: o gradiente de pressão ($\frac{\partial p'}{\partial x}$ e $\frac{\partial p'}{\partial y}$) e as derivadas das componentes da tensão. As velocidades forçadas por cada uma delas podem ser consideradas separadamente. A parte da velocidade forçada pelo gradiente de pressão satisfaz:

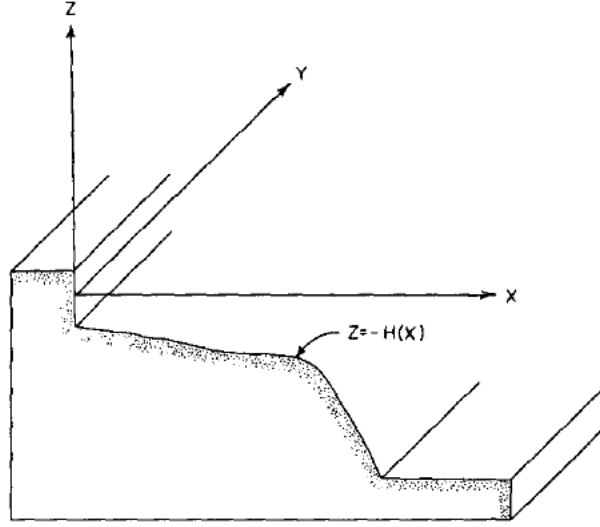


Figura 1.1: Domínio espacial, de Gill & Schumann (1974).

$$\frac{\partial u_p}{\partial t} - f v_p = \rho^{-1} \frac{\partial p'}{\partial x} \quad (1.3)$$

$$\frac{\partial v_p}{\partial t} + f u_p = \rho^{-1} \frac{\partial p'}{\partial y} \quad (1.4)$$

No caso de um fluxo estacionário, as velocidades geradas pelo gradiente de pressão são as velocidades geostróficas. A parte da velocidade forçada pelos termos de tensão do vento é confinada à camada em que tensão pode agir. Essa camada recebe o nome de Camada de Ekman, em homenagem ao trabalho pioneiro do sueco Vagn Walfrid Ekman (Ekman, 1905) sobre a camada limite dos oceanos. Assim, as velocidades na camada de Ekman satisfazem:

$$\frac{\partial u_e}{\partial t} - f v_e = \rho^{-1} \frac{\partial p'}{\partial x} \quad (1.5)$$

$$\frac{\partial v_e}{\partial t} + f u_e = \rho^{-1} \frac{\partial p'}{\partial y} \quad (1.6)$$

Desta forma, as velocidades em (1.1) e (1.2) podem ser expressas como $u = u_p + u_e$ e $v = v_p + v_e$. Fora da Camada de Ekman, a tensão é zero e, então, integrando (1.5) e (1.6) verticalmente através da Camada resulta em:

$$\rho \left(\frac{\partial U_e}{\partial t} - f V_e \right) = -X_s \quad (1.7)$$

$$\rho \left(\frac{\partial V_e}{\partial t} + f U_e \right) = -Y_s \quad (1.8)$$

com X_s e Y_s como valores de tensão no contorno (interface).

O vetor

$$(U_e, V_e) = \int (u_e, v_e) dz = \int (u - u_p, v - v_p) dz \quad (1.9)$$

é o transporte de volume em relação ao fluxo forçado pelo gradiente de pressão na Camada de Ekman, que tem densidade (ρ) considerada constante. A quantidade (U_e, V_e) é chamada de transporte de Ekman. A quantidade $(\rho U_e, \rho V_e)$ é chamada de transporte de massa de Ekman.

O sinal dos termos de tensão em (1.7) e (1.8) depende se a interface está acima ou abaixo da Camada de Ekman. Os resultados da integração de (1.5) e (1.6) se aplicam à camada limite atmosférica ou à camada limite do fundo dos oceanos. Para a camada de Ekman, na superfície dos oceanos, os sinais são invertidos, e o resultado da integração de (1.5) e (1.6) é:

$$\rho \left(\frac{\partial U_e}{\partial t} - f V_e \right) = X_s \quad (1.10)$$

$$\rho \left(\frac{\partial V_e}{\partial t} + f U_e \right) = Y_s \quad (1.11)$$

Em condições estacionárias, o transporte de Ekman é direcionado em ângulo de 90° em relação a direção do vetor de tensão do vento. Na Camada de Ekman, o transporte é à esquerda do vetor de tensão no Hemisfério Sul. A escala da profundidade de Ekman (δ_E) pode ser estimada a partir de um coeficiente de viscosidade turbulenta (A_v) e do parâmetro de Coriolis (f):

$$\delta_E = \left(\frac{A_v}{f} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (1.12)$$

Como a tensão do vento varia sobre a superfície, o transporte de Ekman também varia. Isso causa convergência de massa e, conseqüentemente, a expulsão de fluido da Camada de Ekman. Da mesma forma, nos lugares em que há divergência, a Camada de Ekman perde massa na direção horizontal e fluido é *puxado* verticalmente para dentro da Camada como forma de compensação. Esse efeito é chamado de Bombeamento de Ekman.

1.3 A influência do limite costeiro

1.3.1 Ondas Aprisionadas pela Costa

Ondas Aprisionadas pela Costa (OACs) são ondas que só existem devido ao limite costeiro (embora ondas do mesmo tipo possam ocorrer no limite dinâmico do equador). Devido ao decaimento exponencial de v e η (anomalia de nível em relação à profundidade média local) conforme a distância da costa aumenta, a Onda de Kelvin (batizada devido ao estudo pioneiro de Sir William Thomson - Thomson (1879)) é considerada aprisionada (*trapeada* à costa). Sem a presença da costa, este tipo de onda não pode existir. O Raio de Deformação de Rossby é uma medida da distância de aprisionamento na direção perpendicular à linha de costa. Na direção y , a onda viaja sem distorção à velocidade de ondas de gravidade de superfície. No

caso da propagação de uma anomalia positiva de nível no Hemisfério Sul, com $f < 0$, a onda viaja deixando a costa à esquerda do sentido de propagação e existe uma corrente que segue na mesma direção. Quando f tende a zero próximo ao equador, a distância de trapeamento cresce indefinidamente e a Onda de Kelvin se reduz a uma onda de gravidade simples com cristas e cavas orientadas perpendicularmente à costa. Ondas de Kelvin de superfície podem ser geradas por maré e, em áreas costeiras, pelo efeito local do vento empilhando águas na costa. As Ondas de Kelvin barotrópicas são classificadas como o modo zero de ondas de plataforma e também podem ser observadas em superfícies baroclínicas, quando o oceano apresenta-se estratificado, e são chamadas de Ondas de Kelvin baroclínicas ou internas.

A teoria de Ondas de Kelvin requer o fundo plano e um limite costeiro vertical. Em oceanos estratificados de profundidade constante, ondas livres podem se propagar ao longo do limite costeiro vertical na forma de Ondas de Kelvin internas, com escala típica do Raio de Deformação de Rossby interno.

No caso de um limite lateral inclinado, além da modificação da Onda de Kelvin, novas formas de ondas livres passam a existir, associadas à declividade da plataforma. No caso de ausência de estratificação, as ondas são chamadas de Ondas de Plataforma Continental (OPC). A principal característica dos oceanos que permite a existência de OPCs é a variação da profundidade. O limite costeiro não é necessário; ondas do mesmo tipo podem se propagar em oceano profundo quando existem feições topográficas com variação suficiente de profundidade. Entretanto, o limite costeiro é importante para a geração de ondas de plataforma pelo vento (Adams & Buchwald (1969) e Gill & Schumann (1974)). Isso acontece porque o fluxo de Ekman produzido pelo vento é confinado a uma fina camada próxima à superfície e não sofre a influência da variação topográfica. Entretanto, o fluxo de Ekman não pode atravessar o limite costeiro e um movimento de compensação abaixo da camada de Ekman deve ocorrer. A superfície deve se mover de forma a fornecer o gradiente de pressão associado ao movimento abaixo da camada de Ekman. Os detalhes do movimento abaixo da camada de Ekman dependem da dinâmica das ondas de plataforma. Em particular, movimentos que cruzam isolinhas batimétricas geram vorticidade relativa e o campo de movimento é induzido pela distribuição espacial da vorticidade relativa produzida.

Na prática, tanto estratificação quanto variações topográficas estão presentes nos limites costeiros e isso faz com que existam ondas híbridas, com características de ambas as ondas (de Kelvin internas e OPC) e que podem ser forçadas por variabilidade atmosférica ou não. Nesse caso, as ondas são chamadas Ondas Aprisionadas pela Costa (OAC). Em modelos com oceano estratificado e fundo plano, Ondas de Kelvin baroclínicas, confinadas à distância do Raio de Deformação de Rossby interno, são induzidas pela condição de que não há fluxo de massa através da costa na direção normal (Charney, 1955). Em modelos de oceanos homogêneos com profundidade variável, as ondas de plataforma aprisionadas pela margem continental são induzidas por conservação de vorticidade potencial de uma coluna de água se movendo sobre um fundo inclinado (Robinson, 1964). Todas estas ondas propagam fase na direção de propagação

de Ondas de Kelvin (deixam a costa à esquerda do sentido de propagação, no Hemisfério Sul).

Wang & Mooers (1976) apresentam uma classificação das oscilações teóricas que ocorrem sobre a plataforma continental e que dependem do limite costeiro para existir:

1. Ondas Aprisionadas pela Costa (*Coastal-Trapped Waves*): com estratificação, profundidade variável e limite costeiro vertical.
2. Onda de Kelvin Baroclínica ou interna (Charney, 1955): com estratificação e fundo aproximadamente plano.
3. Onda de Rossby Topográfica (ORT): com estratificação, fundo inclinado e limite costeiro vertical desprezível.
4. Onda Trapeada pelo Fundo (Rhines, 1970): com estratificação e fundo pouco inclinado.
5. Onda de Plataforma Continental (*Continental Shelf Wave* - Buchwald & Adams (1968)): Oceano sem estratificação e limite costeiro vertical desprezível.

Esta classificação dinâmica baseia-se nos efeitos de estratificação e inclinação do fundo. Em longas ORTs, o efeito da estratificação pode ser estimado por comparação entre o Raio de Deformação de Rossby interno local e a largura da região plataforma-talude. Em geral, ondas longas são aproximadamente barotrópicas perto da costa e aprisionadas pelo fundo sobre a quebra de plataforma. A onda de plataforma barotrópica é um caso especial de ondas topográficas no limite da menor estratificação possível. A circulação transversal à plataforma pode ser forte o suficiente para induzir ressurgência nas proximidades da quebra, não necessariamente correlacionadas com o vento local. Para ondas curtas, em que a escala espacial é apenas uma fração da largura da plataforma, o efeito da estratificação é medido pela proporção entre o Raio de Deformação de Rossby interno e a escala espacial do movimento oscilatório. Mesmo com fraca estratificação, o aprisionamento junto ao fundo pode ser significativo para ondas curtas.

Para uma geometria de costa que inclui tanto o fundo inclinado quanto o limite costeiro vertical, as propriedades modais podem ser relacionadas a estas classes de OACs a partir do exame da significância relativa dos efeitos do limite vertical e da inclinação do fundo porque as ondas aprisionadas reduzem-se a uma única classe quando um dos efeitos é dominante. Para números de onda intermediários e oceano estratificado, o primeiro modo é basicamente uma ORT (devido à inclinação do fundo). Próximo à costa, a estrutura modal é alterada pela presença do limite vertical e, dentro do Raio de Deformação de Rossby interno local, uma região baroclínica adicional (uma frente) é formada. O segundo modo, para números de onda intermediários e oceano estratificado, é basicamente uma Onda de Kelvin baroclínica. Próximo ao fundo, a estrutura de Onda de Kelvin é alterada pelo efeito da inclinação do fundo e ocorre um contrafluxo perto da quebra de plataforma que não depende da variação de densidade.

Wang & Mooers (1976) ainda destacam que pode haver ressonância quando a velocidade de fase dos dois modos são parecidas. Nesse caso, a classificação não se aplica (por exemplo,

o primeiro modo é uma ORT para pequenos números de onda e uma Onda de Kelvin interna para grandes números de onda).

1.3.2 O Australian Coastal Experiment - ACE

Mysak (1980), na seção de revisão histórica de seu artigo, afirma que *Ondas de Plataforma Continental, tal como as conhecemos hoje, foram observadas pela primeira vez ao longo da costa da Austrália por Hamon (1962)*. Hamon (1962) detectou a propagação de anomalias de nível do mar na costa leste da Austrália com período de vários dias, que não correspondiam a flutuações da pressão atmosférica e que se propagavam para norte. Como a declividade da costa leste da Austrália é suave até uma distância de aproximadamente 50 km da costa, a batimetria não poderia ser representada por uma parede vertical, como na teoria linear de Ondas de Kelvin. Dois anos mais tarde, Robinson (1964) mostrou que um perfil batimétrico da plataforma-talude continental poderia agir como um guia para propagação unidirecional de energia em baixa-freqüência ao longo da costa com a forma:

- $H(x) = \frac{dx}{L}$ com $0 < x < L$ (plataforma)
- $H(x) = D$ com $L < x < \infty$ (talude)

onde x é a distância da linha de costa, L é a largura da plataforma e $d/D \ll 1$

Vem deste artigo o termo *Continental Shelf Waves* (Ondas de Plataforma Continental) para designar estas ondas de baixa freqüência e altamente rotacionais, uma vez que a amplitude destas ondas é aprisionada exponencialmente contra a plataforma. Sobre a plataforma ($0 < x < L$), a amplitude da onda é oscilatória, com o n -ésimo modo de onda tendo n linhas nodais paralelas à costa. Robinson ainda sugeriu que os distúrbios de nível encontrados por Hamon (1962) eram causados por um modo fundamental de uma onda de plataforma não-dispersiva forçada pelos sistemas atmosféricos de larga escala que cruzam a Austrália.

Com a evolução no conhecimento das OACs até a década de 1970 (ver seção anterior), a revisão de Mysak (1980) apontava a necessidade de um esforço de campo específico para o estudo da dinâmica desses fenômenos. Assim, de acordo com Freeland et al. (1986), o *ACE* (figuras 1.2 e 1.3) foi projetado para suprir essa demanda. O experimento foi realizado entre setembro de 1983 e março de 1984 ao largo de New South Wales. A escolha do local deveu-se a uma série de fatores:

1. Acessibilidade;
2. Existência de flutuações de nível e velocidade de correntes em níveis detectáveis;
3. Livre de fatores que pudessem complicar as análises como grandes variações topográficas, frentes oceanográficas ou rápidas mudanças na estratificação;

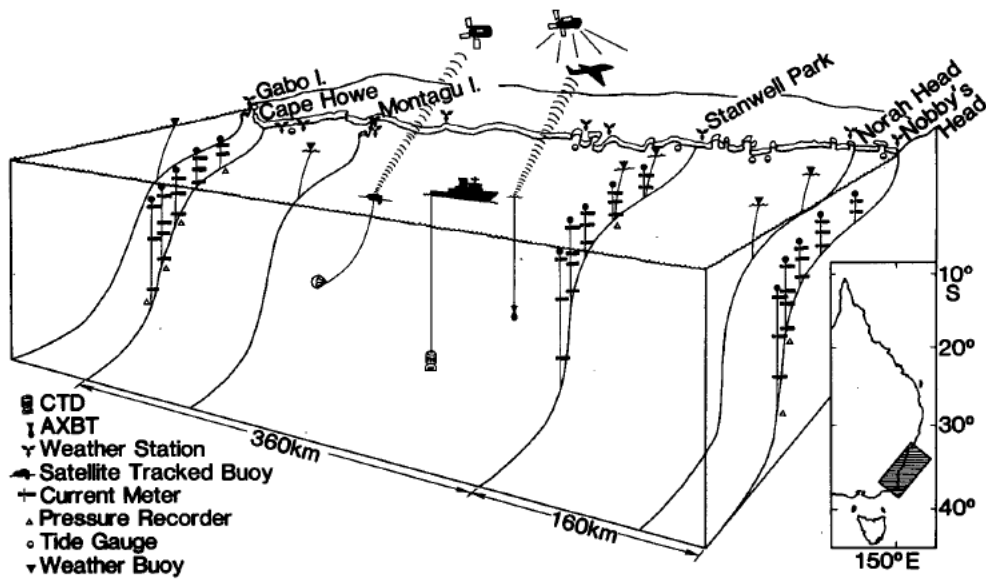


Figura 1.2: Esquema de distribuição dos instrumentos utilizados no ACE (de Freeland et al. (1986))

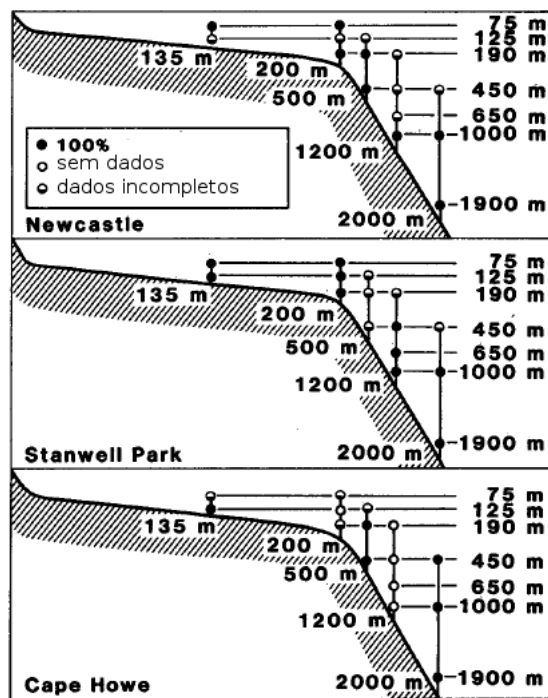


Figura 1.3: Diagrama com os fundeios do ACE, mostrando a posição dos correntógrafos. A linha 1 fica ao largo de Cape Howe (mais ao sul) e a 3, ao largo de Newcastle (mais ao norte).

4. Costa longa o suficiente para permitir a observação da propagação do sinal.

O ACE contou com 3 linhas transversais à costa com 5 fundeios de correntógrafos cada, estações de CTD e XBT e dados meteorológicos coletados em bóias e estações costeiras. Dados de nível foram medidos por marégrafos na costa e por alguns marégrafos fundeados na base

de alguns fundeios de correntógrafos. Antes da recuperação dos fundeios do *ACE*, Clarke & Thompson (1984) examinaram a teoria para tentar entender claramente qual seria a resposta a ser observada nos dados. Os autores desprezaram os efeitos de fricção e focaram o estudo nas seguintes questões:

- Onde a resposta é significativa?
- A resposta pode ser descrita por ondas de plataforma barotrópicas ou os efeitos da estratificação são importantes?
- Se a estratificação é importante, ondas de Kelvin baroclínicas com velocidade de grupo vertical diferente de zero seriam componentes fundamentais da resposta dos oceanos?
- Qual a estrutura de correntes na direção transversal à plataforma e talude?

Algumas das respostas obtidas pelos autores na análise teórica foram:

- Fora da camada de Ekman de superfície e de fundo, as correntes de baixa frequência forçadas pelo vento devem ser aproximadamente paralelas à costa e devem satisfazer $u = \frac{p_y}{f}$;
- A amplitude da corrente paralela à costa (u) deve decrescer monotonicamente conforme a distância da costa aumenta. Para 1 dyn/cm^{-2} de amplitude da tensão do vento logitudinal (X), velocidade típicas são da ordem de 10 a 20 cm/s. Amplitudes significantes de u devem estar confinadas à plataforma e talude superior;
- Correntes paralelas à costa e nível do mar ajustado devem se propagar para norte ao longo da costa a 4-5 m/s e uma propagação de fase do fundo em direção à superfície também deve ser observada;
- Para as frequências correspondentes a sistemas atmosféricos frontais, as correntes paralelas à costa e o nível ajustado devem aumentar em direção ao norte a partir da seção em que $x = 0$ (ao largo de Eden, ao sul do domínio do ACE e ponto em que a resposta do nível é aproximadamente isostático);
- Correntes de baixa frequência paralelas à costa e forçadas pelo vento ao largo das seções ao largo de Stanwell Park e Newcastle (ao norte de Eden) devem ser baroclínicas, com exceção das regiões de plataforma média e externa, onde as variações do fluxo paralelo à costa são quasi-barotrópicas.

Freeland et al. (1986) apresentaram alguns resultados de análises dos dados do *ACE*. Os autores detectaram, nas séries de correntes, a propagação de sinais com período associado à variabilidade do vento em direção ao norte, como era esperado. Estes sinais eram mais evidentes na plataforma interna, mas também ocorreram em direção às maiores profundidades. Os autores

esperavam que o nível de energia na linha de fundeios 1 (ao largo de Cape Howe) fosse menor que nas outras duas linhas pois assumiam que a fonte energia para as oscilações em baixa frequência seria apenas a variabilidade atmosférica. Isso que não foi observado. Além disso, diferenças em mais baixas frequências (periodicidades maiores que 12 dias) foram detectadas nas séries de fundeios mais afastados da costa. Estas duas discrepâncias foram confirmadas e associadas à presença de vórtices da Corrente Leste da Austrália (CLA) na região do experimento, que influenciam mais acentuadamente a linha de Cape Howe (Huyer et al., 1988). O resultado mais importante do trabalho de Freeland et al. (1986) foi a clara separação dos 3 primeiros modos de OACs dentro da banda de frequência associada à variabilidade atmosférica. As OACs observadas foram classificadas pelos autores como intermediárias entre livres e forçadas e cerca de 40% da variância dos dados pode ser atribuída à OACs, na banda dos sistemas meteorológicos.

Church et al. (1986a) apresentaram mais resultados do *ACE*. Os primeiros 3 modos de OACs explicaram cerca de 65% da variância observada nas correntes paralelas à costa na plataforma e talude em Cape Howe, 40% em Stanwell Park e apenas 24% em Newcastle, com energia concentrada na banda de frequência de 4-12 dias. Correntes associadas à CLA dominaram as observações ao largo de Newcastle. OACs explicaram cerca de 90%, 63% e 73% das correntes observadas nos locais mais próximos à costa nas três linhas de fundeio. Os dois primeiros modos de OACs propagaram-se com velocidades de fase bem próximas das previstas pela teoria (3 e 1,7 m/s para as observações, 3,5 e 1,9 m/s nas previsões teóricas), entretanto, o terceiro modo e o modo estatístico calculado para representar a influência de vórtices da CLA não apresentaram coerência entre as seções de correntógrafos ao longo da costa. O modo 2 carrega mais energia das OACs que o modo 1 nas seções de Cape Howe e Stanwell Park e estes dois modos apresentam coerência significativa entre si. Para os autores, a fonte de energia para as OACs fica ao sul de Cape Howe. Em artigo subsequente, Church et al. (1986b) afirmam que o vento local é responsável por apenas 1/4 do fluxo de energia de OACs em Stanwell Park e que o restante vêm de algum lugar ao sul de Cape Howe. Além disso, os autores apresentaram um modelo de OACs que falhou em prever correntes no talude ao largo de Stanwell Park e na plataforma e talude ao largo de Newcastle porque, nestes locais, as correntes parecem ser dominadas pela CLA e vórtices associados.

1.3.3 A costa oeste americana

Flutuações de correntes em baixa-frequência, predominantemente na direção paralela à costa e com período de vários dias, foram detectadas em regiões que apresentam ressurgência costeira ao largo da costa do Oregon (EUA) e do Peru (Brink et al., 1978). Ao largo do Oregon, essas flutuações de corrente correlacionam-se bem com os ventos locais com defasagem menor que 1 dia (Huyer et al., 1978). Entretanto, no Peru, onde a variabilidade de vento e correntes é similar à do Oregon, Brink et al. (1978) apresentam evidências de que a corrente paralela à

costa e a tensão de cisalhamento do vento local não apresentam correlação significativa. Devido a estas diferenças, os casos da costa oeste dos EUA e da região ao largo do Peru serão descritos brevemente e separadamente.

Oregon

Os estudos realizados ao longo das últimas décadas na costa do Oregon pela equipe da *Oregon State University (School of Oceanography - Corvallis)* formam um arcabouço observacional muito importante e fundamental no desenvolvimento e evolução da teoria das OACs.

No início da década de 1970, depois de algumas evidências da ocorrência de ondas de plataforma na costa do Oregon (Mooers & Smith, 1968) e de que havia forte similaridade entre as flutuações de vento e corrente com períodos entre 1,4 e 5 dias (Huyer & Patullo, 1972), Cutchin & Smith (1973) analisaram dados de correntes e nível do mar para tentar descrever as OACs. Os autores afirmaram que, em uma banda de frequência limitada entre 3 e 5 dias, as observações de correntes e nível são consistentes com um primeiro modo de onda de plataforma continental livre prevista teoricamente. Essa evidência de um primeiro modo (e não de outros modos) seria consequência da defasagem entre os níveis medidos ao longo da costa. Além desse primeiro modo, Cutchin & Smith (1973) ainda sugerem que outros modos devem estar presentes (com ênfase em um terceiro modo).

Huyer et al. (1975) analisaram dados de um experimento com 4 fundeios (o fundeio analisado por Cutchin & Smith (1973) possuía apenas 3 correntógrafos em um único ponto da costa), ao largo da costa do Oregon e Washington durante 1972. As correntes mostraram-se altamente coerentes à distâncias de cerca de 200 km e apresentaram períodos de 2,27, 3,3 e 6,25 dias.

Com período de 6,25 dias (0,16 cpd), a coerência entre vento, correntes e nível (bem como a coerência destas variáveis ao longo da costa) sugere que o sinal encontrado por Huyer et al. (1975) é diretamente forçado pelo vento, como resultados anteriores já haviam sugerido. Mooers & Smith (1968), por exemplo, haviam identificado um acoplamento com período característico de 10 dias entre pressão atmosférica e nível do mar em dados de 1933 e 1934 e concluíram que o nível estaria refletindo a passagem de frentes frias pela região. Gill & Schumann (1974) sugeriram que Mooers & Smith (1968) observaram uma onda de plataforma forçada que se movia junto com o sistema de ventos e Kundu et al. (1975) identificaram um sinal de 6,6 dias com propriedades consistentes com resultados teóricos que preveram respostas ressonantes de longas ondas de plataforma continental barotrópicas a componente paralela à costa da tensão do vento que se propaga para norte de maneira oscilatória.

O sinal de 3,3 dias observado por Huyer et al. (1975) também foi encontrado na análise de Mooers & Smith (1968). Smith (1974) e Kundu et al. (1975) também encontraram o mesmo sinal em dados de 1972 e 1973, respectivamente. Todos indicaram que as correntes foram dirigidas pelo vento local e Huyer et al. (1975) sugeriram que este sinal propagou-se para norte com velocidade de fase que excedeu 630 km/dia, como uma onda de plataforma, mas não extritamente barotrópica.

Por fim, o sinal de 2,27 dias de Huyer et al. (1975) é similar a um sinal de 2,5 dias identificado por Cutchin & Smith (1973). Os últimos sugeriram que este sinal estaria associado ao segundo modo de uma onda de plataforma barotrópica. Huyer et al. (1975) afirmam que a velocidade de fase deste sinal é de pelo menos 340 km/dia (mais provavelmente 500 km/dia) e que essa velocidade é muito maior que a indicada pela teoria para um segundo modo barotrópico. Os autores ainda afirmam que o sinal é aparentemente baroclínico e que a teoria de ondas barotrópicas não seria precisa, para este caso.

Peru

Ao contrário da costa do Oregon, a costa do Peru parece exibir variabilidade forçada remotamente, mais especificamente pela variabilidade dos ventos que agem sobre o Pacífico tropical. Smith (1978b) destaca que as flutuações dominantes de nível e correntes em baixa frequência ($\omega < 0.25$ cpd) na plataforma continental do Peru não resultam de flutuações do vento local com períodos entre 4 e 20 dias. O autor descreve as perturbações de velocidades e nível com velocidade de propagação de fase de aproximadamente 200 km por dia e uma escala transversal à costa de aproximadamente 70 km, consistentes com uma OAC baroclínica (uma Onda de Kelvin interna). Smith (1978b) destaca que as observações, realizadas entre 10°S e 15°S, estão próximas da latitude em que a velocidade de fase e a escala transversal à costa de OPCs barotrópicas e Ondas de Kelvin Internas tornam-se semelhantes. Allen & Romea (1980) mostraram que uma Onda de Kelvin Interna que se propaga em direção ao pólo a partir de regiões equatoriais se transformará em uma OPC em latitudes onde as velocidades de fase dos dois tipos de onda são iguais e continuarão a se propagar em direção ao pólo. Brink (1982) comparou teoria e observações e confirmou que a maior parte da energia na banda de 5 a 10 dias é forçada por ondas livres com origem entre o equador e 5°S; os ventos locais e o acoplamento destes com as variações de nível e correntes são fracos. Entre períodos de poucos dias a semanas, a variabilidade de nível e correntes parece ser forçada por tempestades tropicais que ocorrem no Pacífico tropical leste e afetam mais claramente a circulação de plataforma ao norte (Enfield & Allen, 1983). Este tipo de sinal não foi detectado antes, nos estudos de OACs nos EUA, porque lá a intensidade dos ventos é maior, provocando um acoplamento mais intenso entre a forçante e o nível e as correntes que mascara a presença de ondas livres.

Abordando o problema de ondas livres, Spillane et al. (1987) analisaram 4 anos de dados de nível do mar em várias estações da costa oeste das Américas e encontraram fortes evidências de uma oscilação intra-sazonal com períodos entre 36 e 73 dias. De acordo com estes autores, algumas características deste sinal sugerem propagação em direção aos pólos como uma onda costeira. Essas características são:

1. A estrutura de amplitude próxima ao equador, crescendo com a latitude conforme o Raio de Deformação se contrai;

2. A região de fase aproximadamente constante próxima ao equador, uma vez que o aprisionamento costeiro para ondas de 50 dias com velocidades de 150 km por dia deveria ocorrer apenas além dos 5° de latitude;
3. A velocidade de fase de aproximadamente 150-200 km/dia, consistente com a previsão da teoria linear (Enfield & Allen, 1983);
4. A falta de coerência do sinal (representado pelas suas funções empíricas ortogonais no domínio da frequência) com forçantes meteorológicas.

Como seqüência do artigo de Spillane et al. (1987), Enfield (1987) analisou dados de nível e ventos de estações localizadas no Pacífico equatorial e costa oeste das Américas entre 1979 e 1984. O autor identificou uma oscilação de nível com período de 40 a 60 dias em estações entre o Peru e San Francisco (EUA). A oscilação estava melhor desenvolvida entre 1980 e 1982, com frequência centrada em 50-57 dias e limites de banda entre 43 e 65 dias. Aparentemente, essa oscilação intra-sazonal está associada à variabilidade atmosférica tropical que, nessa banda de frequências, é dominada pela Oscilação de Madden-Julian (Madden & Julian, 1971).

1.4 Meandros e vórtices

Meandros e vórtices associados às correntes de contorno são importantes forçantes da variabilidade sobre a plataforma externa, como foi indicado na seção 1.1. O entendimento dessa influência é fundamental para uma descrição completa da variabilidade do sistema de correntes nas proximidades da quebra de plataforma. Na falta de dados suficientes para a observação deste tipo de influência, entender os mecanismos e conhecer as escalas espaço-temporais pode ajudar a separar os sinais dos ruídos nas análises.

Em um artigo de revisão sobre a circulação de plataforma continental, Csanady (1997) destaca que normalmente a dinâmica costeira e a de oceano profundo são consideradas separadamente. Assim, os modelos de circulação de plataforma utilizam parametrizações para inferir de forma aproximada quais seriam os efeitos das correntes de contorno que geralmente estão presentes próximas à plataforma externa ou talude superior. O autor afirma que o exemplo mais explorado é o da *South Atlantic Bight*, onde os vórtices e meandros da CG são extremamente importantes no balanço médio de momento ao longo da costa, além do forte gradiente de nível do mar que tem origem na CG (Lee et al., 1984). As trocas de massa entre a CG e as águas da plataforma, através dos vórtices e meandros, são intensas.

Lee et al. (1991) apresentaram um esquema da interação entre as águas da CG e as da plataforma (figura 1.4). De acordo com os autores, os meandros são ondas que viajam para norte. As cristas são representadas pela posição mais próxima à costa da frente formada entre a CG e as águas da plataforma. As cavas são representadas pelas posições mais afastadas. Processos de ressurgência ocorrem nas cavas, entre a posição da frente termal e a quebra de

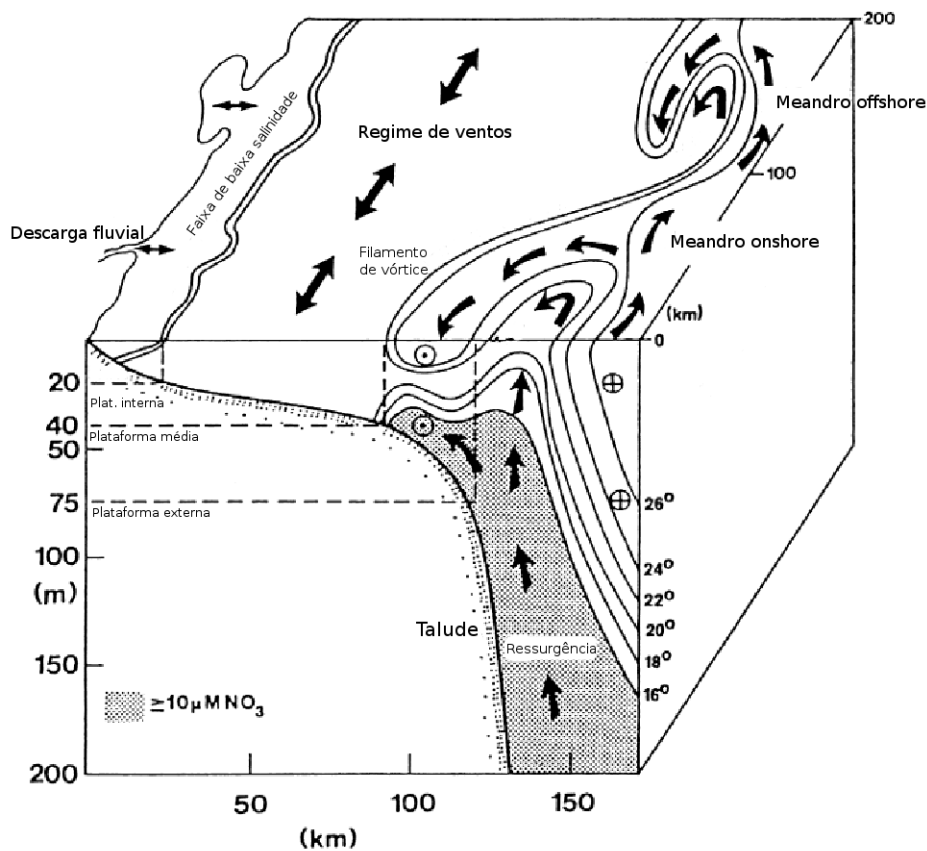


Figura 1.4: Vórtices e meandros da CG sobre a plataforma da South Atlantic Bight (de Lee et al. (1991))

plataforma. Alguns autores sugerem que os meandros dão suporte à formação de vórtices ciclônicos que se propagam para o norte junto com os meandros que os formaram (Lee & Atkinson (1983) e Brooks & Bane (1983)). A circulação ciclônica do vórtice interage com a crista do meandro e induz a formação de um filamento a oeste do vórtice. Isso resulta em uma contorsão das isolinhas termais da CG e produz a imagem característica de vórtices ciclônicos observados em produtos de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) obtidos por satélites (figura 1.5).

