Márcio Katsumi Yamashita

Análise da influência vertical de ondas de Rossby longas no Atlântico Sul

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, Programa de Oceanografia Física.

Orientador: Prof. Dr. Paulo Simionatto
Polito

São Paulo

2012

Universidade de São Paulo

Instituto Oceanográfico

Análise da influência vertical de ondas de Rossby longas no Atlântico Sul

Márcio Katsumi Yamashita

Exemplar de versão corrigida

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, Programa de Oceanografia Física.

Julgada em 06 / 07 / 2012

Prof. Dr. Paulo Simionatto Polito

Conceito

Prof. Dr. Ricardo de Camargo

Conceito

Prof. Dr. Ilson Carlos de Almeida da Silveira

Conceito

Sumário

Resumo	ix
Abstract	x
1 Introdução	1
1.1 Hipótese Científica	8
2 Objetivo	8
2.1 Objetivos Específicos	8
3 Área de Estudo	10
4 Metodologia	12
4.1 Dados	12
4.1.1 Anomalia da altura da superfície livre do mar	12
4.1.2 <i>Surface Velocity Program</i>	16
4.1.3 Perfis verticais de temperatura e salinidade	20
4.1.4 Dados Climatológicos	24
4.2 Processamento de dados	26
4.2.1 Observação de ORLs em dados altimétricos	26
4.2.2 Caracterização horizontal das ORLs	29
4.2.3 Obtenção perfis <i>in situ</i> e inclusão de dados climatológicos	30
4.2.4 Processamento dos dados de SVP	31
4.2.5 Caracterização vertical das ORLs	32
5 Resultados e Discussões	35
5.1 Identificação de ORLs	35
5.2 Perfis Argo coincidentes com ORLs	39
5.3 Análise vertical da passagem de ORLs	41
5.4 Caracterização das ORLs	51
5.5 Dados de SVP filtrados	56
5.6 Caracterização dos dados de SVP filtrados	60

6	Conclusões	63
	Referências	67

Lista de Figuras

1	Apresentação da área de estudo sobre o mapa de elevação ETOPO1, na projeção cônica Lambert.	11
2	Velocidade de superfície no Atlântico obtida através de derivadores SVP combinados com dados de altímetro.	18
3	Esquema dos modelos de derivadores (original e “mini”). Figura adaptada de Lumpkin e Pazos (2007).	19
4	Estrutura de um perfilador autônomo Argo e seu mecanismo, figura adaptada obtida no sítio http://www.argo.ucsd.edu	21
5	Esquema do processo de coleta e transmissão de perfis de salinidade e temperatura provenientes do Argo.	22
6	Distribuição dos perfis de temperatura e salinidade na área de estudo entre 2000 e 2008.	23
7	Exemplo da aplicação do filtro digital de resposta impulsiva finita, demonstrando a recuperação satisfatório do sinal sintético.	28
8	Resultado da aplicação dos filtros FIR-2D em dados altimétricos para a latitude de 13,375°S no Atlântico Sul.	36
9	Diagramas zonais temporais das componentes η_{12} da esquerda para a direita das latitudes 6,125°S à 11,125°S no Atlântico Sul, análogos ao painel η_{12} da Figura 8.	38
10	Similar à Figura 9 para as latitudes 12,125°S à 17,125°S no Atlântico Sul.	38
11	Similar à Figura 9 para as latitudes 18,125°S à 23,125°S no Atlântico Sul.	39
12	Anomalia de altura do nível do mar do Atlântico Sul em 22,125°S da componente η_{12} com a sobreposição das posições (x, t) de perfis Argo. . .	40
13	Componentes de η_{12} e η_t sobrepostas às posições (x, t) dos perfis Argo, delimitadas entre 8,6°W e 4,2°W e abril e dezembro de 2005.	41
14	Variação temporal das componentes: η_t e η_{12} , ilustrando a oposição de fase entre estas componentes.	42
15	Anomalia de temperatura inferida dos perfis Argo e à direita sua variância calculada temporalmente para cada profundidade.	44

16	Similar à Figura 15 para a salinidade.	45
17	Similar à Figura 15 para a densidade potencial referenciada a 100 m. . . .	46
18	Seção de anomalia de densidade potencial reconstruída a partir do primeiro modo.	47
19	Similar à Figura 18 reconstruída partir do segundo e terceiro modos. . . .	48
20	Painel superior: anomalia de altura da superfície do mar das componentes η_0 , η_{12} e η_s . Ao centro a anomalia da altura dinâmica e abaixo as isothermas de 10 °C dos perfis Argo e WOA09.	49
21	Gráfico da relação de dispersão das ondas de Rossby e círculos representando as velocidades de propagação caracterizadas nos dados altimétricos.	55
22	Número de amostras dentro do domínio estudado, coletadas por flutuadores Lagrangianos em $1^\circ \times 1^\circ$ na projeção cônica Lambert.	56
23	Resultado da aplicação dos filtros FIR-2D e, dados de velocidade de superfície zonal para a latitude de 21,563°S no Atlântico Sul.	57
24	Similar à Figura 23 para a componente meridional V.	58
25	Componente filtrada da velocidade meridional em m s^{-1} com período aproximado de 12 meses.	60
26	Gráfico da relação de dispersão das ondas de Rossby e os círculos no gráfico representam os valores de velocidade de fase caracterizados nos dados de SVP.	62

Lista de Tabelas

1	Profundidades associadas a cada nível dos perfis climatológicos.	25
2	Coeficientes de correlação da altura dinâmica.	50
3	Velocidade de propagação das ondas de Rossby longas caracterizadas nos dados altimétricos.	51
4	Comprimento de ondas das ORLs caracterizadas nos dados altimétricos.	52
5	Período das ORLs caracterizadas nos dados altimétricos.	53
6	Amplitude das ORLs caracterizadas nos dados altimétricos.	54
7	Percentual de variância explicada das ORLs em relação ao sinal original. .	54
8	Velocidade de propagação das ondas de Rossby longas calculados através de dados altimétricos e de SVP.	61
9	Percentual de variância explicada do sinal propagante para oeste nos dados de SVP.	61

Lista de Acrônimos

AOML	<i>Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory</i>
ARGO	<i>Array for Real-time Geostrophic Oceanography</i>
AVISO	<i>Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Ocean data</i>
CLIVAR	<i>Climate Variability and Predictability</i>
CNES	<i>Centre National d'Etudes Spatiales</i>
DUACS	<i>Data Unification and Altimeter Combination System</i>
FIR	<i>Finite Impulse Response</i>
GCOS	<i>Global Climate Observing System</i>
GDACs	<i>Global Data Assembly Centers</i>
GODAE	<i>Global Ocean Data Assimilation Experiment</i>
GOOS	<i>Global Ocean Observing System</i>
GOSAMOR	<i>Gloal Ocean Salinity Monitoring</i>
GPS	<i>Global Positioning System</i>
GRACE	<i>Gravity Recovery and Climate Experiment</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NODC	<i>National Oceanographic Data Center</i>
ORLs	<i>Ondas de Rossby Longas</i>
SIO	<i>Scripps Institution of Oceanography</i>
SSALTO	<i>Segment Sol Multimissions d' Altimétrie, d' Orbitographie et de Localisation</i>
SVP	<i>Surface Velocity Program</i>
TOGA	<i>Tropical Ocean Global Atmosphere</i>
WCRP	<i>World Climate Research Program</i>
WHOI	<i>Woods Hole Oceanographic Institution</i>
WOA09	<i>World Ocean Atlas 2009</i>
WOCE	<i>World Ocean Circulation Experiment</i>

Agradecimentos

Meu maior agradecimento é dirigido aos meus pais: Mário Fusaji Yamashita e Sumi Kato Yamashita por serem aqueles com quem sempre posso contar.

Ao Prof. Dr. Paulo Simionatto Polito por me aceitar como orientado e a confiança em mim depositada, na qual foi possível a confecção desta dissertação.

Ao corpo docente da pós graduação pelo conhecimento transmitido. Destaco os docentes: Belmiro Mendes de Castro Filho, Edmo José Dias Campos, Ilson Carlos Almeida da Silveira, Marcelo Dottori e Paulo Simionatto Polito pela dedicação nas aulas ministradas com os quais tive a oportunidade de cursar 50 valiosos créditos.

Aos amigos pós-graduandos que conheci no Laboratório de Oceanografia por Satélites: Ana Beatriz, Carine, Fábio, Fabrício, Lucas, Márcio Borges, Roberto, Sebastian e Wandrey pela amizade, conhecimento compartilhado e disponibilidade. Aos veteranos e calouros de pós: Ana Paula, César, Francisco, Natália, Thaisa e Thiago Coelho pelo tempo e esforço dispendidos em meu favor. Às colegas de turma: Carolina, Elizandra e Nair. Por fim meus colegas graduandos e pós graduandos, os quais, infelizmente não poderei citar individualmente por serem muitos.

Agradeço o programa internacional Argo e os programas nacionais que contribuem para ele, pelos dados de perfiladores robóticos, à *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) por disponibilizar os dados de satélites e aos Drs. Rick Lumpkin e Domingos F. Urbano por disponibilizar dados de derivadores aqui utilizados.

Ao Instituto Oceanográfico da USP pela infra-estrutura fornecida. À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão de bolsa.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo suporte financeiro através da bolsa concedida sob o processo 2010/04454-8.

“No que diz respeito ao desempenho, ao compromisso, ao esforço, à dedicação, não existe meio termo. Ou você faz uma coisa benfeita ou não faz.”

Ayrton Senna

Resumo

Ondas de Rossby longas são ondas de larga escala que se propagam para o oeste com escala espacial de algumas centenas a vários milhares de quilômetros e desempenham um papel crítico na regulação da circulação do oceano. Sua propagação promove deslocamentos verticais da termoclina, muitas vezes da ordem de dezenas de metros, e causa variações de altura da superfície do mar que podem ser observadas através de dados de satélites altimétricos. A hipótese deste estudo é que existe uma fração significativa da variabilidade da velocidade geostrófica na superfície, associada a sinais propagantes para oeste. Para testá-la avaliamos a variabilidade da velocidade geostrófica meridional na superfície induzida pela passagem dessas ondas. Filtros digitais são necessários para distinguir sinais propagantes dos não-propagantes e permitiu a seleção da componente propagante para oeste com período aproximado de 12 meses. Velocidade de fase c_p , período P , comprimento de onda λ , amplitude quadrática média A e o percentual de variância explicada σ^2 desta componente foram estimados nos locais onde identificamos ondas de Rossby longas do primeiro modo baroclínico. Selecionamos perfis Argo posicionados em diferentes fases da mesma onda para averiguar a influência da sua propagação nos campos de temperatura, salinidade e densidade. Os resultados revelaram que a onda de Rossby anual de 237 mm de altura pode alterar o campo de densidade com valores de até 0,3 kg m⁻³ numa faixa de 240 m ao nível picnoclina. A variância explicada da componente meridional da velocidade geostrófica propagante para oeste em relação ao sinal original revelou que de 40% a 71% do sinal se propaga para oeste, corroborando a hipótese.

Palavras Chaves: Ondas de Rossby longas, Argo, altímetro, filtros digitais.

Abstract

Long Rossby waves are large-scale waves which propagate westward with spatial scale ranging from a few hundred to several thousand kilometers. These waves play a critical role in the adjustment of ocean circulation. Their propagation cause vertical displacements of the thermocline, often of tens meters, and cause variations of sea surface height that can be observed on satellite altimeters data. The hypothesis of this study is that there is a significant fraction of surface geostrophic velocity variability associated with westward propagating signals. To test it, we assessed the variability of the meridional geostrophic velocity at the surface induced by the passage of these waves. Digital filters are necessary to distinguish the propagating from non-propagating signals and allowed for the selection of the westward propagating component with an approximate period of about 12 months. Phase speed c_p , period P , wavelength λ , mean square amplitude A and percentage of explained variance σ^2 of this component were estimated where long Rossby waves from the first baroclinic mode were identified. We selected Argo profiles data positioned at different phases of the same wave to verify the influence of its propagation on temperature, salinity and density fields. The results showed that the annual Rossby wave of 237 mm height can change the density field with values up to 0.3 kg m^{-3} about 240 m at pycnoclin level. The explained variance of the westward meridional component of geostrophic velocity relative to the original signal revealed that 40% to 71% of the signal propagates westward, supporting the hypothesis.

Keywords: Long Rossby waves, Argo, altimeter, digital filters.

1 Introdução

As ondas planetárias são o principal mecanismo de transporte de energia através das bacias oceânicas, em larga escala. Nesta escala há dois tópicos importantes: a dinâmica, que é dominada pela geostrofia, sendo ela determinada pelo balanço entre as forças de gradiente de pressão por unidade de massa e o efeito de Coriolis; e a termodinâmica regida pelo armazenamento de calor, na qual, uma anomalia do geopotencial de um oceano baroclínico não se pode alterar sem que exista uma mudança na distribuição de densidade. Isso implica que as anomalias da altura estão diretamente correlacionadas ao armazenamento de calor, o que justifica o interesse no estudo da anomalia da altura.

A variabilidade da anomalia da altura da superfície livre do mar em médias latitudes está fortemente associada à presença de ondas de Rossby longas do primeiro modo baroclínico (Polito *et al.*, 2000). Ondas de Rossby pertencem a uma classe especial de ondas planetárias sub-inerciais de larga escala, tanto nos oceanos quanto na atmosfera, cuja força restauradora surge por causa da conservação da vorticidade potencial (Rossby *et al.*, 1939). Vorticidade é definida como o rotacional da velocidade e pode ser interpretada via teorema de Stokes como circulação por unidade de área. No sentido físico puro é a característica cinemática do fluido que expressa a tendência de rotação.

