



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16687-TDI/1631

**ESTUDO DE ANOMALIAS OCEÂNICAS E
ATMOSFÉRICAS NA REGIÃO DA CONFLUÊNCIA
BRASIL-MALVINAS**

Isabel Porto da Silveira

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Luciano Ponzi Pezzi, aprovada em 23 de fevereiro de 2010.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/01.19.16.24>>

INPE
São José dos Campos
2010

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO:

Presidente:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Membros:

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Simone A. Del-Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Viveca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16687-TDI/1631

**ESTUDO DE ANOMALIAS OCEÂNICAS E
ATMOSFÉRICAS NA REGIÃO DA CONFLUÊNCIA
BRASIL-MALVINAS**

Isabel Porto da Silveira

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Luciano Ponzi Pezzi, aprovada em 23 de fevereiro de 2010.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/01.19.16.24>>

INPE
São José dos Campos
2010

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Silveira, Isabel Porto da.
Si39es Estudo de anomalias oceânicas e atmosféricas na região da
Confluência Brasil-Malvinas / Isabel Porto da Silveira. – São José
dos Campos : INPE, 2010.
xvi + 100 p. ; (INPE-16687-TDI/1631)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional
de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.

Orientador : Dr. Luciano Ponzí Pezzi.

1. Confluência Brasil Malvinas. 2. Interação oceano atmosfera.
3. Climatologia. 4. Modelagem oceânica. I.Título.

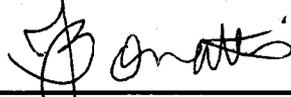
CDU 551.588.16(261.68)

Copyright © 2010 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2010 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

**Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de Mestre em
Meteorologia**

Dr. José Paulo Bonatti



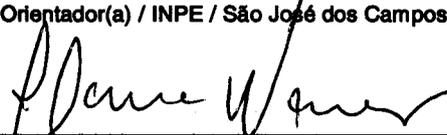
Presidente / INPE / Gachoeira Paulista - SP

Dr. Luciano Ponzi Pezzi



Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dra. Ilana Elazari Klein Coaracy Wainer



Convidado(a) / IO/USP / São Paulo - SP

Aluno (a): Isabel Porto da Silveira

São José dos Campos, 23 de fevereiro de 2010

*A meus pais, Fátima e Paulo. E às Teresas da minha
vida, minha Vó e minha irmã.*

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, prof. Dr. Luciano Ponzi Pezzi, pela dedicação, ensinamentos e oportunidades. À minha família, pelo apoio, carinho e por acreditar no meu potencial. Ao CDL, pelo suporte afetivo, pelas horas de diversão e lazer...sem elas, tudo seria mais chato e sem vida! Aos amigos e colegas, pelo suporte técnico, científico e emocional. Àqueles que me guardam, protegem e iluminam. À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, FAPESP, por apoiar este trabalho.

RESUMO

A Confluência Brasil-Malvinas (CBM) é conhecida como uma das regiões mais energéticas dos oceanos. Ela se localiza no oceano Atlântico Sudoeste e exerce grande influência na modulação da camada limite atmosférica adjacente. Nessa região oceânica, massas d'água com características distintas convergem, vinda do Norte, a Corrente do Brasil, quente e salina, e oriunda do Sul, a Corrente das Malvinas, com menores salinidade e temperatura. Essa convergência é marcada por fortes gradientes de temperatura, salinidade, densidade e altura do nível do mar. Esse trabalho estuda as dinâmicas oceânica e atmosférica da CBM e suas relações com processos oceânicos e atmosféricos dos ambientes de médias e altas latitudes, os quais podem influenciar na formação das anomalias de temperaturas e correntes encontradas na superfície oceânica dessa região. Através de modelagem numérica e de dados de reanálise, encontrou-se dois comportamentos distintos para duas situações de anomalias de temperatura do mar, uma positiva e outra negativa. A primeira, apresentou um escoamento de sul local, o qual surgiu em resposta ao padrão de circulação atmosférica, que bloqueou a ressurgência de águas frias junto ao talude continental. Para o caso negativo, modelo e observação divergiram quanto aos processos termodinâmicos envolvidos na formação dessas anomalias. Entretanto, as forçantes locais, para ambos casos, estão relacionadas aos processos de subducção e ressurgência na região de estudo. Forçantes remotas foram averiguadas e aparentemente mudanças na Corrente Circumpolar Antártica, no Estreito de Drake, parecem contribuir para a variabilidade na Confluência Brasil Malvinas.

STUDY OF OCEANIC AND ATMOSPHERIC ANOMALIES IN THE BRAZIL MALVINAS CONFLUENCE

ABSTRACT

The Brazil-Malvinas Confluence (BMC) region is known as one of the most energetic zones of the World Ocean, and it has a strong influence on the Planetary Boundary Layer over the Southwestern Atlantic Ocean. This oceanic region is characterized by the convergence of distinct water masses. The Brazilian Current, salty and warm, meets the cold fresh Malvinas Current over that region and origins the BMC. This convergence is marked by the strong vertical and horizontal gradients and temperature surface anomalies. This Project studies the dynamics and thermodynamics of the ocean and atmosphere at the BMC region and their relationship with the high latitude environment. The connections between high and mid latitudes might be the cause of the temperature and currents anomalies generation and maintenance on the Atlantic Southwestern. Through numerical modeling and reanalysis data analysis, it was found two distinct behaviors for two situations of sea temperature anomalies, one positive and another negative. The first one, presented a local flow from south, which appeared in reply to atmospheric circulation, that blocked the upwelling of cold waters next to the continental slope. For the negative case, the numerical simulation and reanalysis diverged in determinate how thermodynamic processes were involved in the formation of these anomalies. However, the local forcings, for both cases, are related to downwelling and upwelling processes in the study region. Remote forcings were inquired and apparently changes in the Antarctic Circumpolar Current, in the Drake Strait, apparently contribute for the BMC's variability.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 A chave está na Antártida	3
1.2 Batimetria do oceano Austral	4
1.3 Circulação superficial do Atlântico Sul	5
1.4 Circulação atmosférica em 250 hPa.	7
1.5 Circulação atmosférica em 850 hPa.	7
1.6 Sistemas sinóticos atuantes na América do Sul.	8
1.7 Stormtrack: trajetória	9
1.8 Stormtrack: densidade e intensidade	9
1.9 Ventos Catabáticos	10
1.10 Campo de TSM na região da CBM	13
1.11 Meandros e vórtice na CBM.	14
1.12 Climatologia de altura do nível do mar, transporte e massas de água na CBM.	15
1.13 Variação do perfil vertical da CBM.	16
1.14 Sistemas de pressão do Atlântico Sul.	18
1.15 Fluxos e TSM.	20
1.16 Perfis simultâneos atmosfera oceano.	21
2.1 Metodologia.	23
2.2 Grade SODA POP-2	26
2.3 Subáreas	27
2.4 Caso de anomalias negativas de TSM na CBM e vento	28
2.5 Caso de anomalias positivas de TSM na CBM	29
2.6 Grade tripolar.	34
3.1 Ondaleta da Confluência Brasil-Malvinas	43
3.2 Ondaleta de Estreito de Drake	44
3.3 Oscilação Antártica- Superfície	45
3.4 ATSM na simulação SU1992.	46
3.5 Ondaleta para vento zonal para CBM	48
3.6 Espectros de coerência e cruzado: TSM e componente meridional do ci- salhamento do vento.	48
3.7 Espectros de coerência e cruzado: Temperatura e componente meridional da corrente integradas na coluna de água.	50

3.8	Balanco de calor.	52
3.9	Resumo esquemático de advecção.	54
3.10	Diagrama TS e climatologia de temperatura e salinidade.	57
3.11	Climatologia para transporte (Sv).	59
3.12	Climatologia para velocidade horizontal.	60
3.13	Climatologia para velocidade vertical.	61
3.14	Anomalias de temperatura do mar para 1964.	64
3.15	Anomalias de temperatura do mar, salinidade e velocidade vertical para 1964.	65
3.16	Anomalias de transporte para 1964.	66
3.17	Anomalias de transporte para 1964, superfície	67
3.18	PNM e saldo de radiação pra 1964.	68
3.19	Reanálise SODA, 1964.	70
3.20	Reanálise SODA, velocidade de corrente horizontal 1964.	71
3.21	Anomalia de TSM para as subáreas da CM e DK, 1964.	73
3.22	Anomalia de transporte meridional para as subáreas da CM e Drake, 1964.	74
3.23	Anomalias de temperatura do mar para 1992.	76
3.24	Anomalias de temperatura do mar e salinidade para 1992, perfil.	77
3.25	Anomalias de transporte meridional da corrente e de velocidade vertical	78
3.26	PNM e saldo de radiação pra 1992.	79
3.27	Reanálise SODA, 1992.	81
3.28	Reanálise SODA, velocidade de corrente horizontal 1992.	82
4.1	Quadro conclusivo.	83

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Motivação	1
1.2 Caracterização da Área de Interesse	2
1.2.1 Caracterização Oceanográfica	2
1.2.2 Caracterização Atmosférica	6
1.3 Objetivos	11
1.3.1 Objetivo Geral	11
1.3.2 Objetivos Específicos	11
1.4 Revisão Bibliográfica	12
2 METODOLOGIA	23
2.1 Dados	23
2.1.1 Dados de Reanálise Atmosférica	23
2.1.1.1 ECMWF	23
2.1.1.2 CORE	24
2.1.2 Dados de Reanálise Oceânica	25
2.1.2.1 SODA v.2.0.2	25
2.2 Tratamento dos Dados	26
2.2.1 Cálculo de Climatologia e Anomalias	26
2.3 Testes Numéricos de Sensibilidade	30
2.3.1 O modelo MOM-4	30
2.3.2 O oceano Climatológico	32
2.3.3 O oceano Anômalo	32
2.3.4 O domínio de Integração: A Grade	33
2.4 Análises Estatísticas	34
2.4.1 Ondaletas	34
2.4.1.1 Transformada Contínua	34
2.4.1.2 Espectro Cruzado de Ondaletas	35
2.4.1.3 Espectro de Coerência de Ondaletas	36
2.5 Análise Física	36
2.5.1 Cálculo do Balanço de Calor	36

2.6	Ferramentas de Análise	38
2.6.1	GrADS	38
2.6.2	MatLab	39
2.6.3	Ferret	39
2.6.4	Sistema computacional massivamente paralelo	39
3	RESULTADOS E DISCUSSÃO	41
3.1	Análise de Ondaletas	41
3.2	Análise de Conteúdo de Calor	51
3.3	Experimentos de sensibilidade	55
3.3.1	Climatologia CBM	55
3.3.2	Simulações para o ano de 1964	63
3.3.2.1	Resultados da reanálise	70
3.3.2.2	Forçante Remota	72
3.3.3	Simulações para o ano de 1992	75
3.3.3.1	Resultados da reanálise	80
4	CONCLUSÕES	83
5	DIREÇÕES FUTURAS	89
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	91

1 INTRODUÇÃO

1.1 Motivação

Em sucessivas reuniões climáticas do CPTEC/INPE pôde-se observar a presença periódica de anomalias de temperatura do mar (TSM), tanto positivas, quanto negativas junto ao Atlântico Sudoeste. Logo, surgiu o questionamento de como e por quê essas anomalias se formavam.

Através de observações percebeu-se que as anomalias de TSM apresentavam uma relação fora de fase com o vento. Na qual, o vento de norte correspondia ao aparecimento de água anormalmente quente, e o oposto ocorria para as situações de vento de sul.

A questão seguinte a ser levantada foi se essas anomalias poderiam estar associadas à circulação oceânica e qual seria a conexão desse processo com altas latitudes. Essa última pergunta está vinculada ao esforço das comunidades científicas brasileira e internacional em compreender os ambientes de médias e de altas latitudes, assim como suas possíveis teleconexões.

O maior programa de pesquisa polar dos últimos 50 anos, denominando Ano Polar Internacional (IPY) começou em março de 2007 com o suporte da Organização das Nações Unidas (ONU) e de milhares de cientistas de mais de 60 países, com 220 projetos científicos que incluem ambos os pólos, Norte e Sul. O IPY 2007-2009 está focado em estudar o passado, presente e futuro dos ambientes polares e em entender as interações entre essas regiões e o restante do globo, como relatado no Jornal On line da ONU, março de 2007 (<http://www.un.org/news>).

No Brasil, o Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR) tem como objetivo geral da REDE 1 investigar o impacto das mudanças globais sobre o ecossistema do oceano Austral, assim como possíveis conexões com a zona costeira do país. Seguindo essa tendência, em 2002 surgiu o grupo de pesquisa oceanográfica chamado Grupo de Oceanografia de Altas Latitudes. No ano de 2005, também nessa linha de pesquisa, o projeto *Observações in situ da interação oceano-atmosfera na região da Confluência Brasil-Malvinas*, o OCAT-BM, (FAPESP; processo nº 2005/02359-0) contribuiu para maior compreensão dessa área.

Este projeto tem o objetivo de estudar e de melhor compreender o Atlântico Su-

doeste e a região da Confluência Brasil Malvinas, principalmente com relação aos mecanismos reguladores dos processos físicos que ocorrem na região e como esses afetam o clima e o tempo das localidades adjacentes. No PROANTAR, a Marinha do Brasil disponibiliza o NApOc Ary Rongel e o NPo Almirante Maximiano. Durante os cruzeiros recentes do NApOc, o navio tem sido utilizado para coletar dados *in situ* da atmosfera e oceano na região da CBM, (PEZZI *et al.*, 2009), (PEZZI; SOUZA, 2009) iniciadas com o projeto OCATBM e seguidas pelo programa INTERCONF (Interação Oceano-Atmosfera na região da CBM) dentro do projeto SOS-Climate (*Southern Ocean Studies for Understanding Climate Change Issues*) e no INCT da Criosfera. Estes 3 últimos projetos financiados pelo Conselho Nacional de Pesquisas (CNPq).

1.2 Caracterização da Área de Interesse

1.2.1 Caracterização Oceanográfica

A área de estudo compreende os oceanos Austral e Atântico Sul. A região do oceano ao redor da Antártica é denominada na Oceanografia, como Oceano Austral. Essa região é peculiar em muitos aspectos, entre eles, é a única região onde o fluxo de água pode ser contínuo ao redor do globo (Fig. 1.1) e a circulação se parece com a da atmosfera. É fato que a hidrologia de todas as bacias oceânicas não pode ser entendida sem a prévia compreensão do que acontece na Antártica.

As variações de densidade das águas antárticas são pequenas com a profundidade e a força do gradiente de pressão é uniformemente distribuída na coluna de água. Como resultado, as correntes não estão confinadas nos primeiros metros do oceano, mas se estendem por grandes profundidades (TOMCZAK; GODFREY, 1993). Portanto, pode-se observar que a Corrente Circumpolar possui o maior transporte de massa em relação às demais correntes, uma vez que possui a profundidade de 2000 metros e sua velocidade é comparável à das correntes de superfície.

A CCA apresenta grande importância na circulação termoalina e no clima global. Apesar de ser delimitada pela geografia, sua localização e extensão latitudinal estão associadas aos giros subtropicais, os quais estão fortemente relacionados à latitude de máximo estresse do vento e aos ventos de oeste. Devido à dependência dos giros subtropicais à curva do cisalhamento do vento, uma mudança na banda de rotacional do cisalhamento do vento zero, acarretaria em um realocamento da CCA (SIJP;

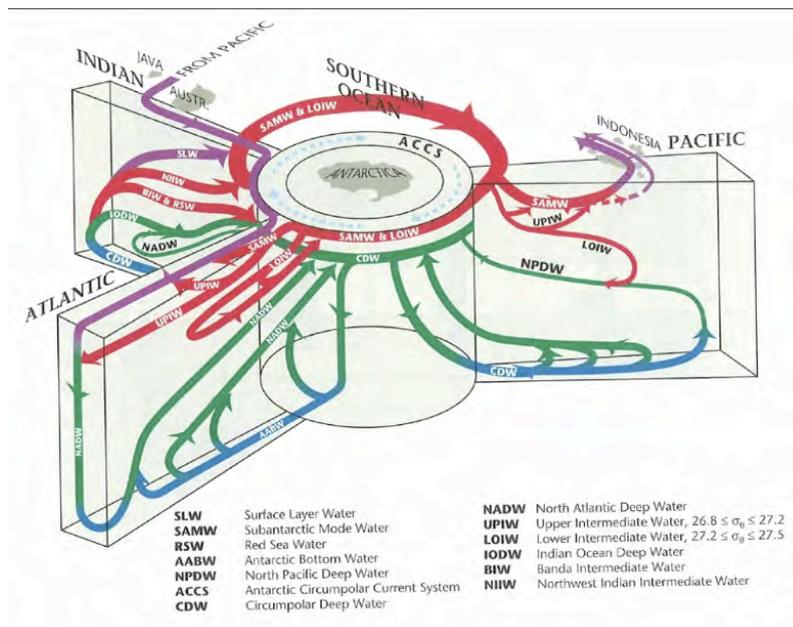


Figura 1.1 - Esquema da circulação dos oceanos interligada pelo oceano Austral.
 Fonte: Siedler et al. (2001).

ENGLAND, 2008).

O limite sul dessa região é marcado por uma região frontal conhecida como Frente Subtropical, ou Convergência Subtropical. Nessa região ocorre a subducção da Água Central. Essa feição é paralela com a linha de contorno zero da curva de cisalhamento do vento. A posição e a divergência das frentes variam muito no tempo, e na intensidade de subducção e ressurgência das massas de água. Essa região é caracterizada por gradientes fortes de temperatura e salinidade, meandros e vórtices. A posição meridional da Frente Subtropical também muda em acordo com às variações do campo de vento (TOMCZAK; GODFREY, 1993).

O oceano Atlântico se conecta com o Austral através das Planícies Abissais de Enderby e Weddell, também conhecidas como Bacia Atlântico– Índico, e alcançando à oeste o Platô de Kerguelen e o Mar de Weddell. Eles fazem fronteira com as Cordilheiras do Atlântico e Índico, mas em 4.000 metros de profundidade estão conectados à Bacia da Argentina no Atlântico Oeste. A Cordilheira Scotia, a qual conecta a Antártica com a América do Sul, está localizada a 2.000 km do Estreito de Drake. A Fig. 1.2 apresenta o mapa batimétrico do oceano Austral.

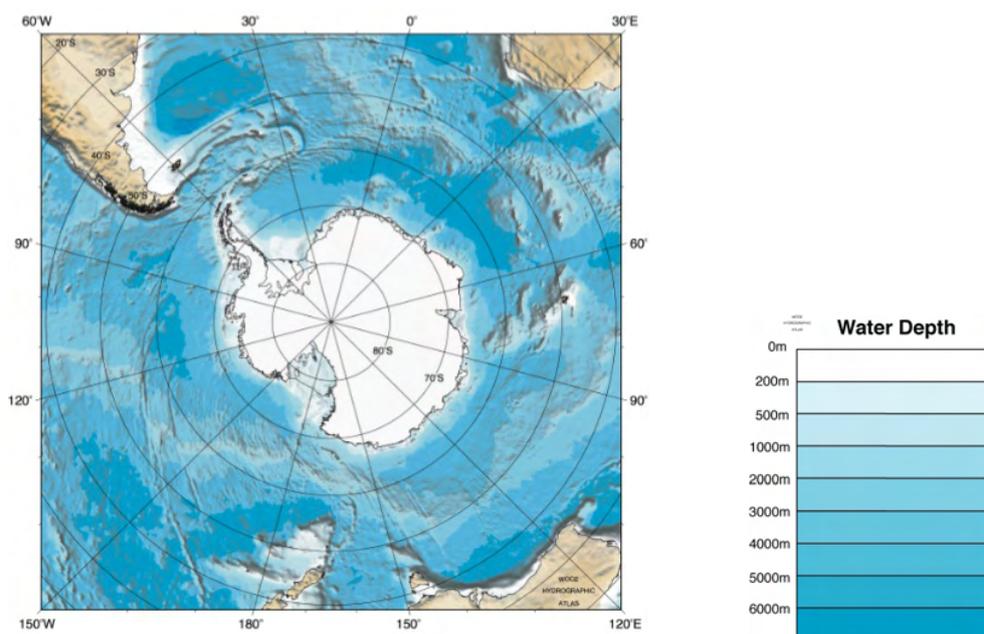


Figura 1.2 - Batimetria do oceano Austral.

Fonte: <http://woceSOatlas.tamu.edu/>

O Estreito de Drake é uma passagem estreita entre a América do Sul em 56°S e a Península Antártica em 63°S. Esse, junto com a Cordilheira Scotia produzem a aceleração da Circumpolar Antártica (CCA), a qual se torna turbulenta e vira para o norte, originando a Corrente das Malvinas (TOMCZAK; GODFREY, 1993). Essa deflexão ocorre devido à conservação de vorticidade.

O oceano Atlântico Sul tem por característica a circulação anticilônica da qual participam a Correntes Sul Equatorial (CSE), a Corrente do Brasil (CB), a Corrente do Atlântico Sul (CAS) e a Corrente de Benguela (CBe). Junto ao equador, há uma contracorrente equatorial, entre as Correntes Norte e Sul Equatoriais (PETERSON; STRAMMA, 1992), como pode-se observar na Figura 1.3, abaixo.

A corrente de contorno oeste do giro subtropical do Atlântico Sul é a Corrente do Brasil, essa transporta um volume integrado entre 10 e 70 Sv ($Sv = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Os valores mínimos e máximos de transporte variam muito na literatura, de 10 Sv (GORDON; GREENGROVE, 1986), 70 Sv (PETERSON; STRAMMA, 1992), 45 Sv (MAAMAATUAIHUTAPU et al., 1998).

A CB começa próxima aos 10°S, carregando 4 Sv supridos pela Corrente Sul Equato-

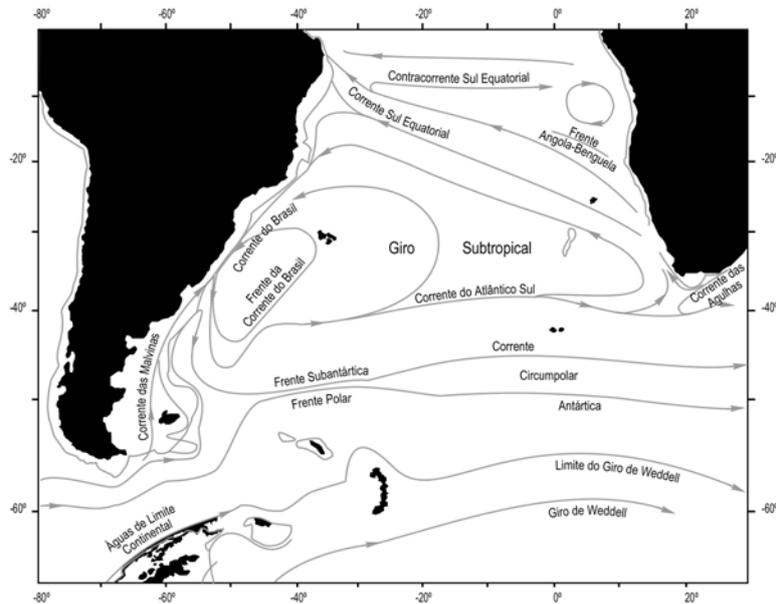


Figura 1.3 - Esquema da circulação superficial do Atlântico Sul.
 Fonte: Adaptada de Peterson e Stramma (1992).

rial (TOMCZAK; GODFREY, 1993). A intensificação das correntes de oeste em todos os oceanos influencia na circulação da Água de Fundo, então ambos transportes, da Água de Fundo em profundidade e do fluxo de recirculação e termoclina, em superfície, são concentrados na borda oeste dos oceanos.

A CB é uma corrente rasa, onde quase a metade de seu fluxo ocorre sobre a plataforma continental, com o eixo sobre a isobatimétrica de 200 metros. As águas profundas com fluxo em direção ao norte da Água Intermediária Antártica (AIA) se encontram com as da CB em profundidades abaixo de 400 metros. Uma célula de recirculação ao sul do Platô de Rio Grande precede um transporte de 19-20 Sv próximo a 38°S. O transporte médio da CM é comparável com o da CB, segundo Maamaatuaiahutapu et al. (1998) .