Johns & Watts (1986) encontraram dois tipos de oscilação na região da plataforma externa e talude a nordeste de Cape Hatteras, na *Mid-Atlantic Bight*. Os autores afirmam que as variações de temperatura em todas as bandas de frequência são dominadas por deslocamentos espacialmente coerentes da estrutura termal, associados ao meandramento da CG. Entretanto, em frequências mais baixas (entre 24 e 48 dias) e em maiores profundidades (abaixo de 2000 metros), o regime dominado pelos meandros das camadas superficiais dá lugar a ORTs provavelmente forçadas ao norte. Thompson (1971), Thompson & Luyten (1976) e Hogg (1981) já apontavam evidências de ORTs nas proximidades do *Site D* ($39^{\circ}10'N, 70^{\circ}00'W$), um local em que o *Woods Hole Oceanographic Institution* manteve um fundeio com alguns correntógrafos nas décadas de 1960 e 1970. Thompson & Luyten (1976) indicam que os comprimentos de

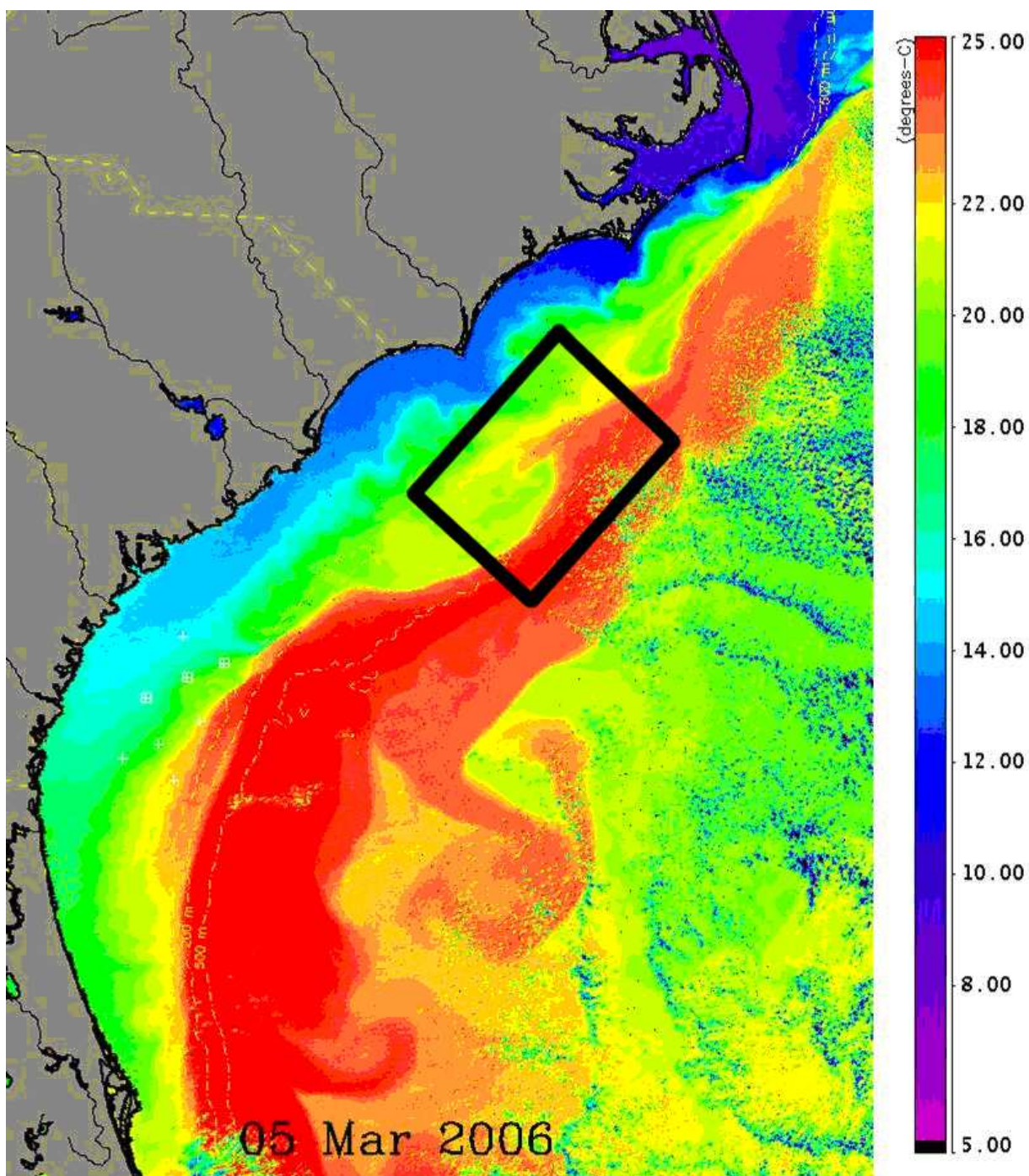


Figura 1.5: Imagem de TSM processada no Skidaway Institute of Oceanography (por Jim Nelson) e disponível on-line em <http://seacoos.org>. O quadrilátero indica a presença de um vórtice ciclônico e do filamento associado.

ondas das ORTs ficam em torno de 100 a 200 km. Quanto aos períodos, previsões teóricas indicam que as ondas teriam de aproximadamente 10 (Johns & Watts, 1986) a 60 dias (Welsh et al., 1991) de período. De acordo com Pickart (1995), ao largo de Cape Hatteras, as ORTs têm períodos de 40 dias. Ainda segundo o autor, observações feitas por sensoriamento remoto indicam que os meandros da CG também têm períodos dominantes de 40 dias e que, ao passarem pela curvatura topográfica existente entre 71° e 72° W, podem se acoplar às ORTs e explicar

as coerência vertical existente em bandas de frequência mais altas.

1.5 A variabilidade de baixa frequência na costa brasileira

Visto que a variabilidade de baixa frequência representa uma fração importante da variabilidade total de nível e correntes, tanto sobre a plataforma quanto sobre o talude continental, a Petrobras e o Laboratório de Oceanografia Física da Fundação Universidade Federal do Rio Grande (FURG) realizaram uma série de fundeios na plataforma externa de Santa Catarina entre 1996 e 1997 para a aquisição de dados de nível e correntes nas proximidades da quebra de plataforma ao largo do litoral norte do estado de Santa Catarina (figura 1.6). Os dados registrados por esses fundeios já foram analisados anteriormente por Casares Pinto (1998) e Freitas (2000) e serão utilizados nesta dissertação para investigar os padrões de variabilidade de nível e correntes em baixa frequência no local.

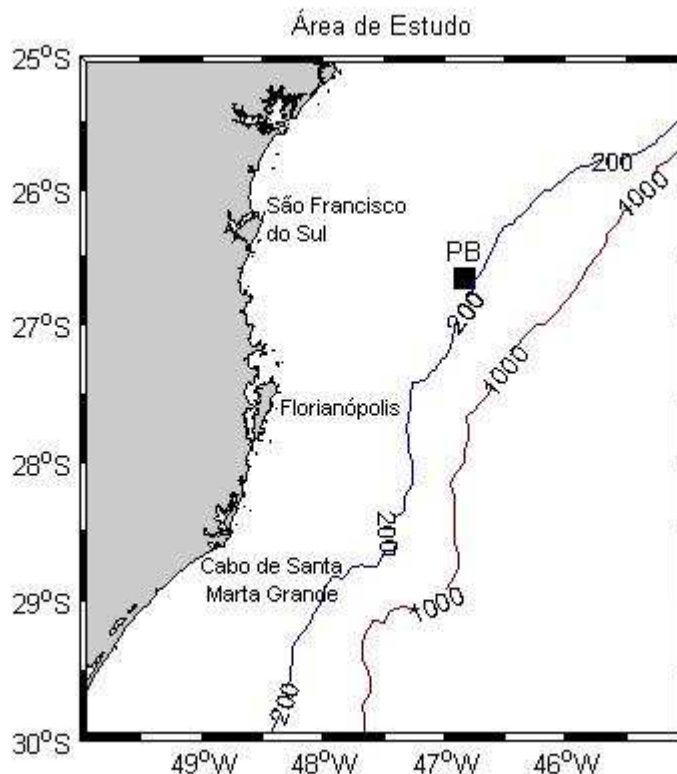


Figura 1.6: Detalhe da área do fundeio e isolinhas batimétricas. O ponto PB representa a localização aproximada do fundeio do LOCFIS

Área de estudo: a plataforma continental de Santa Catarina

A plataforma continental norte do estado de Santa Catarina faz parte da região conhecida como Plataforma Continental Sudeste do Brasil (PCSB) ou Bacia de Santos (BS), compreendida entre Cabo Frio (23°S) e o Cabo de Santa Marta Grande (28°40'S) (figura 1.6). A declividade da plataforma é suave e a quebra fica entre 120 e 180 metros de profundidade. Castro & Miranda (1998) oferecem uma boa caracterização da área, destacando que a plataforma externa localiza-se entre 80 e 120 quilômetros da costa, com água Tropical (AT) na camada superior e forte influência de ACAS na camada inferior. Os autores ainda afirmam que, durante o verão, as temperaturas superficiais ficam entre 25°C e 27°C, decrescendo em direção à costa, e que o maior gradiente horizontal de temperatura durante o inverno é confinado à parte sul da BS, onde há a penetração de águas relativamente frias (temperaturas menores que 18°C) vindas do sul. Na plataforma externa, tanto no verão como no inverno, as salinidades de superfície são influenciadas pela AT, apresentando valores menores na plataforma interna. As salinidades de fundo apresentam forte variação sazonal. No inverno, a massa de água fria superficial que penetra do sul tem salinidade próxima a 34. Stech & Lorenzetti (1992) lembram que dados hidrográficos de vários pesquisadores apresentam uma forte termoclina e pycnoclina entre 25 e 30 metros de profundidade no verão e, no inverno, a camada de mistura predomina sobre quase toda a plataforma.

Casares Pinto (1998), explorou a variabilidade temporal de dados de correntógrafos, ADCP e de um marégrafo fundeados na plataforma externa de Santa Catarina (parte destes dados serão examinados no presente trabalho e descritos no próximo capítulo) e verificou boa correlação entre os dados dos correntógrafos e do ADCP. A direção predominante da corrente durante todo o experimento foi para sudoeste e o autor encontrou, por análise espectral, alta energia concentrada na banda de frequência correspondente à maré, caracterizando um regime misto com predominância semi-diurna (M_2 e S_2). Alta energia também apareceu concentrada na banda correspondente à passagem de frentes frias (3,5 a 10,6 dias). Outro resultado importante foi a energia concentrada na banda de baixa frequência correspondente ao período de 51 dias e que, segundo o autor, possivelmente está relacionada a fenômenos de mesoescala (vórtices associados a CB).

Freitas (2000) também utilizou parte do conjunto de dados dos correntógrafos analisados por Casares Pinto (1998) para descrever a circulação local. Os resultados mostraram que a direção predominante da corrente é para sul-sudoeste (sob influência da CB) e que inversões na direção das correntes, acompanhadas por alterações de temperatura e salinidade, provavelmente estão associadas a fenômenos de mesoescala da CB com energia concentrada em 50 dias, aproximadamente. Além disso, temperatura e salinidade exibiram um padrão de variação sazonal. Na análise de massas d'água, a autora encontrou a presença de água de Plataforma (mistura entre a água Costeira de baixa salinidade, Água Tropical - AT - e Água Central do Atlântico Sul - ACAS), AT (com temperatura maior que 20°C e salinidade maior que 36,4) e

ACAS (com temperatura menor que 20°C e salinidade menor que 36,4).

A análise de Freitas (2000) mostra que há grande interação entre diferentes massas de água, com a influência da ACAS sendo maior sobre a plataforma durante o verão e menor durante o inverno. Para Castro & Miranda (1998), este comportamento é induzido pelo vento. No verão, o vento predominante é de nordeste, favorecendo ressurgência especialmente no norte e na região central da BS. No inverno, os ventos do quadrante sul são freqüentes e intensos (mas não predominantes) e são responsáveis por padrões de reversão da circulação perpendicular à batimetria. Isso acontece devido à resposta barotrópica da BS às forçantes de baixa freqüência e porque a freqüência de passagem de frentes frias aumenta no inverno, aumentando também a importância relativa dos ventos do quadrante sul (Stech & Lorenzetti (1992)).

As variações de nível do mar na costa sudeste do Brasil são influenciadas pela passagem de sistemas frontais, com as melhores correlações entre vento e nível encontradas para bandas de freqüência correspondentes aos períodos entre 9-12 e 6-7 dias (Castro & Lee (1995), CL95 daqui em diante). Neste mesmo artigo, os autores ainda sugerem três possíveis fontes de energia que forçariam as oscilações de nível em baixa freqüência na região:

1. Uma onda gerada na parte sul da região de estudo;
2. Uma onda que se propaga junto com o sistema atmosférico frontal; e
3. Uma onda gerada ao sul do Cabo de Santa Marta Grande.

Outra referência em estudos de baixa freqüência, mas sobre as proximidades da quebra de plataforma, são as análises de Lima (1997). Os dados analisados, obtidos por fundeios na região de Cabo Frio (RJ), revelaram que a tensão do vento paralelo à costa e a componente da corrente também paralela à costa (a 50 metros de profundidade) apresentam alta coerência em duas bandas de freqüência: 0,15 cpd (6,6 dias) e 0,05 cpd (20 dias). Além disso, os espectros de correntes a 50 metros de profundidade calculados para as séries obtidas sobre o talude tiveram energia concentrada em freqüências ainda mais baixas, correspondentes a períodos entre 20 e 100 dias. O autor sugeriu que movimentos aprisionados pela quebra de plataforma e talude superior, como OACs, poderiam explicar essa energia.

Pimenta et al. (2004) afirmam que, na plataforma de Santa Catarina, há melhor correlação entre o deslocamento de uma bóia-ondógrafo direcional tipo *Waverider* e o nível que entre o deslocamento da bóia e a tensão do vento. A razão seria a importância das forçantes remotas sobre a variabilidade das correntes na região. Além disso, o estudo com o ondógrafo revelou que há uma inesperada dominância de correntes dirigidas para norte no fim de outono e durante o inverno, com eventos que podem durar até 10 dias. Além do efeito da passagem de sistemas frontais, estes eventos podem estar associados com o padrão de variabilidade interanual de temperatura superficial da água do mar (TSM) encontrado por Campos et al. (1996), que detectou a presença de águas mais doces e frias (33-34 e 14-17°C), provenientes de regiões próximas à desembocadura do Rio da Prata, em latitudes de até 23°S.

Ao largo da costa sul e sudeste do Brasil, a atividade meandrante da CB também é importante como forçante de variabilidade de baixa frequência nas proximidades da quebra de plataforma. Campos et al. (2000) sugerem que o meandramento da CB ao largo do sudeste do Brasil também seja importante para a ocorrência de ressurgência na quebra de plataforma. Segundo estes autores, o meandramento da CB teria origem nas proximidades de Cabo Frio (RJ), quando há uma mudança da orientação da linha de costa, induzindo vorticidade relativa negativa e conseqüente giro ciclônico do eixo da corrente em direção à plataforma. Quando o meandramento da CB coloca águas mais frias e ricas em nutrientes sobre a plataforma, a ação do vento de nordeste age favorecendo ainda mais a ressurgência, podendo levar ACAS até a costa (Castelão et al., 2004). Calado (2006) ainda lembra que a existência de vórtices ao largo de Vitória (ES) e São Tomé (RJ) são evidências de que a atividade meandrante tem início mais ao norte e destaca o Banco de Abrolhos e a cadeia submarina Vitória - Trindade como feições topográficas que forçariam a atividade meandrante da CB.

Lima (1997), em análises de funções empíricas ortogonais (EOF) identificou fases de forte vorticidade ciclônica relativa que podem estar associadas ao meandramento do fluxo da CB e passagens ocasionais de vórtices ciclônicos. Fernandes (2001) apresentou resultados de modelo numérico em que os meandros da CB propagam-se na direção sudoeste com velocidade de fase de $-0,2$ m/s, periodicidade de 25 dias e comprimento de 430 km. Silveira (2006) fez uma análise completa sobre o sistema CB na mesma região estudada por Lima (1997) e indica a importância de ondas de vorticidade associadas à interação entre a CB e a Corrente de Contorno Intermediária (CCI) na dinâmica da região. Segundo o autor, cerca de 18% da variância total da frente termal entre as águas da plataforma e as da CB é explicada por modos que apresentaram padrões inequivocamente semelhantes a ondas de vorticidade. Estes modos seriam ondas com 226 km e 338 km, com velocidades de fase modeladas de 0,02 m/s e 0,04 m/s, respectivamente. Souza & Robinson (2004) identificaram alguns meandros e vórtices na região da frente formada pela CB e a chamada Corrente Costeira do Brasil (CCB - que flui para norte sobre a plataforma) e sugeriram que essa região é importante para trocas de massa e calor entre águas tropicais e costeiras. Anteriormente, Stevenson et al. (1998) acompanharam um derivador monitorado por satélite que ficou retido em um vórtice por 38 dias à aproximadamente 28°S. Dois meses depois, ao largo da costa do Rio Grande do Sul, o derivador chegou à CCB e voltou ao norte.

1.6 Objetivo

Este trabalho pretende descrever a variabilidade de baixa frequência ($\omega < 0,5$ cpd) em um ponto da plataforma externa de Santa Catarina, estabelecendo períodos característicos de variação presentes em registros de nível, correntes, temperatura e salinidade obtidos por um fundeio localizado a $26^{\circ}40'S$ e $046^{\circ}50'W$ (ver figura 1.6 para referência). Os resultados serão discutidos para indicar evidências de fenômenos atmosféricos ou oceanográficos que podem controlar a variabilidade observada nas séries temporais analisadas.

1.7 Objetivos específicos

Especificamente, as análises buscarão:

1. Identificar a importância relativa, dentro das possibilidades abertas pelo conjunto de dados analisado, das três fontes de energia que forçam as oscilações de baixa frequência na PCSB sugeridas por CL95;
2. Investigar o papel da baroclinicidade para as principais oscilações em baixa frequência na região da quebra de plataforma da costa norte de Santa Catarina; e
3. Investigar a estrutura verticalmente coerente das oscilações com período maior que 15 dias, citadas por Casares Pinto (1998) e Freitas (2000) em análises de dados provenientes do mesmo fundeio.

Capítulo 2

Material e Métodos

Para examinar a variabilidade de nível e correntes na plataforma externa de Santa Catarina, serão utilizados dados coletados entre fevereiro de 1996 e janeiro de 1997 por uma série de fundeios realizados pelo LOCFIS. Estes dados são parte do mesmo conjunto analisado previamente por Casares Pinto (1998) e Freitas (2000) e foram obtidos pelo projeto *Estudos Ambientais em Áreas Oceânicas e Costeiras da Região Sul do País*, um convênio entre a Petrobras e algumas universidades do sul do Brasil, entre elas a FURG. O ponto-base para o lançamento dos fundeios corresponde às coordenadas 26°40'S e 046°50'W, aproximadamente sobre a isóbata de 160 metros (ver figura 2.1 para referência). O fundeio consistia de 1 marégrafo *Anderaa WLR7* instalado no fundo e 3 correntógrafos *Anderaa RCM7* (a 30, 75 e 130 metros de profundidade). Todos os equipamentos contavam com sensores de temperatura e condutividade e estavam configurados para coletarem dados a cada 20 minutos. Esse fundeio foi lançado e recuperado 4 vezes, 3 vezes para manutenção e salvamento dos dados.

Grande parte da variabilidade de baixa frequência a ser identificada nas séries obtidas pelos fundeios do LOCFIS podem ser sinais que se propagam do sul em direção ao equador na forma de OPCs. Assim, as séries do local de fundeio podem ser comparadas com séries de outras variáveis, ao sul e ao norte. Também serão utilizados dados hidrográficos coletados em cruzeiros hidrográficos realizados durante o projeto, descritos e analisados previamente por Freitas (2003).

Serão analisados dados horários de nível do mar registrados por marégrafos instalados na

Tabela 2.1: Diferenças de nível médio registrado pelo marégrafo fundeado

fundeio	média (em metros)	%
1	161,13	98,71
2	164,79	100,95
3	162,65	99,64
4	164,34	100,68
média geral	163,23	100,00

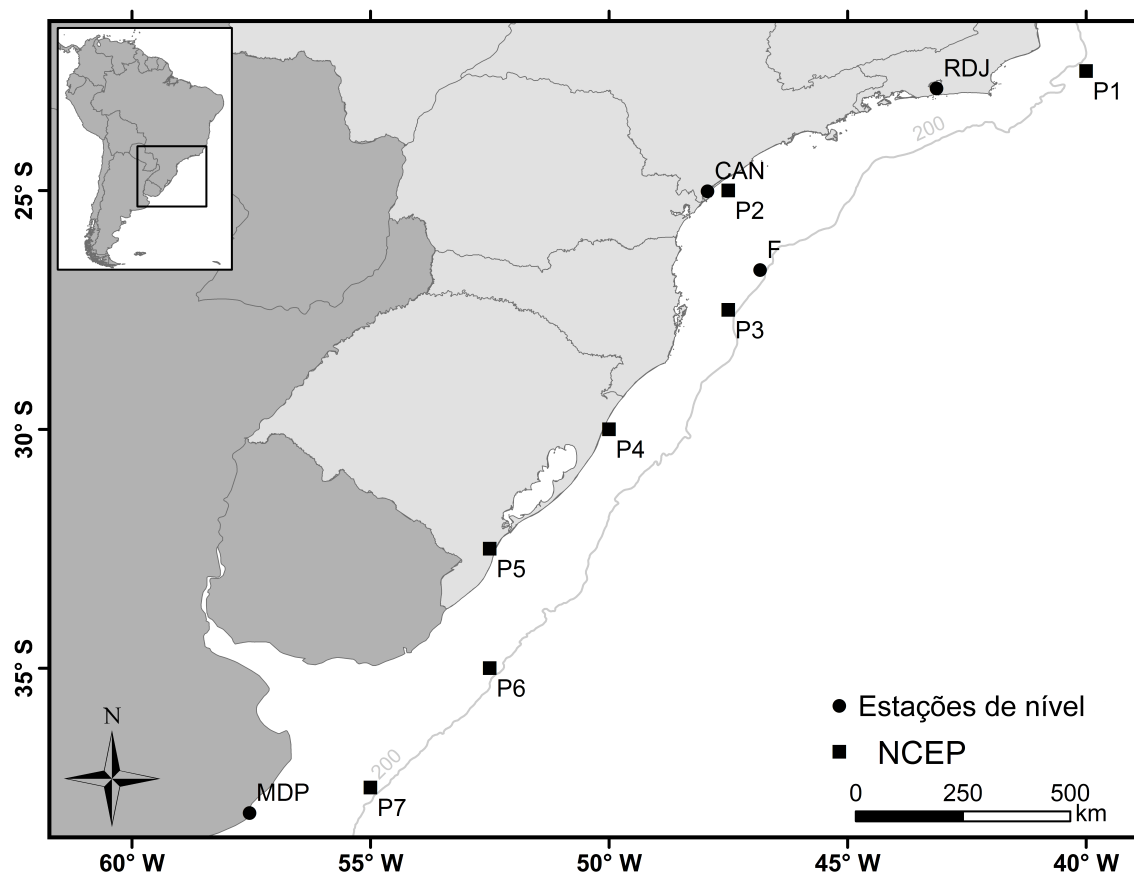


Figura 2.1: Localização das estações maregráficas (MDP - Mar del Plata, CAN - Cananéia, RDJ - Rio de Janeiro) e do fundo do LOCFIS (F). Os quadrados pretos indicam os pontos de grade da Reanálise do NCEP mais próximos, sobre o oceano, e foram identificados de P1 a P7, com P1 no extremo norte do domínio de estudo e P7, no extremo sul, próximo a Mar del Plata.

costa em Mar del Plata (MDP), Cananéia (CAN) e no Rio de Janeiro (RDJ). Os dados de Mar del Plata foram cedidos pelo Servicio de Hidrografia Naval da Argentina, enquanto os dados de Cananéia e do Rio de Janeiro estão disponíveis na página do *Joint Archive for Sea Level* (JASL - <http://uhslc.soest.hawaii.edu/uhslc/jasl.html>) mantido pela Universidade do Hawaii (EUA). Como o fundo do LOCFIS foi recuperado e lançado várias vezes, existe uma pequena diferença de nível decorrente da diferença entre as posições dos fundeios e, portanto, a média de nível não está indicada. As diferenças entre os quatro fundeios do LOCFIS são apresentadas na tabela 2.1. Observa-se que as diferenças são realmente pequenas (a maior diferença é de 3,2 metros entre o primeiro e o segundo fundeiro, aproximadamente 1,84% da média geral). Assim, a série de nível trabalhada foi composta por 4 segmentos (cada segmento representando um fundeiro diferente) que tiveram a respectiva média removida. Todas as séries (filtradas em 42 horas) podem ser observadas nas figuras 2.2 a 2.10.

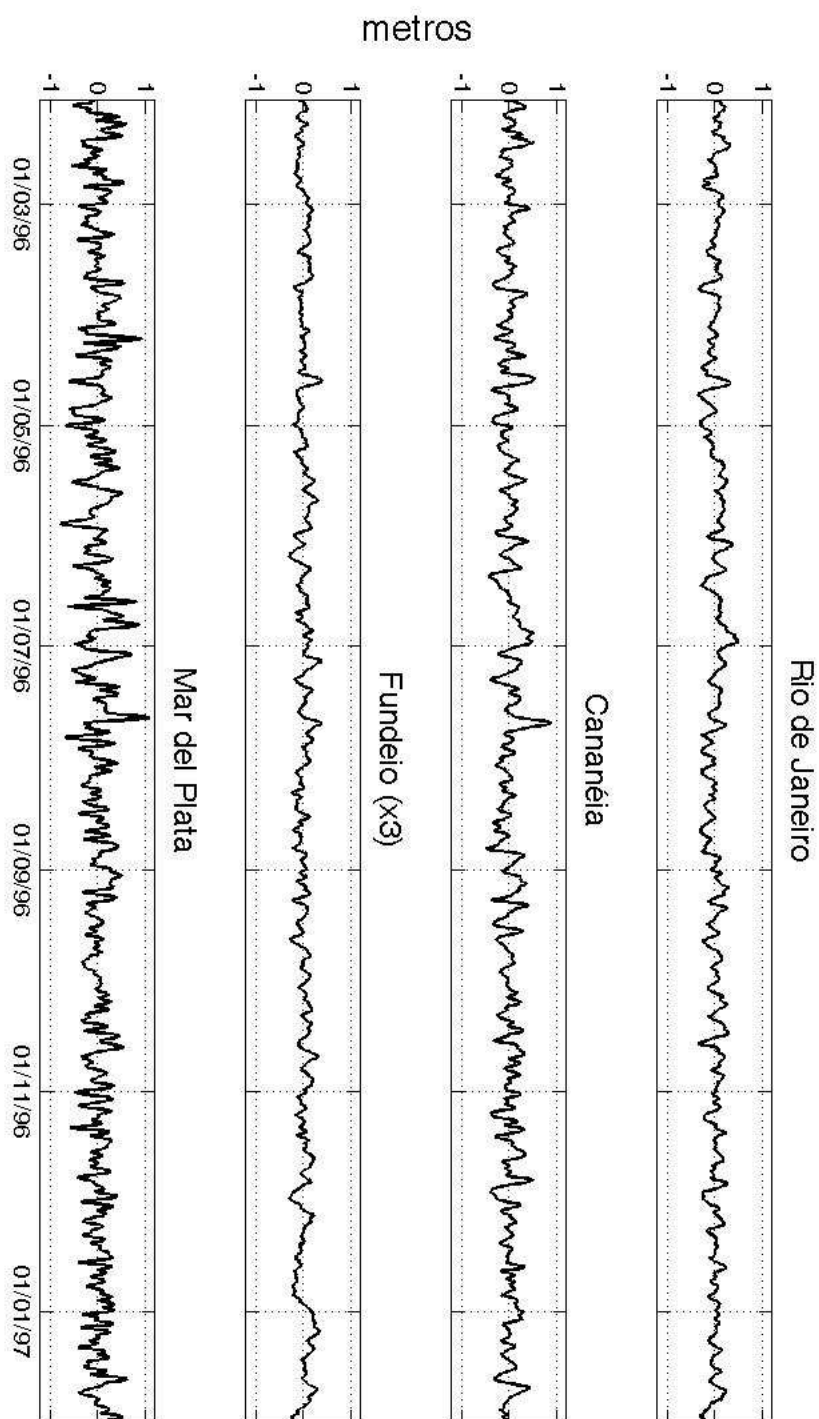


Figura 2.2: Séries de anomalias de nível do mar obtidas após remoção da média e do ciclo sazonal para o período entre 1 de fevereiro de 1996 a 31 de janeiro de 1997.

As correntes registradas pelos correntógrafos foram rotacionadas de acordo com a própria variabilidade apresentada pelos dados. O método utilizado para encontrar os eixos principais de variabilidade foi o de funções empíricas ortogonais (Preisendorfer, 1988) aplicada às componentes norte-sul (V) e leste-oeste (U). Neste método, os maiores autovalores representam a variância associada a cada um dos eixos (autovetores) de maior variabilidade. O ângulo de rotação dos eixos em relação ao eixo original pode ser obtido pela relação:

$$\theta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left[\frac{2S_{uv}}{S_u - S_v} \right] \quad (2.1)$$

onde S_u e S_v são as variâncias das componentes de velocidade originais no sentido leste-oeste e norte-sul, respectivamente, e S_{uv} é a covariância das mesmas componentes. O ângulo θ está definido entre $-\pi/2$ e $\pi/2$.

A 30m e 75m, a rotação calculada foi de aproximadamente 36° a partir do leste, em sentido anti-horário. A 130m, o ângulo de rotação foi de aproximadamente 12° , no mesmo sentido. As linhas batimétricas locais posicionam-se aproximadamente a 32°L (figura 1.6). O menor ângulo utilizado para a rotação dos dados registrados a 130m deve-se a melhor concordância entre correntes e linhas batimétricas nas proximidades do fundo.

Os dados de vento e pressão atmosférica média ao nível do mar com resolução temporal de 6 horas foram obtidos da Reanálise do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP). Estes dados já foram extensivamente utilizados para estudos de mesoescala atmosférica e devem representar bem a propagação de sistemas frontais, oferecendo grande vantagem diante da indisponibilidade de dados observados. Por exemplo, Zierden et al. (2000) compararam campos de pressão superficial e atividade frontogenética no Atlântico Norte derivadas de 3 fontes diferentes: a Reanálise do NCEP, o campo de ventos medidos pelo escaterômetro da NASA (NSCAT) e dados medidos *in-situ* e destacam que os dados de pressão média ao nível do mar da Reanálise são a representação mais precisa da pressão superficial sobre os oceanos. Além disso, Garreaud (2000) utilizou dados diários da Reanálise na descrição da estrutura média e a dinâmica de incursões de ar frio sobre os subtropicais da América do Sul em escala sinótica, encontrando periodicidades de uma a duas semanas. Estas incursões estão associadas à frentes frias que se propagam pela região, como mostra a figura 2.11. Para o período entre 1996 e 1999, Alford (2001) demonstrou a qualidade dos dados de vento da Reanálise comparando-os com dados de bóias do *NOAA Data Buoy Center* (NDBC) em vários locais e afirma que há coerência até frequências de 1,5cpd (utilizando a saída de 6h x 6h do NCEP).

Os dados da Reanálise do NCEP são classificados em 4 categorias, de A a D (Kalnay et al., 1996). Os dados do tipo A são os mais consistentes, uma vez que são fortemente influenciados pelas observações. Dados do tipo B apresentam alguma influência das observações, em menor grau que os do tipo A. Dados do tipo C são inteiramente gerados pelos modelos numéricos, sem a influência de dados observados, enquanto os dados do tipo D independem de observações ou dos modelos. Os dados diários de vento no nível de 995 hPa e pressão reduzida ao nível médio

do mar (da saída em coordenadas de pressão) são considerados todos do tipo A e disponíveis em grid regular de $2,5^\circ$ de latitude por $2,5^\circ$ de longitude. Os pontos de grid escolhidos para as análises foram os mais próximos das estações de nível, sobre o oceano (ver figura 2.1).

Além disso, as análises utilizaram a série de ventos na forma quadrática $v \cdot |v|$ e $u \cdot |u|$ para obter as características espectrais de uma série de tensão de cisalhamento e as componentes da série de vento quadrático serão identificadas apenas por componente norte-sul e leste-oeste. Nas proximidades do local de fundeio, como a linha de costa segue aproximadamente o sentido norte-sul, as componentes de vento também podem ser identificadas como paralela ou transversal à costa, sem qualquer artifício de rotação. Nos outros pontos de grade escolhidos, as séries de vento também não foram rotacionadas porque os dados do NCEP mostram que a propagação de sinal é mais nítida quando mantém-se as componentes em suas orientações originais (norte-sul e leste-oeste).

Com exceção dos dados do JASL e do NCEP, todos os outros apresentaram lacunas. Os dados provenientes dos fundeios apresentaram lacunas referentes ao período de recuperação e salvamento dos dados (3 lacunas, a mais longa de 31 horas ou 0,35% do comprimento total da série). Os dados de nível de Mar del Plata apresentaram uma única lacuna de 128 horas (aproximadamente 1,5% do comprimento total da série temporal). Estas lacunas foram preenchidas utilizando método de interpolação espectral descrito em Andersen (1974). As séries, reamostradas para a obtenção de intervalo amostral de 6 horas, foram filtradas por um filtro passa-baixa Lanczos-cosseno com frequência de corte em 42 horas para remover periodicidades associadas às marés.

Os dados de nível do mar foram ajustados para corrigir o efeito hidrostático imposto pelas variações de pressão atmosféricas em que o aumento de 1 mbar de pressão atmosférica induz a redução de 1 cm do nível registrado pelos marégrafos (Cutchin & Smith, 1973).

Como pré-tratamento dos dados para posterior análise de correlação cruzada e análises espectrais (autoespectro e coerência), as séries tiveram médias e ciclo sazonal removidos. Como o período total analisado neste trabalho é de 1 ano, o ciclo sazonal foi estimado como o harmônico fundamental (de período mais longo) da decomposição das séries temporais em séries de Fourier.

