José Roberto Bairão Leite

**Oscilações Inerciais sobre a Plataforma
Continental Sudeste do Brasil**

Tese de Doutorado apresentada à comissão de pós-graduação do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, para obtenção do grau de Doutor em Oceanografia Física.

Orientador:

Prof. Dr. Belmiro Mendes de Castro Filho

São Paulo

2014

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO

Oscilações Inerciais sobre a Plataforma Continental Sudeste do Brasil

José Roberto Bairão Leite

Tese de Doutorado apresentada à comissão de pós-graduação do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, para obtenção do grau de Doutor em Oceanografia Física.

Versão corrigida

Julgada em / / 2014

Prof. Dr. Belmiro Mendes de Castro Filho (Orientador)

Conceito

Prof. Dr.

Conceito

Prof. Dr.

Conceito

Prof. Dr.

Conceito

Prof. Dr.

Conceito

Muito se procura a partícula elementar, buscando-lhe dar uma identidade, espécie de finalidade fundamental. No entanto, creio que a identidade chega à utilidade conforme o comportamento. E parece irrefutável que o comportamento oscilatório orbital está presente desde as mais ínfimas acepções da matéria, entre elas o elétron, até suas mais astronômicas constituições, como as galáxias. Passando por todas as dimensões, tudo “gira”: os elétrons têm spin e giram em torno de si mesmos e em torno de um núcleo, como os planetas fazem em relação às estrelas, como as galáxias em relação ao seu centro de massa. Até a luz faz uma curva improvável nos confins do Universo para voltar a um ponto inicial, que é final, permitindo-nos falar de Universo infinito.

Ao estudar oscilações inerciais de partículas no oceano, órbitas quase circulares como reflexo da rotação da Terra em torno de seu eixo, sonhei com o caminho de encontro da Física microscópica e macroscópica. Afinal, seria o comportamento oscilatório orbital a permear tudo?

Parece mágico, mas também em relação aos seres vivos, desde as moléculas constituintes fundamentais até nossas idéias, nossa *psique*, nossas sociedades, nosso comportamento momentâneo ou ao longo da vida, tudo no Universo parece conter o princípio elementar da órbita em torno de um centro.

Também parece óbvio, a ponto de ser simplista demais para nossa complexa Ciência e sociedade. Uma subversão que me faz lembrar as célebres palavras do grande mestre em apuros por sua rebeldia:

“Eppur si muove.”

Galileo Galilei (1564-1642)

Sumário

Agradecimentos	iii
Resumo	iv
Abstract	vi
Lista de Figuras	xviii
Lista de Tabelas	xxi
1 Introdução	1
1.1 Oscilações inerciais	1
1.2 Área de estudo	16
1.2.1 Características físicas da PCSE	17
2 Hipótese e objetivos	21
3 Dados e Métodos	22
3.1 Séries temporais de velocidade, temperatura e ventos	22
3.2 Tratamento de dados observacionais de corrente	25
3.2.1 Registros de correntógrafos	25
3.2.2 Filtro passa-banda inercial	26
3.2.3 Subtração das correntes maregráficas	27
3.2.4 Correntes inerciais	28
3.2.5 Análise espectral vetorial	30
3.2.6 Demodulação complexa	31
3.3 Modelagem Matemática	34

3.3.1	<i>Regional Ocean Modelling System (ROMS)</i>	34
4	Resultados Observacionais	38
4.1	Séries temporais de corrente, temperatura e ventos	38
4.1.1	Campanha 0 (27/06/2001 a 12/08/2001), radial Cabo Frio	41
4.1.2	Campanha 1 (11/12/2001 a 21/03/2002), radial Ubatuba	49
4.2	Análise espectral rotacional- faixa inercial na PCSE	54
4.2.1	Campanha 0 (27/06 a 12/08/2001), radial Cabo Frio	56
4.2.2	Campanha 1 (11/12/2001 a 21/03/2002), radial Ubatuba	59
5	Resultados Numéricos	61
5.1	Campos iniciais homogêneos	61
5.2	Campos iniciais em 3 camadas	63
5.3	Campos iniciais linearmente estratificados	64
5.4	Campos iniciais climatológicos	68
6	Análise	71
6.1	Oscilações inerciais observadas na PCSE	71
6.2	Interação oscilação inercial-fluxo básico na PCSE	74
6.3	Variabilidade espacial das oscilações inerciais na PCSE	79
6.4	Propagação vertical das oscilações inerciais	82
6.4.1	Ondas inerciais internas	84
6.5	Bombeamento inercial	86
7	Conclusões	88
	Referências Bibliográficas	90
	Apêndice	98
A		98

Agradecimentos

Meus agradecimentos ao Professor Belmiro Mendes de Castro Filho, em virtude do legado de conhecimento insuperável nesta Área da Ciência e pela valiosa orientação. A todos presentes nas campanhas do projeto DEPROAS, cujos dados constituíram-se no cerne deste trabalho. Ao Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM-Marinha do Brasil), em face dos dados meteorológicos e motivação científica que recebi no IX OMARSAT. Ao Comandante Dr. José Helvécio Moraes de Rezende pela concessão dos campos de climatologia que garantiram confiabilidade aos experimentos numéricos, além do encorajamento e apoio tão importantes. Aos professores do Depto. de Oceanografia Física do IOUSP, que contribuíram para meu desenvolvimento científico através das disciplinas do curso de pós-graduação.

A todos contemporâneos do IOUSP e do LhiCo, parentes e amigos que me impulsionaram nesta jornada com a força sincera de seus corações, sabedoria e/ou conhecimentos científicos: Lays B. Leite, Alessandra C. da Silva, Vanilde F. de Oliveira, Maysa Pompeum, S. Gaeta, Sueli S. de Godoi, Ricardo de Camargo, Afrânio R. de Mesquita, César B. Rocha (ROMS Agrif, LINUX), Arcilan Assireu., Luiz B. de Miranda, Francisco José da S. Dias (ROMS), Adriene Pereira (SCRUM-ROMS), Alexandre de Caroli (Seagrid, figuras MatLab), Gilberto Watanabe e Carine G. R. Costa, que além das figuras no Latex, é a melhor colega que a gente pode ter. Agradeço ainda, às dádivas de pureza presentes em expressões singelas, manifestações de humildade e solidadriedade, capazes de iluminar, aquecer e fortalecer nossos corações na luta pelo Bem, conforme nos ensinou Jesus. Muito obrigado a todos.

Este trabalho é dedicado ao meu pai, Walter de Mello Leite, cuja absoluta firmeza de caráter diante da vida é referencial e também à minha mãe, Lays Bairão Leite, cujo exemplo de luta e herança de bondade e calidez é capaz de livrar-me dos perigos.

Resumo

Variações temporais na tensão de cisalhamento do vento, na Plataforma Continental Sudeste do Brasil (PCSE), perturbam o equilíbrio geostrófico gerando movimentos com frequências próximas à inercial local. Estas perturbações se propagam horizontalmente e verticalmente, interagindo com o fluxo médio e alterando as características hidrográficas e hidrodinâmicas.

Foram analisados dados observacionais de corrente, registrados por correntógrafos fundeados às isóbatas de 50 m e 100 m, ao largo de Arraial do Cabo (RJ) e Ubatuba (SP), de vento registrados por bóias meteorológicas e de salinidade e temperatura perfilados em função da profundidade em estações hidrográficas, obtidos no âmbito do Projeto DEPROAS (Dinâmica do Ecossistema de Plataforma da Região Oeste do Atlântico Sul), entre 2001 e 2002. Os resultados das análises indicaram que a média de duração dos eventos de oscilações inerciais é 7,5 dias com desvio padrão de 3,8 dias, sendo 6,8 o número médio de oscilações em cada evento (desvio padrão de 3,3 oscilações). O período inercial efetivo médio foi calculado em 26,5 h com deslocamento médio da frequência inercial em 12,2%, devido ao desvio Doppler causado pelas interações com a vorticidade relativa do fluxo básico. As correntes inerciais horizontais, filtradas a partir das séries correntográficas, apresentaram valores entre 3 e 10 cm/s. Foi observada propagação vertical das oscilações inerciais e calculado o valor da velocidade de grupo vertical em $-2,59 \cdot 10^{-2} \text{ cm.s}^{-1}$. A partir desse resultado, foi obtido o valor de 28,3 m de profundidade para o valor máximo de velocidade vertical das partículas de água na onda interna inercial forçada pela oscilação das isotermas, em acordo com resultados observados de máxima corrente inercial logo abaixo da camada de mistura. O valor calculado para a amplitude da oscilação vertical das isotermas foi 17,2 m, próximo aos 19 m registrado com os resultados observacionais em períodos de mudança do campo de ventos.

O modelo numérico hidrodinâmico ROMS (*Regional Ocean Modelling System*) mostrou a capacidade de mudanças no campo de ventos gerarem oscilações inerciais. Esse resultado foi comprovado pelos dados observacionais. Os resultados numéricos com o ROMS permitiram ainda analisar a interação das oscilações inerciais com o fluxo médio em diferentes regiões da PCSE, através de diferentes condições de estratificação da coluna de água e, a partir da trajetória de pseudoderivadores, estimar os raios das trajetórias com ordem 10 km.

Palavras-chave: oscilações inerciais, Plataforma Continental Sudeste do Brasil, dados observacionais de corrente, ROMS (*Regional Ocean Modelling System*).

Abstract

Temporal variations in the wind stress, on the South Brazil Bight, disturb the geostrophic equilibrium and generate motion with near inertial frequencies. The disturbances propagate horizontally and vertically, interacting with the basic motions and altering the hydrodynamics and hydrographic characteristics.

Observational data of currents, collected by currentmeters deployed in the 50 m and 100 m isobaths, offshore Arraial do Cabo (RJ) and Ubatuba (SP), of winds collected in meteorological buoys and of salinity and temperature vertically profiled in hydrographic stations, during the project DEPROAS (Dinâmica do Ecossistema de Plataforma da Região Oeste do Atlântico Sul), in the years of 2001 and 2002, have been analyzed. Results showed that the mean duration of the inertial oscillations events is 7.5 days, with standard deviation of 3.8 days, being 6.8 the mean number of oscillations in each event (standard deviation of 3.3 oscillations). The calculated mean effective inertial period is 26.5 h, with a mean difference of the local inertial frequency of 12.2% due to the Doppler shift caused by interactions with the relative vorticity of the basic flow. The horizontal inertial currents, filtered from the current time series, presented values between 3 and 10 cm/s. Vertical propagation of the inertial oscillations were observed and the calculated value for the vertical group velocity was $-2.59 \cdot 10^{-2}$ cm/s. From these results, the calculated value for the depth of maximum water vertical velocity was 28.3 m for the internal inertial wave forced by the isotherms oscillations, in accordance with results observed of maximum vertical velocities occurring below the mixing layer. The calculated value for the amplitude of vertical oscillations of isotherms was 17.2 m, approximately equal to the 19 m observed in the data set during periods of wind shift.

The numerical hydrodynamical model ROMS (*Regional Ocean Modelling System*) showed the ability of changes in the wind field on the generation of inertial oscillations. This

result was verified by the observational data. The numerical results with ROMS allowed to analyze the interaction between the inertial oscillations and the basic flow in different regions of the South Brazil Bight, due to vertical different stratification characteristics of the sea water, and from the trajectories of pseudo-drifters it was possible to estimate the radius of the trajectories as having order of magnitude of 10 km.

Keywords: inertial oscillations, South Brazil Bight, observational data of currents, ROMS (Regional Ocean Modelling System).

Lista de Figuras

- 1.1 Oscilação inercial amortecida em torno de um centro de alta pressão oceânica. A velocidade u é a soma de componente geostrófica u_g e ageostrófica u_a . A aceleração de Coriolis é f_c , Ω é a velocidade angular de rotação da Terra, f_p é a força de gradiente de pressão por unidade de massa, ρ é a densidade da água do mar e $\nabla_h P$ é o gradiente de pressão horizontal. Extraída de *Apel* [1987]. 2
- 1.2 Evidência de oscilações inerciais no Mar Báltico, a partir de diagramas vetoriais progressivos obtidos com dados correntográficos. Os números representam dias do mês. A constante curvatura para a direita tem período de 14 h, comparável ao período inercial local de 14,4 h ($2\pi/f_0$ em 57,8°N, 17,8 °E). Extraída de *Gustafson & Kullenberg* [1936] *apud* *Cushman-Roisin* [1994] e *Defant* [1961]. 3
- 1.3 Espectro de potência da energia cinética à profundidade de 30 m, próximo a Barbados (13°N). Eixo Ox: Frequência em ciclos por hora (cph)-abaixo e período (dias, horas, minutos)-acima. Eixo Oy: Densidade de energia cinética ($\text{cm}^2 \text{s}^{-2} \text{cph}^{-1}$). O máximo local de energia em 53 h é o da frequência inercial em 13°N. Adaptada de *Warsh et al.* [1971]. 4
- 1.4 Comparação de energia cinética horizontal nas frequências inercial e subinercial (baixa frequência), de séries temporais de corrente 30 m acima do fundo. Adaptada de *Hayes* [1979]. Eixo-0x: tempo (meses julho a novembro de 1973). Eixo-0y: Energia Cinética Horizontal ($\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$). 5
- 1.5 Espiral de óleo ao largo da Ilha Nantucket (Rhode Island-EUA). A forma sinuosa da distribuição do óleo registra oscilações inerciais sobrepostas à deriva. As estrias mais claras são as cristas de ondas internas associadas. Extraída de *Apel* [1987], cortesia da NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) e NASA (National Aeronautics and Space Administration). 6

1.6	Representação esquemática no plano vertical do ajuste de distribuição de massa em um oceano homogêneo. Onde λ é o Raio de Deformação de Rossby; D_0 é a profundidade constante do oceano; $2a$ é a largura da área de atuação do vento (comprimento infinito); u é a velocidade da corrente na direção x entre as extremidades $y = -a$, $y = +a$; ϵ é o deslocamento total devido ao fluxo principal. Extraída de <i>Rossby</i> [1938].	7
1.7	Modos de oscilação (n) em uma plataforma continental semi-infinita, com profundidade constante D_0 e costa infinita meridional. ω é a frequência da onda, $ f_0 $ é a frequência inercial local, l é o número de onda paralelo à costa, λ é o raio de deformação de Rossby; OK representa as Ondas de Kelvin e OP as ondas de Poincaré. Adaptado de <i>Gill</i> [1982].	9
1.8	Representações da trajetória de uma parcela de água sob influência da força de Coriolis, gradiente de pressão surgindo do balanço geostrófico e amortecimento devido à viscosidade, sendo: (a) sem força de gradiente de pressão ou amortecimento, caso em que o movimento é um círculo inercial; (b), (c) e (d) com gradiente de pressão mas sem amortecimento, sendo (b) pequeno, (c) intermediário e (d) elevado valor do gradiente de pressão com derivas resultantes; (e) sem gradiente de pressão mas com amortecimento; (f) com ambos, gradiente de pressão e amortecimento. Adaptada de <i>Apel</i> [1987].	11
1.9	Variação vertical das isotermas (painel b, abaixo) a partir de oscilações inerciais verticalmente propagantes em uma coluna de água estratificada, como resultado da divergência e convergência geradas pelas correntes inerciais em rotação (painel a, acima), inerentes à camada de mistura (região com frequência de estratificação, $N^2=0$), após súbita variação da tensão de cisalhamento do vento. Adaptado de <i>Gill</i> [1984].	13
1.10	Série temporal de amplitude de corrente entre 14 e 19 de novembro de 1932, em $57^\circ 10' N$, $11^\circ 45' E$, com superposição de oscilações inerciais (período 14,5 h) e maré baroclínica (período 12,3 h). Extraída de <i>Kullenberg</i> [1935]. Eixo-0x: tempo (dia/mês). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).	14

1.11	Mapa da Plataforma Continental Sudeste do Brasil (PCSE). Eixo 0x-Longitude (°). Eixo 0y-Latitude (°). Profundidades em metros. Extraída de <i>Castro Filho</i> [1996].	17
1.12	Divisão da PCSE entre a costa e a quebra da plataforma (QPC), no verão (acima) e inverno (abaixo) em Plataforma Interna (PCI), Plataforma Média (PCM) e Plataforma Externa (PCE), conforme posição da Frente Térmica Profunda (FTP) e Frente Halina Superficial (FHS). Também estão representadas a Corrente do Brasil (CB), a direção das correntes preponderantes, distâncias da costa e do fundo e fluxos de calor e massa oceano-atmosfera. Extraída de <i>Castro Filho</i> [1996].	18
3.1	Posição dos fundeios de correntógrafos sobre as isóbatas de 50 e 100 m, projeto DEPROAS. Batimetria em metros (m). Eixo 0x-Longitude (°). Eixo 0y-Latitude (°).	23
3.2	Diagramas <i>stickplots</i> da série temporal de velocidade do correntógrafo CF1C0P045. Acima: dados reamostrados. Abaixo: dados originais. O Norte geográfico está representado à esquerda do painel superior. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).	25
3.3	Análise harmônica de maré, correntógrafo CF1C0P045. Eixo-0x: Frequência (ciclos por dia). Eixo-0y: Amplitude da componente (cm/s).	27
3.4	Correntes totais reamostradas (acima) e correntes de maré (abaixo), correntógrafo CF1C0P045. O Norte geográfico está representado à esquerda do painel superior. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s). . .	28
3.5	Série temporal de componentes de velocidade inercial perpendicular à costa (acima) e paralela à costa (abaixo), correntógrafo CF1C0P045, Projeto DEPROAS, radial Cabo Frio, Campanha 0. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).	29
3.6	Série temporal de componentes de velocidade zonal (acima) e meridional (abaixo), fundeio à isóbata de 75 m, correntógrafo em 16 m. Eixo-0x: tempo (dia do ano). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (mm/s). Adaptado de <i>Blankford</i> [1978]. . . .	29

3.7	Análise espectral rotacional, correntógrafo CF1C0P045. Acima: faixa de frequência inercial $f_{local} = 5,7 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e componente de maré M_2 , O_1 e M_4 . Abaixo: componente O_1 e frequência inercial com limites de 20 %. Eixo-0x: Frequência (Hz). Eixo-0y: Potência Espectral (W/Hz).	31
3.8	Diferentes formas de apresentação dos resultados de demodulação complexa. Painel acima: valores de fase (graus)-alto e amplitude de corrente (cm/s)-centro, registrada por correntógrafos em três níveis: 12 m, 52 m, 72 m. Eixo 0x: tempo (dia, mês, ano). (adaptado de <i>Pollard</i> [1980]). Painel abaixo: seleção de trechos nas séries de componentes de corrente inercial u-perpendicular e v-paralela à costa, correntógrafo CF1C0P045. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).	33
3.9	Grade curvilínea implementada sobre a PCSE (30x60 pontos), com células de 12,47 a 28,17 km na direção normal à costa, 17,12 a 39,95 km na direção paralela e 0,20 a 850,48 m na direção vertical. Eixo-0x: longitude (°). Eixo-0y: latitude (°). O ponto em destaque foi utilizado para análise.	36
3.10	Comparação das seções verticais de campos iniciais de temperatura (acima) e salinidade (abaixo), originalmente criados por <i>Rezende</i> [2003] (à esquerda) para inicialização do modelo POM (<i>Blumberg & Mellor</i> [1987]) e na atual grade do ROMS (à direita). Radial referente à Cabo Frio. Eixo-0x: distância normal à costa (km). Eixo-0y: profundidade (m).	37
3.11	Comparação das seções verticais de campos iniciais de temperatura (acima) e salinidade (abaixo), originalmente criados por <i>Rezende</i> [2003] (à esquerda) para inicialização do modelo POM (<i>Blumberg & Mellor</i> [1987]) e na atual grade do ROMS (à direita). Radial referente à Santos (SP). Eixo-0x: distância normal à costa (km). Eixo-0y: profundidade (m).	37
4.1	Diagramas <i>stickplots</i> de velocidade de corrente original reamostrada (acima) e inercial (abaixo), referentes aos correntógrafos do fundeio 1: FCF1C0P010, FCF1C0P035, FCF1C0P045. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).	43

4.2	Componentes de corrente inercial, u (acima) e v (abaixo), referentes aos correntógrafos do fundeio 1: FCF1C0P010, FCF1C0P035, FCF1C0P045. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).	44
4.3	Diagramas <i>stickplots</i> de velocidade de corrente original reamostrada (acima) e inercial (abaixo), referentes aos correntógrafos do fundeio 2: FCF2C0P075, FCF2C0P085, FCF2C0P095. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).	45
4.4	Componentes de corrente inercial, u (acima) e v (abaixo), referentes aos correntógrafos do fundeio 2: FCF2C0P075, FCF2C0P085, FCF2C0P095. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).	46
4.5	Diagrama <i>stickplot</i> do vento de julho a agosto de 2001, bóia meteorológica sobre o fundeio de 50 m, Campanha 0, radial Cabo Frio. Destaques nos períodos de mudanças de ventos em 12, 18 e 22 de julho. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Intensidade do vento (m/s).	48
4.6	Isopletas de Temperatura (acima) e velocidade inercial (abaixo). Campanha 0, radial Cabo Frio. Destaques nos períodos de maiores amplitudes de oscilações inerciais, correspondentes ao espessamento da camada de mistura (13 de julho) e a excursão vertical das isotermas (19 e 22 de julho). Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Profundidade (m). Barra de cores com valores de Temperatura (°C) e Magnitude de velocidade (cm/s).	48
4.7	Séries temporais de Temperatura. Conforme barra de cores, 1= FCF1C0P010, 2= FCF1C0P035, 3= FCF1C0P045, 4= FCF2C0P022, 5= FCF2C0P075, 6= FCF2C0P085 e 7= FCF2C0P095. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Temperatura (°C). . . .	48
4.8	Diagramas <i>stickplots</i> de velocidade de corrente original reamostrada (acima) e inercial (abaixo), referentes aos correntógrafos FUB1C1P030, FUB2C1P023, FUB2C1P075. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).	50
4.9	Componentes de corrente inercial, u (acima) e v (abaixo), referentes aos correntógrafos FUB1C1P030, FUB2C1P023, FUB2C1P075. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).	51

4.10	Diagrama <i>stickplot</i> do vento, dados da bóia meteorológica do fundeio de 50 m, Ubatuba, dezembro de 2001 a março de 2002. Destaque para as mudanças dos ventos nos dias 25 de dezembro, 04 e 13 de janeiro e 03 de fevereiro. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Intensidade do vento (m/s).	52
4.11	Isopletas de Temperatura (acima) e corrente inercial (abaixo), radial Ubatuba, Campanha 1. Barra de cores com valores de Temperatura (°C) e Magnitude de velocidade (cm/s). Destaque para o período de 14 de janeiro a 03 de fevereiro com distanciamento das isotermas, relacionado à geração e propagação vertical das oscilações inerciais a partir das mudanças dos ventos em 13 de janeiro. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Profundidade (m).	53
4.12	Séries temporais de Temperatura. Conforme barra de cores, 1= FUB1C1P010, 2= FUB1C1P030, 3= FUB2C1P023 e 4= FUB2C1P075. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Temperatura (°C).	53
4.13	Análise espectral rotacional, correntógrafos FCF1C0P010 (acima), FCF1C0P035 (centro), FCF1C0P045 (abaixo). Faixa de frequência inercial $f_{local} = 5,7 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ até 20 % acima. Eixo-0x: Frequência (Hz). Eixo-0y: Potência Espectral (W/Hz).	57
4.14	Análise espectral rotacional, correntógrafos FCF2C0P022 (acima), FCF2C0P075 (centro), FCF2C0P085 (abaixo). Faixa de frequência inercial $f_{local} = 5,7 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ até 20 % acima. Eixo-0x: Frequência (Hz). Eixo-0y: Potência Espectral (W/Hz).	58
4.15	Análise espectral rotacional, correntógrafos FUB1C1P010 (acima) e FUB1C1P030 (abaixo). Faixa de frequência inercial $f_{local} = 5,9 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ até 20 % acima. Eixo-0x: Frequência (Hz). Eixo-0y: Potência Espectral (W/Hz).	60
4.16	Análise espectral rotacional, correntógrafos FUB2C1P023 (acima) e UB2C1P075 (abaixo). Faixa de frequência inercial $f_{local} = 6,02 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ até 20 % acima. Eixo-0x: Frequência (Hz). Eixo-0y: Potência Espectral (W/Hz).	60
5.1	Série temporal de vento forçante de SW, com intensidade de tensão de cisalhamento de $0,08 \text{ N/m}^2$ durante dois dias, invertendo para vento NE, com tensão de cisalhamento de $0,07 \text{ N/m}^2$ durante 8 dias. Eixo-0x: tempo (dias). Eixo-0y: tensão de cisalhamento do vento (N/m^2). Orientação dos vetores segue convenção meteorológica (vento de SW sopra de SW, por exemplo).	62