A CB se separa da plataforma continental somente entre 33 e 38°S, formando uma intensa frente com as águas frias da CM. Essa região é denominada Confluência Brasil Malvinas (CBM). A CBM apresenta fortes gradientes superficiais de temperatura, pressão e salinidade (GORDON, 1981). O ponto de separação é mais ao norte durante o inverno austral, possivelmente devido à mudança para o norte do giro sub-

tropical em resposta à posição mais ao norte do sistema de alta pressão atmosférico (PEZZI; SOUZA, 2009).

A extensão mais ao sul da CB, após a separação da plataforma, varia entre 38 e 46°S, na escala de tempo de dois meses e está relacionada à formação de vórtices (LEGECKIS; GORDON, 1982). A maioria desses sistemas desprende-se da região de recirculação, propagando-se para leste com a Corrente do Atlântico Sul.

Outra feição hidrográfica importante é o estuário do Rio da Prata. O desague do Rio da Prata caracteriza-se por ser uma língua de baixa salinidade que altera a circulação, a distribuição de nutrientes e espécies, assim como a estratificação da coluna de água sobre a plataforma continental no Atlântico Sudoeste. A descarga de água doce se espalha como uma pluma ao longo das costas argentina, uruguaia e brasileira, misturando-se lateral e verticalmente com outras massas de água (MÖLLER et al., 2008). Essa pluma sofre migração sazonal meridional, alcançando menores latitudes durante o inverno austral (28°S), e maiores latitudes durante o verão (32°S) (MÖLLER et al., 2008).

Zavialov et al. (2002) observaram através de medições *in situ* que a dinâmica do Atlântico Sudoeste é fortemente influenciada pelo desague do Rio da Prata. E a CBM é altamente configurado por fatores locais, tais como entrada de água doce, vento e topografia do fundo, pelo menos sobre a plataforma continental.

1.2.2 Caracterização Atmosférica

A circulação atmosférica da área de estudo pode ser subdividida em duas regiões climatológicas distintas. A primeira, refere-se ao padrão de circulação geral do Atlântico Sul, e a segunda, à circulação atmosférica polar.

Na atmosfera sobrejacente ao Atlântico Sul, assim como no oceano, ocorre uma circulação anticiclônica em superfície. A alta subtropical do Atlântico Sul é permanente e apresenta deslocamento sazonal bem marcado, como mostrado em Pezzi e Souza (2009).

Durante os meses de verão, ocorre a desintensificação da alta subtropical. Sobre o continente, há formação de uma baixa pressão (Fig. 1.4). Esses dois sistemas associados promovem uma configuração de “pista de vento NE”(Fig. 1.5). Esse padrão estende-se desde o estado do Rio de Janeiro até a costa uruguaia, carregando umi-

dade e calor dos trópicos para as latitudes médias. Onde os ventos de oeste dominam a faixa entre as latitudes de 40 e 60°S.

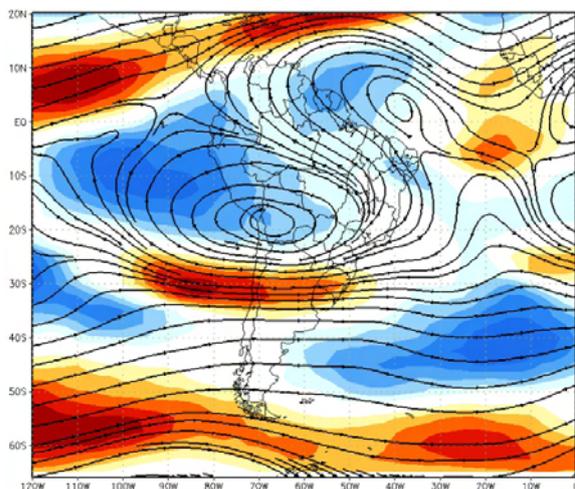


Figura 1.4 - Circulação atmosférica em 250 hPa. Anomalia da componente zonal do vento e linhas de corrente. A figura apresenta configuração típica de verão, onde aparecem o cavado do NE e a alta da Bolívia. Em médias latitudes, o jato subtropical e em altas latitudes, o jato polar.
Fonte: CPTEC-INPE, 2008.

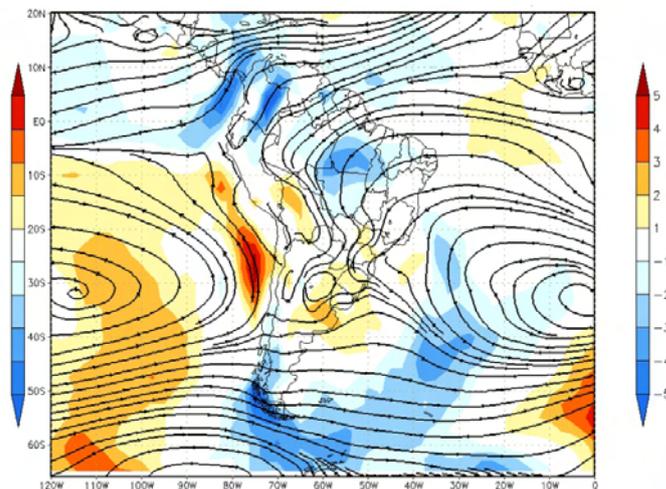


Figura 1.5 - Circulação atmosférica em 850 hPa. Anomalia da componente meridional do vento e linhas de corrente. Sobre os oceanos, centros de alta pressão intensificados formando pista de vento em superfície. Ventos de oeste em latitudes médias.
Fonte: CPTEC-INPE, 2008.

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é o sistema atmosférico dominante durante o verão na América do Sul e Atlântico Sudoeste, sendo definida como uma banda de convecção com altas taxas de precipitação. Essa pode ter sua representação observada na Fig. 1.6 . Esse sistema estende-se desde a Amazônia até sudeste da América do Sul (KODAMA, 1992).

A ZCAS é responsável pelo transporte de momento, calor e umidade dos trópicos para latitudes médias como reportado por Gandu e Dias (1998). Robertson e Mechoso (2000) verificaram correlação entre as anomalias de TSM e as fases de intensificação das ZCAS, assim como, aos processos de convecção profunda e ao balanço radiativo.

No inverno austral, a alta subtropical do Atlântico Sul intensifica-se e desloca-se para noroeste, atingindo os continentes americano e africano. Nessa estação, o transporte de calor e umidade é feito principalmente pela alta subtropical e pelos jatos de baixos níveis (JBN). Esses sistemas atingem menores latitudes e têm núcleos sobre a América do Sul, Oceania e África (SAULO et al., 2000).

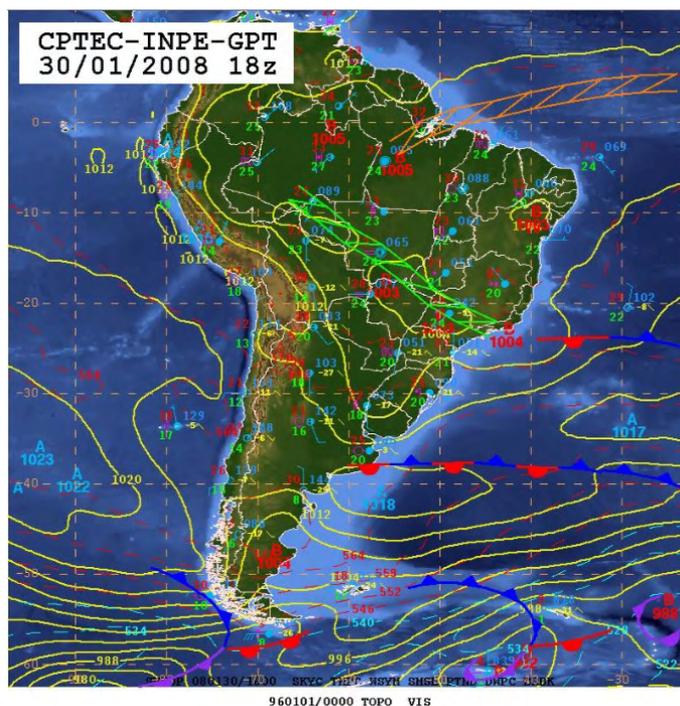


Figura 1.6 - Sistemas sinóticos atuantes na América do Sul. Em laranja, representação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), em verde, a Zona de Convergência do Atlântico Sul. Oriundos da região polar, sistemas transientes, com frentes frias representadas por triângulos azuis, frentes quentes, por semi- círculos vermelhos e frente oclusa em roxo. Em médias latitudes, frente estacionária, representada por triângulos azuis intercalados por semi círculos vermelhos. Sobre os oceanos, centros de alta pressão e sobre o continente, diversos centros de baixa pressão.

Fonte: CPTEC-INPE, 2008.

Sobre a região da CBM, os ventos passam a ser principalmente de oeste, e podem ter configuração de SW. Ventos de SW são característicos de passagem de frentes frias. Os distúrbios transientes são, em sua maioria, oriundos do oceano Pacífico. Ao cruzar a Cordilheira dos Andes, esses sistemas alteram suas características iniciais e vão intensificar-se sobre o oceano.

Em algumas regiões da faixa de ventos de oeste há uma região denominada de *storm track*, ou zona preferencial de formação, passagem e desenvolvimento de distúrbios transientes. As figuras 1.7 e Fig. 1.8 apresentam a trajetória, densidade e intensidade dos sistemas ciclônicos sobre a região de estudo. Essas tempestades estão associadas aos gradientes horizontais de temperatura, os quais geram cisalhamento vertical do vento e definem as zonas baroclínicas. A gênese de sistemas ciclônicos de baixa troposfera ocorre entre 30°S e 45°S, e também na Península Antártica (HOSKINS; HODGES, 2005).

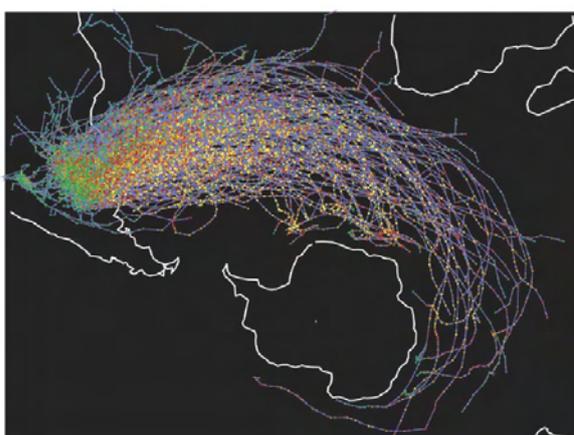


Figura 1.7 - Trajetórias de todos os sistemas ciclônicos identificados em 850 hPa, entre 1958 e 2002, oriundos da região ciclôgenética próxima aos 30°S.
Fonte: Hoskins e Hodges (2005).

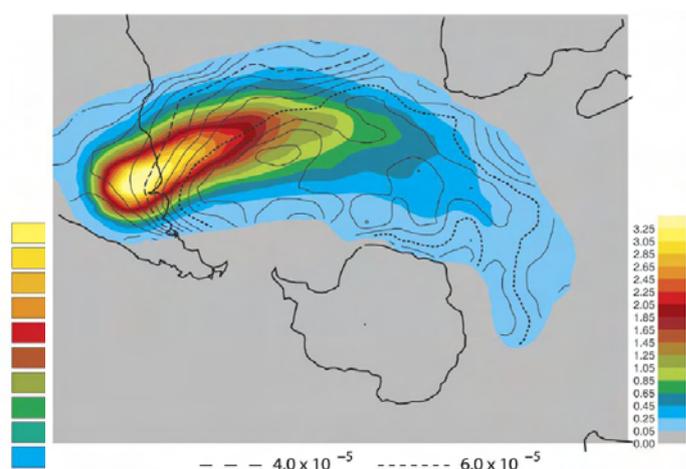


Figura 1.8 - Densidade (coloridos) e intensidade (contorno) média dos sistemas ciclônicos identificados em 850 hPa, entre 1958 e 2002.
Fonte: Hoskins e Hodges (2005).

Considerando a climatologia atmosférica antártica, essa é zonalmente assimétrica, devido principalmente à localização e forma do continente Antártico. Sobre o continente, há um centro de alta pressão estacionário. Esse apresenta-se intensificado durante o inverno austral, o oposto ocorre no verão (THOMPSON; WALLACE, 2000).

Associados às diferenças de pressão e temperatura do continente antártico em relação à região oceânica periférica, observa-se a circulação de ventos catabáticos. Os ventos catabáticos deslocam ar de grande densidade das regiões mais altas do continente

antártico talude abaixo. Esses ventos estão fortemente associados à formação de massas de água e, por conseguinte, as propriedades dessas massas de água.

A importância dos ventos catabáticos na gênese e desenvolvimento de sistemas transientes foi proposta por (PARISH; BROMWICH, 1998). Segundo esses autores, o transporte de massa para o equador ao longo da costa Antártica resulta numa redistribuição da pressão atmosférica a qual se estende até os subtropicais. A maior parte do fluxo de massa antártico é resultante de processos ocorrentes em baixos níveis e aparentam estar vinculados à circulação dos ventos catabáticos.

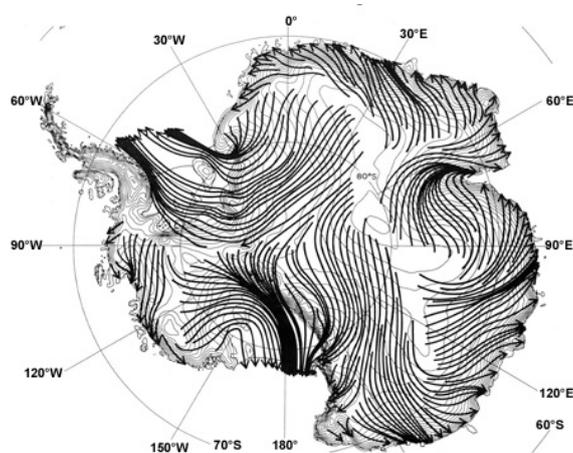


Figura 1.9 - Ventos catabáticos sobre a Antártida. Médias das linhas de corrente próximas à superfície. Áreas mais escuras representam zonas de convergência dos ventos catabáticos.

Fonte: Parish e Bromwich (2007).

Nas regiões com latitudes superiores a 65°S , o cisalhamento do vento mostra uma inversão de oeste para leste, indicando a presença dos ventos Polar de Leste ao longo da costa. (Tomczak e Godfrey, 1993). Uma banda de relativa alta precipitação encontra-se ao redor da Antártida, centrada em 50°S , a região de ventos mais fortes (TOMCZAK; GODFREY, 1993). Uma vez que a evaporação em altas latitudes é muito baixa, o balanço de massa entre o oceano e a atmosfera é dominado pelo ganho de água doce do oceano.

Nestas regiões polares, a água na superfície do oceano é refrigerada pelos ventos intensos, através do processo de evaporação. O resultado é um aumento de salinidade,

e portanto, de densidade dessa massa de água que afunda. A formação de gelo marinho igualmente contribui para o aumento da salinidade da água do mar, através da salmoura rejeitada nesse processo.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo Geral

Estudar os eventos de anomalias de temperatura e correntes na região da Confluência Brasil-Malvinas e a relação desses eventos com processos oceânicos e atmosféricos de ambientes de altas latitudes.

O objetivo geral desse trabalho visa estudar os processos oceânicos e atmosféricos que ocorrem na Confluência Brasil-Malvinas, na borda oeste do Atlântico Sul, através das anomalias de temperaturas e correntes encontradas tanto em superfície, como em profundidade. Para isso, serão utilizados dados de reanálise e de saídas de modelo para as variáveis de correntes marinhas, campos de temperatura do mar e vento, e assim estabelecer teleconexão entre as anomalias da CBM com forçantes físicas geradas em ambientes de altas latitudes.

1.3.2 Objetivos Específicos

- a) Diagnosticar o comportamento climatológico e anômalo do oceano e da atmosfera na região da CBM através de cálculos de climatologia, anomalia e fluxos de calor, utilizando dados de reanálise e as saídas de modelo numérico;
- b) Descrever a variabilidade espaço temporal dos padrões de anomalias de temperatura do mar e de correntes marinhas entre os oceanos Austral e Atlântico Sudoeste, através do emprego de técnicas estatísticas;
- c) Testar a sensibilidade da estrutura da superfície térmica do oceano em relação aos estados superficial e profundo, a fim de compreender os processos de formação de anomalias de temperatura do mar na região da CBM, com auxílio de modelo de circulação geral oceânica. Esta abordagem deverá fornecer subsídios para exploração da diferença entre as escalas de tempo que afetam os processos abissais e os processos responsáveis pela modulação das camadas mais superficiais.

1.4 Revisão Bibliográfica

Na borda sudoeste do Atlântico Sul, duas correntes com características oceânicas distintas convergem próximo aos 40°S: a corrente do Brasil (CB), quente, salina e oriunda da região equatorial e a corrente das Malvinas (CM), fria e de menor salinidade, proveniente do pólo. A região de convergência dessas duas correntes é conhecida como Confluência Brasil-Malvinas (CBM), ver Figura 1.10.

A Região da CBM é considerada um dos sistemas mais importantes do Atlântico Sudoeste (GORDON, 1981; CHELTON et al., 1990; PIOLA; MATANO, 2001), nessa região a CB se encontra com a CM, formando um intenso gradiente de temperatura, salinidade, densidade e pressão ao nível do mar, tendo como feição proeminente a frente oceânica

A esse intenso gradiente térmico superficial associa-se uma troca muito intensa de fluxos de calor e momentum verticais do oceano para a atmosfera. Esses fluxos afetam a dinâmica e a termodinâmica das camadas limites, tanto oceânica quanto atmosférica (PEZZI et al., 2005; PEZZI et al., 2009; TOKINAGA et al., 2005) e influenciam diretamente nos processos meteo-oceanográficos, os quais afetam a região costeira da América do Sul (GAN; RAO, 1991; HOSKINS; HODGES, 2005)

Os processos turbulentos causados pela interação das duas correntes podem induzir variações na evolução dos processos de larga escala (PEZZI; RICHARDS, 2003). A grande atividade de mesoescala, dessa área, é marcada pela formação de grandes meandros e inúmeros vórtices (Fig. 1.11), típicos desta região (LEGECKIS; GORDON, 1982; SOUZA et al., 2006).

Essas feições, juntamente com as instabilidades da CB e CM, dominam a dinâmica local (GARZOLI; SIMONATO, 1990). Os vórtices são importantes elos de intercâmbio de propriedades físicas, químicas e biológicas entre águas de origem subantártica e subtropical e, por conseguinte, exercem uma forte influência nos padrões climatológicos regionais.

A CBM possui um forte sinal sazonal atribuído, em parte, às variações da radiação solar. O aquecimento da camada superficial gera uma termoclina intensa e rasa, uniformizando a distribuição da temperatura em superfície (SARACENO et al., 2004). Logo, o gradiente horizontal de temperatura diminui durante os meses de verão e primavera. Após uma série de cruzeiros amostrais sobre a CBM, Pezzi et al. (2009)

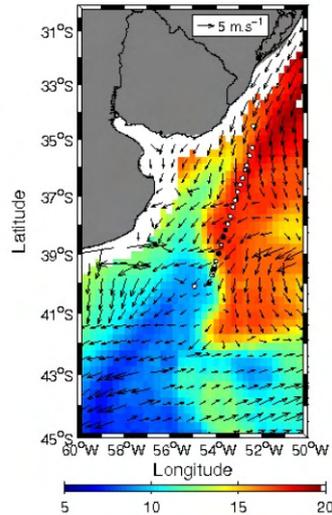


Figura 1.10 - Campo de TSM na região da CBM em 2 de novembro de 2004. O campo de TSM foi obtido através do sensor de microondas passivo AMSR (*Advanced Microwave Scanning Radiometer*) os vetores sobrepostos mostram o vento obtido com o sensor QuikScat. Águas da CB são denotadas em tons de vermelho enquanto, águas da CM estão em tons de azul. As posições de lançamento dos XBTs (círculos pretos) e radiossondas (círculos brancos) também estão indicadas.
 Fonte: Pezzi et al. (2005).

obtiveram um gradiente horizontal médio de temperatura do mar igual a $0,03 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$.

O contrário ocorre durante os meses de outono e inverno, quando os processos convectivos aumentam, assim como a intensidade do vento, proporcionando uma maior mistura em superfície e aumentando a profundidade da camada de mistura. Nessas condições, o gradiente horizontal é mais representativo da estrutura da temperatura de subsuperfície. Entretanto, Rivas e Piola (2002) atribuem o gradiente mais intenso aos meses de verão austral, pois a CM advectaria águas mais frias que àquelas presentes sobre a plataforma continental. No inverno, a água de plataforma está quase tão fria quanto a CM.

Medidas *in situ*, reportadas nos trabalhos de Pezzi et al. (2005), Pezzi et al. (2009), verificaram valores máximos de temperatura do mar próximas aos 20°C sobre o núcleo quente da CB. Essa temperatura diminui drasticamente para 5°C , poucos quilômetros de distância dali, sobre o núcleo frio da CM. O vento local também

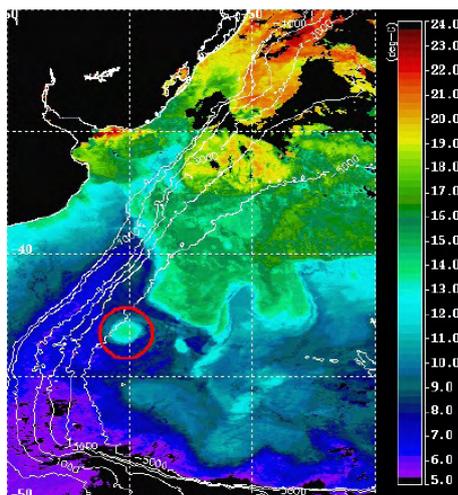


Figura 1.11 - Imagem de satélite da temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$) entre 6 de setembro e 10 de dezembro de 2002 mostrando um vórtice de núcleo quente (identificado no círculo vermelho) na região da CBM. A figura ilustra também os meandros de grande amplitude associados à CBM. Tons de verde a vermelho indicam as águas mais quentes da CB enquanto que tons azuis indicam as águas mais frias da CM.

Fonte: Souza et al. (2006).

tende a ajustar-se ao gradiente de temperatura superficial. Velocidades mínimas estão associadas ao núcleo frio da CM, esse padrão sinótico é condizente com o padrão de climatologia anual proposto no trabalho de Tokinaga et al. (2005) .

Entre a superfície e 100 metros de profundidade, a distribuição de temperatura na CBM possui frentes, com diferentes orientações nesses níveis (CONKRIGHT et al., 2002). Como observado por Provost et al. (1996), esse desacoplamento térmico entre a superfície e a subsuperfície é uma situação típica de verão, caracterizada pela formação de uma termoclina sazonal intensa e rasa.

Bonatti e Rao (1999), utilizando um modelo multi-nível de 36 camadas, obtiveram três diferentes padrões de comportamento quanto ao transporte de calor na coluna de água da região CBM. O primeiro delimitado entre a superfície e 150 m, o segundo entre 150 e 400 m e o terceiro estendendo-se pelo restante da coluna. A amplitude da variação de fase sugere uma separação de regimes entre a porção superior do oceano e as camadas intermediárias, pelo menos no campo de temperatura.