Após análise estatística preliminar, as séries foram filtradas utilizando um filtro Lanczos cosseno semelhante ao filtro *Lancz6* descrito em Thompson (1983) (figura 2.13). Os filtros passa-baixa aplicados tiveram frequência de corte em 42 e 276 horas (11,5 dias). A subtração de uma série filtrada em 11,5 dias da série filtrada em 42 horas funcionou como um filtro passa-banda que reteve periodicidades entre 42 e 276 horas (Evans, 1985).

As análises espectrais seguiram o método de Welch (1967). Foi aplicada uma janela do tipo Hamming sobre segmentos com $1/3$ do comprimento total das séries e sobreposição de 50%. Este procedimento resulta em uma estimativa de densidade espectral média, calculada a partir das estimativas de 5 segmentos. Como resultado, perde-se resolução espectral, mas a confiabilidade da existência das concentrações de energia é maior. Todas as estimativas de densidade espectral foram apresentadas na forma que preserva a variância (no caso, a variância

média de cada frequência), de forma que a área sob a curva espectral é proporcional à variância da faixa de frequências. A coerência espectral entre duas séries temporais foi definida como:

$$C_{xy} = \frac{|P_{xy}|^2}{(P_{xx}P_{yy})} \quad (2.2)$$

onde P_{xy} é o espectro cruzado entre x e y , P_{xx} é o espectro de x e P_{yy} é o espectro de y .

O espectro cruzado entre dois sinais é definido por:

$$P_{xy} = \frac{A_x(f)A_y(f)}{T} [e^{i[\phi_x(f)-\phi_y(f)]}] \quad (2.3)$$

onde $A_x(f)$ e $A_y(f)$ representam as amplitudes das componentes espectrais referentes a cada frequência f e $\phi_x(f)$ e $\phi_y(f)$ representam as fases de cada componente. A diferença $\phi_y(f) - \phi_x(f)$ é a defasagem entre as estimativas de densidade espectral centrada na frequência f e está definida entre $-\pi$ e $+\pi$, com ângulos positivos indicando que P_{yy} precede P_{xx} .

De acordo com Emery & Thompson (1998), o número de graus de liberdade equivalentes (EDOF) com a utilização da janela tipo Hamming nas análises espectrais é:

$$EDOF = 2,5164\left(\frac{N}{M}\right) \quad (2.4)$$

onde N é o comprimento da série analisada e M é metade do comprimento da janela aplicada.

Como o comprimento total das séries analisadas é de 1464 dados, o janelamento aplicado tem comprimento de 488 e o EDOF das análises é igual a 15,1. Esse número será utilizado para o cálculo dos intervalos e limites de confiança das análises espectrais, também de acordo com Emery & Thompson (1998).

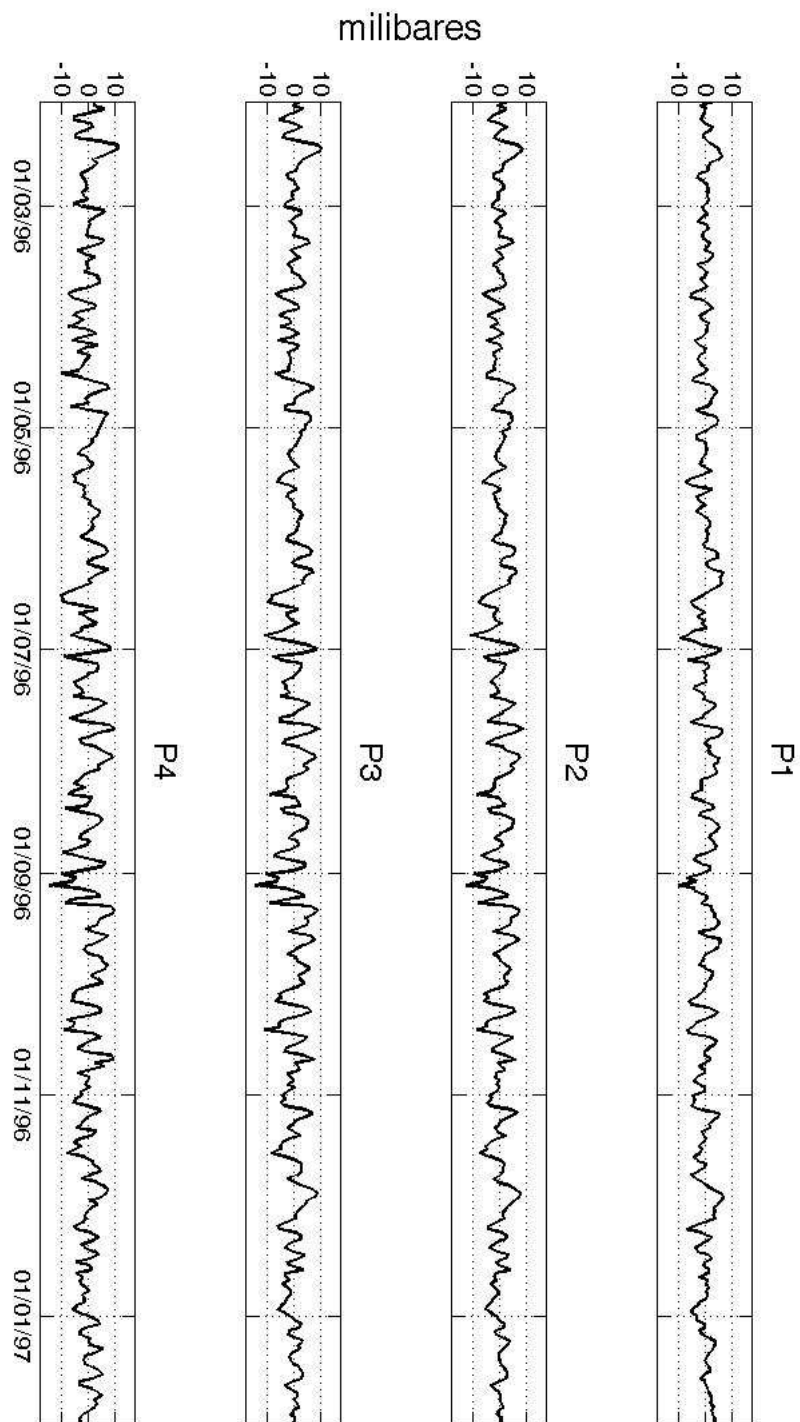


Figura 2.3: Séries de anomalias de pressão atmosférica média ao nível do mar obtidas da Reanálise do NCEP para os pontos de grade P1 a P4 indicados na figura 2.1. Todas as séries também tiveram média e ciclo sazonal removidos.

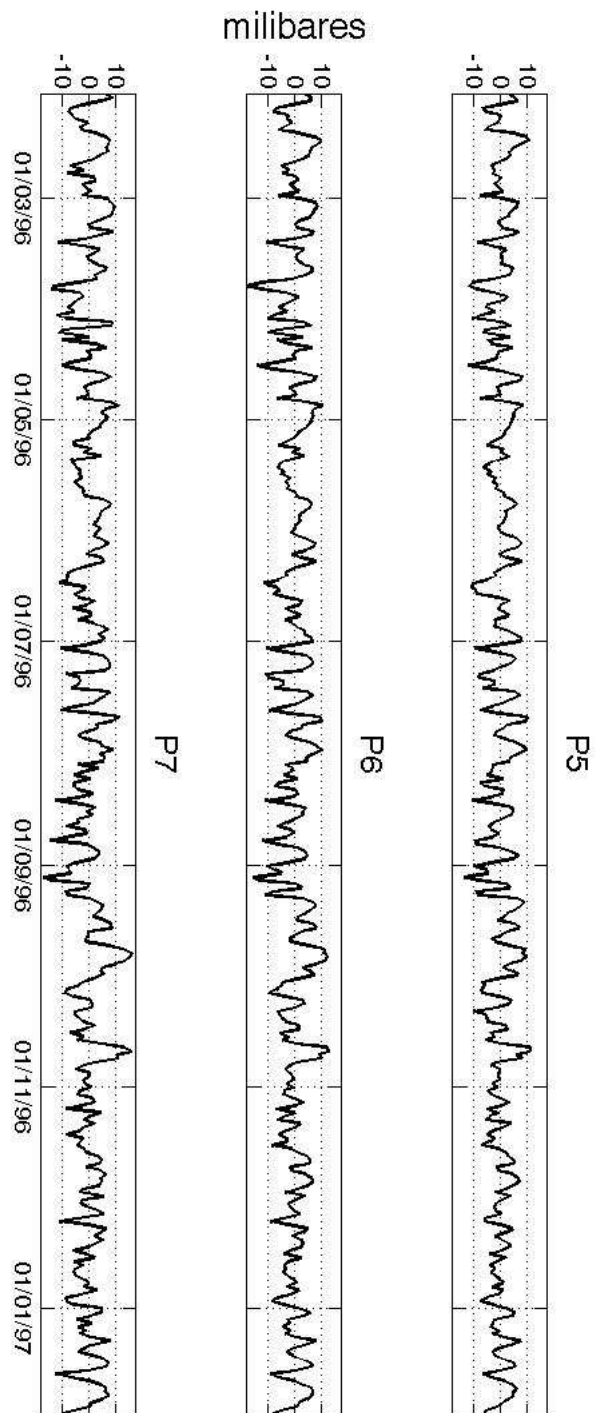


Figura 2.4: Continuação: Séries de anomalias de pressão atmosférica média ao nível mar obtidas da Reanálise do NCEP para os pontos de grade P5 a P7.

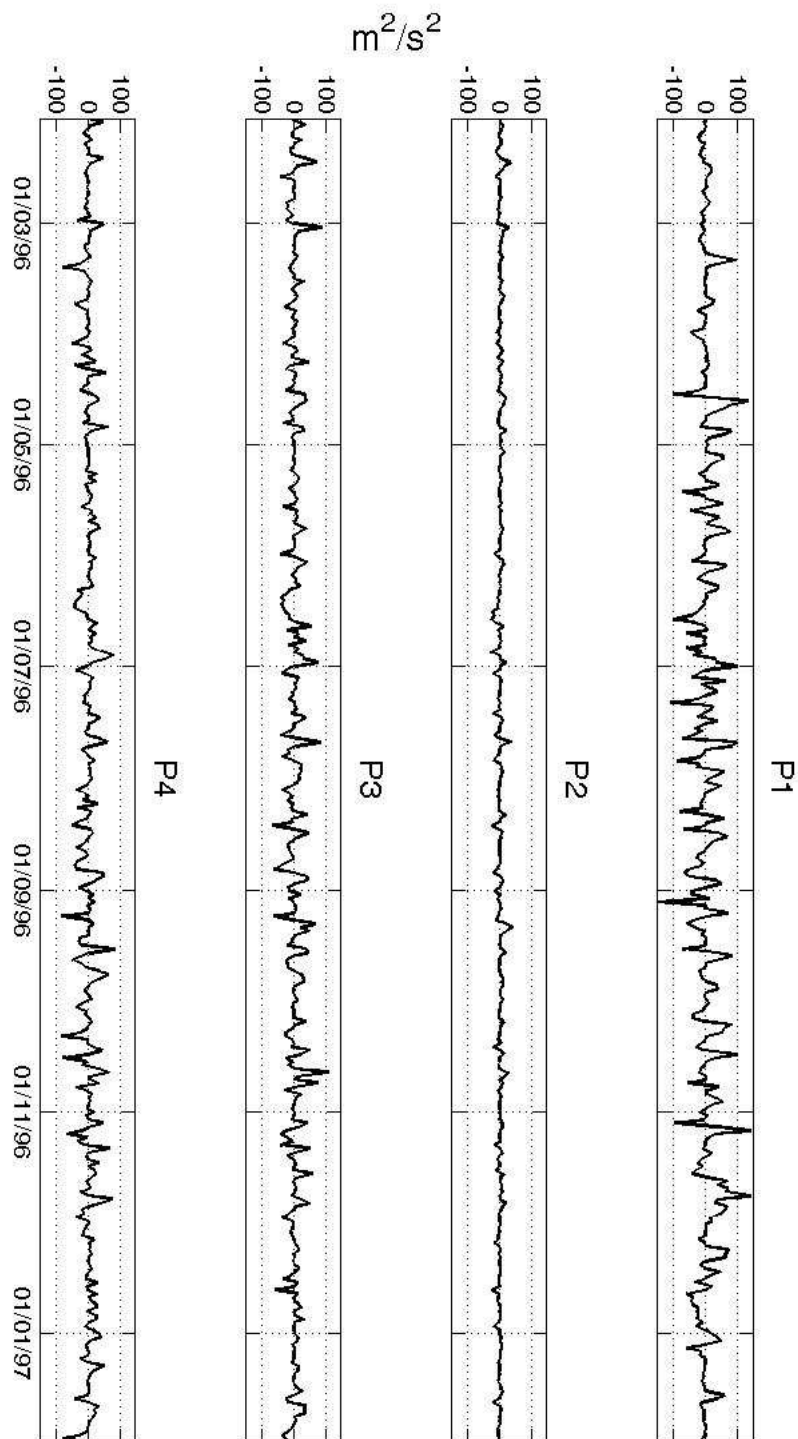


Figura 2.5: Séries de anomalia de vento quadrático $v \cdot |v|$, componente norte-sul (V), também obtidas da Reanálise do NCEP para os pontos de grade P1 a P4. Todas as séries também tiveram média e ciclo sazonal removidos.

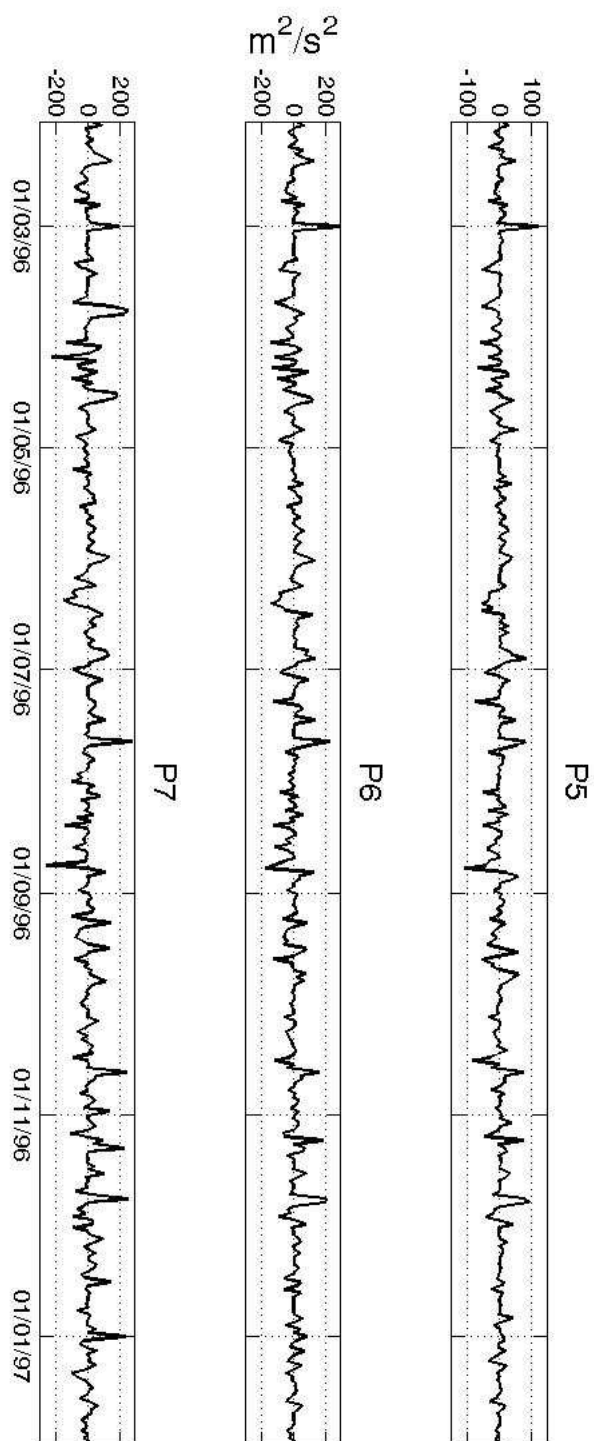


Figura 2.6: Continuação: Séries de anomalias de vento quadrático, componente norte-sul (V), para os pontos de grade P5 a P7.

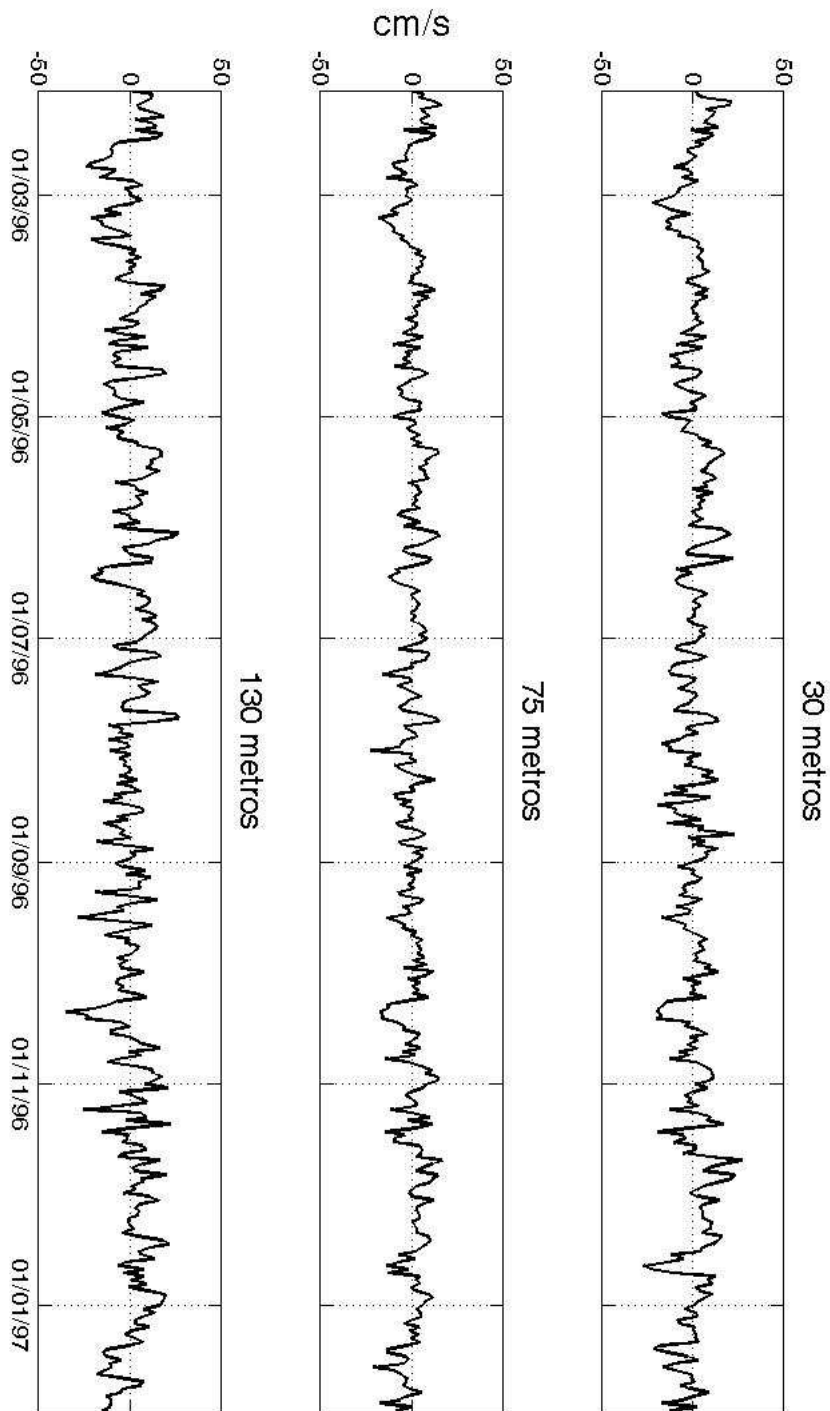


Figura 2.7: Séries de anomalias de corrente, componente transversal (U), registradas pelos correntógrafos fundeados a 30 m, 75 m e 130 m. Todas as séries também tiveram média e ciclo sazonal removidos.

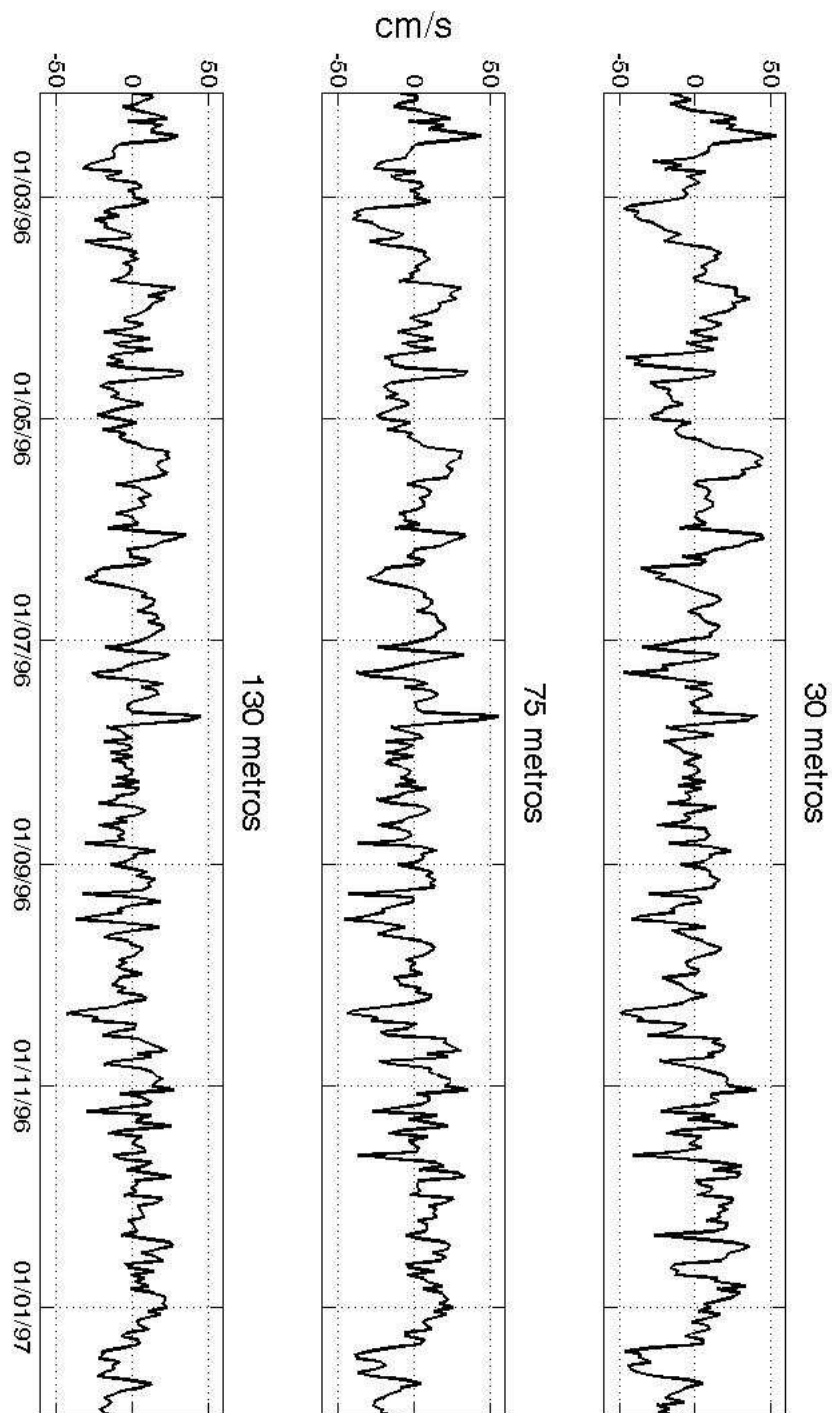


Figura 2.8: Séries de anomalias de corrente, componente paralela (V), registradas pelos correntógrafos fundeados a 30 m, 75 m e 130 m. Todas as séries também tiveram média e ciclo sazonal removidos.

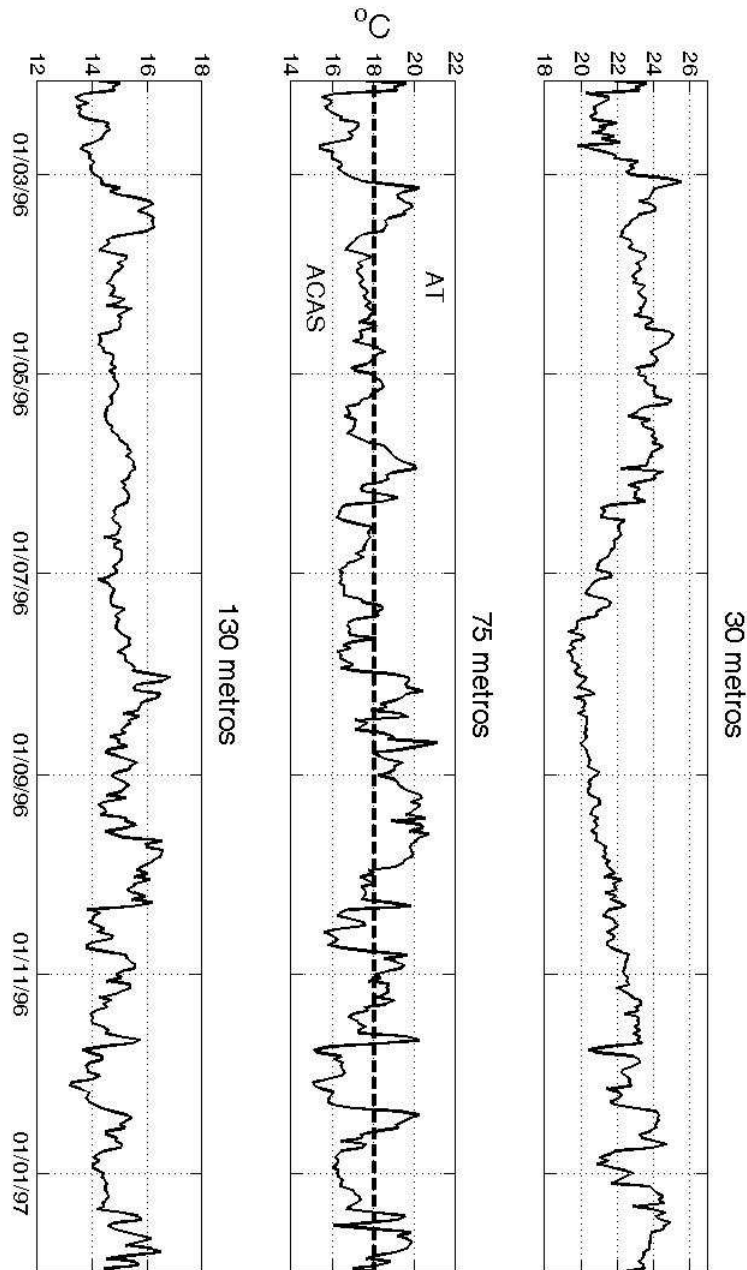


Figura 2.9: Séries de temperatura da água do mar a 30 m, 75 m e 130 m, sem remoção prévia de média ou ciclo sazonal para permitir a visualização dos valores associados às diferentes massas de água. O primeiro e o último painel não apresentam linha pontilhada pois os valores observados caracterizam uma única massa de água (AT para o painel superior e ACAS para o inferior).

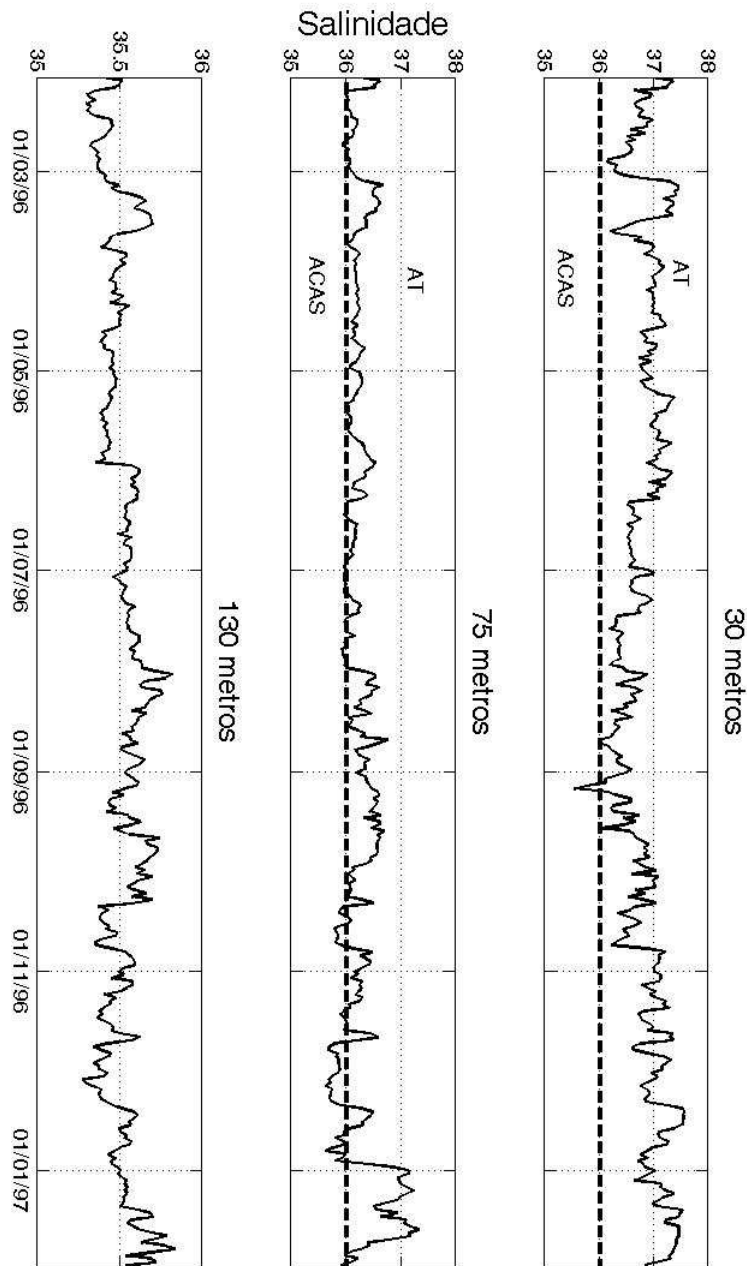


Figura 2.10: Séries de salinidade a 30 m, 75 m e 130 m, apresentadas sem remoção prévia de média ou ciclo anual para permitir a visualização dos valores associados à massas de água. Note que as escalas são diferentes. Apesar do correntógrafo a 30 m apresentar salinidade associada à ACAS uma única vez em setembro, isso pode ser resultado de mistura, em superfície, com águas de plataforma durante a primavera.

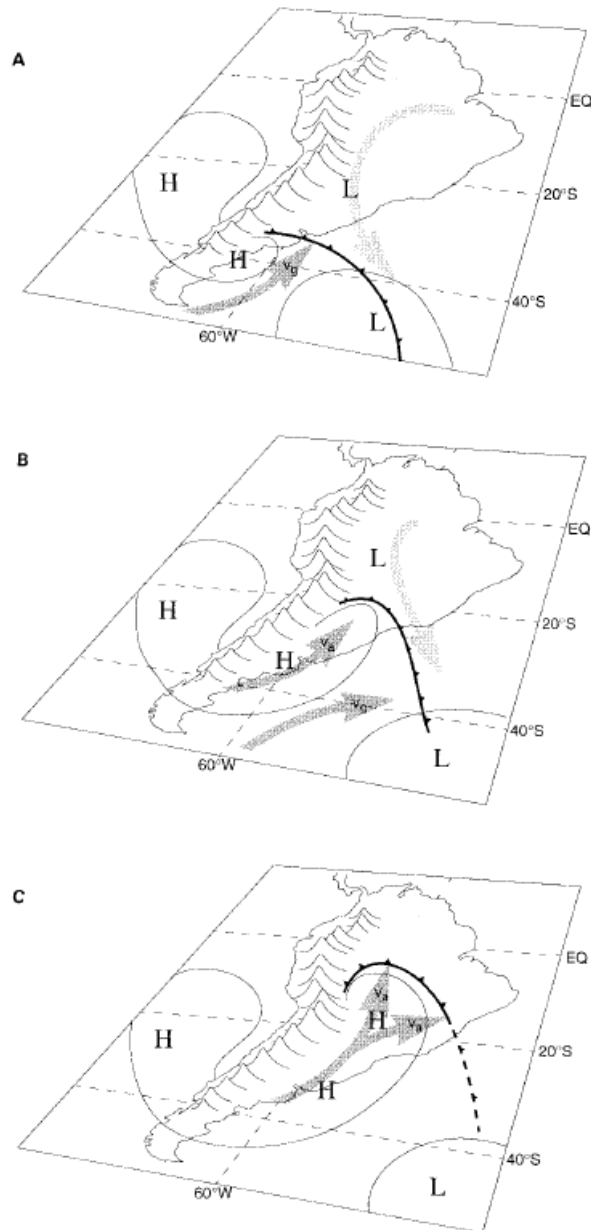


Figura 2.11: Representação esquemática da incursão de ar frio sobre a América do Sul. A (dia -1), B (dia 0) e C (dia +1) correspondem a 3 estágios de evolução da incursão em 3 dias consecutivos. H indica centros de alta pressão e L, de baixa. A frente fria é representada da maneira usual. As setas sombreadas representam os ventos em superfície. Importante notar que a frente, que está próxima à desembocadura do Rio da Prata no dia -1, chega quase ao Rio de Janeiro no dia 0. (De Garreaud (2000)).