A teoria linear das ondas de Rossby é descrita detalhadamente em Gill (1982), Pedlosky (1986) e Kundu e Cohen (2004), na qual é possível distinguir dois tipos extremos de ondas: ondas de Rossby longas e curtas. Foco do presente trabalho, ondas longas de Rossby são não dispersivas, transportam energia potencial para oeste e mantém a anisotropia zonal dos grandes giros, reforçando as correntes de borda oeste (Anderson e Gill, 1975). Elas possuem também influência sobre grandes eventos climáticos sendo, por exemplo, capazes de retardar os efeitos do El Niño na circulação oceânica e de influir no tempo de ajustamento do oceano às forçantes atmosféricas (Cipollini *et al.*, 2000). Nesta escala de domínio da geostrofia, definir uma função de corrente (*i.e.* uma função que descreva matematicamente a configuração do escoamento) é vantajoso, visto que,

permite a redução do sistema dinâmico com várias incógnitas para uma única equação em termos dessa função de corrente. Conduzindo o problema para a quase-geostrofia, a partir da manipulação das equações do movimento chegamos na equação de conservação de vorticidade potencial. O teorema de Ertel: $\frac{D\pi}{Dt} = 0$, onde, $\pi = \rho^{-1} \zeta_a \cdot \nabla \theta$ e ρ , ζ_a e θ são: densidade, vorticidade absoluta e uma propriedade a ser conservada respectivamente (Gill, 1982), permite a manipulação até a equação de conservação de vorticidade potencial em águas rasas dada por: $\frac{D}{Dt} \frac{\zeta + f}{h} = 0$. A vorticidade potencial é dividida em vorticidades relativa e planetária, as quais estão associadas à variação do parâmetro de Coriolis com a latitude, à topografia de fundo, à estrutura de massa da coluna-d'água e ao cisalhamento das correntes (Herrmann e Krauß, 1989). Aplicando uma solução oscilatória, obtemos a relação de dispersão que expressa a relação existente entre as frequências e o comprimento de onda, sendo possível nessa relação distinguir os dois tipos de ondas citados no início do parágrafo.

De uma forma geral, a estrutura de densidade nos oceanos pode ser dividida em três camadas. Uma camada superficial de densidade praticamente constante, chamada de camada de mistura. Mais abaixo ocorre uma região de transição, chamada de pycnoclina. Por fim uma região de densidade praticamente constante que persiste ao longo do restante da coluna-d'água. Um modelo simplista que permite soluções para ondas de Rossby é um sistema de duas camadas, onde oscilações verticais de frequências sub-inerciais com escala horizontal de ordem mínima do raio de deformação de Rossby na interface das camadas (*i.e.* na região de transição descrita anteriormente) geram ondas de Rossby do primeiro modo baroclínico que podem ser observadas pelo altímetro. Ondas de Rossby barotrópicas existem e possuem velocidade de fase na ordem de metros por segundo, atravessando bacias oceânicas em questão de semanas, muitas vezes demasiadamente rápidas para serem resolvidas pelo altímetro. O raio de deformação de Rossby é a escala espacial para a qual a variação da vorticidade relativa e a variação da vorticidade de estiramento tem igual importância para o balanço de vorticidade potencial.

As ondas de Rossby longas do primeiro modo baroclínico, objeto de estudo deste trabalho propagam-se para oeste. A descrição precisa de suas características e distribuição é fundamental e pode ajudar a comunidade científica a aperfeiçoar os modelos oceânicos e de mudanças climáticas (Cipollini *et al.*, 2000). Esta classe de ondas possui comprimento de onda da ordem de centenas a milhares de quilômetros e pode levar meses a anos para atravessar uma bacia oceânica. A amplitude destas ondas é da ordem de dezenas de metros na região da piconclina e sua assinatura na superfície do mar é da ordem de centímetros. Outra característica das ondas de Rossby longas é sua velocidade de fase c_p da ordem de (1 a 10) km dia⁻¹ (Polito e Cornillon, 1997). Desta maneira por muitas décadas oceanógrafos tiveram dificuldades em fazer observações *in situ* das ondas planetárias devido às escalas espaço-temporais envolvidas. Sua observação *in situ* é muito complicada pois exige uma série temporal longa e uma área de estudo com extensão zonal de milhares de km.

Estudos pioneiros de temperatura da água do mar mostram que ondas de Rossby baroclínicas nos oceanos Pacífico Norte e Atlântico Norte são geradas quando o rotacional da tensão de cisalhamento do vento é diferente de zero, principalmente nas bordas leste, propagando-se através das bacias em forma de ondas longas e livres com velocidade de grupo para oeste (Meyers, 1979; Price e Magaard, 1986; Kessler, 1990). A investigação prosseguiu por meio de modelos numéricos (Barnier, 1988; Herrmann e Krauß, 1989), pois sua detecção no oceano é dificultada devido a sua perturbação na ordem de centímetros na superfície ao contrário das ondas atmosféricas (Chelton e Schlax, 1996). Ondas de Rossby na atmosferas não possuem limites devido à topografia, uma vez que elas ocorrem em altos níveis da atmosfera.

Dadas as características das ondas de Rossby, estudos baseados em dados *in situ* são bastante limitados tanto em escopo como em cobertura geográfica. Com o advento de satélites oceanográficos (Chelton e Schlax, 1996; Polito e Cornillon, 1997; Cipollini *et al.*, 1997; Polito e Liu, 2003) estudos observacionais de ondas planetárias se baseiam fundamentalmente em dados de sensoriamento remoto, sobretudo altímetros. Por possuírem

cobertura global, fornecem uma visão sinóptica e não serem afetados pela presença de nuvens, os altímetros fornecem uma oportunidade única no estudo de ondas planetárias. A partir de dados de altímetros identificam-se feições com propagação para oeste, associadas à presença de ondas longas do primeiro modo baroclínico. A principal limitação do uso de imagens de satélites é que as observações são restritas à superfície, medindo o estado integrado dos oceanos. Além disso, em particular no caso dos altímetros, medidas confiáveis também são limitadas a regiões oceânicas cuja profundidade seja superior a 1000 m (Benada, 1997).

A missão espacial para coleta de dados altimétricos foi a primeira especificamente planejada e conduzida para estudo da circulação nos oceanos (Fu *et al.*, 1994). Os altímetros seguem uma órbita fixa realizando um ciclo de repetição exata. Neste ciclo, o altímetro amostra diferentes regiões em cada volta, sendo que, após varias voltas orbitais, os altímetros retornam ao posicionamento inicial reiniciando o ciclo. Dados altimétricos têm sido utilizados para a caracterização de ondas planetárias ou de Rossby e devido a variabilidade fora da banda espectral de interesse, foi empregada a utilização de filtros digitais para isolar uma categoria específica de variabilidade cuja velocidade de fase é sempre para oeste (negativa) e limitada a uma faixa de valores possíveis ditados pela própria dinâmica.

A metodologia baseada em transformada de Fourier foi muito utilizada para o processamento de dados altimétricos na literatura (Le Traon e Minster, 1993) pois permite a detecção de componentes individuais dos sinais de propagação que destacam-se como picos no espaço da frequência e número de ondas e podem corresponder a modos baroclínicos como sugerido por Cipollini *et al.* (1997). Entretanto esta análise não é indicada pois presume que o espectro não muda no tempo e espaço, ou seja, a intermitência do fenômeno sugere que não se gerariam resultados ótimos. Filtros com simetria circular ou seja baseada em critérios geométricos levam em consideração a forma das linhas de corrente privilegiando a presença de vórtices em detrimento de frentes de onda. Filtros unidimensionais são inadequados para selecionar sinais com base na direção de propagação.

Já os filtros de resposta impulsiva finita bi-dimensionais (FIR-2D) como aqueles utilizados por Polito e Liu (2003) é bem adequado aos objetivos deste trabalho, pois a aplicação deste método é capaz de separar sinais propagantes dos não-propagantes em várias bandas espectrais. O método é sensível à direção de propagação e às escalas zonal e temporal dos fenômenos, preservando a variância total. Isto permite a caracterização dos sinais de ondas de Rossby.

Para complementar as medidas de satélites, utilizamos dados *in situ* obtidos através de perfiladores Argo. Ao redor do mundo há mais de 3472 perfiladores robóticos Argo em operação. Estes perfiladores fornecem perfis de temperatura e salinidade em tempo quase real a cada 10 dias. O início da idealização e implementação destes instrumentos de medidas e o sistemas de monitoramento em escala global dos parâmetros de temperatura e salinidade ocorreu no ano de 1998, quando dois documentos foram preparados simultaneamente pelos diretores: Dean Roemmich de *Scripps Institution of Oceanography* (SIO) e Dean Ray Schmitt de *Woods Hole Oceanographic Institution* (WHOI). Os textos: “ *A Proposal for Global Ocean Observations for Climate: the Array for Real-time Geostrophic Oceanography (ARGO)* ” por Roemmich e “ *A program for Global Ocean Salinity MonitORing (GOSAMOR)* ” por Schmitt, exploraram o potencial do uso de perfiladores para monitoramento do oceano. Assim a equipe de coordenação internacional do *Global Ocean Data Assimilation Experiment* (GODAE) endossou o conceito de uma rede global de derivadores perfiladores e se comprometeram a desenvolver um plano. A equipe de coordenação internacional do *Climate Variability and Predictability* (CLIVAR) também considerou estas duas propostas e deu-lhes prioridade na sua execução de sua implantação.

A equipe científica que se reuniu com o diretor Roemmich preparou outros dois documentos sobre o Argo: “ *On the design and Implementation of Argo - An initial Plan for a Global Array of Profiling Floats* ” e “ *Argo: The Global Array of Profiling Floats* ” e em sequencia criou-se o projeto Argo, perfiladores autônomos que fornecem uma amostragem Lagrangiana a custos relativamente baixos devido a expectativa de sua vida útil

ser em torno de 150 ciclos (*i.e.* um ciclo ocorre quando o Argo abandona o estado de deriva de 1000 m, desce até a profundidade de 2000 m e inicia a subida até a superfície coletando dados de temperatura, salinidade, pressão, etc. na superfície transmite os dados via satélite e por fim volta ao nível de deriva de 1000 m). Em metodologia, na subseção de dados é apresentada a descrição detalhada do funcionamento e características do perfilador. Neste trabalho utilizamos os dados *in situ* de salinidade e temperatura gerados pelo projeto Argo para avaliar a variação vertical dos campos de temperatura, salinidade e densidade potencial.

Outra base de dados necessária para contornar as possíveis falhas nos dados de perfiladores Argo são os dados climatológicos de temperatura (Locarnini *et al.*, 2010) e salinidade (Antonov *et al.*, 2010) provenientes do *World Ocean Atlas 2009* (WOA09), que é a mais extensa e completa climatologia compilada até o presente, baseada em dados hidrográficos coletados desde o início do século XX até o presente. Esta ferramenta permitiu averiguar, em primeira ordem, a qualidade dos dados coletados pelos perfiladores e em seguida utilizado combinar com os perfis Argo que tinham lacunas de dados. A primeira versão desta climatologia produzida foi o WOA94 e é periodicamente atualizada com objetivo de ilustrar características de larga escala dos oceanos como temperatura, salinidade, oxigênio e nutrientes.

Além dessas bases de dados listadas, para uma visão mais completa da dinâmica oceânica na banda espectral de interesse podemos contar com a combinação de dados Lagrangianos com aqueles provenientes de satélites (amostragem Euleriana). Este trabalho utiliza uma combinação estatística dos dados *in situ* de velocidade de corrente, obtidos por derivadores Lagrangianos, com valores de correntes geostróficas superficiais, obtidos a partir de altimetria por satélite, procedimento descrito em Niiler *et al.* (2003a). Sua idealização e implementação dos derivadores (dados Lagrangianos) iniciou a partir da necessidade de um melhor entendimento de fenômenos e conhecimento sobre o oceano. O *World Climate Research Program* (WCRP) reconheceu que uma malha global de derivadores teria um valor inestimável para a oceanografia e pesquisas

climáticas (Lumpkin e Pazos, 2007). Algumas empresas iniciaram o desenvolvimento e o desafio desde então eram os altos custos e peso excessivo em alguns modelos de derivadores (Niiler, 2001). A WCRP declarou então a necessidade de desenvolver um derivador com uma padronização, de custo baixo, leve e de fácil implantação. Este desenvolvimento foi executado pelo *Surface Velocity Program* (SVP) do *Tropical Ocean Global Atmosphere* (TOGA) e *World Ocean Circulation Experiment* (WOCE). Os derivadores desenvolvidos neste programa fornecem uma amostragem Lagrangiana, ou seja, acompanham o fluxo do movimento durante a coleta de dados. Estes dados de velocidade geostrófica possuem uma parcela da variabilidade que está associada a sinais propagantes. Esta propagação ocorre com características compatíveis com o que a teoria linear prevê para ondas de Rossby. Como os dados de velocidade geostrófica evidentemente possuem variabilidade fora da banda espectral que pretendemos trabalhar, visto que a propagação é predominantemente zonal e trabalhamos em duas dimensões (temporal e espacial) faz-se necessária a aplicação de filtros digitais para isolar uma banda espectral específica de variabilidade cuja velocidade de fase é sempre para oeste.

A importância do presente trabalho surge, em parte, da necessidade de caracterização do Atlântico Sul por ser uma área escassa de estudos se comparadas ao Pacífico (*e.g.* Jacobs *et al.* (1993); Fu e Qiu (2002)) ou Atlântico Norte (*e.g.* Polito e Cornillon (1997); Cipollini *et al.* (1998)). Esforços recentes vem sendo intensificados no estudo de feições oceânicas propagantes de larga escala. Cruzar dados de satélites oceanográficos com os de perfiladores numa região de relativa escassez de dados e estudo é o que nos motiva para testar a hipótese deste trabalho.