Segundo Piola e Matano (2001), a estratificação vertical da CBM é dominada pela

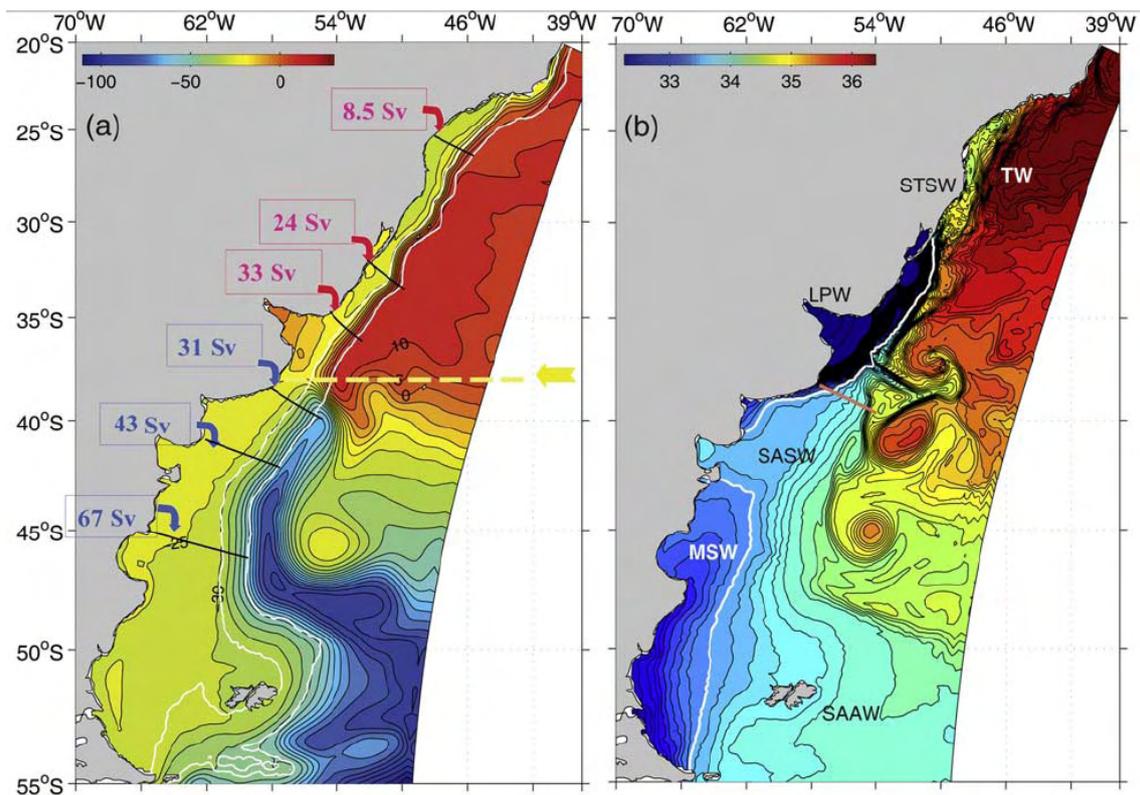


Figura 1.12 - À esquerda, média climatológica anual da altura da superfície do mar. Os números dentro das caixas representam transporte (em Sv) através de cada seção transversal. A linha amarela tracejada indica a posição média da CBM. As linhas brancas indicam as isóbatas 200 e 1000 metros. A figura à esquerda, representa um *snapshot* da salinidade da superfície do mar obtidos a partir de modelo. As principais massas de água estão indicadas da seguinte forma: Água Estreito de Magalhães (MSW), Água Subantártica de Plataforma (SASW), Água Subtropical de Plataforma (STSW), Água La Plata (LPW), Água Subantártica (SAW) e Água Tropical (TW). A linha branca indica o contorno 33,5. Nota-se a intrusão de águas de baixa salinidade na confluência e o desprendimento de vórtices de alta salinidade anticiclônica da CB.

Fonte: Piola et al. (2008).

contribuição das águas Profunda e de Fundo do Atlântico Norte, Pacífico Sul e Antártica. O gradiente térmico vertical para as profundidades entre 400 e 500 metros é $0,08^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$ (PEZZI et al., 2009) e se dá devido ao encontro de massas de água diferentes. A porção superior da estrutura vertical, carregada pela CB, é referida como água Tropical (AT) e se caracteriza por possuir altas temperatura potencial ($>20^{\circ}\text{C}$) e salinidade (>36). Essa massa de água fica em grande parte confinada

junto ao talude continental (GARFIELD, 1993). Abaixo da AT, encontra-se uma brusca termoalina, com variabilidade espaço temporal bem marcada. Enquanto a porção superior da CM é fria ($<15^{\circ}\text{C}$) e doce ($<34,2$), propriedades que referem-se à Água Subantártica de Superfície. A distribuição horizontal das massas de água, transporte e altura do nível do mar climatológicos estão representados na Fig. 1.12, obtida em Piola et al. (2008).

O encontro dessas duas massas de água ocorre em profundidades superiores a 800 metros, e o produto flui abaixo da termoclina (GORDON, 1981). A Água Intermediária Antártica (AIA) é formada entre 500 e 1000 metros de profundidade, e entra para o giro subtropical (MAAMAATUAI AHUTAPU et al., 1998).

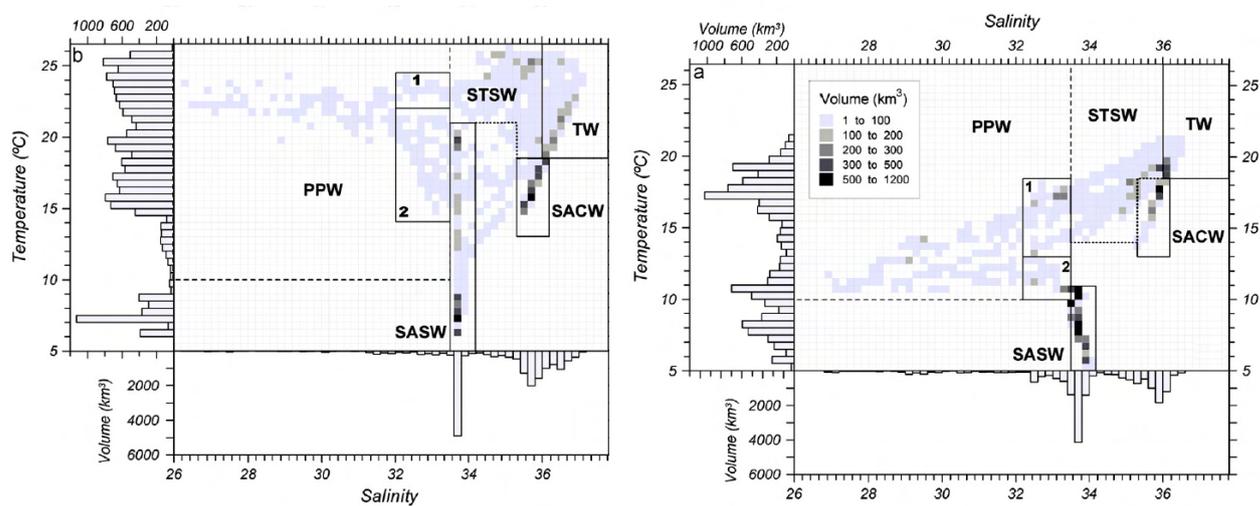


Figura 1.13 - Diagrama TS volumétrico, à esquerda para o verão austral de 2004, à direita, para o inverno austral de 2003. Dados obtidos em cruzeiros
Fonte: Piola et al. (2008).

Outra característica importante da CBM é a sua migração meridional, para o norte durante o inverno austral (julho e setembro) e para o sul durante o verão (janeiro-março). Há suposições de que essa migração está ligada ao transporte de massa das duas correntes (PROVOST et al., 1992). A Fig. 1.13 apresenta o comportamento da coluna de água referente a essa migração sazonal. Nela, pode-se observar a intrusão da Água Tropical no mês de verão austral e o correspondente aumento da SACW. Durante o inverno austral, há a SASW, fria e de baixa salinidade.

Essa variabilidade da CBM vem sendo investigada por vários autores. Garzoli e Bianchi (1987) investigaram, em função da variabilidade espaço temporal, a localização da frente da CB, definida como a isoterma de 10°C em 200 metros de profundidade. Goni e Wainer (2001) utilizaram séries temporais obtidas por altimetria e encontraram uma latitude média de separação de 38,5°S, com desvio padrão de 0,8. A partir de análise espectral, foram obtidos dois picos, um de 6 e outro de 12 meses, também encontrados por Matano et al. (2001), comprovando assinaturas anual e semianual bem definidas. Legeckis e Gordon (1982) encontraram o limite sul da CB de retorno entre 38 e 46°S, numa escala de tempo de 2 meses, similar à encontrada por Goni e Wainer (2001). Olson et al. (1988) estimaram que a latitude de separação variava entre 36 e 38°S, com valor médio de 36,5°. Lançando bóias de deriva, Assireu et al. (2003) encontraram que a deflexão da CB no inverno austral ocorre próxima aos 34,9°S, enquanto no verão a mesma ocorre em 37,9°S.

Através de medições efetuadas *in situ*, durante o mês de novembro de 2004, com auxílio de sondas XBT (*Expendable Bathythermograph*) e radiossondas, Pezzi et al. (2005) constataram que a frente oceânica entre as águas subtropicais e subantárticas encontrava-se próxima à latitude de 39°S. Nesse mesmo período, a porção mais quente da CB encontrava-se em 36°S. O forte gradiente térmico entre as águas transportadas pela CB e pela CM é contínuo e bem demarcado até 500 metros de profundidade.

Peterson e Stramma (1990) relatam que após a confluência com a CM, a CB separa-se em dois segmentos. Um deles retorna para o norte, formando uma célula de circulação, enquanto o outro, flui para o sul e retorna para NE, em 45°S. O segundo braço é referido como CB de retorno e forma, a leste de 45°W, a Corrente do Atlântico Sul. Durante inverno austral, ao norte de 32°S, a frente da CBM encontra-se sobre a plataforma continental, possivelmente devido à influência desse braço da CB (CASTRO; BRULAND, 1998).

Entretanto, Saraceno et al. (2004) utilizaram dados de radiômetro de alta resolução e observaram que as frentes da CB e a Subantártica aparentemente se misturavam em uma única frente. Essa frente não apresentaria grande variação norte-sul, mas girava sazonalmente ao redor de um ponto fixo, localizado aproximadamente em 39,5°S e 53,5°W, mudando de orientação de N-S no inverno e de NW-SE no verão. Essa feição também foi observada por Provost et al. (1996). Como consequência, a frente intersectaria a isobatimétrica de 1000 metros, em 38°S, no verão e, ao norte

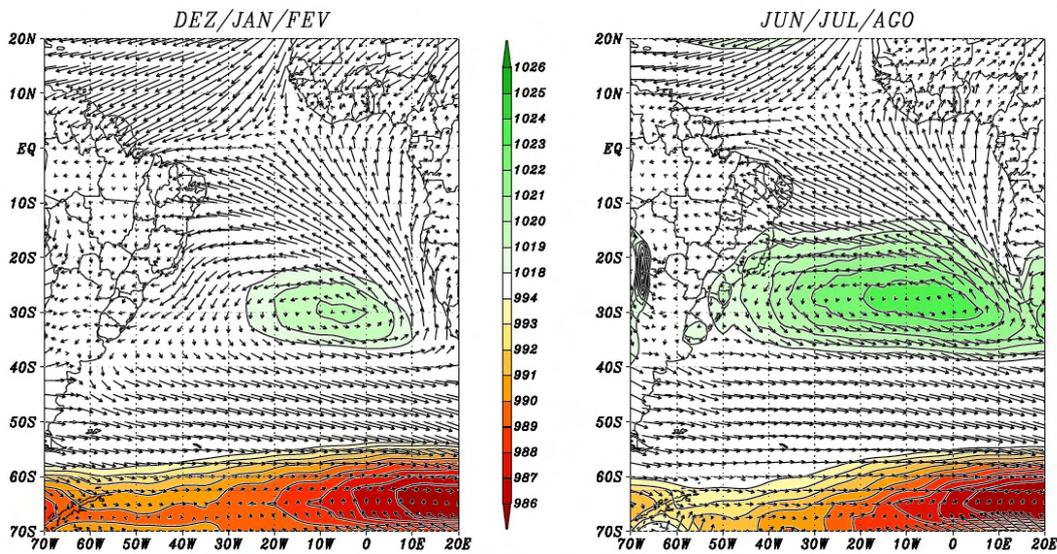


Figura 1.14 - Sistemas de alta (verde) e baixa (vermelho) pressão atmosférica em superfície no Oceano Atlântico Sul. Figuras geradas a partir dos dados de reanálise NCEP/NCAR.

Fonte: Pezzi e Souza (2009).

de 37°S, no inverno austral.

A variabilidade oceânica da CBM, modula ou é modulada pela camada limite atmosférica. Matano et al. (2001) sugeriram que o transporte da CB segue a variação anual da curva de cisalhamento do vento sobre a bacia subtropical, com período dominante anual, chegando ao máximo durante o verão e ao mínimo durante o inverno, uma vez que o clima atmosférico do Atlântico Sul apresenta uma sazonalidade marcante (Fig. 1.14). Nos resultados obtidos por modelagem numérica, esses autores confirmaram a intensificação, enquanto a CM enfraquece durante o verão austral, causando o deslocamento para o sul da confluência. E essas condições invertem-se durante os meses de inverno.

No trabalho de Vivier et al. (2001), as origens da variabilidade sazonal da CM foram relacionadas aos campos de vento em escalas regional e circumpolar. Os autores encontraram uma forçante local, a qual parece ser resposta às mudanças no rotacional do cisalhamento do vento, próximo aos 40°S. Esse comportamento tem período anual e modula o trajeto médio da CM, porém pouco contribui na variabilidade do transporte. A modulação anual local reflete-se nas flutuações anuais da CB dirigida

pelo vento, através do deslocamento da frente Subantártica. Esse processo pode dirigir a migração anual da frente da CBM e forçar a retroflexão da CM. A forçante remota aumenta o transporte da CM, arrastando as anomalias negativas da curva do cisalhamento do vento para o Estreito da Drake, com retardo de 20-30 dias. Essa forçante remota não está somente confinada no Estreito de Drake, mas também está associada globalmente com anomalias negativas da curva do cisalhamento do vento sobre a maioria das áreas ao norte de 60°S.

A alta coerência entre a curva do cisalhamento de vento nas latitudes ao norte do Estreito de Drake, sugere respostas diferentes da CCA e a CM em relação ao vento como forçante. Em [Hughes e Meredith M. P. and Heywood \(1999\)](#) a variabilidade da CCA é coerente com a média do cisalhamento do vento circumpolar. Entretanto, no trabalho de [Vivier et al. \(2001\)](#), a CM e CCA encontram-se fora de fase.

Um modo de variabilidade nos transportes da CCA e CM, com período de 150 dias, foi descrito por [Fetter e Matano \(2008\)](#). Esse é gerado no Estreito de Drake e se propaga com velocidade de 6 a 7 cm.s^{-1} . Entretanto, essa variação do transporte de ambas correntes, está mais relacionadas ao cisalhamento do vento do que à curva de cisalhamento do vento. A variabilidade do transporte é sensível às anomalias no cisalhamento do vento zonal na faixa de latitude do Estreito de Drake. O aumento do transporte da CCA (CM) durante o inverno é caracterizado pela aceleração em mar aberto e desaceleração da Frente Subpolar sobre a plataforma. Durante o verão, esse padrão é inverso para ambas correntes.

Nesse contexto, [White e Peterson \(1996\)](#) encontraram relação de fases entre as anomalias de pressão no nível do mar e temperatura da superfície do mar (TSM) associadas com o vento meridional em superfície. As anomalias de vento em direção ao pólo (equador) coincidem com as anomalias de TSM quente (fria) sobre a maior parte do oceano Austral. Os autores sugerem que as anomalias de TSM são dirigidas pelas anomalias dos ventos meridionais na atmosfera sobrejacente. E, correspondentes anomalias de vento superficial zonal dirigem a tendência anômala na TSM, através de anomalias de advecção de calor meridional de Ekman.

Estudos apontam que a camada limite atmosférica na região da CBM responde ao gradiente térmico oceânico local. [Pezzi et al. \(2005\)](#) encontraram valores elevados de fluxos de calor, na ordem de 110 W.m^{-2} sobre as águas quentes da CM. E de 18 W.m^{-2} sobre a CM. Os valores elevados de fluxo de calor encontrados, assim como

o gradiente térmico entre o oceano e atmosfera, estão associados aos fortes ventos superficiais (Fig. 1.15).

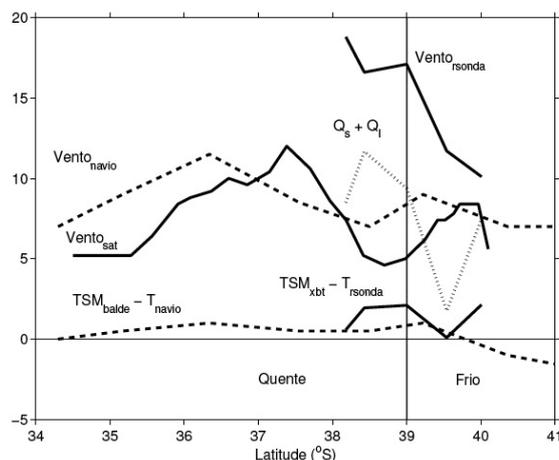


Figura 1.15 - Medidas sinóticas tomadas por satélite e no NApOc. Ary Rongel em novembro de 2004. (Ventonavio): velocidade do vento medida no navio (m.s^{-1}); (Ventorsonda): velocidade do vento medida pelas radiossondas (m.s^{-1}); ($\text{TSM}_{balde} - T_{navio}$; $\text{TSM}_{xbt} - T_{rsonda}$): parâmetros de estabilidade da atmosfera ($^{\circ}\text{C}$); ($Q_s + Q_l$): fluxos de calor ($\times 10 \text{ W.m}^{-2}$) derivados das medidas de XBT e radiossondas. Velocidades de vento do QuikScat (Ventosat) estão também incluídas. A linha vertical mostra a posição da frente entre a CB (Quente) e a CM (Frio) em 39°S na CBM durante novembro de 2004. Fonte: Pezzi et al. (2005).

Wallace et al. (1989) propuseram um mecanismo de mistura vertical onde a TSM e os ventos em superfície estariam em fase. A TSM quente desestabilizaria a camada limite planetária (CLP) e misturaria o ar com maior rapidez, transferindo momento e causando aceleração dos ventos. Sobre a região da frente, a CLP alcança aproximadamente 600 m de altura, onde a umidade é homogênia sobre a CB e não apresenta gradiente térmico intenso, devido a grande mistura vertical turbulenta (PEZZI et al., 2009).

Tokinaga et al. (2005), utilizando dados de satélite e observacionais para região da CBM, encontraram uma clara transição da temperatura ar-mar ao longo da frente, com a atmosfera reduzindo sua estabilidade do núcleo frio para o quente. Onde as velocidades maiores estariam sobre os núcleos quentes instáveis devido ao aumento da mistura vertical. Essa correlação positiva entre TSM e vento é observada na

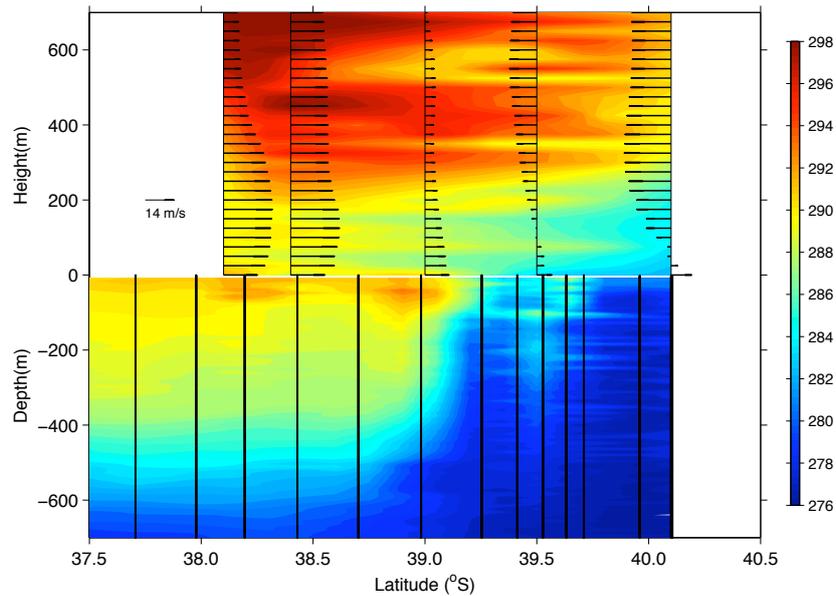


Figura 1.16 - Perfis simultâneos de temperatura da atmosfera e do oceano (K) medidos por radiossondas e XBTs ao longo da rota do N.Ap.Oc. Ary Rongel durante 1 e 3 de novembro de 2004. Os vetores de vento meridional (m/s) são superimpostos aos campos de temperatura da atmosfera.
 Fonte: Pezzi et al. (2005).

variabilidade espacial e interanual.

Na ausência de sistemas atmosféricos de grande escala, a frente oceânica que caracteriza a CBM irá modular a camada limite atmosférica (CLA). No lado norte da CBM, as águas quentes induzem instabilidade na CLA, tornando-a turbulenta, aumentando a transferência de momento para baixo, como pode ser observado na Figura 1.16. O cisalhamento do vento é reduzido e ventos mais intensos ocorrem junto à superfície do mar. O oposto ocorre sobre as águas frias da CM (PEZZI et al., 2005). Resultado semelhante foi observado por Xie (2004).

As trocas de calor e momento entre a atmosfera e oceano, associadas às anomalias nos gradientes térmicos e nos ventos em superfície possuem absoluta relevância como forçantes superficiais em modelos atmosféricos. Elas contribuem diretamente para as alterações nos campos de TSM e a boa representatividade desses campos, pode vir a indicar previsões mais realísticas de tempo e clima, uma vez que usa-se a persistência de anomalias de TSM para gerar essas análises.

2 METODOLOGIA

A metodologia realizada para essa dissertação de mestrado esta resumida no fluxograma esquemático da Fig. 2.1, abaixo.

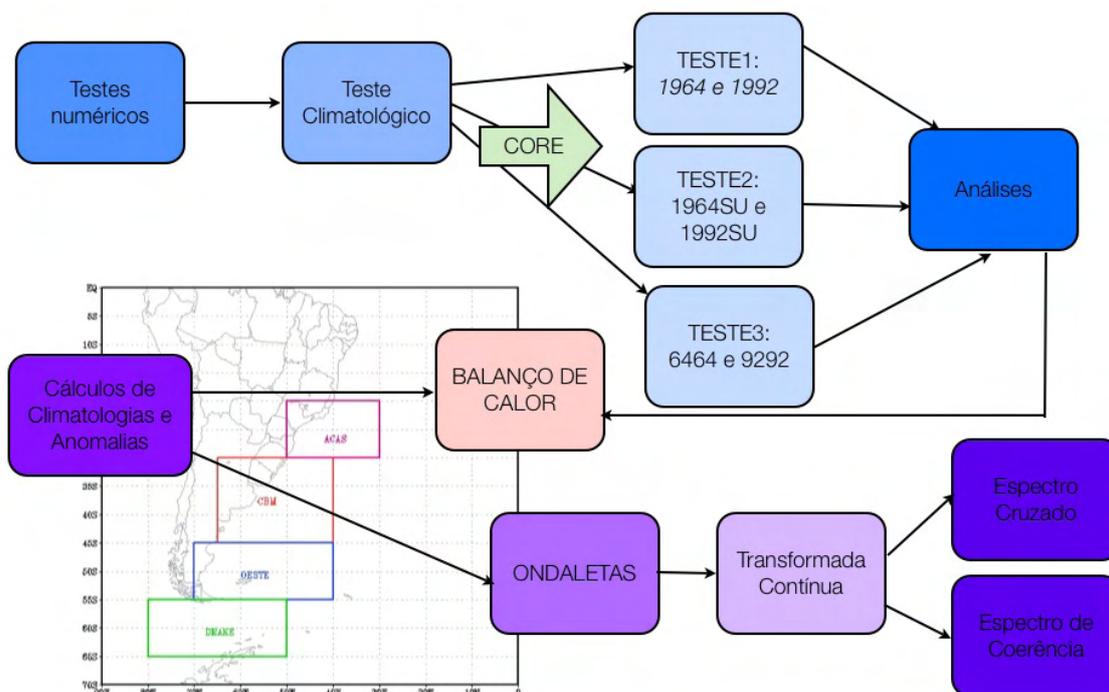


Figura 2.1 - Fluxograma da metodologia empregada nessa tese. Os métodos de modelagem numérica, análise de ondaletas e balanço de calor, organizados segundo os dados de entrada. Os testes numéricos foram calculados para domínio global, enquanto as outras duas metodologias de análise foram aplicadas às subáreas expostas na figura.

Cada item da Fig. 2.1 será posteriormente discutido durante o desenvolvimento desse capítulo.

2.1 Dados

2.1.1 Dados de Reanálise Atmosférica

2.1.1.1 ECMWF

O Centro Europeu para Previsões de Tempo de Médio Prazo (ECMWF) produziu um conjunto de reanálise de dados atmosféricos denominados ECMWF Re Análise

-40 ou ERA-40, que se estende de setembro 1957 a agosto 2002 e estão disponíveis no portal http://data-portal.ecmwf.int/data/d/era40_daily/.

