

A variabilidade vertical do oceano na Bacia de Santos

The vertical variability of the ocean in Santos Basin

Wellington Ceccopieri Belo | Ilson Carlos Almeida da Silveira

resumo

A Corrente do Brasil (CB) flui para o quadrante sul como jato de contorno oeste verticalmente estratificado e organizado na região da quebra de plataforma, em uma faixa latitudinal a partir da Cadeia Vitória-Trindade (CVT) em 20°S até a região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) em 38-40°S, faixa esta em que o seu transporte de volume cresce verticalmente para o sul. O escoamento do oceano superior na borda oeste do Atlântico Sul (~1.000m) tem um caráter mais baroclínico ao norte de 25°S e mais barotrópico ao sul de 30°S. Entretanto, em ambos os domínios se faz presente intensa atividade de mesoescala pela passagem de vórtices e meandros, sobrepostos a estruturas de recirculação oceânica de larga escala, que influem sobre a circulação oceânica na região do Pré-Sal da Bacia de Santos a 300km da costa. Com base em dois anos de séries temporais de correntes observadas em fundeio oceanográfico no Campo de Lula, e a partir de dados medidos por hidrografia repetida (perfis de temperatura, salinidade e N^2 da água do mar),

usamos os modos ortogonais estatísticos e dinâmicos para abordar a variabilidade vertical local. Verificamos que a mesma na região é 85% explicada estatisticamente pelo primeiro modo EOF (Funções Ortogonais Empíricas), onde a maior parte dessa variabilidade está nos primeiros 400-600m, sem direção predominante, e é essencialmente baroclínica em primeiro modo. Além disso, a coluna d'água na região apresentou marcante estratificação sazonal. Portanto, nossa área de estudo, caracterizada por escoamentos médios relativamente fracos ($0,1-0,2\text{ m s}^{-1}$), é dominada por vórtices cujo ajustamento geostrófico é amplamente dominado pelo primeiro modo baroclínico. A área de estudo está em uma região de grande variabilidade direcional do escoamento sobre o Platô de São Paulo, distante dos jatos das correntes que escoam paralelamente à geometria da plataforma. Estas características definem o padrão de variabilidade vertical dos escoamentos oceânicos no Pré-Sal da Bacia de Santos.

Palavras-chave: modos dinâmicos | corredor de vorticidade | oceanografia | pré-sal | Bacia de Santos

abstract

The Brazil Current (BC) flows southwestward as a vertically stratified and organized western boundary jet in the Brazilian shelf-break region ranging from Vitória-Trindade Seamount Chain (CVT) at 20°S to the Brazil-Malvinas Confluence (CBM) region at 38-40°S. Along this distance, the southward BC's mass transport grows vertically. The upper ocean western boundary flow (~ 1000m) is characteristically baroclinic northward of 25°S and more barotropic southward of 30°S. Both domains show intense mesoscale activity due to the passage of eddies and meanders, superimposed upon oceanic large-scale recirculation features which influence the oceanic circulation in the Santos Basin Pre-salt cluster blocks area 300km off the coast. Based on a 2-year current data series of an oceanographic mooring array at Lula Field, and based on repeated hydrographic data (seawater temperature, salinity and, N^2 profiles) we used statistical and dynamical orthogonal modes in order to approach the local vertical variability. We verified that 85% of it is explained by EOF-1. This variability is essentially of the 1st baroclinic mode. Great part of it occupies the first 400-600m of the water column, with no predominant direction. We also found a remarkable water column seasonal stratification. Albeit of the relative weaker mean flows ($0.1-0.2\text{ m s}^{-1}$), the study area is eddy-dominated which are geostrophically adjusted to the 1st baroclinic mode. Furthermore, we observed that the significant directional variability over the São Paulo Plateau occurs far away from the mean current jets that flow parallel to the continental shelf morphology. These are the main characteristics that define the vertical variability pattern of the oceanic flows of the Santos Basin Pre-salt cluster area.

(Expanded abstract available at the end of the paper).

Keywords: dynamic modes | vorticity corridor | oceanography | pre-salt | Santos Basin

introdução

o “empilhamento” de massas d’água ao largo do Sudeste brasileiro

A estratificação vertical do oceano na região ao largo do Sudeste brasileiro é caracterizada pela presença de um sistema singular, onde diferentes massas d’água estão organizadas hidrosticamente. As correntes marinhas que transportam essas massas d’água, em função de padrões de circulação de larga escala do Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS), ocasionam fluxos em sentidos opostos ao longo da coluna d’água ao largo das bacias do Espírito Santo, de Campos e de Santos (fig. 1). Esta composição de escoamentos faz com que a Corrente do Brasil (CB) altere bastante sua estrutura vertical de velocidades no transcorrer de seu caminho até o limite sul do GSAS.

Próximo de seu provável sítio de origem em torno de 15°S, a base do jato da CB está a 150-200m de profundidade (Stramma e England, 1999; Soutelino et al., 2011), e o transporte de -2 Sv a -4 Sv ($1\text{ Sv} = 10^6\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$) é em grande parte de Água Tropical (AT). A partir de 20°S, a CB passa a receber a contribuição picnoclínica de Água Central do Atlântico Sul (ACAS), e seu jato se espessa até 400-500m de profundidade (Evans e Signorini, 1985; Silveira et al., 2004; 2008). Após este ganho de volume, a CB é novamente alimentada em latitudes médias da Bacia de Santos entre 25-28°S com a contribuição da Água Intermediária Antártica (AIA), que passa a ser transportada para o sul, onde a Corrente de Contorno Intermediária (CCI) se bifurca (Müller et al., 1998; Stramma e England, 1999; Silveira, 2006). A base do jato da CB alcança, então, aproximadamente 1.000m de profundidade e compõe o oceano superior transportando cerca de -10 Sv a -12 Sv . Conforme escoar para o sul, a CB recebe ainda efetiva contribuição da recirculação (Gordon e Greengrove, 1986) a partir de 24°S, o que implica um aumento meridional do transporte da CB em 5% por 100km. Em torno de 1.000-1.300m, a Água Circumpolar Superior (ACS) é considerada como limite inferior do GSAS e flui solidariamente à AIA (Stramma e England, 1999; Mémerly et al., 2000, Silveira, 2006). Por fim, temos a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) entre 1.300-3.000m de lâmina d’água (LDA), que escoar para o quadrante sul no contorno do sopé continental, transportada pela Corrente de Contorno Profunda (CCP). De tal forma que temos a CB nas vizinhanças da

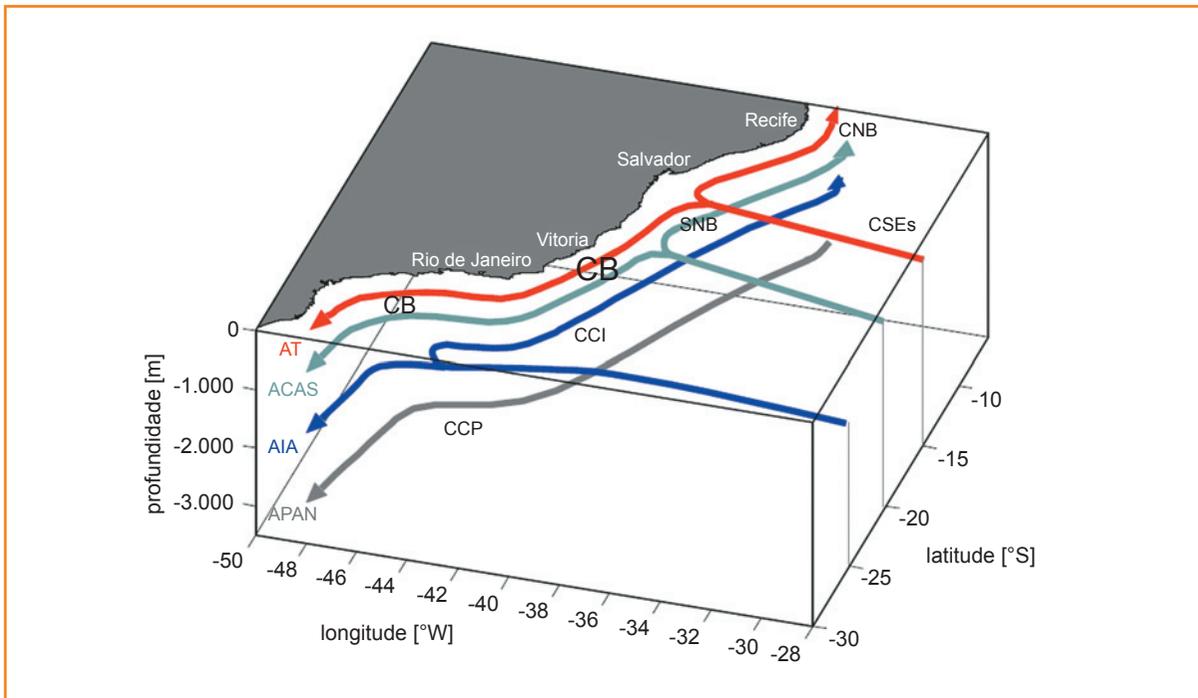


Figura 1 - Representação esquemática das correntes de contorno oeste do Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS) e empilhamento hidrostático das respectivas massas d'água transportadas: Água Tropical (AT) entre 0m e 100m; Água Central do Atlântico Sul (ACAS) em 500m; Água Intermediária Antártica (AIA) em 1.200m; e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) em 2.500m, de acordo com Stramma e England (1999).
Fonte: Soutelino (2008).

Figure 1 - Schematic representation of the western boundary currents system of the South Atlantic Subtropical Gyre (SASG) and the hydrostatic vertical distribution of their respectively transported water masses: Tropical Water (TW or AT) between 0 and 100 m; South Atlantic Central Water (SACW or ACAS) at 500 m; Antarctic Intermediate Water (AIW or AIA) at 1200 m; and North Atlantic Deep Water (NADW or APAN) at 2500 m, according to Stramma and England (1999).
Source: Soutelino (2008).

região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) em 38°S com espessamento de cerca de 3.000m (Zemba, 1991; Böebel *et al.*, 1999; Schmid *et al.*, 2000; Silveira *et al.*, 2000a) e transporte em média de -35Sv.

Ao longo (e ao largo) da Margem Continental Sudeste Brasileira (20-38°S), o escoamento da CB apresenta rica atividade de mesoescala na forma de meandros e vórtices (fig. 2). Muitos desses meandros são instáveis e crescem temporalmente em amplitude e intensidade. Essas feições drenam a energia do escoamento médio, transformando energia cinética média em energia turbulenta destas perturbações (Silveira *et al.*, 2008). Sua observação é facilitada por conta dos gradientes horizontais de temperatura da superfície do mar (TSM) causados pelos contrastes de águas mais frias sobre a plataforma continental com a Água Tropical (Garfield, 1990; Silveira *et al.*, 2000a; Calado *et al.*, 2010). Trabalhos pioneiros na identificação destas feições de mesoescala remontam à década de 1970. Mascarenhas *et al.* (1971) e Signorini (1978), por exemplo, descreveram estruturas vorticais

baroclínicas com cerca de 500m de profundidade e 100km de raio, tanto ciclônicas como anticiclônicas, amostradas na região ao largo do Cabo Frio.

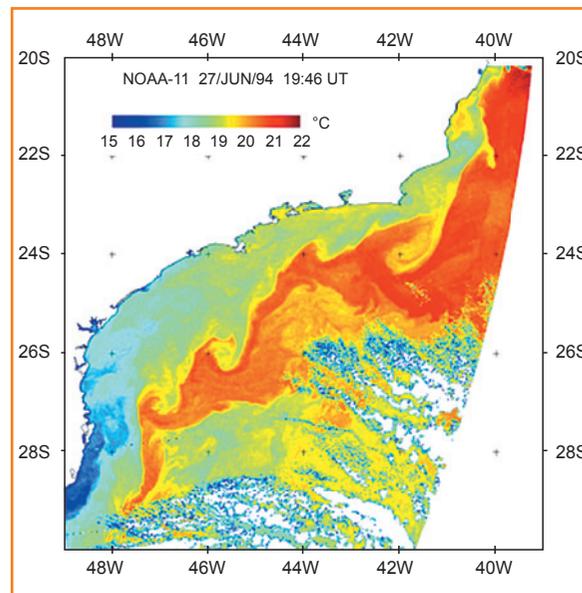


Figura 2

Mapa de temperatura da superfície do mar (TSM-AVHRR) mostrando o padrão de meandramento da CB no Sudeste brasileiro em 27/06/1994. O contraste entre as águas mais frias de plataforma e as águas mais quentes associadas à frente térmica da CB evidencia uma onda de vorticidade. Cortesia de João Lorenzetti (INPE).

Figure 2

Sea surface temperature map (SST-AVHRR) showing the BC meandering pattern at the southeast Brazilian region in 27/06/1994. The thermal contrast among cold shelf waters and warm tropical waters from the BC thermal front evidences a vorticity wave. Courtesy: João Lorenzetti (INPE).

a recirculação interna do GSAS

Além dos vórtices, outra estrutura que se destaca ao largo do Sudeste brasileiro são as feições de recirculação oceânica. As células de recirculação interna dos giros subtropicais oceânicos são definidas por subdividi-los em feições de larga escala de circulação anticiclônica, adjacentes ao contorno oeste da bacia. A estrutura de recirculação interna do GSAS foi investigada por Belo (2011). Foi observado que, em termos médios, a recirculação interna é bipartida na porção central da Bacia de Santos e confinada zonalmente no contorno oeste do GSAS. A célula de recirculação norte (CRN) se estende desde a Cadeia Vitória-Trindade (20°S) até 25-28°S e é mais rasa e evidente na circulação do oceano superior. A célula de recirculação sul (CRS) se estende de 30°S até 40°S e é mais espessa verticalmente (fig. 3). Estas estruturas apresentam variações sazonais significativas e diferenças no regime de circulação, sendo a CRN mais baroclínica, e a CRS mais barotrópica, ambas superpostas por feições vorticiais.