1.1 Hipótese Científica

A hipótese científica do presente trabalho é que uma fração significativa da variabilidade da velocidade geostrófica na superfície está associada a sinais propagantes para oeste. Esta propagação ocorre com características compatíveis com as previstas pela teoria linear de ondas de Rossby baroclínicas do primeiro modo. Para um oceano estratificado, a passagem das ondas causa uma perturbação vertical do campo de densidade que é refletida como uma anomalia de altura na superfície do mar.

2 Objetivo

O objetivo geral deste estudo é analisar a influência da passagem de ondas de Rossby longas (ORLs) na estrutura vertical de temperatura, salinidade e densidade entre as latitudes 6°S e 24°S, no oceano Atlântico. A caracterização das ORLs e sua influência sobre a estrutura vertical será feita utilizando dados de sensoriamento remoto (*e.g.* altímetro e perfiladores Argo).

2.1 Objetivos Específicos

- Identificar a época e as regiões de ocorrência de sinais relativamente intensos de ORLs no Atlântico Sul.
- Encontrar perfis Argo nessas datas e locais ou nas proximidades de ocorrência de ORLs.
- Estimar os parâmetros que caracterizam estas ondas, tais como: velocidade de fase c_p , amplitude A , comprimento de onda λ , período T e percentual de variância

explicada σ^2 .

- Analisar as anomalias nos perfis verticais de temperatura, salinidade e densidade, associadas à passagem das ondas planetárias observadas através dos dados altimétricos.
- Identificar tendências espaciais e temporais, nas regiões onde houver grande densidade de dados *in situ*.
- Avaliar a variabilidade meridional da velocidade geostrófica em superfície induzida pela passagem dessas ondas.

3 Área de Estudo

Neste trabalho, a área de estudo é o Atlântico Sul, compreendido entre as latitudes 6°S e 24°S cobrindo toda a extensão zonal da bacia oceânica. Este cenário foi escolhido por estar menos presente na literatura em comparação aos estudos focados no Pacífico (*e.g.* Jacobs *et al.* (1993); Fu e Qiu (2002)) ou Atlântico Norte (*e.g.* Polito e Cornillon (1997); Cipollini *et al.* (1998)), assim um importante nicho a ser preenchido.

Na Figura 1 é apresentada a área de estudo sobre a batimetria ETOPO1 (Amante *et al.*, 2009), a qual ilustra o relevo mundial da superfície da Terra e integra a topografia do terreno com a batimetria oceânica, tendo sido construída a partir de numerosos conjuntos de dados globais e regionais. No interior da nossa área de estudo (destacada no mapa) observamos que a metade norte é bastante plana enquanto na metade sul temos do lado leste a cadeia de Walvis (*Walvis Ridge*, que é uma cadeia de montanhas suboceânicas com extensão de milhares de Km) e no lado oeste a cadeia Vitória Trindade. Bem no meio temos a cordilheira Mesoatlântica. Uma característica observada nos oceanos é que quanto mais afastado da costa, mais escassas são as fontes de nutrientes inorgânicos e nessas regiões esses nutrientes são obtidos principalmente através de ressurgência e massas de água subsuperficiais. Sendo que, a presença de montes submersos podem causar estes processos em pequena escala espacial onde correntes que adquirem turbulências podem gerar vórtices e induzir ressurgência localmente.

Figura 1: Apresentação da área de estudo deste trabalho (6–24)°S no Atlântico Sul destacada sobre o mapa de elevação. Projeção cônica Lambert sob batimetria ETOPO1. A barra de cores representa em metros a elevação.

4 Metodologia

Esta seção está subdividida em Dados e Processamento de dados. A seguir serão apresentados os dados que serviram de base para a presente dissertação, bem como algumas características dos sistemas e equipamentos utilizados na coleta dos mesmos e na subseção seguinte, será apresentado o processamento dos dados.

4.1 Dados

4.1.1 Anomalia da altura da superfície livre do mar

O altímetro é um instrumento ativo que emite 10 pulsos por segundo na banda de radar. O pulso de radar atinge uma área elíptica, porém pouco excêntrica cujo raio é de aproximadamente 30 km. Este pulso sofre reflexão aproximadamente especular na superfície do oceano e parte de sua energia volta à antena do satélite após um intervalo de tempo (Δt). De forma bastante simplificada, como sabemos a velocidade c da luz podemos determinar a distância $d = c \Delta t$ entre o altímetro e a superfície do mar. O conhecimento de alguns detalhes são essenciais para rechaçar qualquer interpretação errônea dos dados altimétricos, os quais destacamos a seguir.

- Cada medida é uma média de 10 amostras (*i.e.* pulsos) e corresponde a 1 s e 7 km de deslocamento. O que usamos é um η médio e a ele associamos um desvio padrão da média com 10 amostras;
- O pulso de radar sofre distorção e atenuação na reflexão devido a superfície enrugada e isso introduz um pequeno “*sea state bias*” que é corrigido com base nas medidas do radiômetro de micro-ondas a bordo do satélite;

- A velocidade da luz não é constante devido a alguns fatores, são eles: (a) ar e vapor relacionados à umidade troposférica e (b) elétrons livres da alta atmosfera (*i.e.* ionosfera) e esta pequena diferença é corrigida por (a) modelos de previsão do tempo e (b) sonda a bordo;
- No sistema de referência adotado, a superfície do mar se move por causa das marés e isso é enorme comparado com a resolução nominal de 2 cm e é corrigido com dados de modelo. Isso introduz erro nas bordas rasas onde o modelo possui limitações e não consegue resolver;
- Distorções na superfície do mar devido a pressão atmosférica são corrigidas através das correções do barômetro invertido;
- O geoide é descontado (modelos + satélites geodéticos) pois embora distorça a superfície, essas inclinações não implicam em gradiente de pressão (*i.e.* não movem a água). A correção do geoide é a maior de todas e por isso é importante que o valor do geoide seja bem determinado exatamente onde o pulso atinge a superfície do mar.

Um consórcio de países europeus desenvolveu e lançou os satélites ERS-1 (1991–1999), ERS-2 (1995, ativo) e EnviSat (2002, ativo). Estes satélites possuem uma série de instrumentos entre os quais figura um altímetro cuja precisão era da ordem de 5 cm (ERS-1/2) e agora atinge nominalmente 3 cm (EnviSat). Esta série de dados abrange um período de 13 anos e possui uma grade amostral relativamente fina, com uma separação das órbitas de 80 km no equador. Entretanto sua resolução temporal é de aproximadamente 35 dias, insuficiente para resolver fenômenos de frequência intrasazonal como ondas de instabilidade tropical e ondas de Rossby curtas cujo período é aproximado de 30 dias (Liu *et al.*, 2000), inferior à frequência de Nyquist.

Fruto da cooperação entre EUA pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e França pelo *Centre National d'Études Spatiales* (CNES), os satélites

TOPEX/Poseidon (T/P) (1992–2005), Jason–1 (2001, ativo) e Jason–2 (2008, ativo) foram lançados para acompanhar mudanças na altura do oceano com uma precisão nominal de 2 cm. O T/P ultrapassou as expectativas de duração mais otimistas, projetado para durar aproximadamente 3 anos terminou suas atividades em 2005 com mais de uma década de medidas altimétricas. Seu sucessor de características similares, o Jason–1, foi lançado em 2001 e mantém-se operacional até hoje. Os dois satélites foram inicialmente posicionados em orbitas coincidentes e então o T/P foi deslocado para uma órbita paralela, de modo a homogeneizar ao máximo a resolução espacial dos dados. A separação entre órbitas no equador era de 315 km para o T/P e para o Jason–1, portanto para a série combinada temos este valor reduzido pela metade. A resolução temporal é dada pelo ciclo de repetição exata da órbita, que dura 9,9156 dias mesmo para a série combinada. Em Junho de 2008, foi lançado o Jason–2 que juntamente com Jason–1 obtém um mapeamento entre 67,5°S e 67,5°N dos oceanos. A estratégia de coleta do par Jason–1 e Jason–2 é semelhante à adotada pelo par T/P e Jason–1. Os satélites foram posicionados em órbitas similares para manter a continuidade da série temporal iniciada com o T/P.

Os dados da anomalia da altura da superfície livre do mar (η) utilizados aqui foram fornecidos pelo *Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Ocean data* (AVISO, www.aviso.oceanobs.com). O AVISO é um produto aprimorado, onde dados altimétricos dos satélites: T/P, Jason, ERS e EnviSat foram incorporados no banco de dados AVISO e combinados para gerar uma descrição global da altura da superfície dos oceanos desde 1992. Estes dados de são interpolados ao longo das passagens produzidos pelo *Segment Sol Multimissions d' Altimétrie, d' Orbitographie et de Localisation/Data Unification and Altimeter Combination System* (SSALTO/DUACS) e apresentam uma resolução final espacial de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ e temporal de 7 dias. Os dados de anomalia da altura da superfície livre, já foram submetido a todas as correções padrão (Benada, 1997) descritas no início da seção. Podemos resumir os principais pontos que representam as limitações ao uso dos dados de altímetros:

- Contando com dados dos satélites geodéticos de missões gravimétricas como

Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE), o modelo do geoide derivado tem resolução espacial da ordem de 100 km, insuficiente para resolver fenômenos de mesoescala em médias e altas latitudes. Por se tratar de um valor que é assumido como fixo em escala decadal, os erros afetam as correntes médias, mas não a variabilidade em relação a elas;

- O modelo de marés é excelente nas regiões profundas. O problema é que neste modelo não são bem reproduzidas as marés das regiões mais rasas que 1000 m devido a interação das marés com a topografia de fundo. Neste caso, o sinal introduzido pela diferença entre a maré medida e a modelada é de alta frequência e portanto sub-amostrado, gerando alturas espúrias e consequentemente erros nas correntes geostróficas dependentes do tempo;
- A resolução temporal dos altímetros disponíveis é de (9,9156 e 35) dias e a amostragem geralmente favorece uma resolução espacial melhor do que a temporal, em termos de fenômenos de meso e larga escala, a geração de mapas de resolução temporal melhor que 10 dias não apresenta nenhuma vantagem para o presente estudo;
- A estratégia amostral dos satélites é heterogênea, favorecendo a obtenção de pontos *along track* em detrimento dos pontos *cross track* do satélite;
- Campos realísticos de velocidades de superfície associadas a processos de escala menor que $[\sim 100]$ km e/ou $[\sim 10]$ dias não são possíveis. Através da utilização de dados de satélites nesta resolução, os limites (co-intervalos de Nyquist) corretos são $[\sim 55]$ km e $[\sim 14]$ dias, uma medida conservadora é utilizar pelo menos o dobro da frequência de Nyquist para resolver fenômenos, ou seja não resolvemos bem os sinais com menos de 100 km e 1 mês.

Contudo a partir da duração e da resolução dos dados AVISO e conhecendo a frequência crítica das ondas de Rossby dada por Gill (1982), temos:

$$\omega = \frac{c}{2R} \cot(\theta), \quad (1)$$

ou seja esta relação pode ser utilizada para determinar a latitude máxima ou crítica em que ondas de determinado período podem ocorrer, onde: R o raio médio da Terra, θ a latitude crítica e c é a velocidade de fase das ondas de gravidade na interface das camadas. O parâmetro c é calculado a partir de $c = \sqrt{g'H}$ onde a gravidade reduzida $g' = g \frac{\delta\rho}{\rho_0}$, $\delta\rho$ é a diferença entre as densidades das duas camadas e ρ_0 é a densidade média da coluna-d'água. Um exemplo para ondas de Rossby anuais do primeiro modo baroclínico no oceano, com $c = 2,5 \text{ m s}^{-1}$, a latitude crítica associada ao período é 45° . Isto significa que este modelo não admite ondas de Rossby anuais para além de 45° de latitude. Os comprimentos de ondas de interesse na faixa de $(10^2\text{--}10^3)$ km e períodos na faixa de $(0,3\text{--}3,2)$ anos que esperamos observar, estão dentro do domínio da área de estudo. Portanto a utilização os dados AVISO que vão de $67,5^\circ\text{S}$ a $67,5^\circ\text{N}$ é eficaz na identificação das ondas de interesse.

4.1.2 *Surface Velocity Program*

A combinação de dados Lagrangianos obtidos *in situ* (*i.e.* derivadores), com aqueles provenientes de satélites, nos permite uma visão mais completa da dinâmica oceânica na banda espectral de interesse. Propõe-se então, utilizar uma combinação estatística dos dados *in situ* de velocidade de corrente obtidos por derivadores Lagrangianos com valores de correntes geostóficas superficiais obtidos a partir de altimetria por satélite (*i.e.* os dados de SVP). Estes são separados em duas componentes, geostófica e ageostófica, pois o dado estimado pelo altímetro é essencialmente geostófico enquanto os dados dos derivadores são absolutos (geostófico + ageostófico).

O conjunto de dados de velocidade de superfície construídos para a região tropical do Atlântico ($24^\circ\text{S}\text{--}24^\circ\text{N}$, $70^\circ\text{O}\text{--}14^\circ\text{L}$) que utilizamos nesta investigação é mantido pelo *Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory* (AOML), e foi gentilmente

disponibilizado pelos Drs. Rick Lumpkin e Domingos F. Urbano. Os dados de SVP disponibilizam uma informação direta sobre a velocidade (absoluta) do fluxo em 15 m de profundidade assumindo que o derivador segue o fluxo. Os dados altimétricos, ao contrário, geram valores de corrente indiretamente à partir do balanço geostrófico, com isso, a corrente medida é um valor médio na coluna. Esta combinação de dados corrige um pouco da suavização excessiva que caracteriza os dados de altímetro e para juntar essas duas bases é necessário separar as correntes devido à dinâmica de Ekman dos dados provenientes dos derivadores. A síntese dos dados para o oceano Atlântico segue o procedimento descrito em Niiler *et al.* (2003) na qual, correntes devido à dinâmica de Ekman, bem como o escorregamento do derivador, foram estimadas com base em dados de reanálise do vento estimados pelo *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e subtraídas das velocidades obtidas pelos derivadores. Os dados são correntes geostróficas médias a cada 7 dias com resolução espacial interpolada para cada $1/3^\circ$ e esta série temporal vai de 07 de Janeiro de 1998 a 20 de Setembro de 2006.