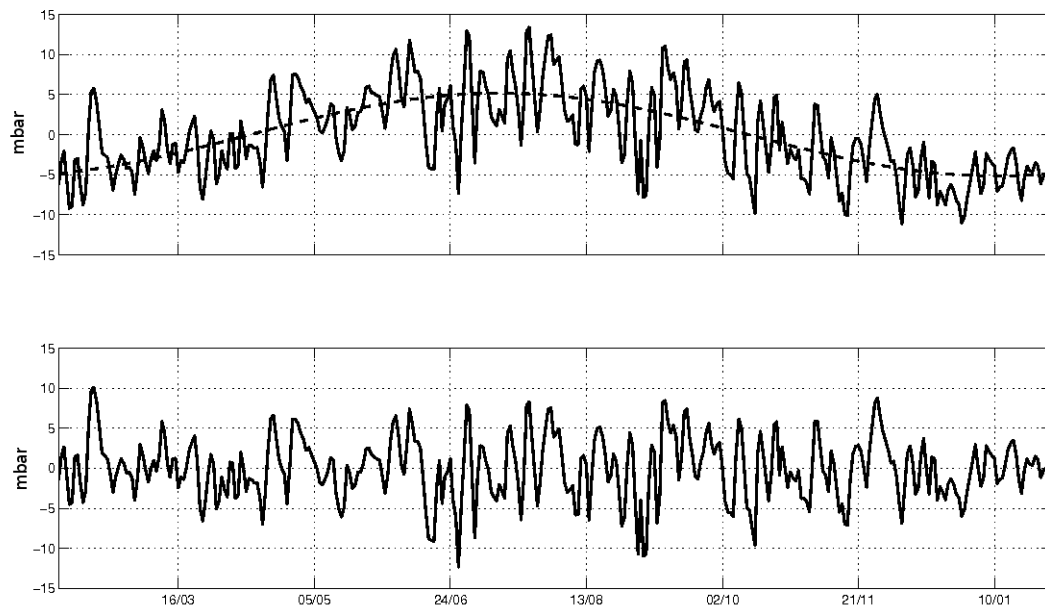


Figura 2.12: Exemplo de remoção do ciclo sazonal estimado por análise harmônica. O painel superior apresenta a série de anomalias pressão atmosférica ao nível do mar (médias diárias) da Reanálise para o ponto próximo ao local de fundeio (F) e o ciclo estimado. O painel inferior apresenta o resultado da subtração do ciclo anual.

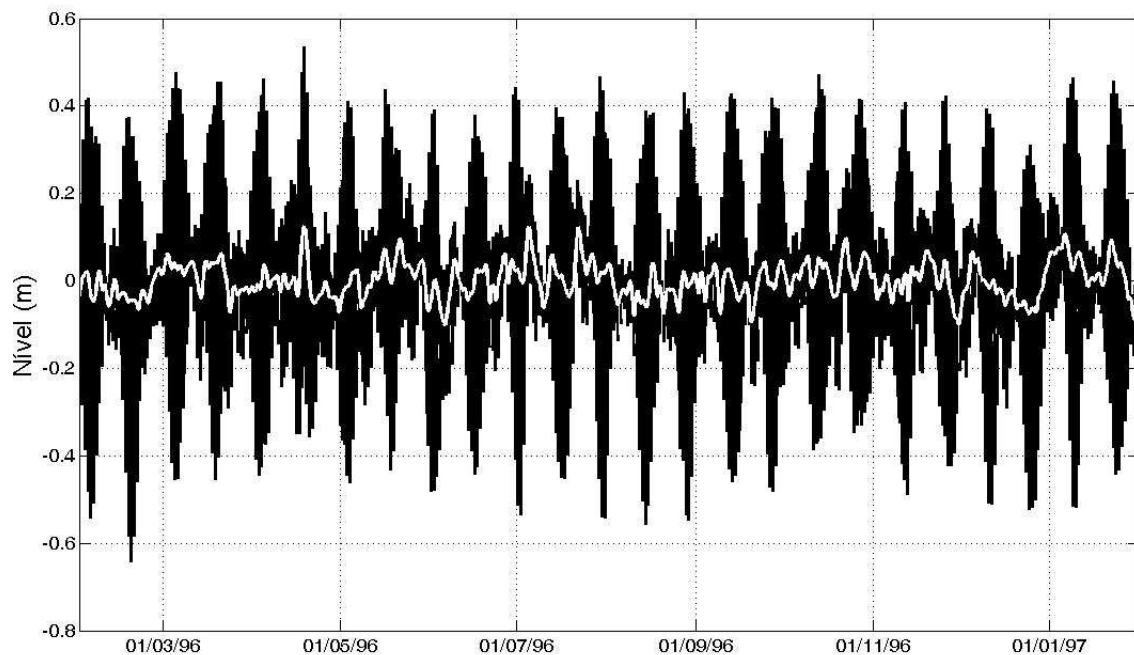


Figura 2.13: Exemplo de aplicação do filtro com frequência de corte em 42 horas sobre a série de nível registrada pelo marégrafo fundeado. A linha branca é a série filtrada.

Capítulo 3

Resultados e Discussão

3.1 Períodos característicos da variabilidade: nível x vento

Para estabelecer as periodicidades características presentes nos dados do fundeio do LOCFIS, as primeiras análises foram direcionadas à associação entre a variabilidade de nível e vento. Essa investigação permitiu detectar as faixas de frequência em que o vento é importante para a geração de anomalias de nível de larga escala sobre a plataforma continental. Além disso, outras periodicidades estão presentes no conjunto de dados e serão tratadas posteriormente.

As características estatísticas dos dados de nível estão listados nas tabelas 3.1 e 3.2. O ajuste barométrico alterou em menos de 2% a variância das séries originais (tabela 3.2), o que indica que o nível, ao longo da costa sudeste da América do Sul, não se comporta isostaticamente. A aplicação do filtro passa-baixa com frequência de corte em 42 horas removeu 66,3% da variância da série de nível original registrada pelo marégrafo fundeado e revela que a variabilidade de nível no local do fundeio é fortemente influenciada pela banda de frequência associada às marés. Casares Pinto (1998) em análise de dados do mesmo fundeio, encontrou alta energia concentrada nessa banda e caracterizou o regime de marés no local como misto com predominância semi-diurna.

As séries filtradas de nível e vento local quadrático paralelo à costa próximo ao local de

Tabela 3.1: Comparação estatística entre os dados de nível (medidos em metros) registrados pelas estação maregráficas costeiras de Mar del Plata (MDP), Cananéia (CAN) e Rio de Janeiro (RDJ) e pelo marégrafo fundeado (fundeio). Os valores máximo e mínimo da série registrada no local de fundeio são anomalias de nível em relação à média de 163,23.

série	média	desvio	máximo	mínimo
MDP	1,1086	0,4177	2,88	-0,11
fundeio	163,23	0,2214	0,5357	-0,56
CAN	1,7095	0,4298	2,88	0,59
RDJ	2,2721	0,3492	3,23	1,23

Tabela 3.2: Comparação entre as variâncias das séries originais, barometricamente ajustadas e filtradas em 42 horas

série	variância	var. da série ajustada	%	var. da série filtrada em 42 h	%
MDP	0,1745	0,1713	98,17	0,0666	38,19
fundeio	0,0490	0,0498	101,6	0,0016	33,7
CAN	0,1848	0,1869	101,1	0,0380	20,57
RDJ	0,1219	0,1242	101,8	0,0247	20,27

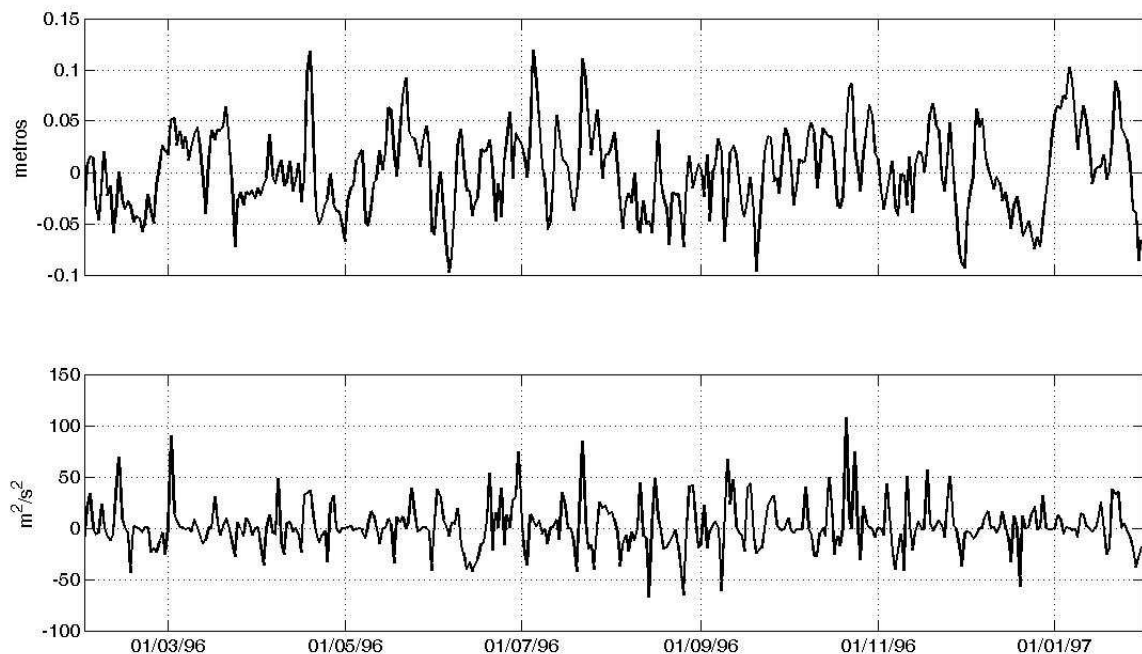


Figura 3.1: Séries filtradas de nível registrado pelo marégrafo do fundeio e vento quadrático norte-sul à costa no ponto P3, obtido da Reanálise do NCEP.

fundeio podem ser observadas na figura 3.1. A melhor correlação cruzada entre elas é de 0,42 com o nível atrasado entre 12 e 18 horas em relação a esta componente do vento (figura 3.2). O tempo de decorrelação entre vento paralelo e nível é de 50 horas. A figura 3.2 ainda mostra os cálculos de correlação cruzada entre o nível e as séries da componente norte-sul do vento nos pontos de grade ao sul do local de fundeio. A correlação aumenta ligeiramente (0,44) quando a referência é a série do ponto P6 (defasagem de 36 horas). Apesar de pequeno, esse aumento de correlação entre nível e ventos que ocorreram antes e ao sul concorda com os resultados de CL95, que encontraram esse tipo de relação para oscilações de nível na costa sudeste do Brasil, na banda de 6-7 dias e 9-12 dias. Quando a correlação é calculada entre o vento local transversal à costa e o nível, o maior valor é de 0,30 e a defasagem aumenta, com o nível atrasado aproximadamente 30 horas. O tempo de decorrelação entre vento transversal e nível é de mais de 70 horas. Os baixos valores de correlação sugerem que o nível da plataforma externa

de Santa Catarina responde à ação do vento local, porém também sofre a influência de outras forçantes.

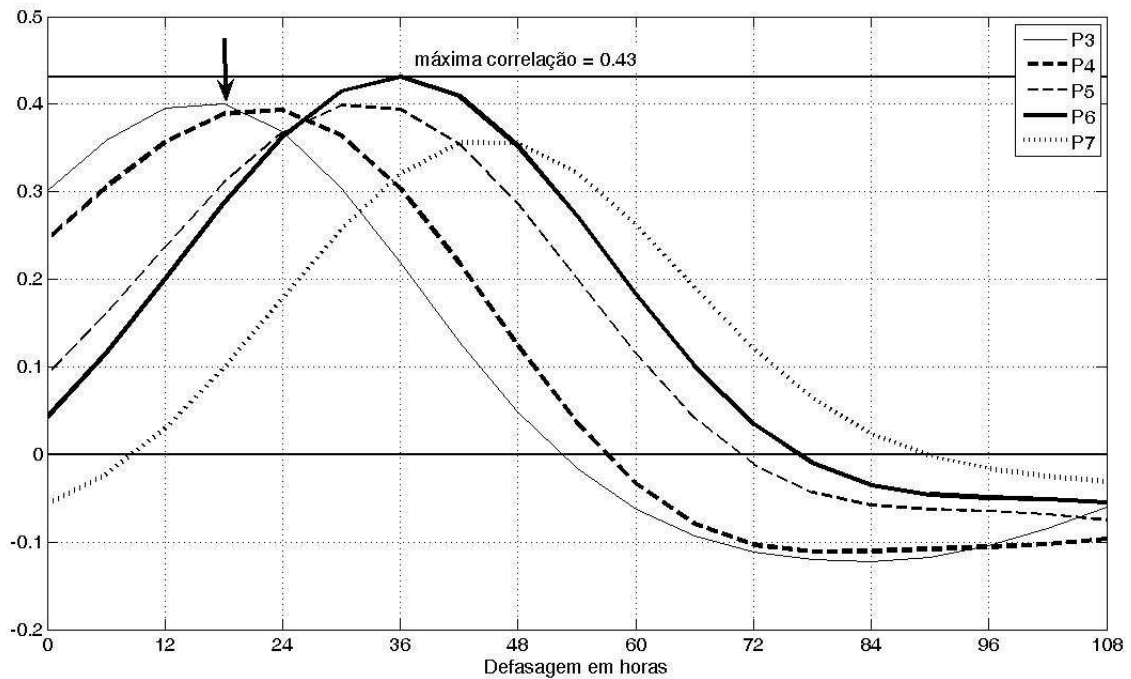


Figura 3.2: Correlação entre nível registrado no local de fundeio e vento quadrático norte-sul entre P3 e P7. A seta indica a máxima correlação obtida entre o nível do fundeio e o vento norte-sul do ponto P3 (0,4 em 18 horas). A correlação é normalizada e varia de zero a 1.

A estimativa de densidade espectral da série de nível (figura 3.5) apontou várias bandas de concentração de energia. Os picos de maior amplitude estão centrados em 3,5, 4,5, 5,5, 7-8,5 e 22 dias. Duas dessas bandas de frequência estão próximas aos picos encontrados por CL95, 4-4,4 dias, 6-7 dias, enquanto a concentração de energia em 9-12 dias é bem menor e quase insignificante. Respostas do nível à ação do vento em bandas correspondentes a períodos entre 2 e 10 dias também foram observadas em outras plataformas continentais (Beardsley & Winant (1979), Lee et al. (1984) e Lee et al. (1989)). Em Lee et al. (1989), a variabilidade ao largo da costa da Carolina do Sul (EUA) apresentou picos de energia de maior amplitude em 4 e 7 dias, mesmo na plataforma externa, onde a influência da CG torna-se relativamente mais importante. Analogamente, mesmo que a influência da CB seja importante na determinação da circulação da plataforma externa de Santa Catarina, parte da variabilidade provavelmente ainda deve estar associada ao vento.

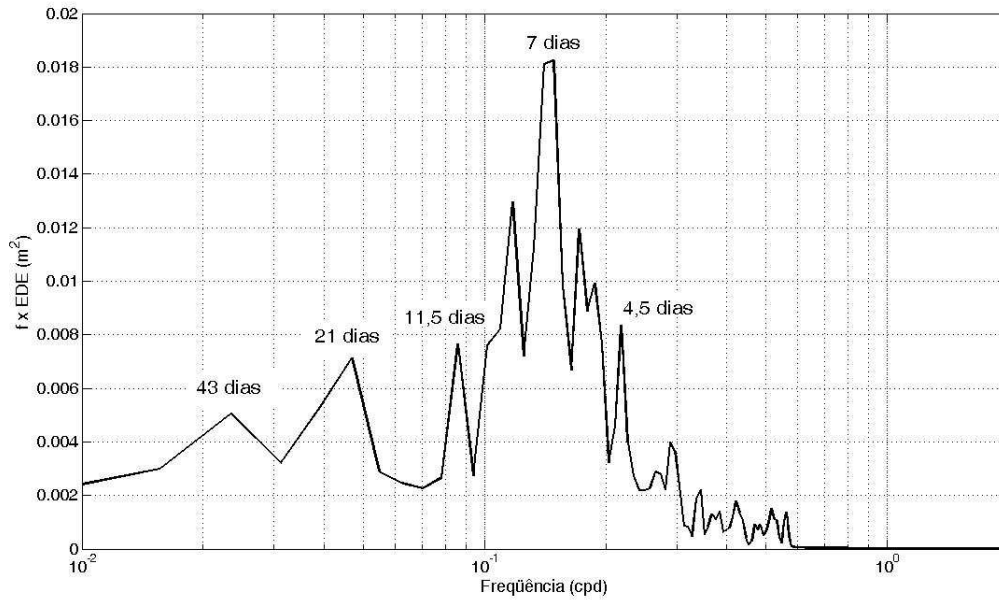


Figura 3.3: Estimativa de densidade espectral da série de nível medida no Rio de Janeiro.

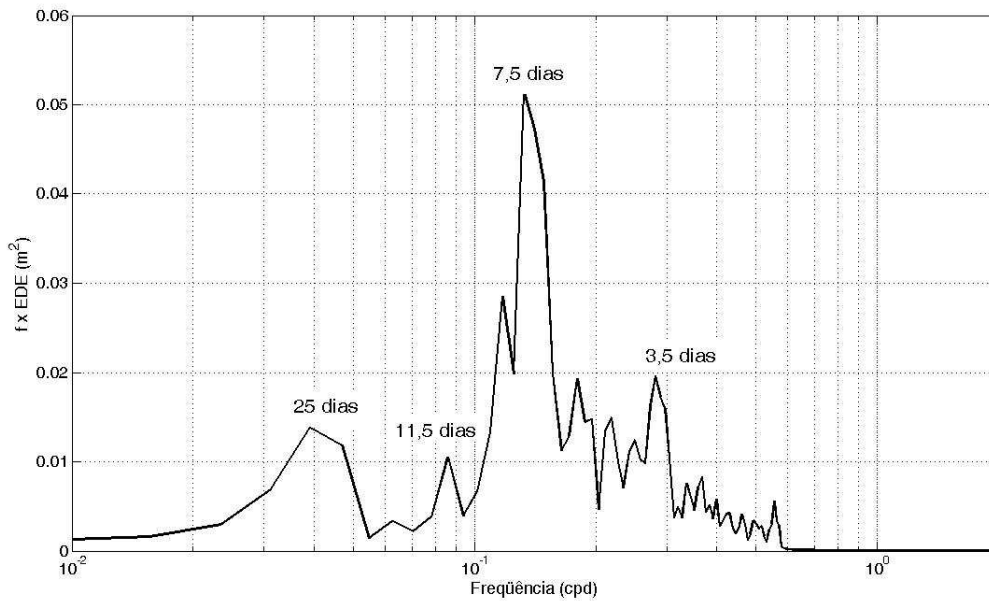


Figura 3.4: Estimativa de densidade espectral da série de nível medida em Cananéia.

Entre as componentes de vento, a melhor correlação cruzada (0,49) aponta que a componente transversal à costa precede a paralela em 12 horas. O tempo de decorrelação é de aproximadamente 60 horas. Nas análises de coerência espectral (figura 3.7), algumas bandas de freqüência apresentam-se altamente coerentes: 2-4 e 6 dias ($> 0,90$) e 6,5-9,5 dias ($> 0,80$). As bandas de 11,5 dias ($\simeq 0,85$), 25 dias ($\simeq 0,35$) e 42 dias ($\simeq 0,60$) também apresentam coerências significantes (o nível de significância das análises de coerência é de 0,28). Os cálculos de defasagem espectral indicaram que, em todas as bandas de coerência acima de 0,60, a variabilidade

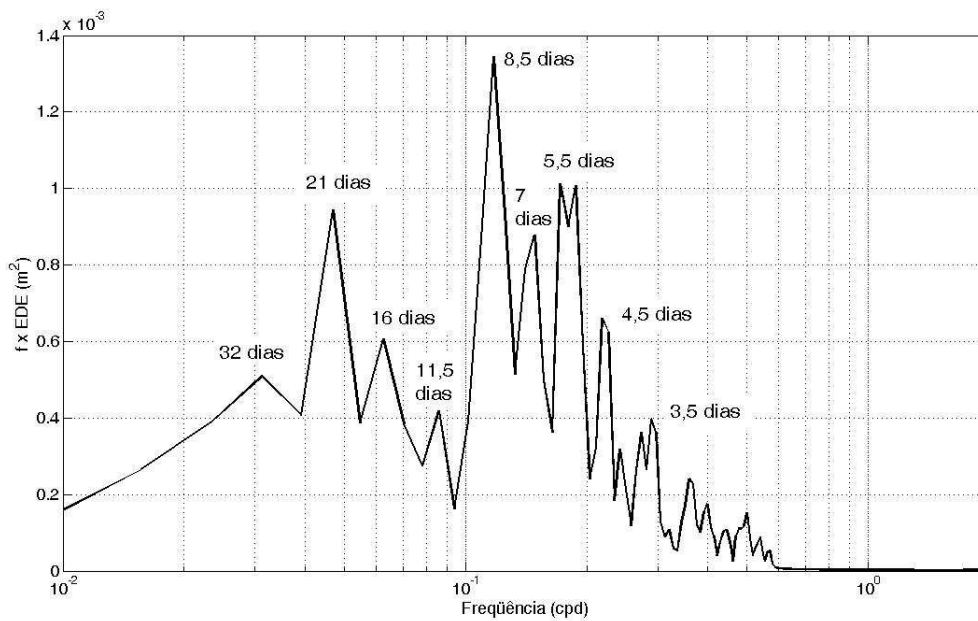


Figura 3.5: Estimativa de densidade espectral da série de nível medida no local de fundeio.

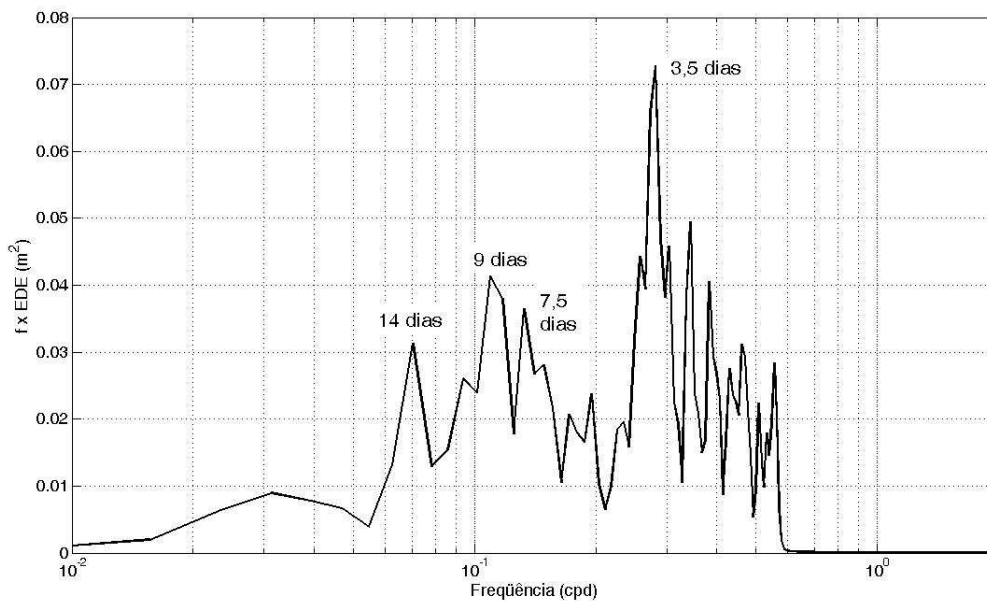


Figura 3.6: Estimativa de densidade espectral da série de nível medida em Mar del Plata.

ocorre antes na componente transversal que na componente paralela do vento local. Na banda de 2-4 dias a defasagem varia entre 10° e 55° (entre 0 e 20 horas) e na banda de 6,5-9,5 dias, a defasagem varia entre 30 horas (em 6 dias) e 4 dias (em 9,5 dias). Em 11,5 dias, os espectros estão aproximadamente em fase. Em 25 dias, a defasagem fica em torno de 7 dias e em 42 dias, a defasagem atinge quase 18 dias.

A estimativa de densidade espectral do vento local paralelo à costa (figura 3.10) tem energia distribuída entre 2,5 e 7 dias, com pico de maior amplitude centrado em 6,5 dias. Em mais

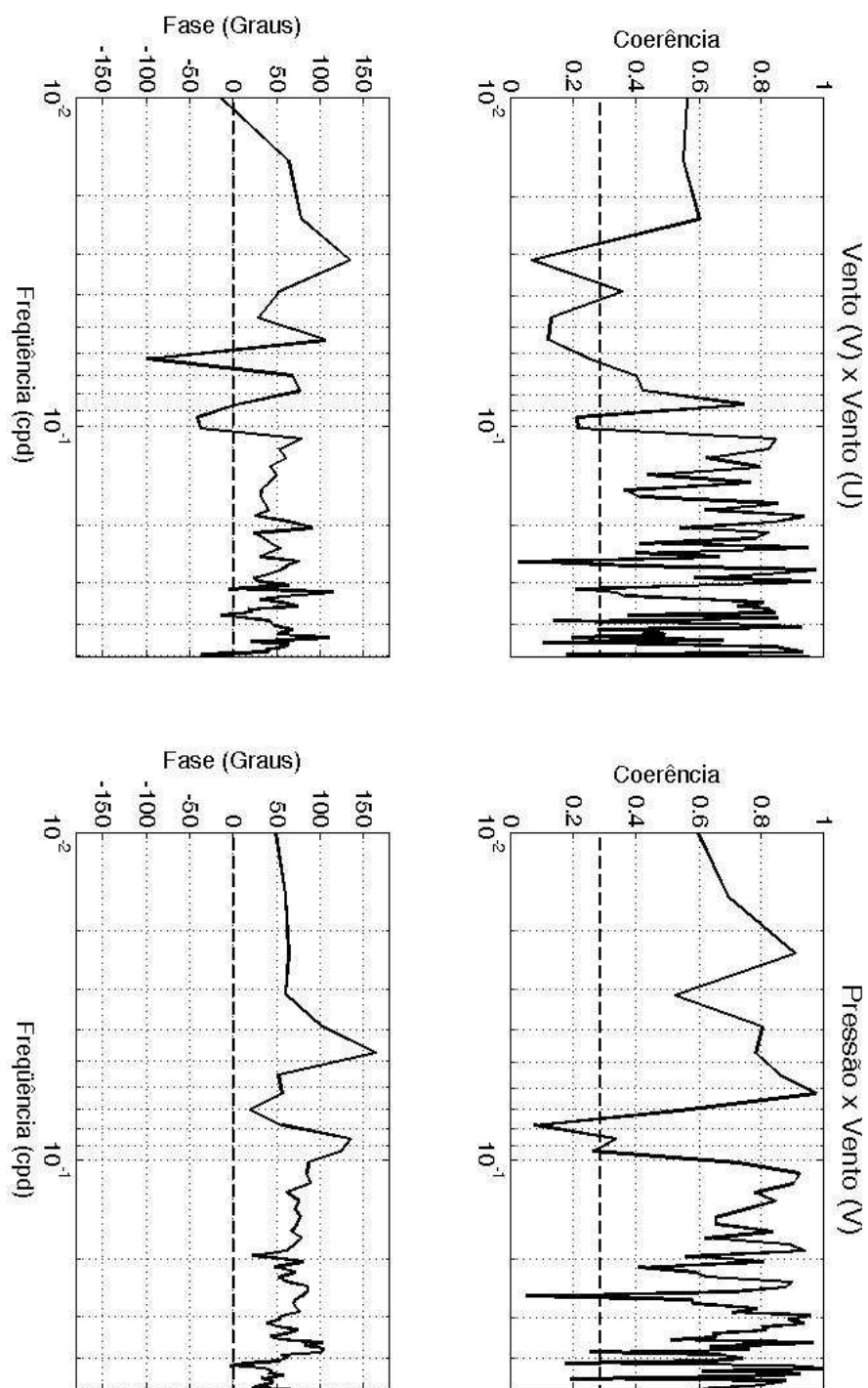


Figura 3.7: Coerência e fase entre as estimativas de densidade espectral das variáveis atmosféricas.

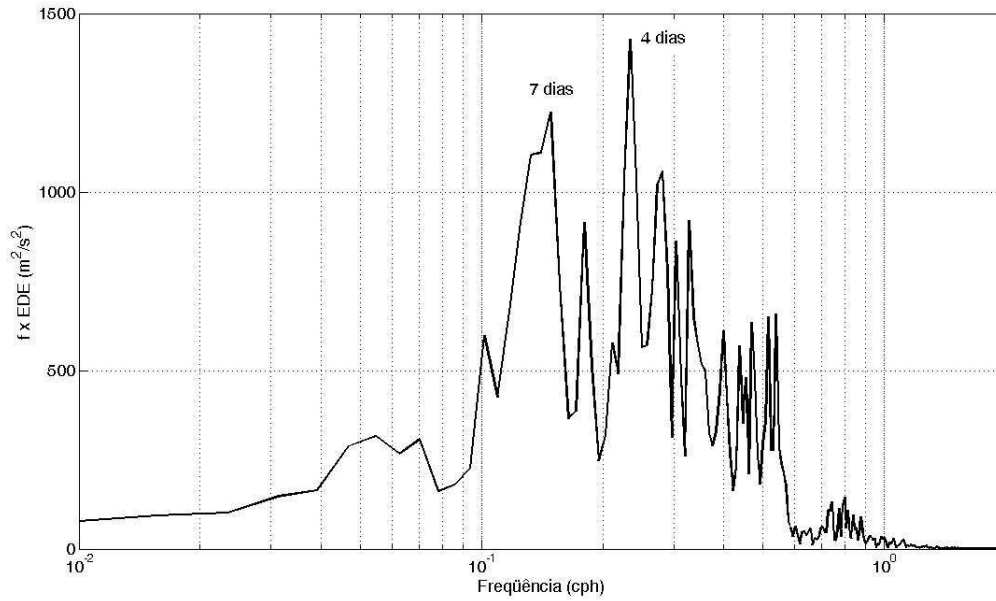


Figura 3.8: Estimativa de densidade espectral da série de nível medida no Rio de Janeiro.

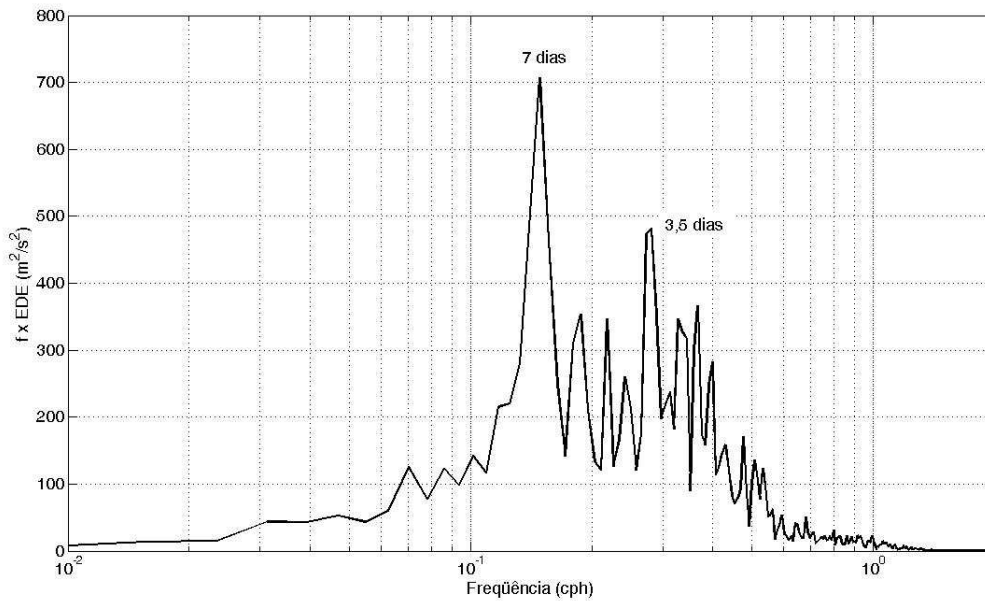


Figura 3.9: Estimativa de densidade espectral da série de nível medida em Cananéia.

baixas frequências, a energia cai rapidamente e os picos tornam-se pouco significantes. A componente paralela à costa do vento possui maior amplitude em todo o espectro e sua influência sobre a variabilidade do conjunto de dados, na banda de frequência subinercial, deve ser mais importante (Mitchum & Clarke, 1986). As bandas de frequência significativamente coerentes entre as componentes de vento também apresentaram alta coerência quando foram comparados os espectros de pressão atmosférica e vento local paralela à costa, com o vento sempre precedendo a pressão (figura 3.7).

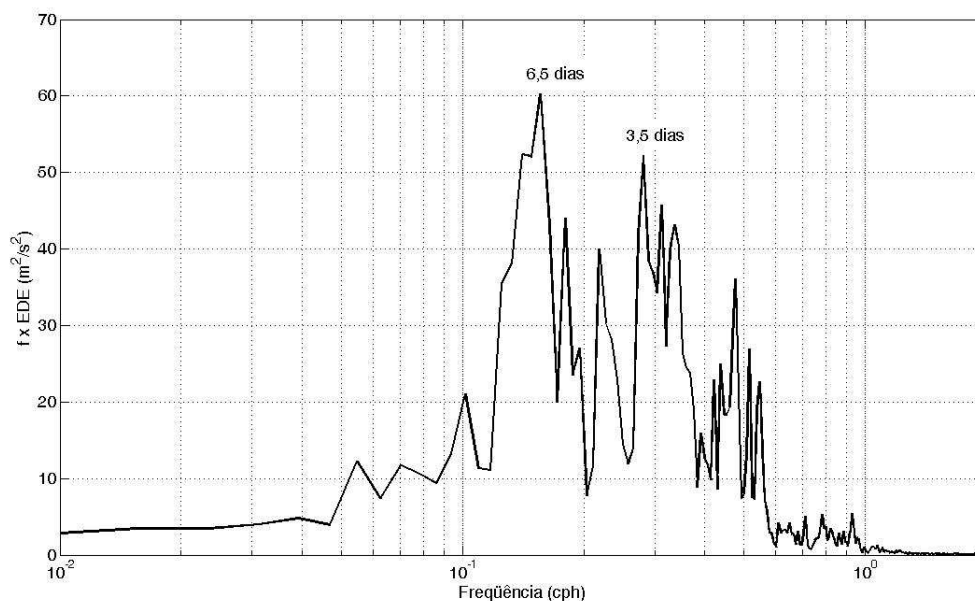


Figura 3.10: Estimativa de densidade espectral da série de nível medida no local de fundeio.

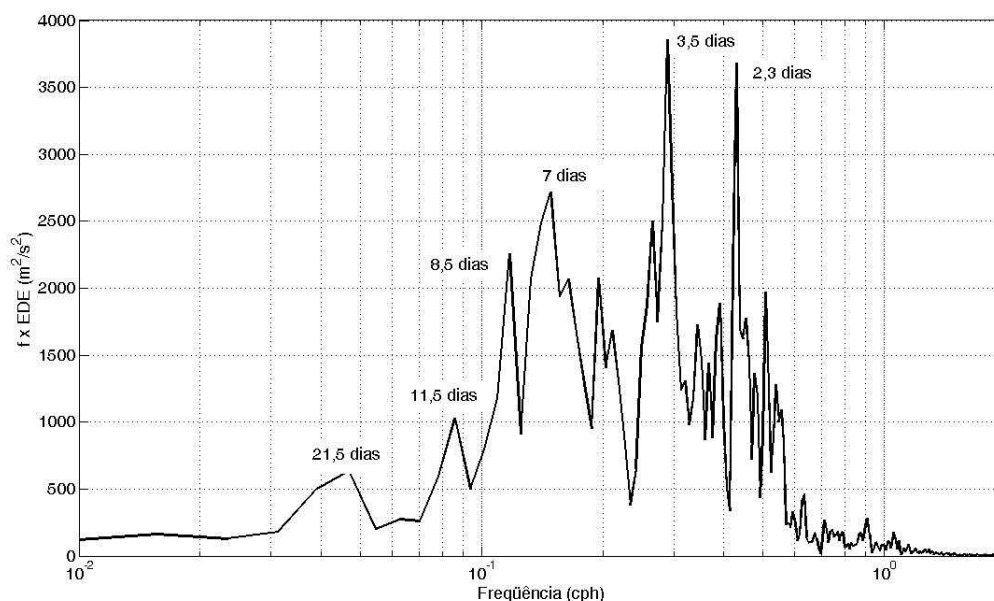


Figura 3.11: Estimativa de densidade espectral da série de nível medida em Mar del Plata.