Com base em mapas climatológicos do World Ocean Atlas (WOA) (Jonhson *et al.*, 2009), daqui em diante WOA 2009, e em seções verticais hidrográficas, Belo (2011) mostrou que o caráter baroclínico do escoamento oceânico na área da Bacia de Santos é mais proeminente na região do talude que na região

costa afora sobre o Platô de São Paulo. Entre as latitudes das bacias do Espírito Santo, Campos e Santos, o autor constatou que a feição média de recirculação interna do GSAS enfraquece, de norte para o sul, nos mapas do WOA 2009. Este fato é relevante, pois se sabe que a CB aumenta seu transporte verticalmente à medida que flui para o sul a partir de porções centrais da Bacia de Santos (fig. 1). Deste modo, Belo (2011) inferiu que, em termos médios, o sinal baroclínico da recirculação vai verticalmente definindo, ou esvanecendo, à medida que caminhamos da Bacia do Espírito Santo para a Bacia de Santos. Outro aspecto interessante foi identificado nesse trabalho por conta da passagem sucessiva de pares de vórtices ciclônicos e anticiclônicos na região de Lula (ex-Tupi), configurando um “corredor de vorticidade” de cerca de 300km de largura.

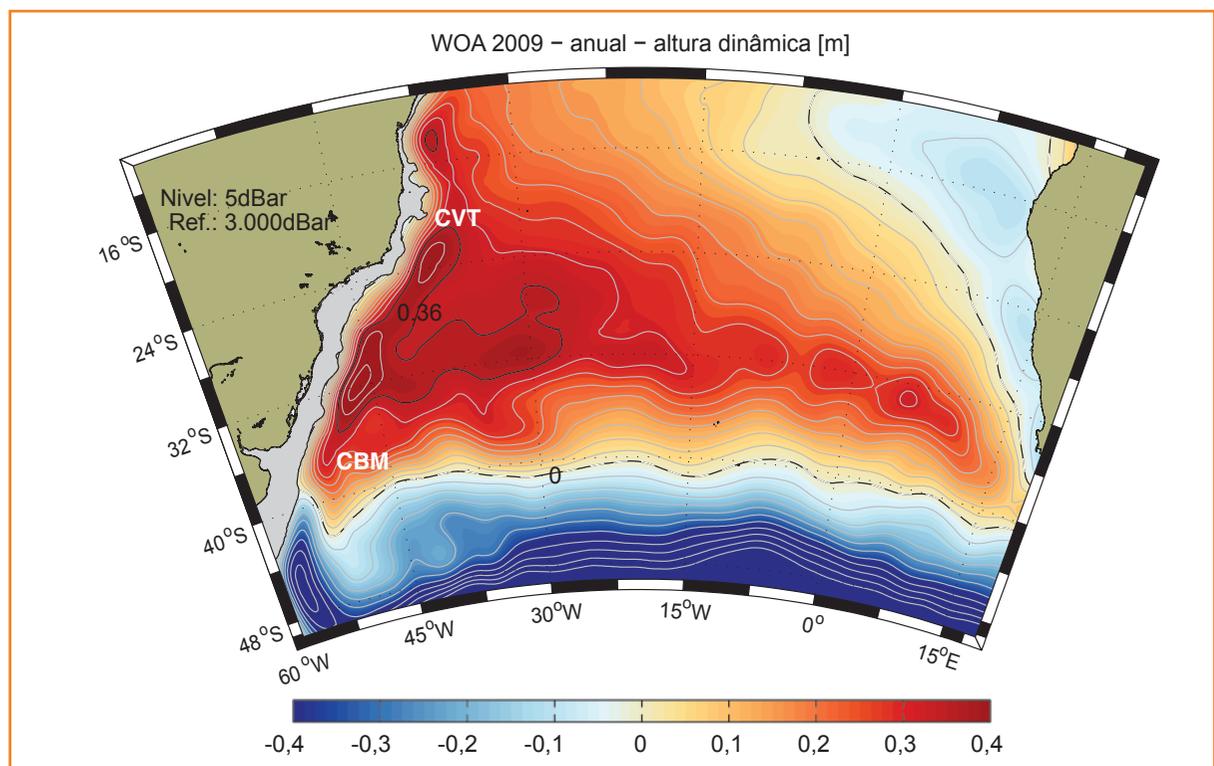
Diante da constatação de haver variação na recirculação interna do GSAS junto ao contorno oeste, nos questionamos como seria o padrão de variabilidade vertical destes escoamentos na área de estudo do Pré-Sal da Bacia de Santos. Para averiguarmos esta propriedade, utilizaremos séries temporais medidas em um fundeio oceanográfico, localizado no Campo de Lula (ex-Tupi) para obter os modos normais estatísticos EOF e quantificar a variabilidade vertical do oceano neste campo. Adicionalmente, vamos examinar a estrutura dinâmica com base nos modos normais quase-geostróficos (ou

Figura 3

Mapa da Altura Dinâmica Média anual do GSAS, calculada com base no Método Dinâmico Clássico, a 5dBar relativo a 3.000dBar a partir da base WOA 2009 em [m]. CVT é a Cadeia Vitória-Trindade; CBM é a Confluência Brasil-Malvinas. O contorno em preto demarca os gradientes principais das feições de recirculação. Fonte: Belo (2011).

Figure 3

The Annual Mean Dynamical Height map in [m] of SASG computed based on the Classic Dynamical Method to 5 dBar relative to 3000 dBar by using the WOA 2009 data base. CVT is the Vitória-Trindade Seamount Chain; CBM is the Brazil-Malvinas Confluence region. The black solid contour shows the main gradients of the recirculation features. Source: Belo (2011).



dinâmicos) derivados das campanhas oceanográficas do Projeto Célula de Recirculação da CB na Bacia de Santos (CERES) apresentadas em Belo (2011).

A diferença entre os modos dinâmicos e os modos estatísticos reside no fato de que os modos dinâmicos são resultado da ortogonalização de equações da hidrodinâmica, e os modos estatísticos são resultado da ortogonalização da matriz de covariância em 'LAG' zero das observações de velocidade. Portanto, os primeiros são modos de estrutura vertical da dinâmica do sistema (considerando a aproximação ou de ondas longas ou a quase-geostrofia), e os segundos são modos de estrutura vertical estatísticos, similar a uma análise de componentes principais (Silveira, 2006).

fontes de dados

fundeio oceanográfico F2200

Na figura 4 são mostradas as radiais hidrográficas do Projeto CERES, relativamente ao posicionamento do fundeio oceanográfico P1 (daqui em diante

renomeado F2200) conduzido pelo *Woods Hole Group*, sob contrato com a Gerência de Engenharia da Petrobras (IEEPT/EEPTM/GEO) no Campo de Lula (ex-Tupi). O F2200 foi posicionado em LDA de 2.207m e estava equipado com um TRDI/ADCP de 75kHz no modo *upward looking*, cinco correntógrafos acústicos Aquadoppp e seis CTDs *Seabirds* (fig. 5).

O *acoustic doppler current profiler* (ADCP) foi configurado para medições horárias em 34 camadas com 4s de tempo entre pings; 100 pings por *ensemble*; 3.600s de tempo entre *ensambles*; e 10m de espessura de camada (bin). Os correntógrafos Aquadopps foram ajustados para medições horárias com 2s de tempo entre pings; 300s de intervalo de pro-mediação; 3.600s de tempo entre *ensembles*; e entre 0,4-1,8m de espessura da camada de medição. Os CTDs foram ajustados para medidas a cada 300s.

O F2200 foi fundeado em março/2008 e visitado para serviço de manutenção em julho/2008, dezembro/2008, maio/2009, outubro/2009 e abril/2010. E continua em operação. Consideraremos como nível de referência na apresentação dos resultados a média das profundidades reais estimadas com base nas medidas do sensor de pressão dos instrumentos para os períodos de visita/manutenção.

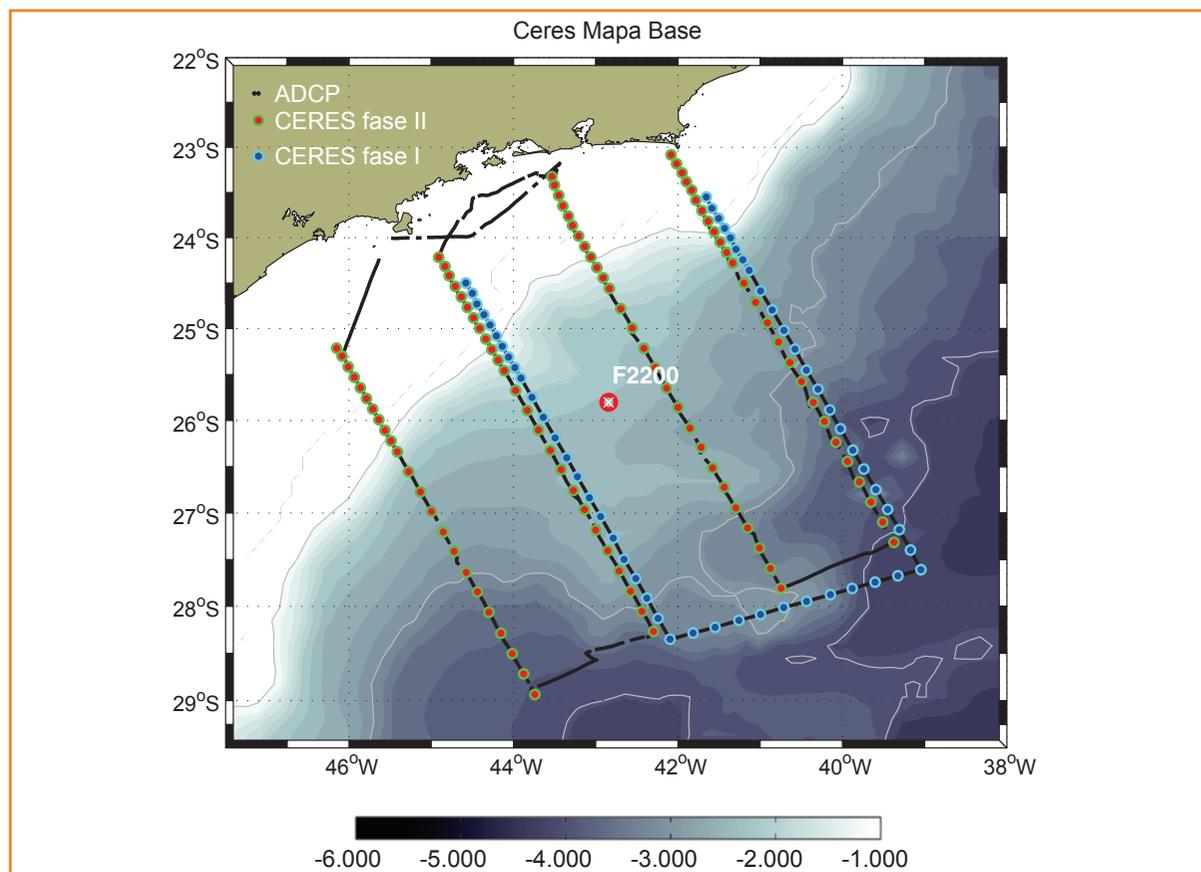


Figura 4
Radiais dos Cruzeiros Oceanográficos do Projeto CERES e a posição do fundeio oceanográfico F2200. Observações hidrográficas e diretas de velocidade na Bacia de Santos.

Figure 4
Transects of the CERES Project oceanographic cruises and the F2200 oceanographic mooring array location. Hydrographic profiles and direct current velocity measurements in the Santos Basin.

AS LAID MOORING CONFIGURATION

MOORING DIAGRAM

Instrument/ buoyancy Type	Serial address number	Height above bed	Depth below msl	In water date/time (UTC)
47' Buoy		1800	400	11:03
UWM-3000 Acs. Modem	Addr 01	1800	400	11:03
75kHz ADCP	10044	1800	400	11:03
UWM3000 battery pack		1800	400	11:03
ARGOS	V11-016	1800	400	11:03
Strobe/Radio Beacon	VM11-203	1800	400	11:03
SBE 37-SMP CTD	6919	1800	400	11:03
400m ¼" Jacket Wire				
35' Buoy (1.000m Rated), 3m chain (3/8')				11:27
Aquadopp ADV (2.000m)	2737	1400	800	11:27
SBE 37-SMP CTD	6920	1400	800	11:27
400m ¼" Jacket Wire				
Aquadopp ADV (2.000m)	2741	1000	1200	11:48
SBE 37-SMP CTD	6921	1000	1200	11:48
395m ¼" Jacket Wire				
35' Buoy (2.000m Rated), 3m chain (3/8')				12:15
Aquadopp ADV (2.000m)	2742	600	1600	12:15
SBE 37-SMP CTD	6922	600	1600	12:15
395m ¼" Jacket Wire				
35' Buoy (2.000m Rated), 3m chain (3/8')				12:38
Aquadopp ADV (2.000m)	2753	200	2000	12:38
SBE 37-SMP CTD	6923	200	2000	12:38
195m ¼" Jacket Wire				
Aquadopp ADV (6.000m)	2799	5	2195	13:21
SBE 37-SMP CTD (3.500m)	5599	5	2195	13:21
1m chain (3/8')				
Benthos 865A	43296	3	2197	13:21
Benthos 865A	43296	3	2197	13:21
3m chain (½')				
Anchor (2,800lbs; 4 RR Wheels)		0	2200	13:29

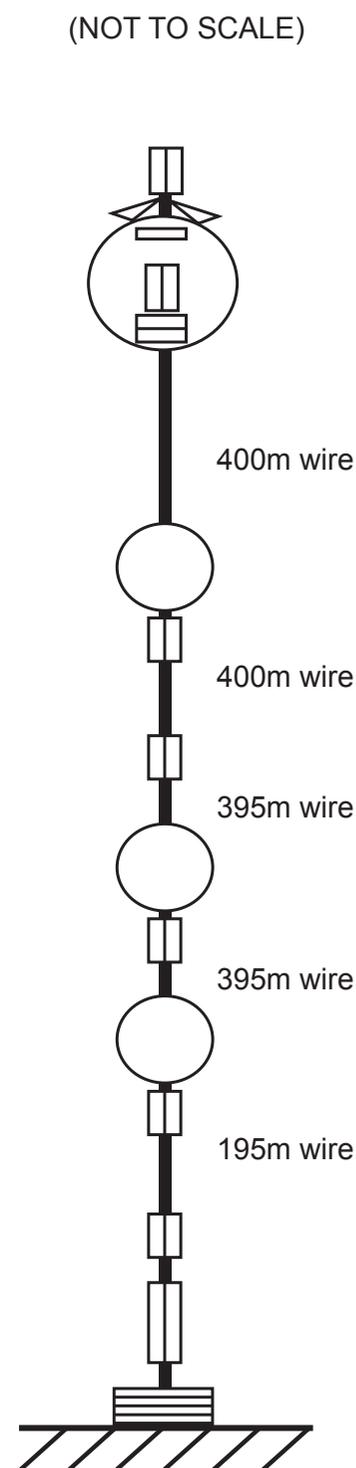


Figura 5 - Configuração do fundeio F2200 conduzido pelo Woods Hole Group a serviço da Gerência de Engenharia da Petrobras (EEPT/GEO).
Fonte: Relatório Técnico WHG (2009).