Resumidamente, é uma fusão dos dados *in situ* de velocidade de corrente geostrófica obtidos por derivadores Lagrangianos, localizados a 15 m de profundidade, com valores de correntes geostróficas superficiais obtidos de altimetria por satélite. A Figura 2 ilustra os vetores de velocidade sobre a componente meridional da velocidade geostrófica superficial no dia 16 de fevereiro de 2005.

Figura 2: Velocidade de superfície representada pelos vetores sobre a velocidade meridional no Atlântico, obtida por derivadores Lagrangianos combinados com altímetros localizados a 15 m de profundidade em 16 de fevereiro de 2005.

Atualmente, existem dois modelos básico de derivadores SVP: o original, relativamente grande e a nova versão “mini” (Figura 3). A versão original é extremamente robusta possuindo maior durabilidade porém é relativamente cara e pesada ¹. Os derivadores SVP (originais) pesam aproximadamente 45 kg e podem ser lançados ou depositados nos oceanos por uma pessoa, embora em mares agitados seja recomendado que duas pessoas instalem o derivador. Já os “minis” pesam aproximadamente 20 kg e podem ser facilmente instalado por uma pessoa. A vida útil destes derivadores é de aproximadamente 400 dias e seu custo hoje é em torno de USD 1750 três vezes mais barato que no início do programa. Sua boia de superfície possui tipicamente (4–5) *packs* com (7–9) ba-

¹Os fabricantes de derivadores SVP são: Clearwater Instrumentation (Watertown, MA USA; www.clearwater-inst.com), Marlin-Yug (Sevastopol, Ucrânia; marlin.stel.sebastopol.ua), Metocean Data Systems (Dartmouth, Nova Escócia, Canadá; www.metocean.com), Pacific Gyre (Oceanside, CA USA; www.pacificgyre.com) e Technocean (Cape Coral, FL USA; www.technocean.com).

terias alcalinas, um transmissor ($401,650 \text{ MHz} \pm 10\text{kHz}$), um termistor para temperatura de superfície do mar localizado na base da boia evitando radiação direta de calor e possivelmente outros equipamentos de medidas como: pressão, velocidade e direção do vento, salinidade ou cor do oceano.

Figura 3: Esquema de dois modelos de derivadores. Todos os componentes são mostrados em escala e parte do cabo foi excluída. As velas são centrada em 15 m. Figura adaptada de Lumpkin e Pazos (2007).

Os dados dos derivadores são amostrados em intervalos de 90 s, médias são calculadas após (7–10) ciclos de observações e depois transmitido. A posição dos derivadores é inferida através do efeito Doppler. A estimativa de acurácia da posição é de (150–1000) m. Erros ocorrem quando a trajetória do satélite é adjacente à posição do derivador (Lumpkin e Pazos, 2007). Nessas situações, o movimento absoluto do derivador cria um *spike* que pode ser de difícil solução com grande erros na longitude e pequenos

na latitude. Outros erros adicionais podem ocorrer devido aos instrumentos dos satélites provenientes de ruídos e inacurácia na órbita (Hansen e Poulain, 1996).

4.1.3 Perfis verticais de temperatura e salinidade

O Argo, até a data presente, é uma rede com 3472 perfiladores robóticos capazes de perfilagem vertical, e se encontram espalhados por todos os oceanos livres de gelo. A rede entrou em operação no ano de 2000 e atingiu a marca de 3000 perfiladores robóticos originalmente prevista pelo projeto em novembro de 2007. A rede de perfiladores robóticos se mantém completa com um número maior que 3000 perfiladores. Para manter esse nível, existe um compromisso internacional que promove a inserção de 800 perfiladores por ano. Após a meta de 3000 perfiladores alcançada, mais perfiladores são necessários devido ao fato de algumas áreas do oceano possuírem densidade amostral suficiente enquanto outras áreas apresentam um número mais reduzido, existindo assim lacunas para serem preenchidas com perfiladores adicionais.

O maior contribuidor para o programa Argo é o WCRP através do projeto CLIVAR e o GODAE. A rede Argo é parte do *Global Climate Observing System / Global Ocean Observing System* (GCOS/GOOS). A Figura 4 ilustra o mecanismo que existe no interior de um perfilador. Seu funcionamento consiste no motor mover o pistão hidráulico e mudar a densidade do perfilador permitindo o mesmo imergir ou emergir na coluna-d'água.

Figura 4: Estrutura de um perfilador autônomo Argo e seu mecanismo, figura adaptada obtida no sítio <http://www.argo.ucsd.edu>.

Os perfiladores robóticos Argo são programados para passarem a maior parte do tempo na profundidade de deriva de 1000 m e periodicamente, a cada 10 dias descem até 2000 m e por fim, sobem até a superfície coletando perfis de T e S de alta resolução da ordem de 10 m entre (2000 e 0) m. Na superfície transmitem os dados aos satélites de comunicação com taxas de transmissão de dados tais que, para garantir a recepção de dados livre de erros em qualquer condição meteorológica, devem gastar entre (6 e 12) horas na superfície e em seguida o perfilador volta para a profundidade de deriva, lá ficando até o próximo ciclo.

O instrumento é programável como anteriormente apresentamos na descrição do caso padrão, porém existem perfiladores robóticos programados com outras profundidades de deriva e de perfilagem. Como o tempo de subida e descida é relativamente pequeno, podemos considerar o perfil como vertical. Apesar das correntes a 1000 m serem relativamente lentas da ordem de 1 cm s^{-1} , o deslocamento do perfilador em 10 dias é significativo e permite trajetórias com extensão de milhares de km durante o tempo de

vida do instrumento, que é de (2 a 3) anos. A Figura 5 disponível na internet através do sítio <http://www.argo.ucsd.edu> ilustra o esquema do funcionamento de coleta de dados de temperatura e salinidade dos perfiladores Argo.

Figura 5: Esquema do processo de coleta e transmissão do perfil de temperatura e salinidade do perfilador Argo, figura adaptada obtida no sítio <http://www.argo.ucsd.edu>.

A acurácia da posição é de aproximadamente 100 m, dependendo do número de satélites da constelação Argos e geometria da sua distribuição. Uma alternativa relativamente recente para o sistema de posicionamento é a utilização do *Global Positioning System* (GPS) e comunicação de dados utilizando satélites Iridium, que se tornou uma opção muito atrativa pois permite que os dados sejam transmitidos em períodos mais curtos, melhorando a performance das baterias e reduzindo o tempo de deriva na superfície onde a corrente possui maior intensidade em relação a profundidade de deriva. Em 2010, 250 perfiladores foram implantados com essas antenas Iridium.

Figura 6: Distribuição dos perfis de temperatura e salinidade Argo no Atlântico Sul desde 2000 a 2008. Pontos verdes representam a posição do perfilador. Figura obtida no sítio Coriolis (www.ifremer.fr/coriolis) adaptada com escolhas da área de estudo e perfis Argo.

Uma fração menor dos perfis de temperatura e salinidade, porém ainda assim considerável, está no interior da área de estudo num total de 9457 perfis como ilustra a Figura 6. Os dados obtidos pelos perfiladores robóticos são de domínio público e são disponibilizados gratuitamente via Internet pelos *Global Data Assembly Centers* (GDACs), que são os distribuidores mundiais dos dados do Argo, localizados em Monterey, EUA pelo USGODAE (www.usgodae.org/argo/argo.html), e em Brest, na França pelo Coriolis (www.ifremer.fr/coriolis).

Os dados utilizados foram obtidos junto ao centro de processamento e distribuição de dados Coriolis, mas ambos GDACs oferecem o mesmo volume e qualidade de dados. Apenas os dados considerados como de boa qualidade pelos GDACs foram utilizados, sendo que cada arquivo de dados contém posição, data e hora da estação, perfis de pressão, temperatura e salinidade.

4.1.4 Dados Climatológicos

Os dados climatológicos de temperatura e salinidade são provenientes do *World Ocean Atlas 2009* (WOA09) (Locarnini *et al.*, 2010; Antonov *et al.*, 2010), e são disponibilizados gratuitamente via Internet pela *National Oceanographic Data Center* (NODC, www.nodc.noaa.gov), centro de dados operado pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). Trata-se da mais extensa e completa climatologia compilada até o momento, baseada em dados hidrográficos coletados desde o início do século XX até hoje. Os dados foram interpolados por análise objetiva segundo a metodologia proposta por Levitus e Boyer (1994), gerando um banco de dados amplamente utilizado pela academia.

Esta climatologia contém perfis climatológicos de temperatura e salinidade, interpolados em profundidades padrão e organizados em uma grade global com resolução espacial de $1^\circ \times 1^\circ$ e resolução temporal de 1 mês nas profundidades especificadas na Tabela 1. As profundidades descritas na Tabela 1 estão ligadas ao índice do nível, pois cada perfil climatológico está interpolado nessas profundidades. Esta climatologia foi utilizada para validar e completar, se necessário, falhas nos dados Argo. Posteriormente para a análise das anomalias de campos verticais de temperatura, salinidade e densidade em relação à climatologia no mês e posição dos perfis Argo.

Tabela 1: Profundidades associadas a cada nível dos perfis climatológicos.

Índice do nível	Profundidade (m)	Índice do nível	Profundidade (m)
1	0	13	400
2	10	14	500
3	20	15	600
4	30	16	700
5	50	17	800
6	75	18	900
7	100	19	1000
8	125	20	1100
9	150	21	1200
10	200	22	1300
11	250	23	1400
12	300	24	1500

4.2 Processamento de dados

4.2.1 Observação de ORLs em dados altimétricos

Os dados de altímetro contém a anomalia da altura da superfície livre (η_o) em relação à média local de longo termo. O conjunto encontra-se organizado em ciclos de 7 dias com dados coletados ao longo da passagem do satélite numa grade linear regular, posteriormente são convertidos em diagramas zonais-temporais permitindo a visualização da evolução dos fenômenos propagantes.

Foi aplicado um esquema de interpolação por curvatura contínua em tensão variável, que consiste em um interpolador determinístico. Este método divide a série de dados em subconjuntos e utiliza polinômios de pequena ordem para cada subconjunto (*spline*). A junção destes subconjuntos é que forma a interpolação sobre todo o domínio (Emery e Thomson, 2001). A tensão permite controlar a contribuição do termo harmônico relativo à superfície de mínima curvatura (tensão zero). Curvas suaves são geradas, preservando a fidelidade dos dados coletados, porém não é um interpolador exato. Suas vantagens são: sua rápida convergência, aproximações precisas das derivadas e boa estabilidade na presença de erros de aproximação (Emery e Thomson, 2001). O esquema de interpolação de curvatura mínima em tensão variável gera uma superfície que interpola todas as observações disponíveis através da solução da equação diferencial modificada bi-harmônica com tensão (Smith *et al.*, 1990):

$$(1 - T)\nabla^2(\nabla^2 z) + T\nabla^2 z = 0, \quad (2)$$

onde z é a variável a ser interpolada e T o parâmetro adimensional de tensão para o contorno que varia entre 0 e 1. No caso extremo $T = 0$ a solução de mínima curvatura (*spline*) prevalece e no caso $T = 1$, a solução de curvatura zero (linear) prevalece. No presente estudo foram utilizados para o parâmetro de tensão T , os valores de 0,25 no interior do

domínio e 0,75 nos contornos (Wessel e Bercovici, 1998). Estes valores foram aplicados para suprimir oscilações espúrias no interior do domínio e suavizar os contornos contínuos.

Os dados de $\eta_o(x, y, t)$ abrangem o período de 03 de outubro de 1992 até 27 de novembro de 2010. Estes dados foram reorganizados em diagramas zonais–temporais, $\eta_o(x, t)$, uma para cada latitude da área de estudo. Uma série de filtros bidimensionais de resposta impulsiva finita (Polito e Liu, 2003) foi aplicada a cada $\eta_o(x, t)$, decompondo o sinal em componentes propagantes e não propagantes. Em resumo, este método decompõe η_o em:

$$\eta_o = \eta_t + \eta_{24} + \eta_{12} + \eta_6 + \eta_3 + \eta_1 + \eta_E + \eta_r, \quad (3)$$

aqui, η_{24} a η_1 são as ondas de Rossby com períodos de aproximadamente 24, 12, 6, 3 e 1,5 meses. η_t representa os sinais não–propagantes de larga escala, tais como sazonalidade e El Niño. η_E e η_r são sinais de meso e pequena escala que não se propagam como as ondas acima descritas. Este estudo foca-se particularmente na componente η_{12} , que possui períodos e comprimento de onda compatíveis com ORLs (Polito e Liu, 2003).

A Figura 7 demonstra a aplicação do filtro sobre um sinal oscilatório sintético, com comprimento de onda e período conhecidos. Neste exemplo, o filtro foi propositalmente construído com período e comprimento de onda tais que a velocidade de fase é ligeiramente diferente (*i.e.* 20 %) da velocidade de fase do sinal sintético. Mesmo assim, o filtro consegue recuperar boa parte do sinal original em meio a ruído branco com variância **20 vezes** maior que a do sinal.

Figura 7: Exemplo da aplicação do filtro digital: no alto à esquerda está o sinal sintético ao qual é adicionado ruído randômico (no alto à direita), com 20 vezes mais variância. A aplicação do filtro (embaixo, à esquerda) resulta na recuperação satisfatória do sinal ondulatório original (embaixo, à direita).