5.2	Série temporal de correntes em rotação anti-ciclônica, em ponto da grade indicado na Figura 3.9. Eixo-0x: tempo (dias). Eixo-0y: velocidade (m/s).	62
5.3	Trajetoórias de pseudoderivadores e vetores de corrente total instantânea (30 dias) sob vento forçante de SW, com intensidade da tensão de cisalhamento de $0,08 \text{ N/m}^2$, invertendo para vento de NE com intensidade da tensão de cisalhamento de $0,07 \text{ N/m}^2$. Eixo-0x: longitude ($^\circ$). Eixo-0y: latitude ($^\circ$).	63
5.4	Campo de velocidade total (instantânea) e trajetórias de pseudoderivadores obtidos a partir de campos iniciais de Salinidade e Temperatura ($^\circ\text{C}$) estratificados em 3 camadas sob vento analítico com inversões de direção (experimento 3). Eixo-0x: longitude ($^\circ$). Eixo-0y: latitude ($^\circ$).	64
5.5	Perfis dos campos iniciais em ponto da grade indicado na Figura 3.9. Eixo-0x: da esquerda para direita: Temperatura ($^\circ\text{C}$), Salinidade, Densidade (kg/m^3) e Frequência de estratificação (s^{-1}). Eixo-0y: profundidade (m).	65
5.6	Série temporal de vento SW com tensão de cisalhamento de $0,08 \text{ N/m}^2$ durante 24 h, invertendo para vento de NE com persistência de 5 dias e tensão de cisalhamento de $0,07 \text{ N/m}^2$. Eixo-0x: tempo (dias). Eixo-0y: tensão de cisalhamento do vento (N/m^2). Orientação dos vetores segue convenção meteorológica (vento de SW sopra de SW, por exemplo).	65
5.7	Detalhe das trajetórias alongadas de pseudoderivadores representando oscilações inerciais em interação com o fluxo básico (os vetores representam velocidade total instantânea) obtidas a partir de coluna de água com estratificação linear sujeita a vento analítico com inversões de direção (experimento 4). Eixo-0x: longitude ($^\circ$). Eixo-0y: latitude ($^\circ$).	67
5.8	Detalhe das trajetórias circulares de pseudoderivadores representando oscilações inerciais como movimento gradiente, obtidas a partir de coluna de água com estratificação linear sujeita a vento analítico com inversões de direção (experimento 4). Eixo-0x: longitude ($^\circ$). Eixo-0y: latitude ($^\circ$).	67

5.9	Perfis dos campos iniciais em ponto da grade indicado na Figura 3.9, originalmente criados por <i>Rezende</i> [2003] para inicialização do modelo POM (<i>Blumberg & Mellor</i> [1987]), no presente trabalho interpolados para a grade do ROMS. Eixo-0x: da esquerda para direita: Temperatura ($^{\circ}\text{C}$), Salinidade, Densidade (kg/m^3) e Frequência de estratificação (s^{-1}). Eixo-0y: profundidade (m).	68
5.10	Série temporal de vento, inicialmente de SW com tensão de cisalhamento de $0,08 \text{ N}/\text{m}^2$ e duração de 24 h, invertendo para vento de NE, com tensão de cisalhamento de $0,07 \text{ N}/\text{m}^2$ e duração de 24 h. Eixo-0x: tempo (dias). Eixo-0y: tensão de cisalhamento do vento (N/m^2). Orientação dos vetores segue convenção meteorológica (vento de SW sopra de SW, por exemplo).	69
5.11	Detalhe das trajetórias de pseudoderivadores representando oscilações inerciais em interação com o fluxo básico (os vetores representam correntes instantâneas), obtidas a partir de campos climatológicos sob vento analítico com inversões de direção (experimento 4). Os destaques representam epiciclos fechados no período inercial local (29,42 h) com <i>shift</i> de 8%. Eixo-0x: longitude ($^{\circ}$). Eixo-0y: latitude ($^{\circ}$).	70
6.1	Diagramas vetoriais progressivos com oscilações inerciais imersas no fluxo básico, dados dos correntógrafos CF1C0P045 e CF2C0P075 (acima) e UB1C1P030 e UB2C1P075 (abaixo). Eixo-0x: distância (km). Eixo-0y: distância (km). O bloco representa o início das medições e os pontos representam dias após o início.	76
6.2	Detalhe da trajetória do diagrama vetorial progressivo com oscilações inerciais imersas no fluxo básico, entre os dias 20 e 23 de julho de 2001, série CF1C0P045. O bloco representa o início das medições e os pontos representam dias após o início. Destaque para o evento número 2, entre os dias 21 e 22 de julho de 2001. Eixo-0x: distância (km). Eixo-0y: distância (km).	77
6.3	Exemplo de trajetória modelada com $\alpha = 1,5$ e $\beta = 0,075$, conforme Equações 6.1, onde $f_0 = 5,71 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e componentes de velocidade $U = -31 \text{ cm}/\text{s}$, $V = -31 \text{ cm}/\text{s}$, resultando em parcela das oscilações inerciais maior que do fluxo básico, semelhante aos resultados observacionais em destaque na Figura 6.2.	77

6.4	Detalhe das trajetórias de pseudoderivadores em campos de velocidade (m/s) obtidas a partir de campos iniciais de temperatura e salinidade linearmente estratificados sob vento analítico (Seção 5.3). Em destaque, a trajetória semelhante àquela modelada analiticamente (Figura 6.5). Eixo-0x: longitude (°). Eixo-0y: latitude (°).	78
6.5	Exemplo de trajetória modelada com $\alpha = 1,5$ e $\beta = 0,2$, conforme Equações 6.1, onde $f_0 = 5,71 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e componentes de velocidade $U = 5 \text{ cm/s}$, $V = 40 \text{ cm/s}$, resultando em parcela do fluxo básico maior que das oscilações inerciais, semelhante aos resultados numéricos em destaque na Figura 6.4.	78
6.6	Trajetoórias de pseudoderivadores (ROMS) em campo de velocidade (m/s) a partir de campos iniciais de temperatura e salinidade estratificados conforme Rezende [2003], sob vento analítico (experimento 5). Eixo-0x: longitude (°). Eixo-0y: latitude (°).	79
6.7	Detalhe das trajetórias de pseudoderivadores (ROMS), região da PCM ao largo da Ilha de São Sebastião (SP), litoral norte de São Paulo em campo de velocidade (m/s) a partir de campos iniciais de temperatura e salinidade linearmente estratificados sob vento analítico. Eixo-0x: longitude (°). Eixo-0y: latitude (°). .	80
6.8	Detalhe das trajetórias de pseudoderivadores (ROMS), região da PCI ao Sul do litoral de São Paulo em campo de velocidade (m/s) a partir de campos iniciais de temperatura e salinidade linearmente estratificados sob vento analítico. Eixo-0x: longitude (°). Eixo-0y: latitude (°).	81
6.9	Detalhe na região de Cabo Frio das trajetórias de pseudoderivadores (ROMS) e campos de velocidade (m/s) e nível do mar (m) a partir de campos iniciais de temperatura e salinidade estratificados conforme Rezende [2003], sob vento analítico (experimento 5). Eixo-0x: longitude (°). Eixo-0y: latitude (°).	81
6.10	Onda interna forçada pela oscilação das isotermas. À esquerda: variação temporal da velocidade vertical. Eixo-0x: tempo (horas). Eixo-0y: amplitude (mm/s). À direita: velocidade vertical, indicando ponto de máximo relativo de velocidade em -28,3 m. Eixo-0x: velocidade vertical (mm/s), Eixo-0y: profundidade (m).	85

A.1	Registros do correntógrafo CF1C1P010. Painel superior: diagramas <i>stickplots</i> de velocidade de corrente original reamostrada (acima) e inercial (abaixo). Painel inferior: Componentes de corrente inercial, u (acima) e v (abaixo). Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).	99
A.2	Registros do correntógrafo CF1C1P030. Painel superior: diagramas <i>stickplots</i> de velocidade de corrente original reamostrada (acima) e inercial (abaixo). Painel inferior: Componentes de corrente inercial, u (acima) e v (abaixo). Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).	100
A.3	Registros do correntógrafo CF2C1P075. Painel superior: diagramas <i>stickplots</i> de velocidade de corrente original reamostrada (acima) e inercial (abaixo). Painel inferior: Componentes de corrente inercial, u (acima) e v (abaixo). Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).	101
A.4	Registros do correntógrafo CF2C1P094. Painel superior: diagramas <i>stickplots</i> de velocidade de corrente original reamostrada (acima) e inercial (abaixo). Painel inferior: Componentes de corrente inercial, u (acima) e v (abaixo). Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).	102
A.5	Diagrama <i>stickplot</i> do vento, entre dezembro de 2001 e janeiro de 2002, bóia meteorológica sobre o fundeio de 50 m, Campanha 1, Cabo Frio. Destaque para as mudanças do vento nos dias 23 de dezembro, 04 e 16 de janeiro de 2002. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Intensidade do vento (m/s).	104
A.6	Isopletas de Temperatura (acima) e corrente inercial (abaixo). Campanha 1, radial Cabo Frio. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: profundidade (m). Barra de cores com valores de Temperatura (°C) e Magnitude de velocidade (cm/s). .	104
A.7	Séries temporais de Temperatura. Conforme barra de cores, 1= FCF1C1P010, 2= FCF1C1P030, 3= FCF2C1P075 e 4= FCF2C1P094. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Temperatura (°C).	104

A.8	Registros do correntógrafo FUB1C2P044. Painel superior: diagramas <i>stickplots</i> de velocidade de corrente original reamostrada (acima) e inercial (abaixo). Painel inferior: Componentes de corrente inercial, u (acima) e v (abaixo). Destaque para as recorrentes mudanças na direção das correntes totais e geração intermitente de correntes inerciais entre 05 de agosto e 01 de outubro e também entre 18 de outubro e 20 de novembro. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).	106
A.9	Registros do correntógrafo FUB2C2P075. Painel superior: diagramas <i>stickplots</i> de velocidade de corrente original reamostrada (acima) e inercial (abaixo). Painel inferior: Componentes de corrente inercial, u (acima) e v (abaixo). Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).	107
A.10	Isopletas de Temperatura (acima) e corrente inercial (abaixo). Campanha 2, radial Ubatuba. Barra de cores com valores de Temperatura (°C) e Magnitude de velocidade (cm/s). Destaque para o período entre 05 de agosto e 01 de outubro, com geração de oscilações inerciais na camada de mistura, propagação vertical e simultâneo distanciamento da isoterma. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: profundidade (m).	108
A.11	Séries temporais de Temperatura. Conforme barra de cores, 1= FUB1C2P044, 2= FUB2C2P023, 3= FUB2C2P075 e 4= FUB2C2P04. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Temperatura (°C).	108
A.12	Análise espectral rotacional, correntógrafo CF1C1P010 (acima), CF1C1P030 (abaixo). Faixa de frequência inercial $f_{local} = 5,7 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ até 20 % acima. Eixo-0x: Frequência (Hz). Eixo-0y: Potência Espectral (W/Hz).	109
A.13	Análise espectral rotacional, correntógrafos CF2C1P075 (acima) e CF2C1P094 (abaixo). Faixa de frequência inercial $f_{local} = 5,7 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ até 20 % acima. Eixo-0x: Frequência (Hz). Eixo-0y: Potência Espectral (W/Hz).	110
A.14	Análise espectral rotacional, correntógrafo UB1C2P044. Faixa de frequência inercial $f_{local} = 5,9 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ até 20 % acima. Eixo-0x: Frequência (Hz). Eixo-0y: Potência Espectral (W/Hz).	111

A.15	Análise espectral rotacional, correntógrafo UB2C2P075. Faixa de frequência inercial $f_{local} = 6,02 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ até 20 % acima. Eixo-0x: Frequência (Hz). Eixo-0y: Potência Espectral (W/Hz).	111
------	---	-----

Lista de Tabelas

3.1	Dados de corrente pertencentes ao conjunto de dados do Projeto DEPROAS, Campanhas 0, 1 e 2. As colunas identificam a referência do arquivo de dados (código), posição do aparelho na coluna de água (nível); isóbata local do fun-deio (prof.); coordenadas geográficas do fun-deio (long., lat.); número de série (S/N) e datas de lançamento e recuperação do equipamento.	24
3.2	Declinação magnética utilizada para correção dos dados de corrente do Projeto DEPROAS, Campanhas 0, 1 e 2, isóbatas de 50 m e 100 m.	26
3.3	Intervalo espectral (período T_1 a T_2) utilizado no filtro passa-banda, calculado a partir do período inercial ($T_{inercial}$) na latitude. Campanhas 0, 1 e 2, isóbatas de 50 m (posição 1) e 100 m (posição 2).	26
4.1	Corrente média (cm/s) e valores máximos (cm/s) para as componentes de velo-cidade paralelas à costa obtidas dos correntógrafos fundeados nas isóbatas de 50 m e 100 m. As colunas relacionam correntógrafo (arquivo), correntes médias (v_{med}) e correntes máximas (v_{max}). As correntes positivas deixam a costa à es-querda e, as negativas, à direita.	39
4.2	Características das oscilações inerciais identificadas. Dados de correntógrafos situados nas isóbatas de 50 m e 100 m. As colunas relacionam correntógrafo (arquivo), número de oscilações em cada evento e o período de duração (dias) do evento.	40

4.3	Trechos selecionados como oscilações inerciais, correntógrafos nas isóbatas de 50 m e 100 m, Campanha 0, radial Cabo Frio. Nas colunas, t_0 é o início da oscilação e t_f é o término, v_{max} é a máxima magnitude de velocidade, v_{med} é a velocidade média, T é o período da oscilação e <i>shift</i> é o desvio da frequência inercial local.	41
4.4	Trechos selecionados como oscilações inerciais, correntógrafos às isóbatas de 50 m e 100 m, Campanha 1, radial Ubatuba. Nas colunas, t_0 é o início da oscilação, t_f é o término, v_{max} a máxima intensidade do vetor velocidade, v_{med} a velocidade média, T é o período da oscilação e <i>shift</i> é o desvio da frequência inercial local.	49
4.5	Análise espectral rotacional dos registros de correntógrafos fundeados nas isóbatas de 50 m e 100 m, Campanhas 0, 1 e 2. Nas colunas, E_{ah} (J) é o valor de máxima energia das rotações anti-horárias, T_{max} é o período correspondente, <i>blue shift</i> é o desvio da frequência inercial local e $\frac{E_{ah}}{ET}$ é a parcela de energia das oscilações inerciais em relação à energia total.	55
6.1	Cálculo do desvio de frequência inercial em 19 de julho de 2001. Dados dos correntógrafos CF1C0P045 e CF2C0P075, Projeto DEPROAS, radial Cabo Frio, inverno de 2001.	74
6.2	Média vertical da frequência de Brunt-Vaisala, estações hidrográficas sobre a plataforma continental, isóbatas de 50 m e 100 m, radiais 3 e 4, Campanha 0, Projeto DEPROAS, radial Cabo Frio, julho de 2001. As colunas relacionam a numeração da estação (estação), os valores de latitude e longitude (lat., long.), a profundidade local (profundidade), seguindo-se dia e hora (dia, hora) da realização da estação e o valor médio do quadrado da frequência de Brunt-Vaisala (N_{med}^2).	83
6.3	Parâmetros de propagação vertical de oscilações inerciais na costa do Oregon (EUA) conforme Kundu [1976] e em Cabo Frio, calculados com dados do Projeto DEPROAS, radial Cabo Frio, inverno de 2001. Nas colunas, N^2 é o quadrado da frequência de estratificação, ω é a frequência vertical inercial efetiva, f_0 é a frequência inercial local, c_z é a velocidade de fase vertical, c_{gz} é a velocidade de grupo e m é o número de onda vertical.	84

6.4	Valores referentes à excursão vertical das isothermas, Campanha 0, radial Cabo Frio, Projeto DEPROAS. Nas colunas, h_0 é a posição inicial observada da base da camada de mistura, h_{max} é a máxima excursão vertical observada, f_0 é a frequência inercial local e T o período correspondente. v é o módulo da velocidade do vento, τ é a tensão de cisalhamento do vento, N^2 é a média da frequência de estratificação referente às estações de CTD 7070 e 7071 (Seção 6.4), Δh_{obs} e Δh_{calc} são as variações da profundidade da base da camada (observada e calculada).	86
A.1	Trechos selecionados como oscilações inerciais, correntógrafos às isóbatas de 50 m e 100 m, Campanha 1, radial Cabo Frio. Nas colunas, t_0 é o início da oscilação, t_f é o término, v_{max} a máxima intensidade do vetor velocidade, v_{med} a velocidade média, T é o período da oscilação e $shift$ é o desvio da frequência inercial local.	98
A.2	Trechos selecionados como oscilações inerciais, correntógrafos às isóbatas de 50 m e 100 m, radial Ubatuba, Campanha 2. Nas colunas, t_0 é o início da oscilação, t_f é o término, v_{max} é a máxima intensidade do vetor velocidade, v_{med} a velocidade média, T é o período da oscilação e $shift$ é o desvio da frequência inercial local.	105

Capítulo 1

Introdução

1.1 Oscilações inerciais

Oscilações inerciais ocorrem no oceano durante o processo de ajuste a mudanças das forçantes dos movimentos. Na plataforma continental (PC) em particular, onde as correntes geradas pelo vento são muitas vezes as mais energéticas, variações temporais na tensão de cisalhamento do vento geram movimentos inerciais que se propagam horizontalmente e verticalmente.

Tais oscilações, com frequências próximas à frequência inercial local, são o movimento oscilatório mais conspícuo do oceano em meso (10-100 km) e larga (>100 km) escalas. Isto porque os dois balanços de forças primordiais nessas escalas, geostrófico no plano horizontal e hidrostático na direção vertical, são inerentes às oscilações inerciais, conforme análise de escalas aplicada à equação do movimento (*Pedlosky [1987]*). Essas oscilações ocorrem como resposta do oceano em rotação aos desvios transientes do balanço de primeira ordem, denominado equilíbrio geostrófico (Figura 1.1).

A frequência teórica das oscilações inerciais (f_0), também chamada frequência inercial local, é dada por:

$$f_0 = 2 \Omega \mid \sin \theta_0 \mid \quad (1.1)$$

onde $\Omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ é a velocidade angular de rotação da Terra e θ_0 é a latitude local (positiva no hemisfério norte e negativa no hemisfério sul).

Figura 1.1: Oscilação inercial amortecida em torno de um centro de alta pressão oceânica. A velocidade u é a soma de componente geostrófica u_g e ageostrófica u_a . A aceleração de Coriolis é f_c , Ω é a velocidade angular de rotação da Terra, f_p é a força de gradiente de pressão por unidade de massa, ρ é a densidade da água do mar e $\nabla_h P$ é o gradiente de pressão horizontal. Extraída de *Apel* [1987].

Oscilações inerciais são observadas como órbitas alongadas e não fechadas na trajetória dos elementos de volume (Figura 1.2), causando também advecção de corpos à deriva (*Cushman-Roisin* [1994], *Gill* [1982]), com frequências diferentes dos valores calculados usando apenas a latitude (Equação 1.1). A frequência inercial efetiva difere da frequência inercial local devido ao desvio Doppler, associado à advecção das oscilações inerciais pelo fluxo médio. Daí, muitos autores referem-se a “oscilações quase inerciais”, que têm períodos um pouco diferentes do período inercial local. A relação entre a frequência quase-inercial e a frequência inercial propriamente dita é:

$$f_{ef}^2 = f_0 (f_0 + \zeta) \quad (1.2)$$

onde f_{ef} é a frequência efetiva, $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ é a componente vertical da vorticidade relativa do fluxo básico, x e y são as coordenadas horizontais, u e v são as componentes de velocidade horizontal nas direções x e y respectivamente (*Mooers* [1975], *Perkins* [1976]). A expressão aproximada $f_{ef} = f_0 + \frac{\zeta}{2}$ é geralmente utilizada (*Kunze* [1985], *Shearman* [2005], *Sobarzo et al.* [2007], *Pereira et al.* [2007]).

Figura 1.2: Evidência de oscilações inerciais no Mar Báltico, a partir de diagramas vetoriais progressivos obtidos com dados correntográficos. Os números representam dias do mês. A constante curvatura para a direita tem período de 14 h, comparável ao período inercial local de 14,4 h ($2\pi/f_0$ em $57,8^\circ\text{N}$, $17,8^\circ\text{E}$). Extraída de *Gustafson & Kullenberg* [1936] *apud* *Cushman-Roisin* [1994] e *Defant* [1961].

A primeira observação de correntes inerciais é referenciada a *Helland-Hansen & Ekman* [1931], a partir de dados obtidos em região sob ação dos ventos alísios em estação oceanográfica ancorada por 141 horas a nordeste do Atlântico (*Defant* [1961]). Posteriormente, observações de oscilações inerciais no campo de correntes foram robustecidas com estudos que utilizaram correntógrafos fundeados a partir da segunda metade do século passado, o que possibilitou o estabelecimento de princípios fundamentais do fenômeno por vários autores (*Webster* [1968]). Como exemplo, a hipótese de geração das oscilações inerciais pelas marés foi descartada porque a possibilidade de analisar longas séries temporais de velocidade permitiu a identificação de características peculiares, como a intermitência e a variação randômica de fase e amplitude, distinguindo-as das marés diurnas barotrópicas em médias latitudes. A intermitência das oscilações foi ainda comprovada teoricamente (*D'Asaro* [1985b], *Pollard* [1980]), consolidando a hipótese de que o oceano produz oscilações inerciais quando afastado do equilíbrio, até atingir novamente tal condição. Significativas porções de energia têm sido detectadas em correntes que oscilam com período próximo ao inercial (Figura 1.3), aparecendo em séries temporais filtradas como conjuntos de 5 a 20 oscilações.

Figura 1.3: Espectro de potência da energia cinética à profundidade de 30 m, próximo a Barbados (13°N). Eixo Ox: Frequência em ciclos por hora (cph)-abaixo e período (dias, horas, minutos)-acima. Eixo Oy: Densidade de energia cinética ($\text{cm}^2 \text{s}^{-2} \text{cph}^{-1}$). O máximo local de energia em 53 h é o da frequência inercial em 13°N. Adaptada de Warsh *et al.* [1971].

A investigação dos processos de formação, propagação e dissipação das oscilações inerciais na plataforma continental permite o aprofundamento do conhecimento sobre os mecanismos físicos da dinâmica costeira, em virtude de tais movimentos inerciais desempenharem importante papel na cascata de energia dos oceanos (Alves [1992], Poulain [1990]). A propagação de energia em frequências próximas às inerciais pode reduzir a coerência horizontal das correntes na escala temporal subinercial, caracterizando eventos típicos de instabilidade de plataforma continental (Pollard [1980]). A interação das oscilações inerciais com o fluxo médio (Kunze [1985]) pode contribuir para a intermitência característica do fenômeno, o que explica a relação observada entre energia quase inercial e cisalhamento de baixa frequência, em forma de máximos locais de energia acompanhados por períodos de aumento de cisalhamento (Figura 1.4).

Figura 1.4: Comparação de energia cinética horizontal nas frequências inercial e subinercial (baixa frequência), de séries temporais de corrente 30 m acima do fundo. Adaptada de Hayes [1979]. Eixo-0x: tempo (meses julho a novembro de 1973). Eixo-0y: Energia Cinética Horizontal ($\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$).

Parte dessa energia em frequências quase inerciais, retirada das camadas de superfície, excita ondas de gravidade internas que se propagam em direção ao fundo. O conhecimento detalhado do comportamento dessa propagação de energia na coluna de água auxilia no esclarecimento do mecanismo de desenvolvimento de instabilidades de Kelvin-Helmholtz na plataforma continental e na evolução do conhecimento sobre os desvios do fluxo médio (Maeda *et al.* [1996]). Oscilações inerciais verticalmente propagantes escapam da base da camada de mistura, podendo reduzir o número de Richardson em mais de 25% e dar início a eventos de mistura.