Figure 5 - The F2200 mooring array deployed by the Woods Hole Group under contract with Petrobras Engineering Management (EEPT/GEO).
Source: Relatório Técnico WHG (2009).

radiais hidrográficas CERES

O experimento denominado CERES – Célula de Recirculação da CB na Bacia de Santos – foi projetado para medir diretamente a CB e a estrutura da CRN na região do Polo Pré-Sal, bem como verificar se é possível inferir sua variabilidade sazonal. E ainda, se o sinal de mesoescala se sobrepõe à estrutura da CRN (fig. 4).

A estratégia de amostragem teve por base o esquema de grade adaptativa, onde a configuração das estações (CTD, XBT ou CTD + XBT) é definida em função dos resultados preliminares obtidos a bordo em tempo real. As estações hidrográficas são mais adensadas na região de talude continental (7 milhas náuticas) para capturar o sinal da CB, e um pouco mais espaçadas na região da CRN (15 milhas náuticas), considerando o raio de deformação interno baroclínico na região (34km). Os cruzeiros CERES foram financiados pela Petrobras, e estão divididos em duas fases: a fase 1 com duas radiais, conduzida a bordo do NOc. Gyre; e a fase 2 com quatro radiais, conduzida a bordo do NOc. Antares em parceria com a Marinha do Brasil. Foram concebidos com base no conceito de hidrografia repetida. Três cruzeiros oceanográficos foram conduzidos na fase 1: CERES-I (26-31 de janeiro de 2008); CERES-II (11-18 de outubro de 2008); CERES-III (3-16 de maio de 2009); e um na fase 2: CERES-IV (07-22 de junho de 2010). O plano dos cruzeiros consistiu em realizar medições repetidas na grade em 'U', tomando como base a configuração da estrutura observada nos mapas do WOA 2009.

A Radial 1 (alinhada à Ilha Bela) e a Radial 2 (alinhada a Cabo Frio) são perpendiculares à isóbata de 200m. Ambas possuem em média 500km de comprimento (fig. 4). As estações hidrográficas de *Conductivity, Temperature and Depth* (CTD) utilizaram os modelos SBE-9, FSI-ICTD, SBE-25 e Teledyne-Citadel. As medidas de *Expendable Bathythermograph* (XBT) foram tomadas com base nos modelos T6 e T5 (Sippican), de alcances verticais máximos de 450m e 1.830m, respectivamente. Mais detalhes sobre o processamento e controle de qualidade desses dados estão em Belo (2011).

resultados

análise das séries de tempo do fundeio oceanográfico F2200

Nas figuras 6, 7 e 8 constatamos que grande parte da variabilidade vertical de F2200 está concentrada nos 400m superficiais de LDA. Esta variabilidade possui uma coerência vertical muito forte nos primeiros 200m de LDA, onde também se observam os máximos valores medidos. A figura 6 mostra os dois anos das séries medidas nos primeiros oito níveis do ADCP, ressaltando esta forte concordância vertical entre as camadas. Esta concordância resiste até as camadas 33-34 em torno de 370m de profundidade

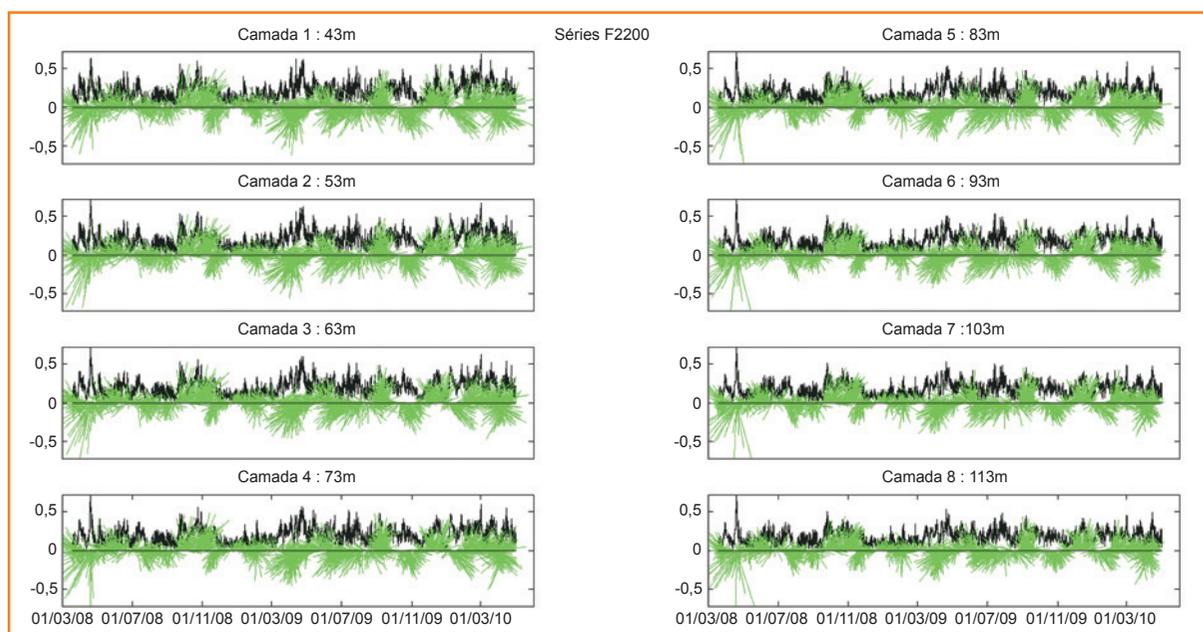


Figura 6

Séries temporais das correntes do F2200 entre 43m e 133m de profundidade para o período mar/2008 a abr/2010. Em preto, a magnitude da corrente.

Figure 6

The currents time series of the F2200 between 43 and 133 m water depth for the Mar/2008 to Apr/2010 period. The solid black line is the current magnitude.

(não mostrado), com a magnitude da corrente diminuindo a partir das camadas superficiais para o fundo.

Com o objetivo de separar os sinais de baixa frequência (BF) ou subinerciais e de alta frequência (AF)

ou suprainerciais, foi aplicado um filtro de convolução de 40-h nas séries consistidas de todos os níveis do fundeio. A figura 7 apresenta as séries obtidas no nível 133m do F2200.

Figura 7

Séries temporais das correntes do Fundeio F2200 em 133m: série não filtrada (verde), série de baixa frequência (vermelho) e série residual de alta frequência (azul). Período mar/2008 a abr/2010. Em preto, a magnitude da corrente.

Figure 7

Time series of the F2200 currents at 133m water depth: not-filtered current data (green); 40-h low-pass current data (red); and residual 40-h high-pass current data (blue) for the Mar/2008 to Apr/2010 period. The solid black line is the current magnitude.

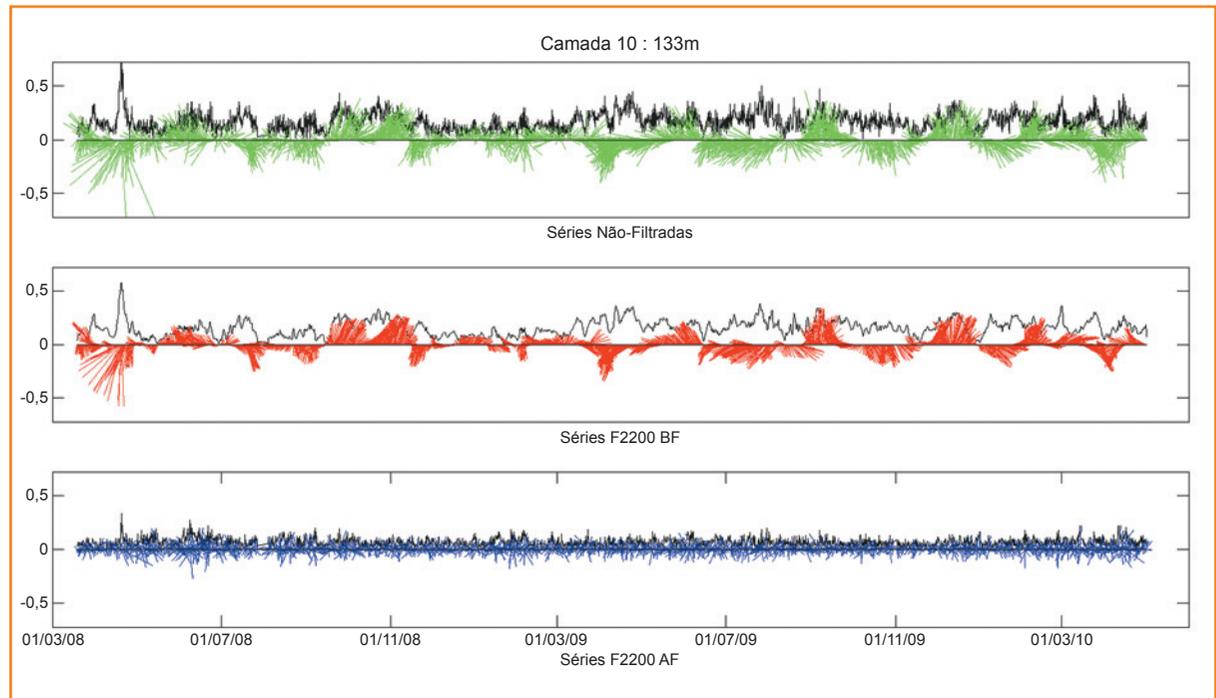
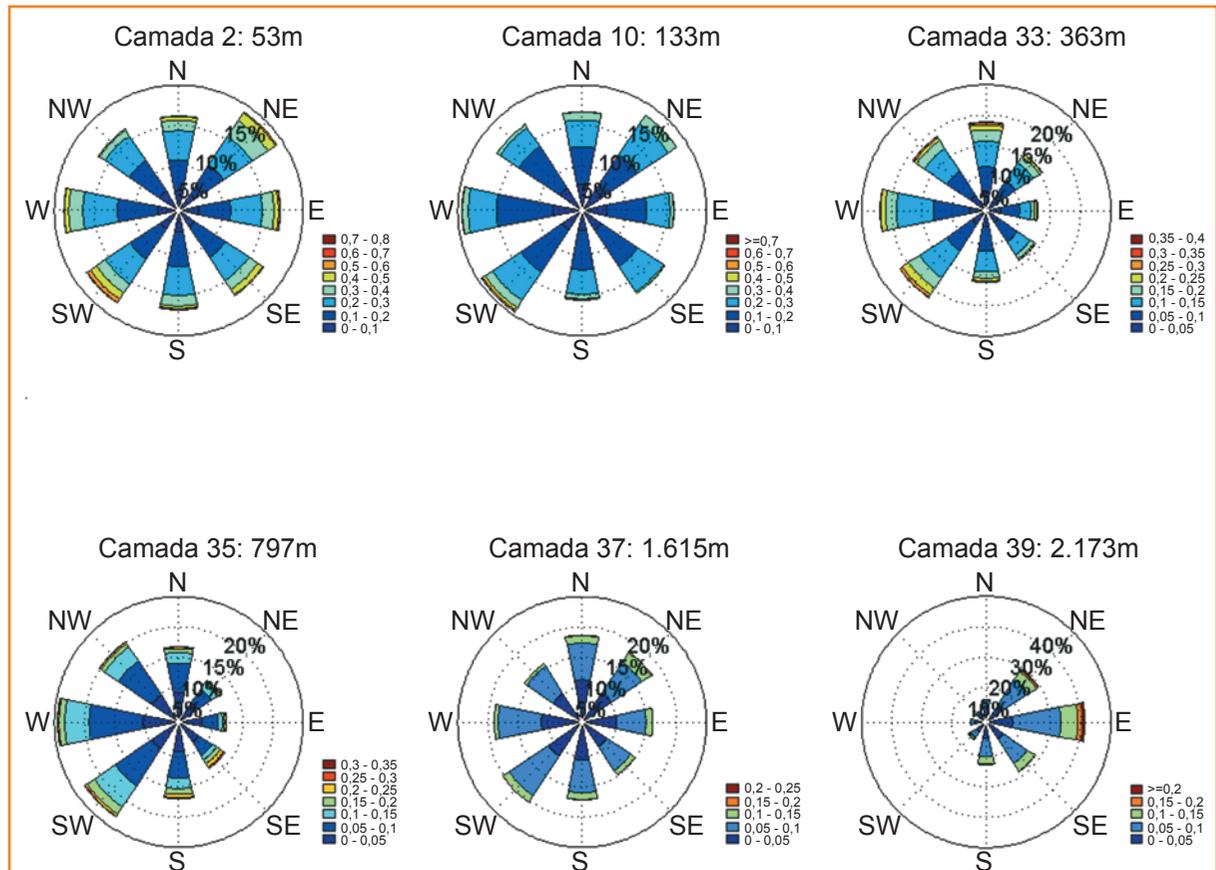


Figura 8

Gráficos polares de frequência por direção das correntes para diferentes níveis do Fundeio F2200. Período mar/2008 a abr/2010.