O modelo do ECMWF utiliza a técnica de assimilação de dados 4-DVAR, para produzir análises a cada seis horas. As análises envolvem o uso de dados de satélite como os perfis radiométricos de temperatura vertical, os dados do TOVS (*TIROS Operational Vertical Sounder*), os dados derivados do SSM/I (*Special Sensor Microwave/Imager*), do ERS (*European Remote Sensing Satellite*) e do ATOVS (*Advanced TIROS Operational Vertical Sounder*). Além disto, também assimila dados provenientes do Sistema Global de Transmissão de Dados (*Global Transmission System*), de onde são obtidos dados de estações meteorológicas de superfície e ar superior, além de dados de bóias, de navios, de aviões e várias outras fontes.

A geração de análises com assimilação de dados apresentou uma melhora considerável a partir da década de 70, com a introdução de dados de satélite. A partir da década de 80, foram inseridos uma sucessão de dados observacionais provenientes de bóias oceanográficas, observações de aviões e plataformas de superfície (PERSSON; GRAZZINI, 2007). Uppala et al. (2005) ressalta que houve um aperfeiçoamento considerável no sistema observacional, e portanto nos dados do ERA-40, principalmente relativos ao hemisfério Sul.

O CPTEC possui os mesmos dados do ERA-40, acessíveis na resolução de $1,125^\circ$ de latitude por $1,125^\circ$ de longitude (320 x 161 pontos de grade). Para esse trabalho foram utilizadas as médias mensais das componentes do vento referentes à altura de dez metros e de radiação solar e termal. Para os dados básicos de superfície e de altitude, os campos de análises são disponibilizados nos horários de 0000, 0600, 1200 e 1800 UTC de cada dia.

2.1.1.2 CORE

A proposta do *Coordinated Ocean-ice Reference Experiment* (CORE) é a existência de um conjunto de dados atmosféricos abrangente o qual é útil em muitos dos modelos oceânicos acoplados com modelos de gelo. Esse conjunto foi desenvolvido por Large e Yeager (2004) é bem documentado, periodicamente atualizado (LARGE; YEAGER, 2008) e está disponível gratuitamente em nomads.gfdl.noaa.gov/nomads/forms/mom4/CORE.html.

Ele conta com uma série temporal de 43 anos, possui grade esférica, com 192 células

de longitude e 94 células de latitude. As variáveis disponíveis são:

- a) Precipitação mensal;
- b) Variação diária dos fluxos de radiação de ondas longa e curta, sustentáveis devido a redução dos erros introduzidos por nuvens;
- c) Campos meteorológicos a cada seis horas: temperatura do ar em 10 metros, umidade, densidade do ar, pressão ao nível do mar e componentes zonal e meridional do vento.

Os ciclos diurnos para radiação e precipitação estão representados em arquivos de médias diárias. Esse conjunto de dados possui formato compatível com o formato de entrada do *Modular Ocean Model* (MOM-4), que é o NETCDF (*Network Common Data Form*), e por isso foi utilizado como forçante dos experimentos.

2.1.2 Dados de Reanálise Oceânica

2.1.2.1 SODA v.2.0.2

Para este trabalho, foi utilizado o novo conjunto de dados Assimilação Simples de Dados Oceânicos (*Simple Ocean Data Assimilation* ou SODA) versão 2.0.2, disponível para usuários na página <http://dsrs.atmos.umd.edu/DATA>. O SODA é gerado a partir do modelo global *Parallel Ocean Program 2* (POP-2). Este projeto foi desenvolvido por Carton e Giese (2008).

O modelo oceânico tem resolução de $0,25^\circ$ latitude X $0,4^\circ$ longitude X 50 níveis de profundidade e possui o pólo deslocado, como pode ser observado na Figura 2.2. O POP-2 é forçado pelas reanálises do NCEP/NCAR, ECMWF ERA-40, precipitação do GPCP (*Global Precipitation Climatology Project*), descarga de rio da Organização Meteorológica Mundial (OMM) e informações de satélite de microondas para o gelo do mar. Possui dados hidrográficos provenientes de MBTs (*mechanical bathythermograph*), XBTs, CTDs (*Conductivity, Temperature and Depth*), ARGO (rede de bóias oceanográficas que medem temperatura e salinidade), estações, medidas de navio de oportunidade, entre outros. A altimetria é obtida pelos satélites Geosat, T/P, ERS1/2 e Jason.

O SODA apresenta dados de médias mensais, mapeados de forma uniforme em uma grade nas dimensões de $0,5^\circ \times 0,5^\circ \times 40$ níveis de profundidade. Os melhores dados

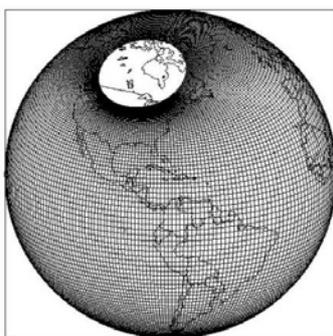


Figura 2.2 - Grade do SODA POP-2.

Fonte: www.clivar.org/organization

estão nos primeiros metros abaixo da superfície, pois a quantidade de observações nesta região do oceano é maior.

As variáveis do SODA são: temperatura do oceano ($^{\circ}\text{C}$), salinidade (g.Kg^{-1}), velocidade horizontal do oceano (m.s^{-1}), altura do nível do mar (m) e cisalhamento do vento (N.m^{-2}), como pode ser conferido em [Carton e Giese \(2005\)](#). O conjunto de dados estende-se de janeiro de 1958 a dezembro de 2001.

O SODA 2.0.2 apresenta novas variáveis, além das sete citadas anteriormente, são elas: velocidade vertical do oceano (m/s), transporte horizontal de temperatura ($^{\circ}\text{C.s}^{-1}$), concentração do gás CFC (mMol.m^{-3}) e fluxo de calor na superfície da água do mar (watt.m^{-2}) e fluxo de água na superfície (m.ano^{-1}).

A partir do SODA versão 2.0.2 foram gerados campos de anomalias e climatologias para temperatura do mar e componentes da velocidade de correntes, afim de calcular conteúdo e transposte de calor, e também foram aplicadas análises estatísticas.

2.2 Tratamento dos Dados

2.2.1 Cálculo de Climatologia e Anomalias

Para os dados de reanálise oceânica e atmosférica foram calculadas as climatologias mensais para todo o período disponível. A climatologia é obtida através do cálculo da média de um determinado mês para toda a série temporal (Eq. 2.1), onde n é o comprimento da série temporal e $i = \{1, \dots, 12\}$, para todos os pontos de grade. Obtendo-se assim, doze tempos climatológicos de uma determinada variável, cada

um deles referente a um mês do ano.

$$\bar{x}_i = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_{i+12}, \quad (2.1)$$

As anomalias são obtidas através da retirada da climatologia da série temporal original. Como está demonstrado na Eq. 2.2, obtendo-se n valores anômalos:

$$x'_i = x - \bar{x}_i, \quad (2.2)$$

Para o oceano Atlântico Sul foram selecionadas quatro subáreas de interesse, apresentadas na Fig.2.3. Onde (a) ACAS refere-se à influência do Anticiclone do Atlântico Sul sobre a circulação superficial do oceano na região da CB; (b) CBM é a região onde ocorre a frente oceânica; (c) OESTE refere-se à influência dos Ventos de Oeste sobre a circulação local e (d) DRAKE tem como objetivo qualificar a região oceânica onde a CCA oscila e origina a CM.

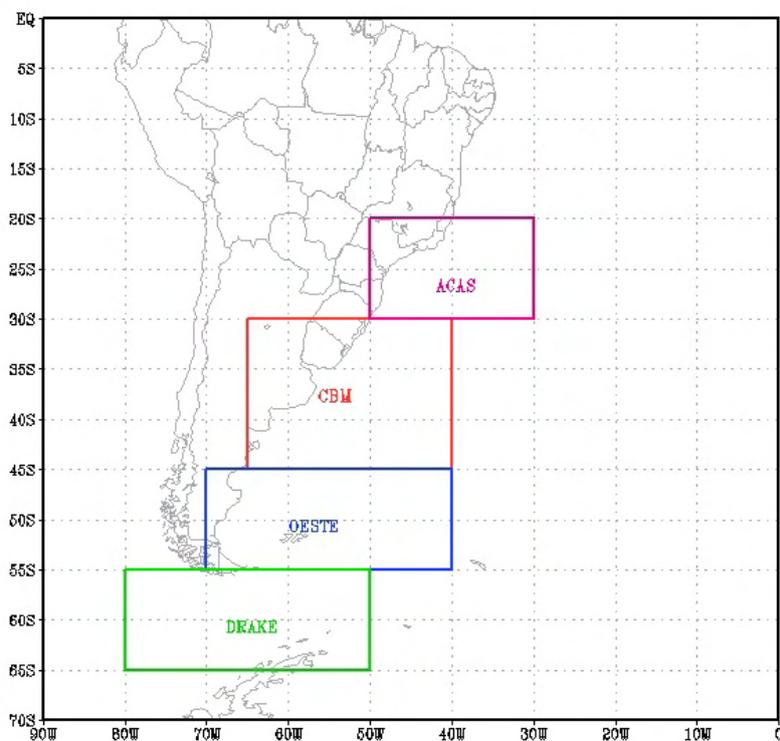


Figura 2.3 - Subáreas de estudo.

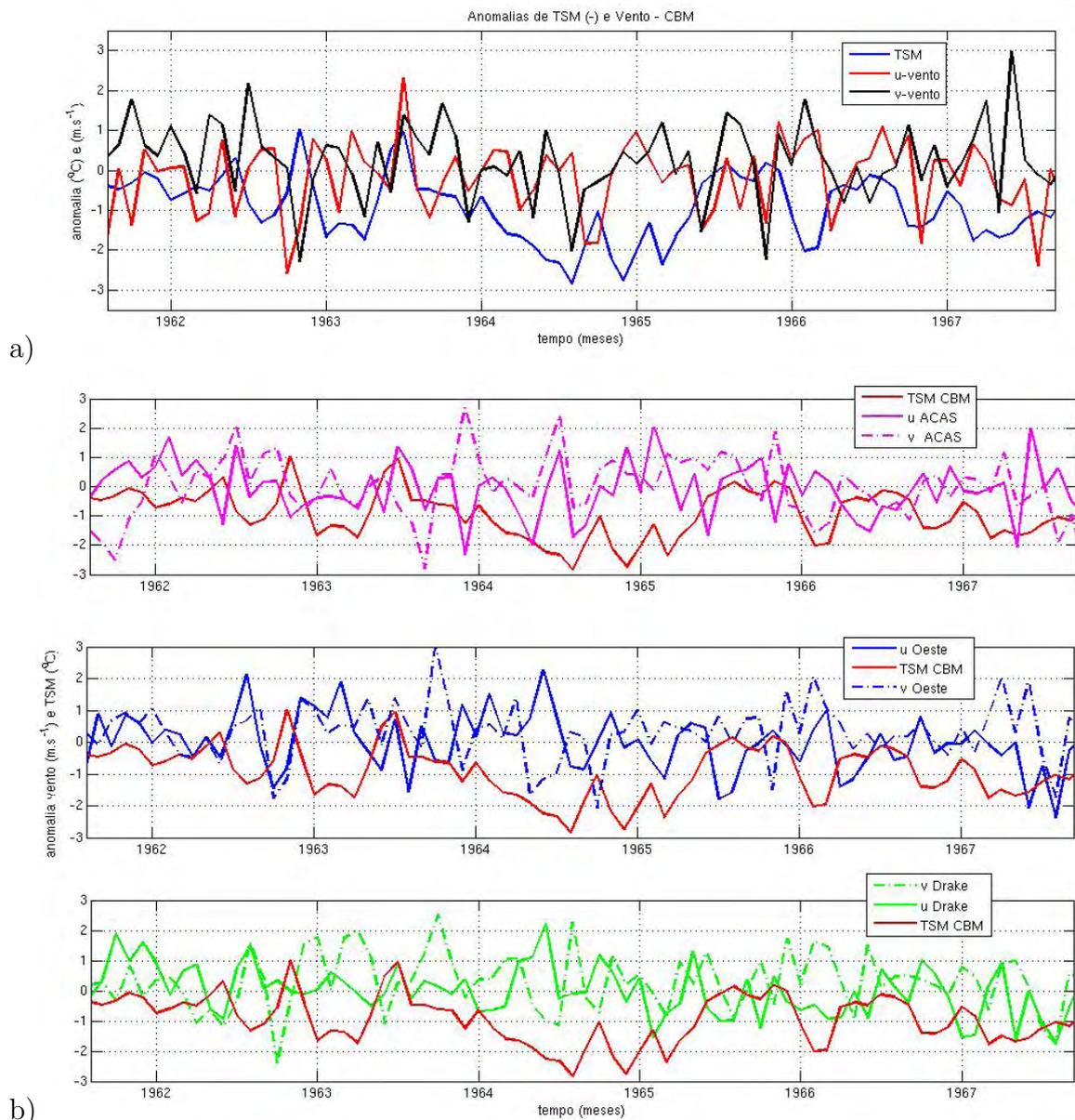


Figura 2.4 - Comportamento de anomalias de vento a) na CBM b) nas áreas ACAS, OESTE e DRAKE em relação às anomalias negativas de TSM na área da CBM. Os dados de TSM foram obtidos através da reanálise SODA, enquanto as componente zonal e meridional do vento são oriundas do ECMWF.

Para as subáreas apresentadas acima, foi feita uma média espacial da série temporal de anomalias. Para a área CBM, foram selecionados dois períodos com anomalias mensais persistentes de TSM, o primeiro de anomalias negativas entre os anos de 1961 e 1968, e o segundo, de anomalias positivas entre os anos de 90 a 97. A figura 2.4 representa esses períodos.

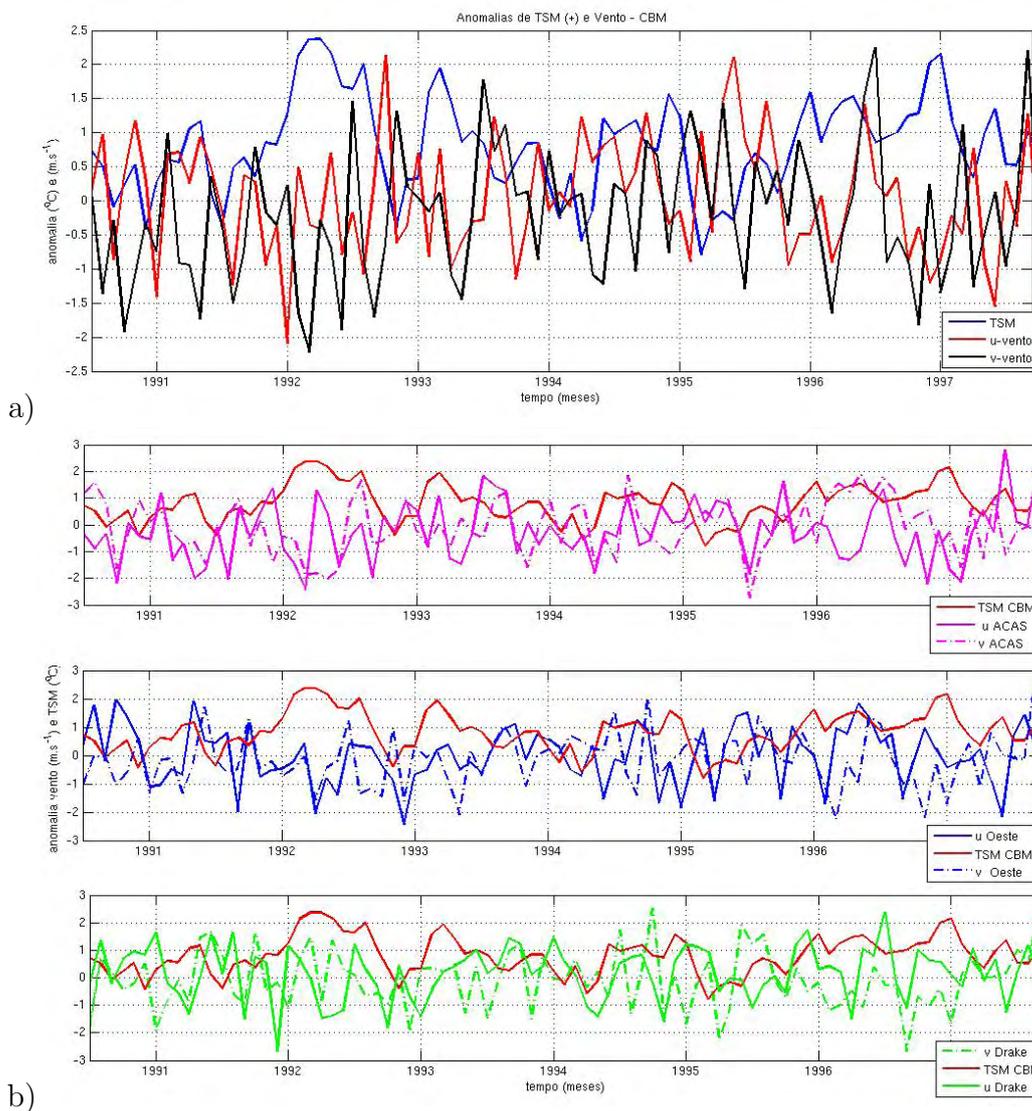


Figura 2.5 - Comportamento de anomalias de vento a) na CBM e b) nas áreas ACAS, OESTE e DRAKE em relação às anomalias positivas de TSM na área da CBM. Os dados de TSM foram obtidos através da reanálise SODA, enquanto as componente zonal e meridional do vento são oriundas do ECMWF.

Na Figura ??, observa-se que as componentes zonal e meridional do vento apresentam um padrão semelhante de oscilação, sendo na maioria dos casos positivos, ou seja, são ventos do quadrante S-SW. É interessante notar que as componentes do vento estão fora de fase com a TSM. Isso indica que ventos dos quadrantes S-SW interagem com as correntes superficiais e essas transportam água anormalmente fria para a região da CBM.

Para esse mesmo período, entre 1961 e 1968, anomalias dos ventos predominantes dos quadrantes S-SW também foram observados para as outras três subregiões, como pode ser observado na Fig. 2.4.

Para os eventos de anomalias positivas de temperatura do mar, o padrão parece estar relacionado aos ventos anômalos dos quadrantes N-NE, como pode ser observado na Fig. 2.5.

Dentre esses períodos, selecionou-se dois anos; o ano de 1964 para representação do padrão anômalo frio e o ano de 1992, para o padrão anômalo quente, uma vez que esses apresentavam anomalias de TSM do sinal desejado em grande parte desses períodos.

2.3 Testes Numéricos de Sensibilidade

2.3.1 O modelo MOM-4

O modelo oceânico global *Modular Ocean Model* (MOM-4), desenvolvido pelo Laboratório de Dinâmica de Fluidos Geofísicos da NOAA (*National Ocean Atmosphere Agency*), é tridimensional, utiliza coordenada z , grade B e equações primitivas. Usado como ferramenta numérica para o estudo dos oceanos, trata-se de um conjunto de equações primitivas de Navier- Stokes, discretizadas por diferenças finitas e submetidas à aproximação hidrostática. Essas equações conseguem representar grande parte da circulação oceânica de larga escala.

A aproximação hidrostática considera que os gradientes de pressão na vertical são devidos exclusivamente à densidade. Ao considerar-se a modelagem de larga escala, obtêm-se escalas horizontais infinitamente maiores que as verticais. Logo, os movimentos horizontais são os grandes responsáveis pela energia cinética dos movimentos oceânicos. Essa consideração valida a aproximação hidrostática para simulações globais.

O modelo utiliza a equação de estado. Essa relaciona densidade à temperatura, à pressão e à salinidade, garantindo a representação de processos termodinâmicos. A pressão utilizada pelo modelo leva em consideração a pressão hidrostática de um ponto, integrando as colunas de água e atmosférica. O MOM-4 possibilita a escolha da utilização da aproximação de Boussinesq, a qual consiste em simplificar a densidade do oceano, ao invés de considerá-la diferente em cada ponto. Considera-se

o oceano homogêneo. Essa aproximação pode ser justificada para modelos oceânicos de grande escala, devido a baixa variação de densidade.

Para modelagem oceânica, pode-se considerar o oceano incompressível, uma vez que as flutuações de densidade devido às variações locais de pressão são negligenciáveis. Essa aproximação suprime as ondas sonoras, juntamente com a aproximação de Boussinesq, diminui as instabilidades de alta frequência inseridas pelo modelo, possibilitando integrações com passos de tempo maiores, estabilizando o modelo e tornando-o mais eficiente para estudos climatológicos.

No MOM-4, processos de sub-grade, ou seja, os possuidores de escalas menores que a capacidade de resolução direta do modelo, são parametrizados. A parametrização se faz necessária, pois processos de sub-grade podem afetar movimentos de larga escala através da introdução de coeficientes turbulentos. Segundo [Griffies et al. \(2005\)](#), a turbulência oceânica associada aos movimentos de larga escala, pode atingir a ordem de centenas de quilômetros e aumentar a ocorrência de processos de mistura artificiais. Para solucionar os termos de fricção horizontal, o MOM-4 considera a viscosidade constante, dependente da grade e do esquema Smagorinsky ([GRIFFIES; HALLBERG, 2000](#)).

O MOM-4 não utiliza a aproximação da tampa rígida, a qual assume a ausência da elevação da superfície oceânica. Essa característica é resolvida através do método apresentado por [Griffies e Pacanowsky \(2001\)](#), denominado de SPLIT: superfície livre explícita. Esse método permite o cálculo do volume oceânico ao longo do tempo na superfície da grade. A variação da superfície oceânica pode ser causada por diferentes processos físicos como marés, descargas de rio, degelo e precipitação.

Outra característica importante do modelo, seu código possui módulos representativos da litosfera, criosfera e atmosfera. Esses módulos podem ser acoplados. Os módulos terrestre e atmosférico ajudam na resolução de fluxos de calor, momento e massa, enquanto a aplicação do módulo de gelo, resolve processos dinâmicos e termodinâmicos como concentração, espessura e temperatura do gelo presente na superfície marinha.

No modelo prognóstico de gelo marinho, o oceano e o gelo compartilham a mesma grade, logo ambos modelos lêem na mesma grade as especificações do arquivo. Porém, os modelos de oceano e gelo usam a informação do arquivo de grade de maneiras

diferentes. Como resultado obtêm-se uma saída diagnóstica dos dois modelos, com campos de oceano e gelo com locações ligeiramente diferentes para casos como grades tripolares. Esse recurso do MOM-4 possibilita a modelagem de ambientes de altas latitudes com maior fidelidade.

Regiões oceânicas polares e sub-polares são de particular importância para a circulação de larga escala do oceano. O derretimento e a formação de gelo alteram a circulação termohalina superficial, aumentando a força de empuxo e, consequentemente, modificando a formação de águas de profundidade. E, por conseguinte, a circulação de retorno.

Além disso, a presença de gelo marinho altera os fluxos do oceano devido ao efeito diferenciado de insolação causado pelo oceano coberto de gelo em relação ao oceano exposto. Logo, estudos de modelagem do clima do oceano global realísticos devem incluir um modelo de gelo acoplado ao modelo oceânico.

2.3.2 O oceano Climatológico

O primeiro experimento numérico proposto tem como objetivo principal a obtenção de um oceano climatológico. Esse baseia-se na definição de clima proposta por Peixoto e Oort (1992), onde o sistema passa a possuir flutuações cíclicas no tempo e no espaço após atingir os equilíbrios dinâmico e termodinâmicos. Para esse experimento foram utilizadas como condições iniciais e de contorno atmosféricas os dados climatológicos do CORE.

O modelo foi forçado até atingir as estabilidades termodinâmica e dinâmica. Na interface, a atmosfera foi forçada com as climatologias de tensão de cisalhamento do vento, fluxos de calor sensível e latente, radiação solar (ondas longa e curta) e fluxo de água (precipitação, evaporação, drenagem fluvial, degelo). Esse experimento gerou as condições iniciais utilizadas nos testes de sensibilidade de anomalias.

O tempo de *spin up* foi de 26 anos, começando no tempo 00:00, 01 de janeiro de 1968 e terminando em 1994. Utilizou-se como climatologia o arquivo correspondente ao ano de 1994. Esse ano corresponde ao arquivo de dados onde o modelo alcançou seu estado de equilíbrio termodinâmico.