4.2.2 Caracterização horizontal das ORLs

Dos diagramas zonais–temporais foram selecionados blocos de dados nos quais identificamos ORLs. Destes blocos foram calculados os parâmetros: velocidade de fase c_p , amplitude A , comprimento de onda λ , período T e percentual de variância explicada σ^2 , similarmente ao método descrito em Polito e Liu (2003). Os blocos de dados selecionados possuem dimensões comparáveis às das ondas procuradas, ou seja blocos dos diagramas com extensão zonal e temporal maiores que um comprimento de onda e um período respectivamente.

Uma matriz de autocorrelação $a(x_l, t_l)$ é calculada para cada bloco de dados como uma função de *lags* zonais e temporais (x_l e t_l), respectivamente. Esta operação é aplicada pois consegue reduzir os erros aleatórios ao mesmo tempo que preserva a parte determinística do conteúdo espectral do diagrama zonal–temporal original.

λ e T foram estimados através do ajuste por mínimos quadrados de funções senoidais no *lag* zero dos eixos zonal e temporal de $a(x_l, t_l)$. c_p foi estimado através da inclinação dos padrões propagantes observados no bloco de dados extraído do diagrama zonal–temporal original e logo na matriz de autocorrelação a . O cálculo de c_p é automatizado utilizando um método baseado na transformada de Radon, que rotaciona o sistema de coordenadas de $a(x_l, t_l)$ ao mesmo tempo em que projeta a variabilidade vertical sobre o eixo horizontal. A variabilidade projetada será máxima no ângulo onde os padrões propagantes se alinham com o eixo vertical, e portanto calcular a tangente deste ângulo fornece uma estimativa de c_p .

Para comparar a representatividade do sinal propagante da componente de período aproximado de 12 meses com o sinal original, calculou-se, para cada uma das latitudes, o percentual de variância (σ^2), que exprime quanta variância o sinal anual representa do sinal original. Este parâmetro foi calculado pela fórmula a seguir:

$$\sigma^2 = \left[1 - \frac{V(\eta_o - \eta_{12})}{V\eta_o} \right] * 100, \quad (4)$$

onde $V\eta_o$ representa a variância do bloco de dados selecionado nos dados originais, η_{12} é o bloco de dados selecionado na componente de 12 meses, η_o é o bloco de da componente original, V é a variância e σ^2 o percentual de variância explicada. É importante esclarecer que embora seja complexo, o método de filtragem de Polito e Liu (2003) já está bem estabelecido e foi aplicado neste trabalho adequando o método aos objetivos.

4.2.3 Obtenção perfis *in situ* e inclusão de dados climatológicos

Os perfis de temperatura e salinidade dos perfiladores robóticos Argo passaram por um processo de controle de qualidade. Este controle é indispensável pois, apesar de pré-processados pelo grupo do Coriolis, foi verificada a existência de dados espúrios. Vários procedimentos distintos foram adotados para os casos de perfis Argo sem lacunas ou com lacunas. Os perfis sem lacunas nas medidas foram interpolados linearmente de (10 em 10) m da superfície até os 1000 m de profundidade e em seguida calculada a média e o desvio padrão para cada profundidade. Perfis climatológicos de temperatura e salinidade provenientes do WOA09 (Locarnini *et al.*, 2010; Antonov *et al.*, 2010) também foram interpolados linearmente de (10 em 10) m. Caso hajam lacunas, o procedimento adotado para mitigar o problema dependerá da posição e do tamanho da falhas dos dados. Devido a coleção de dados Argo delimitada na área de estudo, por via de regra não passar de 1000 m e a dinâmica da onda se manifestar como uma variação vertical da densidade junto a piconclina que, nesta região, fica acima de 500 m todos os perfis foram truncados em 1000 m de profundidade. Portanto a variabilidade induzida pelas ondas abaixo de 1000 m é pequena e assumimos a priori que não influirá nas conclusões.

Os perfis robóticos inicialmente ignorados devido a falhas no processo de aquisição de medidas foram submetidos aos seguintes procedimentos:

- Perfis de temperatura e salinidade até a profundidade de 50 m, tiveram a medida mais rasa extrapolada até a superfície. Este procedimento justifica-se devido a homogeneidade da camada de mistura verificada através da análise de perfis climatológicos;
- Os perfis com medidas em profundidade maior que 750 m e menor que 1000 m foram extrapolados verticalmente para baixo ajustando-se à climatologia do mês e posição correspondentes;
- Restando os perfis com lacunas de dados entre 50 m e 750 m, estes, foram preenchidos utilizando um esquema de interpolação *spline* cúbica. Uma medida restritiva para não interpolar grandes lacunas de dados foi a exclusão dos perfis que possuam um intervalo maior que 50 m sem medidas nos 400 primeiros metros ou intervalo maior que 100 m nos 600 m restantes do perfil.

Após estes procedimentos foram selecionados apenas perfis onde todas as temperaturas e salinidades se encontram a menos de três desvios padrão em relação à média para cada profundidade.

4.2.4 Processamento dos dados de SVP

Os dados de velocidade geostrófica possuem evidentemente variabilidade fora da banda espectral de ondas de Rossby longas do primeiro modo baroclínico que são o foco deste trabalho. Portanto foi necessária a aplicação de filtros digitais para isolar a categoria específica de variabilidade cuja velocidade de fase é sempre para oeste e limitada a uma

faixa de valores possíveis ditados pela própria dinâmica. Estes valores são limitados entre metade e o dobro da velocidade de fase baseada na curva ajustada aos resultados de Polito e Liu (2003).

Os filtros de resposta impulsiva finita bi-dimensionais como aqueles utilizados por Polito e Liu (2003) foram aplicados nas componentes zonal e meridional da velocidade geostrófica de forma independente. A velocidade meridional filtrada gerou componentes similares às descritas na seção 4.2.1 de sinais não propagantes e sinais propagantes em diferentes períodos. Dos resultados obtidos, foi focada a componente propagante para oeste com período aproximado de 12 meses, permitindo o cálculo da variabilidade da velocidade meridional induzida pela passagem de ORLs. O motivo de escolher a componente de 12 meses remete ao fato da dificuldade de trabalhar com a componente bi-anual devido a baixa amplitude e por outro lado, para trabalhar com as componentes intra-anuais enfrentaremos a adversidade de encontrar perfis Argo em fases consecutivas e opostas. Uma vez que a propagação meridional das ondas não é observada, assume-se aqui propagação estritamente zonal. Sendo a componente geostrófica dominante no processo, o foco é a componente geostrófica meridional.

4.2.5 Caracterização vertical das ORLs

Em teoria, a passagem de ondas planetárias causa um deslocamento na termoclina cerca de três ordens de grandeza maior que as perturbações geradas na superfície. As perturbações observadas na superfície livre associadas à passagem de ondas de Rossby resultam da expansão e contração térmica da coluna que ocorrem em função da variação do calor integrado. Esta variação é induzida por deslocamentos verticais das isotermas, por sua vez forçados pela propagação das ondas. As maiores anomalias energéticas ocorreriam na região da termoclina, implicando que uma amplitude negativa em η se traduziria em uma termoclina mais rasa devido à menor quantidade de calor armazenado localmente, e vice-versa. Assumindo que o oceano pode ser realisticamente aproximado a modelos

de uma-e-meia ou duas camadas, onde a termoclina (picnoclina) representa a interface entre as camadas, a amplitude das anomalias de altura observadas na superfície livre (η) e dos deslocamentos verticais da interface (H_t) são proporcionais à diferença de densidade ($\Delta\rho$) entre as camadas superior e inferior, $\eta \sim H_t(\frac{\Delta\rho}{\rho})$. Isto implica que as ondulações em H_t seriam três ordens de grandeza maiores que o sinal em superfície (Chambers *et al.*, 1997). Cabe aqui ressaltar três pontos importantes associados à passagem de ondas planetárias:

- As isotermas e isohalinas movem-se verticalmente; como a salinidade e temperatura juntas implicam em mudança da densidade e consequentemente, de altura dinâmica;
- A solução senoidal da onda prevê variação espacial da altura que implica na variação da velocidade geostrófica meridional;
- A variação da temperatura média vertical implica na variação de calor armazenado na coluna-d'água.

Para caracterizar essas perturbações na coluna fizemos uso dos perfis (seção 4.2.3), nos quais procuramos dados *in situ* coincidentes com a passagem de ORLs previamente observadas nos dados altimétricos. Foram construídos diagramas zonais-temporais sobrepostos com as posições (x, t) dos perfis Argo e em seguida selecionadas as sequências contando com pelo menos quatro perfis amostrando fases opostas da mesma onda. Com essa sequência de perfis pudemos avaliar e quantificar o efeito vertical da passagem de ondas planetárias observadas nos dados altimétricos com a construção de seções de densidade potencial, temperatura e salinidade baseadas nas sequências de perfis *in situ* de salinidade e temperatura. Com o interesse em avaliar a variabilidade vertical, a qual pode ser representada como a soma de uma série infinita de funções ortogonais, utilizamos uma análise de funções empíricas ortogonais (sigla em inglês EOF). Esta análise se baseia na decomposição de uma função na qual obtemos equações do autovalores e autovetores para

a evolução da amplitude e para a estrutura vertical, justifica-se a aplicação desta metodologia por permitir inferir o modo que é dominante nos fenômenos observados quando avaliamos a variabilidade vertical. Outra análise empregada foi o cálculo de correlações entre a anomalia na altura dinâmica e o dado de altímetro original, a componente η_{12} , a soma das componentes propagantes para oeste e a isoterma obtida com a seção de perfis Argo. Esta correlação permite inferir a intensidade e direção do relacionamento linear entre as variáveis.

5 Resultados e Discussões

5.1 Identificação de ORLs

Seguindo a metodologia proposta, aplicamos o conjunto de filtros digitais de resposta impulsiva finita bidimensional nos dados de anomalia da altura livre da superfície do mar (η_0). Dados estes já submetidos ao pré-processamento descrito na seção 4.2.1, o que resultou na separação de η_0 em componentes ortogonais como ilustrado na Figura 8.

Como primeiro exemplo a Figura 8 apresenta a anomalia da altura do nível do mar na latitude de 13,375°S no Atlântico Sul. O sinal original η_0 foi decomposto em sinais não propagantes de larga escala η_t que incluem sazonalidade, El Niño e La Niña, η_E sinais de mesoescala que inclui vórtices, sinais propagantes para oeste associadas as ondas de Rossby: longas (*e.g.* η_{24} , η_{12} e η_6) e curtas (*e.g.* η_3 e η_1), η_s que é a somatória das componentes propagantes e não propagantes listadas anteriormente e η_r sinais residuais de pequena escala ou alta frequência interpretado como ruído.

Para afirmar que de fato separamos estes dois extremos de ondas de Rossby de forma inequívoca, foi necessária a análise da relação de dispersão definida como: $\omega = \frac{-\beta k}{k^2 + l^2 + Rd^{-2}}$, onde ω é a frequência; k e l são os números de onda zonal e meridional, definidos como $\frac{2\pi}{\lambda}$, onde λ é o comprimento de onda no eixo correspondente; β é a variação meridional do parâmetro f de Coriolis ($\frac{\partial f}{\partial y}$); e Rd é o raio de deformação de Rossby. Sabendo que a velocidade fase é dada por $c_p = \frac{\omega}{k}$ e a velocidade de grupo por $c_g = \frac{\partial \omega}{\partial k}$, quando obtemos a velocidade de fase igual a velocidade de grupo estamos observando ORLs e quando temos o $c_p \neq c_g$ estamos observando ondas de Rossby curtas. Utilizando os valores de ρ , $\Delta\rho$, f climatológicos e *in situ* dentro da área de estudo, calculamos as variáveis Rd , k , β e com a relação de dispersão e pudemos ratificar o tipo de onda que trabalhamos de forma inequívoca, também ilustrada na Figura 21.

Figura 8: Resultado da aplicação dos filtros FIR-2D em dados altimétricos para a latitude de 13,375°S no Atlântico Sul, composta pelo sinal original (η_0), soma das componentes filtradas (η_s), componente residual (η_r), componente não propagante de larga escala (η_t), sinais propagantes para oeste associadas as ondas de Rossby: longas (η_{24} , η_{12} e η_6) e curtas (η_3 e η_1) e sinais de mesoescala que inclui vórtices (η_E).

As ORLs foram identificadas nos diagramas zonais temporais da componente η_{12} como ilustrados nas Figuras 9, 10 e 11. Cada figura apresenta um conjunto de 6 latitudes onde podemos visualizar as ondas de Rossby longas com período aproximado de 12 meses. As retas tracejadas nos diagramas zonais temporais representam as velocidades médias de propagação das ondas calculadas via transformada de Radon das matrizes de autocorrelação (Polito e Liu, 2003). Mais especificamente, as matrizes de autocorrelação são calculadas para cada sub-área com um período por um comprimento de onda, nos locais onde o desvio padrão da altura está acima da média menos um desvio padrão. Podemos notar que as velocidades decrescem à medida que a latitude segue para o polo, pois nas baixas latitudes a teoria de ondas de Rossby prevê ondas com propagação relativamente rápida, o que implica em feições propagantes mais horizontais nos diagramas zonais temporais.

Os sinais de maiores amplitudes na anomalia de altura do nível do mar são observados nas latitudes mais altas. Como ORLs estão associadas a perturbações na superfície do mar, procuramos então, feições onde ocorram as maiores amplitudes para a sua identificação inequívoca. Mais precisamente no diagrama zonal temporal na latitude de $22,125^{\circ}\text{S}$ observamos sinais oscilatórios com o módulo das amplitudes acima de 40 mm. Para autenticar que a amplitude tem importância estatística, foi calculado o desvio padrão da anomalia de altura para esta latitude e a partir da média desses desvios temos que a amplitude de 40 mm equivale a 3,2 desvios padrão médio portanto, estatisticamente relevante.