A importância do estudo de oscilações inerciais pode ser apreciada também pelas observações que mostram a energia na faixa inercial do espectro de ondas internas com aproximadamente metade do total da energia cinética do oceano e uma fração ainda maior da média quadrática do cisalhamento vertical (Young & Jelloul [1997]). Normalmente, a maior parte da energia radiada a partir da base da camada de mistura em direção ao fundo é próxima à inercial porque as correntes inerciais geradas no interior dessa camada homogênea têm magnitude elevada se comparadas à intensidade da turbulência (Bell [1978]).

Exemplos práticos como a determinação da trajetória de objetos devido ao transporte em superfície, com objetivos de salvação (Viekman [1982]) ou contenção de manchas poluentes, são importantes aplicações diretas da investigação do fenômeno (Figura 1.5).

Figura 1.5: Espiral de óleo ao largo da Ilha Nantucket (Rhode Island-EUA). A forma sinuosa da distribuição do óleo registra oscilações inerciais sobrepostas à deriva. As estrias mais claras são as cristas de ondas internas associadas. Extraída de *Apel* [1987], cortesia da NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) e NASA (National Aeronautics and Space Administration).

Oscilações inerciais e reajuste ao equilíbrio

Após a ação súbita de uma forçante ou sua modificação, o oceano reajusta-se ao equilíbrio geostrófico através da radiação de ondas de gravidade inerciais (*Rossby* [1938], *Cahn* [1945], *Veronis* [1956], *Kundu* [1976], *Millot & Crepon* [1981], *Kundu* [1984], *Sobarzo et al.* [2007]). Essas ondas são dispersivas e com frequência próxima à frequência inercial (f_0). Ondas de gravidade longas, que são suprainerciais, propagam-se com velocidade de grupo $(gD_0)^{1/2}$ em um oceano homogêneo, onde g é a aceleração da gravidade e D_0 é a profundidade.

As oscilações quase-inerciais, mais lentas, contêm a maior parte da energia cinética do campo ondulatório gerado em processos de ajustamento a partir de uma pequena descontinuidade da elevação da superfície, após a ação de mudanças do vento (Figura 1.6).

Rossby [1938] estudou pioneiramente a condição de ajuste ao equilíbrio a partir da ação do vento, concluindo que o raio do círculo de inércia de ondas longas geradas é uma grandeza de importância fundamental em fluidos geofísicos, denominada Raio de Deformação (Equação 1.3):

$$\lambda = \frac{1}{f_0} \sqrt{g D_0} \quad (1.3)$$

Figura 1.6: Representação esquemática no plano vertical do ajuste de distribuição de massa em um oceano homogêneo. Onde λ é o Raio de Deformação de Rossby; D_0 é a profundidade constante do oceano; $2a$ é a largura da área de atuação do vento (comprimento infinito); u é a velocidade da corrente na direção x entre as extremidades $y = -a$, $y = +a$; ϵ é o deslocamento total devido ao fluxo principal. Extraída de Rossby [1938].

A energia mecânica do estado final de equilíbrio tem menor valor do que a energia cinética inicial recebida pelo cisalhamento do vento. Essa diferença é igual à energia das oscilações inerciais E_{in} geradas em torno do estado de equilíbrio final (Equação 1.4).

$$E_{in} = E_0 \frac{1 + \frac{a}{3\lambda}}{1 + \frac{\lambda}{a} + \frac{a}{3\lambda}} \quad (1.4)$$

onde E_0 é energia do estado inicial e a é a metade da largura da área de atuação do vento.

Rossby [1938] estudou ainda o problema de ajuste geostrófico para um oceano estratificado em duas camadas, utilizando o raio de deformação interno:

$$\lambda_i = \frac{1}{f_0} \sqrt{\frac{\rho' - \rho}{\rho'}} \cdot g D_0 \quad (1.5)$$

onde ρ' é a densidade da camada inferior e ρ é a densidade da camada superior.

Rossby [1938] obteve Raio de Deformação de 1400 km para o oceano homogêneo (profundidade 2000 m) e 28 km para o oceano estratificado em duas camadas (camada de superfície com 400 m de espessura). O percentual de energia das oscilações inerciais em relação à energia inicial foi de 7% no oceano homogêneo e 89% no oceano estratificado.

Oscilação inercial como limite de ondas de gravidade superficiais

A relação de dispersão para oscilação inercial em um oceano homogêneo horizontalmente infinito surge como limite da relação de dispersão da Onda de Poincaré (Equação 1.6).

$$\omega^2 = f_0^2 + g D_0 K_H^2 \quad (1.6)$$

onde ω é a frequência da onda e K_H^2 é o quadrado do número de onda horizontal, com componentes k (zonal) e l (meridional):

$$K_H^2 = k^2 + l^2 \quad (1.7)$$

Se, na relação de dispersão tivermos:

$$f_0^2 \gg g D_0 K_H^2 \quad (1.8)$$

ou,

$$K_H^{-1} \ll \frac{\sqrt{g D_0}}{|f_0|} = \lambda \quad (1.9)$$

então a frequência da onda será próxima à frequência inercial:

$$\omega \sim f_0 \quad (1.10)$$

Também devido à presença da costa na PC, as oscilações inerciais podem ser consideradas como caso particular da Onda de Kelvin, que tem relação de dispersão:

$$\omega^2 = g D_0 l^2 \quad (1.11)$$

onde l agora é o número de onda paralelo à costa. Nesse caso particular da Onda de Kelvin o número de onda l é igual ao inverso do Raio de Deformação de Rossby:

$$l^2 = \frac{1}{\lambda^2} = \frac{f^2}{g D_0} \quad (1.12)$$

A Figura 1.7 apresenta os modos naturais de oscilação em uma PC com costa retilínea infinita na direção meridional e profundidade constante. Nela estão representados os modos de Poincaré e as ondas de Kelvin. Nessa figura destacamos que as Ondas de Poincaré com maior comprimento de onda apresentam frequências próximas à frequência inercial local e, também, que há uma onda de Kelvin cuja frequência é $|f_0|$.

Figura 1.7: Modos de oscilação (n) em uma plataforma continental semi-infinita, com profundidade constante D_0 e costa infinita meridional. ω é a frequência da onda, $|f_0|$ é a frequência inercial local, l é o número de onda paralelo à costa, λ é o raio de deformação de Rossby; OK representa as Ondas de Kelvin e OP as ondas de Poincaré. Adaptado de Gill [1982].

Oscilações inerciais como limite do movimento de gradiente

O balanço de gradiente, em um sistema horizontal de coordenadas locais, para um oceano homogêneo, pode ser expresso por:

$$\frac{V^2}{R} + f_0 V = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p}{\partial n} \quad (1.13)$$

onde V é a velocidade tangencial, R é o raio da curvatura, $\bar{\rho}$ é a densidade homogênea e n é a coordenada espacial na direção perpendicular à trajetória. Portanto, o balanço de gradiente ocorre entre a aceleração centrífuga (primeira parcela do primeiro membro), a aceleração de Coriolis (segunda parcela do primeiro membro) e a força de gradiente de pressão por unidade de massa (segundo membro). Quando a única forçante da equação, a força de gradiente de pressão, tende a zero, o movimento continua por inércia, sendo então o balanço inercial representado por:

$$\frac{V^2}{R} + f_0 V = 0 \quad (1.14)$$

A velocidade inercial é:

$$V = -f_0 R \quad (1.15)$$

expressando um movimento circular anticiclônico no plano horizontal, ilustrado na Figura 1.8a. A frequência de rotação das partículas nessa trajetória circular é $|f_0|$.

Na natureza, as correntes inerciais expressas pela equação 1.15 são desaceleradas pelo atrito de fundo. Adicionando à equação 1.14 uma parcela que represente essas trocas de energia cinética entre a água e o fundo, da forma $-rV$, onde r é o coeficiente de arrasto com o fundo, a solução para V será dependente do tempo, como:

$$V = V_0 e^{-rt} \quad (1.16)$$

onde V_0 é a própria solução 1.15. Dessa forma, a velocidade do movimento inercial decai com o passar do tempo e as trajetórias das partículas são espirais, ilustradas na Figura 1.8e.

Na presença de uma corrente do estado básico, que não é inercial necessariamente, as partículas de água, além de descreverem a trajetória circular ou espiralada, são advectadas por essa corrente, conforme ilustrado na Figura 1.8b,c,d e 1.8f, respectivamente.

Figura 1.8: Representações da trajetória de uma parcela de água sob influência da força de Coriolis, gradiente de pressão surgindo do balanço geostrófico e amortecimento devido à viscosidade, sendo: (a) sem força de gradiente de pressão ou amortecimento, caso em que o movimento é um círculo inercial; (b), (c) e (d) com gradiente de pressão mas sem amortecimento, sendo (b) pequeno, (c) intermediário e (d) elevado valor do gradiente de pressão com derivas resultantes; (e) sem gradiente de pressão mas com amortecimento; (f) com ambos, gradiente de pressão e amortecimento. Adaptada de *Apel* [1987].

Portanto, a presença de uma corrente do estado básico, geralmente geostrófica, transforma a trajetória em epíclis com raio proporcional à diferença de velocidade geostrófica e impulsiva (*Apel* [1987]):

$$r_i = (u_0 - u_g) / f_{ef} \quad (1.17)$$

onde r_i é o raio do círculo da trajetória inercial, u_0 é a velocidade da partícula no epíclo, u_g é a velocidade geostrófica e f_{ef} é a frequência inercial efetiva.

Oscilações inerciais como resposta ao vento impulsivo na plataforma continental

Para uma plataforma continental homogênea, foram obtidas soluções teóricas para vento impulsivo homogêneo e constante (*Crepon* [1967], *Csanady* [1974]), compostas por uma parte não oscilatória denominada levantamento pelo vento, e uma parte oscilatória. A parte oscilatória é composta por oscilações inerciais amortecidas.

No caso sem atrito de fundo, as soluções apresentadas por *Csanady* [1974] para a parte oscilatória, considerando ventos paralelos ou perpendiculares à costa, e profundidade D_0 constante, são respectivamente:

$$\eta = \frac{f_0}{|f_0|^2} \frac{u_*^2}{\sqrt{g D_0}} \left(\frac{2}{\pi}\right)^{\frac{1}{2}} \frac{\cos(|f_0| t - \frac{\pi}{4})}{|f_0| t} \quad (1.18)$$

$$\eta = \frac{u_*^2}{|f_0| \sqrt{g D_0}} \left(\frac{2}{\pi}\right)^{\frac{1}{2}} \frac{\sin(|f_0| t - \frac{\pi}{4})}{(|f_0| t)^{1/2}} \quad (1.19)$$

onde u_* é a velocidade friccional dada por $u_* = (\tau / \bar{\rho})^{1/2}$ e τ é a tensão de cisalhamento do vento. Essas soluções são válidas para ventos paralelos à costa que deixam esta à sua esquerda (Equação 1.18) e ventos perpendiculares que sopram do mar aberto para a costa (Equação 1.19). Nos dois casos, as oscilações inerciais geradas próximas à costa radiam em direção ao largo, sendo progressivamente amortecidas.

Esse processo ocorre também em situações em que há variação temporal da forçante tensão de cisalhamento do vento, quando o oceano busca o retorno ao equilíbrio geostrófico através da radiação de ondas de gravidade inerciais (*Kundu et al.* [1983]).

Propagação vertical de oscilações inerciais por ondas de gravidade internas

A direção da velocidade de grupo em ondas de gravidade internas é perpendicular ao vetor número de onda. O vetor velocidade de fase é paralelo ao vetor número de onda. Assim, os vetores velocidade de grupo e de fase são perpendiculares no plano vertical. Consequentemente, a propagação vertical da fase e do grupo em ondas de gravidade internas ocorrem em sentidos opostos.

Para ondas de gravidade internas, a frequência inercial é o valor mais baixo possível da frequência. Ou seja, nesse limite, o movimento ondulatório assume a forma de oscilações inerciais, onde as parcelas de fluido executam trajetórias circulares (*Cushman-Roisin & Beckers [2006]*), pois:

$$f_0^2 \leq \omega^2 \leq N_{max}^2 \quad (1.20)$$

onde N^2 é o quadrado da frequência de estratificação ou de Brunt-Vaisala. Consequentemente, perturbações superficiais geradas pela variação temporal da tensão de cisalhamento do vento podem excitar ondas de gravidade internas, com frequências próximas à inercial, que transportam a energia para profundidades maiores.

O processo de propagação vertical das oscilações inerciais inicia-se na base da camada de mistura, em direção ao fundo, e produz a excursão vertical das isopícnais que, por sua vez é capaz de produzir gradientes de pressão horizontais e gerar correntes inerciais (*Gill [1984]*). Tal processo conhecido como bombeamento das isotermas é representado na Figura 1.9.

Figura 1.9: Variação vertical das isotermas (painel b, abaixo) a partir de oscilações inerciais verticalmente propagantes em uma coluna de água estratificada, como resultado da divergência e convergência geradas pelas correntes inerciais em rotação (painel a, acima), inerentes à camada de mistura (região com frequência de estratificação, $N^2=0$), após súbita variação da tensão de cisalhamento do vento. Adaptado de *Gill [1984]*.

Durante a propagação vertical, as oscilações inerciais podem interagir com ondas internas de outras frequências, como marés baroclínicas, ao longo da coluna de água (Defant [1961]). A Figura 1.10 ilustra esse fenômeno.

Figura 1.10: Série temporal de amplitude de corrente entre 14 e 19 de novembro de 1932, em $57^{\circ} 10' N$, $11^{\circ} 45' E$, com superposição de oscilações inerciais (período 14,5 h) e maré baroclínica (período 12,3 h). Extraída de Kullenberg [1935]. Eixo-0x: tempo (dia/mês). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).

Oscilações inerciais geradas por variabilidade do vento em plataformas continentais estratificadas

Como vimos em Seção anterior, as variações temporais da tensão de cisalhamento do vento causam perturbações no equilíbrio geostrófico em uma plataforma continental homogênea, produzindo oscilações inerciais no processo de ajuste às novas características da forçante. Tal fato pode ser generalizado para plataformas continentais estratificadas, mostrando que variações da tensão de cisalhamento do vento são determinantes tanto na geração quanto na destruição, produzindo a intermitência característica das oscilações inerciais (Hasselmann [1970]).

Evidências experimentais de velocidades oscilatórias em torno de $0,15 \text{ m.s}^{-1}$ a 10 m de profundidade na costa da Noruega, depois da passagem de um sistema meteorológico frontal (Saalen [1963]), estimularam outros trabalhos observacionais e também de modelagem para verificar a resposta rápida e verticalmente coerente da camada de mistura ao aumento brusco na tensão de cisalhamento do vento. Como resultado, foi detectada a geração de oscilações inerciais com rápido decaimento da energia na coluna estratificada em consequência de fenômenos atmosféricos sinóticos, como a passagem de tempestades e frentes (Kundu & Thomson [1985]). Também modelos analíticos descreveram a resposta oceânica a partir da camada de superfície, enfatizando a importância dos efeitos sobre a termoclina (Gill [1984]).

A geração de oscilações inerciais é mais eficiente quando a escala temporal da variação da tensão de cisalhamento do vento é pequena em relação ao período inercial (Pollard [1970], Halpern [1974]). Modelos teóricos, testados com o uso de séries temporais de dados observacionais de vento e corrente (Pollard [1970], Pollard & Millard [1970], Kundu [1976]), mostraram que oscilações inerciais constituem parte da resposta oceânica durante períodos de troca de momento entre a atmosfera e oceano. A evidência considerada robusta da geração pela atuação do vento é o aumento abrupto da amplitude de oscilações inerciais associadas a eventos meteorológicos. Modelos teóricos anteriores (Rossby [1938], Veronis [1956]) não examinaram em detalhes a estrutura espacial e temporal das ondas inerciais. Somente a partir do trabalho de Pollard [1970], que propôs modelo analítico para oceano horizontalmente infinito e continuamente estratificado de profundidade e densidade média constantes, é que tais características das ondas inerciais foram descritas.

Na região de plataforma continental, a propagação vertical das oscilações inerciais é facilitada pela divergência, na costa, do fluxo perpendicular ao contorno, que impõe propagação de energia vertical em direção ao fundo para variabilidades no campo de velocidade com frequências próximas à inercial (Kundu [1976], Chant [2001]). A imposição da condição de contorno cinemática na costa resulta em decaimento das oscilações inerciais em direção ao largo, produzindo fluxo vertical de energia a partir da superfície e gerando correntes inerciais abaixo da camada de mistura. Portanto, ondas inerciais internas transportam verticalmente uma fração da energia superficial, afetando a troca energética entre a camada de mistura e o interior, observável a partir da excursão vertical das isotermas (Gill [1982]). Na plataforma continental do Oregon (EUA), por exemplo, verificou-se soerguimento transiente de 5 m da termoclina sazonal durante 8 h (Johnson *et al.* [1976]). Estudos subsequentes investigaram ainda a influência da quebra de ondas internas verticalmente propagantes na mistura vertical (D'Asaro [1985b], D'Asaro [1985a] e Gregg *et al.* [1986]).

Oscilações inerciais na Plataforma Continental Sudeste do Brasil

Na Plataforma Continental Sudeste do Brasil (PCSE), área de estudo deste trabalho, *Alves* [1992] detectou oscilações inerciais em dados de correntes obtidos por correntógrafos fundeados ao largo de Ubatuba (SP), sobre as isóbatas de 40 m e de 70 m. Ao analisar as frequências características das oscilações, detectou energia na banda quase-inercial definida no intervalo de $0,750 \text{ ciclos/dia} \leq \omega \leq 0,930 \text{ ciclos/dia}$, com comprimento de onda λ_H característico de ondas inerciais, no intervalo $5 \text{ km} \leq \lambda_H \leq 20 \text{ km}$. A amplitude das correntes inerciais apresentou ordem de 0,1 m/s, com predominância de eventos quase horizontais com persistência entre 3 e 9 oscilações. A intensidade de energia variou até 20% entre verão e inverno, para mais e para menos, dependendo das séries analisadas. A frequência característica dos máximos de energia apresentou-se ligeiramente superior ao valor da frequência inercial local (até 10% no nível de 60 m de profundidade). A comparação das séries de tempo de corrente filtradas e de pressão atmosférica filtrada sugeriu haver relação entre a passagem de frentes meteorológicas e a geração de correntes inerciais.

Essas observações fazem das oscilações inerciais e de suas características transitentes e intermitentes, em resposta à mudança de ventos, fenômenos relevantes para investigação do comportamento hidrodinâmico da PCSE.

1.2 Área de estudo

A PCSE representada na Figura 1.11, é entendida como a região da plataforma continental do Atlântico Sul que se estende desde Cabo Frio (RJ), em 23° S, até o Cabo de Santa Marta (SC), em 28° 40' S. A PCSE apresenta característica dinâmica típica de plataformas continentais de latitudes médias, que têm o vento e a corrente de contorno oeste (Corrente do Brasil) como principais forçantes (*Castro Filho* [1985], *Castro Filho* [1996]). A parte mais larga da PCSE possui 230 km, ao largo de Santos (SP), enquanto as porções mais estreitas apresentam entre 50 km e 70 km localizadas respectivamente nas extremidades norte próximo a Cabo Frio e sul, ao largo do Cabo de Santa Marta. A topografia da PCSE é suave, com isóbatas seguindo a linha de costa e profundidade de quebra de plataforma entre 120 m e 180 m (*Zembruski* [1979]).

Figura 1.11: Mapa da Plataforma Continental Sudeste do Brasil (PCSE). Eixo 0x-Longitude (°). Eixo 0y-Latitude (°). Profundidades em metros. Extraída de *Castro Filho* [1996].

1.2.1 Características físicas da PCSE

Massas de água

As Massas de Água presentes na Plataforma Continental Sudeste (PCSE), sujeitas a processos de mistura (*Emilson* [1961]), inclusive pelas oscilações inerciais são:

1. Água Tropical (AT), quente e salina ($T > 20^\circ$ e $S > 36,40$, *Miranda* [1982]). Essa massa de água é advecada na camada superficial (0-200m) pela Corrente do Brasil (CB) ao longo do talude continental.
2. Água Central do Atlântico Sul (ACAS) ($T < 20^\circ$ e $S < 36,40$, *Miranda* [1982]). A ACAS também é transportada ao longo do talude continental na camada inferior da CB (200-500 m), próximo à quebra da plataforma continental (*Castro Filho* [1996]).
3. Água Costeira (AC), como resultado da mistura entre água de origem continental e águas da plataforma continental. Dentre as massas de água, é a menos salina (*Castro Filho* [1996]).

Divisão da PCSE

As propriedades físicas da PCSE (Castro *et al.* [2013], Castro [2013]) permitiram a caracterização de três regiões: Plataforma Interna (PCI), Plataforma Média (PCM) e Plataforma Externa (PCE). Essas regiões são representadas na Figura 1.12.

Figura 1.12: Divisão da PCSE entre a costa e a quebra da plataforma (QPC), no verão (acima) e inverno (abaixo) em Plataforma Interna (PCI), Plataforma Média (PCM) e Plataforma Externa (PCE), conforme posição da Frente Térmica Profunda (FTP) e Frente Halina Superficial (FHS). Também estão representadas a Corrente do Brasil (CB), a direção das correntes preponderantes, distâncias da costa e do fundo e fluxos de calor e massa oceano-atmosfera. Extraída de Castro Filho [1996].

A seguir, apresenta-se breve resumo das propriedades hidrodinâmicas da PCSE a partir de sua divisão hidrodinâmica, apenas visando a fundamentação necessária ao estudo das oscilações inerciais. A descrição completa, com a evolução dos conceitos, encontra-se registrada no recente e amplo trabalho de *Castro et al.* [2013].

1. Plataforma Continental Interna (PCI): localiza-se entre a costa e a Frente Térmica Profunda (FTP), com largura variando preferencialmente em escala sazonal. No verão é mais estreita (10 a 30 km da costa ao limite externo com a PCM, sobre isóbatas de 20 m a 40 m), com águas mais quentes e salinas, mas menos densas. No inverno, é mais larga (40 a 80 km da costa ao limite externo com a PCM, sobre isóbatas de 40 m e 70 m). Pode-se assumir o valor de temperatura típico de 22 °C, limite superior no inverno, que é ultrapassado no verão (*Castro Filho* [1996]). A massa de água dominante é a Água Costeira (AC), com influência da AT e da ACAS. As correntes em quase toda PCI são forçadas principalmente por gradientes de pressão devidos às descargas estuarinas, tensão de cisalhamento do vento e marés (*Castro et al.* [2013]).
2. Plataforma Continental Média (PCM): região da PCSE compreendida entre a Frente Halina Superficial (FHS), definida pela intersecção da isohalina de 36 com a superfície do mar e a FTP. Apresenta elevada estratificação e presença de termoclina sazonal. Suas dimensões espaciais apresentam grande variação sazonal, inclusive quase colapsando durante o inverno. Hidrodinamicamente, a tensão de cisalhamento do vento é a principal forçante, com baixa contribuição de gradientes de pressão em função da estratificação de densidade e, ocasionalmente, da influência ou presença da CB (*Castro et al.* [2013]).
3. Plataforma Continental Externa (PCE): situa-se entre a FHS e a quebra da plataforma (limite interno a 60-80 km da costa, isóbatas de 70-90 m; limite com o talude a 180 km da costa, isóbata de 200 m), com termoclina acentuada e presença permanente da ACAS na camada de fundo. Há, ocasionalmente, intrusões em direção à costa de águas subsuperficiais de alta salinidade, $S > 36$ (*Castro Filho* [1996]). As correntes são forçadas principalmente pela advecção da CB, que ocorre parcialmente nessa região. A tensão de cisalhamento do vento e as marés contribuem com menores quantidades de energia cinética (*Castro et al.* [2013]).

Marés

A propagação da onda de maré em plataformas continentais de latitudes médias situa-se em faixa espectral próxima às oscilações inerciais, com energia resultante da propagação de ondas de Kelvin ou Poincaré. Essa proximidade da faixa espectral torna necessária a remoção das correntes de maré das correntes inerciais através de análise harmônica, conforme descrito no Capítulo 3.

Em grande parte da PCSE, a onda de maré barotrópica ou astronômica é caracterizada como co-oscilação em relação à gerada em oceano profundo, com características próprias e amplificação da amplitude desde o talude, propriedade típica de plataformas continentais largas em latitudes médias (*Castro Filho* [1996]). Análises de séries de nível do mar e corrente em estações costeiras de Cananéia (SP), Ubatuba (SP), Rio de Janeiro (RJ) e em pontos sobre a plataforma de Paranaguá-Paraná (PR), Santos (SP) e Rio de Janeiro (RJ), classificaram mais energéticas as componentes O_1 , M_2 e M_3 , mas em alguns casos, as amplitudes das componentes K_1 e S_2 foram próximas ou maiores. A rotação anti-horária dominou nas bandas diurna e semi-diurna (*Mesquita & Harari* [2003]).