Figure 8

Polar graphs of frequency by direction of the currents for different levels of the F2200 mooring for the Mar/2008 to Apr/2010 period.



Da figura 7 depreende-se que a maior parte do sinal não filtrado é composta pelo sinal de baixa frequência, principalmente até a camada 34 (393m, não mostrada). As camadas mais profundas demonstram a relativa diminuição do sinal de baixa frequência e o relativo aumento do sinal de alta frequência.

Além de variar a magnitude na vertical, as correntes também demonstram grande variabilidade direcional. Observa-se na figura 8 que não existe uma direção predominante dentro da faixa dos primeiros 130m de coluna d'água. As ocorrências nas direções sudoeste e nordeste se destacam como provável contribuição dos meandros da CB e da passagem de vórtices ciclônicos e anticiclônicos. Conforme nos aproximamos do nível 400m, observamos que há uma variação no padrão, predominando as direções para oeste e que se tornam mais drásticas até o nível 800m. Mais ao fundo, em 1.600m, voltamos a não ter predominância direcional, para depois, já na camada limite de fundo, observarmos uma predominância das correntes para leste.

Apesar de todas essas observações em que conseguimos constatar a variabilidade vertical das correntes medidas no Polo Pré-Sal da Bacia de Santos, necessitamos quantificar esta variabilidade vertical do escoamento. E uma boa forma de fazê-lo é através da aplicação das funções ortogonais empíricas (EOFs), introduzidas na próxima seção.

modos estatísticos de estrutura vertical

A técnica estatística de modos normais por EOF é amplamente empregada na ciência oceanográfica, pois permite a análise de variabilidade vertical das correntes com base em séries de tempo medidas em diferentes níveis verticais. Na indústria do petróleo é comumente usada para o desenvolvimento de parâmetros de projeto de engenharia em unidades de produção no mar (Forristal e Cooper, 1997; Jeans e Feld, 2001; Lima *et al.*, 2009). Os modos normais EOF são estatisticamente independentes, ou seja, não são correlacionáveis entre si. Além disso, os modos dependem da resolução vertical das observações (quantidade de níveis do fundeio), da extensão temporal e da localidade geográfica onde foram medidas as séries. Esses modos, embora determinados empiricamente, isto é, estatisticamente a partir dos dados, são funções que explicam os padrões de variabilidade com "pesos" diferentes. Eles explicam determinadas porções da variância das várias séries que compõem

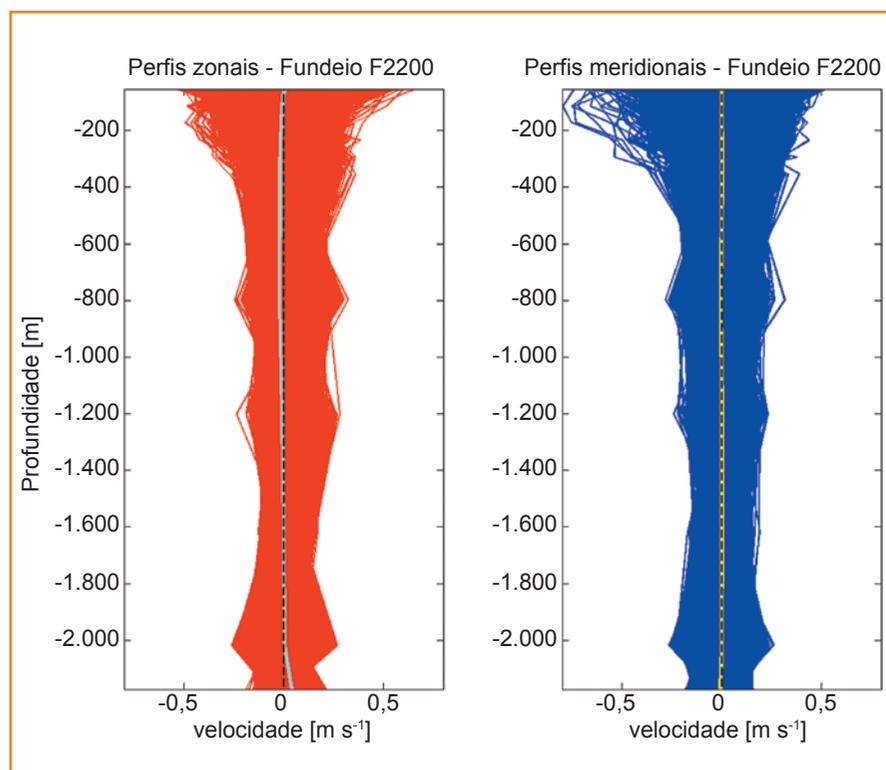


Figura 9
Dois anos (mar/2008 a abr/2010) de séries em perfis da componente zonal (meridional) das correntes no painel esquerdo (direito) para 39 níveis do Fundeio F2200. A linha tracejada indica zero. Em ciano (amarelo) é mostrado o perfil médio da componente de velocidade zonal (meridional).

Figure 9
Two years of current data profiles (Mar/2008 to Apr/2010 period) for zonal (meridional) velocity component in the left (right) panel for 39 vertical data levels of the F2200 mooring. The dashed black line is zero. The cyan (yellow) line is the vertical mean zonal (meridional) velocity component profile.

o fundeio e que possuem determinadas assinaturas. Estas assinaturas podem estar relacionadas a processos físicos dinâmicos. Em geral, especula-se que os dois (ou três) primeiros modos sejam suficientes para representar a evolução das correntes em um sistema de contorno oeste. Detalhes da técnica podem ser consultados em Belo (2011).

Para a análise de EOF é necessário que as séries estejam completas e sem buracos. Assim, teremos os 34 níveis medidos pelo ADCP até 400m de profundidade, e mais cinco níveis de correntógrafos, totalizando 39 níveis. O último nível é o de 2.173m. A figura 9 mostra a sobreposição dos perfis médios na totalidade dos perfis medidos para cada componente de velocidade zonal e meridional. Observamos que os máximos superficiais de velocidade de corrente ficam entre $-0,8\text{ m s}^{-1}$ e $0,6\text{ m s}^{-1}$.

Os perfis médios indicam padrão baroclínico na coluna d'água na região do Campo de Lula. Observa-se que as velocidades médias são muito baixas, próximas de zero, principalmente a componente meridional, que é uma ordem de grandeza menor que a componente zonal, fato que confirma a forte variabilidade direcional em toda a coluna d'água na área de estudo. Observamos na figura 9 uma faixa de grande variabilidade dos perfis nos primeiros 400m devido à forte resolução vertical do ADCP com seus 34 níveis. As componentes,

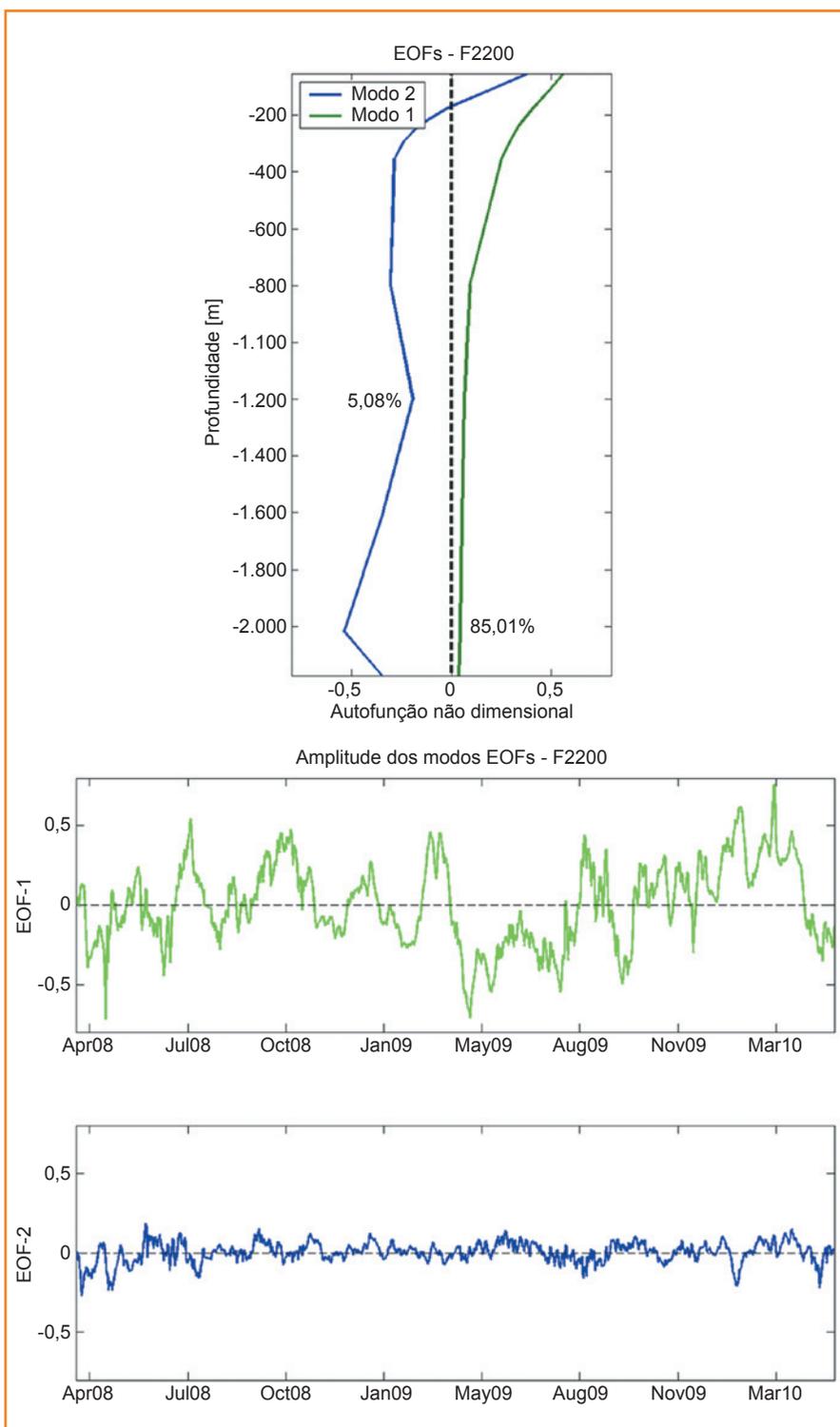


Figura 10 - EOF-1 (verde), EOF-2 (azul) do sinal de baixa frequência para 11 níveis do Fundeio F2200. Painel superior: perfis EOFs do desvio da Função de Corrente Observada (ψ). Painéis central e inferior: suas respectivas séries de amplitude, somente relativas à componente zonal de velocidade.

Figure 10 - EOF-1 (green) and EOF-2 (blue) computed based on the low-pass signal for 11 vertical levels of the F2200 current data. The upper panel shows the Observed Stream Function deviation (ψ) EOFs profiles. The inner and lower panels show their respective amplitude series related only to the zonal velocity component.

ambas predominantemente negativas, indicam que o sentido médio do escoamento da coluna d'água se dá para sudoeste, consistente com o sentido de circulação na borda oeste do GSAS e com a propagação das ondas de vorticidade conhecidas na região (Godoi, 2005; Mattos, 2006).

Se considerarmos que o fluxo é não divergente na região do F2200, nos permitimos montar a matriz de entrada para a análise de EOF com o desvio da média das componentes zonal e meridional juntas, e computarmos simultaneamente a variabilidade de ambas, com a finalidade de calcular a EOF de uma função de corrente observada (ψ_i), esta abordagem resultará em padrões verticais e em séries de amplitude que contêm a variabilidade de ambas as componentes. Porém, a série de amplitude resultante terá o dobro do tamanho da série da componente de velocidade. A primeira parte da série de amplitude refere-se à primeira componente de velocidade computada na montagem da matriz de entrada, ou seja, à componente zonal; respectivamente ocorre a segunda. Assim sendo, a relação $\psi_i(z,t) = \sum B_i(t)F_i(z)$ é introduzida, onde ψ_i é o desvio da Função de Corrente Observada (ou seja, removemos o valor médio das séries medidas); $B_i(t)$ é a i-ésima função amplitude temporal do i-ésimo modo EOF (ou autofunção) de estrutura vertical $F_i(z)$.