2.3.3 O oceano Anômalo

Esse experimento numérico teve como objetivo reproduzir dois anos de anomalias extremas de TSM observadas nos dados de reanálise, 1964 e 1992. O ano de 1964 caracterizou-se por possuir anomalias negativas de TSM junto a região de estudo, enquanto o ano de 1992 apresentou anomalias positivas.

Na tentativa de reproduzir esses padrões de oceanos anômalos, foram feitas uma série de experimentos. Esses experimentos caracterizaram-se por utilizar o oceano climatológico como condição inicial e os dados do CORE, para esses anos, como forçantes atmosféricas. Abaixo a sequência de experimentos realizados:

- a) TESTE 1: obteve o oceano anômalo a partir do oceano climatológico mais uma rodada, tendo como forçantes os anos de 1964 e 1992.

nomes para TESTE 1: 1964 e 1992).

- b) TESTE 2: para esse experimento, a partir da condição climatológica, foi feito um *spin up* curto de 3 anos mais 1 (1964/1992), utilizando os dados do CORE como forçante interanual. Ex: período de integração vai de 1961 a 1964, onde cada ano é forçado pelo respectivo ano dos dados CORE.

nomes para TESTE 2: 1964SU e 1992SU.

- c) TESTE 3: a partir da condição climatológica, foi feito um *spin up* curto de 4 anos, utilizando como forçante anual e repetida os anos de 1964 e 1992 do CORE, para cada ano de integração. Ex: todo período de integração (1961-1964) é forçado pelo ano de 1964 do CORE.

nomes para TESTE 3: 641, 642, 643, 644 e 921, 922, 923, 924.

2.3.4 O domínio de Integração: A Grade

Os experimentos foram feitos em uma grade tripolar global desenvolvida por Murray (2008). O MOM-4 permite a construção de grades numéricas esféricas globais com deslocamento do pólos numéricos em relação aos pólos geográficos, como pode ser observado na Fig. 2.6. Esse procedimento visa minimizar problemas numéricos associados à convergência dos meridianos. A grade tripolar utilizada pelo modelo nos experimentos conduzidos apresenta um sistema de coordenadas esféricas usuais

ao sul do paralelo de 65°N . Essa parte da grade apresenta apenas um pólo numérico sobre a região da Antártica. No Ártico, há uma região bipolar sobre domínio terrestre.

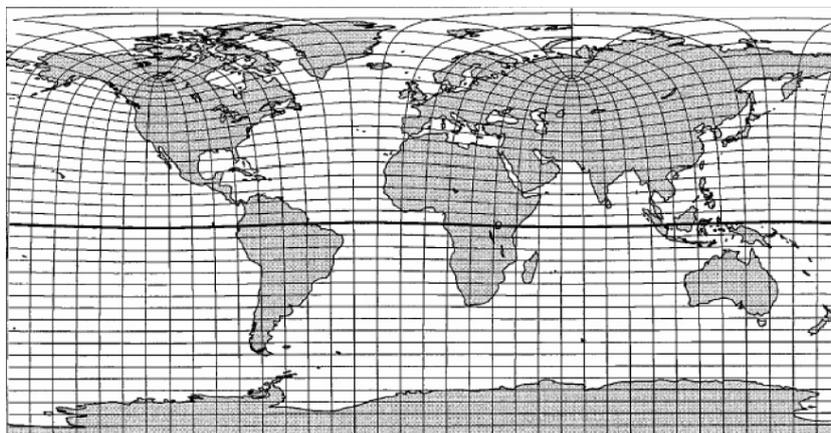


Figura 2.6 - Grade tripolar.
Fonte: Murray (2008).

A grade Arakawa B, apresenta resolução zonal de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ e meridional de $1^{\circ}/3 \times 1^{\circ}/3$ entre 10°S e 10°N . Relaxando para 1° em direção aos pólos. A resolução espacial é composta por 360 pontos zonais e 200 pontos meridionais. A grade possui 50 níveis verticais, sendo os primeiros 22 níveis representativos dos primeiros 220 metros de profundidade. A profundidade máxima do modelo é de 5500 metros.

Os passos de integração utilizados para os modos barotrópico e baroclônico são de 18 s e 900 s, respectivamente. As condições de contorno têm velocidade igual a zero em todos limites sólidos.

2.4 Análises Estatísticas

2.4.1 Ondaletas

A análise de Ondaletas é uma ferramenta usada para obter-se conteúdo de energia dentro de séries temporais. Através da decomposição das séries temporais no espaço tempo-freqüência, é possível determinar em ambos os domínios dos modos de variação e como esses se comportam no tempo. Alguns autores dedicaram-se a explicar o processo de Ondaletas, entre eles, estão os estudos desenvolvidos por Torrence e

Webster (1998), Kumar e Foufoula-Georgiou (1997), Grinsted et al. (2004).

2.4.1.1 Transformada Contínua

A transformada contínua de ondaleta ou *The Continuous Wavelet Transform* (CWT) considera a ondaleta uma função com média zero, localizada tanto no tempo quanto na frequência. Pode-se caracterizar uma ondaleta através de sua localização no tempo (Δt) e na frequência ($\Delta \omega$). A Morlet é um tipo particular de ondaleta, definida da seguinte forma:

$$\Psi(\eta) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{i\omega_0\eta} e^{-\frac{1}{2}\eta^2}; \quad (2.3)$$

onde $\omega_0=6$ e η são a frequência e o tempo adimensionais, respectivamente.

A abrangência da função de ondaleta de Morlet, no tempo e no espaço de Fourier fornece uma função suavizante que se aproxima da realidade. Por conseguinte, seu uso é justificado porque esse tipo de filtro suaviza apenas o mínimo necessário da série para incluir dois pontos independentes em ambas dimensões, tempo e escala, como foi verificado por Torrence e Webster (1998).

A idéia por trás da CWT é a de aplicar ondaleta como um filtro de banda nas séries temporais. A ondaleta é estirada no tempo através da variação de sua escala s , para isso $\eta = s.t$, normalizando essa equação obtêm-se unidade de energia.

A CWT possui artefatos de borda, pois a ondaleta não é completamente localizada no tempo. Para isso, utiliza-se o Cone de Influência no qual os efeitos das bordas não podem ser ignorados, mas no presente trabalho, apenas eventos ocorridos no interior do cone serão considerados.

2.4.1.2 Espectro Cruzado de Ondaletas

O espectro cruzado de Ondaletas ou *Cross Wavelet Transform* (XWT) demonstra a energia comum entre as duas séries analisadas e sua relativa fase no domínio do tempo-frequência.

Para duas séries representadas por x_n e y_n , o XWT é definido como $W^{XY} = W^X W^{Y*}$, onde $*$ denota conjugação complexa. O argumento complexo $\arg(W^{xy})$ pode ser interpretado como a fase relativa local entre x_n e y_n no espaço tempo-frequência. A distribuição teórica de energia cruzada de Ondaleta de duas séries

temporais com energia de espectro de fundo P_k^X e P_k^Y é dada pela seguinte fórmula:

$$D\left(\frac{|W_n^X(s)W_n^{Y*}(s)|}{\sigma_x\sigma_y}p\right) = \frac{Z_v(p)}{v} \sqrt{p_k^X p_k^Y} \quad (2.4)$$

onde $Z_v(p)$ é o nível de confiança associado com a probabilidade p para a função de densidade probabilística definida pela raiz quadrada do produto de duas distribuições χ^2 .

2.4.1.3 Espectro de Coerência de Ondaletas

O espectro de coerência ou *Wavelet Coherence* (WTC) entre duas transformadas contínuas de ondaletas acha a coerência significativa entre as séries, mesmo que a energia comum seja baixa. A definição de WTC é:

$$R_n^2(s) = \frac{|S(s^{-1}W_n^{XY}(s))|^2}{S(s^{-1}|W_n^Y(s)|^2) \cdot S(s^{-1}|W_n^X(s)|^2)}, \quad (2.5)$$

onde S é um operador suavizante, e pode ser escrito da seguinte forma:

$$S(W) = S_{escala}(S_{tempo}(W_n(s))), \quad (2.6)$$

onde S_{escala} denota a suavização ao longo do eixo da escala da ondaleta e S_{tempo} , no tempo. Para a ondaleta de Morlet (Torrence e Webster, 1998) o operador suavizante assume a seguinte forma:

$$S_{tempo}(W) |_{s} = (W_n(s) * c_1^{rac-t^2} 2s^2) |_{s}, \quad (2.7)$$

$$S_{tempo}(W) |_{s} = (W_n(s) * c_2 \Pi(0.6s)) |_{n}, \quad (2.8)$$

onde c_1 e c_2 são constantes normalizadas e Π é a função retangular. O fator de 0.6 é a escala de comprimento de correlação empiricamente determinado para a ondaleta de Morlet. O nível de significância estatística da coerência de ondaletas foi estimado usando o Método de Monte Carlo.

Os programas de Ondaletas utilizados nesse trabalho foram desenvolvidos por Torrence e Compo (1998) e Torrence e Webster (1998). E estão disponíveis na URL: <http://atoc.colorado.edu/research/wavelets/>.

2.5 Análise Física

2.5.1 Cálculo do Balanço de Calor

Afim de investigar como ocorre o balanço de calor associado com as anomalias de TSM na CBM e suas forçantes, foi aplicada a metodologia utilizada por [Menkes et al. \(2006\)](#). Onde a equação de Temperatura completa tri-dimensional para os oceanos é a seguinte:

$$\partial_t T = -u\partial_x T - v\partial_y T - w\partial_z T + D_l(T) + D_z(T) + I(z), \quad (2.9)$$

onde T é a temperatura potencial modal, (u, v, w) são os componentes de corrente oceânica, $D_l(T)$ é o operador de difusão lateral, $D_z(T) = \partial_z(k\partial_z T)$ é o operador de difusão vertical, onde k é o coeficiente de difusão vertical do modelo, e $I(z) = Q_s \partial z f(z)$ é a quantidade de calor durante a penetração de fluxo de calor solar, Q_s é o fluxo de radiação solar incidente e $f(z)$ é a fração de radiação solar que chega até a profundidade z . Uma aproximação para a equação de TSM é derivada pela média da Eq. 2.9 sobre a variação no tempo na camada de mistura com profundidade h .

$$\partial_t SST = A + B - C + D + E \quad (2.10)$$

onde, A é o termo de advecção, B é a difusão lateral, C é o entranhamento na camada, D é o fluxo de difusão vertical na base da camada, e E é o calor armazenado na camada. Sendo Q^* o fluxo de calor não oriundo do Sol.

$$A = -\langle u\partial_x T + v\partial_y T + w\partial_z T \rangle \quad (2.11)$$

$$B = \langle D_l(T) \rangle \quad (2.12)$$

$$C = \frac{1}{h} \frac{\partial h}{\partial t} [TSM - T(z = h)] \quad (2.13)$$

$$D = \frac{(k\partial_z T)(z = h)}{h} \quad (2.14)$$

$$E = \frac{Q^* + Q_s [1 - f(z = h)]}{\rho_0 C_p h} \quad (2.15)$$

Onde $\langle \rangle$ representam a média vertical sobre a camada h (h é positivo, pois

$[x] = (1/h) \int_0^h x dz$). Para cada componente, o termo advectivo pode ser decomposto em quatro. Os termos T_m e T' representam as temperaturas médias e anômalas, respectivamente:

$$-u\partial_x T = -u_m\partial_x T_m - u_m\partial_x T' - u'\partial_x T_m - u'\partial_x T' \quad (2.16)$$

$$-v\partial_y T = -v_m\partial_y T_m - v_m\partial_y T' - v'\partial_y T_m - v'\partial_y T' \quad (2.17)$$

$$-w\partial_z T = -w_m\partial_z T_m - w_m\partial_z T' - w'\partial_z T_m - w'\partial_z T' \quad (2.18)$$

Para obter o termo advectivo para a região da CBM, foi feita uma média de longo período, desde 1958 até 2001. Na equação abaixo, a média temporal é representada pela barra.

$$A = \overline{-u_m\partial_x T_m - v_m\partial_y T_m - w_m\partial_z T_m} \quad (2.19)$$

$$B = \overline{-u'\partial_x T' - v'\partial_y T' - w'\partial_z T'} \quad (2.20)$$

$$C = \overline{+D_z(T) + D_l + I(z)} \quad (2.21)$$

Logo $A+B+C \approx 0$, onde A representa o efeito climatológico da advecção, B denota a advecção por distúrbios transientes e C é considerado o efeito adiabático. Reorganizando as equações acima, obtemos:

$$\begin{aligned} & \langle \overline{-u_m\partial_x T_m - v_m\partial_y T_m - w_m\partial_z T_m} \rangle + \frac{1}{h} \overline{(k_m\partial_z T_m)_{z=h}} + \langle \overline{-u'\partial_x T' - v'\partial_y T' - w'\partial_z T'} \rangle \\ & + \frac{1}{h} \overline{(k\partial_z T - k_{mz}T_m)_{z=h}} + \langle \overline{D_l T} \rangle + \langle \overline{\frac{Q^* + Q_s[1-f(z=h)]}{\rho_0 C_p h}} \rangle \approx 0. \end{aligned} \quad (2.22)$$

Onde f ou a fração de luz que penetra na camada h , foi estimada a partir de Coale e Miranda (1987) e tem o valor de 0,009 para a profundidade de 170 metros. O termo de viscosidade lateral, $\overline{D_l T}$, foi assumido como igual a $0,03^\circ\text{C.mês}^{-1}$ (MENKES et al., 2006), o coeficiente de viscosidade vertical (k) recebe o valor de 5×10^{-5} para os dados de reanálise (WARNER et al., 2005), ρ_0 ou a densidade média da água do mar é igual a 1025 Kg.m^{-3} e a capacidade térmica a pressão constante (C_p) é $1000,5 \text{ J.Kg}^{-1}$.

2.6 Ferramentas de Análise

2.6.1 GrADS

Os dados de reanálise foram inicialmente analisados no programa Análise de Grade e Sistemas de Exposição (*Grid Analysis and Display System-GrADS*). A versão do GrADS utilizada foi a 1,9b4. O GrADS processa dados em 4 dimensões: longitude, latitude, níveis verticais e tempo. O endereço eletrônico onde o GrADS é gratuitamente distribuído é <http://www.iges.org.grads>. O GrADS lê dados em binário, GRIB, NetCDF, or HDF-SDS.

2.6.2 MatLab

O MatLab (*MATrix LABoratory*) é um programa interativo de alta performance voltado para o cálculo numérico, criado pelo grupo MathWorks. Integra análise numérica, cálculo com matrizes, processamento de sinais e construção de gráficos . O MatLab versão 7 será utilizado para análise de Ondas (TORRENCE; WEBSTER, 1998; TORRENCE; COMPO, 1998). Mais detalhes podem ser encontrados no seguinte endereço: (<http://www.mathworks.com/products/matlab/>).

2.6.3 Ferret

Ferret é um ambiente de análise, visualização interativo e computacional, desenvolvido para auxiliar na análise de conjuntos grandes de dados. Ele opera em sistemas Unix e é uma das ferramentas mais utilizadas para lidar com as saídas do MOM. O programa é gratuitamente distribuído e pode ser encontrado em: <http://ferret.wrc.noaa.gov/Ferret/>.

O Ferret foi desenvolvido pelo Projeto Análise e Modelagem Térmica da Administração Nacional do Oceano e da Atmosfera (NOAA) para analisar as saídas dos modelos oceânicos e compará-las com dados observacionais em grade.

O Ferret oferece uma ferramenta matemática para análise, onde novas variáveis podem ser definidas interativamente como expressões matemáticas. Além disso, o programa possui formato geofísico, conexão com o banco de dados, manejo de memória para cálculos muito grandes e processamento simétrico nas quatro dimensões.

2.6.4 Sistema computacional massivamente paralelo

Recentemente, o CPTEC adquiriu um novo sistema computacional massivamente paralelo denominado internamente como UNA. As execuções no UNA são realizadas através de um sistema de filas em paralelo. O UNA possui um total de 275 nós de processamento, onde cada um deles é composto duo core de 2.6GHz e 8GB de memória. Nessa configuração, podes-se disparar até 4 processos por nó, ou seja, 1100 processos podem calculados simultaneamente. O modelo utilizado para essa pesquisa está instalado e foi executado no UNA.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Análise de Ondaletas

Para a análise de ondaletas, utilizou-se apenas os 44 anos dos dados do SODA v.2.0.2. Esses contam com uma série temporal extensa o que permite estudar oscilações com periodicidades entre 2 meses e 8 anos. Para comparação dos resultados obtidos à partir da reanálise oceânica, utilizou-se uma das saídas do experimento número do modelo MOM-4. O recurso estatístico de análise de ondaletas não foi aplicado nas análises do modelo, uma vez que os períodos de integração são curtos, sendo o número amostral pequeno.

A aplicação de ondaletas se faz importante para identificação espaço temporal de oscilações de diferentes periodicidades. Ao se aplicar essa metodologia em variáveis como a temperatura do mar e as velocidades de corrente e vento, é possível inferir os elementos que contribuem para os processos térmicos, dinâmicos e termodinâmicos das áreas de estudo. Pela distribuição temporal das ondaletas, é possível a classificação desses processos geofísicos em oscilações de média e larga escala, assim como lhes atribuir importância energética.

As Figuras 3.1 e 3.2 resultam da metodologia de análise de ondaleta proposta em Torrence e Webster (1998). A Fig. 3.1 (a) apresenta a série temporal de anomalias de TSM para a região da CBM, em °C. Através da análise visual é possível verificar a divisão do grupo de dados em dois conjuntos: o primeiro, até meados da década de 70, onde o padrão de anomalias negativas é dominante; o segundo, a partir de 1977, onde a distribuição de anomalias passa a ser positiva.

Os anos escolhidos para as simulações numéricas, 1964 e 1992, apresentam uma tendência de anomalias de temperatura negativa e uma tendência positiva nesses períodos, respectivamente.

No espectro de energia para CBM (Fig 3.1 (b)), as oscilações estão distribuídas em bandas entre 0,5 e 8 anos. Em quase toda a série temporal, processos com diferentes periodicidades ocorrem simultaneamente. É possível, dessa forma, que ocorra alguma espécie de sinergismo entre essas ondas.

Como explicado na metodologia, as ondaletas foram aplicadas às séries temporais de anomalias, logo seu ciclo anual climatológico foi retirado. É importante enfatizar esse

procedimento uma vez que mesmo a climatologia sendo retirada, o período anual pode ser observado em alguns resultados gerados a partir das ondaletas. Isso ocorre uma vez que a ondaleta é um filtro simétrico, o ciclo anual pode não ser totalmente removido no espectro integrado no tempo.

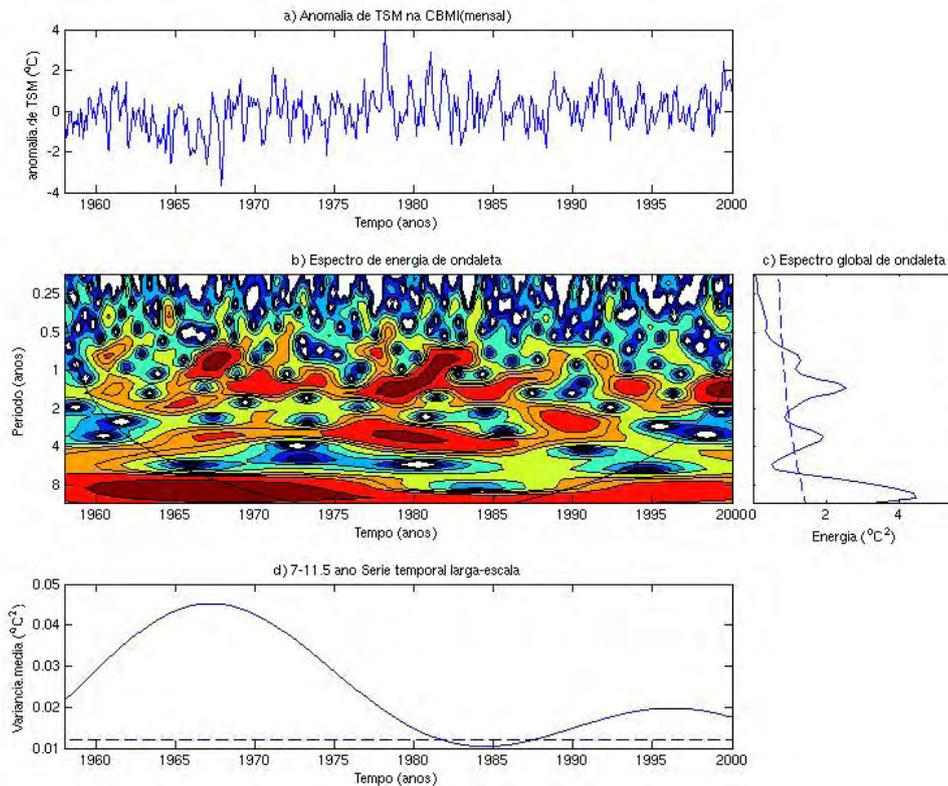
Conforme demonstrado em [Eremy e Thomson \(2001\)](#), a ondeleta mostrará períodos da série original onde o ciclo anual é maior ou menor do que o ciclo médio, podendo-se obter informações sobre a variabilidade interanual e interdecadal que o ciclo anual sofre. Isso acontece porque a amplitude do ciclo anual varia nessas escalas, assim como uma mudança na fase de ocorrência pode ocorrer, como pequenos deslocamentos dos máximos e mínimos podem ocorrer de um ano para outro.

O gráfico de energia global da ondaleta, [Fig. 3.1 \(c\)](#), aponta para as ondas com maior energia associada. Em ordem crescente de energia, para CBM, essas possuem os períodos de 8, 1,2, 4 e 0,7 anos. As ondas de baixa frequência apresentaram alta variabilidade, entre as décadas de 60 e 80, período referente à fase negativa da onda ([Fig. 3.1 \(d\)](#)).

Análise similar foi realizada para o Estreito de Drake. Essa região foi justamente escolhida a fim de testar a possibilidade de se encontrar um sinal simultâneo entre altas e médias latitudes.

A escolha da profundidade de 600 metros justifica-se por ambas correntes, CM e CCA, serem profundas e também para relatar o comportamento da coluna de água. Dessa forma, pretendeu-se isolar a interferência dos processos superficiais. A [Fig. 3.2 \(a\)](#) apresenta a série temporal bruta de anomalias de temperatura do mar na profundidade de 600 m para o Estreito de Drake, dela também é possível inferir o comportamento bipolar. Onde a fase positiva ocorre do início da série até a década de 80, a partir desse ponto, há inversão para fase negativa.

Esse comportamento suporta a teoria de [Vivier et al. \(2001\)](#), onde os processos da CM (nesse caso a CBM) ocorrem sempre em fase oposta aqueles vinculados à CCA (estreito de Drake), se propagando como uma onda sobre a quebra de plataforma. O espectro de energia de ondaleta apresenta grande atividade entre 1980 e 2000, em praticamente todas as bandas de energia. Uma onda com período de 4 anos propaga-se por toda extensão da série temporal ([Fig. 3.2 \(b\)](#)). Outra, com periodicidade de 8 anos, propaga-se entre 1980 e 2000, aparece no gráfico de variância ([Fig. 3.2](#)



3

Figura 3.1 - Análise de ondaleta para anomalia de TSM na CBM.

(d).

Venegas et al. (1996) também encontraram essa frequência, a qual foi associada a uma anomalia negativa TSM ao largo da costa da África. Souza et al. (2007), utilizando EOF para analisar as anomalias de TSM obtidas através de dados de satélite no Atlântico Sudoeste, encontraram diferentes períodos para cada uma das suas cinco componentes principais, centrados em 4 anos, 2,3 anos e 5,5 anos, 4,6 e 9 anos, 3 anos e 8 anos.

A Fig. 3.2 (c) associa a onda de 4 anos a mais alta energia. Oscilações com períodos superiores a 1 ano aparecem dentro do cone de influência do espectro global. É importante observar a diferença de escala energética entre as Fig. 3.1 (c) e Fig. 3.2 (c), a região da CBM apresenta um espectro de energia até 8 vezes maior que o do Estreito de Drake. Interessante notar que ambas áreas apresentam os mesmos períodos oscilatórios, associados aos principais picos de energia.