As marés internas ou baroclínicas podem ser geradas sobre o talude, propagando-se pela plataforma continental através de reflexões sucessivas entre o fundo oceânico e a superfície do mar, sendo observadas em várias margens continentais com reconhecida importância sobre as plataformas adjacentes (*Pereira et al.* [2007]) e também podem interagir com a propagação vertical das oscilações inerciais (*Defant* [1961]). Efeitos não-lineares relativos à vorticidade associada a fluxos dominantes sugerem importante influência na propagação de ondas internas quase inerciais, visto que a vorticidade relativa de larga-escala desvia a frequência das ondas internas de mais baixas frequências para a frequência de Coriolis efetiva ou corrigida (*Pereira et al.* [2007]).

Capítulo 2

Hipótese e objetivos

A hipótese científica deste trabalho é que há oscilações inerciais na PCSE, geradas por variabilidades temporais no campo de ventos, e que essas oscilações propagam energia verticalmente como ondas internas e horizontalmente geram desvios do fluxo médio. Sob essa hipótese, o objetivo geral deste trabalho é descrever e quantificar os processos físicos envolvidos com a geração e propagação de oscilações inerciais na PCSE. Os objetivos específicos são:

- caracterizar os fenômenos físicos que se desenvolvem nas camadas de mistura e de termoclina na PCSE, como a variação da espessura da camada de mistura e o movimento vertical da termoclina sob atuação de oscilações inerciais;
- estudar a interação da energia das oscilações inerciais com a energia do fluxo médio, verificando processos de meandramento do sistema de correntes na PCSE desenvolvidos sob atuação de oscilações inerciais;
- verificar se há interação entre as oscilações inerciais e a variabilidade temporal das intrusões da Água Central do Atlântico Sul em direção à costa.

A justificativa para esta Tese é que trabalhos anteriores na PCSE concentraram-se principalmente nas bandas subinercial e maregráfica do espectro, embora tenha sido verificado que há quantidades apreciáveis de energia na faixa inercial (*Alves [1992]*).

Capítulo 3

Dados e Métodos

3.1 Séries temporais de velocidade, temperatura e ventos

Foram utilizados dados observacionais de corrente e temperatura da água do mar registrados em séries temporais por correntógrafos instalados em fundeios realizados sobre as isóbatas de 50 m e 100 m, obtidos no âmbito do Projeto DEPROAS (Dinâmica do Ecossistema de Plataforma da Região Oeste do Atlântico Sul) entre 2001 e 2002 referentes às linhas radiais ao largo de Cabo Frio e Ubatuba (Figura 3.1).

Tais dados, foram organizados de acordo com as Campanhas realizadas. Para cada arquivo de dados correntográficos, foi criado um código composto pela sigla da radial, podendo ser CF (Cabo Frio), ou UB (Ubatuba). Foi adicionado um número relativo à posição do fundeio sobre a isóbata, com 1 para isóbata de 50 m ou 2 para a isóbata de 100 m; seguindo-se o número da campanha precedido pela letra C e a profundidade do equipamento ou da série de tempo precedida pela letra P. Exemplo: CF1C0P45 é o arquivo de dados de corrente referente ao fundeio localizado na radial de Cabo Frio, sobre a isóbata de 50 m (CF1), realizado na Campanha 0 (C0), coletado no nível de 45 m (P45). Informações sobre as séries de tempo estão sintetizadas na Tabela 3.1, a partir dos registros de bordo e relatórios do Projeto DEPROAS (Carelli [2004]). Os fundeios realizados na isóbata de 50 m possuíam bóia meteorológica de superfície que permitiu os registros de ventos apresentados no Capítulo 4.

Além da exigência de simultaneidade dos registros de ventos, correntes e temperatura da coluna de água ter imposto algumas limitações à análise, a apresentação dos resultados exigiu seleção prévia, visando resumir o conteúdo ilustrando os processos. Desta forma, as Campanhas 0, 1 e 2 foram selecionadas.

Figura 3.1: Posição dos fundeios de correntógrafos sobre as isóbatas de 50 e 100 m, projeto DEPROAS. Batimetria em metros (m). Eixo 0x-Longitude (°). Eixo 0y-Latitude (°).

Tabela 3.1: Dados de corrente pertencentes ao conjunto de dados do Projeto DEPROAS, Campanhas 0, 1 e 2. As colunas identificam a referência do arquivo de dados (código), posição do aparelho na coluna de água (nível); isóbata local do fundeio (prof.); coordenadas geográficas do fundeio (long., lat.); número de série (S/N) e datas de lançamento e recuperação do equipamento.

código	nível (m)	prof. (m)	long.(°) W	lat.(°) S	S/N	lançamento	recuperação
Campanha 0							
CF1C0P10	11,7	50	042 06,73	22 59,28	FSI 1351	27/06/2001	11/08/2001
CF1C0P35	36,7				FSI 1365		
CF1C0P45	46,7				FSI 1345		
CF2C0P22	21,5	100	041 54,56	23 05,40	FSI 1342	27/06/2001	11/08/2001
CF2C0P75	74,5				FSI 1359		
CF2C0P85	84,5				FSI 1366		
CF2C0P95	94,5				FSI 1347		
Campanha 1							
CF1C1P10	10	50	042 07,34	22 59,03	FSI 1351	14/12/2001	21/03/2002
CF1C1P30	30				FSI 1342		
CF2C1P75	75	100	041 54,70	23 05,44	FSI 1374	15/12/2001	sem data
CF2C1P94	94				FSI 1320		
UB1C1P10	10	50	044 53,86	23 43,56	FSI 1344	11/12/2001	19/03/2002
UB1C1P30	30				FSI 1356		
UB1C1P44*	44				FSI 1369		
UB2C1P23	23	100	044 22,20	24 23,50	FSI 1343	12/12/2001	18/03/2002
UB2C1P75	75				FSI 1324		
UB2C1P94*	94				FSI 1337		
Campanha 2							
CF1C2P10	10	50	042 07,34	22 59,03	FSI 1374	28/07/2002	28/11/2002
CF1C2P30	30				FSI 1359		
CF2C2P23*	23	100	041 54,70	23 05,44	FSI 1347	28/07/2002	27/11/2002
CF2C2P75	75				FSI 1324		
CF2C2P94	94				FSI 1336		
UB1C2P44	44	50	044 53,86	23 43,56	FSI 1343	26/07/2002	08/01/2003
UB2C2P23*	23	100	044 22,20	24 23,50	FSI 1337	25/07/2002	14/12/2002
UB2C2P75	75				FSI 1348		
UB2C2P94*	94				FSI 1361		

* dados espúrios.

3.2 Tratamento de dados observacionais de corrente

Todos os procedimentos de programação computacional visando o tratamento de dados bem como a geração de mapas e gráficos foram realizados em ambiente MatLab®.

3.2.1 Registros de correntógrafos

Os dados correntográficos, coletados na forma de *burst* foram reamostrados para gerar séries temporais com intervalo de 1 h. Para isso, os registros originais foram interpolados através de interpolação linear (*de Boor* [1978]), obtendo-se dados equiespaçados a cada 15 minutos. Em seguida, toda frequência maior que a relativa ao período de 60 minutos foi atenuada eliminando-se o ruído gerado com a interpolação através de filtro tipo *Chebyshev-filtfilt* com frequência de corte de 60 minutos, intervalo amostral de 15 minutos e limite de ruído em 20 dB (*MathWorks* [2012]). A Figura 3.2 ilustra o resultado do procedimento de obtenção de dados equiespaçados no tempo.

Figura 3.2: Diagramas *stickplots* da série temporal de velocidade do correntógrafo CF1C0P045. Acima: dados reamostrados. Abaixo: dados originais. O Norte geográfico está representado à esquerda do painel superior. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).

Os dados originais foram corrigidos da declinação magnética local em função do tempo, visto que são referenciados pela bússola interna do equipamento. A Tabela 3.2 apresenta os valores utilizados para correção dos dados de corrente (NOAA [2012]).

Tabela 3.2: Declinação magnética utilizada para correção dos dados de corrente do Projeto DEPROAS, Campanhas 0, 1 e 2, isóbatas de 50 m e 100 m.

Campanha	Posição	declinação (°)
0	Cabo Frio 1	-21,70
	Cabo Frio 2	-21,77
1	Cabo Frio 1	-21,77
	Cabo Frio 2	-21,84
	Ubatuba 1	-20,40
	Ubatuba 2	-20,53
2	Cabo Frio 1	-21,77
	Cabo Frio 2	-21,84
	Ubatuba 1	-20,40
	Ubatuba 2	-20,53

3.2.2 Filtro passa-banda inercial

Os dados previamente reamostrados foram submetidos a filtro passa-banda tipo *Butterworth-filtfilt* (MathWorks [2012]), com janela de largura entre os valores 20% abaixo do período inercial local até 10% acima deste (Tabela 3.3), com a finalidade de isolar frequências próximas à inercial efetiva.

Tabela 3.3: Intervalo espectral (período T_1 a T_2) utilizado no filtro passa-banda, calculado a partir do período inercial ($T_{inercial}$) na latitude. Campanhas 0, 1 e 2, isóbatas de 50 m (posição 1) e 100 m (posição 2).

Campanha	posição	latitude (°)	$T_{inercial}$ (h)	T_1 (h)	T_2 (h)
0	Cabo Frio 1	-22,99	30,64	24,51	33,71
	Cabo Frio 2	-23,09	30,52	24,41	33,57
1	Cabo Frio 1	-22,98	30,65	24,52	33,71
	Cabo Frio 2	-23,09	30,51	24,41	33,57
	Ubatuba 1	-23,73	29,74	23,79	32,72
	Ubatuba 2	-24,39	28,98	23,18	31,88
2	Cabo Frio 1	-22,98	30,65	24,52	33,71
	Cabo Frio 2	-23,09	30,51	24,41	33,57
	Ubatuba 1	-23,73	29,74	23,79	32,72
	Ubatuba 2	-24,39	28,98	23,18	31,88

3.2.3 Subtração das correntes maregráficas

Com o objetivo de separar os sinais de correntes de maré diurna e de correntes inerciais, ambas com frequências características próximas, foi realizada análise harmônica das séries de componentes de velocidade, obtendo-se correntes maregráficas.

A análise harmônica das séries originais reamostradas foi realizada utilizando o *software T_TIDE* (Pawlowicz *et al.* [2002]). Na banda semi-diurna, a componente M_2 foi sempre a mais energética em todas as séries analisadas, enquanto na banda diurna, as componentes O_1 e K_1 foram alternadamente as mais energéticas. As intensidades das correntes de maré obtidas têm $O(1)$ ou $O(10)$ cm/s, valores em acordo com os registrados por outros autores (De Mesquita & Harari. [2003]).

Como exemplo do procedimento metodológico, a Figura 3.3 apresenta o resultado da análise harmônica de maré em função das componentes mais energéticas, enquanto a Figura 3.4 apresenta as correntes totais (reamostradas) em comparação com as correntes de maré obtidas a partir da análise harmônica.

Figura 3.3: Análise harmônica de maré, correntógrafo CF1C0P045. Eixo-0x: Frequência (ciclos por dia). Eixo-0y: Amplitude da componente (cm/s).

Figura 3.4: Correntes totais reamostradas (acima) e correntes de maré (abaixo), correntógrafo CF1C0P045. O Norte geográfico está representado à esquerda do painel superior. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).

Em seguida, as correntes de maré foram submetidas a filtro passa-banda na banda diurna de maré (entre 21 h e 25 h). Finalmente, as correntes de maré diurnas foram subtraídas das correntes filtradas na banda inercial, a fim de se obter as correntes inerciais residuais.

3.2.4 Correntes inerciais

As séries temporais das componentes de correntes filtradas na banda inercial subtraídas do sinal de maré diurna, passam a ser consideradas correntes inerciais e representam um dos produtos finais do processo de tratamento das séries de dados de corrente do projeto DEPROAS, visando o estudo das oscilações inerciais.

Como exemplo, uma das séries de componentes de velocidade de corrente inercial é representada na Figura 3.5. Pode-se verificar que o padrão de oscilações é o mesmo obtido por *Blankford* [1978] (Figura 3.6), ao utilizar método similar de filtragem com remoção de correntes de maré, visando obter correntes inerciais residuais a partir de séries de velocidade amostradas por correntógrafos fundeados no Golfo de Saint Lawrence, plataforma continental do Canadá.

Figura 3.5: Série temporal de componentes de velocidade inercial perpendicular à costa (acima) e paralela à costa (abaixo), correntógrafo CF1C0P045, Projeto DEPROAS, radial Cabo Frio, Campanha 0. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).

Figura 3.6: Série temporal de componentes de velocidade zonal (acima) e meridional (abaixo), fundeio à isóbata de 75 m, correntógrafo em 16 m. Eixo-0x: tempo (dia do ano). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (mm/s). Adaptado de Blankford [1978].

Os vetores de velocidade foram rotacionados a fim de que as componentes de velocidade correspondessem à orientação da linha de costa e batimétrica local. Isto é, após a rotação, a componente- u passou a ser componente normal, enquanto a componente- v passou a ser componente paralela à isóbata local ($u > 0$ para o largo e $v > 0$ deixando a costa à esquerda). No caso da radial de Ubatuba, a rotação dos eixos em relação ao Norte geográfico foi de 45° para Leste para os dados do fundeio 1 (50 m) e 55° para Leste para o fundeio 2 (100 m). Para a radial de Cabo Frio, a rotação dos eixos em relação ao Norte geográfico foi de 85° para Leste para o fundeio 1 (50 m) e 75° para Leste no caso do fundeio 2 (100 m).

3.2.5 Análise espectral vetorial

A análise espectral rotacional das séries de velocidades de correntes inerciais permitiu evidenciar o espectro das oscilações inerciais caracterizadas por rotação anticiclônica, separando este fenômeno de outros com ocorrência na mesma faixa de frequência inercial, porém de rotação ciclônica (Gonella [1972], Emery & Thomson [1998]).

O procedimento consiste em tratar a série temporal de variável vetorial, no caso a velocidade das correntes marítimas, escrevendo-a como um número complexo, sendo a componente perpendicular à costa representada pela parte Real e a componente paralela à costa representada pela sua parte Complexa, ou seja, simplesmente considerar:

$$V = u + i \cdot v \quad (3.1)$$

onde V é o módulo do vetor velocidade, u é a componente de velocidade perpendicular à costa, v é a componente de velocidade paralela à costa e i é o número complexo $\sqrt{-1}$.

Os valores espectrais foram alisados por janela móvel de 5 pontos, do tipo *Hann*, dada pela Equação 3.2, espelhada simetricamente:

$$\omega(n) = 0.5 \cdot \left(1 - \cos\left(2\pi \cdot \frac{n}{N}\right) \right) \quad (3.2)$$

onde ω é o valor resultante do alisamento no n -ésimo ponto (n), N é a quantidade de pontos utilizados no alisamento e $L = N + 1$ é o tamanho da janela, com $0 \leq n \leq N$.

Como exemplo deste resultado, o espectro referente às correntes totais é comparado ao das correntes filtradas na faixa inercial, representando-os em toda extensão na parte superior da Figura 3.7, com destaque para a frequência inercial local, além das frequências referentes às componentes harmônicas de maré M_2 , O_1 e M_4 .

Figura 3.7: Análise espectral rotacional, correntógrafo CF1C0P045. Acima: faixa de frequência inercial $f_{local} = 5,7 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e componente de maré M_2 , O_1 e M_4 . Abaixo: componente O_1 e frequência inercial com limites de 20 %. Eixo-0x: Frequência (Hz). Eixo-0y: Potência Espectral (W/Hz).

3.2.6 Demodulação complexa

O método de demodulação complexa permite analisar oscilações não regulares, em que a variação em torno da frequência dominante não é adequadamente resolvida por análise harmônica (Bloomfield [2000]). Esse é o caso das séries temporais de correntes inerciais. Apesar da metodologia aplicada ter isolado as frequências próximas à inercial local nas séries temporais, a natureza intermitente das oscilações produz trechos separados por frequência residual entre cada oscilação gerada.

Para empregar o método sobre a série temporal de dados de velocidade formada por uma oscilação com frequência inercial ω mais uma pequena variação, escrevemos a série como sendo:

$$X(t) = A(t) \cos(\omega t + \varphi(t)) + Z(t) \quad (3.3)$$

onde X é o valor da variável no instante t (tempo), A é a amplitude da oscilação, ω é a frequência da oscilação inercial, φ é uma pequena variação da frequência inercial e $Z(t)$ é um resíduo.

Outra forma de escrever a Equação 3.3 é:

$$X(t) = \frac{A(t)}{2} [e^{i(\omega t + \varphi(t))} + e^{-i(\omega t + \varphi(t))}] + Z(t) \quad (3.4)$$

Multiplica-se, então, a série original $X(t)$ pelo fator $e^{-i\omega t}$, obtendo-se uma nova série $Y(t)$:

$$Y(t) = X(t) e^{-i\omega t} \quad (3.5)$$

A qual pode ser colocada na forma:

$$Y(t) = \frac{A(t)}{2} e^{i\varphi(t)} + \frac{A(t)}{2} e^{-i(2\omega t + \varphi(t))} + Z(t) e^{-i\omega t} \quad (3.6)$$

Em 3.6 o primeiro termo do segundo membro é dependente do tempo mas, na frequência de interesse ω ou abaixo dela, tem valor desprezível. O segundo termo varia na frequência 2ω e o terceiro termo varia na frequência ω . Visto que $Z(t)$ não tem energia na frequência de interesse ω , o uso de um filtro passa-baixa permite remover o segundo e terceiro termos, além de alisar o primeiro. O resultado é a nova série alisada $Y'(t)$:

$$Y'(t) \approx \frac{A'(t)}{2} e^{i\varphi'(t)} \quad (3.7)$$

Em seguida, a amplitude A' e o desvio φ' da frequência inicial ω são obtidas:

$$A'(t) = 2|Y'| = 2 \left(\text{Re}\{Y'\}^2 + \text{Im}\{Y'\}^2 \right)^{1/2} \quad (3.8)$$

$$\varphi'(t) = \text{atan} \left(\frac{\text{Im}\{Y'\}}{\text{Re}\{Y'\}} \right) \quad (3.9)$$

Revertendo-se a notação complexa para a notação trigonométrica, o sinal de interesse pode ser expresso apenas pela frequência ω^* porque a variação temporal φ foi isolada e pode ser separada da frequência inicial ω como uma fase desta, através da transformação linear (Kessler [2007]):

$$\cos(\omega t + \varphi'(t)) \approx \cos(\omega t + \gamma t) = \cos(\omega^* t). \quad (3.10)$$

A demodulação complexa possibilita a remoção de trechos da série original nos quais há desvio da frequência de referência, normalmente quando a amplitude das oscilações é insignificante (Pollard [1980]). No presente trabalho, o método permitiu determinar os intervalos de ocorrência dos eventos de oscilação inercial, destacando-os na série original de componentes de corrente inercial (Figura 3.8).

Figura 3.8: Diferentes formas de apresentação dos resultados de demodulação complexa. Painel acima: valores de fase (graus)-alto e amplitude de corrente (cm/s)-centro, registrada por correntógrafos em três níveis: 12 m, 52 m, 72 m. Eixo 0x: tempo (dia, mês, ano). (adaptado de Pollard [1980]). Painel abaixo: seleção de trechos nas séries de componentes de corrente inercial u-perpendicular e v-paralela à costa, correntógrafo CF1C0P045. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).

Após selecionados trechos com ocorrência de oscilações inerciais, procedeu-se a contagem de repetições, utilizando preferencialmente as séries de componente *u*-normal à costa, obtendo-se a frequência inercial característica de cada evento de oscilação inercial. A comparação com a frequência inercial local permitiu calcular o desvio Doppler devido à advecção do fluxo básico, normalmente em direção a frequências maiores (*blueshift*), correspondentes ao período diurno.

3.3 Modelagem Matemática

3.3.1 Regional Ocean Modelling System (ROMS)

ROMS é um modelo numérico tridimensional para experimentos em hidrodinâmica oceânica, que utiliza a equação de Navier-Stokes sob as aproximações hidrostática e de Boussinesq. As equações primitivas em Coordenadas Cartesianas (Hedström [2009a], Hedström [2009b]) compreendem as equações de momento nas direções horizontais x e y (Equações 3.11 e 3.12, respectivamente):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla u - f v = -\frac{\partial \phi}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{u'w'} - \nu \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \mathcal{F}_u + \mathcal{D}_u \quad (3.11)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla v + f u = -\frac{\partial \phi}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{v'w'} - \nu \frac{\partial v}{\partial z} \right) + \mathcal{F}_v + \mathcal{D}_v \quad (3.12)$$

onde u , v e w representam as componentes do vetor velocidade $\vec{v}$ nas direções das coordenadas zonal x , meridional y e vertical z ; t é o tempo; $f(y)$ é o parâmetro de Coriolis; ∇ é o operador divergente; $\phi(x, y, z, t)$ é a pressão dinâmica definida como $\phi = (P/\rho_o)$ onde ρ_o é a densidade do estado básico de repouso, P é pressão total definida como $P \approx \rho_o g z$, g é a gravidade e ν é a viscosidade molecular. Respectivamente nas direções x e y os termos forçantes são representados por $\mathcal{F}_u$ e $\mathcal{F}_v$ e os termos difusivos por $\mathcal{D}_u$ e $\mathcal{D}_v$. As barras superiores representam médias no tempo e aspas simples representam flutuações em torno da média.

A equação de difusão-advecção controla a concentração $C(x, y, z, t)$ de campos escalares como salinidade, temperatura ou nutrientes:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla C = -\frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{C'w'} - \nu_\theta \frac{\partial C}{\partial z} \right) + \mathcal{F}_C + \mathcal{D}_C \quad (3.13)$$

onde C é a concentração da propriedade dependente do tempo, ν_θ é a difusividade, $\mathcal{F}_C$ e $\mathcal{D}_C$ representam respectivamente os termos forçante e difusivo da propriedade.

A equação de estado da água do mar é representada por:

$$\rho = \rho(T, S, P) \quad (3.14)$$

onde $\rho = \rho_o + \rho(x, y, z, t)$ é a densidade total "in situ", $T(x, y, z, t)$ é a temperatura potencial, $S(x, y, z, t)$ é a salinidade e P é pressão total definida anteriormente.

A aproximação hidrostática é utilizada conforme Equação 3.15. Em virtude da aproximação de Boussinesq, as variações de densidade são negligenciadas nas equações de momento exceto em relação à sua contribuição para o empuxo que aparece na equação de momento vertical.

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = -\frac{\rho g}{\rho_o} \quad (3.15)$$

O modelo utiliza ainda a equação da continuidade para um fluido incompressível:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.16)$$

O sistema de equações é fechado com as parametrizações de Reynolds e de traçadores de fluxos turbulentos:

$$\overline{u'w'} = -K_M \frac{\partial u}{\partial z}; \quad \overline{v'w'} = -K_M \frac{\partial v}{\partial z}; \quad \overline{C'w'} = -K_C \frac{\partial C}{\partial z} \quad (3.17)$$

onde K_M e K_C representam viscosidade e difusividade vertical.

Grade numérica

Experimentos com o modelo hidrodinâmico ROMS foram realizados utilizando grade curvilínea implementada sobre a PCSE (Figura 3.9), criada em ambiente MatLab® através da *toolbox Seagrid* (Denham [2000]).

A discretização espacial horizontal utiliza a grade Arakawa tipo C (Arakawa & Lamb [1977]). Na direção vertical, a discretização utiliza coordenadas Sigma com alisamento das variáveis no fundo (Haidvogel et al. [2008], Shchepetkin & McWilliams [2005]). Foram utilizados 33 níveis sigma em função da discretização dos campos iniciais de salinidade e temperatura, originalmente criados por Rezende [2003] a fim de inicializar o modelo POM (Princeton Ocean Model) (Blumberg & Mellor [1987]). O autor utilizou campos climatológicos do Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO), no período de janeiro a março, entre as latitudes de 20° e 32°S, o meridiano de 35°W e a costa.

O resultado da interpolação desses campos para a atual grade do ROMS foi avaliado através da comparação de seções verticais dos campos originais (Figuras 3.10 e 3.11).