Suspeitamos que a grande resolução vertical do ADCP com 34 níveis pudesse implicar um mascaramento dos modos EOFs que melhor poderiam representar a variabilidade da coluna d'água, e não somente os primeiros 400m. Decidimos degradar a resolução vertical do fundeio e testar com apenas seis camadas do ADCP, que, somadas aos outros cinco níveis, resultaram em 11 níveis para a análise de EOF. Além disso, usamos a série filtrada de 40-h, de baixa frequência, apresentada na seção anterior, para eliminar o efeito dos processos suprainerciais na análise. Uma avaliação estatística com base na média dos autovalores de 1.000 séries de Montecarlo, juntamente com a variância explicada dos autovalores das séries das componentes de velocidade, mostrou que o desvio padrão relativamente aos autovalores médios é de 0,4% da variância das séries. O teste evidencia que apenas a EOF-1 é estatisticamente significativa ao nível de 95% e que a mesma explica sozinha 85% da variabilidade vertical. Esta simplificação é extremamente relevante na indústria do petróleo, pois reduz a complexidade do problema para o técnico encarregado da geração dos perfis de projeto

para as correntes marinhas. Caso aceitemos o limite inferior do envelope de dois desvios padrão no teste de Montecarlo, teremos dois EOFs explicando juntos 90% da variabilidade vertical.

O ganho para a indústria de petróleo, neste caso, seria a melhor representação vertical dos perfis de projeto, que poderiam contemplar situações de maior variabilidade vertical superficial e subsuperficial, em níveis subpicnoclínicos. Fato relevante para os projetistas de *risers* e linhas de ancoragem das plataformas. A figura 10 apresenta os dois modos estatísticos, com 11 níveis. Observa-se que o modo EOF-2 contempla a variabilidade na coluna d'água em níveis subpicnoclínicos e próximo à camada limite de fundo, embora não seja estatisticamente significativo como o modo EOF-1.

Da figura 10 se observa que, na locação de Lula (ex-Tupi) na Bacia de Santos, 85% da variabilidade vertical e da magnitude das correntes estão concentrados nos primeiros 600m de coluna d'água, com destaque para os primeiros 200m – o que é bastante razoável com a base do jato da CB na Bacia de Santos, que está entre 500m e 700m de profundidade, e é compatível com a extensão vertical das feições vorticiais observadas na região. Por outro lado, o segundo modo mostra que 5% da variabilidade vertical têm como característica o ponto de inversão em 200m de LDA e um padrão com dupla inflexão em profundidade. Possivelmente, associado a uma circulação em níveis intermediários e profundos, relativamente distante do contorno oeste e sobre uma região relativamente plana (o Platô de São Paulo). Outra possibilidade é que este segundo modo EOF reflita as variações de estratificação da coluna d'água.

modos dinâmicos de estrutura vertical

Nesta seção, vamos estimar a estrutura vertical dinâmica na região do Polo Pré-Sal da Bacia de Santos com base na quase-geostrofia. Serão utilizados os perfis médios de temperatura e salinidade da água do mar dos cruzeiros CERES (fig. 4), os quais são usados para obter os perfis de frequência de empuxo (ou de Brünt-Vaisälä – N^2). Estes perfis possuem resolução de 2m e são limitados à extensão vertical de 2.100m, espessura que representa bem nossa região sobre o Platô de São Paulo. Ou seja, foram utilizadas apenas as estações hidrográficas distantes de regiões costeiras e suficientemente distantes das variações topográficas de fundo, mantendo uma espessura de coluna d'água constante.

Os perfis N^2 representam uma medida da estabilidade estática da coluna d'água (ou estratificação), onde as diferenças de densidade induzidas pela força de empuxo geram oscilações. Eles são úteis tanto na avaliação da instabilidade gravitacional como para inferência da estrutura dinâmica. Normalmente, estes perfis N^2 são muito ruidosos. É comum o uso de polinômios no alisamento do perfil, porém, sendo de alta ordem, embutem frequências indesejadas. A solução é utilizar o Log de N^2 para esta tarefa. Aqui, nós usamos adicionalmente um filtro de convolução (Hanning) de 21 pontos para seu alisamento. Com base em N^2 , calculamos os modos normais dinâmicos (também chamados de modos geostróficos) e os raios de deformação internos (ou baroclínicos). Os raios de deformação baroclínicos expressam a escala horizontal mínima na qual ocorre o ajustamento geostrófico, em reação a uma perturbação ou desvio do estado básico do escoamento.

Na obtenção dos modos dinâmicos, seguimos Silveira *et al.* (2000b), onde foram consideradas as aproximações invíscida, hidrostática e linearizada das equações de Boussinesq, no plano f . De acordo com esses autores, a interpretação do significado dos modos dinâmicos consiste em que os perfis verticais podem ser expandidos em séries tipo Fourier. Nesta expansão as bases ortonormais da série são autovetores do problema dinâmico de Sturm-Liouville, resultante da separação de variáveis da equação de conservação de vorticidade potencial quase-geostrófica (q). Os modos dinâmicos são então obtidos, assumindo separação de variáveis tais como $\psi_{(x,y,z,t)} = \sum P_i(x,y,t)F_i(z)$, onde $F_i(z)$ é o i -ésimo modo de estrutura vertical (autovetor) e $P_i(x,y)$ representa sua amplitude em determinada localidade. Desta forma, chegamos ao problema de autovalor onde os modos dinâmicos são dados por

$$\frac{d}{dz} \frac{1}{N^2(z)} \frac{dF_i(z)}{dz} + \lambda_i F_i(z) = 0.$$

Mais detalhes são encontrados em Belo (2011).

A inspeção dessa equação indica que $F_i(z)$ é funcional dos perfis N^2 . Como estes perfis mostram estratificação na região de estudo na Bacia de Santos, a solução deste sistema é realizada numericamente. Vale lembrar que os modos que iremos obter para a nossa área de estudo explicam a variabilidade vertical da coluna d'água, relacionada à estruturação dinâmica especificamente para esta região do oceano. Os modos dinâmicos que vamos obter são, portanto, modos de estrutura vertical da

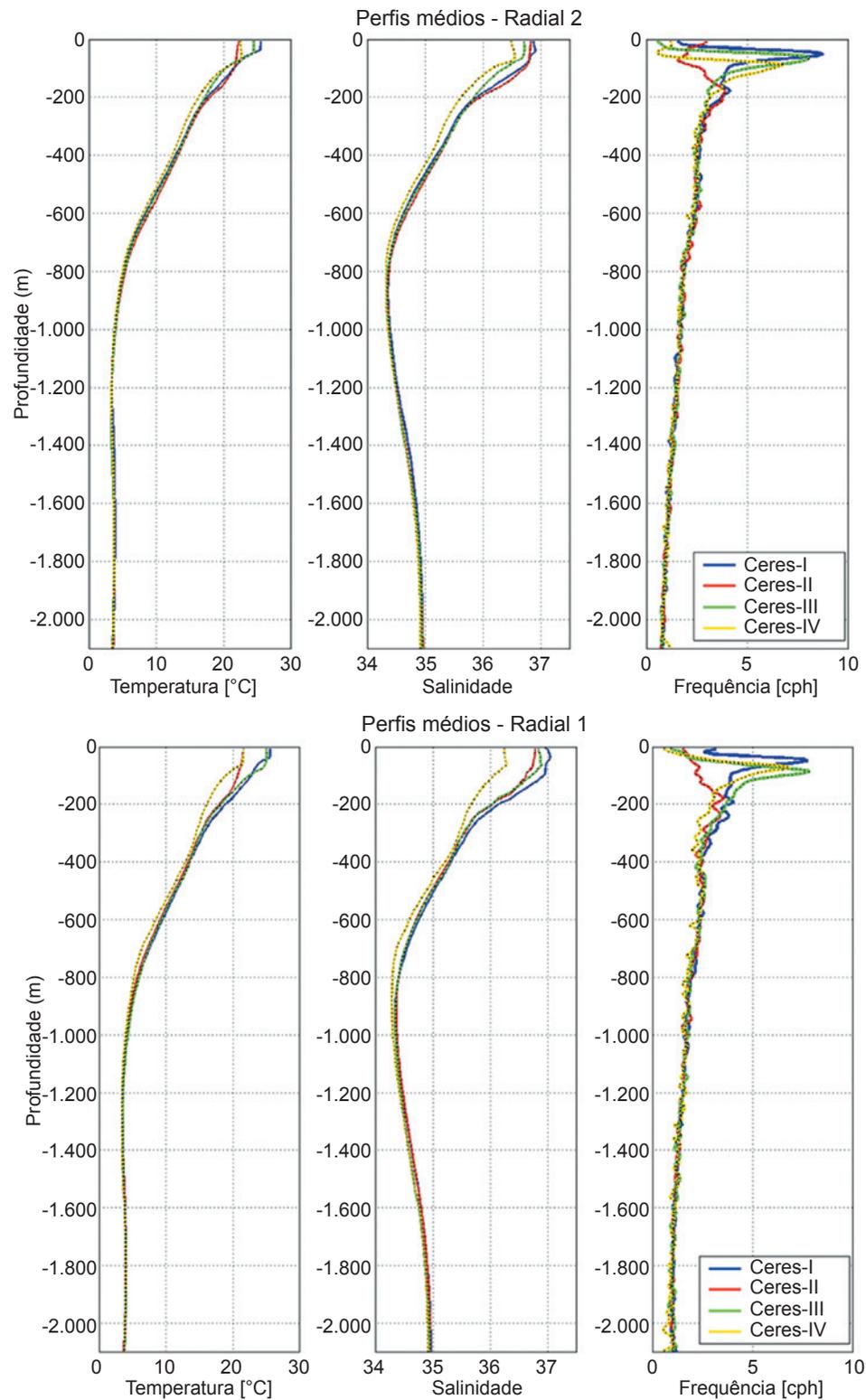


Figura 11 - Perfis médios de temperatura, salinidade e da frequência de estratificação [cph] da água do mar dos cruzeiros CERES. Painel superior Radial 2 – Cabo Frio. Painel inferior Radial 1 – Ilha Bela.

Figure 11 - Mean Temperature, Salinity and Buoyancy (stratification) frequency [cph] seawater profiles from CERES cruises. Upper panel: Transect 2 – Cabo Frio. Lower panel: Transect 1 – Ilha Bela.

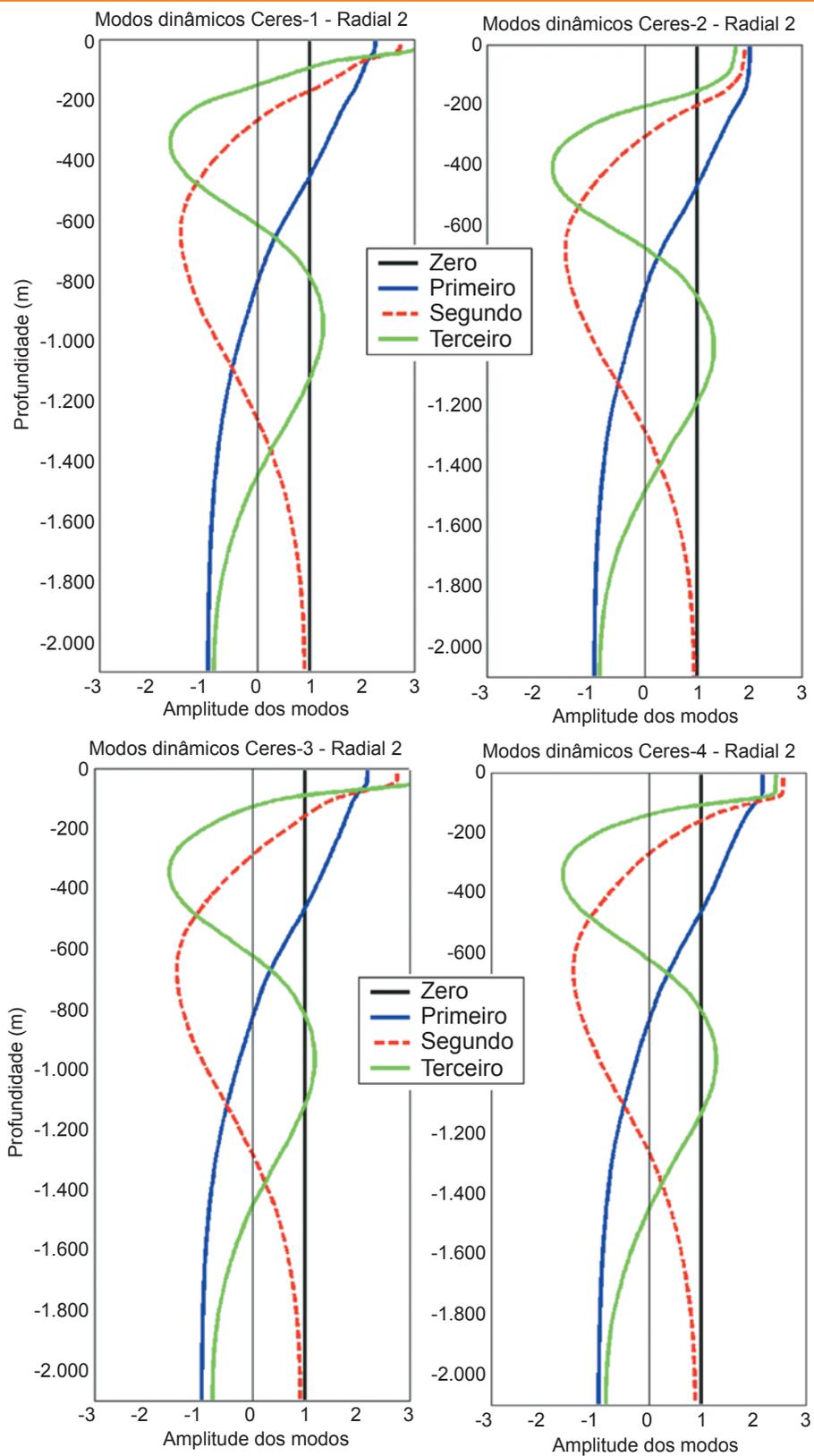


Figura 12 - Estrutura vertical dos modos normais (dinâmicos) de estratificação dos cruzeiros CERES para a Radial (2) Cabo Frio.