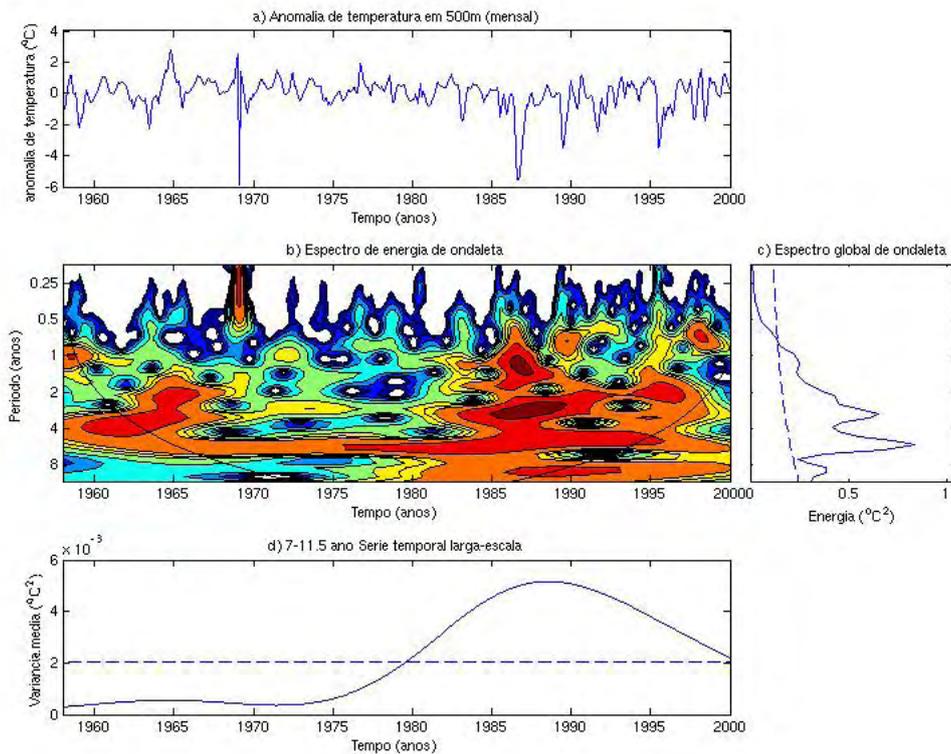


Figura 3.2 - Análise de ondaleta para anomalia de temperatura do mar em 600 metros de profundidade no Estreito de Drake. Pode-se observar onda com período de 8 anos propagando-se entre 1985 e início da década de 1990.

Essa é uma evidência de que processos térmicos anômalos ocorrentes em superfície na CBM estão, de alguma maneira, vinculados à região do Estreito de Drake. E para oscilações com periodicidade entre as bandas de 7 e 11,5 anos, as regiões apresentam fases opostas.

As análises de ondaletas efetuados no trabalho de Barrucand et al. (2008) demonstraram um sinal de onda com periodicidade de 8 anos na TSM do Atlântico até a década de 90. Essa onda apresentou fase positiva como a Oscilação Antártica (OAA) e é congruente com as anomalias positivas de temperatura do mar nas regiões costeiras do oceano Atlântico.

Um sinal parecido com o observado por Barrucand et al. (2008) também pode ser visto nos dados do SODA, tanto na componente meridional da corrente, como na temperatura do mar (não exposto). A Fig. 3.3 apresenta anomalias opostas de velocidade da corrente meridional, propagando-se sobre a região da CCA. Em mé-

dias latitudes, um segundo trem de ondas surge, atingindo a região da CBM. Nos resultados obtidos nesse trabalho por modelagem numérica esse padrão padrão de circulação também foi encontrado.

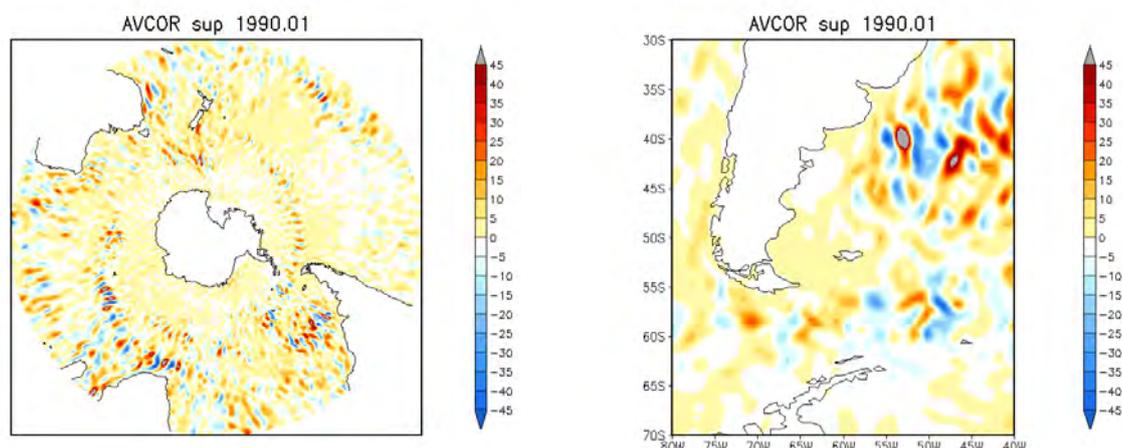


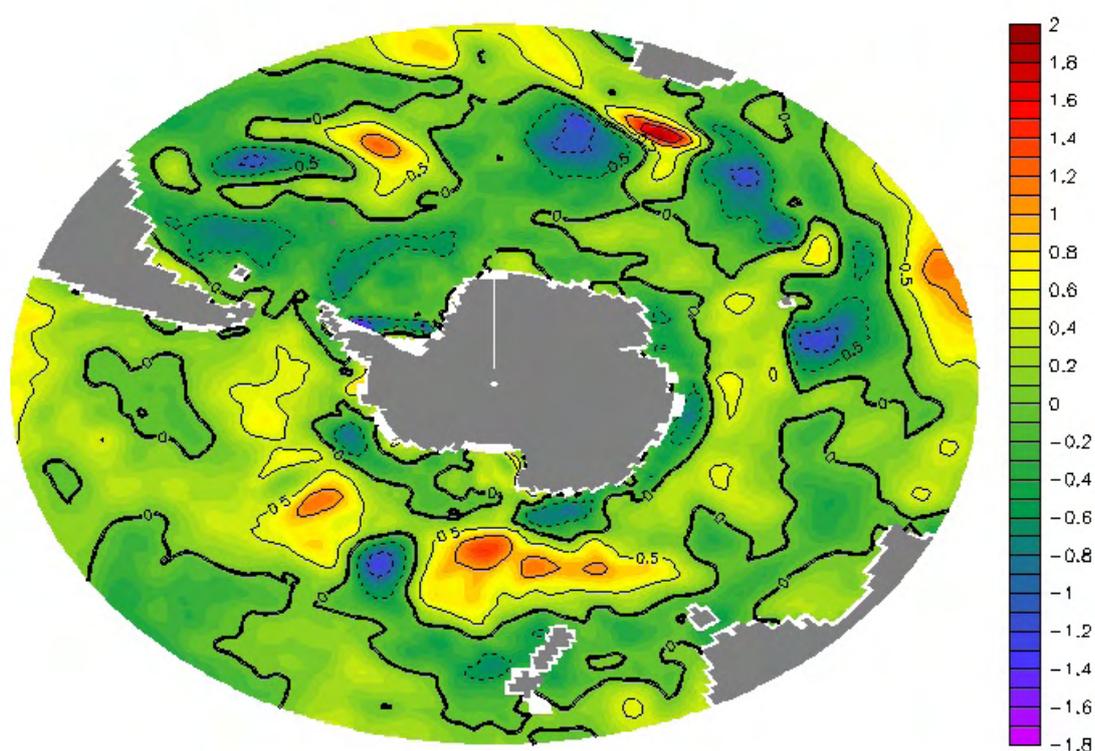
Figura 3.3 - Oscilação Antártica- Pulsos de anomalias da componente meridional da corrente se propagam sobre a CCA em janeiro de 1990. No detalhe, à direita um zoom sobre a região da CBM.

A Fig. 3.4 apresenta a análise obtida através de simulação feita no MOM-4, na qual foi usado como forçante os dados do CORE. Dois trens de ondas aparecem neste resultado. O primeiro, circundando o continente antártico, ao longo de 60°S , e o outro, em médias latitudes (entre 30° e 45°S), formando ao largo da plataforma continental argentina um pulso de anomalia negativa de TSM.

A figura 3.4 também mostra um foco de anomalia negativa sobre a região de retroflexão da CCA, próxima a 60°S , entre as longitudes de 45° e 50°W , propagando-se ao longo da plataforma continental e alcançando a CBM. Ao contrário do que se esperava, o estreito de Drake apresentou-se em fase com a região da CBM, pelo menos nesse caso, com anomalias superficiais de temperatura do mar na plataforma continental do Atlântico Sudoeste.

É possível que esse padrão possa ser explicado também pela a Onda Circumpolar Antártida (ACW). Essa é um sinal climático de 4 anos no sistema ar-mar do oceano Austral, demora aproximadamente 8 anos para circular o globo, propagando-se para leste e pode ser caracterizada por uma relação entre a fase quente (fria) de TSM

e anomalias de vento meridional superficial sentido pólo (equador) (WHITE et al., 1998). Essa onda explicaria a oscilação de 4 anos apresentada na Fig. 3.2 (b, c) e também a oscilação de oito anos dominante na Fig. 3.1 (b, c).



Anomalia de TSM (°C), jan 1990

Figura 3.4 - Onda propagando-se como anomalias de TSM, 1990. Análise da simulação SU1992.

A hipótese da CM ser responsável pelo aparecimento de anomalias de TSM na região da CBM via estreito de Drake foi proposta por Vivier et al. (2001) e também por Sijp e England (2008). Esses autores consideraram que anomalias ao norte da posição dos ventos de oeste, resultariam em uma contração latitudinal do giro subpolar, facilitando a injeção da AIA, fria e pouco salina, no giro subtropical do Atlântico

Sul. Mudanças na circulação atmosférica provocariam alterações na CM e não na CB. A intensificação da CM controla a posição norte-sul da CBM. E desse modo, a penetração das águas quentes da CB sobre a plataforma. No caso do Atlântico Sul, variações no cisalhamento do vento afetariam o transporte das Correntes do Atlântico Sul e das Malvinas. Dessa forma, o sinal alcançaria a borda oeste muito mais rapidamente que quando propagado pelo giro subtropical (WAINER; VENEGAS, 2001).

Quando analisadas as ondaletas individuais das anomalias das componentes do vento para região da CBM (Fig. 3.5), a componente zonal apresenta uma onda com período anual bem marcada, porém de energia média associada. Por outro lado, essa onda de período anual só pode ser observada em algumas partes do espectro de Ondaleta da componente meridional, com alta intensidade energética (não mostrado). A principal onda desse espectro possui período de 8 anos, propaga-se por todo espectro e tem o dobro de energia associada (Fig. 3.5 b e c). Esse resultado sugere uma maior contribuição da componente zonal do vento em processos anômalos, possivelmente vinculados ao padrão de circulação dos ventos de oeste (SIJP; ENGLAND, 2008).

Para verificar as forçantes locais, a metodologia proposta por Torrence e Compo (1998) foi utilizada para obtenção da coerência e da fase de ondaletas para as séries temporais de anomalias de temperatura do mar, velocidade meridional da corrente e componente meridional do cisalhamento de vento da CBM.

Nas Figuras 3.6 e 3.7, o contorno escuro mais grosso representa o nível de significância de 95 % da simulação de Monte Carlo. A fase relativa entre as variáveis é indicada pela posição das setas. Quando estão em fase, a seta aponta para direita; fora de fase, para esquerda e apontando para baixo (cima) a temperatura /TSM (velocidade de corrente/cisalhamento) precede a velocidade de corrente/ de cisalhamento(temperatura/TSM).

Na Figura 3.6 observa-se os fenômenos nos quais tensão de cisalhamento do vento e TSM estão correlacionados, esses têm período de 1 ano. Goni e Wainer (2001) obtiveram, para região da CBM, um espectro de energia com dois picos, semi anual e anual. Esses períodos são correspondentes à periodicidade de separação da frente da CB da margem continental, também observada por Matano et al. (2001).

Entretanto as bandas com maiores energia e coerência associados para as variáveis

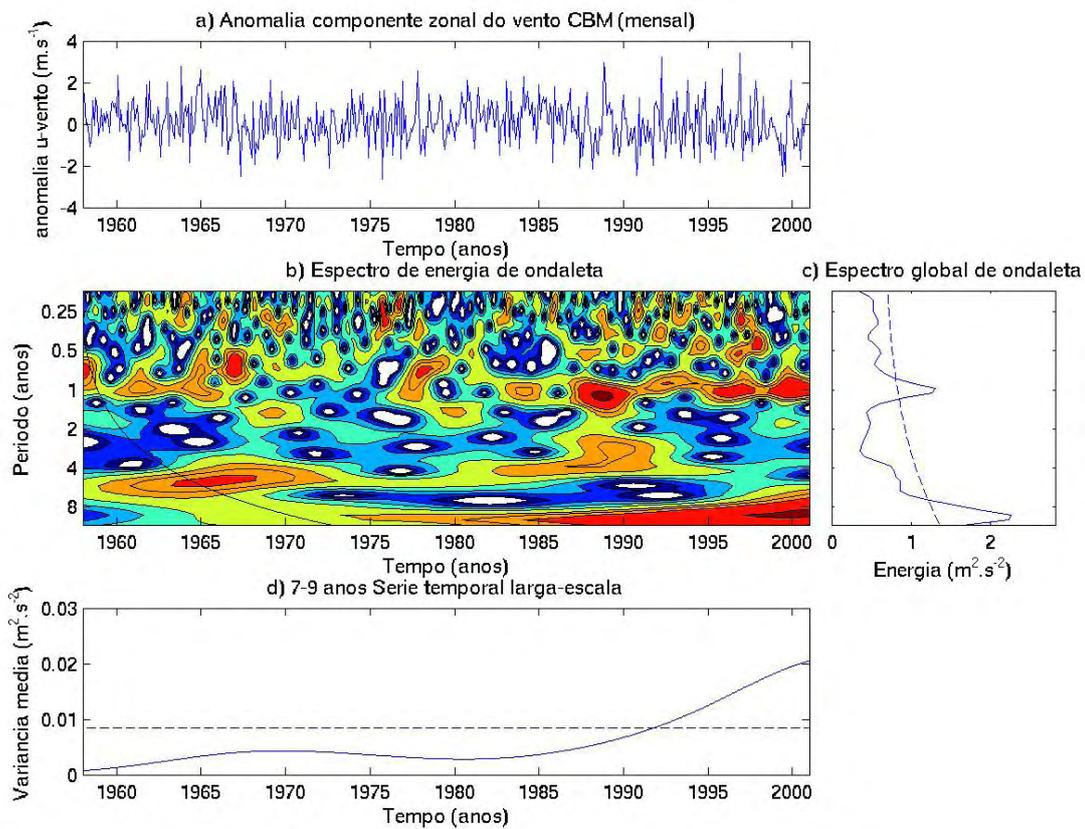


Figura 3.5 - Análise de ondaleta para anomalia de componente do vento zonal na CBM.

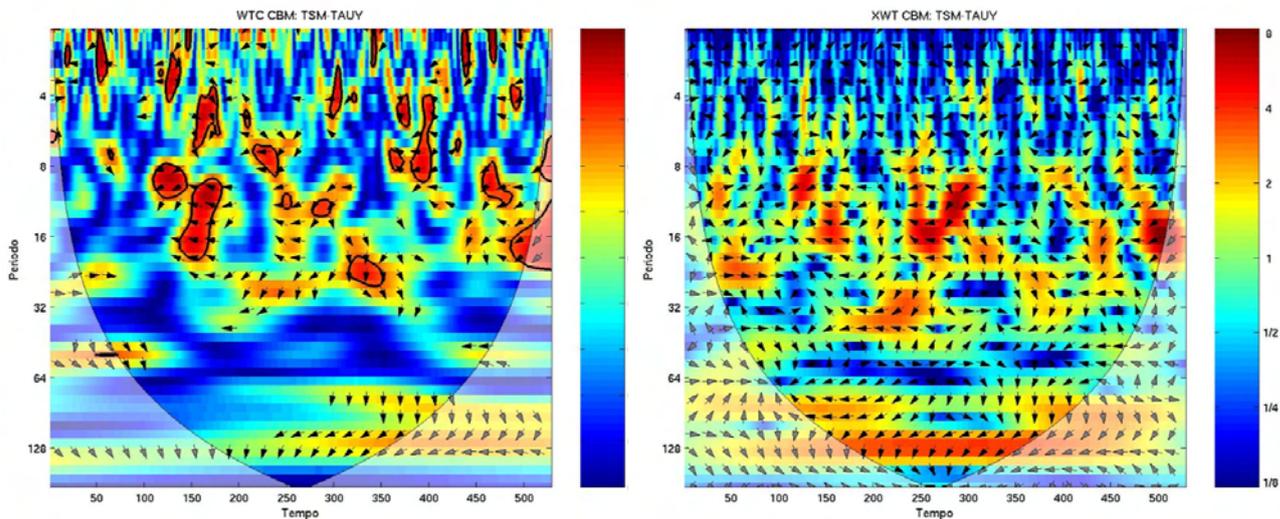


Figura 3.6 - Espectro de coerência (WTC, à direita) e cruzado (XWT, à esquerda) entre a TSM e componente meridional do cisalhamento do vento.

de TSM e tensão do cisalhamento do vento estão concentradas entre os períodos de 6 a 32 meses (Fig. 3.6 (b)). Nessa região do espectro, as anomalias de TSM estão fora de fase com as anomalias de cisalhamento do vento. Mudanças na curva do cisalhamento do vento em 40°S, modulam excursões com período anual da frente Brasil-Malvinas e forçam retroflexão da CM. Uma vez associadas à TSM, as componentes de cisalhamento passam a apresentar maiores coerência e energia, para bandas maiores que um ano (VIVIER et al., 2001).

Zavialov et al. (2002) usando medidas de direções de correntes e vento sugeriram que apenas ventos de NE com valores entre 0,05 N.m⁻² (5 m.s⁻¹) e 0,1 N⁻² são capazes de reverter a descarga prevalecente ao longo da plataforma continental do Rio Grande do Sul e próxima as latitudes do deságüe do Rio da Prata. Essa situação pode representar o transporte anômalo de calor e balanço de energia para essa região, resultando em anomalias de TSM na região da CBM.

Piola et al. (2008) observaram através de modelagem numérica, que ao sul de 40°S, a circulação média é dominada pelo fluxo para NE. A porção sul da plataforma é controlada pela descarga do estreito de Magalhães, mistura de marés, vento e influenciada pela CM. A região da CBM entre 33°S e 40°S, apresenta a maior variabilidade sazonal, com intrusões das águas subantárticas e do Rio da Prata no final do outono e durante a primavera e o verão.

A análise de ondaleta para as anomalias de temperatura e corrente meridional na coluna de água pode ser observadas na Fig. 3.7. Essa apresenta ondas de alta frequência com alta energia associada para períodos inferiores a 4 meses ao longo de quase toda série temporal. Souza et al. (2007) encontraram sinais de 2 a 3 meses, referentes as anomalias de TSM, os autores relacionaram esses períodos à atividade de formação, advecção ou reassimilação de vórtices. Esse sinal aparece na análise cruzada, pois essas feições dependem da dinâmica relacionada com a velocidade da corrente e com a termodinâmica associada à temperatura.

Por outro lado, Spadone e Provost (2008) encontraram dois picos para as variações da CM um com aproximadamente 70 dias e outro de 180 dias. Outro pico, com menor relevância energética, foi encontrado com período anual. A variabilidade com periodicidade de 70 dias pareceu coerente com a variabilidade de pressão de fundo no estreito de Drake, esse período foi identificado como uma onda baroclínica de plataforma, a qual propagou-se ao longo do Platô da Patagônia, com velocidade de

2,5 a 3 m.s⁻¹.

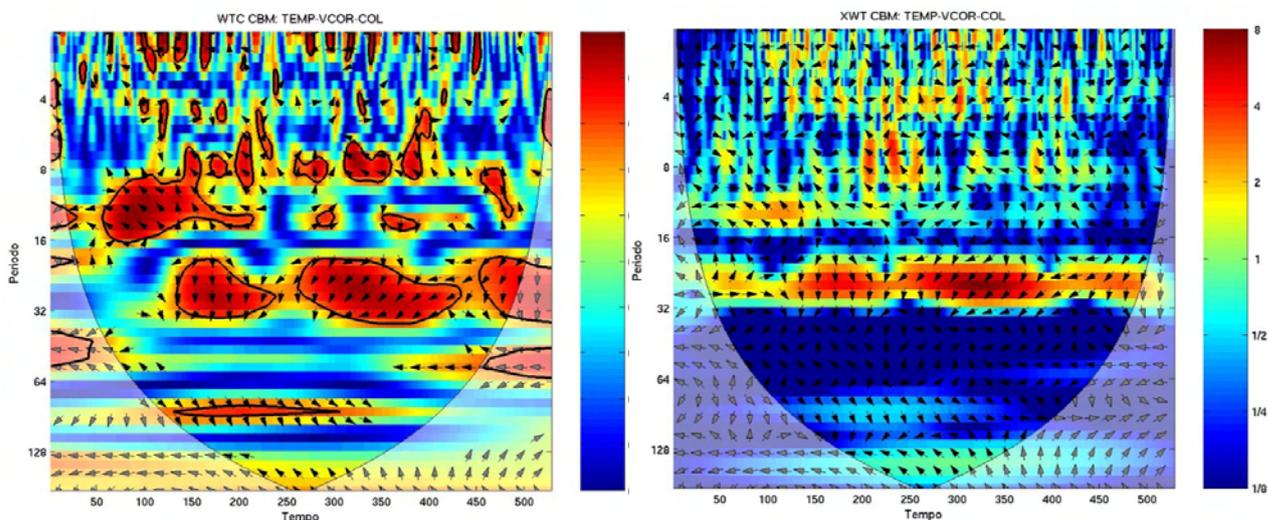


Figura 3.7 - Espectro de coerência (WTC, à direita) e cruzado (XWT, à esquerda) entre a Temperatura e a componente meridional da corrente integradas na coluna de água.

Períodos entre 8 e 12 meses apresentam alta coerência (Fig. 3.7 (a)) e energia associada (Fig. 3.7 (b)) e são caracterizados por anomalias de corrente que precedem as de temperatura. A baixa energia do período anual no transporte da CM (SPADONE; PROVOST, 2008) sugere que a migração sazonal e meridional da CBM não está unicamente relacionada às variações de transporte da CM, mas à curva de cisalhamento do vento local (GARZOLI; GIULIVI, 1994) ou influenciada pelo transporte de massa da CB, a qual possui um sinal anual em fase com o cisalhamento do vento local (MATANO et al., 2001; GONI; WAINER, 2001).

Esses picos são os mesmos encontrados para a análise da temperatura da coluna d'água individual (não mostrado), a qual apresenta energia principalmente nas bandas de 2 anos, 1 ano e menores que meio ano, apesar do ciclo anual dominante ter sido retirado dos dados originais. Fenômenos com períodos superiores a 3 anos não aparecem nas ondaletas individuais de temperatura da coluna d'água.

Na Fig. 3.7, essa banda entre 16 e 32 meses aparece associada às altas coerência e energia, onde as variáveis encontram-se fora de fase. Também aparecem nessa ondaleta, ondas de baixa frequência, com períodos entre 8 e 11 anos, associados à

média energia. Esse último período foi associado a intensificação do giro subtropical atmosférico e com o gradiente inter hemisférico Norte Sul de TSM (VENEGAS et al., 1996).

Os períodos encontrados nesse estudo indicam variações intrasazonal e interanuais intensas e forte interação entre as três variáveis estudadas, temperatura do mar, vento e correntes da região de estudo. Essa variabilidade interanual também foi observada por Tokinaga et al. (2005), na correlação positiva entre TSM e vento, obtidos a partir de satélite e observações para região da CBM.

Através de análise conjunta dos gráficos, é possível delimitar que os períodos inferiores a quatro meses são dirigidos particularmente por processos ocorrentes em toda coluna de água. Esses parecem não estar associados aqueles vigentes em superfície, apesar das ondaletas de cisalhamento do vento apresentarem algumas oscilações nessa banda.