Figura 3.9: Grade curvilínea implementada sobre a PCSE (30x60 pontos), com células de 12,47 a 28,17 km na direção normal à costa, 17,12 a 39,95 km na direção paralela e 0,20 a 850,48 m na direção vertical. Eixo-0x: longitude ($^{\circ}$). Eixo-0y: latitude ($^{\circ}$). O ponto em destaque foi utilizado para análise.

As condições de contorno nas bordas utilizadas foram escolhidas após testes tendo como fundamento a obtenção do ajuste de Ekman como resposta ao vento em virtude dessa forçante ser a dominante na PCSE (Castro Filho [1996], Coelho [2008]) e através da comparação dos resultados numéricos com dados observacionais das radiais do Projeto DEPROAS. As condições de atrito no fundo também foram escolhidas após vários testes que garantiram o balanço friccional. Entre as condições finalmente utilizadas para compilação e experimentação do modelo, destacam-se: reforço para conservação de massa na borda Leste; condição radiativa da superfície livre na borda Sul; atrito de fundo com parametrização quadrática; coeficiente de viscosidade horizontal dependente do tempo, borda Oeste fechada e condição radiativa de traçadores na borda Norte. O modelo numérico ROMS proporciona escolhas de esquemas de advecção, turbulência, condições de bordas laterais, camadas de fundo e superfície, e tem sido utilizado pela comunidade científica em uma larga variedade de propósitos, escalas de tempo e espaço.

Figura 3.10: Comparação das seções verticais de campos iniciais de temperatura (acima) e salinidade (abaixo), originalmente criados por Rezende [2003] (à esquerda) para inicialização do modelo POM (Blumberg & Mellor [1987]) e na atual grade do ROMS (à direita). Radial referente à Cabo Frio. Eixo-0x: distância normal à costa (km). Eixo-0y: profundidade (m).

Figura 3.11: Comparação das seções verticais de campos iniciais de temperatura (acima) e salinidade (abaixo), originalmente criados por Rezende [2003] (à esquerda) para inicialização do modelo POM (Blumberg & Mellor [1987]) e na atual grade do ROMS (à direita). Radial referente à Santos (SP). Eixo-0x: distância normal à costa (km). Eixo-0y: profundidade (m).

No presente trabalho, a simulação numérica com o modelo ROMS foi capaz de gerar oscilações inerciais no plano horizontal a partir de vento analítico, permitindo comparar resultados numéricos e previsões teóricas (Nicholls *et al.* [2012]) e verificar a variabilidade espacial das oscilações inerciais na PCSE.

Capítulo 4

Resultados Observacionais

4.1 Séries temporais de corrente, temperatura e ventos

A Tabela 4.1 relaciona médias e máximas intensidades de correntes paralelas à costa para o conjunto de dados dos correntógrafos. A média das correntes paralelas positivas (costa à esquerda) é 23,6 cm/s e 13,98 cm/s para as negativas (costa à direita). A média dos valores máximos das correntes paralela positivas é 61,06 cm/s e 38,97 cm/s para as negativas.

Aplicando a metodologia descrita, foi possível caracterizar as oscilações inerciais presentes nas séries correntográficas, conforme resumido na Tabela 4.2. A média de duração dos eventos de oscilações inerciais é 7,5 dias com desvio padrão de 3,8 dias. O número médio de oscilações em cada evento é 6,8 com desvio padrão de 3,3 oscilações. O período inercial médio foi calculado, utilizando a Equação 1.1, em 30,2 h para as latitudes das Campanhas. O período inercial efetivo médio, estimado a partir da Tabela 4.2 é 26,5 h. Portanto, o deslocamento médio da frequência inercial é 12,2%.

Nas Seções 4.1.1 e 4.1.2 serão apresentados, como exemplos, resultados obtidos em períodos diferentes, nas radiais Cabo Frio e Ubatuba, respectivamente. Resultados para os demais períodos do projeto DEPROAS aparecem no Apêndice A.

Tabela 4.1: Corrente média (cm/s) e valores máximos (cm/s) para as componentes de velocidade paralelas à costa obtidas dos correntógrafos fundeados nas isóbatas de 50 m e 100 m. As colunas relacionam correntógrafo (arquivo), correntes médias (v_{med}) e correntes máximas (v_{max}). As correntes positivas deixam a costa à esquerda e, as negativas, à direita.

arquivo	v_{med} positiva	v_{med} negativa	v_{max} positiva	v_{max} negativa
FCF1C0P010	14.44	-19.18	54.16	-54.07
FCF1C0P035	13.26	-25.78	52.07	-67.28
FCF1C0P045	25.39	-19.34	70.96	-44.12
FCF2C0P022	10.71	-9.44	38.82	-21.30
FCF2C0P075	9.13	-8.83	12.86	-11.13
FCF2C0P085	23.65	-15.10	82.93	-52.54
FCF2C0P095	21.88	-28.45	74.94	-75.17
FCF1C1P010	23.25	-19.82	63.66	-46.83
FCF1C1P030	9.78	-7.89	51.64	-32.02
FCF2C1P075	8.31	-8.41	27.67	-11.37
FCF2C1P094	18.59	-16.06	59.15	-40.90
FUB1C1P010	15.57	-12.45	56.13	-36.45
FUB1C1P030	17.38	-11.19	103.87	-48.62
FUB2C1P023	5.17	-5.78	7.37	-7.40
FUB2C1P075	20.01	-11.28	107.57	-39.97
FCF1C2P010	19.86	-13.81	75.18	-35.71
FCF1C2P030	6.67	-5.84	9.66	-8.74
FCF2C2P075	19.57	-13.97	74.67	-35.85
FCF2C2P094	3.56	-3.51	17.54	-15.96
FUB1C2P044	19.91	-19.42	68.90	-52.53
FUB2C2P075	15.55	-13.38	62.96	-39.12

Tabela 4.2: Características das oscilações inerciais identificadas. Dados de correntógrafos situados nas isóbatas de 50 m e 100 m. As colunas relacionam correntógrafo (arquivo), número de oscilações em cada evento e o período de duração (dias) do evento.

arquivo	número de oscilações	duração (dias)
FCF1C0P010	5	6
FCF1C0P035	12	15
FCF1C0P045	10	12
FCF2C0P022	4	4
FCF2C0P075	6	7
FCF2C0P085	11	12
FCF2C0P095	11	11
FCF1C1P010	4	4
FCF1C1P030	4	4
FCF2C1P075	3	4
FCF2C1P094	3	4
FUB1C1P010	4	4
FUB1C1P030	4	4
FUB2C1P023	8	9
FUB2C1P075	5	6
FCF1C2P010	4	5
FCF1C2P030	5	5
FCF2C2P075	13	15
FCF2C2P094	7	7
FUB1C2P044	11	11
FUB2C2P075	8	8

4.1.1 Campanha 0 (27/06/2001 a 12/08/2001), radial Cabo Frio

A Tabela 4.3 sintetiza as características das oscilações inerciais colecionadas a partir das rotações anti-horárias dos vetores observadas nos diagramas *stickplots* e das maiores amplitudes de componentes de velocidade inercial selecionadas por demodulação complexa.

Tabela 4.3: Trechos selecionados como oscilações inerciais, correntógrafos nas isóbatas de 50 m e 100 m, Campanha 0, radial Cabo Frio. Nas colunas, t_0 é o início da oscilação e t_f é o término, v_{max} é a máxima magnitude de velocidade, v_{med} é a velocidade média, T é o período da oscilação e *shift* é o desvio da frequência inercial local.

arquivo	t_0 (dia/mês/ano)	t_f (dia/mês/ano)	v_{max} (cm/s)	v_{med} (cm/s)	T (h)	<i>shift</i> (%)
FCF1C0P010	17-Jul-2001	23-Jul-2001	7.15	3.76	28.8	6.0
FCF1C0P035	13-Jul-2001	28-Jul-2001	5.49	2.98	30.0	2.1
FCF1C0P045	16-Jul-2001	28-Jul-2001	6.94	3.73	28.8	6.0
FCF2C0P022	12-Jul-2001	16-Jul-2001	9.46	5.09	24.0	21.4
FCF2C0P075	13-Jul-2001	20-Jul-2001	8.06	4.93	28.0	8.2
FCF2C0P085	13-Jul-2001	25-Jul-2001	7.73	4.46	26.2	14.2
FCF2C0P095	13-Jul-2001	24-Jul-2001	6.24	3.75	24.0	21.4

Os registros correntográficos da radial mostram a geração de oscilações inerciais simultâneas às inversões das correntes totais nos fundeios 1 e 2 (Figuras 4.1 e 4.3). Em virtude de maior quantidade de inversões das correntes totais no fundeio 2, observa-se maior tendência de sobreposição das oscilações inerciais nos correntógrafos desse fundeio.

Esse resultado observacional demonstra a capacidade das oscilações inerciais em fornecer informações sobre o fluxo. Ou seja, oscilações inerciais sobrepostas são mais presentes no fundeio 2 da radial Cabo Frio porque o fluxo básico na região mais distante da costa apresentou maior tendência a variações na intensidade e direção das correntes.

Considerando-se preferencialmente o período entre 10 e 28 de julho, todas as séries correntográficas apresentam duas inversões mais proeminentes na direção das correntes e simultaneamente dois eventos significativos de geração de oscilações inerciais. Novamente, a tendência de sobreposição das oscilações inerciais nesse período é maior nas séries correntográficas do fundeio 2, também indicando a tendência de propagação das oscilações em direção ao largo (Figuras 4.2 e 4.4).

A menor incidência de sobreposição das oscilações nos registros do correntógrafo CF1C0P010 mostra que ação da alta frequência de mudanças na tensão de cisalhamento do vento próximo à superfície interfere destrutivamente nas oscilações inerciais.

Verificou-se que as oscilações inerciais de maior amplitude de todo o período surgem como resposta ao ajuste a novas condições de equilíbrio imposta pelas mudanças dos ventos nos dias 12, 18 e 22 de julho de 2001, comparando-se aos registros da bóia meteorológica sobre o fundeio de 50 m (Figura 4.5).

Figura 4.1: Diagramas *stickplots* de velocidade de corrente original reamostrada (acima) e inercial (abaixo), referentes aos correntógrafos do fundeio 1: FCF1C0P010, FCF1C0P035, FCF1C0P045. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).

Figura 4.2: Componentes de corrente inercial, u (acima) e v (abaixo), referentes aos correntógrafos do fundeio 1: FCF1C0P010, FCF1C0P035, FCF1C0P045. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).

Figura 4.3: Diagramas *stickplots* de velocidade de corrente original reamostrada (acima) e inercial (abaixo), referentes aos correntógrafos do fundeio 2: FCF2C0P075, FCF2C0P085, FCF2C0P095. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).

Figura 4.4: Componentes de corrente inercial, u (acima) e v (abaixo), referentes aos correntógrafos do fundo 2: FCF2C0P075, FCF2C0P085, FCF2C0P095. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).

Seções verticais de corrente inercial e temperatura

A comparação entre as séries temporais de intensidade de corrente inercial e de temperatura da coluna de água permite observar correspondência temporal entre maior intensidade de corrente inercial e deslocamento das isotermas nos registros nos níveis de 35, 45, 75, 85 e 95 m. Essa evidência ocorre em ao menos três momentos de inversão na direção dos ventos em 12, 18 e 22 de julho de 2001, em destaque na Figura 4.5, seguindo-se maior amplitude na variação da temperatura da coluna de água (Figura 4.6). Tal correspondência temporal sugere a propagação vertical das oscilações inerciais a partir da base da camada de mistura em direção ao fundo (*Schahinger* [1987]) e também a influência no perfil de temperatura (*Hyatt* [2006]).

A importância desse processo é a alternância entre intrusões de águas mais frias na região da camada de mistura e o espessamento dessa camada, devido ao bombeamento inercial vertical que a termoclina sofre com a geração e propagação vertical das oscilações inerciais (*Gill* [1984]). O fenômeno é observável através das variações verticais abruptas nas isolinhas de temperatura simultâneas aos períodos de maior intensidade de corrente inercial (Figura 4.6).

Durante esses eventos de geração e propagação de oscilações inerciais, sobretudo a partir do dia 13 de julho, nota-se que a excursão vertical das isotermas ultrapassa 30 m, considerando-se que o maior gradiente inicialmente situa-se a 30 m de profundidade e, em seguida, é encontrado a 60 m. Outro resultado observável é o espessamento da camada de mistura, visto que seu limite inferior, normalmente próximo a 20 m (*Miranda & Castro Filho* [1979]) desloca-se para 45 m de profundidade. O aumento de até 5 °C na temperatura da coluna de água registrada nos dias 14 e 24 de julho de 2001 pelos correntógrafos de fundo (75, 85 e 94 m) é subsequente às inversões do vento e propagações de oscilações inerciais em direção ao fundo da coluna de água (Figura 4.7), sugerindo que a propagação vertical das oscilações foi capaz de atenuar gradientes verticais de temperatura.

Figura 4.5: Diagrama *stickplot* do vento de julho a agosto de 2001, bóia meteorológica sobre o fundo de 50 m, Campanha 0, radial Cabo Frio. Destaques nos períodos de mudanças de ventos em 12, 18 e 22 de julho. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Intensidade do vento (m/s).

Figura 4.6: Isopletas de Temperatura (acima) e velocidade inercial (abaixo). Campanha 0, radial Cabo Frio. Destaques nos períodos de maiores amplitudes de oscilações inerciais, correspondentes ao espessamento da camada de mistura (13 de julho) e a excursão vertical das isotermas (19 e 22 de julho). Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Profundidade (m). Barra de cores com valores de Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e Magnitude de velocidade (cm/s).

Figura 4.7: Séries temporais de Temperatura. Conforme barra de cores, 1= FCF1C0P010, 2= FCF1C0P035, 3= FCF1C0P045, 4= FCF2C0P022, 5= FCF2C0P075, 6= FCF2C0P085 e 7= FCF2C0P095. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Temperatura ($^{\circ}\text{C}$).

4.1.2 Campanha 1 (11/12/2001 a 21/03/2002), radial Ubatuba

A Tabela 4.4 sintetiza as características das oscilações inerciais colecionadas a partir das rotações anti-horárias dos vetores observadas nos diagramas *stickplots* e das maiores amplitudes de componentes de velocidade inercial selecionadas por demodulação complexa.

Tabela 4.4: Trechos selecionados como oscilações inerciais, correntógrafos às isóbatas de 50 m e 100 m, Campanha 1, radial Ubatuba. Nas colunas, t_0 é o início da oscilação, t_f é o término, v_{max} a máxima intensidade do vetor velocidade, v_{med} a velocidade média, T é o período da oscilação e *shift* é o desvio da frequência inercial local.

arquivo	t_0 (dia/mês/ano)	t_f (dia/mês/ano)	v_{max} (cm/s)	v_{med} (cm/s)	T (h)	<i>shift</i> (%)
FUB1C1P010	12-Jan-2002	16-Jan-2002	8.01	3.52	24.0	19.3
FUB1C1P030	12-Jan-2002	16-Jan-2002	3.44	2.31	24.0	19.3
FUB2C1P023	12-Jan-2002	21-Jan-2002	10.16	6.07	27.0	6.8
FUB2C1P075	12-Jan-2002	18-Jan-2002	4.89	2.43	28.8	0.6

As oscilações inerciais apresentam-se praticamente sobrepostas nas séries de correntes inerciais (Figura 4.8) e apenas através das séries de componentes de velocidade inercial pode-se perceber sua intermitência (Figura 4.9).

Esse resultado é uma consequência de significativas mudanças na direção dos ventos nos dias 25 de dezembro, 04 e 13 de janeiro e 03 de fevereiro (Figura 4.10) intermediadas por várias pequenas variabilidades na tensão de cisalhamento do vento, que se mostraram suficientes para gerar outras oscilações inerciais.

Figura 4.8: Diagramas *stickplots* de velocidade de corrente original reamostrada (acima) e inercial (abaixo), referentes aos correntógrafos FUB1C1P030, FUB2C1P023, FUB2C1P075. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).

Figura 4.9: Componentes de corrente inercial, u (acima) e v (abaixo), referentes aos correntógrafos FUB1C1P030, FUB2C1P023, FUB2C1P075. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).

Seções verticais de corrente inercial e temperatura

Os resultados da radial permitiram observar correspondência temporal entre as mudanças dos ventos em destaque na Figura 4.10, o aumento da intensidade de corrente inercial a partir da base da camada de mistura em direção ao fundo (Figura 4.11) e o deslocamento das isothermas Figura (4.12), especialmente nos dias 25 de dezembro, 04 e 14 de janeiro e 03 de fevereiro.

Nesses períodos, observa-se movimento vertical das isothermas com propagação vertical das oscilações inerciais. No entanto, é muito mais intenso o distanciamento das isothermas no período entre 14 de janeiro e 03 de fevereiro (Figura 4.11). Essa diferença entre os resultados observados permite considerar que a energia inercial, ao interferir no gradiente de temperatura da base da camada de mistura, é capaz de produzir o espessamento dessa camada (Krauss [1981]) ou apenas a excursão vertical das isothermas (Gill [1984]).

Figura 4.10: Diagrama *stickplot* do vento, dados da bóia meteorológica do fundeio de 50 m, Ubatuba, dezembro de 2001 a março de 2002. Destaque para as mudanças dos ventos nos dias 25 de dezembro, 04 e 13 de janeiro e 03 de fevereiro. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Intensidade do vento (m/s).

Figura 4.11: Isopletas de Temperatura (acima) e corrente inercial (abaixo), radial Ubatuba, Campanha 1. Barra de cores com valores de Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e Magnitude de velocidade (cm/s). Destaque para o período de 14 de janeiro a 03 de fevereiro com distanciamento das isotermas, relacionado à geração e propagação vertical das oscilações inerciais a partir das mudanças dos ventos em 13 de janeiro. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Profundidade (m).

Figura 4.12: Séries temporais de Temperatura. Conforme barra de cores, 1= FUB1C1P010, 2= FUB1C1P030, 3= FUB2C1P023 e 4= FUB2C1P075. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Temperatura ($^{\circ}\text{C}$).

4.2 Análise espectral rotacional- faixa inercial na PCSE

A análise espectral rotacional permitiu verificar que a energia cinética referente aos vetores-velocidade com rotação anti-ciclônica, mesmo sentido de rotação das oscilações inerciais, é, em geral, de uma a duas ordens de grandeza superior à de rotação ciclônica (Tabela 4.5). A tendência de desvio da frequência inercial para maiores frequências (*blue shift*) foi confirmada em todas as séries correntográficas, com valores de máxima energia quase inercial deslocados em direção à frequência diurna. Esses resultados observacionais permitem confirmar que a energia dominante na faixa inercial é proveniente de oscilações quase inerciais geradas de forma intermitente na PCSE e advectadas devido à interação com o fluxo básico.

De maneira geral, os resultados da análise espectral também mostram que as séries de dados de correntógrafos posicionados muito próximos à superfície têm menor energia percentual referente às oscilações inerciais, confirmando a destruição das oscilações pela alta frequência de variabilidade da tensão de cisalhamento do vento, que produz turbulência característica da camada de mistura, conforme observado na Seção 4.1.1.

Em contrapartida, todas as séries de dados referentes a profundidades maiores que 30 m apresentaram percentual elevado de energia das oscilações inerciais. Essa evidência reforça a hipótese de que a propagação vertical das oscilações inerciais ocorre a partir da base da camada de mistura em direção ao fundo.

Se considerada uma mesma radial, valores crescentes de desvio da frequência inercial local com a profundidade indicam que o efeito Doppler de advecção das oscilações inerciais pelo fluxo básico ocorre também durante a propagação vertical das oscilações na coluna de água (*Price [1983], Kundu et al. [1983], Kundu & Thomson [1985]*).

Tabela 4.5: Análise espectral rotacional dos registros de correntógrafos fundeados nas isóbatas de 50 m e 100 m, Campanhas 0, 1 e 2. Nas colunas, E_{ah} (J) é o valor de máxima energia das rotações anti-horárias, T_{max} é o período correspondente, *blue shift* é o desvio da frequência inercial local e $\frac{E_{ah}}{E_T}$ é a parcela de energia das oscilações inerciais em relação à energia total.

arquivo	E_{ah} (J)	T (h)	<i>blue shift</i> (%)	$\frac{E_{ah}}{E_T}$ (%)
FCF1C0P010	21.78	25.45	16.93	62.55
FCF1C0P035	22.39	28.39	7.35	77.27
FCF1C0P045	29.38	28.39	7.35	86.44
FCF2C0P022	12.13	24.61	19.37	75.87
FCF2C0P075	59.20	24.61	19.37	96.91
FCF2C0P085	51.08	24.61	19.37	90.35
FCF2C0P095	29.96	25.45	16.59	87.56
FCF1C1P010	70.30	27.55	10.10	67.77
FCF1C1P030	25.45	28.01	8.61	85.17
FCF2C1P075	123.43	28.30	7.27	81.26
FCF2C1P094	30.90	26.53	13.05	89.31
FUB1C1P010	77.36	27.06	9.02	66.74
FUB1C1P030	76.81	27.06	9.02	91.63
FUB2C1P023	94.64	24.91	14.05	93.88
FUB2C1P075	76.15	24.91	14.05	96.60
FCF1C2P010	94.07	28.00	8.66	71.03
FCF1C2P030	65.18	27.00	11.92	89.40
FCF2C2P075	58.98	25.43	16.66	86.30
FCF2C2P094	60.05	27.80	8.91	91.68
FUB1C2P044	111.58	26.01	12.55	82.40
FUB2C2P075	246.31	25.70	11.30	92.46

4.2.1 Campanha 0 (27/06 a 12/08/2001), radial Cabo Frio

As Figuras 4.13 e 4.14 ilustram os resultados da análise espectral rotacional de velocidades registrados na Tabela 4.5, referentes à radial Cabo Frio, Campanha 0, pontos 1 e 2 respectivamente.

A máxima diferença entre a energia das rotações horárias e rotações anti-horárias (oscilações inerciais) ocorreu na faixa espectral 20 % acima da frequência inercial, à exceção da série do correntógrafo CF1C0P045, que apresentou maior diferença dos espectros na faixa entre a frequência inercial local e 10 % acima desta.

Os resultados gráficos do correntógrafo FCF2C0P095 foram suprimidos devido à semelhança com os resultados do correntógrafo FCF2C0P085.

Figura 4.13: Análise espectral rotacional, correntógrafos FCF1C0P010 (acima), FCF1C0P035 (centro), FCF1C0P045 (abaixo). Faixa de frequência inercial $f_{local} = 5,7 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ até 20 % acima. Eixo-0x: Frequência (Hz). Eixo-0y: Potência Espectral (W/Hz).

Figura 4.14: Análise espectral rotacional, correntógrafos FCF2C0P022 (acima), FCF2C0P075 (centro), FCF2C0P085 (abaixo). Faixa de frequência inercial $f_{local} = 5,7 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ até 20 % acima. Eixo-0x: Frequência (Hz). Eixo-0y: Potência Espectral (W/Hz).

4.2.2 Campanha 1 (11/12/2001 a 21/03/2002), radial Ubatuba

As Figuras 4.15 e 4.16 ilustram os resultados da análise espectral rotacional de velocidades registrados na Tabela 4.5, referentes à radial Ubatuba, Campanha 1, pontos 1 e 2 respectivamente. Todos os resultados indicam máxima diferença entre a energia das oscilações inerciais e das rotações horárias na faixa espectral entre 10 % e 20 % acima da frequência inercial local. Nesta radial de Ubatuba, a energia das oscilações inerciais foi duas ordens de grandeza maior que a das rotações horárias na faixa quase inercial, confirmando a importância energética do fenômeno para a região (Alves [1992]).

Em acordo com resultados observacionais anteriores para os correntógrafos mais próximos à superfície, verifica-se menor diferença entre a energia das oscilações inerciais e a energia das rotações ciclônicas, confirmando a análise sobre a destruição das oscilações inerciais pela alta frequência de variação da tensão de cisalhamento do vento na porção superior da camada de mistura, a ocorrência de oscilações inerciais verticalmente propagantes a partir da base da camada de mistura e a tendência de sobreposição das oscilações inerciais quanto mais próximo ao fundo. Finalmente, a análise sobre a profundidade de ocorrência de máxima amplitude das oscilações inerciais do Capítulo 6, Seção 6.4, reforça estes resultados observacionais.

Figura 4.15: Análise espectral rotacional, correntógrafos FUB1C1P010 (acima) e FUB1C1P030 (abaixo). Faixa de frequência inercial $f_{local} = 5,9 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ até 20 % acima. Eixo-0x: Frequência (Hz). Eixo-0y: Potência Espectral (W/Hz).