Figura 9: Diagramas zonais temporais das componentes η_{12} da esquerda para a direita das latitudes $6,125^{\circ}\text{S}$ à $11,125^{\circ}\text{S}$ no Atlântico Sul, análogos ao painel η_{12} da Figura 8.

Figura 10: Similar à Figura 9 para as latitudes $12,125^{\circ}\text{S}$ à $17,125^{\circ}\text{S}$ no Atlântico Sul.

Figura 11: Similar à Figura 9 para as latitudes 18,125°S à 23,125°S no Atlântico Sul.

5.2 Perfis Argo coincidentes com ORLs

Com base nos diagramas zonais temporais apresentados na seção 5.1 nas Figuras 9, 10 e 11 foram separadas algumas latitudes para a identificação de perfis Argo coincidentes com ORLs. As latitudes separadas foram (7,125; 8,125; 13,375; 18,875; 22,125)°S determinadas devido as componentes de η_{12} dessas latitudes possuírem frentes de ondas com amplitudes acima de 3 desvios padrão médio em módulo para cada latitude e portanto qualificando a presença de ondas na região com amparo estatístico relevante.

Na faixa de latitude de $(22,125 \pm 1)^\circ\text{S}$ foram encontrados 270 perfis Argo, cujas posições estão indicadas como círculos na Figura 12. A escassez de perfis *in situ* coincidentes com as anomalias mais significativas de η_{12} limita o número de sequências de dados *in situ* utilizáveis para verificar o efeito da passagem de uma onda de Rossby nos campos de temperatura, salinidade e consequentemente nos campos de densidade. A fim de estudar esses efeitos, selecionamos uma sequência de medidas que abrangem perfis em fases opostas do sinal de η_{12} .

Figura 12: Anomalia de altura do nível do mar do Atlântico Sul em 22,125°S da componente η_{12} em mm com retas tracejadas representando a velocidade de propagação calculada via transformada de Radon com a sobreposição das posições (x, t) de perfis Argo indicados como círculos.

O artefato comumente adotado de se remover o sinal sazonal por ajuste local de uma função senoidal é desaconselhado pois as componentes η_{12} e η_t possuem períodos similares, podendo assim remover inadvertidamente o sinal da componente associada as ondas de Rossby longas com período de 12 meses ou até mesmo superestimar o sinal. Com intuito de contornar esta situação, procuramos dentre os perfis Argo coincidentes com a passagem de onda, os locais onde a onda se encontra em fase oposta com a componente η_t . Nos diagramas de Hovmöller dos sinais filtrados podemos distingui-los e graças a essa análise pudemos localizar uma instância onde a fase da onda se opõe a sazonalidade como ilustrado na Figura 13.

Figura 13: Componentes de η_{12} e η_t sobrepostas às posições (x, t) dos perfis Argo, delimitadas entre 8,6°W e 4,2°W e abril e dezembro de 2005.

5.3 Análise vertical da passagem de ORLs

A série temporal dos perfis Argo selecionada foi avaliada em termos das anomalias de temperatura, salinidade e consequentemente da densidade potencial, inferida pela equação de estado da água do mar através das medidas de temperatura e salinidade *in situ* selecionadas. Suas anomalias foram calculadas em relação ao perfil médio da climatolo-

gia WOA09 construída utilizando o mês e posição dos perfis *in situ* Argo, procedimento adotado visando a obtenção de um perfil médio realístico.

A Figura 14 ilustra as anomalias de altura do nível do mar das componentes η_{12} e η_t em função do tempo, durante a coleta dos perfis Argo. Notamos que as anomalias de altura das componentes (η_{12} e η_t) estão em fase opostas obedecendo o critério restritivo deste trabalho para a análise vertical da passagem de ORLs. Observa-se que a soma dessas duas componentes resultaria num sinal cuja amplitude é de apenas 20% do sinal, portanto, removendo o sinal sazonal teríamos apenas um sinal de onda com 20% da real amplitude e sendo este sinal de pequena amplitude ignorado por não alcançar nem ao menos um desvio padrão médio da altura da superfície. Utilizamos esta latitude para avaliar as anomalias nos campos de temperatura, salinidade e densidade ilustrados a seguir.

Figura 14: Variação temporal das componentes: η_t e η_{12} , ilustrando a oposição de fase entre estas componentes.

Na Figura 15 tratamos das anomalias de temperatura. A profundidade neste local é de 5000 m, porém está truncada em 1000 m. São dois, os motivos pelo qual truncamos nesta profundidade: o primeiro devido a limitação nos dados *in situ* coletados por perfiladores robóticos e segundo os resultados preliminares mostrando que abaixo desta profundidade não existe variações representativas o que também é notado quando visualizamos a climatologia. Notamos valores altos da variância desde a superfície ($1,2349 \pm 0,0016$) °C² até a base da camada de mistura ($1,3235 \pm 0,0015$) °C² em 80 m. A variância da temperatura ao longo do eixo tempo foi calculada em função da profundidade e está ilustrada no painel direito e a adoção de quatro casas decimais é justificada pela propagação de erros dos desvios experimentais. O sinal sazonal é claro na camada de mistura onde as anomalias de temperaturas obedecem fielmente ao ciclo sazonal, ou seja as anomalias de temperatura positivas coincidem nos máximos da altura e as anomalias negativas nos mínimos da altura.

O sinal em oposição de fase, o qual, identificado como onda de Rossby do primeiro modo baroclínico está presente abaixo de 180 m. A variância significativa nesta camada é de ($0,5969 \pm 0,0033$) °C² em 230 m. Observamos que o sinal sazonal é dominante nesta seção vertical, pois a amplitude da variância é 2,21 vezes maior que a amplitude associada às ORLs. Notamos também a presença de uma zona intermediária entre as profundidades de (90 e 180) m que é ocupada por fenômenos transientes de frequências mais altas associadas a modos baroclínicos mais altos.

Figura 15: Anomalia de temperatura inferida dos perfis Argo (cada triângulo representa um perfil de temperatura), cujas posições são exibidas na Figura 13 e à direita sua variância calculada temporalmente para cada profundidade.

Na Figura 16 os contornos indicam a variação da anomalia local de salinidade no tempo e ao seu lado a variância temporal da mesma. Notamos feições semelhantes à Figura 15, ou seja, anomalias positivas e negativas de salinidade são respectivamente associadas a anomalias positivas e negativas de temperatura. Porém quando observamos a variância (painel direito), percebemos um pico na zona de transição entre (90 e 180) m. Na camada de mistura obtemos um máximo de $(0,015 \pm 0,002)$ em 80 m. Já na camada abaixo de 180 m o valor máximo encontrado foi $(0,011 \pm 0,002)$ em 220 m. Não é perceptível uma discrepância nos valores significativos da variância entre as duas camadas. Ou seja, este resultado ilustra que a passagem de ORLs e o ciclo sazonal altera minimamente a salinidade, entretanto essas pequenas variações são mensuráveis pelos sensores de condutividade e corroboram de forma consistente as feições de temperatura. Isto também pode ser verificado pelo fato de η_t e η_{12} acompanharem o perfil de tempera-

tura através de expansão/contração térmica.

Figura 16: Similar à Figura 15 para a salinidade.

Na Figura 17 temos os contornos indicando a variação da anomalia local de densidade no tempo ao lado da variância temporal da mesma, semelhante às Figuras 15 e 16. A presença de uma camada de mistura que encerra o sinal sazonal também ficou evidente de (0 a 90) m. Este sinal está em oposição de fase com o sinal abaixo de 180 m, identificado como onda de Rossby do primeiro modo baroclínico.

O sinal sazonal é dominante pois tem uma variância máxima de $(0,0849 \pm 0,0029) \text{ kg}^2 \text{ m}^{-6}$, 7,86 vezes maior que o máximo de $(0,0108 \pm 0,0010) \text{ kg}^2 \text{ m}^{-6}$ exibido pelas ondas de Rossby anuais neste local. Entre (90 e 180) m encontramos uma zona de transição ocupada por fenômenos transientes de frequências mais altas, possivelmente ondas associadas a modos baroclínicos superiores. Para averiguar esta suposição, com o uso da ferramenta de análise de EOF pudemos confirmar que, nesta faixa de transição a função empírica de primeiro modo representa apenas 16,6% do sinal reconstruído en-

quanto o segundo e terceiro modos juntos reconstroem 63,6% do sinal, atentando que estes valores são representativos apenas para esta zona de transição. Para a seção de anomalia de densidade reconstruída com funções empíricas obtivemos (83, 6,5 e 4,2)% de variância explicada para o primeiro, segundo e terceiro modos respectivamente. Este resultado ilustra que, embora ambas variáveis salinidade e temperatura sejam influenciadas pela ORLs e sazonalidade, o campo de anomalia de densidade potencial é majoritariamente regido pela temperatura.

Figura 17: Similar à Figura 15 para a densidade potencial referenciada a 100 m.

Na Figura 18 é apresentada a seção de anomalia de densidade potencial reconstruída a partir do primeiro modo das funções empíricas ortogonais. Como dito anteriormente na seção 4.2.5 podemos decompor uma função em uma soma infinita de funções ortogonais. Decompusemos a seção de densidade e com ela pudemos analisar faixas das maiores influências dos modos ortogonais como discutido no parágrafo anterior. Após a reconstrução do primeiro modo que possui 83% de variância explicada notamos claramente a feição da seção é reproduzida e apresenta a camada de mistura e a camada em

oposição de fase, o qual identificamos como sinal sazonal e sinal de ORLs respectivamente. Calculamos a variância da seção de densidade potencial do primeiro modo ao longo do eixo tempo e observamos a variação da superfície ao fundo.

Figura 18: Seção de anomalia de densidade potencial reconstruída a partir do primeiro modo. As posições das funções são representadas pelos triângulos e a anomalia de densidade na barra de cores com unidade de $[\text{kg m}^{-3}]$.

Na Figura 19 é apresentado a anomalia de densidade potencial reconstruída a partir do segundo e terceiro modos das funções empíricas ortogonais. Com esta seção certificamos que na faixa de (90–180) m temos um pico na variância ao longo do eixo horizontal que ampara de forma consistente a suposição inicial da variância observada na Figura 16 estar associada a modos baroclínicos superiores.

Figura 19: Similar à Figura 18 reconstruída partir do segundo e terceiro modos.

Na Figura 20 o primeiro gráfico apresenta a anomalia de altura da superfície em três componentes onde: η_0 é o sinal original, η_{12} a componente de ORLs de período aproximado de 12 meses e η_s que é a somatória das componentes propagantes para oeste. O segundo gráfico apresenta a anomalia de altura dinâmica calculada através do pacote de rotinas oceanográficas da *Gibbs-SeaWater* (GSW) (McDougall e Barker, 2011). Esta rotina calcula a altura dinâmica em relação a uma pressão de referência de 1000 m utilizando os perfis de temperatura e salinidade coletados por Argo. O terceiro gráfico apresenta as isotermas de 10 °C dos perfis Argo e WOA09. A escolha da isoterma foi baseada nos estudos de Goni *et al.* (1997) segundo o qual a extensão da camada superior vai da superfície até a profundidade da isoterma 10 °C para esta região. Segundo Goni *et al.* (1997), a espessura média da camada de superfície é aproximadamente 400 m incluindo a camada de mistura, como pode ser observado no terceiro gráfico da Figura 20; o fato de existir uma diferença entre a profundidade da isoterma de 10 °C dos perfis Argo e WOA09 é esperada pois no WOA09 a climatologia é baseada na coleção de medidas oceanográficas, o que acaba suavizando os dados. Em todos os gráficos são utilizadas a mesma latitude

22,125°S e longitude 6,5°W.

Figura 20: Painel superior: anomalia de altura da superfície do mar em mm com as componentes η_0 , η_{12} e η_s que são: sinal original, sinal da componente de 12 meses e soma das componentes propagantes para oeste respectivamente. Ao centro é mostrada a anomalia da altura dinâmica em m^2s^{-2} calculados a partir de dados Argo e abaixo observam-se as isotermas de 10 °C dos perfis Argo e WOA09.

A anomalia de altura dinâmica obtida através dos dados Argo foi calculada com o objetivo compará-la aos dados altimétricos. O coeficiente de correlação entre a anomalia de altura dinâmica e η_0 é de 0,28 (Tabela 2). Este valor positivo era esperado pois trata-se do mesmo fenômeno medido por dois instrumentos distintos que devem apresentar consistência, ou seja os perfis Argo e os dados altimétricos não devem apresentar fenômenos independentes. Os coeficientes de correlação calculados entre H_d e as componentes de 12 meses e a soma dos sinais propagantes para oeste, foram -0,479 e -0,345 respectivamente. Estas correlações negativas eram esperadas, pois baseando-se na premissa de que o oceano se comporta como um sistema de duas camadas, uma elevação

na superfície por expansão térmica gera um aprofundamento da termoclina e a contração térmica gera uma elevação da termoclina. Este processo gera sinais na picnoclina e superfície em fase oposta, justificando os coeficientes negativos. Notamos que ao adicionar mais componentes à onda de 12 meses o coeficiente de correlação diminui em módulo. Isto sugere dois pontos a se discutir: um é que o sinal de 12 meses é dominante em relação às outras frequências e o outro é que os sinais altimétricos não anuais, nesta época e local, não representam a anomalia de densidade observada pelos perfiladores robóticos. Devido a escassez de dados podemos apenas sugerir as possíveis fontes de erros, uma é a amostragem do Argo limitada a 1000 m enquanto a amostragem do satélite é integrada da superfície ao fundo outra é que o Argo faz uma medida puntual, enquanto o sinal altimétrico é interpolado e filtrado, o que suaviza muito os dados.

Por fim o coeficiente de correlação entre a anomalia de altura dinâmica e a profundidade da isoterma de 10 °C foi de -0,30. Esta correlação negativa pode ser explicada por uma perturbação na termoclina causada pela passagem de ORLs que induzem sinais na termoclina 180° fora de fase em relação à superfície conforme dito anteriormente (seção 4.2.5). A Tabela 2 apresenta os valores dos coeficientes de correlação descritos anteriormente onde a anomalia de altura dinâmica é escrita como H_d .