Figure 12 - The vertical structure of the Stratification (Dynamic) Orthogonal Modes from CERES cruises for Transect (2) Cabo Frio.

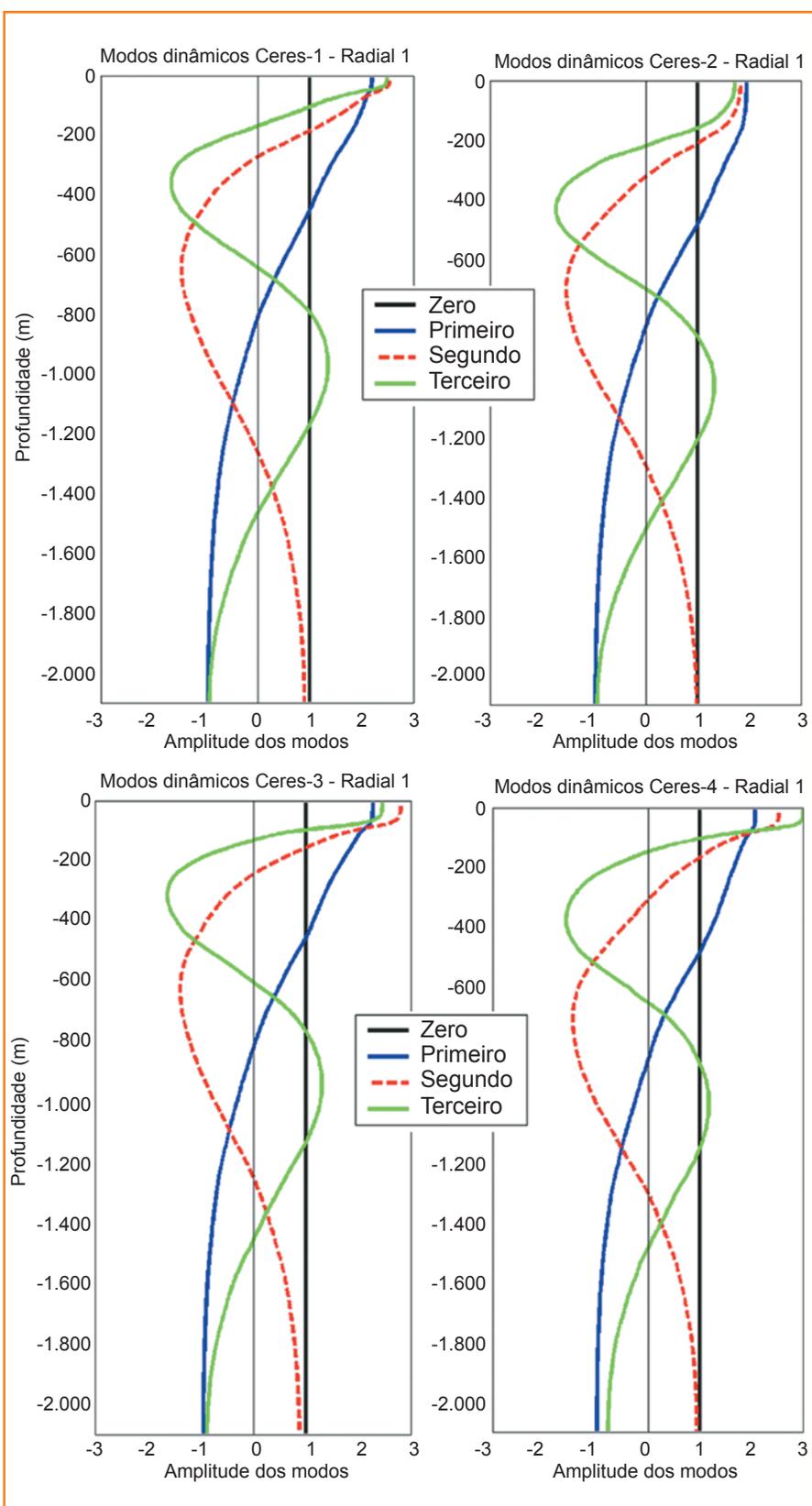


Figura 13 - Estrutura vertical dos modos normais (dinâmicos) de estratificação dos cruzeiros CERES para a Radial (1) Ilha Bela.

Figure 13 - The vertical structure of the Stratification (Dynamical) Orthogonal Modes from CERES cruises for Transect (1) Ilha Bela.

dinâmica do sistema no Pré-Sal da Bacia de Santos. Utilizamos como valor central de latitude 25,5°S; e H de 2.100m. Encontramos os três primeiros raios de deformação internos na área de estudo com os valores de 33,8km, 17km e 11,8km, respectivamente. Estes são comparáveis com os valores obtidos por Houry *et al.* (1987) para esta mesma região entre 20-30°S e 45-40°W, que ficaram entre 25,8-34,4km, e 12,8-17,1km, respectivamente para o primeiro e segundo raios de deformação internos.

A figura 11 apresenta os perfis médios de temperatura, salinidade e N^2 para as Radiais 2 (Cabo Frio) e 1 (Ilha Bela) dos quatro cruzeiros CERES.

Observamos que a estratificação na Radial Cabo Frio apresenta os gradientes mais importantes, sempre pouco maiores que na Radial Ilha Bela. Em ambas as radiais, estes gradientes estão abrigados nos primeiros 200m. Os padrões verticais de N^2 possuem similaridade. A exceção fica por conta da primavera (CERES-II), onde os gradientes mais notáveis (ainda que relativamente menores que nos outros cruzeiros) ficaram concentrados em 180-220m. Observamos também que conseguimos capturar a sazonalidade na região. O verão (CERES-I) apresentou a maior frequência de estratificação na superfície, seguido, respectivamente, da primavera (CERES-II), outono (CERES-III) e inverno (CERES-IV), inclusive sendo bem próximo de zero na Radial Ilha Bela nestes últimos cruzeiros.

As figuras 12 e 13 mostram quatro dos seis modos dinâmicos obtidos com base nas medidas hidrográficas dos cruzeiros CERES. O modo zero é o modo barotrópico, e os demais, os baroclínicos. A sazonalidade na região exerce influência principalmente nos três primeiros modos baroclínicos, que se alternam em magnitude nos primeiros 200m. Estes refletem as variações da camada de mistura e dos gradientes dos perfis N^2 .

Uma vez que tenhamos decomposto a variabilidade vertical em seus principais modos (dinâmicos e estatísticos), é possível estimar a importância relativa dos modos dinâmicos para explicar o ajustamento geostrófico na região.

reconstituição modal dos perfis médios de velocidade

O oceano tende a concentrar energia nos primeiros modos dinâmicos (Flierl, 1978). No oceano

subtropical, geralmente, apenas dois modos dinâmicos respondem a esse ajustamento: o modo barotrópico e o primeiro modo baroclínico, ambos associados à termoclina permanente. Se o oceano tiver uma estrutura termohalina mais complexa – tal como ocorre no oceano tropical (Silveira *et al.*, 2000b) – outros modos baroclínicos passam a ser importantes. O modo barotrópico reproduz a estratificação mais simples, que é nenhuma. O primeiro modo baroclínico reproduz uma inversão de escoamento e assim por diante.

Nunca é demais lembrar que os modos são ortogonais, não correlacionáveis entre si. E, no caso dos modos baroclínicos, obedecem à condição de baroclinicidade, ou seja, o transporte integrado na vertical é zero. Na figura 14 apresentamos todos os seis modos dinâmicos calculados com base em todos os perfis de temperatura, salinidade e N^2 dos cruzeiros CERES.

Nosso propósito nesta seção, portanto, é obter um perfil médio, alisado e dinamicamente reconstituído com o menor número de modos possível e que tenha ajustamento vertical ao perfil médio (discretizado) observado com o F2200. Os dados do F2200 que utilizaremos são aqueles de apenas 11 níveis (degradamos a resolução vertical das medidas do ADCP) e sinal filtrado em 40-h. Para isso, utilizaremos a técnica de Interpolação Dinâmica desenvolvida por Silveira *et al.* (2008).

Nesta técnica, as amplitudes modais de cada componente são obtidas pela projeção do modo $F_i(z)$ nos perfis respectivos das componentes de velocidade do F2200. Detalhes desta técnica se encontram em Belo (2011).

A quantificação do quanto a recomposição modal do perfil de velocidade difere do perfil observado é obtida a partir do mérito estatístico da Raiz do Erro Médio Quadrático (REMQ) normalizado. A REMQ consiste no cálculo do desvio padrão percentual observado,

$$REMQ = \left\{ \left(\frac{1}{N} \right) \sum_{i=1}^N \left[\frac{(u_i, v_i - U_i, V_i)^2}{u_i, v_i} \right] \right\}^{1/2}.$$

Porém, optamos por apresentar o percentual de acerto (ou ajuste geostrófico) do perfil reconstituído, com base em $remq = (1 - REMQ) * 100\%$. A reconstituição modal foi realizada considerando dois, três, quatro e cinco modos dinâmicos. Os resultados são mostrados nas figuras 15 e 16.

Nossos resultados indicam que esta região de estudo na Baía de Santos apresenta estratificação complexa. Na reconstituição com apenas

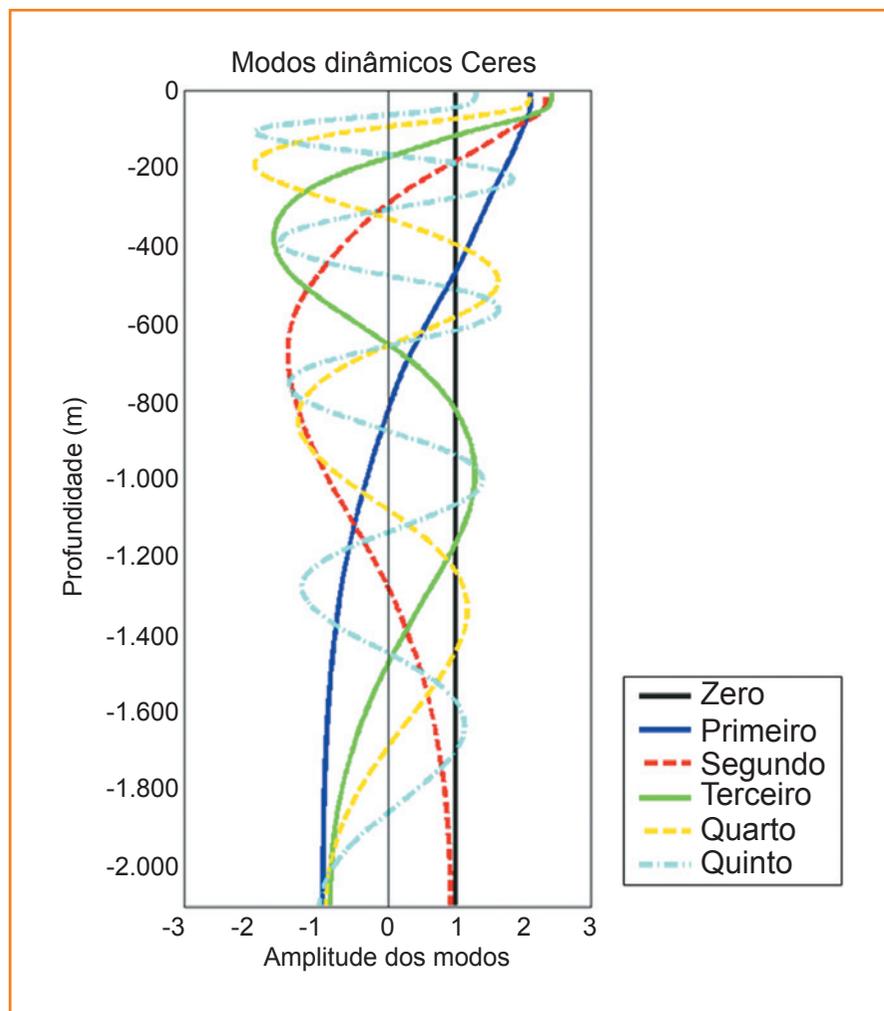


Figura 14
Estrutura vertical média dos seis primeiros modos normais (dinâmicos) de estratificação dos cruzeiros CERES.

Figure 14
The first six Stratification (Dynamical) Orthogonal Modes mean vertical structure from CERES cruises.

dois modos (barotrópico e primeiro baroclínico) o percentual de ajuste ficou em 30% e 53% para as componentes zonal e meridional, respectivamente. Porém, ao computarmos o segundo modo baroclínico aos modos barotrópico e primeiro baroclínico, houve expressivo ajuste nos perfis, principalmente na componente zonal, que chegou a 83%, enquanto a meridional foi de 64%. À medida que computamos os demais modos, percebemos que não houve melhora substancial no ajuste. Computando os seis modos (não mostrado), alcançamos ajustes de 87% e 60% para as componentes, respectivamente. Consideramos que estes resultados se devem aos baixos valores dos perfis médios das componentes de velocidade.