Figura 4.16: Análise espectral rotacional, correntógrafos FUB2C1P023 (acima) e UB2C1P075 (abaixo). Faixa de frequência inercial $f_{local} = 6,02 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ até 20 % acima. Eixo-0x: Frequência (Hz). Eixo-0y: Potência Espectral (W/Hz).

Capítulo 5

Resultados Numéricos

Oscilações inerciais geradas por variação temporal do campo de ventos são estudadas neste Capítulo 5 utilizando modelagem numérica com o modelo ROMS (*Regional Ocean Modelling System*) implementado em grade sobre a PCSE. Foi possível estudar as trajetórias cicloidais de pseudoderivadores lagrangeanos, verificando as características de oscilações inerciais no plano horizontal.

5.1 Campos iniciais homogêneos

Neste primeiro experimento, a fim de estudar a geração de oscilações inerciais, foram utilizados campos iniciais horizontalmente e verticalmente homogêneos das componentes de velocidade horizontal, salinidade e temperatura. Nesses campos iniciais, as componentes de velocidade têm valores iniciais iguais a zero em todo o domínio, com valores de salinidade e temperatura respectivamente de 35 e 14°C.

Como forçante, a tensão de cisalhamento do vento foi implementada através de campo de ventos analíticos com mudanças repetidas de direção e intensidade durante 30 dias, sendo inicialmente ventos de SW com duração de 48 h invertendo para ventos de NE, mantidos durante 8 dias (Figura 5.1).

Figura 5.1: Série temporal de vento forçante de SW, com intensidade de tensão de cisalhamento de $0,08 \text{ N/m}^2$ durante dois dias, invertendo para vento NE, com tensão de cisalhamento de $0,07 \text{ N/m}^2$ durante 8 dias. Eixo-0x: tempo (dias). Eixo-0y: tensão de cisalhamento do vento (N/m^2). Orientação dos vetores segue convenção meteorológica (vento de SW sopra de SW, por exemplo).

Resultados numéricos- experimento 1

As séries temporais de correntes inerciais modeladas apresentaram rotação anti-ciclônica (Figura 5.2), confirmando resultados observacionais do Capítulo 4. Os eventos de inversão abrupta do vento foram capazes de gerar oscilações inerciais no plano horizontal, conforme verifica-se através da trajetória integrada dos pseudoderivadores lagrangeanos (Figura 5.3), confirmando as previsões teóricas e os resultados observacionais para o desvio do ajuste geostrófico na PCSE em função de mudanças do vento e a geração de oscilações inerciais.

Figura 5.2: Série temporal de correntes em rotação anti-ciclônica, em ponto da grade indicado na Figura 3.9. Eixo-0x: tempo (dias). Eixo-0y: velocidade (m/s).

Figura 5.3: Trajetórias de pseudoderivadores e vetores de corrente total instantânea (30 dias) sob vento forçante de SW, com intensidade da tensão de cisalhamento de $0,08 \text{ N/m}^2$, invertendo para vento de NE com intensidade da tensão de cisalhamento de $0,07 \text{ N/m}^2$. Eixo-0x: longitude ($^\circ$). Eixo-0y: latitude ($^\circ$).

A rotação anticiclônica registrada em trajetória de pseudoderivador neste experimento de campos iniciais homogêneos com propriedades de oscilação inercial no plano horizontal tem raio de 3,9 km. Utilizando a Equação 1.14, que prevê balanço de gradiente sem amortecimento das oscilações inerciais ou advecção pelo fluxo pré-existente, obtem-se a frequência $f = 5,1 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ equivalente a período de 33,9 h. Sendo o período inercial local $T_{\text{inercial}} = 30,13 \text{ h}$, o desvio obtido pelos cálculos utilizando-se as trajetórias modeladas é de 12,6 %. Esse desvio foi estimado como efeito da vorticidade relativa na Seção 6.2.

5.2 Campos iniciais em 3 camadas

Neste experimento, os campos iniciais de salinidade e temperatura foram modificados, utilizando-se estratificação vertical em três camadas. Os valores horizontalmente homogêneos foram escolhidos com mínima variação de salinidade entre as camadas (0,2 e 0,1) a partir do valor do experimento anterior (35), visando obter resultados mais relacionados à variação de temperatura. Os valores de temperatura nas três camadas foram escolhidos utilizando-se aproximadamente a mesma diferença entre as camadas (5°C) e um valor próximo ao experimento anterior na camada intermediária (15°C).

Portanto, utilizou-se na camada superficial (níveis 1 a 5) $S(x, y)=35$ e $T(x, y)=20^{\circ}\text{C}$; na camada média (níveis 6 a 20) $S(x, y)=35,2$ e $T(x, y)=15^{\circ}\text{C}$ e na camada de fundo (níveis 20 a 33) $S(x, y)=35,3$ e $T(x, y)=09^{\circ}\text{C}$. Os campos de componentes de velocidade e da forçante vento foram os mesmos do experimento anterior. A estratificação inicial foi significativa no sentido de modificar os resultados obtidos com campos iniciais homogêneos.

Resultados numéricos- experimento 2

A estratificação descontínua mostrou-se menos favorável à geração de oscilações inerciais no plano horizontal, tendo a trajetória integrada dos pseudoderivadores apresentado menor incidência dos epiciclos característicos (Figura 5.4), comparado ao resultado anterior (Figura 5.3).

Figura 5.4: Campo de velocidade total (instantânea) e trajetórias de pseudoderivadores obtidos a partir de campos iniciais de Salinidade e Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) estratificados em 3 camadas sob vento analítico com inversões de direção (experimento 3). Eixo-0x: longitude ($^{\circ}$). Eixo-0y: latitude ($^{\circ}$).

5.3 Campos iniciais linearmente estratificados

Com o objetivo de testar a capacidade da estratificação linear ser mais favorável à geração e propagação de oscilações inerciais, foram utilizados campos iniciais de salinidade e temperatura com estratificação vertical linear a partir da base da camada

de mistura (Figura 5.5). A mudança da forçante tensão de cisalhamento do vento foi implementada através de campo de ventos analíticos de SW com duração de 24 h, invertendo para ventos de NE mantidos por 5 dias, repetidamente durante 30 dias, conforme representado na Figura 5.6.

Figura 5.5: Perfis dos campos iniciais em ponto da grade indicado na Figura 3.9. Eixo-0x: da esquerda para direita: Temperatura (°C), Salinidade, Densidade (kg/m³) e Frequência de estratificação (s⁻¹). Eixo-0y: profundidade (m).

Figura 5.6: Série temporal de vento SW com tensão de cisalhamento de 0,08 N/m² durante 24 h, invertendo para vento de NE com persistência de 5 dias e tensão de cisalhamento de 0,07 N/m². Eixo-0x: tempo (dias). Eixo-0y: tensão de cisalhamento do vento (N/m²). Orientação dos vetores segue convenção meteorológica (vento de SW sopra de SW, por exemplo).

Resultados numéricos- experimento 3

Verificou-se que a estratificação sem descontinuidades é mais eficiente na geração de oscilações inerciais do que a estratificação descontínua dos campos iniciais de salinidade e temperatura do experimento anterior. Através das trajetórias integradas dos pseudoderivadores lagrangeanos, foram obtidas órbitas alongadas e, muitas vezes não fechadas (Figura 5.7), como efeitos da conversão de parte da energia das oscilações em movimento translacional (*Apel* [1987]). Também foram obtidas órbitas circulares como consequência do balanço de gradiente, formulação mais fundamental das oscilações inerciais. A diferença na esfericidade das órbitas pode ser observada em detalhe nas Figuras 5.7 e 5.8. Órbitas mais alongadas relacionam-se à geração por desvio momentâneo (transiente) do fluxo geostrófico somada à dissipação da energia inercial pela interação com o fluxo básico. Essa diferença foi significativa também em relação à divisão hidrodinâmica da PCSE, prevalecendo ciclóides circulares na plataforma média e epíclis alongados na plataforma interna, em resposta à maior intensidade de processos de mistura e dissipação de energia devido à menor espessura da coluna de água. Além disso, a presença da costa é determinante na diferença nas órbitas das oscilações inerciais.

Neste experimento com campos iniciais de salinidade e temperatura linearmente estratificados, o cálculo dos raios das trajetórias de derivadores com oscilações inerciais próximo a Cabo Frio e Ubatuba através da Equação 1.17, que prevê advecção pelo fluxo básico, resultou em raio modelado = 22,8 km e raio analítico = 9,2 km, para Cabo Frio; raio modelado = 7,1 km e raio analítico = 9,2 km para Ubatuba. A concordância entre os valores modelados e analíticos para Ubatuba está em torno de 20%.

O desvio considerável entre valores modelados e analíticos para a região de Cabo Frio é esperado em virtude da região estar sujeita a maiores variações espaciais das correntes em virtude da mudança de orientação da linha de costa.

Figura 5.7: Detalhe das trajetórias alongadas de pseudoderivadores representando oscilações inerciais em interação com o fluxo básico (os vetores representam velocidade total instantânea) obtidas a partir de coluna de água com estratificação linear sujeita a vento analítico com inversões de direção (experimento 4). Eixo-0x: longitude (°). Eixo-0y: latitude (°).

Figura 5.8: Detalhe das trajetórias circulares de pseudoderivadores representando oscilações inerciais como movimento gradiente, obtidas a partir de coluna de água com estratificação linear sujeita a vento analítico com inversões de direção (experimento 4). Eixo-0x: longitude (°). Eixo-0y: latitude (°).

5.4 Campos iniciais climatológicos

Neste experimento, a geração de oscilações inerciais foi analisada a partir de campos de salinidade e temperatura climatológicos criados por *Rezende* [2003] conforme citado na Seção 3.3.1. Perfis desses campos iniciais são exemplificados na Figura 5.9. A mudança da forçante tensão de cisalhamento do vento foi implementada através de campo de ventos analíticos com variação de 24 h a cada 4 dias (Figura 5.10).

Figura 5.9: Perfis dos campos iniciais em ponto da grade indicado na Figura 3.9, originalmente criados por *Rezende* [2003] para inicialização do modelo POM (*Blumberg & Mellor* [1987]), no presente trabalho interpolados para a grade do ROMS. Eixo-0x: da esquerda para direita: Temperatura ($^{\circ}\text{C}$), Salinidade, Densidade (kg/m^3) e Frequência de estratificação (s^{-1}). Eixo-0y: profundidade (m).

Figura 5.10: Série temporal de vento, inicialmente de SW com tensão de cisalhamento de $0,08 \text{ N/m}^2$ e duração de 24 h, invertendo para vento de NE, com tensão de cisalhamento de $0,07 \text{ N/m}^2$ e duração de 24 h. Eixo-0x: tempo (dias). Eixo-0y: tensão de cisalhamento do vento (N/m^2). Orientação dos vetores segue convenção meteorológica (vento de SW sopra de SW, por exemplo).

Comparando-se com campos de ventos já testados, a utilização de vento forçante com maior frequência de variação (a cada 4 dias) favoreceu intensamente a geração de oscilações inerciais, comprovando a atuação da variabilidade do vento na geração das oscilações.

Resultados numéricos- experimento 4

Foram obtidas trajetórias de derivadores com epiciclos característicos das oscilações inerciais mas com raios bem menores em relação aos experimentos anteriores (Figura 5.11). Esse resultado indica que o amortecimento real é maior do que o obtido com campos desenhados analiticamente. O resultado permite ainda considerar que campos iniciais de salinidade e temperatura reais constituem sistema em equilíbrio fundamental mais estável, ou seja, o equilíbrio geostrófico é mais dificilmente perdido e também rapidamente restabelecido. Tal conclusão, assim como observado na Seção 4.1.1, representa uma propriedade importante das oscilações inerciais, como indicativo das condições do fluxo básico. Isso significa que, além de serem determinantes para o estudo de condições transientes, oscilações inerciais podem fornecer informações sobre as condições hidrodinâmicas mais gerais. É nesse sentido que se propõe a utilização do fenômeno como auxiliar no estudo de outros fenômenos de interesse.

Figura 5.11: Detalhe das trajetórias de pseudoderivadores representando oscilações inerciais em interação com o fluxo básico (os vetores representam correntes instantâneas), obtidas a partir de campos climatológicos sob vento analítico com inversões de direção (experimento 4). Os destaques representam epíclis fechados no período inercial local (29,42 h) com *shift* de 8%. Eixo-0x: longitude (°). Eixo-0y: latitude (°).

Capítulo 6

Análise

6.1 Oscilações inerciais observadas na PCSE

As características das oscilações inerciais selecionadas a partir dos resultados observacionais (Capítulo 4) são estudadas a seguir, a fim de relacionar as principais propriedades registradas em cada Campanha.

Em relação à **Campanha 0**, radial Cabo Frio, a análise conjunta das séries temporais de vento e séries correntográficas de velocidade e temperatura indicou que variações no campo de ventos é causa determinante para geração de oscilações inerciais. Assim, foram observadas maiores amplitudes das oscilações ao longo da coluna de água (Figura 4.6) a partir da mudança dos ventos em 12 e 18 de julho (Figura 4.5), com variação simultânea das isotermas (Figura 4.7). Na maioria das séries correntográficas, ocorreu sobreposição das oscilações inerciais devido à proximidade dos dois eventos de mudança na tensão de cisalhamento do vento.

Além disso, comparando-se a diferença das mudanças dos ventos nos dois períodos, conclui-se que variabilidades menores na direção ou na intensidade dos ventos também são capazes de gerar oscilações inerciais. Essa conclusão vale-se ainda da comparação entre os registros correntográficos e resultados da análise espectral. Isto porque as séries correntográficas que apresentam maior amplitude e duração de rotações anticiclônicas relacionadas à mudança dos ventos em 18 de julho, ainda que sobrepostas àquelas geradas em 12 de julho (Figuras 4.1 e 4.3), apresentam maior percentual de energia inercial em toda a Campanha 0 (Tabela 4.5).

A única exceção é a série do correntógrafo FCF1C0P0010, que apesar de elevada intensidade de correntes inerciais nesse evento, tem menor percentual de energia das oscilações inerciais em todo o período, devido à destruição destas pela turbulência característica da camada de mistura. Observa-se ainda nos períodos de 15 e 24 de julho que as isopletras de temperatura não representam resfriamento na camada de mistura (Figura 4.6), processo comum na passagem de frentes meteorológicas sinóticas, mas variação vertical das isotermas das séries FCF2C0P075 e FCF2C0P085 (Figura 4.7). Essa variação vertical das isotermas dos correntógrafos de fundo é simultânea a registros de máximos de amplitude de oscilações inerciais também junto ao fundo (Figura 4.6). A observação caracteriza ocorrência de propagação vertical das oscilações inerciais com excursão vertical ou bombeamento das isotermas (Gill [1984], Hyatt [2006]).

Finalmente, foram observadas correntes inerciais em rotação nos correntógrafos do fundeio 1 (isóbata de 50 m) e fundeio 2 (isóbata de 100 m) no período entre 12 e 23 de julho de 2001, sugerindo que as oscilações geradas por variabilidade dos ventos é propagante do fundeio no ponto 1 (50 m) em direção ao fundeio no ponto 2 (100 m). Essa observação sobre a propagação vertical de oscilações inerciais entre os fundeios 1 e 2 é analisada na Seção 6.4.

Em relação à **Campanha 1**, radial Cabo Frio, a análise das séries temporais de vento, velocidade e temperatura ratificou a hipótese de que a variabilidade do vento é causa determinante para geração de oscilações inerciais na PCSE. Isto porque foram observadas maiores amplitude de oscilações inerciais junto ao fundo (Figura A.6) após períodos de inversão do campo de ventos (Figura A.5). Além disso, o deslocamento vertical das isotermas e seu desaparecimento a partir de 09 de janeiro (Figura A.6) proporcionou intrusão de águas mais frias na camada de superfície.

Em regiões médias e internas da PCSE, a vorticidade relativa do fluxo básico pode estar associada às intrusões da ACAS em direção à costa. Essas intrusões, mais notáveis no verão (Castro [2013]), favorecem a geração de vorticidade relativa anticiclônica por estiramento do tubo de vórtice. O recesso da ACAS em direção ao largo, que ocorre tipicamente no outono e inverno na PCSE, favorece a geração de vorticidade relativa ciclônica no fluxo básico, portanto desfavorável à observação de oscilações inerciais. No entanto, a comparação dos resultados nas duas radiais de Cabo Frio, no inverno

e no verão, mostra que a estratificação sem maiores descontinuidades no inverno foi mais favorável à propagação vertical das oscilações inerciais. Isto provavelmente porque caso existam muitas camadas descontínuas em distribuição vertical, muitas ondas internas com propagação quase-horizontal podem ocorrer nas interfaces entre as camadas. Aumentando o número de descontinuidades, aumenta o número de possíveis ondas internas com propagação quase-horizontal. Portanto, oscilações inerciais geradas a partir da base da camada de mistura têm propagação em direção ao fundo facilitada por baixa estratificação no interior da coluna de água. Além disso, os resultados observacionais mostraram que as oscilações inerciais são geradas de forma mais eficiente sobretudo em função das variações da tensão de cisalhamento do vento, mais frequentes no inverno.

Em relação à **Campanha 2**, radial de Ubatuba, os registros de correntes inerciais apresentaram valores elevados e concentrados em extensos períodos, entre 05 de agosto a 01 de outubro e entre 18 de outubro e 20 de novembro (Figuras A.8 e A.9).

A partir dessas ocorrências, foi possível observar as consequências da propagação vertical das oscilações inerciais de forma distinta em dois períodos (Figura A.10). Entre 05 de agosto e 01 de outubro foi mais notável o distanciamento das isotermas, com erosão da termoclina e significativo aquecimento da coluna de água. Em contrapartida, no período entre 18 de outubro e 30 de novembro observou-se apenas excursão vertical das isotermas.

Portanto, devido à presença contínua de propagação vertical das oscilações inerciais, a temperatura da coluna de água abaixo da camada de mistura sofreu uma elevação diferencial de até 5°C em relação ao período em que a propagação vertical foi menos significativa. Conclui-se que a propagação vertical de energia inercial contínua a partir da base da camada de mistura é capaz de produzir aquecimento ou atenuar gradientes de temperatura na coluna de água, enquanto a propagação transiente está mais diretamente relacionada à excursão vertical ou bombeamento das isotermas.

O resultado observacional mais geral, e adequado para as considerações da próxima Seção, é que, nos momentos de geração de oscilações inerciais, a maioria das séries correntográficas acusou simultaneamente mudança de sentido e de intensidade das correntes totais. Portanto, os momentos de desvio do fluxo geostrófico devido às

mudanças na tensão de cisalhamento do vento sugerem transferência de energia cinética do fluxo básico para produzir as correntes inerciais em rotação, ou seja, do fluxo básico para as oscilações inerciais.

6.2 Interação oscilação inercial-fluxo básico na PCSE

Conforme mencionado na Seção 1.1, a interação das oscilações inerciais com o fluxo básico produz desvio Doppler da frequência inercial local (f_0) em direção a maiores frequências (f_{ef}) ou, correspondentemente, do período inercial local em direção ao período diurno. Esse desvio em virtude da interação com a vorticidade do fluxo (ζ) pode ser calculado através da Equação 1.2, utilizando-se séries temporais de correntógrafos de fundeios distintos, conforme o método de *Sun et al.* [2011].

Sobarzo et al. [2007] utilizou o mesmo procedimento aplicando a expressão aproximada $f_{ef} = f_0 + \frac{\zeta}{2}$ para cálculo da frequência inercial efetiva, obtida se na equação quadrática o termo $\zeta^2/4$ for desprezível ou ao considerar-se o número de Rossby pequeno e igual a ζ/f .

Aplicando à área de estudo e restringindo à Campanha 0 do Projeto DEPROAS, o segmento de reta entre os fundeios dos pontos 01 (50 m) e 02 (100 m) faz ângulo de $-28,8^\circ$ com o eixo Oeste-Leste e tem comprimento de 23,59 km. As projeções desta distância nas direções zonal e meridional são equivalentes a $dx = 20,68$ km e $dy = 11,39$ km, respectivamente. As diferenças entre as componentes de velocidade dos correntógrafos CF1C0P045 e CF2C0P075 foram calculadas utilizando-se as direções zonal e meridional, entre as infinitas bases ortogonais possíveis para decomposição e cálculo de ζ .

Restringindo tais dados de velocidade ao dia 19 de julho de 2001, quando foram observadas oscilações inerciais intensas e duradouras devido à mudança abrupta na direção do vento, foram obtidos os valores de desvio Doppler (Tabela 6.1).

Tabela 6.1: Cálculo do desvio de frequência inercial em 19 de julho de 2001. Dados dos correntógrafos CF1C0P045 e CF2C0P075, Projeto DEPROAS, radial Cabo Frio, inverno de 2001.

cálculo	$ f $ (s^{-1})	T (h)
inercial	$5,71 \cdot 10^{-5}$	30,58
efetivo	$6,35 \cdot 10^{-5}$	27,50

A frequência inercial efetiva apresentou percentual 11,2% acima da frequência inercial local, confirmando desvio do período inercial local em direção ao período diurno devido a interações com o fluxo médio (de 30,6 h para 27,5 h). Este valor é muito próximo ao encontrado por *Alves* [1992], que estabeleceu $f = 0,85$ ciclos/dia (28,2 h) como valor de maior ocorrência dos máximos de energia inercial em Ubatuba, a partir da análise espectral de 10 séries de corrente. O resultado também encontra-se no intervalo sugerido pela literatura para aumento percentual da frequência inercial local entre 2% e 20% (*Kundu* [1976]).

Os diagramas vetoriais progressivos para algumas das séries correntográficas (Figura 6.1) também mostram eventos de rotação anticiclônica das correntes, sobrepostos a fluxos básicos com direções pouco variáveis. O evento que ocorreu entre os dias 21 e 22 de julho de 2001, na série CF1C0P045 está ampliado na Figura 6.2. Esse evento durou cerca de 27 h, apresentando rotação anticiclônica sobreposta ao fluxo básico com direção para Sul.

Halide & Sanderson [1993] apresentaram método numérico para simular a interação entre o fluxo básico e as correntes inerciais baseado nas equações:

$$\begin{aligned} u(t) &= \beta U + \alpha \cos(f_0 t) \\ v(t) &= \beta V + \alpha \sin(f_0 t) \end{aligned} \tag{6.1}$$

onde u , v são as componentes horizontais de corrente nas direções x e y , respectivamente; U , V são as componentes da velocidade do fluxo básico nas mesmas direções e α e β são coeficientes que podem ser ajustados.

Aplicamos essas equações 6.1 para simular o evento número 2 em destaque na Figura 6.2. Para isso, utilizamos as componentes do fluxo básico $U = -31$ cm/s, $V = -31$ cm/s, estimados a partir da Figura 6.1. Melhores resultados foram obtidos quando ajustamos $\alpha = 1,5$ e $\beta = 0,075$. A simulação está representada na Figura 6.3. Nota-se a semelhança visual entre o evento observado (Figura 6.2) e modelado (Figura 6.3).

Eventos de rotação indicam que no período a energia cinética da oscilação inercial foi relativamente alta quando comparada com aquela do fluxo básico. De fato, no ajuste que fizemos para construir a Figura 6.3, $\alpha > \beta$, demonstrando maior contribuição das oscilações inerciais.

Figura 6.1: Diagramas vetoriais progressivos com oscilações inerciais imersas no fluxo básico, dados dos correntógrafos CF1C0P045 e CF2C0P075 (acima) e UB1C1P030 e UB2C1P075 (abaixo). Eixo-0x: distância (km). Eixo-0y: distância (km). O bloco representa o início das medições e os pontos representam dias após o início.

Figura 6.2: Detalhe da trajetória do diagrama vetorial progressivo com oscilações inerciais imersas no fluxo básico, entre os dias 20 e 23 de julho de 2001, série CF1C0P045. O bloco representa o início das medições e os pontos representam dias após o início. Destaque para o evento número 2, entre os dias 21 e 22 de julho de 2001. Eixo-0x: distância (km). Eixo-0y: distância (km).

Figura 6.3: Exemplo de trajetória modelada com $\alpha = 1,5$ e $\beta = 0,075$, conforme Equações 6.1, onde $f_0 = 5,71 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e componentes de velocidade $U = -31 \text{ cm/s}$, $V = -31 \text{ cm/s}$, resultando em parcela das oscilações inerciais maior que do fluxo básico, semelhante aos resultados observacionais em destaque na Figura 6.2.