3.2 Análise de Conteúdo de Calor

Os cálculos para o balanço de calor foram aplicados nas reanálises do SODA e do ERA-40, e também em cada um dos testes de sensibilidade do MOM-4 para a região da CBM. Neste estudo, as reanálises foram assumidas como sendo a realidade, ou o observado, para a discussão subsequente.

A Tab. 3.8 apresenta o balanço de calor total em $^{\circ}\text{C}\cdot\text{mês}^{-1}$ para região da CBM, para cada uma das diferentes fontes: de dados de simulações de modelo realizadas neste estudo e a reanálise do SODA. A Eq. 2.5.1 conta com sete termos distintos onde:

- a) t_1 = é a advecção climatológica de calor;
- b) t_2 = refere-se a parcela de contribuição climatológica da coluna de água;
- c) t_3 = advecção de calor por processos anômalos;
- d) t_4 = gradiente de temperatura entre a superfície e a profundidade da camada eufótica;
- e) t_5 = difusão lateral;
- f) t_6 = fluxo de calor atmosférico;

g) BC = o resultado total do balanço de calor.

	t1	t2	t3	t4	t5	t6	BC
1964	0,03	-2,9	-0,0002	-0,239	0,03	1,1	-2,04
1992	0,03	-2,9	-0,000	0,3	0,03	0,98	-1,59
1992SU	0,03	-2,9	0,009	0,40	0,03	1,03	-1,42
1964SU	0,03	-2,9	0,002	-2,04	0,03	1,05	-3,84
921	0,03	-2,9	0,0002	-1,3	0,03	0,90	-3,28
922	0,03	-2,9	-0,001	-1,47	0,03	1,0	-3,35
923	0,03	-2,9	-0,002	-1,58	0,03	0,98	-3,45
924	0,03	-2,9	-0,003	-1,14	0,03	1,0	-3,02
641	0,03	-2,9	-0,0003	-2,58	0,03	1,05	-4,38
642	0,03	-2,9	0,0005	-2,46	0,03	1,05	-4,26
643	0,03	-2,9	0,0010	-2,55	0,03	1,05	-4,35
644	0,03	-2,9	0,001	-0,79	0,03	1,06	-2,59
soda64	-0,12	-5,4	0,002	-6,2	0,03	0,676	-11,09
soda92	-0,12	-5,4	-0,002	-5,6	0,03	0,6479	-10,47

Figura 3.8 - Balanço de calor para todas simulações numéricas e para as reanálises. As variáveis correspondem: t1= Eq. 2.19, t2= Eq. 2.12, t3= Eq. 2.20, t4= Eq. 2.13, t5= Eq. 2.14, t6= Eq. 2.15, BC= Eq. 2.5.1

Algumas ressalvas devem ser feitas antes que a discussão prossiga. Durante o processo de cálculo do balanço de calor foram inseridos alguns erros. Como exemplo, a utilização de diferentes conjuntos de reanálise para atmosfera e para o oceano. Apesar do SODA (reanálise oceânica) ser forçado também pela reanálise atmosférica do ECMWF (a mesma utilizada para o cálculo), esse assimila outras fontes de dados durante sua geração, o que pode interferir no resultado final.

Outra fonte de erro, diz respeito, as parametrizações físicas, como exemplo, os coeficientes de viscosidade lateral e vertical. O termo t5, referente à difusão lateral, é desconhecido para os dados do SODA e constante para o modelo. Já o coeficiente de viscosidade vertical é calculado pelo modelo nas análises, e foi retirado da literatura para as reanálises. Os coeficientes de viscosidade vertical oriundos de modelos costumam ter uma grandeza representativa, como pode ser também inferido do t2. Isso se aplica para evitar que o sistema colapse ao gerar erros de ordem maior.

Apesar destas aproximações, as diferentes fontes de dados usadas para obtenção desse resultado convergiram em encontrar um balanço de calor negativo (Tab. 3.8). Esse resultado qualifica a CBM como transportadora de energia para as porções

adjacentes. Interessante notar que os termos t_2 , t_4 e t_6 possuem a mesma ordem de grandeza, como visto na Tab. 3.8. Os dois primeiros termos, são referentes ao conteúdo de energia acumulada na coluna de água, assim como ao gradiente de temperatura e à energia potencial associada ao sistema de frente oceânica. O terceiro termo (t_6) qualifica o transporte de energia oriundo da atmosfera incidente no oceano por processos radiativos. A equiparação das grandezas sugere um balanço e um acoplamento da atmosfera com os primeiros 200 metros do oceano.

A Tab. 3.8 permite a comparação entre os testes de sensibilidade realizados com o MOM-4. Entre estes testes há uma grande divergência nos resultados, mesmo entre aqueles os quais simularam o mesmo ano. Entretanto, as simulações 1964 e 1992 foram as que mais se aproximaram do ótimo do balanço total de calor (zero). Por conseguinte, será feita uma análise mais detalhada dos termos t_1 e t_3 para essas simulações.

A advecção climatológica tanto do modelo, quanto da reanálise apontam para um escoamento originário de norte com transporte entre $1,5 \times 10^{-2}$ e $9,0 \times 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C.mês}^{-1}$, o qual por efeito de Coriolis, deflete para esquerda, deslocando água em direção ao oceano aberto, acompanhado de ressurgência. Essa climatologia é válida apenas para os primeiros 200 metros do oceano. O balanço climatológico do modelo considera a região da CBM como um sumidouro de calor ($2,5 \times 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C.mês}^{-1}$, com o desvio padrão de $\pm 4,07 \times 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C.mês}^{-1}$). A partir dos dados de reanálise, a conclusão é oposta, portanto CBM passa a fornecer energia para as regiões periféricas.

Apesar das diferenças na média total do conteúdo de calor, entre o modelo e a reanálise, quando comparados os meses de maio e de novembro, indicam o termo de advecção meridional como a principal diferença entre os balanços mensais. Durante o mês de maio, há contribuição do quadrante sul, enquanto o mês de novembro recebe advecção de norte. Esse comportamento representa bem a migração sazonal meridional da frente oceânica, a qual durante a inverno austral atinge menores latitudes e durante o verão, as águas quentes da CB alcançam latitudes mais altas.

A advecção de calor anômala para 1964 divergiu dos resultados obtidos a partir da reanálise, subestimando e invertendo os transportes zonal e meridional, e superestimando o transporte vertical. Entretanto, houve uma compensação no termo total (soma). Ambos, reanálise e experimento 1964, apresentaram uma advecção negativa, sugerindo a perda de calor CBM para regiões adjacentes. Importante com-

plementar, que durante o ano de 1964, tanto para reanálise quanto para o modelo, a superfície e a coluna de água apresentaram anomalias negativas para temperatura do mar.

A simulação 1964 resolveu a perda de calor do sistema através do processo de subducção, o qual quase alcançou em grandeza o transporte para oceano aberto (para leste). O escoamento meridional ocorreu de norte. Uma explicação mais detalhada sobre esse comportamento será feita na Sessão 3.3.2.

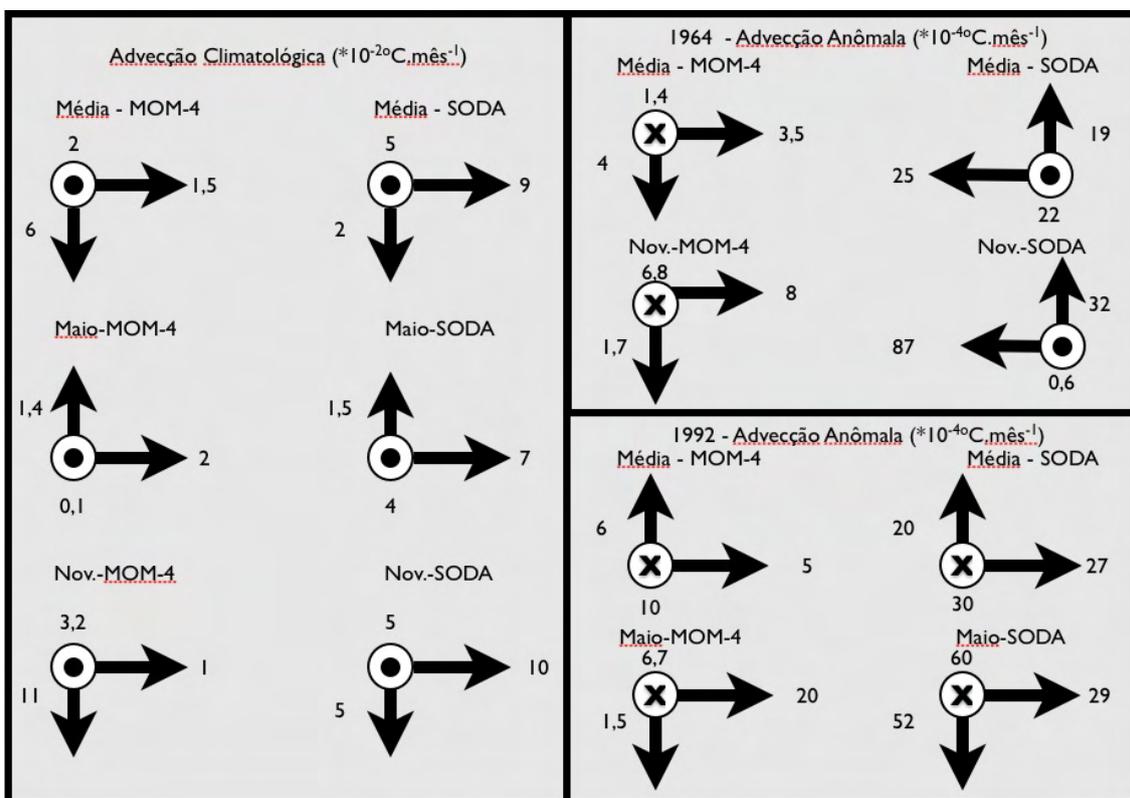


Figura 3.9 - Resumo esquemático de advecção climatológica e anômala obtidas através do modelo e da reanálise. As setas correspondem à direção do escoamento, os valores ao lado representam a magnitude multiplicada por 10^{-2} para o caso climatológico e por 10^{-4} , para anomalias. As advecções estão representadas em $^{\circ}\text{C. mês}^{-1}$.)

A Fig. 3.9 apresenta os resultados para a simulação 1992 e reanálise do balanço de calor. Observa-se que o modelo conseguiu representar com bastante fidelidade os processos advectivos para o ano de anomalias quentes. O mês de maio comportou-se um pouco diferente da média anual. Para esse mês, a advecção meridional é predo-

minantemente de norte, ocorre transporte para leste e um processo de subducção se desenvolve. A explicação mais detalhada será exposta na sessão 3.3.3.1.

Um resumo esquemático dos termos de advecção climatológica e anômala está exposto na Fig 3.9. Nela, modelo e reanálise apresentam-se concordantes quanto ao sentido e magnitude da advecção climatológica, caracterizada pelo transporte de oeste para leste e ressurgência. A migração sazonal é caracterizado pela mudança no escoamento meridional, o qual durante o inverno é principalmente dominado pela contribuição da CM.

Porém os termos anômalos do modelo e reanálise divergem bastante na magnitude e também nas direções da advecções, principalmente para 1964. A subestimação dos valores de advecção do modelo pode estar associada a subestimação das anomalias de temperatura. Em geral, o conteúdo de calor simulado para o ano de 1992 apresentou maior correlação com os dados de reanálise. Aparentemente, o modelo não conseguiu representar bem a advecção de calor para 1964, uma vez que falhou em simular as feições termo-dinâmicas vistas na reanálise.

Uma observação mais detalhada dos termos advectivos (Fig. 3.9), permitiu relacionar as anomalias de temperatura do mar com mudanças nas direções dos termos meridionais das correntes na CBM. Entretanto, as anomalias de temperatura parecem estar ligadas aos processos de subducção, principalmente.

3.3 Experimentos de sensibilidade

3.3.1 Climatologia CBM

O experimento climatológico do MOM-4 será agora discutido. Para qualificar o desempenho do modelo, as análises serão comparadas às documentadas na literatura.

A CBM está localizada sobre sua latitude observada de 38°S (OLSON et al., 1988; MATANO et al., 2001). O modelo foi capaz de reproduzir bem essa feição da circulação regional. Uma das deficiências de modelos globais pode ser atribuída a falta de resolução de suas batimetrias, a qual é conhecida como sendo um elemento crítico para formação da CM, logo, na determinação da CBM (MATANO et al., 2001).

A região da CBM é caracterizada pelo transporte das águas quentes da CB para sul, entre 52°W e 46°W, até a profundidade de 250 metros. O núcleo da CB tem

temperatura próxima a 20 °C e salinidade de 36. A frente oceânica se localiza abaixo dessa profundidade, caracterizada por um forte gradiente térmico (Fig. 3.3.1 (b)).

Ao sul de 38°S, há um escoamento para NE sobre a porção média e externa da plataforma (Fig. 3.11 (a, b)), o qual é dirigido por ventos locais e gradiente de pressão barotrópico associado à CM. Ao norte dessa latitude, a região da CBM apresenta variações de circulação causadas por mudanças locais nos ventos.

A circulação sobre a plataforma interna, mais afetada pelas descargas de água doce e pela variação dos ventos locais, é direcionada para NE durante o outono e início de inverno e para SW durante a primavera e o verão austral (PALMA et al., 2004).

A estrutura da massa de água é determinada pela descarga de água doce do Rio da Prata e da Lagoa dos Patos, e pelas advecções da Água subantártica de Plataforma (CM) e da Água Subtropical de Plataforma pela CB (PIOLA; MATANO, 2001). A circulação média na região, principalmente ao norte de 38°S apresenta variações intranuais marcadas (PALMA et al., 2004).

As principais massas de água que se encontram na região da CBM e o comportamento intranual da coluna de água podem ser verificadas no diagrama TS (Fig. 3.3.1 (a)), onde os perfis de diferentes cores (vermelho, azul, verde e preto) representam os meses intermediários (janeiro, abril, julho e outubro) das estações, respectivamente. A boa representação da estrutura vertical pelo modelo é justificada pelos valores de salinidade e temperatura estarem de acordo com os obtidos por Sverdrup et al. (1942), Weatherly (1993), Stramma e England (1999), Piola et al. (2008).

Na Fig. 3.3.1 (a), em superfície aparece a Água Tropical, proveniente do equador, suas características principais são altas temperaturas (superiores a 20°C) e salinidade (< 36). Sua formação está diretamente ligada à intensa radiação e excesso de evaporação equatoriais. A AT atinge médias latitudes com maior intensidade durante os meses de verão e primavera, quando a CB alcança maiores latitudes impulsionada pelo Anticiclone do Atlântico Sul. Piola e Matano (2001) denominaram essa massa de água como Água Subtropical de Plataforma quando essa sobe a plataforma continental.

Abaixo da AT, apresenta-se a Água Central do Atlântico Sul (ACAS), suas temperaturas variam entre 6 e 20°C, com salinidade entre 34,6 e 36 (Fig. 3.3.1 (a)). Ela é formada na região da CBM, devido à influência de ambas correntes. A ACAS

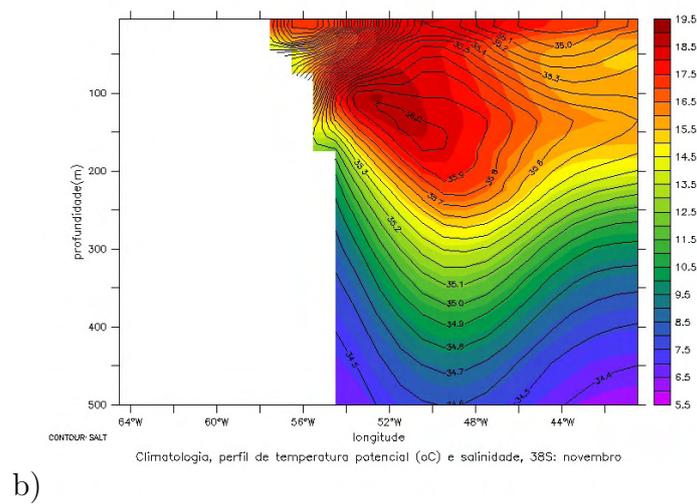
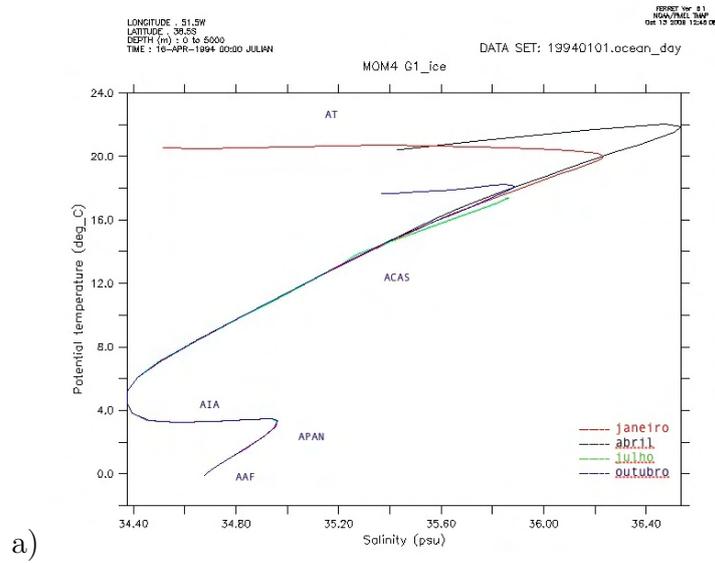


Figura 3.10 - a

) Diagrama TS, e b) climatologia de temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$) e salinidade (contorno).

apresenta alta salinidade e relativa baixa temperatura, e tende a entrar no giro subtropical.

Outra massa de água presente na Fig. 3.3.1 (a), logo após a ACAS, é a Água Intermediária Antártica (AIA). Suas temperaturas variam entre 3 e 6°C , com salinidade entre 34,2 e 34,6. Caracteriza-se como corrente de contorno oeste, deslocando-se para o sul. Essa sofre bifurcação próximo a Santos, onde surge uma corrente de retorno

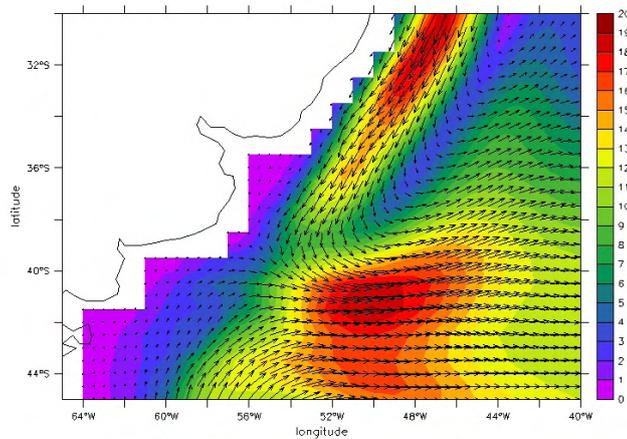
(STRAMMA; ENGLAND, 1999). A última massa de água que compõe a coluna dessa latitude é a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN), com temperaturas entre 3 e 4°C, 34,6-35 de salinidade. Ocorre entre em profundidades de 1500 m e 3000 m. Por fim, o modelo apontou para os meses de outono, a presença da Água Antártica de Fundo, para profundidades superiores a 3000 metros. Essa massa de água indica a porção final do diagrama e tem salinidade entre 34,6 e 34,7 e temperaturas entre 3 e -0,8 ° C, caracterizando as baixas temperaturas de suas regiões de formação, os mares de Weddell e Ross.

Os transportes encontrados para a CB na região da CBM (38°S), para os primeiros 200 metros de profundidade formam próximos à 30 Sv, durante o verão austral (Fig. 3.11). Esse valor entra em acordo com o encontrado por Gordon e Greengrove (1986), Peterson e Stramma (1992) .

O transporte da CM foi calculado para os primeiros 500 metros, esse decresce significativamente de 80 Sv em 45°S para 35 Sv em 41°S, alcançando 10 Sv em 38°S. A estimativa do transporte da CM varia de 10 Sv a 70 Sv, apesar de alguns estudos documentarem 40 a 50 Sv em 41°S. Gordon e Greengrove (1986) estimaram um transporte 10 Sv em 42°S, para 1400 metros. Peterson e Stramma (1992) encontrou 60 Sv nos primeiros 2000 m para 42°S, 75 Sv. Vivier e Provost (1999) estimaram um transporte de 41,5 Sv entre 40 e 41°S.

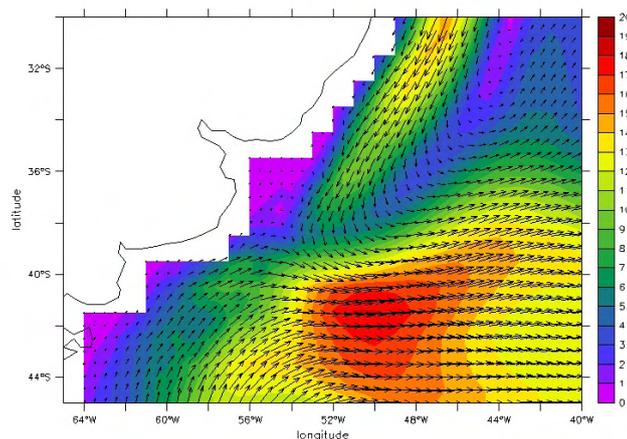
As velocidades superficiais para a CM, obtidas pelo modelo, foram de 0,3 m.s⁻¹ na Confluência e de 0,7 m.s⁻¹ no seu eixo em 47°S. A CB apresentou o valor de 0,1 m.s⁻¹ na CBM e 0,8 m.s⁻¹ em 26°S. Piola et al. (2008) simularam máximos de velocidade superficial de 0,4 m.s⁻¹ e 0,8 m.s⁻¹ para o eixo da MC e próximo a CBM, respectivamente.

O transporte zonal para a latitude de 38°S pode ser visto na Fig. 3.12. Observa-se um transporte bastante intenso para leste, o qual ocupa os primeiros 3000 metros de profundidade. Ao mesmo tempo, ocorre o transporte para oeste, ou empurrando água sobre a plataforma continental. Ambos resultados são esperados, devido a compensação do efeito de rotação da Terra, a água mais densa e fria circula nas regiões mais profundas em direção ao norte, mais afastada da plataforma continental, tendo desvio para oeste. O mesmo acontece com a massa de água tropical, a qual se desloca para o sul e para leste, junto à quebra do talude. Nessa figura, a frente oceânica que aparece em superfície ocupa grande parte da coluna de água, bem



Climatologia de Transporte (Sv):janeiro

a)



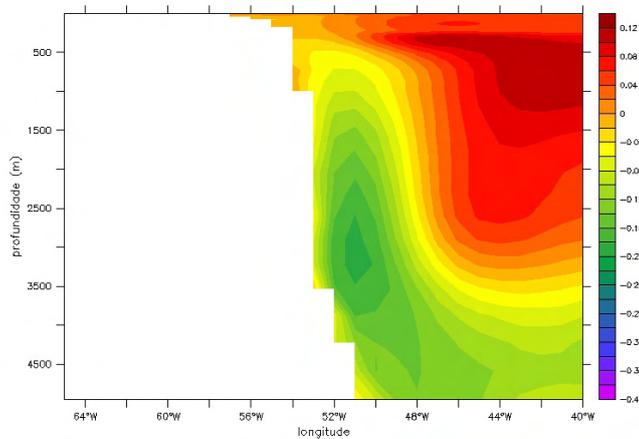
Climatologia de Transporte (Sv):junho

b)

Figura 3.11 - Climatologia para transporte integrado nos 200 metros de coluna de água. Vetores representativos de direção e de intensidade de transporte horizontal estão sobrepostos à magnitude de transporte em Sv, a) para o mês de janeiro e b) para junho.

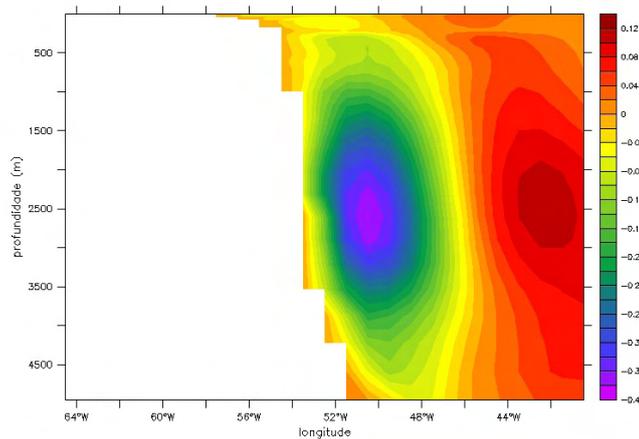
caracterizada durante o mês de novembro.