Tabela 2: Coeficientes de correlação entre a altura dinâmica e as componentes: η_0 , η_{12} , η_s e Argo $z(T=10^\circ\text{C})$.

	correlação (%)
H_d e η_0	28,0
H_d e η_{12}	-47,9
H_d e η_s	-34,5
H_d e Argo $z(T=10^\circ\text{C})$	-30,1

5.4 Caracterização das ORLs

Para a caracterização das ondas de Rossby longas nos locais e datas onde se encontram perfis de salinidade e temperatura, aplicamos a metodologia descrita em Polito e Liu (2003) (doravante PL03) nos diagramas de Hovmöller da componente com período aproximado de 12 meses. O padrão de inclinação observado nessas componentes se refere ao sinal propagante para oeste (ORLs), seus valores de c_p foram calculados e se encontram na Tabela 3. Os valores de c_p apresentados à direita da Tabela 3 foram obtidos através da aplicação da transformada de Radon num período no qual foi identificada a presença de ORL e perfis Argo nas latitudes especificadas na seção 5.2 e com pelo menos um comprimento de onda na direção zonal.

O valor de c_p efetivamente utilizado pelo filtro assumiu valores entre metade e o dobro do valor inicial, portanto trata-se de uma restrição relativamente fraca. Em baixas latitudes da área de estudo os valores de c_p ficaram subestimados em 19,3% na latitude de 7,125°S e mais ao sul em 22,125°S em 3,2% em comparação aos valores encontrados por PL03. Este resultado em primeira análise, demonstra que a matriz selecionada para a caracterização, onde estão presentes os perfis Argo, possui uma frente de onda e estamos realmente caracterizando uma ORL (apresentada na Figura 21).

Tabela 3: Velocidade de propagação das ondas de Rossby longas caracterizadas nos dados altimétricos.

Latitude (°S)	c_p médio (km dia ⁻¹)	c_p Argo (km dia ⁻¹)	$\delta\%$
7,125	-21,63	-25,80	19,3
8,125	-20,84	-22,90	9,9
13,375	-14,13	-13,90	1,7
18,875	-8,14	-7,50	7,9
22,125	-4,60	-4,70	3,2

Os comprimentos de ondas foram calculados novamente adotando metodologia proposta por Polito e Cornillon (1997) e ampliados por PL03. Os resultados se encontram na Tabela 4, notamos que na latitude de 7,125°S obtivemos um valor superestimado em 24% em relação aos valores encontrado na literatura, na latitude mais ao sul em 22,125°S obtivemos um valor superestimado em 3,6%.

Tabela 4: Comprimento de ondas das ORLs caracterizadas nos dados altimétricos.

Latitude (°S)	<i>L</i> médio (km)	<i>L</i> Argo (km)	$\delta\%$
7,125	-7506	-8685	15,7
8,125	-7313	-7839	7,2
13,375	-5149	-5065	1,7
18,875	-3074	-2550	17,0
22,125	-1848	-1914	3,6

Os períodos das ondas também foram estimados ajustando uma função senoidal por mínimos quadrados sem *lag* temporal à matriz de autocorrelação e são apresentados na Tabela 5. A penúltima coluna da direita apresenta os resultados da caracterização da ORLs em locais com perfis Argo. Os períodos ajustados não diferem muito da literatura devido a utilização da mesma metodologia. A matriz escolhida para a latitude de 18,875°S possui a pior estimativa, subestimando o valor do período médio em 10,3%, enquanto nas demais latitudes as estimativas foram melhores chegando a uma diferença mínima no número significativo em 13,375°S.

Tabela 5: Período das ORLs caracterizadas nos dados altimétricos.

Latitude (°S)	<i>P</i> médio (dia)	<i>P</i> Argo (dia)	$\delta\%$
7,125	348	336	3,4
8,125	353	343	2,8
13,375	365	364	0,2
18,875	378	339	10,3
22,125	408	410	0,5

As amplitudes das ondas foram estimadas adotando metodologia de PL03 ajustando por mínimos quadrados uma superfície senoidal bidimensional na matriz de η_{12} com tamanho aproximado de um comprimento de onda na dimensão zonal e um período na dimensão temporal no qual coincide a ORL e os perfis Argo. Apesar da mesma metodologia de PL03, a diferença nos valores se deve a maneira da aplicação. Como é de interesse deste trabalho a caracterização da frente de onda que possua perfis Argo, a superfície senoidal é ajustada para apenas uma frente de onda. Assim garantimos que estamos obtendo a amplitude da ORL, com a ressalva de que este processo de ajuste assume implicitamente que a onda seja perfeitamente senoidal e que ela se propaga com velocidade constante. Com isso não se verifica exatamente o valor ajustado com o observado. A metodologia de PL03 subdivide todo o diagrama de Hovmöller em matrizes menores ajustando uma amplitude para cada matriz, em seguida é feita uma média utilizando os valores das amplitudes excluindo aqueles que possuem amplitude menor que um desvio padrão em relação à média de todas as sub-áreas. Foram intencionalmente selecionadas regiões e períodos onde as ORLs eram facilmente identificáveis em locais onde foi observada a presença de perfis Argo. Consequentemente, é natural e esperado obter amplitudes com valores consistentemente maiores que a literatura apresenta (Tabela 6).

Tabela 6: Amplitude das ORLs caracterizadas nos dados altimétricos.

Latitude (°S)	A médio (cm)	A Argo (cm)	$\delta\%$
7,125	16,9	23,4	38,4
8,125	17,1	21,8	27,5
13,375	11,5	13,7	19,1
18,875	9,5	11,3	18,9
22,125	15,1	23,7	56,9

Por fim, foi calculado para cada matriz o percentual de variância explicada, que exprime quanta variância o sinal da componente η_{12} representa do sinal original η_0 . Analogamente ao que foi dito a respeito da amplitude, é esperado que o percentual de variância explicada seja maior também. Obtivemos valores maiores que PL03 exceto em 18,875°S onde o valor 2,74 vezes menor se deve à dificuldade em se encontrar perfis Argo cruzando a crista e o vale de uma ORL. Nos casos onde identificamos ondas com amplitudes próximas da média, então o processo de filtragem condicionou (ou suavizou) demais os dados. Como a variância é proporcional ao quadrado da amplitude, as discrepâncias em relação à média são relativamente maiores.

Tabela 7: Percentual de variância explicada das ORLs em relação ao sinal original.

Latitude (°S)	σ^2 médio (%)	σ^2 Argo (%)	$\delta\%$
7,125	11,60	21,71	87,1
8,125	11,17	27,84	149,2
13,375	9,60	16,98	76,9
18,875	7,57	2,76	63,5
22,125	9,88	16,48	66,8

Figura 21: Gráfico da relação de dispersão das ondas de Rossby. A unidade do eixo das frequências foi escalado por $\frac{\beta}{2R_d}$ e a unidade do eixo do número de ondas é escalado pelo raio de deformação. Os círculos destacados representam as velocidades de propagação caracterizadas nos dados altimétricos.

Após essas análises para a caracterização das ORLs faz-se necessária a comprovação da presença de fato. O modo de rechaçar qualquer dúvida é apresentada na Figura 21, na qual é ilustrada a relação de dispersão das ondas de Rossby, onde os círculos correspondem ao número de onda e frequência das ORLs que caracterizamos neste trabalho mostrando que realmente estamos trabalhando com ondas de Rossby longas. Os eixos do gráfico são normalizados a modo de priorizar a curva da relação de dispersão.

5.5 Dados de SVP filtrados

Como ilustra a Figura 22, o número de observações dos dados de flutuadores Lagrangeanos é espacialmente heterogênea.

Figura 22: Número de amostras dentro do domínio estudado, coletadas por flutuadores Lagrangeanos em $1^\circ \times 1^\circ$ na projeção cônica Lambert. A barra de cores apresenta o número de observações dos flutuadores de 07 de Janeiro de 1998 a 20 de Setembro de 2006.

Figura 23: Resultado da aplicação dos filtros FIR-2D em dados de velocidade de superfície zonal para a latitude de 21,563°S no Atlântico Sul, composta pelo sinal original (U_0), soma das componentes filtradas (U_s), componente residual (U_r), componente não propagante de larga escala (U_t), sinais propagantes para oeste (U_{24} , U_{12} , U_6 , U_3 e U_1) com períodos aproximados de 24, 12, 6, 3 e 1 meses respectivamente e sinais de mesoescala (U_E).

Figura 24: Similar à Figura 23 para a componente meridional V.

Os filtros foram aplicados nas componentes zonais e meridionais das velocidades superficiais dentro da área de estudo. A Figura 23 apresenta a velocidade zonal em $21,563^{\circ}\text{S}$ no Atlântico Sul (U_0) e também as componentes separadas através da aplicação dos filtros à semelhança a Figura 8. A Figura 24 apresenta a velocidade meridional na mesma latitude e suas componentes separadas. A escolha desta latitude para a ilustrar a atuação dos filtros se explica pela Figura 22 onde é visível que nesta latitude temos um razoável número de observações dentro do domínio estudado.

Após a aplicação dos filtros nos dados de SVP utilizamos as latitudes mais próximas daquelas que foram inicialmente separadas na seção 5.2. Em seguida foram montados diagramas de Hovmöller da velocidade meridional da componente propagante para oeste com período aproximado de 12 meses, ilustrada na Figura 25. Podemos observar claramente o padrão de propagação das ondas na velocidade meridional e que estas são compatíveis com o padrão das velocidades observadas nos dados de anomalia de altura dos dados altimétricos. Um fato a ser levado em conta é que os dados de SVP incluem os dados altimétricos e, desta forma, a semelhança entre os padrões não causa surpresa. Os valores das velocidades serão apresentados para as matrizes de SVP com as mesmas posições e períodos na próxima subseção.

Figura 25: Componente filtrada da velocidade meridional em m s^{-1} com período aproximado de 12 meses, retas tracejadas representam a velocidade de propagação das ORLs obtidas via transformada de Radon.

5.6 Caracterização dos dados de SVP filtrados

Nesta subseção é apresentada a caracterização da velocidade de propagação da componente meridional da velocidade de superfície que possui período aproximado de 12 meses. Utilizamos a transformada de Radon na matriz de dados de velocidade meridional dentro do mesmo domínio utilizado na seção 5.4 para que fosse feita a comparação entre as velocidades medidas pelo altímetro e pelos derivadores Lagrangianos. Na Tabela 8 são apresentadas as velocidades de propagação obtidas dos dados de SVP. Nota-se que na latitude de $7,125^\circ\text{S}$ não temos o valor de c_p , e isso se deve ao fato do filtro não convergir uma assintótica para um valor de velocidade de fase. Isso ocorreu devido à amplitude da velocidade que está dentro do período da passagem da ORL com pelo menos um comprimento de onda na direção zonal ser muito pequena. Nas demais latitudes fo-

ram estimados valores próximos àqueles obtidos por dados altimétricos, na latitude mais ao sul em 22,125°S, obtivemos um valor subestimado em 27,6%.

Tabela 8: Velocidade de propagação das ondas de Rossby longas calculados através de dados altimétricos e de SVP.

Latitude (°S)	c_p altímetro (km dia ⁻¹)	c_p SVP (km dia ⁻¹)	$\delta\%$
7,125	-25,80	—	—
8,125	-22,90	-20,2	11,8
13,375	-13,90	-11,8	15,1
18,875	-7,50	-6,5	13,3
22,125	-4,7	-3,4	27,6

No intuito de quantificar a variabilidade do sinal meridional da velocidade geostrófica superficial que possui propagação para oeste, calculamos a variância explicada da componente meridional do sinal propagante para oeste com o sinal original apresentada na Tabela 9.

Tabela 9: Percentual de variância explicada do sinal propagante para oeste nos dados de SVP.

Latitude (°S)	σ^2 médio (%)
7,125	42
8,125	44
13,375	67
18,875	70
22,125	71

Comparando as Tabelas 9 e 7 nota-se uma discrepância entre os valores da coluna de variância explicada σ^2 médio da componente η_{12} na Tabela 7 com os valores de σ^2 médio da componente meridional da velocidade geostrófica. Anteriormente definimos quanta variância o sinal da componente η_{12} representa do sinal original η_0 utilizando

dados altimétricos. Nos resultados de σ^2 médio da Tabela 9, estamos definindo quanta variância das componentes propagantes para oeste representa do sinal meridional da velocidade geostrófica original. As componentes propagantes foram calculadas através da soma das componentes de período aproximado de 3, 6, 12 e 24 meses. Para avaliar os sinais propagantes, a Figura 26 apresenta novamente a relação de dispersão para as ondas de Rossby e os pontos são as velocidades de fase dessas componentes, sabendo que a frequência é o inverso do período, temos o ponto mais alto representa a frequência da componente de período aproximado de 3 meses assim sucessivamente. Com base nesta figura podemos afirmar que essas componentes são não dispersivas e portanto ORLs.

Relação de dispersão (SVP)

Figura 26: Gráfico da relação de dispersão das ondas de Rossby. A unidade do eixo das frequências foi escalado por $\frac{\beta}{2R_d}$ e a unidade do eixo do número de ondas é escalado pelo raio de deformação. Os círculos no gráfico representam os valores de velocidade de fase caracterizados nos dados de SVP com período em meses.