A coerência espectral entre nível e vento local paralelo à costa revela bandas altamente coerentes em 3-4 dias ($\simeq 0,90$), 5,5 dias ($< 0,80$), 8 dias ($\simeq 0,90$). Duas outras bandas de mais baixa frequência chamam a atenção por apresentarem valores significativamente coerentes (maiores que 0,70). A primeira é centrada em 0,055 cpd (18 dias), com coerência aproximadamente 0,85. A segunda é centrada em 0,024 cpd (42 dias), com coerência de 0,70. A banda centrada em 0,083 cpd (12 dias) apresenta coerência de 0,39, ainda acima do nível de significância de 99% (0,28). As defasagens calculadas mostram que o espectro do vento precede o espectro de

nível em bandas de alta coerência, mas existem duas exceções. Na banda de 8 dias, o nível precede o vento local em -14° (15 horas) e na banda de 42 dias, o nível precede o vento local paralelo à costa em -23° (5 dias). Este resultado sugere que, na faixa de frequências próximas aos 8 dias, o vento local perde importância e outras forçantes entram em ação.

Uma comparação entre as estimativas de densidade espectral da série de nível e do vento paralelo à costa (figuras 3.3 a 3.6 e 3.8 a 3.11) permite observar que essas estimativas apresentam vários picos de energia na faixa entre 2 e 10 dias. No espectro da série de nível, a energia tende a se concentrar em frequências menores em relação aos picos encontrados no espectro de vento. A mesma relação entre vento e altura dinâmica foi observada por Garzoli & Simionato (1990) para a banda de 2 a 10 dias na região da Confluência Brasil-Malvinas. As autoras afirmaram que esse tipo de resultado é esperado porque a relação entre a função forçante e a resposta oceânica é inversamente proporcional à frequência, o que significa que mesmo que a ação do vento fosse constantemente localizada em determinadas faixas de frequência, o espectro da resposta dos oceanos seria mais energético em frequências relativas mais baixas. Esse aspecto da relação entre forçante e resposta é visível.

A partir dos resultados das análises de coerência entre nível registrado pelo marégrafo fundeado e vento local paralelo à costa, as variabilidades foram divididas em faixas que apresentam altas coerências e cada caso foi analisado separadamente.

A primeira faixa definida pelas coerências abrange frequências entre 0,16 e 0,5 cpd (6 e 2 dias, respectivamente). Os espectros de nível e vento estão praticamente em oposição de fase entre 0,33 e 0,25 cpd (3 e 4 dias) e próximo aos 0,18 cpd (5,5 dias), a defasagem é de cerca de 20 horas. No nível, a concentração de energia em 5,5 dias é a segunda mais importante. Esse pico deve ser forçado por variabilidade no campo de vento que concentra energia em uma faixa de frequência mais alta. Os espectros de vento mostram que essa variabilidade deve concentrar-se na banda de 0,28 a 0,19 cpd (3,5 a 5,3 dias), altamente coerente entre as duas componentes. Assim, esta faixa de frequências deve representar a associação entre a forçante atmosférica local e a resposta oceânica. A variabilidade de nível em frequências mais baixas que 5,5 dias devem estar relacionadas a variações do campo de ventos em frequências mais baixas que 5,3 dias.

Na faixa de 0,14 a 0,07 cpd (7-13 dias; a segunda definida pelas coerências), as defasagens são diferentes, com o espectro de nível precedendo o espectro de vento local paralelo à costa na frequência de 0,125 cpd (8 dias; figura 3.24). O nível registrado pelo marégrafo fundeado apresenta pico de maior amplitude espectral centrado em 0,117 cpd (8,5 dias), com pico secundário associado de 7 dias. O espectro do vento paralelo atinge máxima amplitude em 0,15 cpd (6,7 dias). A pressão atmosférica também apresenta variabilidade nesta banda. Isso sugere que o nível pode responder ao vento dentro dos limites desta banda de frequências. Essa mesma faixa de frequências apresenta as maiores concentrações de energia nos dados maregráficos ao longo da costa brasileira (Rio de Janeiro - figura 3.3 e Cananéia 3.4), entretanto o pico mais importante é o de 0,14-0,13 cpd (7-7,5 dias). Aparentemente esta faixa de frequências apresenta uma combinação entre a influência do vento local e a ação de uma forçante remota ou oceânica

que deverá ser discutida no próximo capítulo. Pequenas concentrações de energia centradas em 0,08-0,07 cpd (12-13 dias) também são identificadas nas séries de nível, tanto no local de fundeio quanto nas estações maregráficas costeiras de Cananéia e do Rio de Janeiro. A ação do vento local não parece ser importante (figuras 3.8 a 3.11), apesar de alguma coerência ser identificada na figura 3.24. Além disso, a banda de 12 dias parece ser a mais energética nos espectros de corrente paralela à costa, principalmente a 30m, onde é observado pico de maior amplitude (figuras 3.12, 3.16 e 3.20).

Das coerências entre nível e vento paralelo à costa, ainda podemos definir duas bandas de frequência significantes. A banda centrada em 0,055 cpd (18 dias) deve estar relacionada à variabilidade de nível no local de fundeio com pico em 0,045 cpd (22 dias). Entretanto, o vento paralelo à costa no ponto de grade mais próximo ao fundeio não exibe energia significativa nessa banda. As estimativas de densidade espectral das séries de nível em Cananéia e no Rio de Janeiro também apresentam energia concentrada em períodos maiores que 20 dias (26 e 20, respectivamente). Periodicidades nesta banda também são identificadas nas estimativas de densidade espectral das séries de correntes, temperatura e salinidade registradas pelos correntógrafos (figuras 3.12 a 3.23). A banda de 0,023 cpd (42 dias) é coerente nas comparações entre nível e vento e nível e pressão atmosférica, nas proximidades do local de fundeio. No entanto, o espectro de nível e de vento local paralelo à costa não exibem concentrações de energia notáveis nesta banda, mas os dados obtidos pelos correntógrafos indicam que, definitivamente, há energia nesta banda.

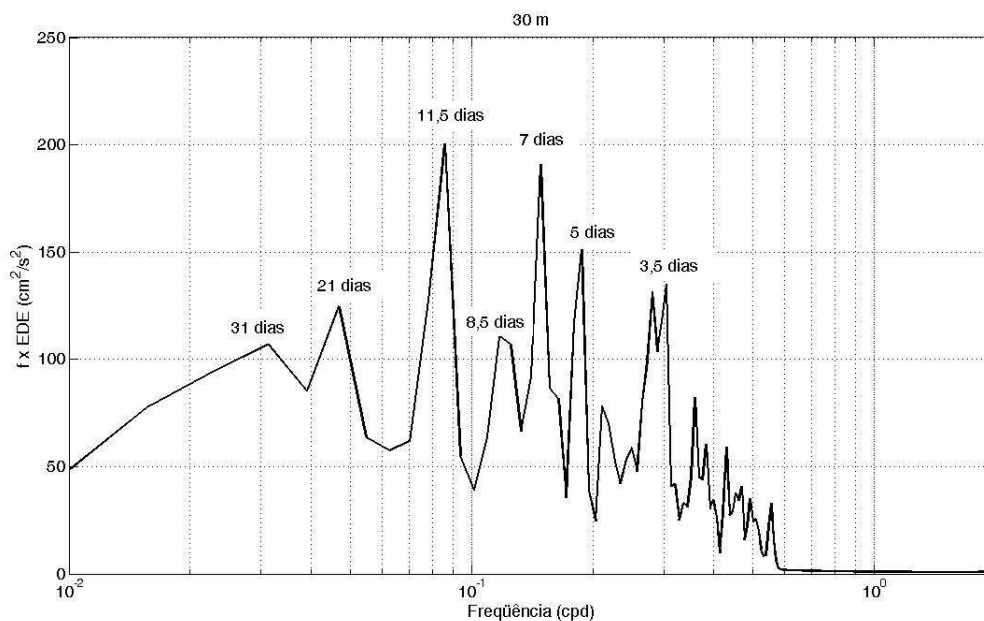


Figura 3.12: Estimativas de densidade espectral da série de velocidade (componente V) registrada pelo correntógrafo a 30 metros de profundidade.

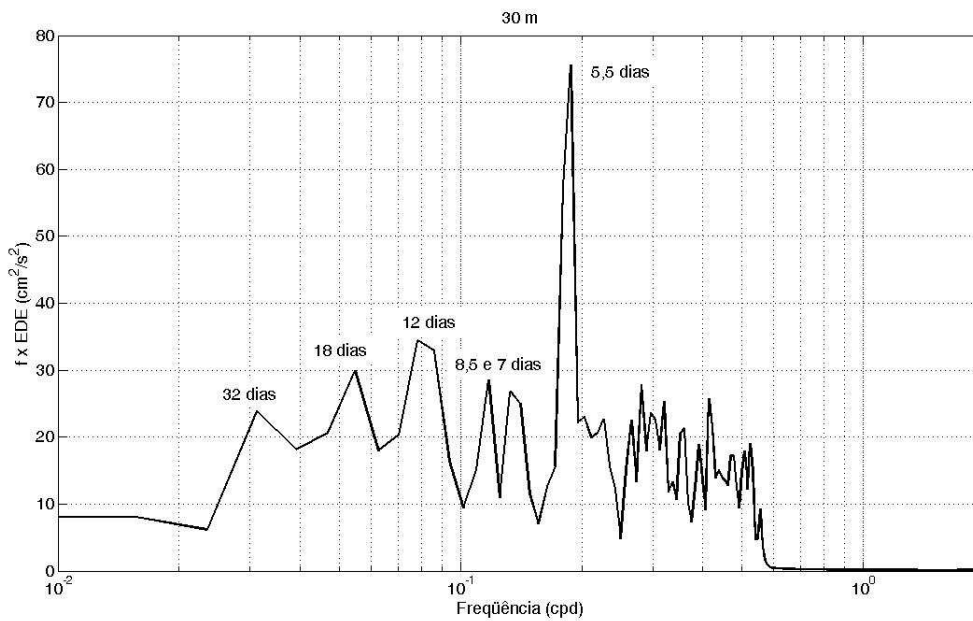


Figura 3.13: Estimativas de densidade espectral da série de velocidade (componente U) registrada pelo correntógrafo a 30 metros de profundidade.

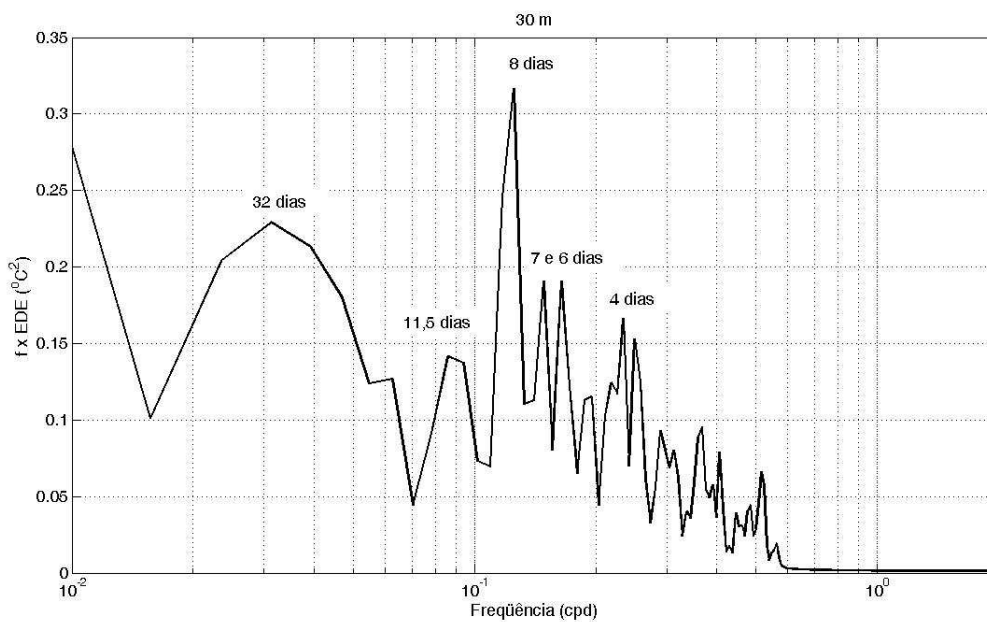


Figura 3.14: Estimativas de densidade espectral da série de temperatura registrada pelo correntógrafo a 30 metros de profundidade.

3.2 Estrutura coerente da variabilidade

3.2.1 Os dados dos correntógrafos

A partir dos primeiros resultados apresentados na seção anterior, nota-se que os dados registrados pelos correntógrafos podem ajudar a esclarecer parte da variabilidade em baixa frequência

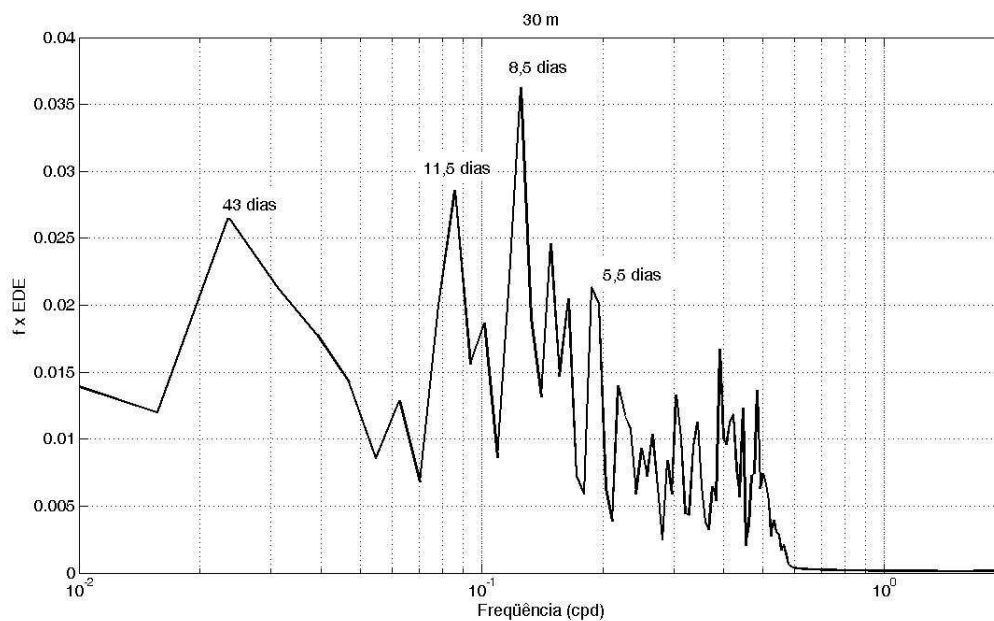


Figura 3.15: Estimativas de densidade espectral da série de salinidade registrada pelo correntógrafo a 30 metros de profundidade.

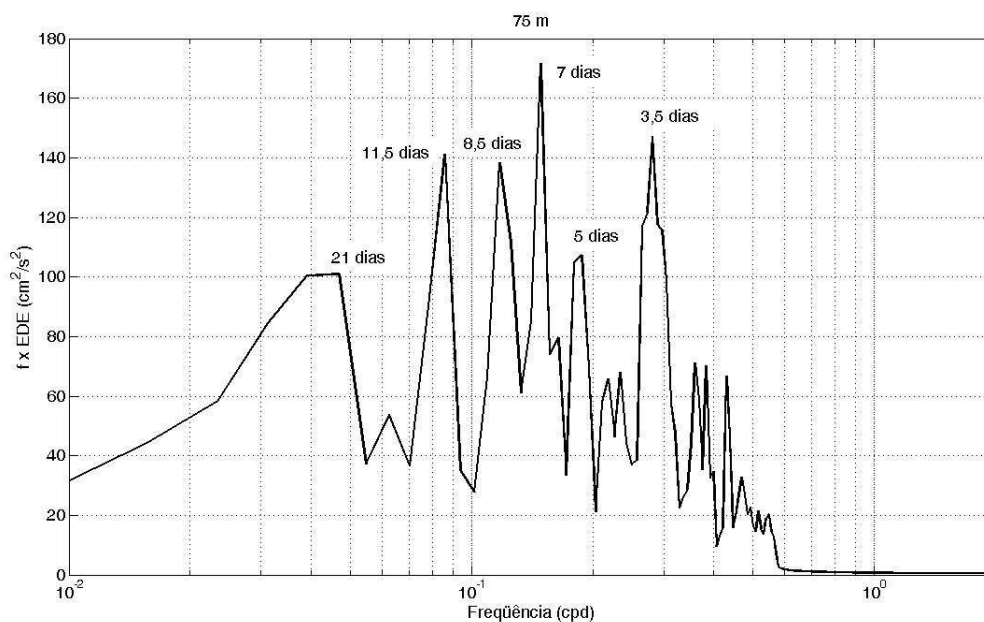


Figura 3.16: Estimativas de densidade espectral da série de velocidade (componente V) registrada pelo correntógrafo a 75 metros de profundidade.

identificada nas relações entre vento e nível e, mais que isso, são muito importantes nos casos em que a associação entre vento e nível não caracteriza-se pela relação forçante-resposta. As análises estatísticas preliminares (tabela 3.3) dos dados de correntes indicam maiores velocidades médias para 30 metros de profundidade, orientadas para o quadrante sudoeste nas séries dos três correntógrafos. A variância das séries é maior em superfície que no fundo, com exceção

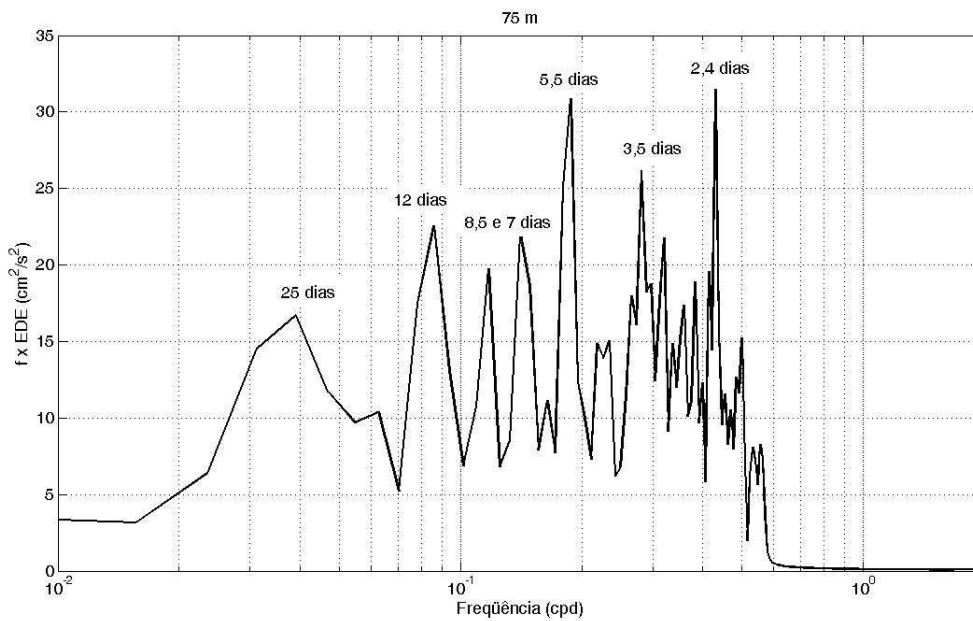


Figura 3.17: Estimativas de densidade espectral da série de velocidade (componente U) registrada pelo correntógrafo a 75 metros de profundidade.

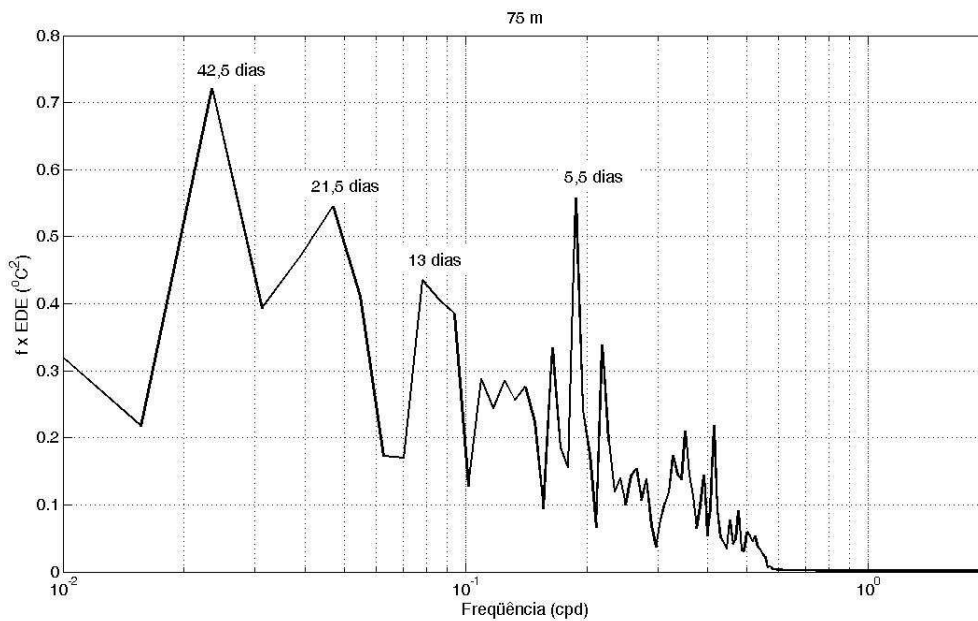


Figura 3.18: Estimativas de densidade espectral da série de temperatura registrada pelo correntógrafo a 75 metros de profundidade.

da variância da componente u (transversal a costa) do correntógrafo a 130 m de profundidade. A aplicação do filtro com frequência de corte em 42 horas removeu entre 40 e 55% da variância das séries da componente leste-oeste e cerca de 20-25% da variância das séries da componente norte-sul. Esse resultado indica que os eventos de baixa frequência são mais importantes para a componente norte-sul.

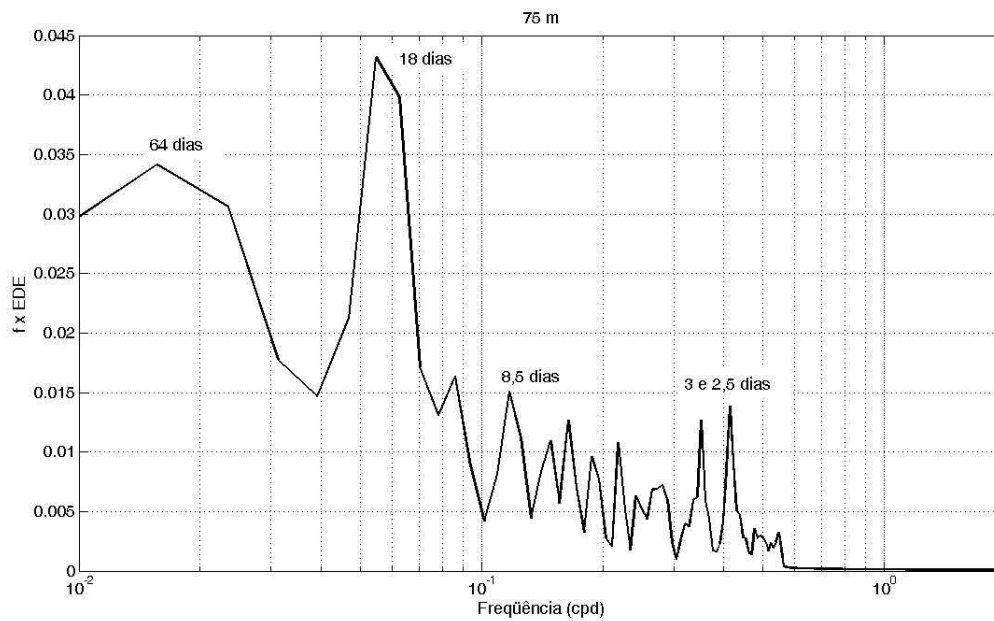


Figura 3.19: Estimativas de densidade espectral da série de salinidade registrada pelo correntógrafo a 75 metros de profundidade.

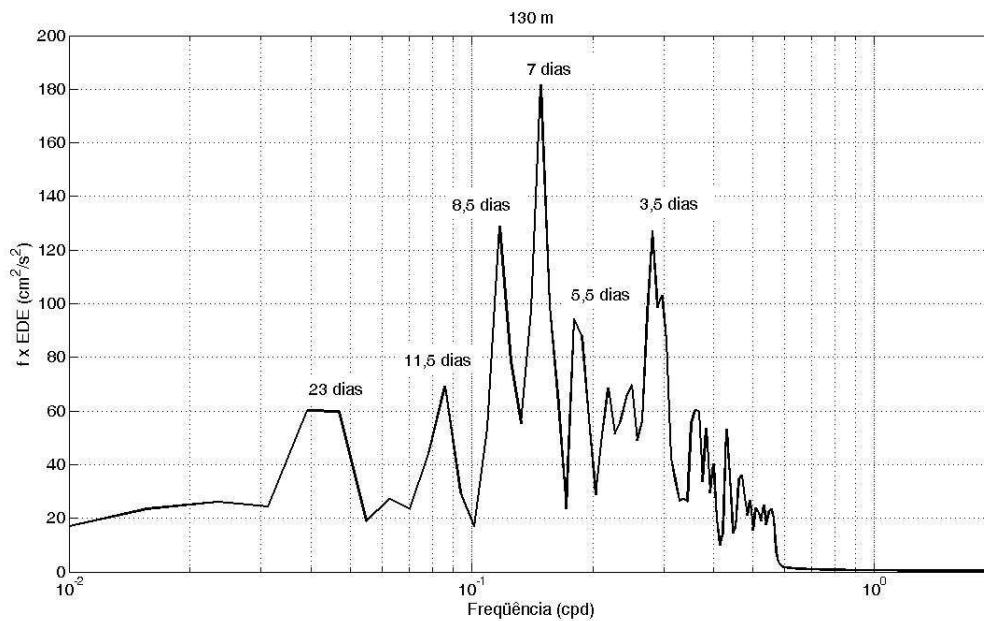


Figura 3.20: Estimativas de densidade espectral da série de velocidade (componente V) registrada pelo correntógrafo a 130 metros de profundidade.

A temperatura medida pelos equipamentos foi maior em 30m e diminuiu em direção ao fundo. A temperatura e a salinidade média em 30 m de profundidade indicam a dominância de Água Tropical (AT: temperatura $> 18,5^{\circ}\text{C}$ e salinidade > 36 - Campos et al. (1995)). Os registros do correntógrafo de fundo indicam que a massa de água predominante é a Água Central do Atlântico Sul (ACAS: temperatura $< 18^{\circ}\text{C}$ e salinidade entre 34,15 e 36), sem

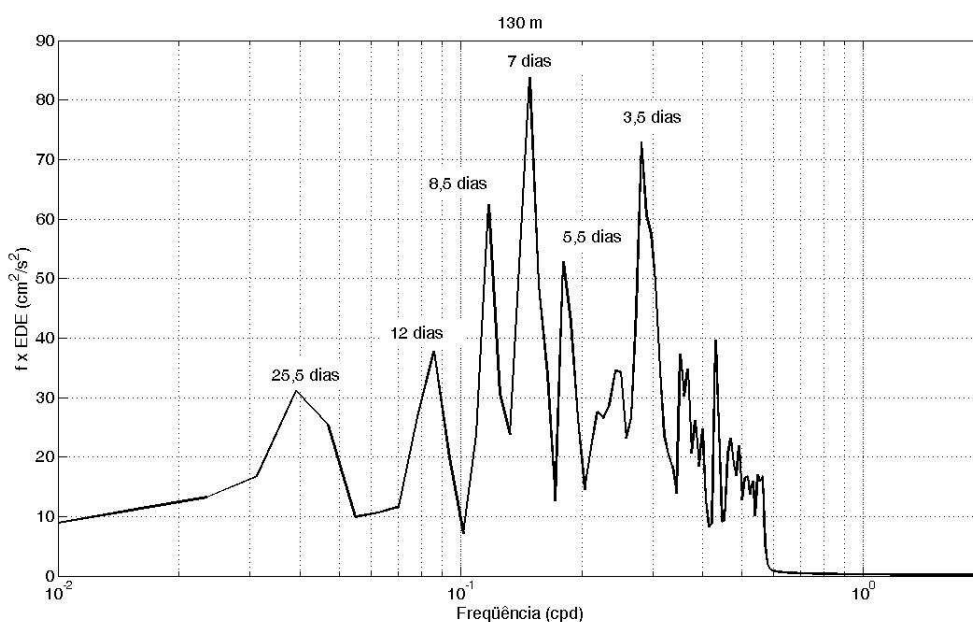


Figura 3.21: Estimativas de densidade espectral da série de velocidade (componente U) registrada pelo correntógrafo a 130 metros de profundidade.

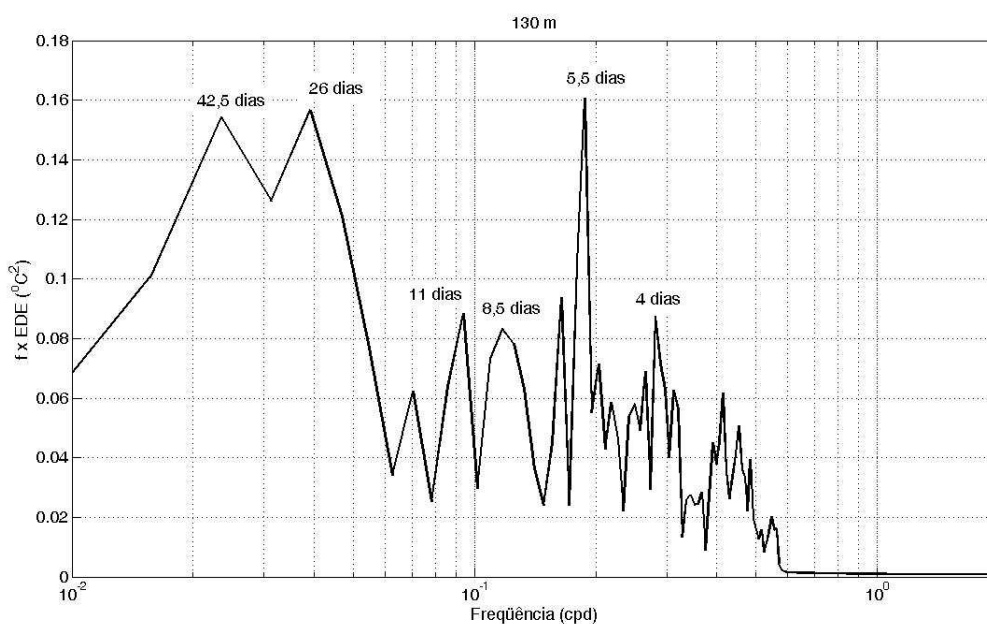


Figura 3.22: Estimativas de densidade espectral da série de temperatura registrada pelo correntógrafo a 130 metros de profundidade.

presença de AT durante o período analisado (evidente pelos valores máximos de temperatura e salinidade registrados). Já o correntógrafo a 75m sofre a influência de ambas as massas de água. A temperatura média registrada foi de aproximadamente 17°C, característica de ACAS. Entretanto, a salinidade média ficou em 36,2, associada a AT. Os máximos e mínimos também evidenciam a influência das duas massas. Em geral a aplicação do filtro removeu menos de 23%

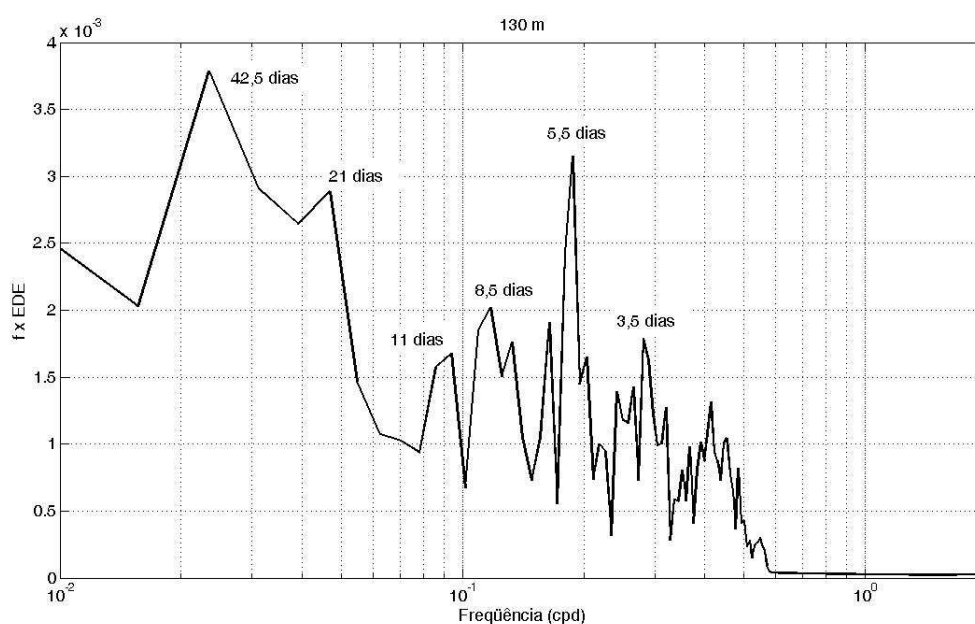


Figura 3.23: Estimativas de densidade espectral da série de salinidade registrada pelo correntógrafo a 130 metros de profundidade.

da variância (a única exceção é a série de salinidade a 75 metros). As figuras 3.14, 3.18 e 3.22 deixam claro que a variabilidade de temperatura é geralmente maior a 75m.