Sinuosidade nas trajetórias de traçadores lagrangeanos foi também observada nos resultados da modelagem numérica com o ROMS (Figura 6.4). Essas sinuosidades indicam que a energia cinética do fluxo básico é maior do que a das oscilações inerciais. O evento em destaque na Figura 6.4 foi simulado utilizando as equações 6.1 (Figura 6.5). Neste caso, utilizamos $U = 5 \text{ cm/s}$, $V = 40 \text{ cm/s}$, $\alpha = 1,5$ e $\beta = 0,2$. Nota-se que, para obter resultados comparáveis aos modelados com o ROMS, aumentamos β em relação

ao experimento anterior, dando importância maior à advecção do fluxo básico do que às oscilações inerciais.

Figura 6.4: Detalhe das trajetórias de pseudoderivadores em campos de velocidade (m/s) obtidas a partir de campos iniciais de temperatura e salinidade linearmente estratificados sob vento analítico (Seção 5.3). Em destaque, a trajetória semelhante àquela modelada analiticamente (Figura 6.5). Eixo-0x: longitude (°). Eixo-0y: latitude (°).

Figura 6.5: Exemplo de trajetória modelada com $\alpha = 1,5$ e $\beta = 0,2$, conforme Equações 6.1, onde $f_0 = 5,71 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e componentes de velocidade $U = 5 \text{ cm/s}$, $V = 40 \text{ cm/s}$, resultando em parcela do fluxo básico maior que das oscilações inerciais, semelhante aos resultados numéricos em destaque na Figura 6.4.

Conclui-se que a interação das oscilações inerciais com o fluxo básico depende substancialmente da divergência deste e da consequente dissipação das oscilações, relacionáveis na PCSE à sinuosidade das isóbatas ou da linha de costa.

6.3 Variabilidade espacial das oscilações inerciais na PCSE

Os resultados observacionais e também os experimentos com o modelo ROMS permitem afirmar que, na PCSE, há maior evidência das oscilações inerciais na plataforma média. A constatação pode ser explicada por ser justamente esta região a mais diretamente forçada pela variação nas tensões de cisalhamento do vento. Na plataforma interna a restrição da costa próxima obstrui a propagação de oscilações inerciais horizontalmente e verticalmente, além de prevista teoricamente a radiação das oscilações inerciais em direção ao largo (Millot & Crepon [1981]).

Em relação às radiais consideradas, a região de Ubatuba apresentou maior incidência de oscilações inerciais do que a região de Cabo Frio, provavelmente por que nesta última região a CB está mais próxima da costa, trazendo maior variabilidade do fluxo básico (Rocha [2013]). Além disso, a maior descontinuidade da estratificação da coluna de água da radial Cabo Frio devido à influência da ACAS também justifica a menor evidência das oscilações inerciais, conforme resultados numéricos da Seção 5.3.

Experimentos com o modelo numérico ROMS permitiram verificar o caráter quase randômico das trajetórias dos pseudoderivadores sob a variação da forçante vento, em acordo com resultados observacionais (Assireu [2003]). Nesse sentido, há diferenças significativas nas trajetórias (Figura 6.6) sob efeito das oscilações inerciais, mesmo comparando-se pseudoderivadores próximos ($\sim 20\text{km}$).

Figura 6.6: Trajetórias de pseudoderivadores (ROMS) em campo de velocidade (m/s) a partir de campos iniciais de temperatura e salinidade estratificados conforme Rezende [2003], sob vento analítico (experimento 5). Eixo-0x: longitude ($^{\circ}$). Eixo-0y: latitude ($^{\circ}$).

A caracterização regional das oscilações inerciais permite identificar aspectos hidrodinâmicos específicos de cada área, comprovando a importância do fenômeno. Assim, na região da plataforma média ao Norte do Estado de São Paulo (Figura 6.7) verificou-se maior incidência de epípiclos com órbitas mais circulares, sugerindo predomínio do balanço de gradiente.

Figura 6.7: Detalhe das trajetórias de pseudoderivadores (ROMS), região da PCM ao largo da Ilha de São Sebastião (SP), litoral norte de São Paulo em campo de velocidade (m/s) a partir de campos iniciais de temperatura e salinidade linearmente estratificados sob vento analítico. Eixo-0x: longitude (°). Eixo-0y: latitude (°).

As trajetórias de pseudoderivadores na região da plataforma interna mais ao sul apresentam oscilações inerciais com epípiclos maiores e mais alongados, caracterizando elevada contribuição proporcional de energia quase inercial, mas sob forte dissipação devido à presença da costa e ao comportamento menos ruidoso do fluxo ao longo das isóbatas (Figura 6.8).

Figura 6.8: Detalhe das trajetórias de pseudoderivadores (ROMS), região da PCI ao Sul do litoral de São Paulo em campo de velocidade (m/s) a partir de campos iniciais de temperatura e salinidade linearmente estratificados sob vento analítico. Eixo-0x: longitude (°). Eixo-0y: latitude (°).

A pouca ou quase ausência de sinuosidade das isóbatas e da linha de costa na porção sul do Estado de São Paulo são relacionáveis às características alongadas das órbitas na direção paralela à costa, confirmando domínio da geostrofia.

Na região ao largo de Cabo Frio (Figura 6.9), o comportamento diferenciado das órbitas das oscilações inerciais confirma o resultado de *Stech & Lorenzetti* [1992] em relação à ocorrência de oscilações inerciais mais intensas e polarizadas circularmente com a distância da costa.

Figura 6.9: Detalhe na região de Cabo Frio das trajetórias de pseudoderivadores (ROMS) e campos de velocidade (m/s) e nível do mar (m) a partir de campos iniciais de temperatura e salinidade estratificados conforme *Rezende* [2003], sob vento analítico (experimento 5). Eixo-0x: longitude (°). Eixo-0y: latitude (°).

6.4 Propagação vertical das oscilações inerciais

Para estudar a propagação vertical das oscilações inerciais pode-se utilizar a relação de dispersão para Ondas de Poincaré Internas:

$$w^2 = f_0^2 + \frac{(k^2 + l^2)N^2}{m^2} \quad (6.2)$$

onde w é a frequência da onda, N é a frequência de Brunt-Vaisala, suposta constante, e o vetor número de onda $\vec{K}$ tem componentes (k, l, m) nas direções (x, y, z) respectivamente. Essa relação de dispersão é um caso limite daquela para ondas de gravidade influenciadas pela rotação da Terra, quando $k^2 + l^2 \ll m^2$, chamado limite de ondas longas. Note que, nesse caso, a frequência dos modos de oscilação de Poincaré está mais próximo de $|f_0|$ (Figura 1.7), principalmente para o modo $n=1$, cuja relação de dispersão é 6.2.

As componentes de velocidade de fase (c_z) e de grupo (c_{gz}) podem ser obtidas de 6.2:

$$c_z = \frac{w}{m} = \frac{1}{m} \left[f_0^2 + \frac{(k^2 + l^2)N^2}{m^2} \right]^{1/2} \quad (6.3)$$

$$c_{gz} = \frac{\partial w}{\partial m} = -\frac{(k^2 + l^2)N^2}{m^3 w} \quad (6.4)$$

As equações 6.3 e 6.4 mostram que as propagações verticais de fase (cristas, por exemplo) e de grupo (trem de ondas) têm sentidos opostos, característica esta típica de ondas internas de gravidade. As equações 6.3 e 6.4, ou versões delas, têm sido utilizadas para estudar a propagação vertical de oscilações inerciais por diversos autores, como *Kundu* [1976], *Pollard* [1980], *Kundu et al.* [1983], *Kundu & Thomson* [1985]. O número de onda vertical também pode ser obtido de 6.5:

$$m^2 = (k^2 + l^2) \frac{N^2 - w^2}{w^2 - f_0^2} \quad (6.5)$$

Para a estimativa de N^2 , lembramos que o evento de geração de oscilações inerciais de 19 de julho de 2001, utilizado na seção 6.2 para cálculo da frequência inercial efetiva, ocorreu justamente entre a realização de duas estações hidrográficas da Campanha 0 do Projeto DEPROAS. Mais precisamente, ocorreu ao final da repetição de estações hidrográficas denominada radial 3 e persistiu durante a radial 4, separando

estas estações hidrográficas em dois conjuntos em relação ao fenômeno: antes (estações 7063 e 7064) e durante (estações 7070 e 7071). Os resultados são apresentados na Tabela 6.2, e as estações 7070 e 7071 realizadas sob a mudança do vento e ocorrência de oscilações inerciais apresentaram menor valor médio da frequência de Brunt-Vaisala.

Tabela 6.2: Média vertical da frequência de Brunt-Vaisala, estações hidrográficas sobre a plataforma continental, isóbatas de 50 m e 100 m, radiais 3 e 4, Campanha 0, Projeto DEPROAS, radial Cabo Frio, julho de 2001. As colunas relacionam a numeração da estação (estação), os valores de latitude e longitude (lat., long.), a profundidade local (profundidade), seguindo-se dia e hora (dia, hora) da realização da estação e o valor médio do quadrado da frequência de Brunt-Vaisala (N_{med}^2).

estação	lat.(°)	long.(°)	profundidade (m)	dia	hora	N_{med}^2 (s ⁻²)
7063	-23,0767	-42,0133	100	17	22:50	1,9196 .10 ⁻⁴
7064	-22,9733	-42,0533	38	18	01:20	1,7998 .10 ⁻⁴
7070	-22,9750	-42,0550	39	19	10:00	1,6135 .10 ⁻⁴
7071	-23,0767	-42,0133	100	19	11:45	1,5519 .10 ⁻⁴

Os resultados concordam com a hipótese de que a ocorrência de oscilações inerciais é altamente sensível às perturbações na frequência de estratificação (*Pollard* [1980]), permitindo verificar que a mudança do vento foi capaz de diminuir a frequência de Brunt-Vaisala.

O valor médio de N^2 , obtido da Tabela 6.2, é $1,72 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-2}$. A estimativa de $(k^2 + l^2)$, que é o quadrado do número de onda horizontal, foi realizada utilizando o valor típico para o raio de curvatura das trajetórias inerciais obtidas dos experimentos numéricos ($\sim 10 \text{ km}$), resultando em $(k^2 + l^2) \approx 10^{-8} \text{ m}^{-2}$. Para ω utilizamos o valor da frequência inercial efetiva estimada na Seção 6.2, isto é, $\omega = 6,35 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Com esses valores numéricos, estimamos as velocidade de fase e de grupo, e o número de onda, verticais, utilizando as equações (6.2), (6.3) e (6.4). Os resultados são apresentados na Tabela 6.3, juntamente com outros obtidos por *Kundu* [1976] para a costa do Oregon.

Tabela 6.3: Parâmetros de propagação vertical de oscilações inerciais na costa do Oregon (EUA) conforme *Kundu* [1976] e em Cabo Frio, calculados com dados do Projeto DEPROAS, radial Cabo Frio, inverno de 2001. Nas colunas, N^2 é o quadrado da frequência de estratificação, ω é a frequência vertical inercial efetiva, f_0 é a frequência inercial local, c_z é a velocidade de fase vertical, c_{gz} é a velocidade de grupo e m é o número de onda vertical.

Local	$N^2 \text{ (s}^{-2}\text{)}$	$\omega \text{ (s}^{-1}\text{)}$	$f_0 \text{ (s}^{-1}\text{)}$	$c_z \text{ (cm.s}^{-1}\text{)}$	$c_{gz} \text{ (cm.s}^{-1}\text{)}$	$m \text{ (m}^{-1}\text{)}$
Oregon	$1,76 \cdot 10^{-5}$	$1,78 \cdot 10^{-5}$	$1,64 \cdot 10^{-5}$	0,20	$-3,00 \cdot 10^{-2}$	$9,00 \cdot 10^{-3}$
Cabo Frio	$1,72 \cdot 10^{-4}$	$6,35 \cdot 10^{-5}$	$5,71 \cdot 10^{-5}$	0,14	$-2,59 \cdot 10^{-2}$	$4,69 \cdot 10^{-2}$

6.4.1 Ondas inerciais internas

A perda de energia na camada de superfície é causada pelo fluxo de energia para baixo (e horizontalmente a partir da costa em direção ao largo), podendo gerar máximos de amplitude criados pela sobreposição com a energia refletida pelo fundo (*Kundu* [1984], *Kundu et al.* [1983]). Para verificar a existência de máximos de amplitude nas ondas de gravidade interna que propagam energia verticalmente para baixo, utilizamos modelo analítico em que essas ondas são forçadas senoidalmente na base da camada de mistura. Daí, essas ondas forçadas propagam energia verticalmente para baixo, através da camada subsuperficial que tem frequência de Brunt-Vaisala constante. Esse modelo fornece como uma de suas soluções, a velocidade vertical das partículas de água (w):

$$w = -\omega h_0 \cos[r(h - z) + (\alpha x - \omega t)] \quad (6.6)$$

onde ω é a frequência inercial efetiva, h_0 é a amplitude inicial da excursão vertical das isotermas junto à base da camada de mistura. Por simplicidade, supomos que a ondas propagam-se no plano vertical (x, z). A oscilação das isotermas h e o parâmetro r são definidos conforme o conjunto de Equações 6.7:

$$\begin{aligned} h &= h_0 \sin(kx - \omega t) \\ r &= \sqrt{\alpha^2 (N^2 \omega^{-2} - 1)} \end{aligned} \quad (6.7)$$

onde k é o número de onda na direção horizontal e $\alpha = 2\pi/\lambda$, onde λ é o comprimento de onda da forçante. Utilizamos os resultados obtidos na primeira parte desta Seção,

ou seja, fizemos $N^2 = 1,55 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-2}$ (Tabela 6.2), $h_0 = 22 \text{ m}$ conforme resultados da Campanha 0, radial Cabo Frio (Figura 4.6) e $\omega = 6,35 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ como a frequência inercial efetiva obtida na Seção 6.2. Além disso, fizemos $\lambda = 10^5 \text{ m}$ como ordem de grandeza, estimada a partir dos resultados da Seção 5.3. A Figura 6.10 ilustra os resultados, em que a onda interna modelada tem período próximo ao inercial efetivo (Tabela 6.1), com um máximo de velocidade vertical em 28,3 m de profundidade. Esse valor de profundidade está em acordo com os máximos de corrente inercial encontrados nos resultados observacionais logo abaixo da base da camada de mistura (Figuras 4.6, 4.11, A.10), ainda que em alguns casos também apareçam máximos de corrente inercial próximos ao fundo devido a interações entre a onda que se propaga a partir da base da camada de mistura e a a onda refletida.

Figura 6.10: Onda interna forçada pela oscilação das isotermas. À esquerda: variação temporal da velocidade vertical. Eixo-0x: tempo (horas). Eixo-0y: amplitude (mm/s). À direita: velocidade vertical, indicando ponto de máximo relativo de velocidade em -28,3 m. Eixo-0x: velocidade vertical (mm/s), Eixo-0y: profundidade (m).

6.5 Bombeamento inercial

A variação vertical das isothermas junto à base da camada de mistura devido às ondas internas na frequência inercial é analisada a seguir. Nos estágios iniciais do ajuste, após a variação da tensão de cisalhamento do vento que produziu correntes inerciais na camada de mistura, são formadas áreas de convergência e divergência devido ao caráter rotatório das correntes inerciais. Essas regiões produzem variações verticais das isopícnas com frequência inercial. Quando os gradientes verticais de salinidade são relativamente pequenos, é possível mapear essas oscilações utilizando o movimento vertical das superfícies isotérmicas. Nesse processo, normalmente ocorrem ainda variações de temperatura pela intrusão de águas mais frias oriundas de maiores profundidades (Meyers [2009]). Na presença de estratificação, tais oscilações da base da camada de mistura induzem ondas internas que propagam energia em direção ao fundo (Gill [1984]).

Na análise da variação vertical das isothermas utilizamos resultados observacionais (Tabela 6.4) e o modelo desenvolvido em Pollard *et al.* [1973], que calcula a excursão vertical das isothermas através da equação:

$$h_{max} = 8^{\frac{1}{2}} \left(\frac{\tau}{\rho f_0 N} \right)^{\frac{1}{2}} = 1.7 \frac{u_*}{\sqrt{f_0 N}} \quad (6.8)$$

onde h_{max} é a variação máxima das isothermas, ρ é a densidade média da água do mar, $u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}$ é a velocidade friccional e τ é a tensão de cisalhamento do vento:

$$\tau = \rho_{ar} c_{10} \|v\|^2 \quad (6.9)$$

onde ρ_{ar} é a densidade do ar (1 kg/m^3), c_{10} é o coeficiente de arrasto do vento (0,0012) e $\|v\|$ é o módulo da velocidade do vento. Para aplicar as Equações 6.8 e 6.9 utilizamos valores numéricos obtidos a partir dos resultados observacionais do Projeto DEPROAS, Campanha 0, sendo $\|v\| = 8 \text{ m.s}^{-1}$ estimada a partir dos dados da bóia meteorológica sobre o fundeio 1 (Figura 4.5); $f_0 = 5,71 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (Tabela 6.1); N calculada a partir da média dos valores de N^2 das estações 7070 e 7071 (Tabela 6.2) e $\rho = 1023,8 \text{ kg/m}^3$ calculada com valores estimados de salinidade (36) e temperatura ($26 \text{ }^\circ\text{C}$). A posição inicial observada da base da camada de mistura é inicialmente $h_0 = 22 \text{ m}$ e

após a máxima excursão vertical observada atinge $h_{max} = 41$ m, valores estimados a partir da Figura 4.6.

Tabela 6.4: Valores referentes à excursão vertical das isothermas, Campanha 0, radial Cabo Frio, Projeto DEPROAS. Nas colunas, h_0 é a posição inicial observada da base da camada de mistura, h_{max} é a máxima excursão vertical observada, f_0 é a frequência inercial local e T o período correspondente. v é o módulo da velocidade do vento, τ é a tensão de cisalhamento do vento, N^2 é a média da frequência de estratificação referente às estações de CTD 7070 e 7071 (Seção 6.4), Δh_{obs} e Δh_{calc} são as variações da profundidade da base da camada (observada e calculada).

h_0 (m)	h_{max} (m)	τ (N.m ²)	N^2 (s ⁻²)	f_0 (s ⁻¹)	T (h)	v (m.s ⁻¹)	Δh_{obs} (m)	Δh_{calc} (m)
22	41	0,0768	$1,58 \cdot 10^{-4}$	$5,71 \cdot 10^{-5}$	30,6	8	19	17,2

A comparação dos valores observados e modelados de excursão das isothermas apresenta diferença de aproximadamente 13%. Considerando-se que os dados observacionais utilizados verificaram a simultaneidade entre os eventos de inversão do campo de ventos, explosão da amplitude inercial e excursão das isothermas, pode-se confirmar que a energia inercial gerada na camada de mistura pela mudança do vento produz o bombeamento das isothermas com radiação vertical decorrente de energia com frequência inercial a partir da base da camada.

Os resultados da Campanha 0, radial Cabo Frio, apresentaram várias condições favoráveis à análise, devido à nítida excursão vertical das isothermas (Figura 4.6). Nas demais Campanhas, é mais notória a erosão da termoclina ou, ainda, a dissipação da energia inercial dentro da camada de mistura, dificultando esta análise.

Nessa última situação, torna-se mais notável o esfriamento da camada pela convecção de águas mais frias na base da camada de mistura. Finalmente, esse processo produz aumento da energia potencial devido à mistura e, conseqüentemente, o espessamento da camada, conforme observado na Campanha 1, radial Ubatuba (Figura 4.11). Em outro episódio, quando o esfriamento foi suficientemente intenso como na Campanha 1, radial Cabo Frio (Figura A.6), ocorreu o desaparecimento momentâneo da camada de mistura. Nesses casos, é menos nítido o bombeamento inercial das isothermas.

Capítulo 7

Conclusões

A conclusões deste trabalho são:

1. A variabilidade temporal do vento é causa direta e frequente para geração de oscilações inerciais na PCSE.
2. Em geral, as mudanças do campo de ventos decorrentes da passagem de frentes meteorológicas sinóticas excitam oscilações inerciais na PCSE.
3. As oscilações inerciais na PCSE constituem fenômeno intermitente.
4. As correntes inerciais na PCSE têm $O(10)$ cm/s, comprimento de onda horizontal de $O(10)$ km e o comprimento de onda vertical tem $O(100)$ m.
5. A média de duração dos eventos de oscilações inerciais na PCSE é 7,5 dias com desvio padrão de 3,8 dias, sendo 6,8 o número médio de oscilações em cada evento, com desvio padrão de 3,3 oscilações.
6. O período inercial efetivo médio na PCSE foi calculado em 26,5 h, com deslocamento médio da frequência inercial local em 12,2%.
7. Os resultados numéricos utilizando o ROMS comprovaram resultados observacionais em relação à capacidade de mudanças na tensão de cisalhamento do vento gerarem oscilações inerciais.
8. A ocorrência das oscilações inerciais apresenta maior frequência e intensidade no inverno, com influência sobre o fluxo médio mais notável, justamente quando as

inversões do ventos sobre a PCSE são mais frequentes. Além disso, a propagação vertical das oscilações inerciais é favorecida por coluna de água linearmente estratificada, cuja ausência de maiores descontinuidades permite condução sem perdas da energia na faixa inercial a partir da base da camada de mistura.

9. A região da plataforma média apresentou condições mais favoráveis à geração e propagação das oscilações inerciais, pois tem suas propriedades hidrodinâmicas mais diretamente regidas pela atuação da forçante vento.
10. Foi observada propagação vertical das oscilações inerciais e calculado o valor da velocidade de grupo vertical em $-2,59 \cdot 10^{-2} \text{ cm.s}^{-1}$, sendo de 28,3 m a profundidade para o valor máximo de velocidade vertical das partículas de água na onda interna inercial forçada pela oscilação das isothermas.
11. A propagação vertical das oscilações inerciais é capaz de transferir energia através da coluna de água, a partir da base da camada de mistura, alterando a profundidade da termoclina (19 m observado, 17 m modelado) e, portanto, os perfis verticais de temperatura e densidade.
12. A espessura da camada de mistura foi modificada em até 20 m pela excursão das isothermas, em consequência da perturbação intermitente introduzida na coluna de água pela propagação vertical das oscilações inerciais, que pode gerar aquecimento em determinadas profundidades (registrados até 5°C).
13. O formato das órbitas dos pseudoderivadores são mais alongadas na porção sul da PCSE, sobretudo na PCI. Na porção central da PCSE, sobretudo na PCM, as órbitas resultantes foram mais circulares.
14. As oscilações inerciais podem conferir sinuosidade ao fluxo básico, mesmo na ausência de epiciclos.

Referências Bibliográficas

- Alves, M. A., 1992: Correntes de maré e inerciais na plataforma continental ao largo de Ubatuba (SP). Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 162 pp.
- Apel, J. R., 1987: *Principles of Ocean Physics*. Academic Press, 634 pp.
- Arakawa, A. & V. R. Lamb, 1977: Computational design of the basic processes of the UCLA general circulation model. *Methods of Computational Physics, Academic Press*, 17, 174–265.
- Assireu, T. A., 2003: Estudo das Características Cinemáticas e Dinâmicas das Águas de Superfície do Atlântico Sul Ocidental a partir de Derivadores Rastreados por Satélite. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 248 pp.
- Bell, T. H., 1978: Radiation damping of inertial oscillations in the upper ocean. *J. Fluid. Mech.*, (88), 289–308.
- Blankford, B., 1978: Wind-Driven Inertial Currents in the Magdalen Shallows, Gulf of St. Lawrence. *J. Phys. Oceanogr.*, 8, 653–664.
- Bloomfield, P., 2000: *Fourier Analysis of Time Series-An Introduction*. John Wiley and Sons, Inc., New York, 2a. edição, 252 pp.
- Blumberg, A. F. & G. L. Mellor, 1987: A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In Three-dimensional coastal ocean models, N. S. Heaps (editor). American Geophysical Union, Washington, 1–16.
- Cahn, A., 1945: An Investigation of the Free Oscillations of a Simple Current System. *Jour. of Met.*, 2(2), 113–119.