6 Conclusões

Através do conjunto de dados altimétricos foram analisados os campos de anomalia de altura do nível do mar. Esses campos da anomalia da altura dos dados altimétricos foram utilizados para a identificação das ORLs aplicando um método já estabelecido na literatura desenvolvido por Polito e Cornillon (1997) e ampliado por Polito e Liu (2003). Esta metodologia permitiu a separação dos sinais propagantes dos não-propagantes e em componentes com períodos distintos. Devido ao foco deste trabalho serem as ondas de Rossby longas, o sinal propagante para oeste com período aproximado de 12 meses foi o objeto de procura para concluir o primeiro objetivo específico de identificar as ocorrências de ORLs. O segundo objetivo específico foi concluído sobrepondo as posições dos perfis Argo nos diagramas de Hovmöler e visualmente selecionadas as datas e locais no qual é identificada a presença de ORLs.

Foram analisados os campos de anomalia da temperatura, salinidade e densidade potencial. Estes campos foram significativamente influenciados pela passagem de ORLs no Atlântico Sul, sendo este o terceiro objetivo específico deste trabalho. Nos campos de anomalias de temperatura, salinidade e densidade a presença de ORL é observada na seção temporal da latitude 22,125°S e longitude 6,5°W. Observa-se que a camada inferior está em fase oposta com a camada superior, portanto a onda com período aproximado de 12 meses é identificada como sendo do primeiro modo baroclínico que causa uma variabilidade de densidade na faixa vertical de (180–400) m compatível com o nível da piconclina observada na climatologia média anual para cada faixa de latitudes.

A variabilidade na camada mais superficial é caracterizada como sendo a camada de mistura, fortemente influenciada pela sazonalidade. Nas Figuras 15, 16 e 17 podemos ver que a camada de mistura segue fielmente a variabilidade da componente η_t da anomalia de altura portanto corroborando a afirmação. Ao compararmos as anomalias relativas de salinidade e temperatura com a de densidade, notamos que às escalas de variabilidade e o formato geral da curva de densidade se assemelham mais à de temperatura do que a

de salinidade. Isto corrobora o fato já estabelecido na literatura que nesta região a temperatura é o fator dominante na variação da densidade.

A variabilidade na região intermediária, de (90 a 180) m, indica a possibilidade de que hajam aqui ondas fracas, de frequência intrasazonal, de modos baroclínicos superiores. Para uma conclusão robusta a decomposição em funções empíricas ortogonais se fez necessária, e nela pudemos atestar que o segundo e terceiro modos das EOFs detêm a maior influência nesta zona de transição. E após averiguar a existência de modos superiores, utilizamos os modos para reconstruir a seção de anomalia de densidade potencial. Os resultados ilustrados nas Figuras 18 e 19 permitem concluir que nesta região existem modos baroclínicos superiores a 1.

Na Figura 13 está ilustrada a presença de dois sinais opostos (η_t e η_{12}). Ficou claro que o procedimento comumente adotado de se remover o sinal sazonal por ajuste local de uma função senoidal não é recomendado no caso da anomalia da altura. Se tal procedimento fosse aplicado, removeria inadvertidamente o sinal das ondas de Rossby também.

As conclusões a respeito do quarto objetivo específico foram possibilitadas por uma análise que detectou a presença de ORLs, e sobre estas foram selecionados perfis *in situ* Argo que amostram pontos distintos (crista e vale da mesma ORL). Com esses dados pudemos concluir que a principal influência causada pela passagem das ORLs é a modificação da estratificação vertical, afetando mais os perfis de temperatura e menos os de salinidade. No campo de densidade é marcante a influência da ORLs ao nível da picnoclina permanente. Podemos concluir que a passagem da ORLs cria anomalias no campo de densidade e que esta é diretamente proporcional à amplitude da onda. No caso aqui analisado, a anomalia de altura da superfície é de 237 mm e quantificamos uma faixa de aproximadamente 240 m, centrada em 360 m de profundidade, onde observamos uma anomalia no campo de densidade com valores de até $0,3 \text{ kg m}^{-3}$.

Ao findar dos objetivos relacionados aos dados altimétricos e dos perfiladores robóticos, rechaçamos qualquer dúvida relacionada à classificação do fenômeno investigado como ondas de Rossby longas do primeiro modo baroclínico. As ORLs que caracterizamos a priori foram confrontadas com a relação de dispersão da teoria linear para as ondas de Rossby (Figura 21) como forma de mitigar o risco de ter caracterizado um fenômeno fora da banda de interesse. Posto que a concordância entre teoria linear e observações é evidente, podemos qualificar as ondas como lineares, uma vez que os valores adotados de gravidade reduzida e da camada de superfície serem consistentes com as observações (WOA09).

Dados de SVP nas velocidades meridionais também possuem variabilidade propagante para oeste com período aproximado de 12 meses comportando como ORLs. Os valores da velocidade de propagação mostraram que esta variabilidade está associada com ORLs, isto não apresenta novidade pois os dados de SVP contém informação baseada em dados altimétricos. A adaptação do método para estes dados foi inédita ². Os resultados foram satisfatórios como apresentado na Tabela 8 e utilizando esses dados fica clara a associação da variabilidade da velocidade meridional com a passagem de ORLs. Fechando os objetivos específicos, a hipótese de que uma parcela significativa da variabilidade da velocidade geostrófica está associada a sinais que se propagam para oeste é confirmada pelos resultados apresentados na Tabela 9. Após estes resultados novamente confrontamos os valores de velocidade de fase no gráfico de relação de dispersão da onda de Rossby linear do primeiro modo baroclínico (Figura 26). Nesta análise foram incluídas as componentes com propagação para oeste com períodos diferentes do anual. Mesmo para ondas de aproximadamente 3 meses, quando confrontamos na relação de dispersão atestamos que a frente se comporta como ORL, permitindo concluir com robustez a respeito do fenômeno que caracterizamos. As características destas frentes são compatíveis com a teoria linear das ondas de Rossby, e sua passagem pela seção selecionada apresentou perturbações características tanto na superfície livre do mar quanto no perfil vertical do campo de densidade.

²Esta aplicação se insere no projeto CNPq 473723/2008-5.

A partir das conclusões aqui obtidas foi possível identificar alguns pontos a serem considerados para estudos futuros como:

- A análise de modos baroclínicos superiores a 1 através de ferramentas estatísticas mais sofisticadas. Uma vez que, inicialmente neste trabalho não era prevista uma análise de modos superiores, para amparar ou não a possibilidade levantada durante as análises das anomalias de densidade, utilizamos a EOF.
- A utilização de sequências maiores de dados *in situ*, os quais foram limitantes para o período estudado e com o aumento da rede de perfiladores autônomos fica disponível uma melhor malha amostral para a seleção de mais seções.
- Refinamento da teoria de modo a incluir estratificação contínua e realista.
- Refinamento da teoria de modo a incluir efeito Doppler, em particular para frequências intra-sazonais e um β efetivo que inclui cisalhamento e topografia.
- Refinamento da teoria de modo a incluir ondas forçadas pelo rotacional da tensão de cisalhamento do vento ($\nabla \times \tau$).
- Ampliação da área de estudo para uma área global.

Referências

AMANTE, C.; EAKINS, B.; CENTER, N. G. D. ***ETOP01 1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis***. [S.l.]: US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service, National Geophysical Data Center, Marine Geology and Geophysics Division, 2009.

ANDERSON, D. L. T.; GILL, A. E. Spin-up of a stratified ocean with applications to upwelling. ***Deep-Sea Research***, v. 22, p. 583–596, 1975.

ANTONOV, J. I. *et al.* ***World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity. Ed: Sydney Levitus***. [S.l.]: NOAA Atlas NESDIS 69, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 2010. 184pp.

BARNIER, B. A numerical study of the influence of the Mid-Atlantic Ridge on nonlinear barotropic and first-mode baroclinic Rossby waves generated by seasonal winds. ***Journal of Physical Oceanography***, v. 18, p. 417–433, 1988.

BENADA, R. ***Merged GDR TOPEX/Poseidon Users Handbook Version 2.0***. [S.l.], 1997. D-11007.

CHAMBERS, D. P.; TAPLEY, B. D.; STEWART, R. H. Long-period ocean heat storage rates and basin-scale heat fluxes from TOPEX. ***Journal of Geophysical Research***, v. 102(C5), p. 10,525–10,533, 1997.

CHELTON, D.; SCHLAX, M. Global observations of oceanic Rossby waves. ***Science***, AAAS, v. 272, n. 5259, p. 234, 1996.

CIPOLLINI, P. *et al.* ***Remote sensing of oceanic rossby waves: New techniques and results***. In: IEEE. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2000. Proceedings. IGARSS 2000. IEEE 2000 International*. [S.l.], 2000. v. 5, p. 1824–1826.

CIPOLLINI, P. *et al.* Concurrent altimeter and infrared observations of Rossby wave propagation near 34°N in the northeast Atlantic. ***Geophysical Research Letters***, v. 24, p. 889–892, 1997.

CIPOLLINI, P.; CROMWELL, D.; QUARTLY, G. Observations of Rossby wave

propagation in the northeast Atlantic with TOPEX/POSEIDON altimetry. *Advances in Space Research*, Elsevier, v. 22, n. 11, p. 1553–1556, 1998.

EMERY, W. J.; THOMSON, R. E. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. second. [S.l.]: Elsevier Science B. V., 2001.

FU, L.; QIU, B. Low-frequency variability of the North Pacific Ocean: The roles of boundary- and wind-driven baroclinic Rossby waves. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, n. C12, p. 3220, 2002.

FU, L.-L. *et al.* TOPEX/Poseidon mission overview. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 24,369–24,383, 1994.

GILL, A. E. *Atmosphere-Ocean Dynamics*. San Diego, Calif.: Academic Press Inc., 1982. (International Geophysics Series, v. 30). 662 pp.

GONI, G. *et al.* Agulhas ring dynamics from topex/poseidon satellite altimeter data. *Journal of Marine Research*, Sears Foundation for Marine Research, v. 55, n. 5, p. 861–883, 1997.

HANSEN, D.; POULAIN, P. Quality control and interpolations of wocetoga drifter data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Boston, MA: The Society, c1984-, v. 13, n. 4, p. 900–910, 1996.

HERRMANN, P.; KRAUSS, W. Generation and propagation of annual Rossby waves in the North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, v. 19, p. 727–744, 1989.

JACOBS, G. A.; EMERY, W. J.; BORN, G. H. Rossby waves in the Pacific Ocean extracted from Geosat altimeter data. *Journal of Physical Oceanography*, v. 23, p. 1155–1175, 1993.

KESSLER, W. Observations of long rossby waves in the northern tropical pacific. *J. Geophys. Res*, v. 95, n. C4, p. 5183–5217, 1990.

KUNDU, P. K.; COHEN, I. M. *Fluid Mechanics*. 3rd. ed. [S.l.]: Academic Press, Inc., 2004. 638pp.

Le Traon, P.; MINSTER, J. Sea level variability and semiannual rossby waves in

the south atlantic subtropical gyre. *Journal of geophysical research*, American Geophysical Union, v. 98, n. C7, p. 12315–12, 1993.

LEVITUS, S.; BOYER, T. P. *World Ocean Atlas 1994*. [S.l.], 1994. 117 pp.

LIU, W. T. *et al.* Atmospheric manifestation of tropical instability wave observed by QuikSCAT and Tropical Rain Measuring Mission. *Geophysical Research Letters*, v. 27, p. 2545–2548, 2000.

LOCARNINI, R. A. *et al.* *World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature*. *Ed: Sydney Levitus*. [S.l.]: NOAA Atlas NESDIS 68, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 2010. 184pp.

LUMPKIN, R.; PAZOS, M. Measuring surface currents with Surface Velocity Program drifters: the instrument, its data, and some recent results. *Lagrangian Analysis and Prediction of Coastal and Ocean Dynamics*, p. 39–67, 2007.

MCDUGALL, T.; BARKER, P. *Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox*. [S.l.: s.n.], 2011. ISBN 978-0-646-55621-5.

MEYERS, G. On the annual rossby wave in the tropical north pacific ocean. *Journal of Physical Oceanography*, v. 9, p. 663–674, 1979.

NIILER, P. The world ocean surface circulation. *International Geophysics*, Elsevier, v. 77, p. 193–204, 2001.

NIILER, P. *et al.* Near-surface dynamical structure of the kuroshio extension. *Journal of Geophysical Research*, v. 108, n. 24, p. 1–24, 2003a.

NIILER, P. P.; MAXIMENKO, N. A.; MCWILLIAMS, J. C. Dynamically balanced absolute sea level of the global ocean derived from near-surface velocity observations. *Geophysical Research Letters*, v. 30, n. 22, 2003. 2164, doi:10.1029/2003GL018628.

PEDLOSKY, J. *Geophysical Fluid Dynamics*. 2. ed. [S.l.]: Springer-Verlag, 1986. 710 pp p.

POLITO, P. S.; CORNILLON, P. Long baroclinic Rossby waves detected by TOPEX/Poseidon. *Journal of Geophysical Research*, v. 102, p. 3215–3235, 1997.

POLITO, P. S.; LIU, W. T. Global characterization of Rossby waves at several spectral bands. *Journal of Geophysical Research*, v. 108, n. C1, 2003. 3018, doi: 10.1029/2000JC000607.

POLITO, P. S.; SATO, O. T.; LIU, W. T. Characterization and validation of heat storage variability from TOPEX/Poseidon at four oceanographic sites. *Journal of Geophysical Research*, v. 105, n. C7, p. 16,911–16,921, 2000.

PRICE, J. M.; MAGAARD, L. Interannual baroclinic Rossby waves in the midlatitude North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, v. 16, p. 2061–2070, 1986.

ROSSBY, C. *et al.* Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action. *Journal of Marine Research*, v. 2, n. 1, p. 38–55, 1939.

SMITH, W. *et al.* *Gridding with continuous curvature splines in tension*. [S.l.]: Lamont-Doherty Geological Observatory, 1990.

WESSEL, P.; BERCOVICI, D. Interpolation with splines in tension: a green's function approach. *Mathematical Geology*, Springer, v. 30, n. 1, p. 77–93, 1998.