Tabela 3.3: Características estatísticas gerais dos dados registrados pelos correntógrafos.

variável	média	desvio	variância	var. série filt.(42h)	%	máx	mín
30 metros							
u (cm/s)	-4,06	12,65	160,05	76,28	47,66	50,61	-50,34
v (cm/s)	-14,28	21,04	442,83	361,06	81,53	50,38	-81,96
temperatura (°C)	22,26	1,58	2,51	1,96	78,13	26,77	19,00
salinidade	36,8	0,40	0,16	0,13	80,68	37,6	35,5
75 metros							
u (cm/s)	-2,36	10,07	101,60	48,27	47,52	34,98	-48,89
v (cm/s)	-8,14	18,43	339,70	282,09	83,04	72,11	-67,58
temperatura (°C)	17,73	1,36	1,85	1,62	87,62	21,91	14,46
salinidade	36,2	0,37	0,13	0,08	64,28	37,7	35,5
130 metros							
u (cm/s)	-2,12	13,31	177,33	108,06	60,93	43,02	-52,66
v (cm/s)	-2,36	16,23	263,47	201,11	76,33	52,14	-63,37
temperatura (°C)	14,85	0,72	0,53	0,43	82,39	17,78	12,53
salinidade	35,5	0,13	0,01	0,01	88,83	35,9	34,8

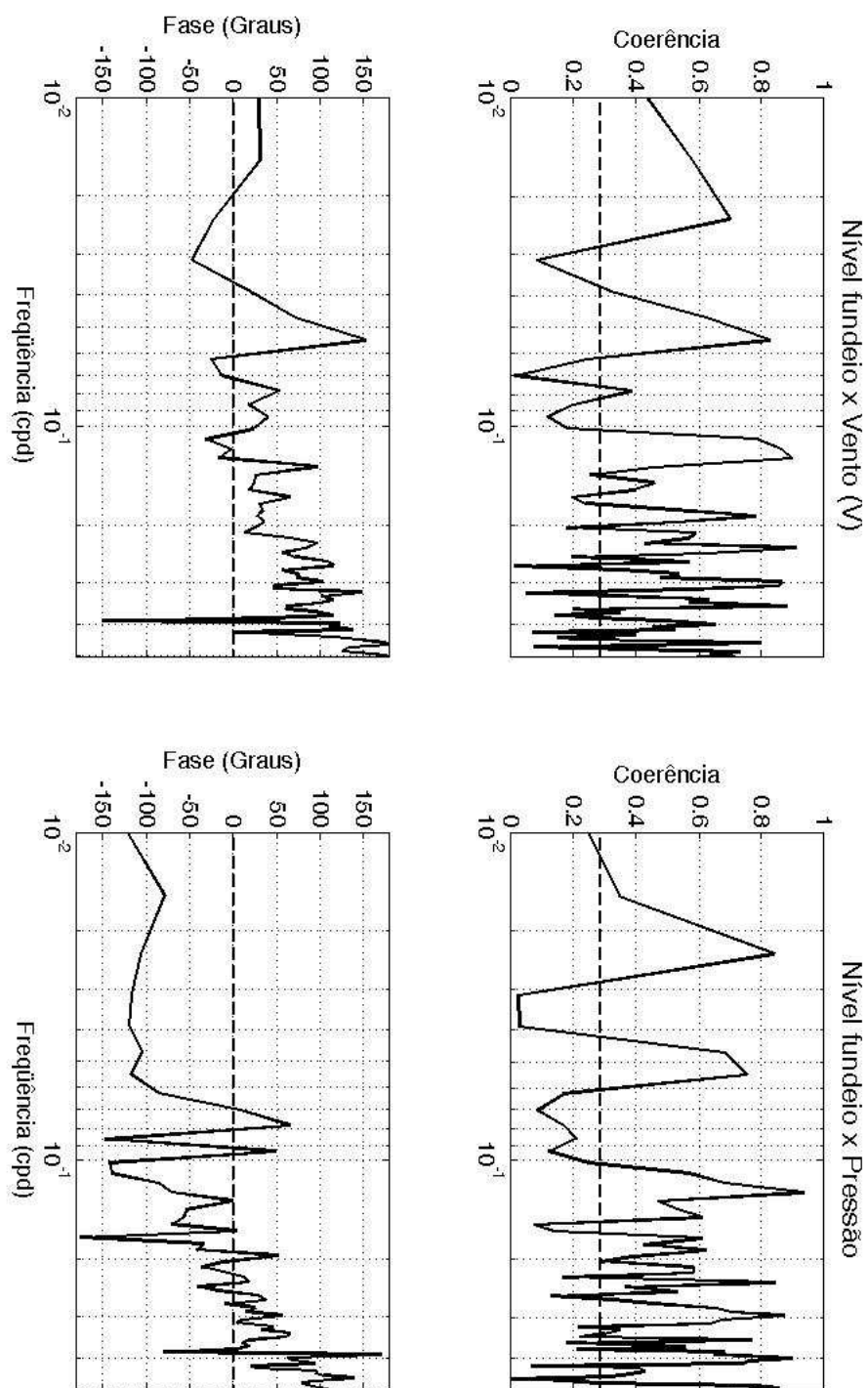


Figura 3.24: Coerência e fase entre as estimativas de densidade espectral de nível registrado no local de fundeio e variáveis atmosféricas.

3.2.2 Periodicidades de 2 a 6 dias

Todas as séries apresentaram energia concentrada na banda entre 0,5 e 0,18 cpd (2-5,5 dias). No caso da corrente transversal a 30m, o pico centrado em 0,18 cpd (5,5 dias) é o de maior amplitude em todo o espectro. O espectro da componente norte-sul do vento possui alta energia concentrada entre 0,4 e 0,22 cpd (2,5 e 4,5 dias, respectivamente) ao longo de toda a região de interesse, principalmente em Mar del Plata e no ponto P6 (figura 3.25). Essas concentrações de energia podem forçar oscilações em frequências observadas nos espectros de nível (figuras 3.3 a 3.6).

É possível separar as periodicidades nesta banda de frequência em dois padrões de distribuição de energia de acordo com as estimativas de densidade espectral das figuras 3.12 a 3.23. O primeiro, entre 0,5 e 0,28 cpd (2 e 3,5 dias) tem importantes concentrações de energia na componente paralela à batimetria (V) das correntes, com maior energia concentrada a 75m. Na componente transversal à batimetria das correntes (U), a energia é maior a 130m. Temperatura e salinidade apresentam variações nas mesmas bandas de frequência das variações de corrente, porém pouco significantes. O vento paralelo à costa força a corrente paralela à batimetria medida a 30m, com resposta mais coerente após aproximadamente 35 horas (figura 3.26). A mesma componente do vento está aproximadamente fora de fase (-100° , 46 horas) em relação à corrente transversal à batimetria a 30m (figura 3.27). Verticalmente, a componente paralela à batimetria das correntes apresenta-se em fase nos três níveis de profundidade (figura 3.28). Na componente transversal, a corrente a 75m responde com cerca de 10 horas (-15°) de atraso em relação à corrente a 30m e 130m (figura 3.29 na banda de 3,5 dias. Em 2 dias, as correntes estão verticalmente em fase.

Possivelmente ocorrem variações no rotacional do campo de vento que promovem convergência e divergência de água em superfície. Ao forçar divergência de correntes em superfície, a condição de continuidade determina bombeamento de Ekman. Esse bombeamento faz com que ocorra ressurgência localizada de águas do talude, ocasionando variações na componente transversal de correntes em níveis abaixo da camada de mistura. Por outro lado, ao forçar convergência em superfície, por continuidade deve ocorrer subsidência localizada. Em caso de relaxamento da condição de divergência/convergência em superfície ou mudanças repentinas na direção do vento, são geradas, instantaneamente, oscilações inerciais na camada de mistura. Abaixo desta camada e com o fundo inclinado (plataforma externa e talude), a massa de água que antes ressurgia sobre a plataforma tende a retornar à posição de equilíbrio e a descer em direção ao talude. Ao cruzar linhas batimétricas, a massa de água se comporta como um tubo de vórtice em estiramento e adquire vorticidade anticiclônica. Influenciada pela rotação da Terra e pela inércia ao redor da posição de equilíbrio, o deslocamento dessa massa de água de larga escala pode gerar uma oscilação com forma de onda de plataforma baroclínica aprisionada pela topografia (fundo inclinado). A ausência de energia significativa na componente de corrente transversal à costa a 30m e a variabilidade de correntes a 75m e 130m, em ambas as

direções, detectada nas estimativas de densidade espectral indica que, na camada de Ekman, o transporte paralelo à costa pode forçar ressurgência/subsidência e o mecanismo da onda baroclínica é mais importante abaixo dos 30m, provavelmente pela existência de uma picoclina entre 30m e 75m. Isso exige que a escala horizontal das variações do rotacional do vento induza sistemas de divergência/convergência com escala maior que o Raio de Deformação interno, que depende da estratificação. De acordo com Gill (1982), valores típicos do Raio de Deformação interno nos oceanos ficam em torno de 10 a 30 km, com distâncias maiores em latitudes mais baixas. Assim, a escala dos sistemas de divergência/convergência deve ser de ordem 10 km. Nesta lógica, o nível deve se pouco alterado, como sugere o espectro da série registrada pelo marégrafo e deve haver propagação de fase da superfície em direção ao fundo, com a componente paralela acima da picoclina variando antes que as componentes abaixo. A defasagem entre a componente paralela à batimetria a 30m e a componente transversal a 75m estão defasadas em aproximadamente 18 horas (40°) (3.30), o que ajuda a corroborar esta hipótese.

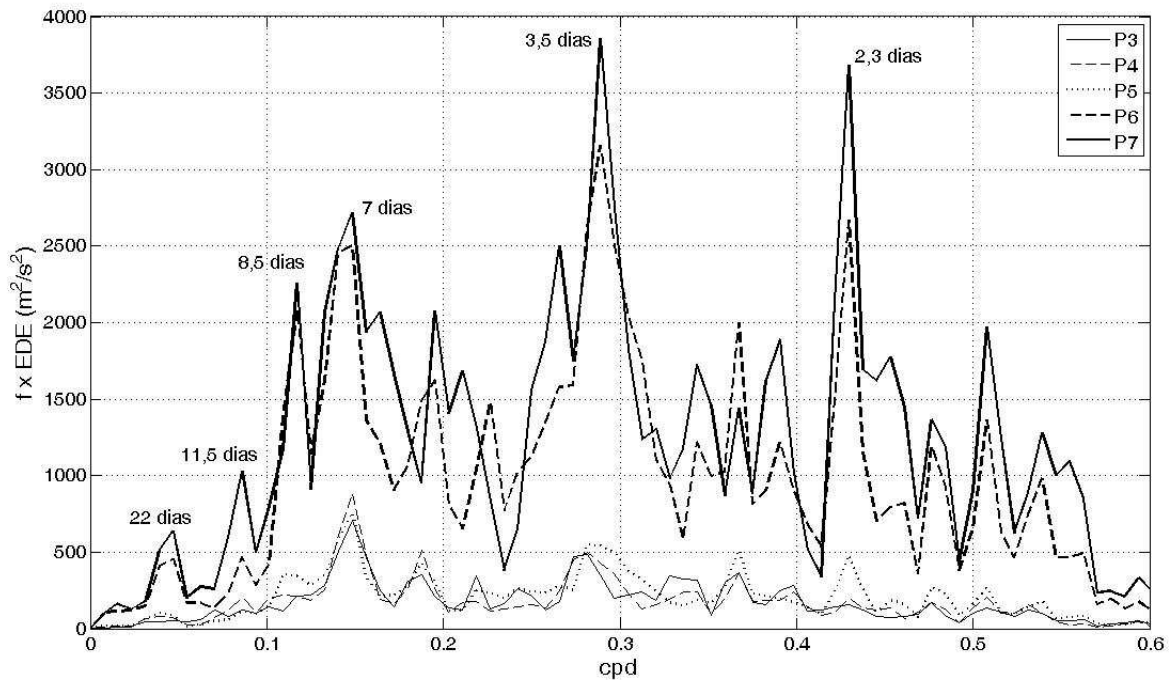


Figura 3.25: Estimativas de densidade espectral da componente norte-sul do vento quadrático para as séries referentes a pontos de grade localizados entre Mar del Plata e o local de fundeio.

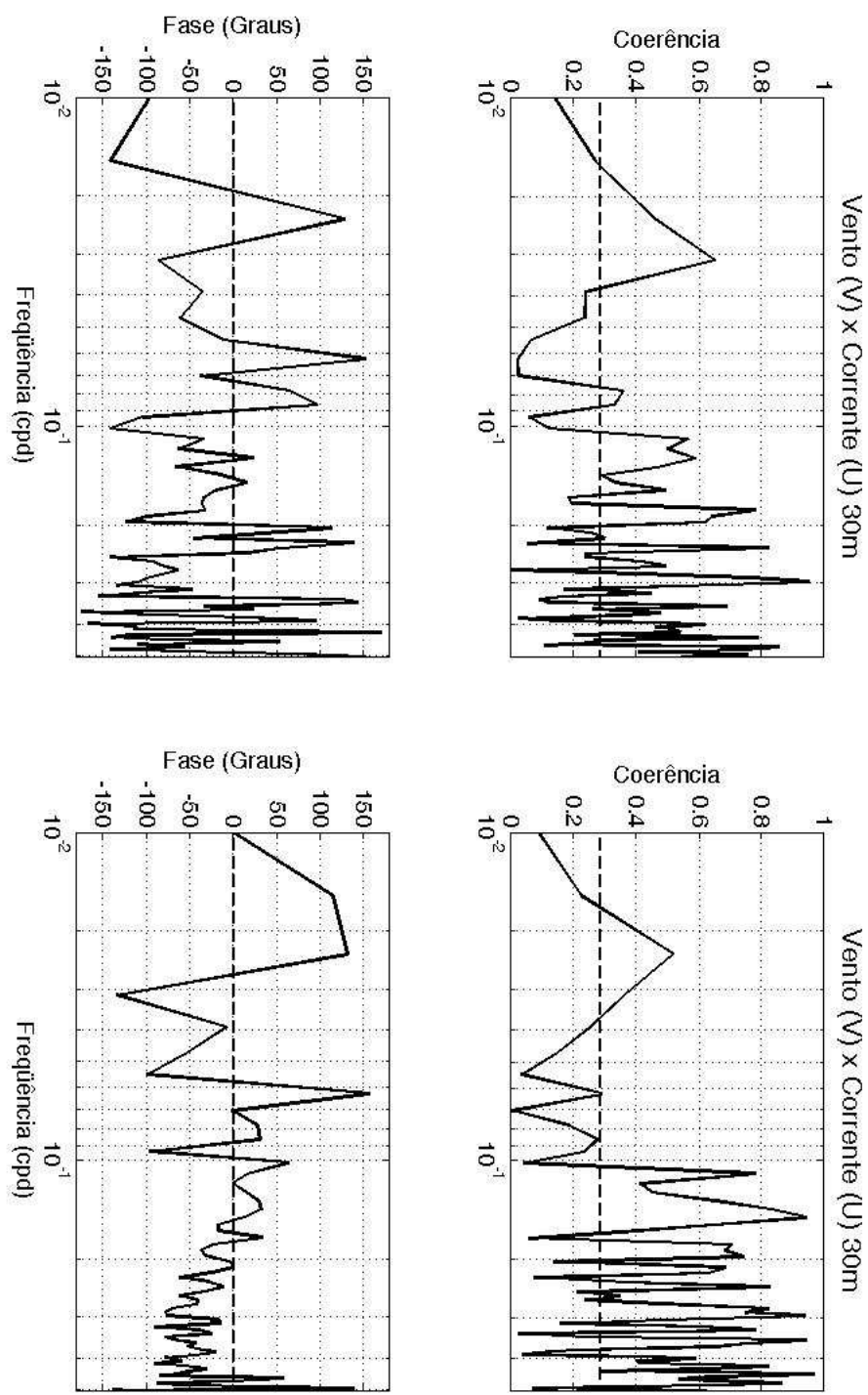


Figura 3.26: Coerência e fase entre as estimativas de densidade espectral do vento local paralelo à costa (V) e das correntes medidas a 30 metros de profundidade.

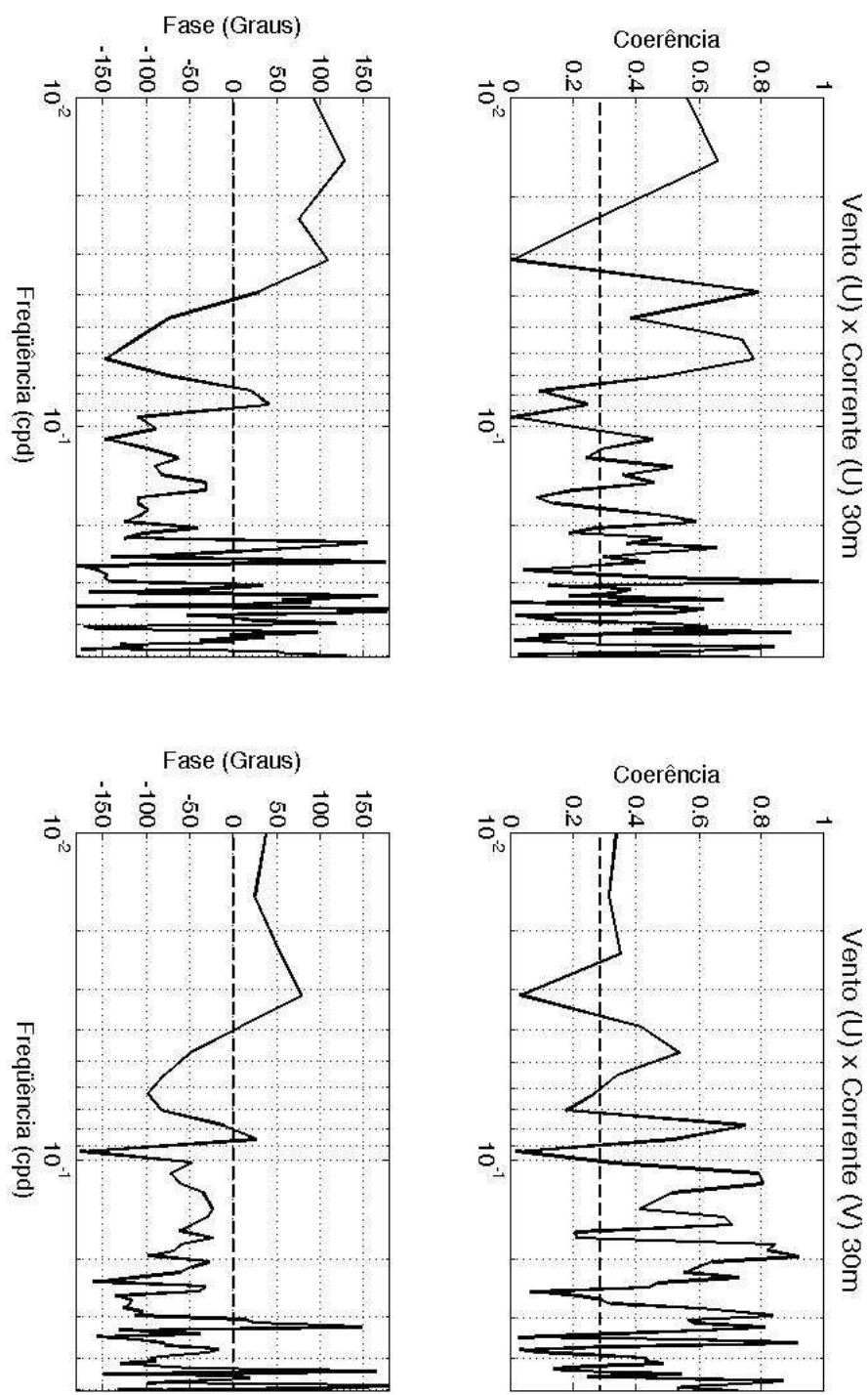


Figura 3.27: Coerência e fase entre as estimativas de densidade espectral do vento local transversal à costa (U) e das correntes medidas a 30 metros de profundidade.

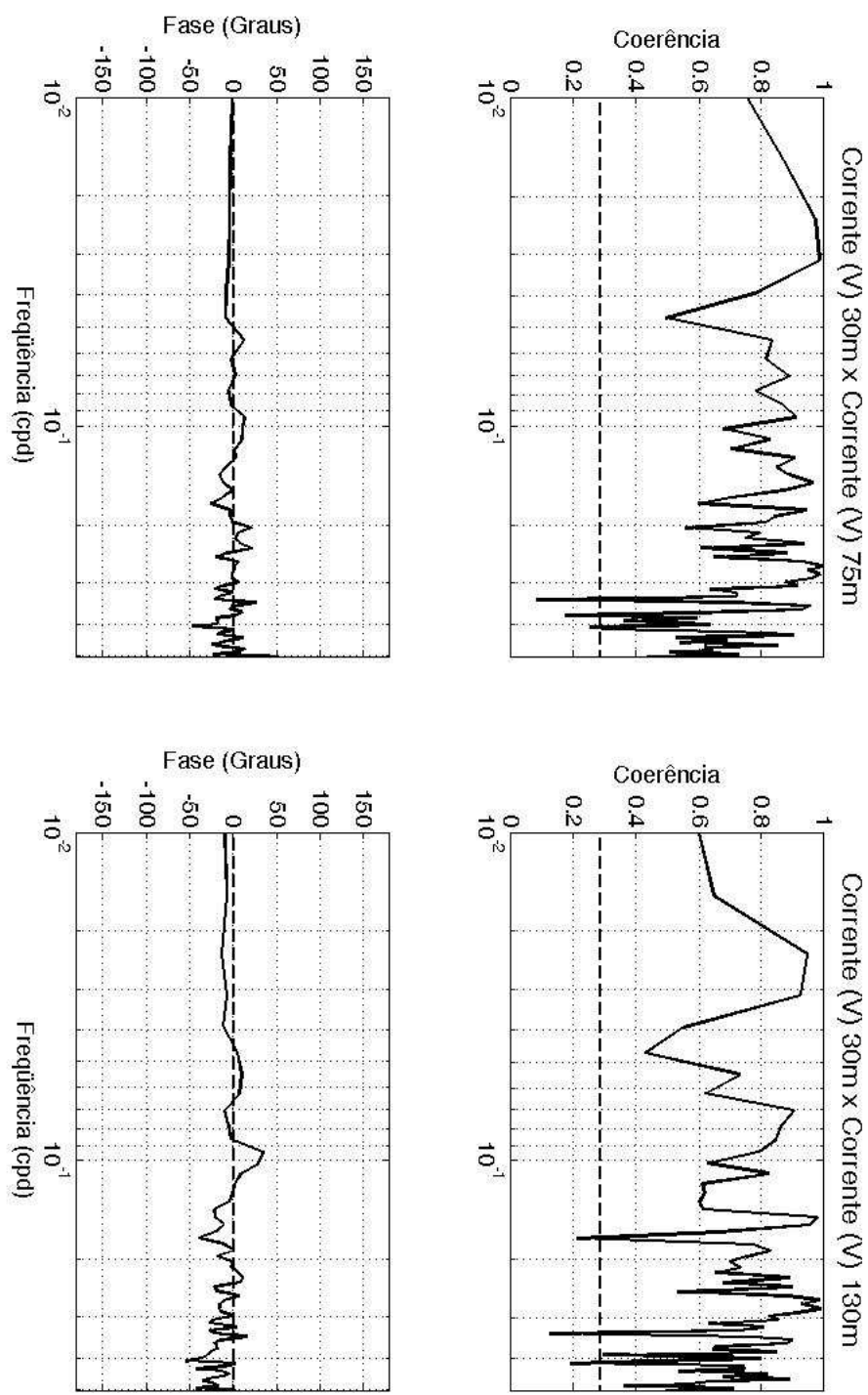


Figura 3.28: Coerência e fase entre as estimativas de densidade espectral das componentes de correntes paralelas à costa (V).

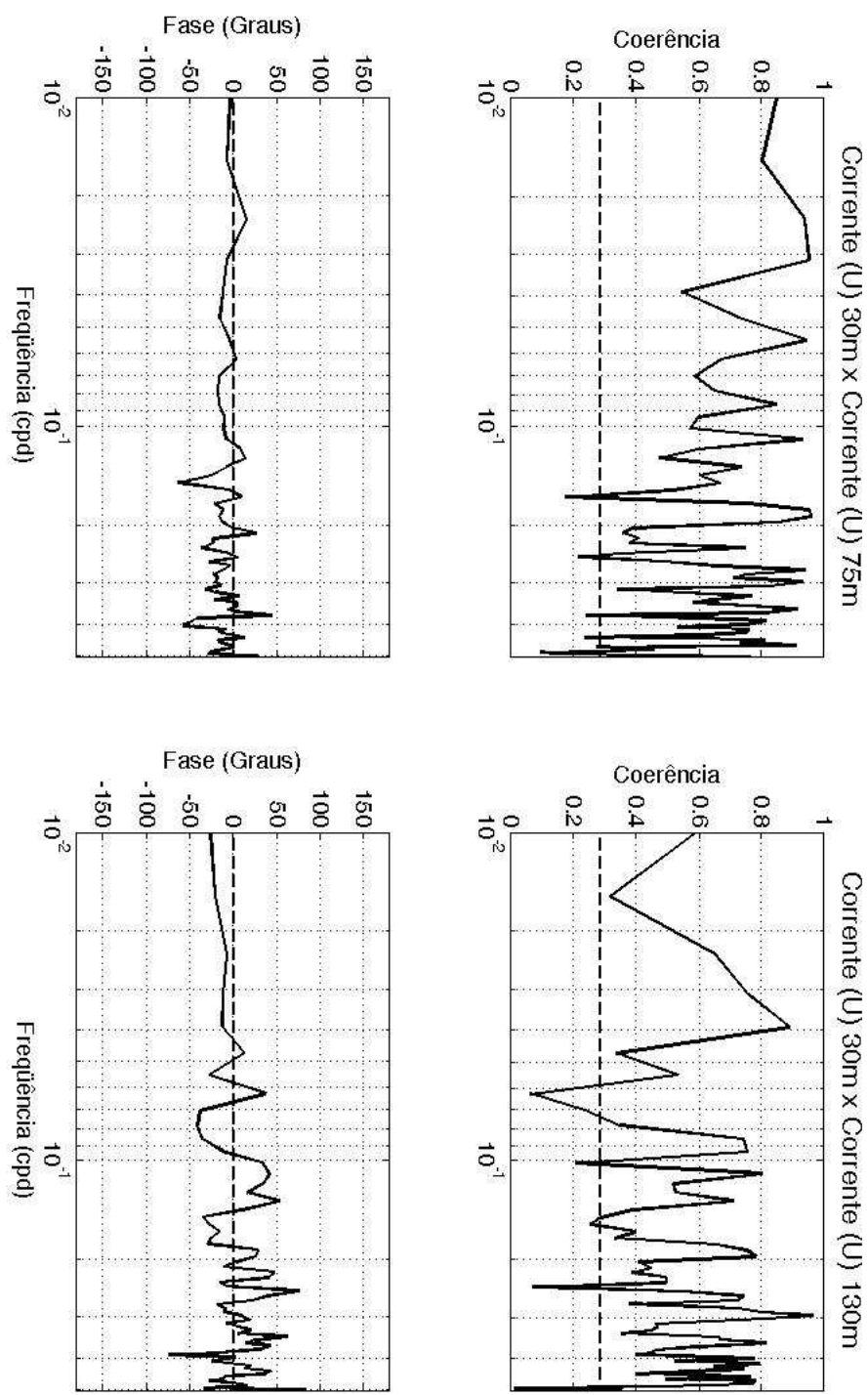


Figura 3.29: Coerência e fase entre as estimativas de densidade espectral das componentes de correntes transversais à costa (U).

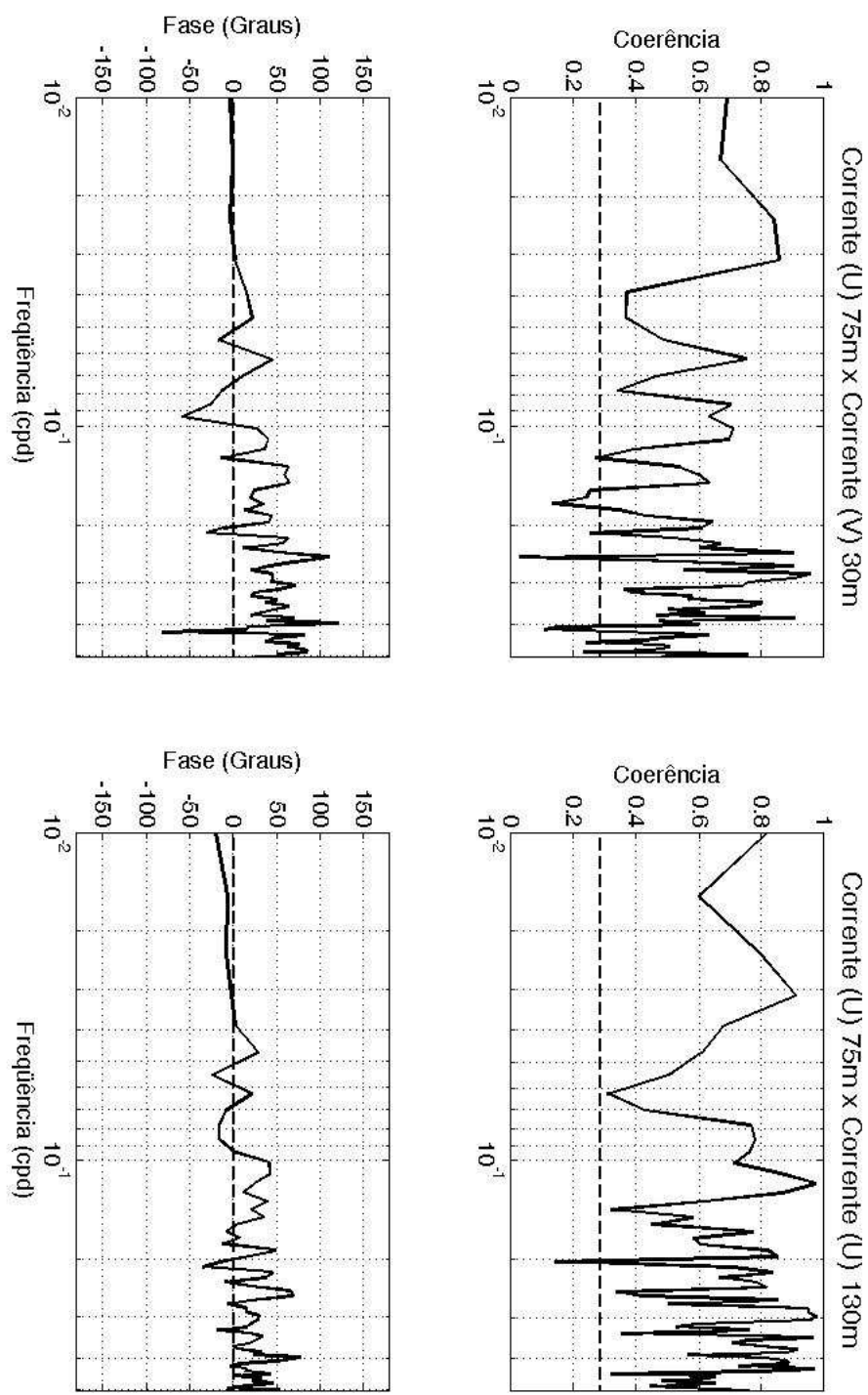


Figura 3.30: Coerência e fase entre as estimativas de densidade espectral das componentes de correntes em níveis intermediários.

O segundo padrão de distribuição de energia na banda entre 0,5 e 0,16 cpd (2-6 dias) está centrado em 0,18 cpd (5,5 dias). As figuras 3.12 a 3.23 permitem observar que este padrão tem alta energia nos espectros da componente paralela à batimetria das correntes a 30m e 75m. Na componente transversal, além do pico de energia em 5,5 dias ser o de maior amplitude espectral a 30m, a concentração de energia na mesma frequência é a segunda mais importante a 75m. Variações igualmente importantes são observadas na temperatura a 75m e 130m e na salinidade a 130m. As estimativas de densidade espectral da componente de corrente paralela à batimetria mostram que a energia é maior a 30m e decresce em direção a 130m de profundidade. Na componente transversal à costa, a maior energia concentra-se a 30m, diminui a 75m e volta a aumentar a 130m. A temperatura tem maior variabilidade a 75m e a salinidade, a 30m.

Aparentemente, as correntes a 30m apresentam maior variabilidade, pois são influenciadas diretamente pela ação do vento. As estimativas de densidade espectral das duas componentes do vento (obtidas da Reanálise do NCEP) também apresentam concentrações de energia centradas em 0,25-0,20 cpd (4-5 dias). A profundidade média da camada diretamente influenciada pelo vento ($Z_e = 3,66V_{10}/\sin\theta$, Madsen (1977), V_{10} é a velocidade do vento medida a 10 m de altura e θ é a latitude local), foi estimada em 40,2 m e atingiu poucas vezes o correntógrafo a 75m (figura 3.31).

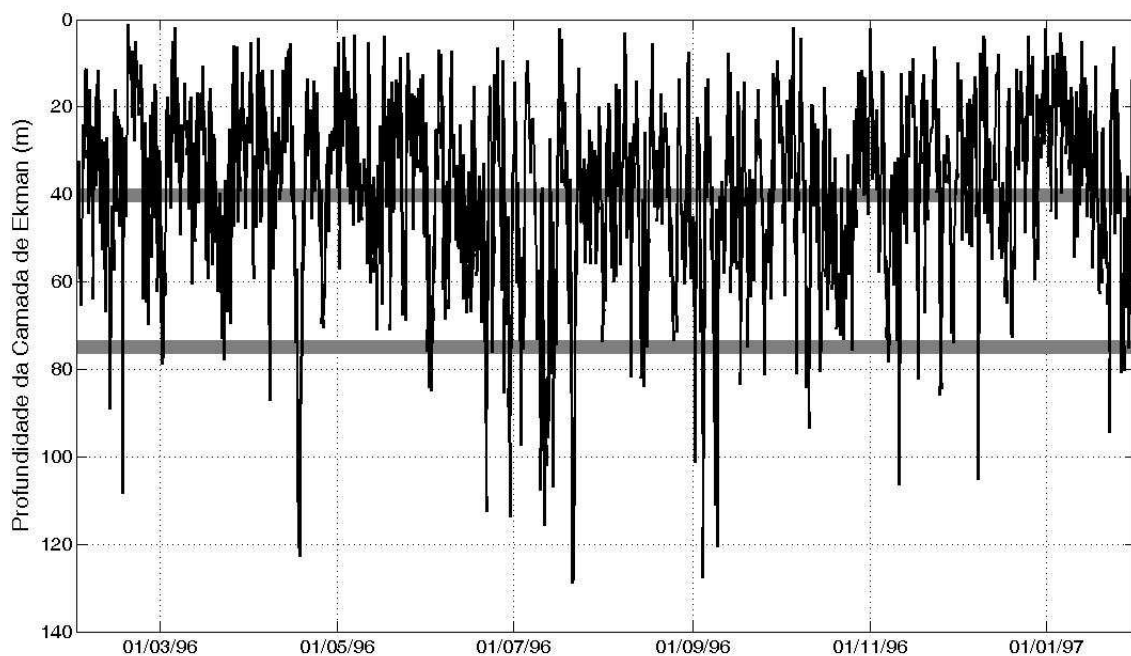


Figura 3.31: Estimativa de profundidade da camada de Ekman calculada a partir da velocidade do vento para a latitude de 27°S. A linha cinza superior indica o valor média da profundidade da camada de Ekman (40,2) segundo algoritmo de Madsen (1977) e a inferior, a profundidade do segundo correntógrafo, a 75 m.