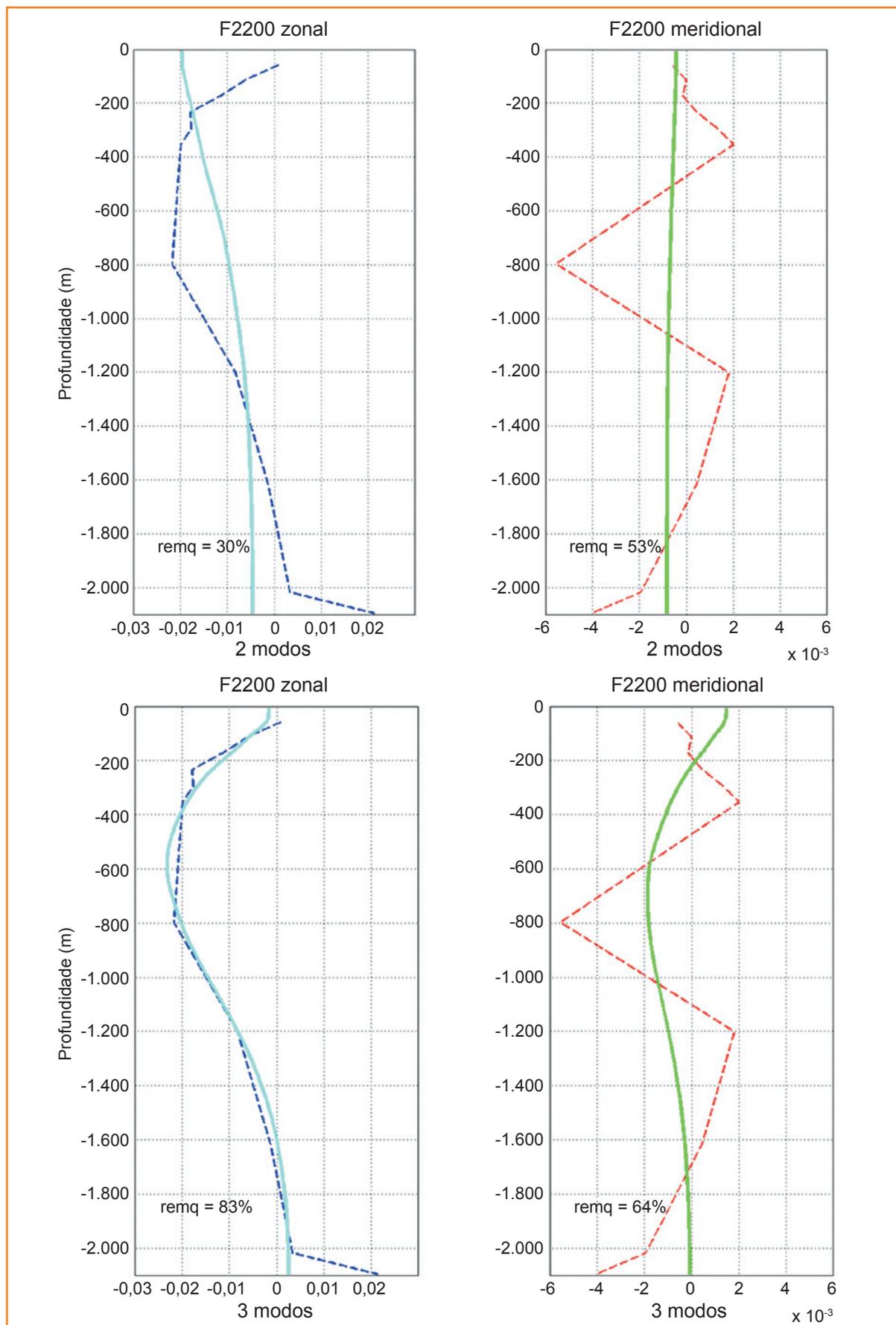
Por outro lado, o perfil vertical do automodo empírico dominante (EOF-1) sugere que a estrutura vertical seja mais simples. Desta forma, vale confrontar a estrutura modal dinâmica com a estrutura modal estatística nesta região, o que faremos na próxima seção.

Figura 15

Estrutura vertical da reconstituição modal das componentes de velocidade do F2200, com base em dois (três) modos normais dinâmicos dos cruzeiros CERES, painel superior (inferior).

Figure 15

The vertical structure of the modal velocity component of F2200 reconstitution based on 2 (3) Dynamical Orthogonal Modes of CERES cruises in upper (lower) panel.



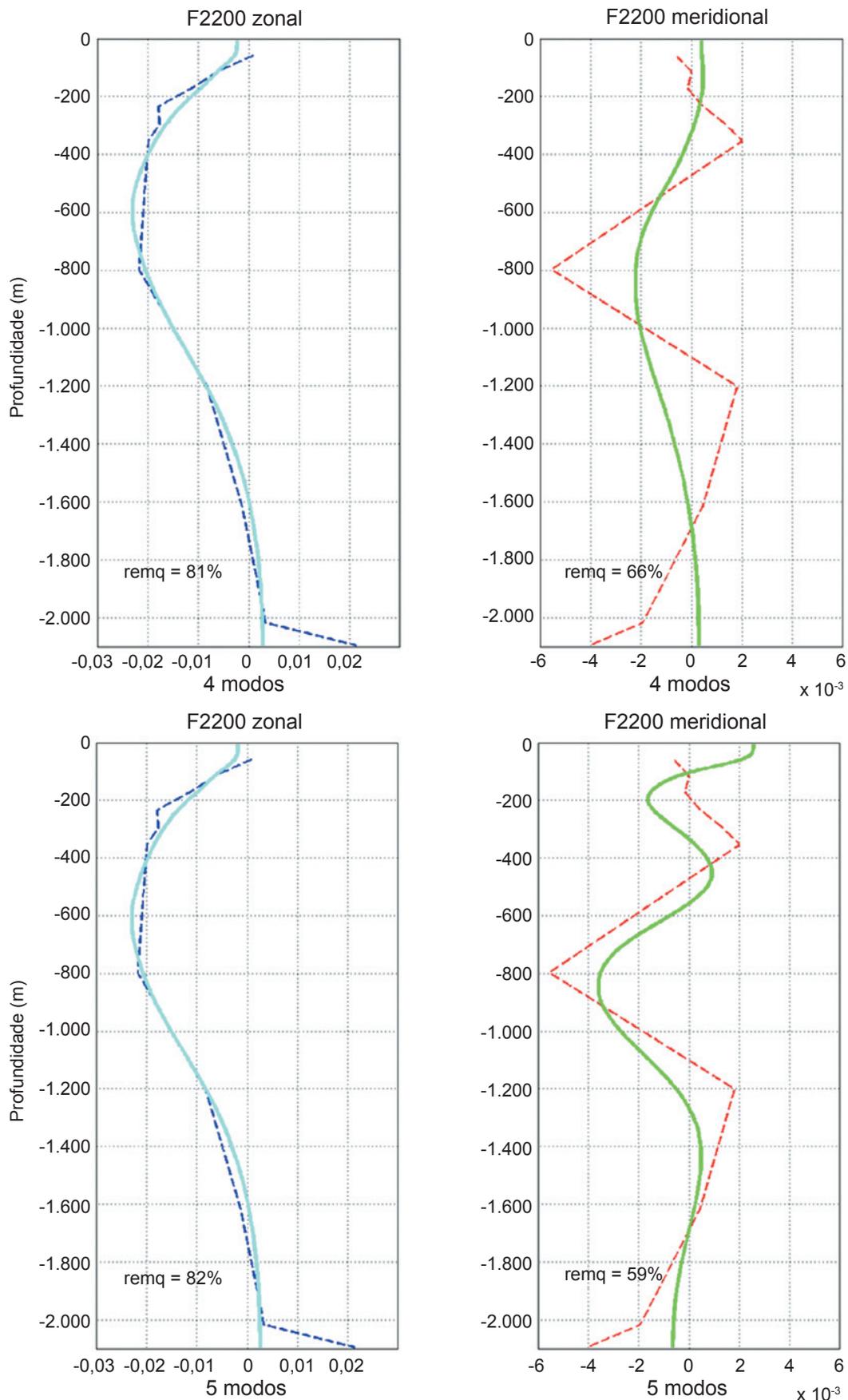


Figura 16
Estrutura vertical da reconstituição modal das componentes de velocidade do F2200, com base em quatro (cinco) modos normais dinâmicos dos cruzeiros CERES, painel superior (inferior).

Figure 16
The vertical structure of the modal velocity component of F2200 reconstitution based on 4 (5) Dynamical Orthogonal Modes of CERES cruises in upper (lower) panel.

reconstituição modal dinâmica do modo EOF-1

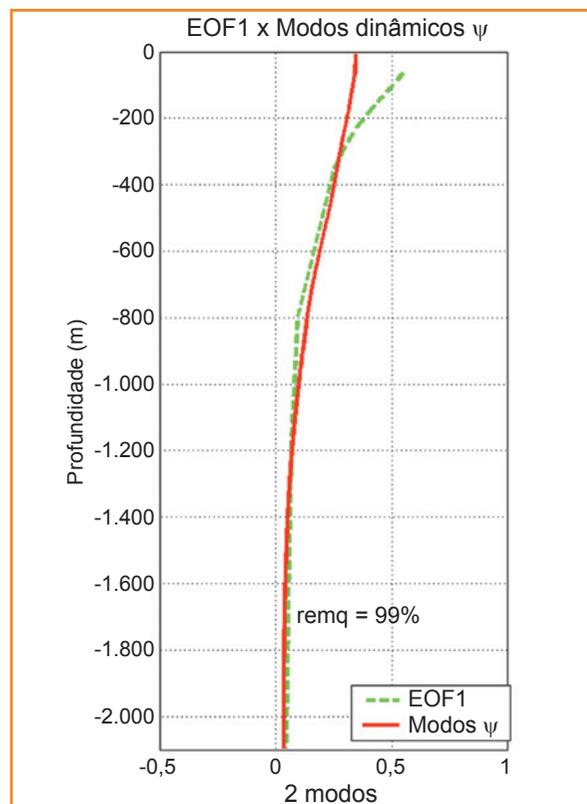
Adotamos nesta seção, para a reconstituição vertical dinâmica do modo EOF-1, o mesmo procedimento metodológico descrito na seção anterior para a projeção dinâmica sobre os perfis de velocidade de Silveira *et al.* (2008). Na reconstituição com dois modos (barotrópico e primeiro baroclínico), apresentada na figura 17, o percentual de ajuste ficou em 99%. O resultado obtido não deixa dúvida de que a variabilidade vertical é dominada pelo primeiro modo baroclínico.

sumário e conclusões

Um sistema de escoamentos verticalmente estratificado e plenamente influenciado por feições vorticiais é o cenário encontrado na borda oeste do Oceano Atlântico Sul entre 20-40°S. Neste trabalho investigamos como é a variabilidade vertical do oceano na região do Pré-Sal da Bacia de Santos com base em dois anos de séries de correntes marinhas medidas em fundeio oceanográfico, e também a partir de dados

Figura 17
Estrutura vertical da reconstituição do modo EOF-1, com base em dois modos normais dinâmicos dos cruzeiros CERES.

Figure 17
The vertical structure of the modal EOF-1 reconstitution based on 2 Dynamical Orthogonal Modes of CERES cruises.



hidrográficos de temperatura e salinidade da água do mar repetidos por quatro cruzeiros oceanográficos.

Encontramos que a variabilidade vertical na área de estudo é 85% explicada estatisticamente pelo primeiro modo EOF, onde a maior parte dessa variabilidade está nos primeiros 400-600m, sem direção predominante, e é essencialmente baroclínica em primeiro modo. Este modo é estatisticamente significativo ao nível de 95% tanto para as componentes zonal e meridional de velocidade quanto para a Função de Corrente Observada (ψ). O modo EOF-2 não é estatisticamente significativo. Por outro lado, o ajuste geostrófico sobre as componentes médias dos perfis de velocidade, que são de baixa magnitude ($0,1-0,2\text{ms}^{-1}$), indica que a estrutura vertical é majoritariamente de segundo modo baroclínico ao nível de 83 (64)% para o perfil médio zonal (meridional). A coluna d'água na região do Polo Pré-Sal da Bacia de Santos apresentou importante estratificação sazonal, sendo maior na sua porção norte que na parte central da bacia. Esta variabilidade sazonal se refletiu principalmente nos três primeiros modos baroclínicos dinâmicos, onde os gradientes mais importantes estão abrigados nos primeiros 200m. O cenário de verão apresentou a maior estratificação, embora estivesse presente a mais espessa camada de mistura. O cenário de primavera foi mais coerente e apresentou fraca estratificação, com camada de mistura similar à do verão. Nos cenários de outono e inverno, a estratificação ocorre associada com camadas de mistura mais estritas.

Assim, a circulação oceânica na região do Pré-Sal da Bacia de Santos, caracterizada por escoamentos médios relativamente fracos, é dominada por vórtices cujo ajustamento geostrófico é amplamente dominado pelo primeiro modo baroclínico. Ressaltamos que nossa área de estudo está distante dos jatos da CB-CCI que escoam paralelamente à geometria da quebra da plataforma, em uma região de grande variabilidade direcional do escoamento sobre o Platô de São Paulo. Estas características definem o padrão de variabilidade vertical dos escoamentos oceânicos no Pré-Sal da Bacia de Santos. O conhecimento deste padrão, portanto, permite melhorar a representação vertical dos perfis de correntes marinhas para projetos de engenharia.

agradecimentos

Agradecemos aos colegas Renato O. Kowmann, José Antonio M. Lima e Waldemar Tavares Junior por

suas colaborações e sugestões a este trabalho. Somos gratos ainda à Gerência de Engenharia (IEPT/EEPTM/GEO) e à Gerência de Tecnologia em Engenharia Oceânica (Cenpes/PDEP/TEO) pelo fornecimento, e autorização de uso, de dados proprietários como suporte parcial no doutoramento do primeiro autor.

referências bibliográficas

BELO, W. C. **A recirculação interna do Giro Subtropical do Atlântico Sul e a circulação oceânica na região do Pólo Pré-sal da Baía de Santos**. 2011. 378 f. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

BÖEBEL, O.; DAVIS, R. E.; OLLITRAUT, M.; PETERSON, R. G.; RICHARD, P. L.; SCHIMID, C.; ZENK, W. The intermediate depth circulation of the Western South Atlantic. **Geophysical Research Letters**, Washington, v. 26, n. 21, p. 3329-3332, Nov. 1999.