- Carelli, R. F., 2004: Relatórios pbdp-ratb-001-02-c, pbdp-ratb-003-04-b, pbdp-ratb-005-04-b, pbdp-ratb-007-04-b, pbdp-ratb-009-04-c, pbdp-ratb-011-04-b, pbdp-ratb-013-04-a, contrato 546-2-002-02-1. In Compartilhamento da Análise de Dados Oceanográficos da Plataforma e Talude Continentais da Região Sudeste Brasileira. Petrobrás-IOUSP, São Paulo, 1a. edição, 75 pp.
- Castro, B. M., 2013: Summer/winter stratification variability in the central part of the South Brazil Bight. *Cont. Shelf Res.*, 71, 0278–4343. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434313004081>.
- Castro, B. M., A. F. Pereira, M. Dottori, A. G. Paschoal, A. Caroli, I. C. A. Silveira, & C. C. Amor, 2013: *Correntes e Massas de Água na Plataforma Continental da Bacia de Santos*. Submetido.
- Castro Filho, B. M., 1985: Subtidal response to wind forcing in the south Brazil bight during winter. Tese de Doutorado, University of Miami, Florida, 211 pp.
- Castro Filho, B. M., 1996: *Correntes e Massas de Água da Plataforma Continental Norte de São Paulo. Tese de Livre Docência*. Universidade de São Paulo, São Paulo, 248 pp.
- Chant, R., 2001: Evolution of near-inertial waves during an upwelling event on the New Jersey inner shelf. *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 746–764.
- Coelho, A. L., 2008: Resposta da Plataforma Continental Sudeste a ventos sazonais e sinóticos de verão: estudos numéricos. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 188 pp.
- Crepon, M., 1967: Hidrodynamical marine in regime impulsional. *Chemical Oceanography*, (4), 357–371.
- Csanady, G. T., 1974: Barotropic currents over the continental shelf. *J. Phys. Oceanogr.*, (4), 357–371.
- Cushman-Roisin, B., 1994: *Introduction to geophysical fluid dynamics*. Prentice-Hall Inc., New Jersey, 320 pp.
- Cushman-Roisin, B. & J. M. Beckers, 2006: *Introduction to geophysical fluid dynamics*. New Jersey, 701 pp.

- D'Asaro, E., 1985a: The energy flux from the wind to near-inertial motions in the surface mixed layer. *American Meteorology Society*, 15, 1043–1059.
- D'Asaro, E., 1985b: Upper ocean temperature structure, inertial currents, and Richardson numbers observed during strong meteorological forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 1474–1481.
- de Boor, C., 1978: *A Practical Guide to Splines*. Springer-Verlag, New York, 392 pp.
- De Mesquita, A. R. & J. Harari., 2003: On the harmonic constants of tides and tidal currents of the South-eastern brazilian shelf. *Cont. Shelf Res.*, 23, 1227–1237.
- Defant, A., 1961: *Physical Oceanography, volume II*. Pergamom Press, New York, 729 pp.
- Denham, C. R., 2000: Seagrid. URL http://woodshole.er.usgs.gov/staffpages/cdenham/public_html/, [Online; accessed 10-outubro-2009].
- Emery, W. J. & R. E. Thomson, 1998: *Data analysis methods in physical oceanography*. Pergamon, Great Britain, 634 pp.
- Emilson, I., 1961: The Shelf and coastal waters off southern Brazil. *Bolm. Inst. oceanogr.*, 11 (2), 101 – 112.
- Gill, A. E., 1982: *Atmosphere Ocean Dynamics*. Academic Press, New York, 662 pp.
- Gill, A. E., 1984: On the Behavior of Internal Waves in the Wakes of a Storms. *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 1129–1151.
- Gonella, J., 1972: A rotary component method for analysing meteorological and oceanographic vector time series. *Deep-Sea Res.*, 19, 833–846.
- Gregg, M. C., E. A. D'asaro, T. J. Shay, & N. Larson, 1986: Observations of persistent mixing and near-inertial waves. *J. Phys. Oceanogr.*, 16, 856–885.
- Gustafson, T. & B. Kullenberg, 1936: Untersuchungen von Trägheitsströmungen in der Ostsee. *Svenska Hydrogr. Biol. Komm. Skrifter, Ny Ser. Hydrogr.*, (13), 1–28.

- Haidvogel, D. B., H. Arango, W. P. Budgell, B. D. Cornuelle, E. Curchitser, E. Di Lorenzo, K. Fennel, W. R. Geyer, A. J. Hermann, L. Lanerolle, J. Levin, J. C. McWilliams, A. J. Miller, A. M. Moore, T. M. Powell, A. F. Shchepetkin, C. R. Sherwood, R. P. Signell, J. C. Warner, & J. Wilkin, 2008: Ocean forecasting in terrain-following coordinates: Formulation and skill assessment of the Regional Ocean Modeling System. *Journal of Computational Physics*, 227, 3595–3624.
- Halide, H. & B. Sanderson, 1993: Determining Flow Field Singularities From Drifter Trajectories. *J. Geophys. Res.*, 98(5), 8413–8423.
- Halpern, D., 1974: Observations of the deepening of the wind-mixed layer in the Northeast Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 4, 454–466.
- Hasselmann, K., 1970: Wave-driven Inertial Oscillations. *Geophysical Fluid Dynamics*, 1, 463–502.
- Hayes, S., 1979: Benthic current observations at domes sites a, b, and c in the tropical north pacific ocean. In *Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province*. Springer US, 9 edição, 83–112.
- Hedström, K. S., 2009a: Equations of motion. URL https://www.myroms.org/wiki/index.php/Equations_of_Motion, [Online; accessed 07-dezembro-2013].
- Hedström, K. S., 2009b: Technical Manual for a Coupled Sea-Ice/Ocean Circulation Model (Version 3). *Arctic Region Supercomputing Center University of Alaska Fairbanks*, 158 pp.
- Helland-Hansen, B. & V. W. Ekman, 1931: Measurements of ocean currents (Experiments in the North Atlantic). *Kungl. fysiografiska Sällskapet i Lund Förhandlingar*, 1(1).
- Hyatt, J., 2006: Wind, sea ice, inertial oscillations and upper ocean mixing in Marguerite Bay, Western Antarctic Peninsula: observations and modeling. Tese de Doutorado, Massachusetts Institute of Technology, 168 pp.
- Johnson, W. R., J. C. Van Leer, & C. N. K. Mooers, 1976: A Cyclesonde View of Coastal Upwelling. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 556–574.

- Kessler, W. S., 2007: Complex demodulations in ferret. URL http://www.pmel.noaa.gov/maillists/tmap/ferret_users/fu_2007/msg00180.html, [Online; accessed 12-abril-2012].
- Krauss, W., 1981: The erosion of a thermocline. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 415–433.
- Kullenberg, B., 1935: Internal waves in the Kattegat. *Svenska Hydrogr. Biol. Komm. Skrifter, Ny Ser. Hydrogr.*, (12).
- Kundu, P. K., 1976: An analysis of inertial oscillations observed near the Oregon Coast. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 879–893.
- Kundu, P. K., 1984: Generation of Coastal Inertial Oscillations by time-varying Wind. *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 1901–1913.
- Kundu, P. K., S. Chao, & J. P. Mc Creary, 1983: Transient coastal currents and inertio-gravity waves. *Deep Sea Res.*, 30, 1059–1082.
- Kundu, P. K. & R. Thomson, 1985: Inertial oscillations due to a moving front. *J. Phys. Oceanogr.*, 15(8), 1076–1084.
- Kunze, E., 1985: Near inertial wave propagation in geostrophic shear. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 544–565.
- Maeda, A., K. Uejima, T. Yamashiro, M. Sakurai, H. Ichikawa, M. Chaen, K. Taira, & S. Mizuno, 1996: Near Inertial Motion Excited by Wind Change in a Margin of the Typhoon 9019. *Journal of Oceanography*, 52(3), 375–388.
- MathWorks, T., 2012: Signal Processing Toolbox™ User's Guide. Version 7 (1988–2012). *The MathWorks, Inc.*
- Mesquita, A. R. & J. Harari, 2003: On the harmonic constants of tides and tidal currents of the South-eastern brazilian shelf. *Cont. Shelf Res.*, 23, 1227–1237.
- Meyers, P., 2009: Dispersion of Energy from the Mixed Layer due to the Near-Inertial-Waves. *The Division of Meteorology and Phys. Oceanogr. of the Rosenstiel School of Marine and Atmos. Science*, 611, 1–12.

- Millot, C. & M. Crepon, 1981: Inertial oscillations on the continental shelf of the Gulf of Lions—Observation and theory. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 639–657.
- Miranda, L. & B. M. Castro Filho, 1979: Condições do movimento geostrófico das águas adjacentes a Cabo Frio (RJ). *Bolm. Inst. oceanogr.*, 28(2), 79–83.
- Miranda, L. B., 1982: *Análise de Massas de Água de Plataforma Continental e da Região Oceânica Adjacente: Cabo de S. Tomé (RJ) à Ilha de São Sebastião (SP)*. Tese de Livre Docência. Universidade de São Paulo, São Paulo, 194 pp.
- Mooers, C. N. K., 1975: Several effects of a baroclinic current on the cross-stream propagation of inertial-internal waves. *Geophys. Fluid Dyn.*, 6, 245–275.
- Nicholls, J. F., R. Toumi, & W. P. Budgell, 2012: Inertial currents in the Caspian Sea. *Geophys. Res. Lett.*, 39(L18603).
- NOAA, N. G. D. C., 2012: Magnetic fiels calculators. URL <http://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/#declination>, [Online; accessed 10-setermbro-2012].
- Pawlowicz, R., B. Beardsley, & S. Lentz, 2002: Classical Tidal Harmonic Analysis Including Error Estimates in MATLAB using T TIDE. *Computers and Geosciences*, 28(8), 929–937.
- Pedlosky, J., 1987: *Geophysical fluid dynamics*. Springer, New York, 728 pp.
- Pereira, A. F., B. M. Castro, L. Calado, & I. C. A. Silveira, 2007: Numerical simulation of M2 internal tides in the South Brazil Bight and their interaction with the Brazil Current. *J. Geophys. Res.*, 112(C04009), 1–17.
- Perkins, H., 1976: Observed effect of an eddy on inertial oscillations. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 23(11), 1037 – 1042.
- Pollard, R. T., 1970: On the generation by winds of inertial waves in the ocean. *Deep-Sea Res.*, 17, 795–812.
- Pollard, R. T., 1980: Properties of near-surface inertial oscillations. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 385–398.

- Pollard, R. T. & R. C. Millard, 1970: Comparison between observed and simulated wind-generated inertial oscillations. *Deep-Sea Res.*, 17, 813–821.
- Pollard, R. T., P. B. Rhines, & R. O. R. Y. Thompson, 1973: The Deepening of the Wind-Mixed Layer. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*, 4(1), 381–404.
- Poulain, P., 1990: Near-inertial and diurnal motions in the trajectories of mixed layers drifters. *J. Mar. Res.*, 48, 793–823.
- Price, J. F., 1983: Internal Wave Wake of a Moving Storm. Part I. Scales, Energy Budget and Observations. *J. Phys. Oceanogr.*, 13(6), 949–965.
- Rezende, J. H. M., 2003: Intrusões da Água Central do Atlântico Sul na Plataforma Continental Sudeste durante o verão. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 120 pp.
- Rocha, C. B., 2013: Energetics, baroclinic instability and models of vertical structure in the Brazil Current region (22°S - 28°S). Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 133 pp.
- Rossby, C. G., 1938: On the mutual adjustment of pressure and velocity distributions in certain simple current systems II. *J. Mar. Res.*, 1, 239–263.
- Saelen, O., 1963: Studies in the Norwegian Atlantic Current. *Geophys. Publik, Norske Videnskaps-Akad*, 23, 1–82.
- Schahinger, R. B., 1987: Near-Inertial Motion on the South Australian Shelf. *J. Phys. Oceanogr.*, 18, 492–504.
- Shchepetkin, A. F. & J. C. McWilliams, 2005: The Regional Ocean Modeling System: A split-explicit, free-surface, topography following coordinates ocean model. *Ocean Modelling*, 9, 347–404.
- Shearman, R. K., 2005: Observations of near-inertial current variability on the New England shelf. *J. Geophys. Res.*, 110(C02012), 1–16.
- Sobarzo, M., R. K. Shearman, & S. Lentz, 2007: Near-inertial motions over the continental shelf off Concepción, central Chile. *Progress in Oceanography*, 75, 348–362.

- Stech, J. L. & J. A. Lorenzetti, 1992: The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts. *J. Geophys. Res.*, 97(C6), 9507–9520.
- Sun, Z., J. Hu, Q. Zheng, & C. Li, 2011: Strong near-inertial oscillations in geostrophic shear in the northern South China Sea. *Journal of Oceanography*, 67(4), 377–384.
- Veronis, G., 1956: Partition of energy between geostrophic and non-geostrophic ocean motions. *Deep-Sea Res.*, 8, 157–177.
- Viekman, B. E., 1982: A two dimensional model of wind forced inertial oscillations. In Oceanographic Unit Technical Report. Dept. of Transportation of Washington D.C., Coast Guard, Washington, D.C., 82-3 edição, 28 pp.
- Warsh, K. L., K. L. Echternacht, & M. Carstang, 1971: Structure of near surface currents east of Barbados. *J. Phys. Oceanogr.*, 1(1), 123–129.
- Webster, F., 1968: Observations of Inertial-Period Motions in the Deep Sea. *Reviews of Geophysics*, 6(4), 473–490.
- Young, W. R. & B. M. Jelloul, 1997: Propagation of near-inertial oscillations through a geostrophic flow. *J. Mar. Res.*, 55, 735–766.
- Zembruski, S. G., 1979: Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In PROJETO REMAC. PETROBRAS. CENPES. DINTEP (Série REMAC no. 7), Rio de Janeiro, 129–177.

Apêndice A

Séries temporais de corrente, temperatura e ventos

Campanha 1 (11/12/2001 a 21/03/2002), radial Cabo Frio

A Tabela A.1 resume as características das oscilações inerciais selecionadas nesta radial. Ocorreram várias inversões na direção das correntes totais em função das mudanças dos ventos em 23 de dezembro, 03 e 15 de janeiro (Figura A.5), com geração simultânea de oscilações inerciais nesses períodos (Figuras A.2, A.3 e A.4). Como consequência, observa-se intensa propagação vertical das oscilações inerciais, com amplitudes ultrapassando 5 cm/s junto ao fundo entre 23 e 28 de dezembro e entre 12 e 19 de janeiro (Figura A.6). Os resultados obtidos com os registros do correntógrafo FCF1C1P010 (Figura A.1) constituem exceção em virtude de sua proximidade à superfície, indicando que a alta variabilidade da forçante tensão de cisalhamento do vento é capaz de destruir oscilações confinadas à camada de mistura.

Tabela A.1: Trechos selecionados como oscilações inerciais, correntógrafos às isóbatas de 50 m e 100 m, Campanha 1, radial Cabo Frio. Nas colunas, t_0 é o início da oscilação, t_f é o término, v_{max} a máxima intensidade do vetor velocidade, v_{med} a velocidade média, T é o período da oscilação e $shift$ é o desvio da frequência inercial local.

arquivo	t_0 (dia/mês/ano)	t_f (dia/mês/ano)	v_{max} (cm/s)	v_{med} (cm/s)	T (h)	$shift$ (%)
FCF1C1P010	10-Jan-2002	14-Jan-2002	3.82	1.91	27.4	10.5
FCF1C1P030	10-Jan-2002	14-Jan-2002	1.18	0.79	27.4	10.5
FCF2C1P075	10-Jan-2002	14-Jan-2002	6.77	3.78	29.5	3.2
FCF2C1P094	10-Jan-2002	14-Jan-2002	2.51	1.67	29.5	3.2

Figura A.1: Registros do correntógrafo CF1C1P010. Painel superior: diagramas *stickplots* de velocidade de corrente original reamostrada (acima) e inercial (abaixo). Painel inferior: Componentes de corrente inercial, u (acima) e v (abaixo). Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).

Figura A.2: Registros do correntógrafo CF1C1P030. Paineis superior: diagramas *stickplots* de velocidade de corrente original reamostrada (acima) e inercial (abaixo). Paineis inferior: Componentes de corrente inercial, u (acima) e v (abaixo). Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).

Figura A.3: Registros do correntógrafo CF2C1P075. Painel superior: diagramas *stickplots* de velocidade de corrente original reamostrada (acima) e inercial (abaixo). Painel inferior: Componentes de corrente inercial, u (acima) e v (abaixo). Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).

Figura A.4: Registros do correntógrafo CF2C1P094. Painel superior: diagramas *stickplots* de velocidade de corrente original reamostrada (acima) e inercial (abaixo). Painel inferior: Componentes de corrente inercial, u (acima) e v (abaixo). Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).

Seções verticais de corrente inercial e temperatura

Mudanças significativas na direção dos ventos foram observadas a partir de 23 de dezembro, 03 e 15 de janeiro e aparecem em destaque na Figura A.5. Verifica-se correspondência temporal em relação à maior intensidade das oscilações inerciais. A alternância desses máximos de amplitude entre camada de mistura e fundo indica propagação vertical das oscilações inerciais. Simultaneamente, observou-se excursão vertical das isotermas (Figura A.6). Esse resultado observacional confirma resultados anteriores sobre a capacidade de mudanças da tensão de cisalhamento do vento gerarem oscilações inerciais e estas se propagarem verticalmente a partir da descontinuidade da base da camada de mistura, produzindo mistural vertical e intrusão de águas mais frias na camada de superfície.

O bombeamento vertical das isotermas foi capaz de causar o desaparecimento completo da camada de mistura em 25 de dezembro e 02 de janeiro entre 09 e 15 e entre 20 e 26 de janeiro (Figura A.6), proporcionando a intrusão de águas mais frias na camada de superfície. Outra evidência da mistura vertical da coluna de água durante é a intersecção das curvas de temperatura dos correntógrafos CF1C1P030, CF1C1P075 e CF2C1P094 a partir de 06 de janeiro (Figura A.7). No período entre 30 de dezembro e 06 de janeiro, ha variação da temperatura de até 3°C com presença de elevadas correntes inerciais inicialmente em superfície e depois no fundo (Figura A.6).

Figura A.5: Diagrama *stickplot* do vento, entre dezembro de 2001 e janeiro de 2002, bóia meteorológica sobre o fundeio de 50 m, Campanha 1, Cabo Frio. Destaque para as mudanças do vento nos dias 23 de dezembro, 04 e 16 de janeiro de 2002. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Intensidade do vento (m/s).

Figura A.6: Isopletas de Temperatura (acima) e corrente inercial (abaixo). Campanha 1, radial Cabo Frio. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: profundidade (m). Barra de cores com valores de Temperatura (°C) e Magnitude de velocidade (cm/s).

Figura A.7: Séries temporais de Temperatura. Conforme barra de cores, 1= FCF1C1P010, 2= FCF1C1P030, 3= FCF2C1P075 e 4= FCF2C1P094. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Temperatura (°C).

Campanha 2 (25/07/2002 a 08/01/2003), radial Ubatuba

As oscilações inerciais selecionadas nesta radial permitem observar aumento de *blueshift* em relação à frequência inercial local com o aumento da profundidade (Tabela A.2), confirmando resultados observacionais anteriores.

Também foram observadas pequenas e recorrentes inversões das correntes totais no período entre 05 de agosto e 01 de outubro e entre 18 de outubro e 20 de novembro. Essas mudanças nas direções das correntes totais foram capazes de gerar oscilações inerciais de forma intermitente no período, conforme destaques da Figura A.8, referente ao correntógrafo FUB2C2P044. As séries de velocidade do correntógrafo FUB2C2P075 apresentam praticamente sobreposição das oscilações inerciais em todo o período, sendo dispensados destaques na Figura A.9.

Tabela A.2: Trechos selecionados como oscilações inerciais, correntógrafos às isóbatas de 50 m e 100 m, radial Ubatuba, Campanha 2. Nas colunas, t_0 é o início da oscilação, t_f é o término, v_{max} é a máxima intensidade do vetor velocidade, v_{med} a velocidade média, T é o período da oscilação e *shift* é o desvio da frequência inercial local.

arquivo	t_0 (dia/mês/ano)	t_f (dia/mês/ano)	v_{max} (cm/s)	v_{med} (cm/s)	T (h)	<i>shift</i> (%)
FUB1C2P044	31-Aug-2002	11-Sep-2002	9.95	4.13	23.0	22.8
FUB2C2P075	04-Sep-2002	08-Sep-2002	6.92	4.00	21.3	26.4

Figura A.8: Registros do correntógrafo FUB1C2P044. Paineis superior: diagramas *stickplots* de velocidade de corrente original reamostrada (acima) e inercial (abaixo). Paineis inferior: Componentes de corrente inercial, u (acima) e v (abaixo). Destaque para as recorrentes mudanças na direção das correntes totais e geração intermitente de correntes inerciais entre 05 de agosto e 01 de outubro e também entre 18 de outubro e 20 de novembro. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).

Figura A.9: Registros do correntógrafo FUB2C2P075. Painel superior: diagramas *stickplots* de velocidade de corrente original reamostrada (acima) e inercial (abaixo). Painel inferior: Componentes de corrente inercial, u (acima) e v (abaixo). Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Magnitude de velocidade (cm/s).

Seções verticais de corrente inercial e temperatura

Pode-se observar que a geração intermitente de oscilações inerciais destacada na Seção anterior tem intensa propagação vertical, sobretudo entre 05 de agosto e 01 de outubro. Esse processo foi capaz de gerar o distanciamento das isotermas atenuando gradientes verticais de temperatura na base da camada de mistura (Figura A.10). A intermitência na ocorrência das oscilações inerciais a partir de 01 de outubro produziu apenas o bombeamento, ou excursão vertical das isotermas.

Figura A.10: Isopletas de Temperatura (acima) e corrente inercial (abaixo). Campanha 2, radial Ubatuba. Barra de cores com valores de Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e Magnitude de velocidade (cm/s). Destaque para o período entre 05 de agosto e 01 de outubro, com geração de oscilações inerciais na camada de mistura, propagação vertical e simultâneo distanciamento da isotermas. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: profundidade (m).

Figura A.11: Séries temporais de Temperatura. Conforme barra de cores, 1= FUB1C2P044, 2= FUB2C2P023, 3= FUB2C2P075 e 4= FUB2C2P04. Eixo-0x: tempo (mes/dia). Eixo-0y: Temperatura ($^{\circ}\text{C}$).

Análise espectral rotacional- faixa inercial na PCSE

Campanha 1 (11/12/2001 a 21/03/2002), radial Cabo Frio

As Figuras A.12 e A.13 ilustram os resultados da análise espectral rotacional de correntes inerciais apresentados na Tabela 4.5. Pode-se observar que a máxima diferença de energia entre as rotações horárias e rotações anti-horárias (oscilações inerciais) corresponde à faixa de frequências 10% acima da frequência inercial local, exceção ao correntógrafo próximo ao fundo CF2C1P094. Esse resultado observacional confirma que o desvio da frequência inercial local aumenta com a profundidade, novamente indicando o efeito Doppler de advecção das oscilações inerciais pelo fluxo pré-existente durante a propagação vertical das oscilações.

Figura A.12: Análise espectral rotacional, correntógrafo CF1C1P010 (acima), CF1C1P030 (abaixo). Faixa de frequência inercial $f_{local} = 5,7 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ até 20 % acima. Eixo-0x: Frequência (Hz). Eixo-0y: Potência Espectral (W/Hz).

Figura A.13: Análise espectral rotacional, correntógrafos CF2C1P075 (acima) e CF2C1P094 (abaixo). Faixa de frequência inercial $f_{local} = 5,7 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ até 20 % acima. Eixo-0x: Frequência (Hz). Eixo-0y: Potência Espectral (W/Hz).

Campanha 2 (25/07/2002 a 08/01/2003), radial Ubatuba

As Figuras A.14 e A.15 ilustram os resultados da análise espectral rotacional de correntes inerciais apresentados na Tabela 4.5. As diferenças de aproximadamente duas ordens de grandeza a favor das intensidades de energia das oscilações inerciais ocorre praticamente em todo espectro analisado, mas preferencialmente em direção a frequências 20% acima da frequência inercial local. Esse resultado indica intenso efeito Doppler, devido à advecção das oscilações inerciais pelo fluxo básico.

Figura A.14: Análise espectral rotacional, correntógrafo UB1C2P044. Faixa de frequência inercial $f_{local} = 5,9.10^{-5} \text{ s}^{-1}$ até 20 % acima. Eixo-0x: Frequência (Hz). Eixo-0y: Potência Espectral (W/Hz).

Figura A.15: Análise espectral rotacional, correntógrafo UB2C2P075. Faixa de frequência inercial $f_{local} = 6,02. 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ até 20 % acima. Eixo-0x: Frequência (Hz). Eixo-0y: Potência Espectral (W/Hz).