Com o vento variando na direção paralela à costa, o transporte de Ekman pode ser em

direção à costa ou a mar aberto, o que influencia a variabilidade transversal à costa das correntes na camada de Ekman e gera variações de nível forçadas pela existência do limite costeiro. Gill & Schumann (1974) destacam que, se o limite costeiro não existisse como condição de contorno, o único efeito produzido pelo vento seria um fluxo de Ekman na camada próxima à superfície. Quando o limite costeiro existe, o fluxo em superfície é bloqueado. Como a divergência em superfície pode ser desconsiderada, a condição de continuidade requer um fluxo na direção normal à costa, que equilibre o fluxo de Ekman em superfície. Esse movimento modifica a vorticidade relativa e pode gerar ondas de plataforma.

Uma análise de correlação entre as séries filtradas de pressão atmosférica ao nível do mar ao longo da costa (com referência ao ponto P5) indica que a escala espacial horizontal do sinal de pressão ao longo da costa é de pelo menos 600 km (figura 3.33) e deve representar a escala dos sistemas atmosféricos que se propagam em direção ao equador, ao longo da costa sul e sudeste do Brasil. Além disso, a escala de tempo dos fenômenos discutidos é maior que o período inercial local ($\simeq 26$ horas). Essas características sustentam a hipótese de que a variabilidade nesta banda pode gerar desníveis na costa que se estendem na direção normal à distância do Raio de Deformação externo ($\simeq 470$ km) e, assim, influenciam os registros obtidos pelo marégrafo fundeado, como evidencia o espectro da série de nível (figura 3.5). No entanto, ondas barotrópicas com períodos menores que 10 dias (período do primeiro modo de onda barotrópica local - CL95) são rapidamente dissipadas pelo atrito com o fundo e não se propagam livremente a grandes distâncias (Brink & Allen, 1978).

Abaixo da camada superficial, a circulação de Ekman forçaria um fluxo na direção contrária ao movimento na camada superior resulta em tendência de ressurgência (subsidiência) quando o vento sopra de norte (sul). Como esta banda de frequência não é a banda que apresenta as maiores concentrações de energia, o sinal de oposição de fase (defasagem de 90°) não é claro, pois possivelmente confunde-se a sinais de outras bandas de frequência que estão sobrepostos. Uma análise da coerência espectral entre a componente do vento paralela e a corrente transversal à costa a 30 m, indica que os dois sinais são altamente coerentes (quase 0,80) em 0,18 cpd (figura 3.26), com espectros defasados em -30° (22 horas). As componentes de corrente transversais em 30m e 75m são altamente coerentes em 0,18 cpd ($\simeq 0,95$), com apenas -15° (11 horas) de defasagem (figura 3.29). Entretanto, a componente transversal de corrente a 130m está adiantada aproximadamente 25° (18 horas) em relação à componente transversal a 30m em 0,18 cpd. Essa defasagem indica que, provavelmente, a variabilidade registrada pelo correntógrafo a 130m é forçada por um mecanismo diferente.

De acordo com estudo de Mitchum & Clarke (1986), a fração da plataforma continental forçada efetivamente pelo vento paralela à costa restringe-se à região onde a razão entre profundidade e escala da camada de Ekman (*e-folding Ekman scale* δE) varia entre 0,2 e 2,5. Assumindo que o valor de δE (eq. 1.12) varia entre 9m e 14m dependendo do valor de viscosidade utilizado (Price et al. 1987, Yu e O'Brien 1991), a região efetivamente forçada pelo vento paralela à costa localiza-se entre as isóbatas de 2m e 33m e a dinâmica de Ekman passaria a

dominar a circulação a partir de $3\delta E$, ou algo entre 27 e 42m de profundidade. Na mesma linha, a profundidade média da camada influenciada pelo vento é de 40,2 m e isso deve assegurar, pelo menos, que o correntógrafo a 30m esteja amostrando a variabilidade de correntes diretamente forçada pelo vento. Torna-se claro que apenas a dinâmica de Ekman não explica a variabilidade dos dados do fundeio em frequência subinercial e que devem existir fenômenos diferentes ocorrendo ao mesmo tempo, com energia concentrada em frequências bastante próximas.

A defasagem entre as correntes transversais medidas a 30m e 75m e a medida a 130m indica que o movimento possui uma componente baroclínica provavelmente restrita à região de quebra de plataforma e talude continental. Na presença de estratificação, a teoria prevê condições de existência de ondas aprisionadas pela batimetria com períodos mais curtos que o do primeiro modo de ondas barotrópicas (Clarke, 1977). A energia presente nos espectros de temperatura e salinidade nos correntógrafos a 75m e 130m sugere a importância da estratificação no local e, conseqüentemente, a possibilidade da excitação de modos de ondas de plataforma baroclínicas sobre o fundo inclinado da plataforma externa e talude. Dados hidrográficos da região obtidos na época do fundeio e analisados por Freitas (2003) foram utilizados para calcular o valor do parâmetro de estratificação (ou número de Burguer) B :

$$B = \frac{N_{max}^2 H_{max}^2}{f^2 L^2} \quad (3.1)$$

onde N_{max}^2 é a máxima frequência de Brunt-Väisälä, H_{max}^2 é a profundidade além da plataforma continental (oceano profundo), f é o parâmetro de Coriolis e L é a largura da plataforma continental.

O valor médio das máximas frequências de Brunt-Väisälä é de $1,123 \times 10^{-3} \text{ rad}^2/\text{s}^2$ (média de todos os perfis de CTD realizados em cruzeiros de novembro de 1995, fevereiro e junho de 1996). O menor valor de $N^2(z)$ calculado é de $1,17 \times 10^{-4} \text{ rad}^2/\text{s}^2$ e o maior, $3,5 \times 10^{-3} \text{ rad}^2/\text{s}^2$. Stech & Lorenzetti (1992) citam valores entre $1,5$ e $8,3 \times 10^{-3} \text{ rad}^2/\text{s}^2$. Tomando por base a profundidade máxima de 2000 metros (profundidade máxima perfilada nos cruzeiros oceanográficos) e a largura da plataforma de aproximadamente 175 km, os valores de B ficam entre 3,49 e 154 e a média é de 34,35. Estes valores indicam que as ondas aprisionadas pela costa na região da plataforma externa devem ser fortemente baroclínicas (Chapman, 1983). Além disso, com $L \gg 100$ km, os movimentos das OACs devem estar restritos ao talude, com escala de aprisionamento transversal à costa igual ao Raio de Deformação interno. Como o fundeio localiza-se nas proximidades da quebra de plataforma, a poucos quilômetros do talude, a estrutura vertical de correntes e nível pode ser influenciada por ondas desse tipo, guiadas pela frente formada entre as águas de plataforma e as águas da CB e, provavelmente, são forçadas ao sul do local de fundeio.

A combinação destes dois padrões verticais de distribuição de energia estão associados à resposta das águas da plataforma externa às flutuações do campo de vento local e possivelmente à propagação de ondas de plataforma baroclínicas. Aparentemente, ambos estão relacionados

à dinâmica do transporte de Ekman na camada superficial e à da topografia da plataforma externa-talude associada à estratificação associada ao contato entre águas de plataforma e águas da CB. A resposta mais importante é a que segue o padrão de 5,5 dias, mais energética e forçada por variações do vento remoto na direção paralela à costa, como requer a teoria de geração de ondas longas geradas pelo vento (Gill & Schumann, 1974).

3.2.3 Periodicidades de 7 a 10 dias

As estimativas de densidade espectral de todas as séries registradas pelos equipamentos fundeados apresentaram concentração de energia em periodicidades de 0,14 a 0,11 cpd (7 a 8,5 dias). Os espectros das séries de vento norte-sul ao longo da costa brasileira apresentaram pico de energia em um intervalo de frequências compreendido entre 0,158 e 0,14 cpd (6,3 a 7 dias) e apenas as séries mais ao sul da região de interesse (ponto P6 e Mar del Plata) apresentaram concentrações de energia significantes em bandas menores que 0,14 cpd (0,115 cpd - 8,7 dias) (figura 3.25). Na mesma figura, nota-se a diferença entre os regimes energéticos do vento norte-sul, com os espectros das séries relativas aos pontos de grade ao norte do ponto P5 apresentando maior concentração de energia na banda de 6-7 dias, enquanto as séries ao sul apresentam pico de maior amplitude espectral em 3,5 dias, aproximadamente. A maior coerência entre vento paralelo à costa e corrente paralela à batimetria a 30m registradas no local do fundeio para esta banda de frequência ocorre em 0,154 cpd (6,5 dias) e é maior que 0,9. No entanto, a corrente precede o vento em 12° , aproximadamente 10 horas (figura 3.26). Também é possível observar que a coerência continua acima do nível de significância de 99% na banda de 0,11 e 0,08 cpd (9 e 12 dias, respectivamente), sempre com a corrente paralela à batimetria a 30m precedendo o vento local paralelo à costa. Vento paralelo à costa e nível registrado pelo marégrafo fundeado apresentam maior coerência (0,90) em 0,125 cpd (8 dias), com o nível adiantado em -14° ou quase 15 horas (figura 3.24). Este dois resultados indicam que o vento local não deve ser a única forçante da variabilidade nesta banda.

Assim como o vento, a pressão atmosférica também apresenta energia concentrada entre 0,14 e 0,11 cpd, principalmente em 0,14 cpd, em toda a região ao sul do local de fundeio (figura 3.32). Os espectros das séries de pressão sugerem que a concentração de energia em 0,11 cpd é mais importante entre o ponto P5 e Mar del Plata. A defasagem espectral entre pressão atmosférica e vento local paralelo à costa sobre o ponto referente ao local de fundeio indica que o vento sempre precede a pressão e, em 0,11 cpd, os sinais estão defasados em aproximadamente 90° , teoricamente associando anomalias positivas de vento (sul) a anomalias negativas de pressão. As séries de nível no Rio de Janeiro e em Cananéia apresentam maior concentração de energia entre 0,14 e 0,11 cpd (figuras 3.3 e 3.4) e a relação entre nível costeiro e forçante atmosférica é praticamente igual à relação encontrada para o local de fundeio.

Nos dados registrados pelos correntógrafos, as componentes paralelas à batimetria das correntes apresentam importantes concentrações de energia a 30m e 75m e, a 130m, os picos de

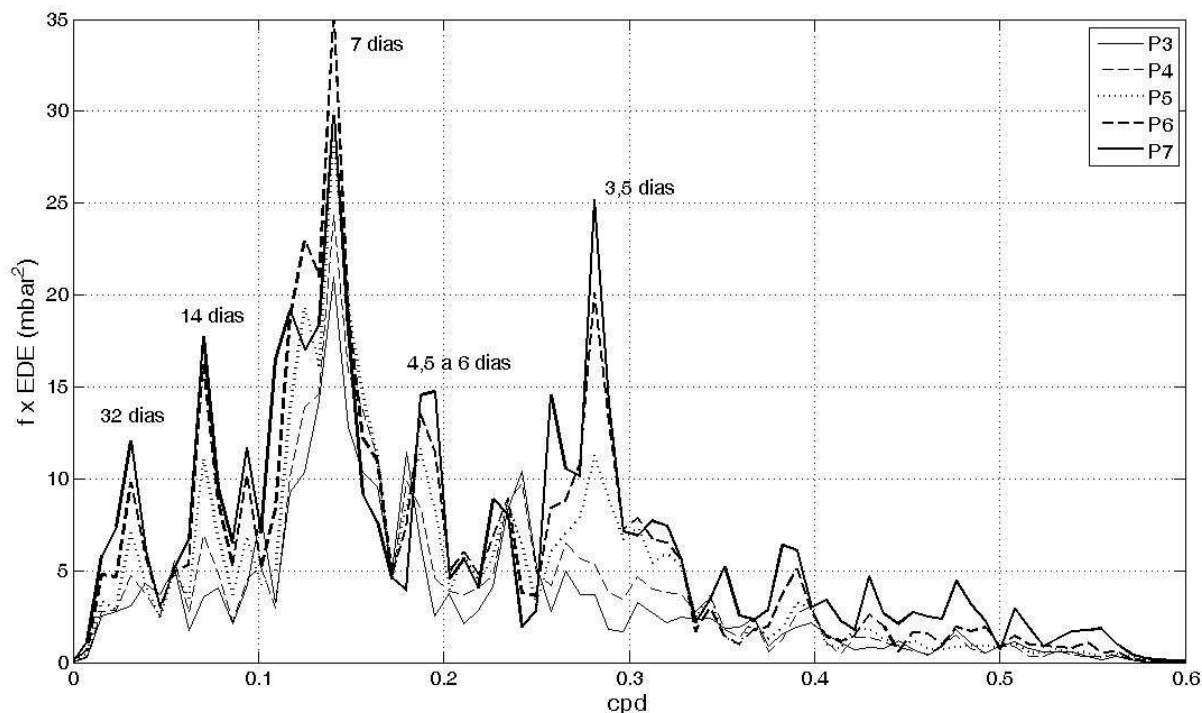


Figura 3.32: Estimativas de densidade espectral das séries de pressão atmosférica ao sul do local de fundeio.

energia 0,14 cpd são os de maior amplitude. As maiores coerências estão centradas entre 0,15 e 0,125 cpd (6,5 e 8 dias). Em 0,15 cpd, a componente paralela da corrente a 30m está à frente das mesmas componentes a 75m e a 130m (-11° e -15°). A 0,125 cpd, as componentes de corrente paralela à costa estão todas em fase, mas a energia é maior a 130m que a 75m ou a 30m (figuras 3.12, 3.16 e 3.20). Nas componentes transversais a 30m e a 75m, a importância da variância nestas bandas de frequência é secundária, mas a 130m é a mais importante e mais energética que em níveis próximos à superfície. Além disso, as defasagens espectrais indicam que, em uma faixa entre 0,15 e 0,1 cpd (6 e 10 dias), a componente transversal a 130m tende a estar à frente das mesmas componentes tanto a 30m quanto a 75m entre 20° e 40° , em torno de 24 e 40 horas (figuras 3.29 e 3.30). Ao longo de toda a banda, as componentes paralela e transversal das correntes a 130 metros estão apenas 8 horas em defasagem, com coerência de quase 1 (figura 3.37). Temperatura e salinidade também apresentaram energia nesta banda de frequências, mais importante a 30m de profundidade e maior em 0,11 cpd. É importante notar que as estimativas de densidade espectral deixam claro que nível, temperatura e salinidade apresentam picos de maior amplitude em 0,14 cpd, enquanto as correntes geralmente apresentam maior concentração de energia em 0,11 cpd.

CL95 propuseram uma onda forçada que se move em direção ao equador junto ao sistema atmosférico como uma das possíveis fontes de energia para a variabilidade de baixa frequência do nível costeiro entre o Cabo de Santa Marta e Cabo Frio. Como já foi mencionado ante-

riormente, o período de 10 dias é crítico para o primeiro modo de ondas barotrópicas livres nas proximidades da Ilha do Arvoredo ($\simeq 27^\circ\text{S}$), que são atenuadas pelo atrito com o fundo e não se propagam a grandes distâncias. Para perfis transversais à plataforma ao norte de Santa Catarina, os períodos calculados para essas ondas por CL95 são menores (períodos calculados em menos de 2 dias ao largo de Santos) e a faixa entre 6,5 e 10 dias passa a sofrer menor efeito do atrito. Assim, a atenuação de ondas de plataforma barotrópicas ocorreria com intensidade variada ao longo da costa. No limite do período mais longo e interagindo com os ventos paralelos à costa (em justificativa a alta coerência observada entre 7 e 10 dias), a propagação das anomalias de nível em direção ao norte, ao longo da costa sul e sudeste do Brasil ainda seria possível. Este argumento abre a possibilidade de uma onda com características de um primeiro modo barotrópico influenciar o nível na região costeira ao norte do local de fundeio.

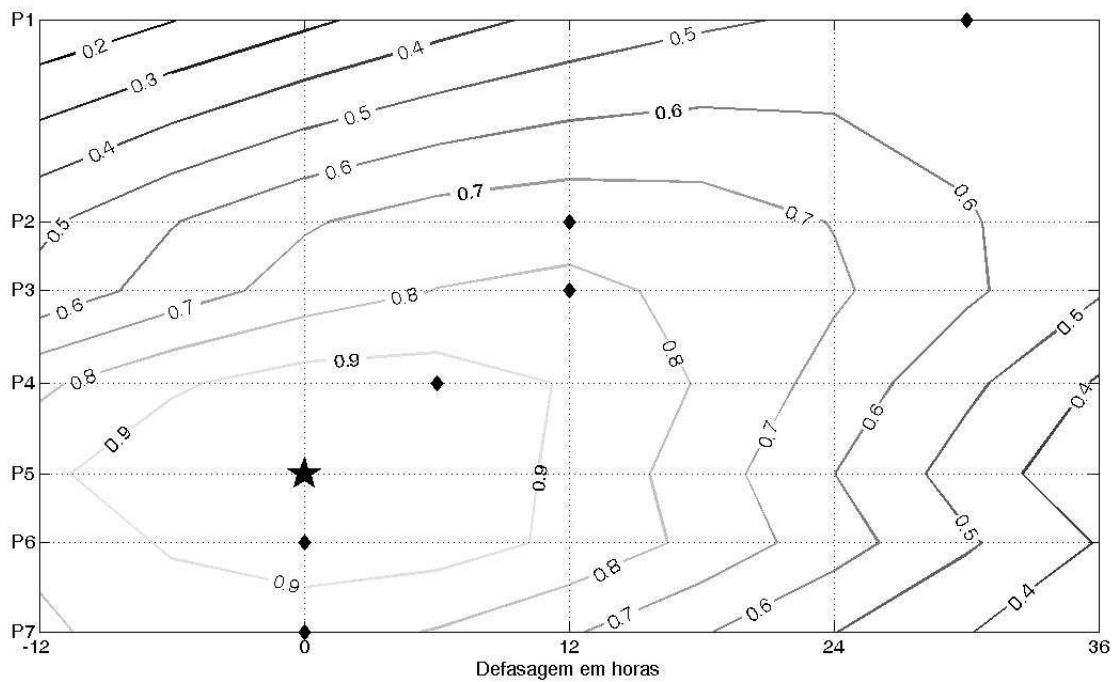


Figura 3.33: Correlação cruzada entre as séries de pressão atmosférica média ao nível do mar. A escala do eixo y é proporcional à distância em linha reta entre os pontos de grade escolhidos. A estrela indica a série tomada como referência para as correlações. As melhores correlações estão indicadas pelo pontos: P7 (0,84), P6 (0,95), P5 (1,00), P4 (0,94), P3 (0,81), P2 (0,77) e P1 (0,53).

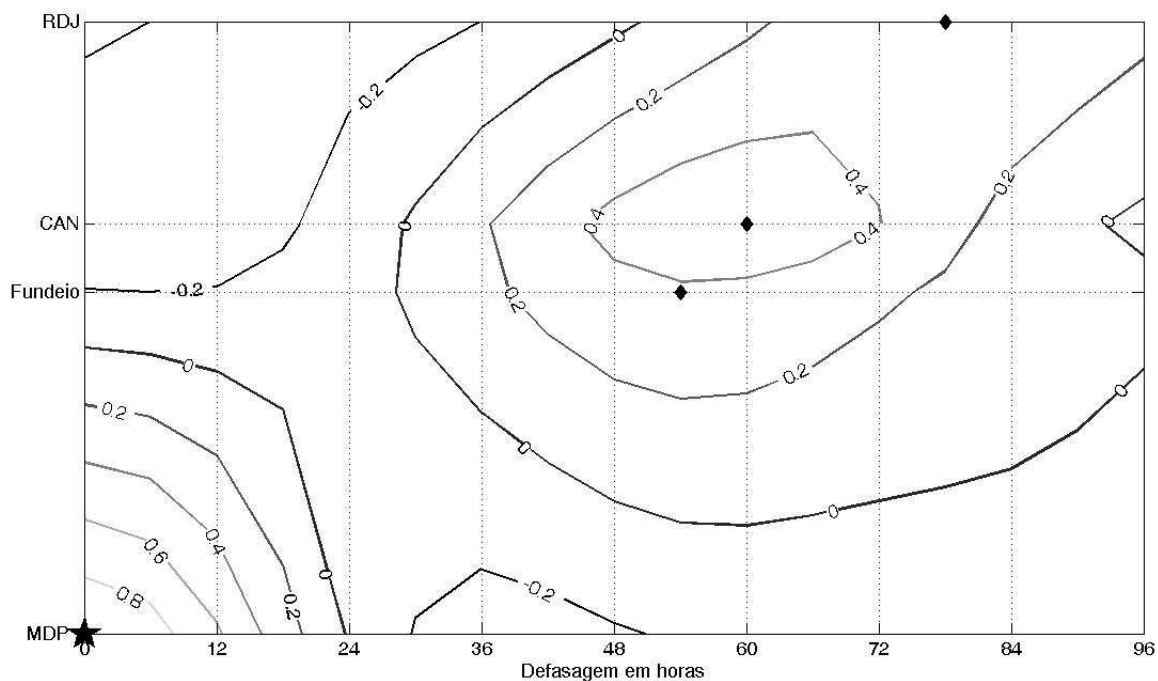


Figura 3.34: Correlação cruzada entre as séries filtradas entre 2 e 10 dias de nível do mar. As melhores correlações estão indicadas pelos pontos. A estrela indica a série tomada como referência para as correlações. As melhores correlações estão indicadas pelos pontos: MDP (1,00), F (0,37), CAN (0,56) e RDJ (0,39).

As coerências e defasagens apontam que há alto grau de associação entre a energia de variáveis atmosféricas e oceânicas na faixa de frequências de 0,15 a 0,11 cpd (6,5 a 8,5 dias). Essas características podem ser indícios de uma anomalia da circulação das águas da plataforma que se propaga junto com sistemas atmosféricos frontais, do sul para o norte, ao longo da costa sul e sudeste do Brasil, e mostra que a onda forçada proposta por CL95 pode ser a forçante da variabilidade nesta banda de frequência. É possível observar na figura 3.33 que existe evidência de um sinal de anomalia de pressão atmosférica que se propaga para o norte a partir do ponto de grade próximo a Mar del Plata e a figura 3.32 destaca que todas as séries ao sul do local do fundeio apresentam máxima energia concentrada na frequência de 0,14 cpd (7 dias). Se for possível considerar que os pontos de melhor correlação indicados na figura 3.33 representam a propagação de sistemas atmosféricos ao longo da costa, a velocidade de propagação seria estimada em 17 m/s (1470 km/dia) do ponto P5 ao Rio de Janeiro. No entanto, as séries correlacionadas na figura 3.33 pode conter outros sinais importantes que podem influenciar este resultado.

A aplicação de um filtro passa-banda nas séries de nível e pressão atmosférica (para reter sinais com períodos entre 2 e 10 dias) e posterior análise de correlação cruzada sugerem que há propagação de um sinal com período entre 2 e 10 dias tanto em nível (figura 3.34) quanto em pressão (figura 3.35). Apesar das baixas correlações entre as séries de nível, a orientação do eixo

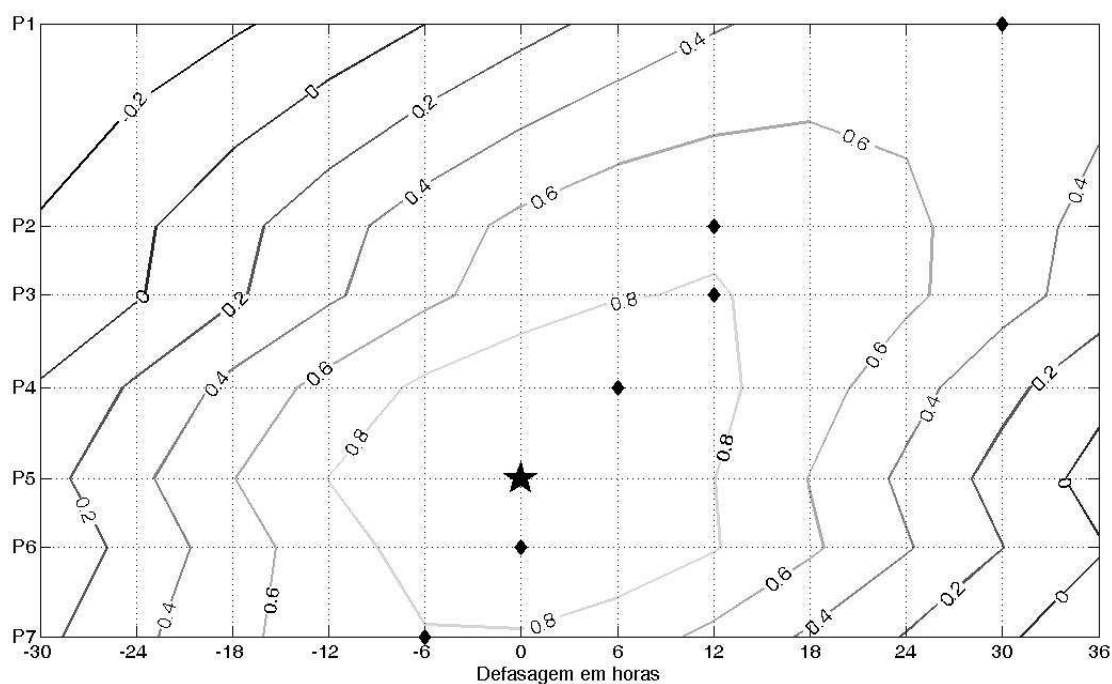


Figura 3.35: Correlação cruzada entre as séries filtradas entre 2 e 10 dias de pressão atmosférica. As melhores correlações estão indicadas pelo pontos: P7 (0,78), P6 (0,95), P5 (1,00), P4 (0,93), P3 (0,81), P2 (0,77) e P1 (0,53).

formado pelos pontos de melhor correlação sugere a propagação de anomalias. Considerando os pontos de melhor correlação entre as séries filtradas na banda de 2-10 dias como a propagação da anomalia, o sinal de pressão teria velocidade de propagação de aproximadamente 7 m/s (611 km/dia). As correlações entre as séries de nível indicam velocidade de 7,83 m/s (677 km/dia).

As correlações entre as séries de pressão filtradas na banda de 2-10 dias, calculadas com referência ao ponto P5 (figura 3.35), são praticamente iguais às correlações apresentadas na figura 3.33, com a mesma defasagem entre o ponto P5 e o Rio de Janeiro, mostrando que as oscilações com períodos entre 2 e 10 dias dominam a variabilidade das séries. As melhores correlações são altas em todo o domínio e a banda entre 2 e 10 dias representa entre 50% (Mar del Plata) e 60% (P4 e Fundeio) da variância em baixa frequência. No entanto, os espectros das séries de pressão são dominados por concentração de energia centrada em 7 dias e é essa componente espectral que deve estar representada na figura 3.35.

Em uma situação em que as ondas de períodos mais curtos (2-4 dias) são atenuadas rapidamente pelo atrito com o fundo e que a anomalia propagante observada nas correlações corresponde à ondas com mais longos períodos (5-10 dias), o comprimento de onda fica aproximadamente entre 1300 e 2600 km. Enquadrando estes comprimentos de onda no tratamento não dispersivo de ondas longas de Robinson (1964), as características da oscilação com período menor que 10 dias indicam que essa onda está próxima ao primeiro modo barotrópico.

Alguns autores já sugeriram que a região próxima ao Cabo de Santa Marta (SC) é importante

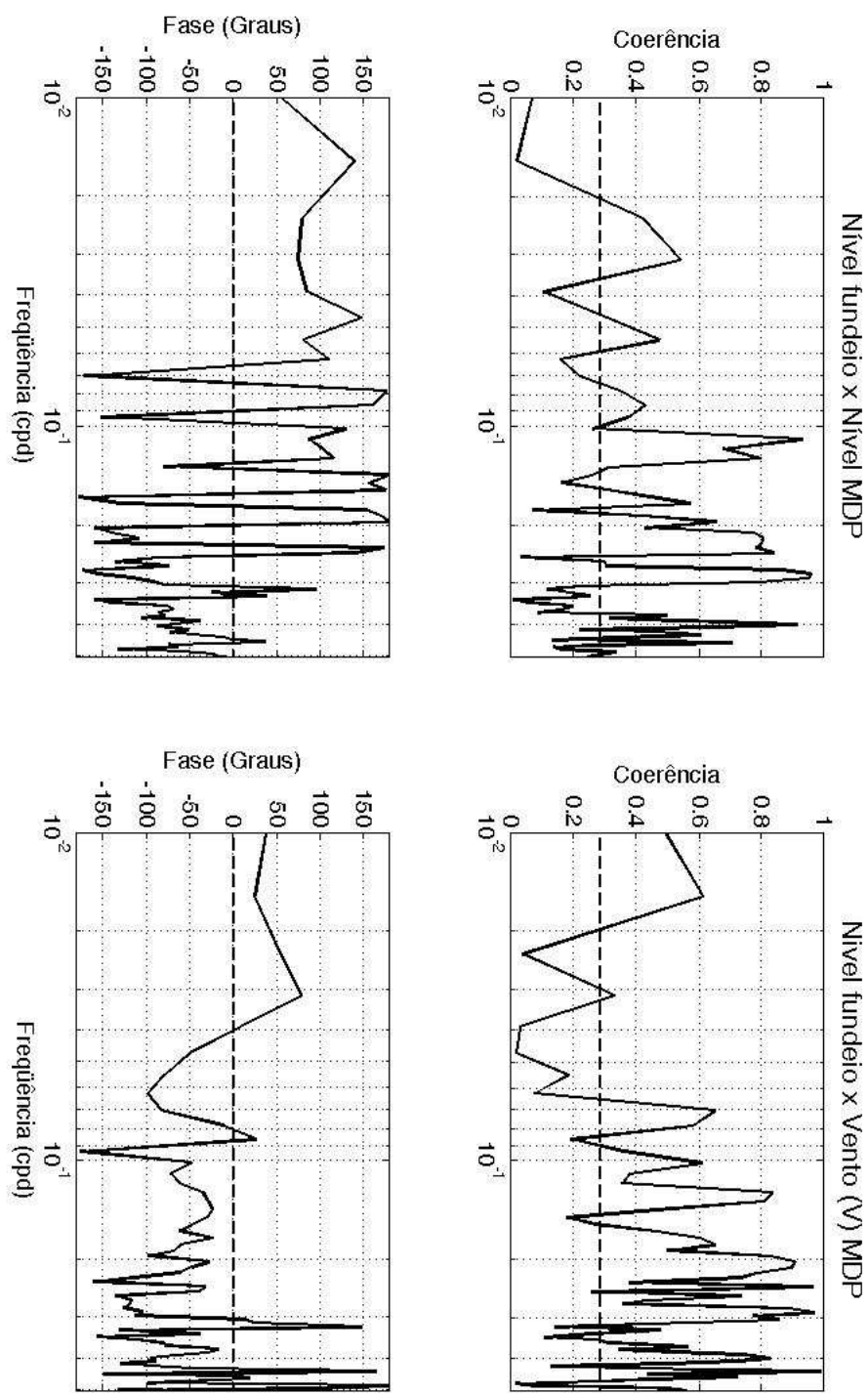


Figura 3.36: Coerência e fase entre as estimativas de densidade espectral de nível no local de fundeio e nível em Mar del Plata e nível e vento em Mar del Plata.

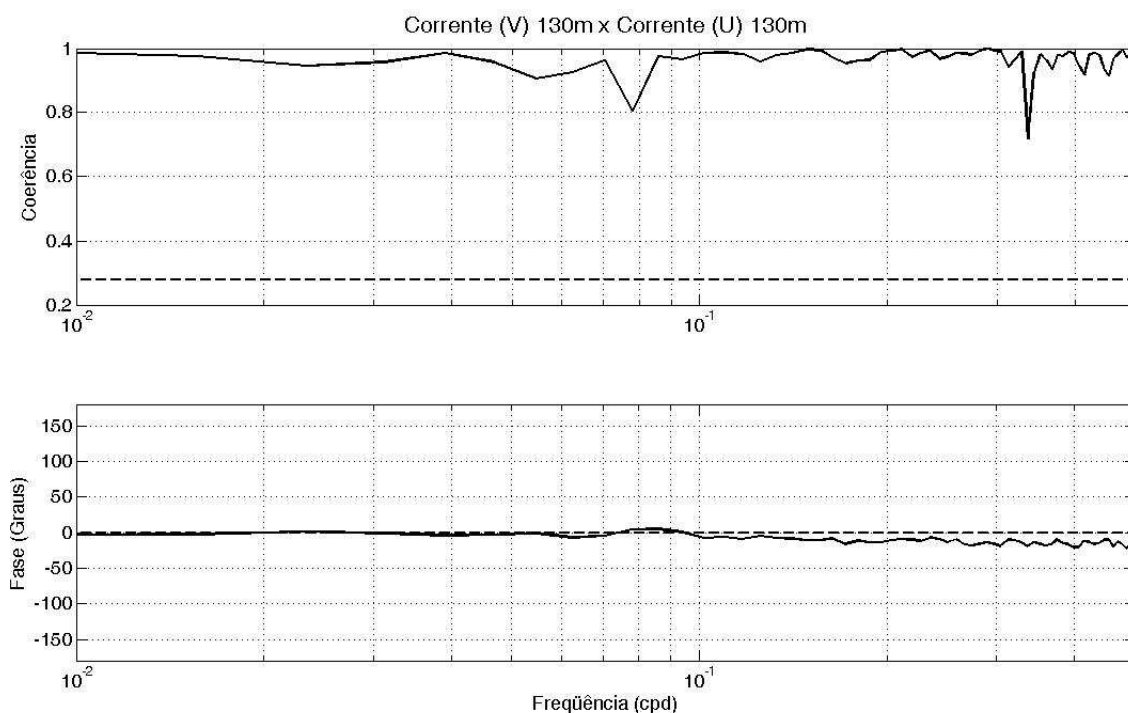


Figura 3.37: Coerência e fase entre as estimativas de densidade espectral das componentes de correntes a 130 metros de profundidade.

na geração de ondas de plataforma. Em estudo de modelagem numérica sobre a resposta barotrópica do Atlântico Sudoeste às marés e ao vento, Palma et al. (2004) observaram que, nas proximidades do Cabo de Santa Marta ($\simeq 27^{\circ}\text{S}$), o vento pode gerar ondas de plataforma por balanço entre estiramento e advecção de vorticidade favorecido pela topografia da plataforma (largura e gradiente de profundidade). Os espectros das componentes norte-sul do vento, ao sul do local de fundeio (figura 3.25), indicam que a banda de 0,14-0,10 cpd é menos energética. No ponto de grade referente a Mar del Plata, a energia é maior em 0,14 cpd. Ao norte, há uma divisão do padrão de distribuição de energia entre as frequências, com as concentrações centradas em 0,14 e em 0,10 cpd. Sobre o ponto do local de fundeio, a pico de maior amplitude, nesta faixa, é o de 0,14 cpd.