CALADO, L.; SILVEIRA, I. C. A.; GANGOPADHYAY, A.; CASTRO, B. M. Eddy-induced upwelling off Cape São Tomé (22° S, Brazil). **Continental Shelf Research**, Oxford, v. 30, n.10-11, p. 1181-1188, June 2010.

EVANS, D. L.; SIGNORINI, S. R. Vertical structure of the Brazil Current. **Nature**, London, v. 315, p. 48-50, May 1985.

FLIERL, G. R. Models of vertical structure and calibration of two-layer models. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, Amsterdam, v. 2, n. 4, p. 341-381, Aug. 1978.

FORRISTAL, G. Z.; COOPER, K. C. Design profiles using empirical orthogonal function (EOF) and inverse FORM methods. In: ANNUAL OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE, 29., 1997, Houston. **Proceedings...** Houston: Offshore Technology Conference, 1997. p. 11-21, OTC 8267.

GARFIELD, N. **The Brazil Current at subtropical latitudes**. 1990. 122 f. Tese (Doutorado) – University of Rhode Island, Kingston, 1990.

GODOI, S. S. **Dinâmica quase-geostrófica do sistema Corrente do Brasil no embaiamento de São Paulo (23,5-27° S)**. 2005. 133 f. Tese

(Doutorado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

GORDON, A. L.; GREENGROVE, C. L. Geostrophic circulation of the Brazil–Falkland confluence. **Deep-Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers**, Oxford, v. 33, n. 5, p. 573-585, May 1986.

HOURY, S.; DOMBROWSKY, E.; DE MEY, P.; MINSTER, J. F. Brunt-Väisälä frequency and rossby radii in the South Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, Boston, v. 17, n. 10, p. 1619-1626, Oct. 1987.

JEANS, R. G.; FELD, G. A method for deriving extreme current profiles to support design of deep water drilling risers. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON OFFSHORE MECHANICS AND ARTIC ENGINEERING, 20., 2001, Rio de Janeiro. **Proceedings...** Rio de Janeiro: ASME, 2001. p. 1-12, OMAE01/OFT-1181.

LIMA, J. A. M.; RIBEIRO, E. O.; CECCOPIERI, W.; MATHESON, G. G. Directional extreme current profiles based on complex Empirical Orthogonal Functions (C-EOF) for offshore design. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON OCEAN, OFFSHORE AND ARCTIC ENGINEERING, 28., 2009, Honolulu. **Proceedings...** Honolulu: ASME, 2009. OMAE2009-79467.

MASCARENHAS, A. S.; MIRANDA, L. B.; ROCK, N. J. A study of oceanographic conditions in the region of Cabo Frio. In: COSTLOW JR., J. D. **Fertility in the Sea**. New York: Gordon & Breach, 1971. p. 285-308. v. 1,

MATTOS, R. A. **Feições de meso e grande escalas da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro**. 2006. 126 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

MÉMERY, L.; ARHAN, M.; ALVAREZ-SALGADO, X. A.; MESSIAS, M. J.; MERCIER, H.; CASTRO, C. G.; RIOS, A. F. The water masses along the western boundary of the south and equatorial atlantic. **Progress in Oceanography**, Oxford, v. 47, n. 1, p. 69-98, Oct. 2000.

MÜLLER, T. J.; IKEDA, Y.; ZANGENBERG, N.; NONNATO, L. V. Direct measurements of western boundary currents off Brazil between 20°S and 28°S. **Journal of Geophysical Research**, Richmond, v. 103, n. C3, p. 5429-5437, Mar. 1998.

SCHMID, C.; SIEDLER, G.; ZENK, W. Dynamics of intermediate water circulation in the subtropical South Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, Boston, v. 30, p. 3191-3211, Dec. 2000.

SIGNORINI, S. R. On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. **Deep-Sea Research**, Oxford, v. 25, n. 5, p. 481-490, May 1978.

SILVEIRA, I. C. A.; SCHMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S.; IKEDA, Y. A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. **Revista Brasileira de Oceanografia**, São Paulo, v. 48, n. 2, p. 171-183, 2000a.

SILVEIRA, I. C. A.; BROWN, W. S.; FLIERL, G. R. Dynamics of the North Brazil Current retroflection from the WESTRAX observations. **Journal of Geophysical Research**, Richmond, v. 105, n. C12, p. 28.559-28.583, 2000b.

SILVEIRA, I. C. A.; CALADO, L.; CASTRO, B. M.; CIRANO, M.; LIMA, J. A. M.; MASCARENHAS, A. S. On the baroclinic structure of the Brazil-Current – intermediate western boundary current system at 22°-23°S. **Geophysical Research Letters**, Washington, v. 31, n. 14, July 2004.

SILVEIRA, I. C. A. **O sistema corrente do Brasil na Baía de Campos, RJ**. 2006. 160 f. Tese de Livre Docência – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

SILVEIRA, I. C. A.; LIMA, J. A. M.; SCHMIDT, A. C. K.; CECCOPIERI, W.; SARTORI, A.; FRANCISCO, C. P. F.; FONTES, R. C. F. Is the Meander Growth in the Brazil Current System off southeast Brazil due to baroclinic instability? **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, Amsterdam, v. 45, n. 3-4, p. 187-207, Aug. 2008.

SOUTELINO, R. G. **A origem da corrente do Brasil**. 2008. 101 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

SOUTELINO, R. G.; SILVEIRA, I. C. A.; GANGOPADHYAY, A.; MIRANDA, J. A. Is the Brazil Current eddy-dominated to the north of 20°S? **Geophysical Research Letters**, Washington, v. 38, n. 3, Feb. 2011.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, Richmond, v. 104, n. C9, p. 20863-20883, Sept. 1999.

WOODS HOLE GROUP. **Data qualification for Santos Basin**. East Falmouth: Woods Hole Group, 2009. Relatório Técnico. EEPTM/GEO I-RL-3A26.00-1000-931-TDO-004

ZEMBA, J. C. **The structure and transport of the Brazil Current between 27° and 36° South**. 1991. 160 f. Tese (Doutorado) – Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, Massachusetts, 1991.

bibliografia

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

webgrafia

JOHNSON, D. R.; BOYER, T. P.; GARCIA, H. E.; LOCARMINI, R. A.; BARANOVA, O. K.; ZWENG, M. M. World Ocean Database 2009 Documentation. Edited by Sydney Levitus. **NODC Internal Report 20**, NOAA Printing Office, Silver Spring, MD. 175 p. Disponível em: <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD09/pr_wod09.html>. Acesso em: 2013.

expanded abstract

The Brazil Current (BC) flows southwestward as a vertically stratified and organized western boundary jet in the Brazilian shelf-break region ranging from the Vitória-Trindade Seamount Chain (CVT) at 20° S to the Brazil-Malvinas Confluence (CBM) region at 38-40° S. Along this distance, the southward BC's mass transport grows vertically. The upper ocean western boundary flow (~1000m) is characteristically baroclinic northward of 25°S and more barotropic southward of 30°S. Both domains show intense mesoscale activity due to the passage of eddies and meanders, superimposed upon oceanic large-scale recirculation features which influence the oceanic circulation in the Santos Basin Pre-salt cluster blocks area 300km off the coast. These features are characteristic on the South Atlantic western boundary currents system, which causes vertical inversions of the flows. This work aims to investigate the vertical variability of the ocean in the Lula (ex-Tupi) Field at Santos Basin and its relations with the eddy activity in the study area.

In order to accomplish our goal we used a 2-year current data series of an oceanographic mooring array (F2200) located at Lula Field. The objectives were to obtain the statistical orthogonal modes (empirical orthogonal functions - EOF's) and to quantify the vertical variability of the ocean flows in this area. Additionally, we examined the dynamical structure of the ocean mass based on the orthogonal quasi-geostrophic modes derived from four oceanographic cruises of the CERES Project (Belo, 2011) by using the repeated hydrography concept.

Our results showed that the great part of the vertical dispersion distribution of the flows measured by F2200 is concentrated in the upper 400-600 m water depth with no predominant direction. This pattern has a good vertical coherence in the upper 200 m of the water column where we also observed maximum surface current magnitude values between -0.8 and 0.6m s⁻¹. We removed the averaged signal of the data series to calculate the EOF's and applied a 40-h convolution filter to retain the subinertial component of the currents. Statistical tests based on the mean of 1000 Montecarlo series autovalues together with the variance of the velocities components series autovalues showed that their standard deviation is 0.4% of the series variance. It implies that only EOF-1 is 95% statistically

significant. And also, the local vertical variability is 85% explained solely by EOF-1.

Additionally, we aimed to estimate the vertical dynamic structure in the Santos Basin Pre-salt area by using a quasi-geostrophic approach. We used the mean profiles of sea water temperature and salinity measured by CERES Project in order to obtain the buoyancy frequency profiles (or Brünt-Vaisälä - N^2). These profiles have a 2-m vertical resolution and are limited to 2100m water depth that gives a good representation of the ocean over this São Paulo Plateau region. The N^2 profiles represent the static stability of the water column (or its stratification) where density differences generate oscillations. We used the Log N^2 profiles and a convolution Hanning filter to minimize the high frequency signal noise. Based on the N^2 profiles we computed the dynamical orthogonal modes (also known as geostrophic modes) and the inner deformation (or baroclinic) radii. The baroclinic deformation radius expresses the minimum horizontal scale in which the geostrophic adjustment occurs as a reaction to a perturbation of the basic state of the ocean. We followed Silveira et al. (2000b) and considered the inviscid, hydrostatic and linearized approximations of the Boussinesq equations in the f plane. According to Silveira et al. (2000b) we can interpret the dynamical modes as an expansion of a Fourier-like series. In this expansion the orthogonal data series are autovectors of the Sturm-Liouville dynamical problem that results from the separation variables of the potential vorticity quasi-geostrophic conservation equation (q). In our calculation we used as central latitude value 25.5°S and 2100m for H . We found the following inner deformation radii in the study area: 33.8, 17 and 11.8km. These are similar to those found by Houry et al. (1987) in the same region. Still, we observed strong gradients (stratification) in Cabo Frio Transect (Radial 2) always slightly superior to the Ilha Bela Transect (Radial 1). In both of them these gradients are restricted to the upper 200 m water depth.

So, once we have decomposed the vertical variability in its main vertical modes (statistical and dynamical) we could estimate the relative importance of the dynamical modes to explain the geostrophic adjustment in the study area. According to Flierl (1978) the oceans tend to concentrate energy in the first and/or second dynamical modes: the barotropic mode and the first baroclinic mode. Both of them associated to the permanent thermocline. If the ocean structures are more complex other modes will be as important as those mentioned above. The barotropic mode

signifies the simple stratification which is none (which means no stratification). The first baroclinic mode signifies one inversion of the flow, and so forth. We remind that the modes are themselves orthogonal and with no correlation. Also, the baroclinic modes obey the baroclinicity condition, which states that the vertical integrated transport is zero. Thus, our goal was to obtain a mean vertical velocity current profile, smoothed and dynamically reconstructed with the fewer possible modes and the best vertical geostrophic adjustment to the F2200 mean current velocity profiles. We used the subinertial 40-h low-pass signal from 11 levels of the F2200 mooring. We applied the dynamical filtering techniques following Silveira et al. (2008) where the mode amplitudes of

each component are obtained by the $F_i(z)$ mode projection over the velocity components mean profiles of the F2200 mooring.

As the main results of this work we found that the vertical variability of the ocean in the region is essentially of the 1st baroclinic mode. Great part of it occupies the first 400-600 m water depth, with no predominant direction. We also found remarkable seawater column seasonal stratification. Albeit of the relative weaker mean flows (0.1-0.2m s⁻¹), the study area is dominated by eddies which are geostrophically adjusted to the 1st baroclinic mode. Furthermore, the significant directional variability over the São Paulo Plateau occurs far away from the current jets that flow parallel to the continental shelf morphology.

autores



Wellington Ceccopieri Belo
Centro de Pesquisas da Petrobras (Cenpes)
P&D em Engenharia de Produção
Gerência de Tecnologia em Engenharia
Oceânica

wceccopieri@petrobras.com.br

Wellington Ceccopieri Belo possui graduação em Oceanografia pela Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) em 1999, mestrado em Geologia e Geofísica Marinha pela Universidade Federal Fluminense (UFF) em 2001 e doutorado em Oceanografia Física pela Universidade de São Paulo (USP) em 2011. Atua como oceanógrafo no Centro de Pesquisas da Petrobras (Cenpes) desde 2002. Tem experiência na área de Oceanografia, com ênfase nas linhas de Meteo-Oceanografia, Oceanografia Física (observacional com ênfase em dinâmica de mesoescala associada a correntes de contorno oeste) e Oceanografia Geológica (geomorfologia submarina e transporte de sedimentos não coesivos).



Ison Carlos Almeida da Silveira
Universidade de São Paulo (USP)
Instituto Oceanográfico
Laboratório de Dinâmica Oceânica

Ison.silveira@usp.br

Ison Carlos Almeida da Silveira possui graduação em Oceanografia pela Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) em 1984, mestrado em Oceanografia Física pela Universidade de São Paulo (USP) em 1990 e doutorado em Ciências da Terra (Oceanografia Física) pela University of New Hampshire em 1996. Tem pós-doutorado em Oceanografia Física pela University of Rhode Island (1996-1997). Atua como professor titular em Oceanografia Física no Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IOUSP) e é bolsista de Produtividade em Pesquisa do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) – nível 1D. Sua atuação principal é em dinâmica de mesoescala associada a correntes de contorno oeste, com ênfase em estudos de instabilidade geofísica e formação de vórtices. Desenvolve pesquisa em oceanografia dinâmica experimental, teórica e numérica.