Apesar da aparente importância do modo barotrópico, a defasagem entre as componentes transversais de corrente pode indicar a importância de processos baroclínicos, assim como ocorre na banda entre 2 e 6 dias. Entre 7 e 10 dias, então, o vento poderia gerar uma onda próxima ao primeiro modo barotrópico que viajaria em direção ao norte acompanhando os sistemas atmosféricos e oferecendo suporte à hipótese de CL95. Essa onda teria energia centrada em 0,14 cpd (7 dias) e alteraria de maneira mais acentuada o nível na costa e o regime de correntes, salinidade e temperatura em níveis mais próximos à superfície. Além disso, a ação do vento também pode excitar a propagação de anomalias com energia centrada em 0,11 cpd (8,5 dias) com características baroclínicas que influenciaria mais intensamente o nível na plataforma externa e as correntes em subsuperfície no local de fundeio. O espectro de nível de Mar del

Plata (figura 3.6) apresenta energia centrada em 0,11 cpd e os níveis em Mar del Plata e no local de fundeio são altamente coerentes entre 0,125 e 0,11 cpd (8 e 9 dias) (figura 3.36). Outro indício desta associação é a coerência (maior que 0,80) entre o vento próximo a Mar del Plata e o nível do local de fundeio (figura 3.36) entre 0,13 e 0,11 cpd (7,5 e 8 dias). A análise indica que estes picos de coerência estão defasados em -63° em 0,13 cpd e em 30° em 0,11 cpd. Este resultado evidencia que o nível do fundeio está adiantado em aproximadamente 2,6 dias em relação ao vento em Mar del Plata em frequências próximas a 0,13 cpd. Por outro lado, o vento em Mar del Plata passa a estar aproximadamente 1,6 dias adiantado em relação ao nível no local de fundeio em 0,11 cpd. Dessa forma, as anomalias centradas em 0,11 cpd podem ser geradas remotamente, nas proximidades de Mar del Plata, uma vez que o vento ao norte do ponto P5 deixa de exibir energia significativa centrada em 0,14 cpd.

3.2.4 Periodicidades entre 12 e 14 dias

Na banda que se estende de 0,083 a 0,071 cpd (12 e 14 dias, respectivamente), os espectros de nível das quatro séries analisadas apresentam concentrações de energia pequenas, mais notáveis em Mar del Plata (0,071 cpd) e no Rio de Janeiro (0,083 cpd - figura 3.6 e 3.3). Nas estimativas espectrais das séries de vento, o sinal localizado nesta banda de frequências é maior em Mar del Plata. No ponto de grade referente ao ponto P6, o nível de energia é a metade da energia observada na Argentina e cai daí em diante (figura 3.25). Nas séries obtidas para os pontos de grade correspondentes a Cananéia e Rio de Janeiro, o vento apresenta pequena concentração de energia centrada em 0,10 cpd (10 dias - figuras 3.9 e 3.8), mas a amplitude de pico é cerca de duas ordens de magnitude menor que a amplitude do pico espectral em Mar del Plata. No local de fundeio, vento paralelo à costa e nível apresentam baixa coerência significativa (0,39), com defasagem de aproximadamente 60° (vento 4 dias à frente do nível).

Entretanto, as características mais importantes são observadas nas correntes. O pico de maior amplitude espectral da corrente paralela à batimetria a 30m está centrado em 12 dias. Neste nível de profundidade, as séries da componente transversal, temperatura e salinidade também apresentam sinal centrado nesta banda (figura 3.13, 3.14 e 3.15). Embora a concentração de energia observada na estimativa espectral da série de temperatura para esta banda não seja a mais importante, o nível de energia é bem maior que o encontrado nos dois outros níveis de profundidade. A 75m e 130m, a energia centrada em 12 dias diminui, mas continua presente (figuras 3.18 e 3.22). As correntes paralelas são altamente coerentes (coerências maiores que 0,75), com a corrente a 30m à frente 8 horas (-5°) em relação a mesma componente a 75m e 13 horas ($-7,5^\circ$) em relação à corrente a 130m (figura 3.28). As correntes transversais à batimetria são coerentes em 0,087 cpd, mas as defasagens são maiores (-17° entre 30m e 75m e -35° entre 30m e 75m - figura 3.30). Vento paralelo à costa e corrente paralela à batimetria a 30m não apresentam coerência significativa. A mesma componente de vento apresenta baixa coerência com a corrente transversal à batimetria também a 30m ($\simeq 0,35$), praticamente em

oposição de fase. A baixa coerência entre o vento paralelo à costa no ponto P3 e o nível e correntes medidas no local de fundeio sugerem que o vento local não seja a principal forçante da variabilidade nesta banda de frequências.

Ao comparar os espectros de nível costeiros (figura 3.38), a análise de coerência espectral apontou que o maior valor entre Mar del Plata e Cananéia é de 0,95 em 0,071 cpd, com defasagem de aproximadamente 7 dias (90°). Entre Mar del Plata e Rio de Janeiro, a maior coerência é de 0,62 também em 0,071 cpd, com defasagem de 12 dias (160°). Quando são comparadas as séries de nível em Mar del Plata e no local de fundeio, a maior coerência é observada em 0,087 e é pouco maior que 0,40 (figura 3.36). Nessa banda, a série de Mar del Plata está cerca de 98° (6,6 dias) à frente da série de nível registrada no local de fundeio. Nota-se que há uma diferença na frequência em que é observada a maior coerência e, também, que a coerência é menor entre Mar del Plata e o nível do fundeio. Essas discrepâncias são indícios de que o nível nas proximidades da quebra de plataforma é forçado de maneira diferente nesta banda.

Os resultados apresentados sugerem que há evidências da propagação de anomalias de nível ao longo da costa com período de aproximadamente 14 dias e velocidade de fase de aproximadamente 183 km/dia (ou 2,12 m/s, assumindo a defasagem espectral observada entre Mar del Plata e Rio de Janeiro) e que devem ter origem ao sul, mais provavelmente entre Mar del Plata e o ponto P6, onde o vento também oscila na mesma frequência. Este resultado é bem diferente do encontrado por CL95 (8-10 m/s). Apesar de apresentar variabilidade na mesma banda de frequência, os dados do marégrafo fundeado aparentemente não apresentam as mesmas características de coerência e defasagem necessárias para serem incluídos no grupo formado pelas séries de nível costeiros influenciado pela passagem dessa onda. Por outro lado, o espectro de nível do fundeio e a série de ventos norte-sul em Mar del Plata apresentam boa coerência entre 12 e 14 dias (acima de 0,60), com a defasagem em 21° (figura 3.36). Estudos de ondas de plataforma em outras regiões costeiras afirmam que, na presença de estratificação, a descrição das ondas deve incluir efeitos baroclínicos e, conseqüentemente, mais de um modo de onda de plataforma deve ser considerado (ver referências em Freeland et al. (1986)). A variabilidade da série de temperatura a 75m, mais energética que em outros níveis de profundidade pode ser uma evidência da importância da estratificação, da mesma maneira como ocorre nas outras bandas de frequências analisadas anteriormente, com modos de oscilações baroclínicas aprisionadas na região da plataforma externa e talude.

3.2.5 Periodicidades maiores que 15 dias

Abaixo de 0,066 cpd, o espectro da série de nível no local de fundeio exhibe concentração de energia em 0,045 cpd (22 dias). Esse pico é um dos mais importantes do espectro (3º em ordem de amplitude espectral). Nas séries de nível registradas na costa, apenas Cananéia e Rio de Janeiro exibem pequena concentração de energia, com o espectro de Mar del Plata apresentando

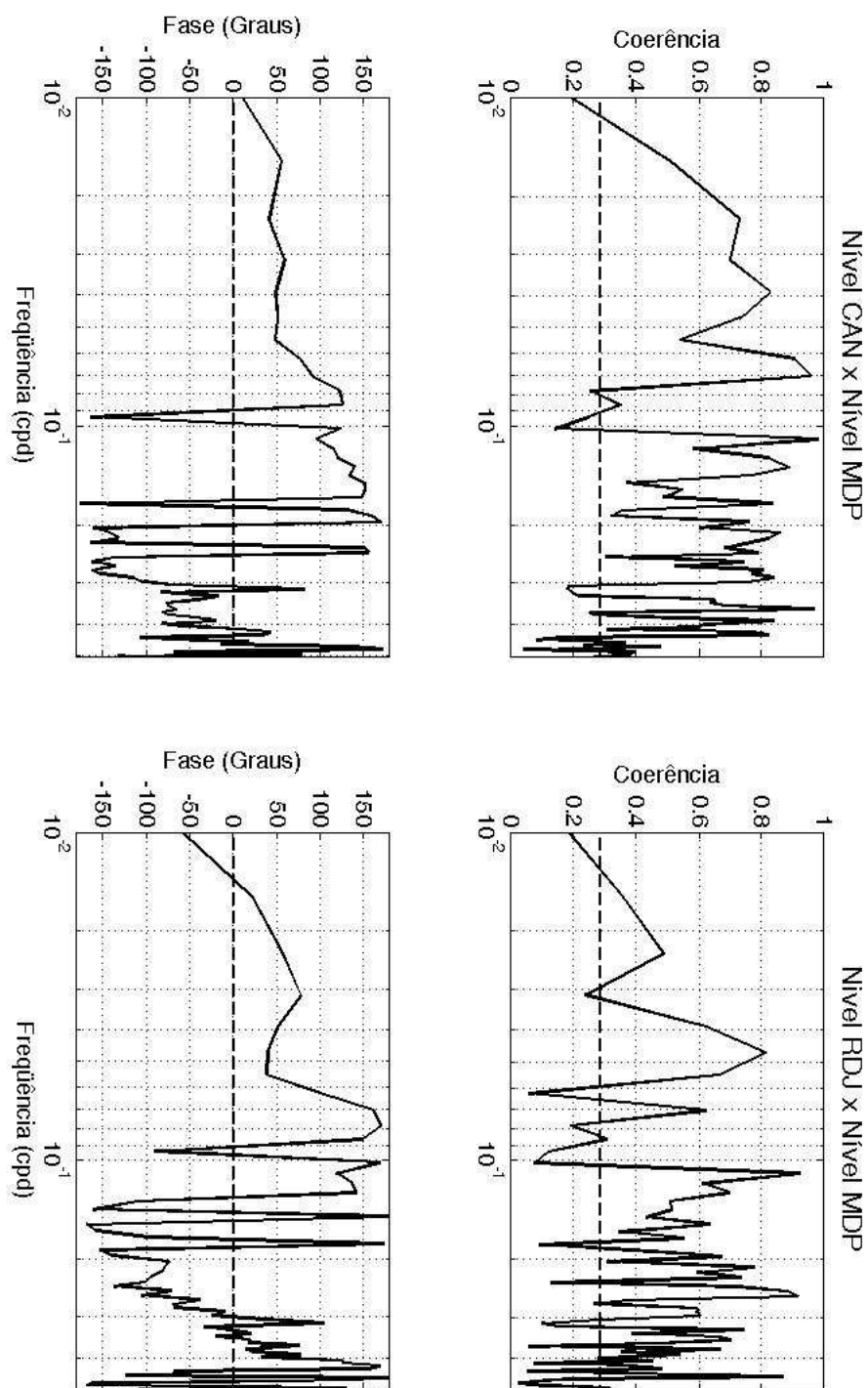


Figura 3.38: Coerência e fase entre as estimativas de densidade espectral das séries de nível costeiros.

pico relativamente insignificante (3.6). Novamente, o vento apresenta maiores concentrações de energia nessa banda ao sul, entre Mar del Plata e o ponto P6, mas com amplitude muito menor que os picos detectados em outras bandas (figura 3.25).

A estrutura vertical de correntes (figuras 3.12, 3.16 e 3.20) mostra que a energia das componentes paralelas à batimetria é maior a 30m e cai em direção à 130m. Entre as componentes paralelas a 30m e 75m, a coerência máxima nessa banda é observada em 0,055 cpd (18 dias) e é maior que 0,80. A corrente a 75m está cerca de 10° (24 horas) adiantada em relação à corrente à 30m. A mesma relação é observada entre a corrente a 30m e a 130m e isso indica que as correntes a 75m e 130m estão em fase e que há propagação em direção à superfície. Na direção transversal, a variabilidade é maior a 30m e a 130m. A coerência entre as correntes a 30m e 75m (figura 3.29) é maior que 0,90 em 0,055 cpd, com a defasagem de aproximadamente -6° , ou 14 horas (corrente a 30m adiantada). Entre 30m e 130m, a coerência nessa banda é bem menor ($\simeq 0,50$) e a corrente a 30m está cerca de 3 dias adiantada (-30°). As componentes de corrente paralela e transversal a 130m estão praticamente em fase e apresentam coerência maior que 0,90 (figura 3.37). Apesar das correntes paralelas em níveis de profundidade mais próximos à superfície estarem adiantadas, as componentes transversais apresentam uma propagação do fundo em direção à superfície. Isso pode indicar que as componentes paralelas apresentam variação de intensidade antes a 30m e a 75m, mas a rotação dos vetores de corrente têm início no fundo e propaga-se em direção à superfície.

Outra vez, os espectros de temperatura mostram-se mais energéticos a 75m. Desta vez, essa energia é acompanhada pelo pico de maior amplitude espectral de salinidade, também a 75m. É bom ressaltar as componentes espectrais de temperatura e salinidade em mais baixa frequência apresentam concentrações de energia centrada em 0,043-0,045 cpd (23-22 dias) e em 0,023-0,026 (43-38 dias). A 75m e 130m, essas componentes espectrais são as mais importantes. Em geral, as componentes de correntes nestes níveis de profundidade não apresentam pico de energia significativo entre 0,023-0,026 cpd. A variabilidade de correntes entre 0,023-0,026 cpd só é significativa na estimativa de densidade espectral das correntes a 30m. Do restante do conjunto de dados analisado, apenas o nível no local de fundeio e no Rio de Janeiro também apresentam concentrações de energia em periodicidades maiores que 30 dias (além, claro, das séries de temperatura e salinidade). Também foram identificados sinais de variabilidade em frequências ainda mais baixas, mas apenas em temperatura e salinidade. Por exemplo, o espectro de temperatura a 30m apresenta pico de energia de maior amplitude centrado em 0,007 cpd (128 dias) que deve estar influenciado pela forte anomalia aparente na figura 2.9.

Novamente, apenas o vento entre Mar del Plata e o ponto P6 apresentam picos de energia nessa banda (figura 3.25), entretanto a coerência entre o nível no local de fundeio e o vento em Mar del Plata não apresenta valor significativo. Nível no local do fundeio e vento local paralelo à costa apresentam alta coerência ($\simeq 0,80$) e estão 154° fora de fase, o que corresponde a vento à frente de nível 15,5 dias. Estes resultados sugerem que as variações com períodos próximos aos 20 dias devem ter origem oceânica ou podem ser forçados em outro lugar que não a região

compreendida entre Mar del Plata e o local de fundeio. Casares Pinto (1998) detectou energia concentrada em 21 dias nas componentes paralelas à costa de correntes utilizando dados do mesmo fundeio e sugeriu que essa variabilidade estivesse relacionada à atividade de mesoescala da CB. Ao analisar as séries completas, Casares Pinto (1998) também identificou concentração de energia em 51 dias. As diferenças na localização dos picos podem ser causados pelo método utilizado na análise espectral, pois, como foi descrito anteriormente, os espectros apresentados ao longo do trabalho utilizaram janelamento para obter maior confiabilidade na presença dos picos em detrimento da resolução no domínio das frequências. Assim, o pico de 51 dias detectado por Casares Pinto (1998) pode ser o mesmo que o de 42 dias observado nestas análises.

A baixa coerência com o vento, tanto local quanto remoto, a aparente propagação de fase do fundo em direção à superfície e a alta variabilidade detectada para salinidade e temperatura em níveis intermediários da coluna de água sugerem duas possibilidades: a variabilidade de correntes forçadas pela CB e a passagem de ondas de plataforma geradas ao sul de Mar del Plata. Qualquer alternativa entre essas duas poderia justificar o período e a coerência da estrutura vertical. Apesar disso, ainda faltam estudos locais sobre a periodicidade dos fenômenos de mesoescala e sobre a propagação de ondas com períodos maiores que 20 dias. A definição das forçantes nessa escala intra-sazonal merece maior atenção e um estudo futuro mais aprofundado.

Capítulo 4

Conclusões

O presente trabalho utilizou dados registrados por fundeio na plataforma externa de Santa Catarina, por estações maregráficas ao longo da costa sudeste da América do Sul e dados da Reanálise do NCEP para investigar características da variabilidade em baixa frequência (periodicidades mais longas que 2 dias) de nível, correntes, temperatura e salinidade nas proximidades da quebra de plataforma. Até o momento, o banco de dados formado pelos fundeios realizados entre 1996 e 1998 pelo LOCFIS dentro de convênio entre a FURG e a PETROBRAS S.A. é o mais longo e completo registro de correntes já realizado sobre a PCSB e permitiu uma visão mais aprofundada da estrutura vertical da variabilidade oceanográfica local e da importância da estratificação em uma região que era predominantemente descrita por modelos barotrópicos (como em Stech & Lorenzetti (1992) e CL95). Os resultados indicaram que, em frequências subinerciais, diferentes mecanismos forçam a variabilidade dos dados, com aparente importância de movimentos baroclínicos.

O primeiro mecanismo, na faixa de frequências entre 2-6 dias, sugere que a distribuição vertical de energia nos três níveis amostrados pelos correntógrafos obedeça em parte à dinâmica de Ekman, mas com ondas de plataforma baroclínicas atuando de maneira mais importante. Estas ondas devem estar aprisionadas à região da plataforma externa e talude e são provavelmente geradas por variações do campo de vento ao sul do local de fundeio.

Outro objetivo do trabalho (ver seção 1.7) era identificar a importância relativa das três fontes de energia que forçam oscilações barotrópicas em baixa frequência na PCSB e que foram apresentadas hipoteticamente por CL95 como:

1. uma onda gerada na parte sul da PCSB;
2. uma onda que se propaga junto à sistemas atmosféricos frontais que passam pela região;
3. uma onda gerada ao sul do Cabo de Santa Marta Grande.

Das três hipóteses apresentadas pelos autores, apenas a primeira hipótese não foi observada. Para oscilações com períodos entre 7-10 dias, as análises sugerem um primeiro modo de onda de plataforma barotrópica forçada, que se propaga junto com sistemas atmosféricos.

As correlações entre as séries de pressão atmosférica indicam que estas anomalias devem ter origem nas proximidades de Mar del Plata e concorda com duas das hipóteses de CL95: a primeira, de que parte da fonte de energia em baixa frequência na plataforma sudeste do Brasil está associada a uma onda deste tipo; a segunda, de que parte da energia disponível para a variabilidade em baixa frequência na plataforma sudeste do Brasil têm origem ao sul do Cabo de Santa Marta.

Além disso, as análises apontaram evidências da propagação de uma anomalia de nível costeiro com período de 14 dias e velocidade de propagação de aproximadamente 2,12 m/s que deve ser gerada entre a costa da Argentina e o sul do Rio Grande do Sul. Ao largo, nas proximidades da quebra de plataforma, a variabilidade dos dados de corrente sugere movimentos baroclínicos aprisionados pela topografia de fundo local com o mesmo período.

Em períodos maiores que 15 dias, a atmosfera da região estudada deixa de ser a forçante dominante e a variabilidade pode ser forçada pela atividade de mesoescala da CB ou pela variabilidade do campo de ventos ao sul de Mar del Plata. Estas possibilidades não foram investigadas e podem ser temas de estudos futuros.

Bibliografia

- Adams, J. & Buchwald, V. (1969). The generation of continental shelf waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 35:815–826.
- Aikman III, F., Ou, H., & Houghton, R. (1988). Current variability across the New England continental shelf-break and slope. *Continental Shelf Research*, 8:625–651.
- Alford, M. (2001). Internal swell generation: The spatial distribution of energy flux from the wind to mixed layer near-inertial motions. *Journal of Physical Oceanography*, 31(8):2359–2368.
- Allen, J. & Romea, R. (1980). On coastal trapped waves at low latitudes in a stratified ocean. *Journal of Fluid Mechanics*, 98:555–585.
- Andersen, N. (1974). On the calculation of filter coefficients for maximum entropy spectral analysis. *Geophysics*, 39(1):69–72.
- Beardsley, R. & Winant, C. (1979). On the mean circulation in the Mid-Atlantic Bight. *Journal of Physical Oceanography*, 9(3):612–619.
- Brink, K. (1982). A comparison of long coastal trapped wave theory with observations off Peru. *Journal of Physical Oceanography*, 12(8):897–913.
- Brink, K. (1991). Coastal-trapped waves and wind-driven currents over the continental shelf. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 23:389–412.
- Brink, K. & Allen, J. (1978). On the effect of bottom friction on barotropic motion over the continental shelf. *Journal of Physical Oceanography*, 8(5):919–922.
- Brink, K. H., Allen, J., & Smith, R. L. (1978). A study of low-frequency fluctuations near the Peru coast. *Journal of Physical Oceanography*, 8(6):1025–1041.
- Brooks, D. & Bane, J. (1983). Gulf Stream meanders off North Carolina during winter and summer. *Journal of Geophysical Research*, 88:4633–4650.
- Buchwald, V. & Adams, J. (1968). The propagation of continental shelf waves. *Proceedings of the Royal Society of London*, A305:235–250.

- Calado, L. (2006). Dinâmica da interação da atividade de mesoescala da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro. Tese de doutorado. USP.
- Campos, E., Gonçalves, J., & Ikeda, Y. (1995). Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight - summer of 1991. *Journal of Geophysical Research*, 100(9):18537–18550.
- Campos, E., Lorenzetti, J., Stevenson, M., Stech, J., & Souza, R. (1996). Penetration of waters from the Brazil-Malvinas Confluence region along the South American continental shelf up to 23°S. *Ann. Acad. Bras. de Ciências*, 68(1):49–58.
- Campos, E., Velhote, D., & Silveira, I. (2000). Shelf break upwelling driven by Brazil Current cyclonic meanders. *Geophysical Research Letters*, 27(6):751–754.
- Casares Pinto, E. (1998). Regime de correntes na plataforma continental externa de Santa Catarina. Dissertação de mestrado. FURG.
- Castelão, R., Campos, E., & Miller, J. (2004). A modelling study of coastal upwelling driven by wind and meanders of the Brazil Current. *Journal of Coastal Research*, 20:662–671.
- Castro, B. & Lee, T. (1995). Wind-forced sea level variability on the southeast brazilian shelf. *Journal of Geophysical Research*, 100(C8):16045–16056.
- Castro, B. & Miranda, L. (1998). Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf between 4°N and 34°S. In Brink, K. & Robinson, A., editors, *The Sea - The Global Coastal Oceans*, volume 10, chapter 8, pages 209–251. John Wiley & Sons, Inc.
- Chapman, D. (1983). On the influence of stratification and continental shelf and slope topography on the dispersion of subinertial coastally trapped waves. *Journal of Physical Oceanography*, 13(9):1641–1652.
- Chapman, D. & Brink, K. (1987). Shelf and slope circulation induced by fluctuating offshore forcing. *Journal of Geophysical Research*, 92:11741–11759.
- Charney, J. (1955). Generation of the oceanic currents by wind. *Journal of Marine Research*, 14:477–498.
- Church, J. A., Freeland, H. J., & Smith, R. L. (1986a). Coastal-trapped waves on the East Australian Continental shelf part i: Propagation of modes. *Journal of Physical Oceanography*, 16(11):1929–1943.
- Church, J. A., White, N. J., Clarke, A. J., Freeland, H. J., & Smith, R. L. (1986b). Coastal-trapped waves on the East Australian Continental shelf part ii: Model verification. *Journal of Physical Oceanography*, 16(11):1945–1957.

- Clarke, A. (1977). Observational and numerical evidence for wind-forced coastal trapped long waves. *Journal of Physical Oceanography*, 7(2):231–247.
- Clarke, A. & Thompson, R. (1984). Large-scale wind-driven ocean response in the Australian Coastal Experiment region. *Journal of Physical Oceanography*, 14(2):338–352.
- Condie, S. (1995). Interactions between western boundary currents and shelf waters: a mechanism for coastal upwelling. *Journal of Geophysical Research*, 100(C12):24811–24818.
- Csanady, G. (1997). On the theories that underlie our understanding of continental shelf circulation. *Journal of Oceanography*, 53(3):207–229.
- Cutchin, D. & Smith, R. (1973). Continental shelf waves: Low-frequency variations in sea level and currents over the Oregon continental shelf. *Journal of Physical Oceanography*, 3(1):73–82.
- Ekman, V. (1905). On the influence of Earth's rotation on ocean currents. *Arkiv för matematik, astronomi och fysik*, 2(11):1–53.
- Emery, W. & Thompson, R. (1998). *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Pergamon Press.
- Enfield, D. (1987). The intraseasonal oscillation in eastern Pacific sea levels: How is it forced? *Journal of Physical Oceanography*, 17(11):1860–1876.
- Enfield, D. & Allen, J. (1983). The generation and propagation of sea level variability along the Pacific coast of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 13(6):1012–1033.
- Evans, J. (1985). Selection of a numerical filtering method: convolution or windowing? *Journal of Geophysical Research*, 90(C7):4991–4994.
- Fernandes, A. (2001). Dinâmica baroclínica da corrente do Brasil na região sudeste. Dissertação de mestrado. USP.
- Freeland, H., Boland, F., Church, J., Clarke, A., Forbes, A., Huyer, A., Smith, R., Thompson, R., & White, N. (1986). The Australian Coastal Experiment: A search for coastal-trapped waves. *Journal of Physical Oceanography*, 16(7):1230–1249.
- Freitas, A. (2000). Circulação das águas da plataforma continental de Santa Catarina. Trabalho de Graduação. FURG.
- Freitas, A. (2003). A estrutura vertical do sistema de correntes de contorno oeste ao sul da bifurcação de Santos. Dissertação de mestrado. FURG.
- Garreaud, R. (2000). Cold air incursions over subtropical South America: Mean structure and dynamics. *Monthly Weather Review*, 128(7):2544–2559.

- Garzoli, S. & Simionato, C. (1990). Baroclinic instabilities and forced oscillations in the Brazil/Malvinas currents confluence. *Deep Sea Research*, 37(6):1053–1074.
- Gill, A. & Clarke, A. (1974). Wind-induced upwelling, coastal currents and sea-level changes. *Deep Sea Research*, 21:325–345.
- Gill, A. & Schumann, E. (1974). The generation of long shelf waves by the wind. *Journal of Physical Oceanography*, 4(1):83–90.
- Gill, A. E. (1982). *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press.
- Hamon, B. (1962). The spectrums of mean sea level at Sydney, Coff's Harbour and Lord Howe Island. *Journal of Geophysical Research*, 67:5147–5155.
- Hogg, N. (1981). Topographic waves along 70°W on the continental rise. *Journal of Marine Research*, 39:627–649.
- Houghton, R., Flagg, C., & Pietrafesa, L. (1994). Shel-slope water frontal structure, motion and essy heat flux in the Southern Middle Atlantic Bight. *Deep Sea Research*, 41(2-3):273–306.
- Huyer, A., Hickey, B., Smith, J., Smith, R., & Pillsbury, R. (1975). Alongshore coherence at low frequencies in currents observed over the continental shelf off Oregon and Washington. *Journal of Geophysical Research*, 80(24):3495–3505.
- Huyer, A. & Patullo, J. (1972). A comparison between wind and current observations over the continental shelf off Oregon, summer 1969. *Journal of Geophysical Research*, 77:3200–3215.
- Huyer, A., Smith, R., & Sobey, E. (1978). Seasonal differences in low-frequency current fluctuations over the Oregon continental shelf. *Journal of Geophysical Research*, 83:5077–5089.
- Huyer, A., Smith, R., Stabeno, P., Church, J., & White, N. (1988). Currents off South-eastern Australia: results from the Australian Coastal Experiments. *Australian Journal of Marine and Freshwater Research*, 39:245–288.
- Johns, W. & Watts, D. (1986). Time scales and structure of topographic Rossby waves and meanders in the deep Gulf Stream. *Journal of Marine Research*, 44:267–290.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, B., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., & Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3):437–471.
- Kundu, P., Allen, J. S., & Smith, R. (1975). Modal decomposition of the velocity field near the Oregon coast. *Journal of Physical Oceanography*, 5(4):683–704.

- Lee, T. & Atkinson, L. (1983). Low-frequency current and temperature variability from the Gulf Stream frontal eddies and atmospheric forcing along the southeast U.S. outer continental shelf. *Journal of Geophysical Research*, 88(C8):4541–4567.
- Lee, T., Ho, W., Kourafalou, V., & Wang, J. (1984). Circulation on the continental shelf of the Southeastern United States. part i: subtidal response to wind and Gulf Stream forcing during the winter. *Journal of Physical Oceanography*, 14(6):1001–1012.
- Lee, T., Williams, E., Wang, J., & Evans, R. (1989). Response of South Carolina continental shelf waters to wind and Gulf Stream forcing during winter of 1986. *Journal of Geophysical Research*, 94(C8):10715–10754.
- Lee, T., Yoder, J., & Atkinson, L. (1991). Gulf Stream frontal eddies influence on productivity of the southeast U.S. continental shelf. *Journal of Geophysical Research*, 96(C12):22191–22205.
- Lima, J. (1997). Oceanic circulation on the brazilian shelf break and continental slope at 22°S. Tese de Doutorado. Universidade de New South Wales.
- Louis, J., Petrie, B., & Smith, P. (1982). Observations of topographic Rossby waves in the continental margin off Nova Scotia. *Journal of Physical Oceanography*, 12:47–55.
- Madden, R. & Julian, P. (1971). Detection of a 40-60 day oscillation in the zonal wind field in the tropical Pacific. *Journal of Atmospheric Sciences*, 28:702–708.
- Madsen, O. (1977). A realistic model of the wind-induced Ekman boundary layer. *Journal of Physical Oceanography*, 7(2):248–255.
- Mitchum, G. & Clarke, A. (1986). The frictional nearshore response to forcing by synoptic scale winds. *Journal of Physical Oceanography*, 16(5):934–946.
- Mooers, C. & Smith, R. (1968). Continental shelf waves off Oregon. *Journal of Geophysical Research*, 73:549–557.
- Mysak, L. (1980). Recent advances in shelf wave dynamics. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 18:211–241.
- Noble, M. & Butman, B. (1979). Low-frequency wind-induced sea level oscillations along the east coast of North Carolina. *Journal of Geophysical Research*, 84(C6):3227–3236.
- Palma, E., Matano, R., & Piola, A. (2004). A numerical study of the Southwestern Atlantic shelf circulation: barotropic response to tidal and wind forcing. *Journal of Geophysical Research*, 109:C08014.

- Pickart, R. (1995). Gulf stream-generated topographic Rossby waves. *Journal of Physical Oceanography*, 25:574–586.
- Pimenta, F., Melo, E., Franco, D., & Zavialov, P. (2004). Assesment of Santa Catarina shelf currents through the analysis of indirect measurements. *Journal of Coastal Research*, SI39:651–655.
- Preisendorfer, R. (1988). *Principal component analysis in meteorology and Oceanography*. Elsevier.
- Ramp, S. (1989). Moored observations of current and temperature on the shelf and upper slope near ring 82b. *Journal of Geophysical Research*, 94:18071–18087.
- Rhines, P. (1970). Edge-, bottom-, and Rossby waves in a rotating stratified fluid. *Geophysical Fluid Dynamics*, 1:273–302.
- Robinson, A. R. (1964). Continental shelf waves and the response of sea level to weather systems. *Journal of Geophysical Research*, 69(2):367–368.
- Scott, J. & Csanady, G. (1976). Nearshore currents off long island. *Journal of Geophysical Research*, 81:5401–5409.
- Shaw, P. & Csanady, G. (1983). Self-advection of density perturbations on a sloping continental shelf. *Journal of Physical Oceanography*, 13:769–782.
- Shaw, P. & Csanady, G. (1988). Topographic waves over the continental slope. *Journal of Physical Oceanography*, 18:813–822.
- Shaw, P., Pietrafesa, L., Flagg, C., Houghton, R., & Su, K. (1994). Low-frequency oscillations on the outer shelf in the southern Mid-Atlantic Bight. *Deep Sea Research*, 41(2-3):253–271.
- Silveira, I. (2006). O sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ. Tese de Livre Docência. USP.
- Smith, P. (1978a). Low-frequency fluxes of momentum, heat, salt and nutrients at the shelf edge of the scotian shelf. *Journal of Geophysical Research*, 83(C8):4079–4096.
- Smith, R. (1974). A description of current, wind and sea level variations during coastal upwelling off the Oregon coast, july/august 1972. *Journal of Geophysical Research*, 79:435–443.
- Smith, R. (1978b). Poleward propagating disturbances in currents and sea levels along the Peru coast. *Journal of Geophysical Research*, 83:6083–6092.
- Souza, R. & Robinson, I. (2004). Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current. *Continental Shelf Research*, 24(2):241–262.

- Spillane, M., Enfield, D., & Allen, J. (1987). Intraseasonal oscillations in sea level along the west coast of the Americas. *Journal of Physical Oceanography*, 17(3):313–325.
- Stech, J. & Lorenzetti, J. (1992). The response of the South Brazilian Bight to the passage of wintertime cold fronts. *Journal of Geophysical Research*, 97(C6):9507–9520.
- Stevenson, M., Dias-Brito, D., Stech, J., & Kampel, M. (1998). How do cold water biota arrive in a tropical bay near Rio de Janeiro, Brazil? *Continental Shelf Research*, 18(13):1595–1612.
- Thompson, R. (1971). Topographic Rossby waves at a site north of the Gulf Stream. *Deep Sea Research*, 18:1–19.
- Thompson, R. (1983). Low-pass filters to suppress inertial and tidal frequencies. *Journal of Physical Oceanography*, 13(6):1077–1083.
- Thompson, R. & Luyten, J. (1976). Evidence for bottom-trapped topographic Rossby from single moorings. *Deep Sea Research*, 23:629–635.
- Thomson, W. (1879). On gravitational oscillations of rotating watter. *The Royal Society of Edinburgh*, 10:92–100.
- Wang, D. & Mooers, C. (1976). Coastal-trapped waves in a continuously stratified ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 6(6):853–863.
- Welch, P. (1967). The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short, modified periodograms. *IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics*, 15(2):70–73.
- Welsh, E., Hogg, N., & Hendry, R. (1991). The relationship of low frequency deep variability near the Hebble site to Gulf Stream fluctuations. *Marine Geology*, 99:303–317.
- Zierden, D., Bourassa, M., & O'Brien, J. (2000). Cyclone surface pressure fields and frontogenesis from NASA Scatterometer (NSCAT) winds. *Journal of Geophysical Research*, 105(C10):23967–23981.