A influência da CM é sentida muito além de seu ponto de retroflexão, na forma de uma corrente para norte na plataforma média. Essa, junto com a CB, interage com a batimetria, induzindo ressurgência na quebra de plataforma. O transporte vertical na coluna de água sofre variações durante o ano, como pode ser observado na Fig.



Climatologia, perfil de transporte zonal(Sv), 38S: novembro

a)



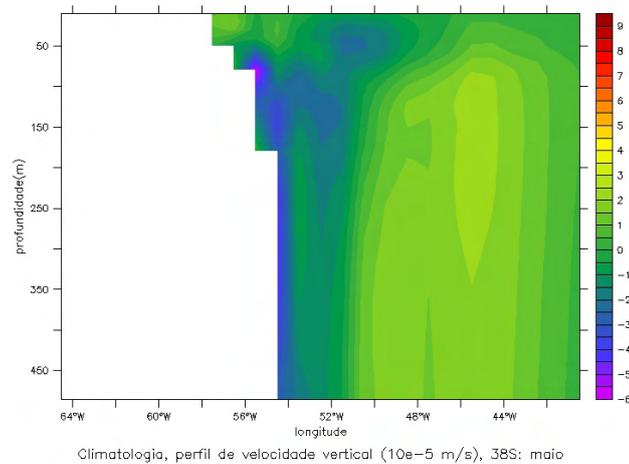
Climatologia, perfil de transporte meridional (Sv), 38S: novembro

b)

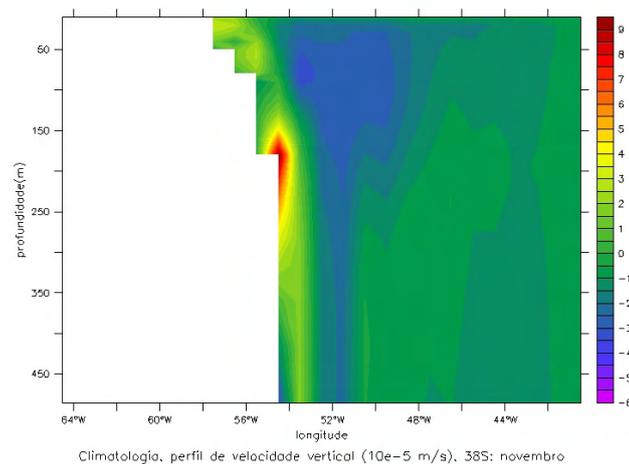
Figura 3.12 - Climatologia para velocidade horizontal na coluna de água ($m.s^{-1}$) e isotermas de temperatura do mar ($^{\circ}C$), para novembro, a) componente zonal e b) componente meridional.

3.13. A região possui dois centros de ressurgência, um sobre a quebra de plataforma e outro próximo à costa, também observados por Palma et al. (2008).

Durante os meses de outono ocorrem velocidades verticais positivas mais afastadas da costa (Fig. 3.13 (a)), refletindo ressurgência, esse padrão está principalmente associado à divergência dos ventos em superfície. As saídas do modelo sugerem que existe contribuição de massas de água sobre a plataforma continental, onde ocorre o



a)



b)

Figura 3.13 - Climatologia para velocidade vertical em $m.s^{-1}$, a) para o mês de maio e b) para novembro.

segundo foco de ressurgência, dessa vez relacionada a intensificação do escoamento de NE. Esse padrão produz intrusão de águas frias subpolares e de águas de baixas salinidades do Estuário da Prata e da Lagoa dos Patos sobre a costa, resultados concomitantes com Piola et al. (2008).

Durante a primavera (Fig. 3.13 (b)), observa-se um processo de ressurgência junto ao talude continental. Assim como no verão, ventos de oeste aumentam a intrusão de águas frias via talude, as quais alcançam a plataforma interna. Ressurgência

junto à quebra de plataforma é indiretamente sugerida por observações de altas concentrações de clorofila em superfície, uma vez que esses processos trazem águas ricas em nutrientes para a zona eufótica da coluna de água, favorecendo afloramentos de fitoplâncton [Romero et al. \(2006\)](#). Contudo, em direção ao mar aberto, ocorre subducção.

Para o verão (Fig. 3.11 (a)), a porção norte do domínio é influenciada pelas intrusões da CB sobre plataforma continental e pela retração da pluma do Prata, ao longo das costas do Uruguai e do RS ocorre o desenvolvimento de ressurgência junto à costa, impulsionada pelos ventos ([PODESTA, 1992](#)).

Os fluxos totais de calor para área de estudo apresentaram os valores climatológicos, obtidos através dos dados do ERA-40, são de $117,5 \text{ W.m}^{-2}$ (verão), $-9,6 \text{ W.m}^{-2}$ (outono), $-42,1 \text{ W.m}^{-2}$ (inverno) e $65,5 \text{ W.m}^{-2}$ (primavera), valores positivos referem-se aos fluxos da atmosfera para o oceano. [Dourado et al. \(2006\)](#) encontraram, in situ, para a região da CBM, valores de $189,7 \text{ W.m}^{-2}$ e $16,7 \text{ W.m}^{-2}$ para os fluxos de calor latente e sensível, respectivamente. Os autores obtiveram maior correlação entre temperatura e fluxo de calor latente.

O fluxo total de calor encontrado por [Pezzi et al. \(2009\)](#), para as latitudes entre 35° e 39° S variou de 215 W.m^{-2} até 50 W.m^{-2} , sendo os maiores valores encontrados sobre o setor quente da frente. Esses são associados com a grande diferença de temperatura ar-mar e as maiores velocidades de vento. Essa feição é característica da região onde a CLA é instável e os intercâmbios de fluxos são intensos. O lado frio da frente apresentou valores mais amenos, entre 20 e 60 W.m^{-2} . Esse resultado se mostrou bastante congruente com os obtidos através dos dados do ERA-40.

Esse valores estão associados às flutuações na intensidade do gradiente térmico superficial. Os maiores gradientes térmicos são alcançados durante o verão austral. Nessa estação, a CM advecta águas muito mais frias do que aquelas presentes sobre a plataforma continental ([RIVAS; PIOLA, 2002](#)). Durante o inverno, as águas sobre a plataforma são tão frias quanto as carregadas pela CM, logo, o gradiente de TSM é menor que no verão. A perda turbulenta de fluxo de calor sensível do oceano é proporcional a diferença de temperatura entre ar-mar. Quando essa diferença aumenta (diminui), há uma maior perda de calor (ganho) pelo oceano.

3.3.2 Simulações para o ano de 1964

Essa sessão contém a descrição e discussão das análises obtidas através da simulação *1964*, para o mês de novembro. Como visto no capítulo sobre balanço de calor, o modelo, aparentemente, não obteve sucesso em representar as feições de advecção anômala da reanálise.

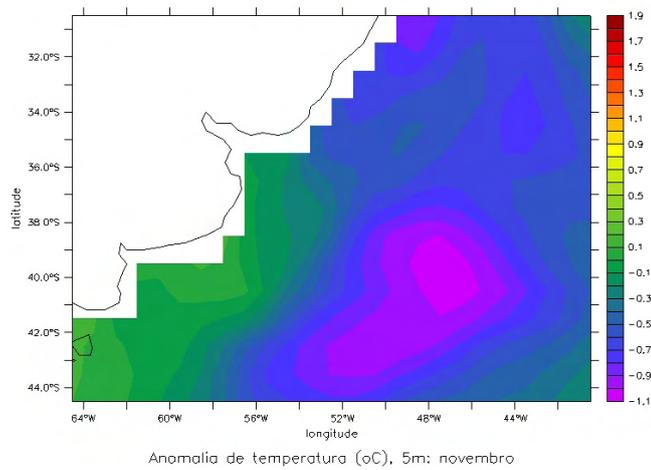
O ano de 1964 foi caracterizado por anomalias negativas de TSM, como pode ser observado na Fig. 3.14, representada pelo modelo no teste *1964*, esse padrão pode ser observado também na profundidade de 95 metros, onde as anomalias passam a ser mais intensas.

A análise do comportamento da coluna de água obtida através de simulação numérica apresenta para a latitude de $38,5^{\circ}\text{S}$, um padrão de resfriamento anômalo, relacionado a um aumento de salinidade (Fig. 3.15 (a)). Essa estrutura ocupa os primeiros 200 metros de profundidade, e possui dois núcleos, o primeiro em superfície e o segundo em aproximadamente 150 metros, essa profundidade aparenta ser a camada de mistura local. Em profundidades maiores que 400 metros, as anomalias de temperatura e salinidade permaneceram próximas a zero.

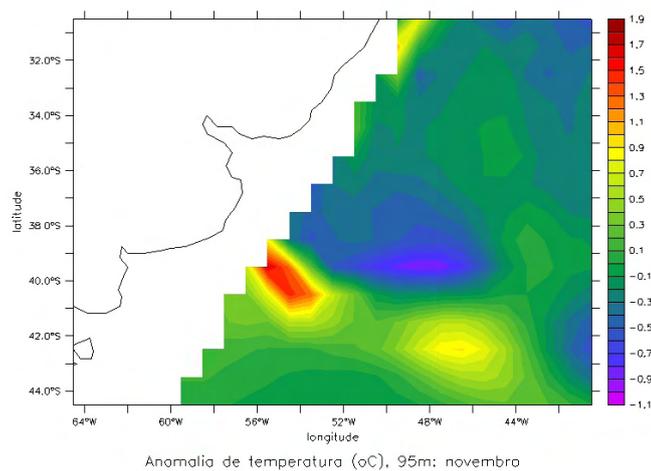
A velocidade vertical apresenta maiores valores nos primeiros 500 metros da coluna de água (Fig. 3.15 (b)), sendo que essa se comporta de maneira totalmente anômala para área de estudo. Para novembro de 1964 (primavera austral) ocorre ressurgência afastada da costa, substituindo a região de subducção de massas de água. A subducção ocorre neste ano, junto ao talude.

As anomalias de transporte zonal separam a coluna de água em dois sistemas distintos (Fig. 3.16 (a)), em superfície, observa-se um empilhamento de água sobre a costa (Fig. 3.17 (a)). Em torno de 500 metros de profundidade, aparecem anomalias positivas de transporte zonal, ou seja, para leste. Esta configuração determina um nível de divergência, próximo aos 500 metros. Divergência em superfície impulsiona ressurgência de águas de maiores profundidades.

O transporte meridional apresenta suas maiores anomalias nos primeiros 20 metros de profundidade onde esse acontece para norte (Fig. 3.16 (b)). Abaixo dessa camada, até os 180 metros de profundidade, ocorre uma estrutura bipolar fraca, onde o transporte para o sul ocorre mais afastado da costa.



a)

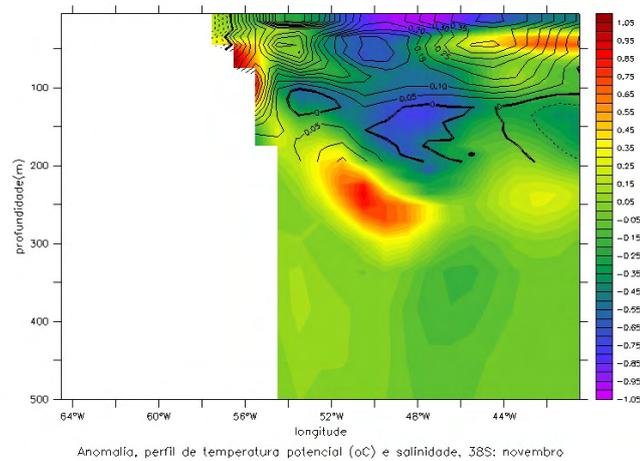


b)

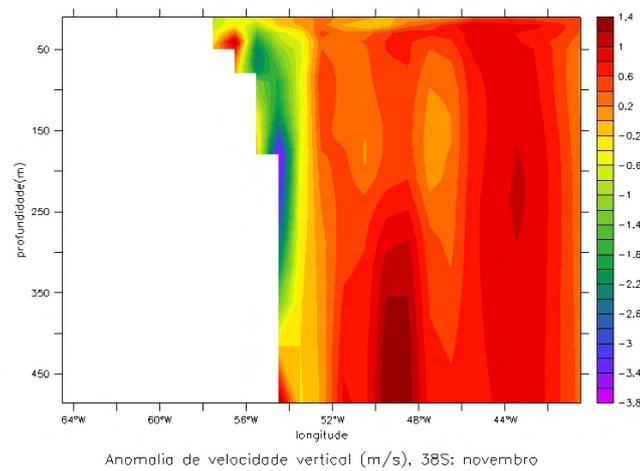
Figura 3.14 - Anomalias de temperatura do mar ($^{\circ}\text{C}$) para 1964. a) Anomalias de TSM. b) anomalias de temperatura do mar para 95 m.

Os núcleos dessas estruturas encontram-se em 3000 metros (para a anomalia positiva) e em 2500 metros (anomalia negativa) de profundidade caracterizando a coluna como um sistema baroclínico.

Apesar da análise 1964 apresentar uma configuração de balanço de calor diferente da observada pela reanálise é importante observar que as principais feições físicas, as quais justificariam as anomalias negativas de temperatura do mar, são representadas pelo modelo. Entre elas, estão advecção de calor por escoamento de sul, empilha-



a)

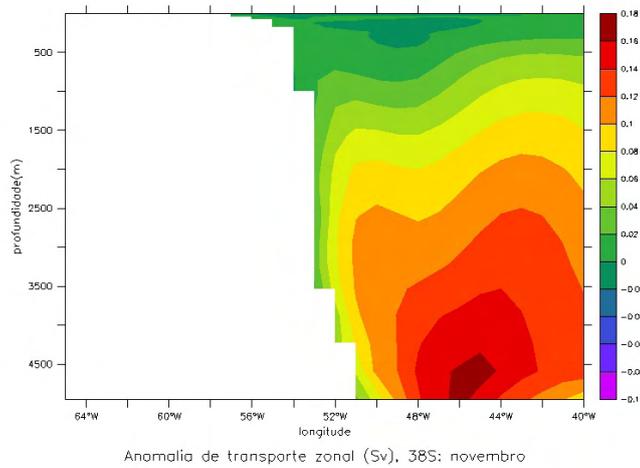


b)

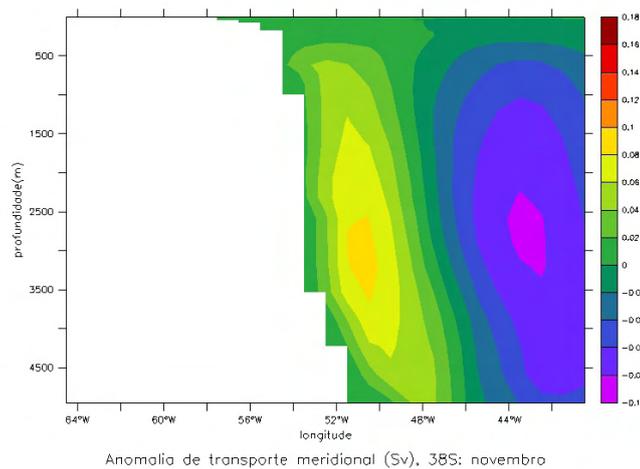
Figura 3.15 - a) Anomalias de temperatura do mar ($^{\circ}\text{C}$) e salinidade (contorno) para 1964. b) Anomalias velocidade vertical ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$).

mento de água sobre a costa e ressurgência. Essas, apesar de não serem os padrões dominantes, podem ser consideradas como a forçante local.

As anomalias negativas são transportadas por advecção de sul (fria), através de um escoamento junto à costa e também por ressurgência em regiões afastadas da borda da plataforma. Essa ressurgência ocorre também devido à configuração atmosférica sobrejacente. Onde os ventos acompanham o gradiente de pressão atmosférica determinado pela diferença de temperatura da frente oceânica. Junto à costa, ocorre



a)

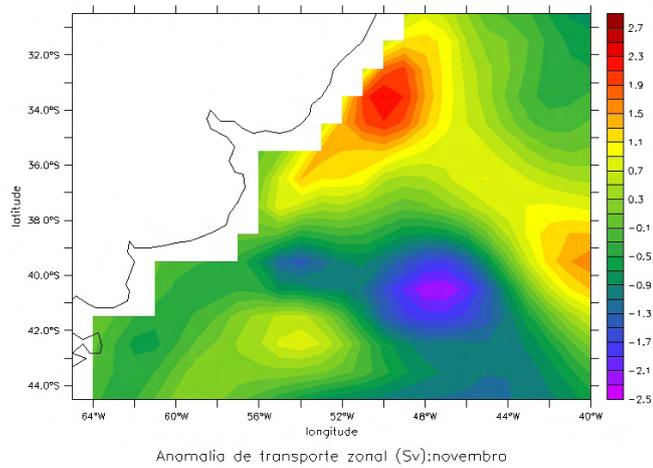


b)

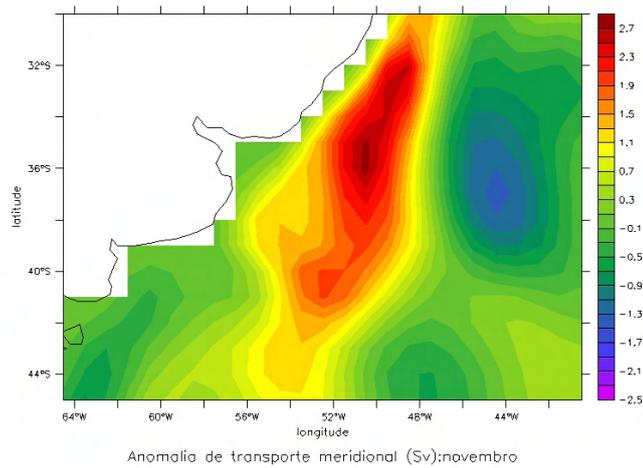
Figura 3.16 - a) Anomalias de transporte zonal e (b) meridional da corrente, em Sv.

divergência dos ventos em superfície, condicionando o afloramento de águas frias.

O papel da PNM na modulação dos ventos em superfície foi recentemente enfatizado por [Small et al. \(2008\)](#) and [Pezzi et al. \(2009\)](#). Os estudos sugerem que as variações nos gradientes de PNM causados pela diferença entre as temperaturas do ar em ambos lados da frente forçariam um ajuste dos ventos em superfície. Seguindo essa lógica, baixos valores de PNM são esperados sobre as regiões de água quente, enquanto altos valores de PNM estariam posicionados sobre as águas frias. Como consequência, ventos fortes estariam associados às baixas pressões ou sobre os gra-



a)



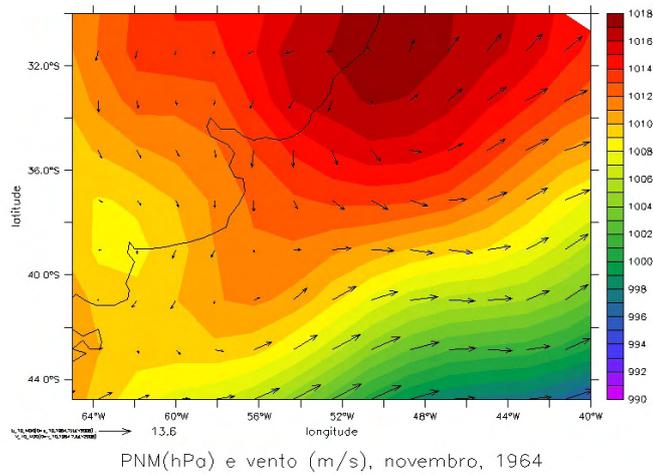
b)

Figura 3.17 - a) Anomalias transporte zonal e (b) meridional da corrente, em Sv, para superfície.

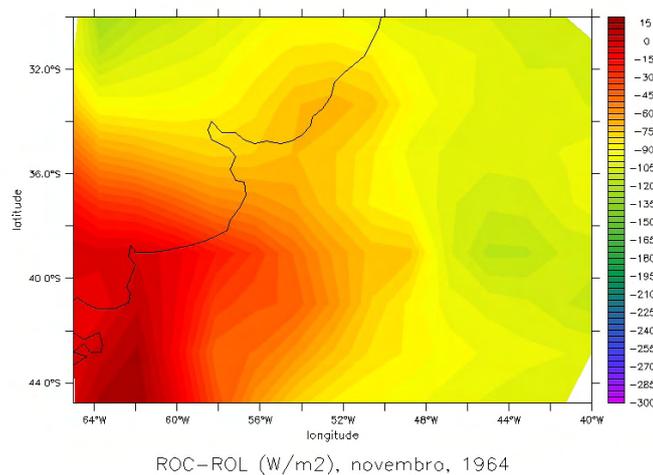
dientes de TSM.

A pressão atmosférica, assim como os fluxos de calor sensível e latente e temperatura do ar não foram geradas pelo modelo oceânico. Logo, os resultados aqui discutidos são referentes aos dados do CORE, os quais foram utilizados como forçantes.

A PNM para novembro de 1964 (Fig. 3.18 (a)), caracterizou-se por um centro de alta de 1018 hPa na porção superior do domínio. Um gradiente de pressão formou-se



a)



b)

Figura 3.18 - a) Campo de PNM (hPa) as setas indicam a velocidade e a direção do vento, em $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. b): saldo de fluxo de calor ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$).

contornando a região da costa. Os ventos superficiais acompanharam as isóbaras, caracterizando uma circulação geostrófica, de SW. Os ventos superficiais adquiriram velocidade de até $13,6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

As perturbações da pressão na camada limite oceânica e atmosférica dependem de dois processos diferentes, Tomas et al. (1999). O primeiro relacionado com as diferenças da TSM, as quais tendem a gerar baixas pressões sobre o lado quente da frente oceânica. Porém, no segundo processo, a camada limite do lado quente também

pode tender a ser mais baixa, e por tanto, mais densa que o ar da atmosfera livre localizado sobre o lado frio. Esse último, tende a gerar altas pressões sobre o lado quente.

Ambos comportamentos de PNM podem ocorrer em regiões extratropicais, portanto a estrutura da camada limite depende da advecção termal da atmosfera. Durante os experimentos, verificou-se que os casos de anomalias frias estavam associados ao segundo processo, onde as altas pressões encontraram-se sobre a porção mais quente da frente oceânica.

Sobre o oceano, a temperatura do ar apresentou um gradiente de $0,8^{\circ}\text{C}\cdot\text{latitude}^{-1}$. Os máximos de temperatura ocorreram sobre a fronteira norte (20°C , em 30°S), e sobre o eixo do escoamento de norte. Em 45°S , a temperatura registrada foi de 8°C , sobre o eixo da CM (não mostrado).

Quando ocorre advecção de ar quente, a camada de mistura atmosférica forma-se somente sobre o setor quente da frente. Na porção fria, forma-se um CL rasa e muito estável produzida pelo fluxo de calor sensível para baixo. Nesses casos, a diferença de altura entre a CL no setor frio e a camada de mistura do setor quente, juntamente com os gradientes de TSM são responsáveis por pressão positiva sobre o lado quente e negativa sobre o lado frio. Esse tipo de advecção foi observada por Pezzi et al. (2009) associada à circulação meridional de norte.

A partir da advecção fria (ar frio sendo trazido de sul), surge uma camada de mistura sobre o setor frio da frente oceânica. A advecção de ar frio aumenta o gradiente vertical de temperatura e induz, os fluxos de calor sensível sobre o setor quente da frente. Essa configuração resulta em uma CL mais espessa e aquecida sobre o setor quente da CBM. Para esse caso, a CL no lado frio atinge a altura de 500m, e do lado quente de 700 m (PEZZI et al., 2009).

O balanço radiativo apresentou valores negativos em quase todo domínio (Fig. 3.18 (b)), ocorrendo um leve gradiente paralelo à costa. A desembocadura do Rio da Prata apresentou um saldo de $20 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, enquanto na região mais ao leste, os valores de $-140 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Saraceno et al. (2004) encontram para a região costeira dessa mesma área, onde as TSM são baixas, ganho de calor pelo oceano, mesmo durante o inverno, enquanto a região ocupada pelas águas quentes da CB, perde calor ao longo de todas as estações. O fluxo total para toda a coluna de água está

entre $15\text{-}212 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ (SARACENO et al., 2004).

3.3.2.1 Resultados da reanálise

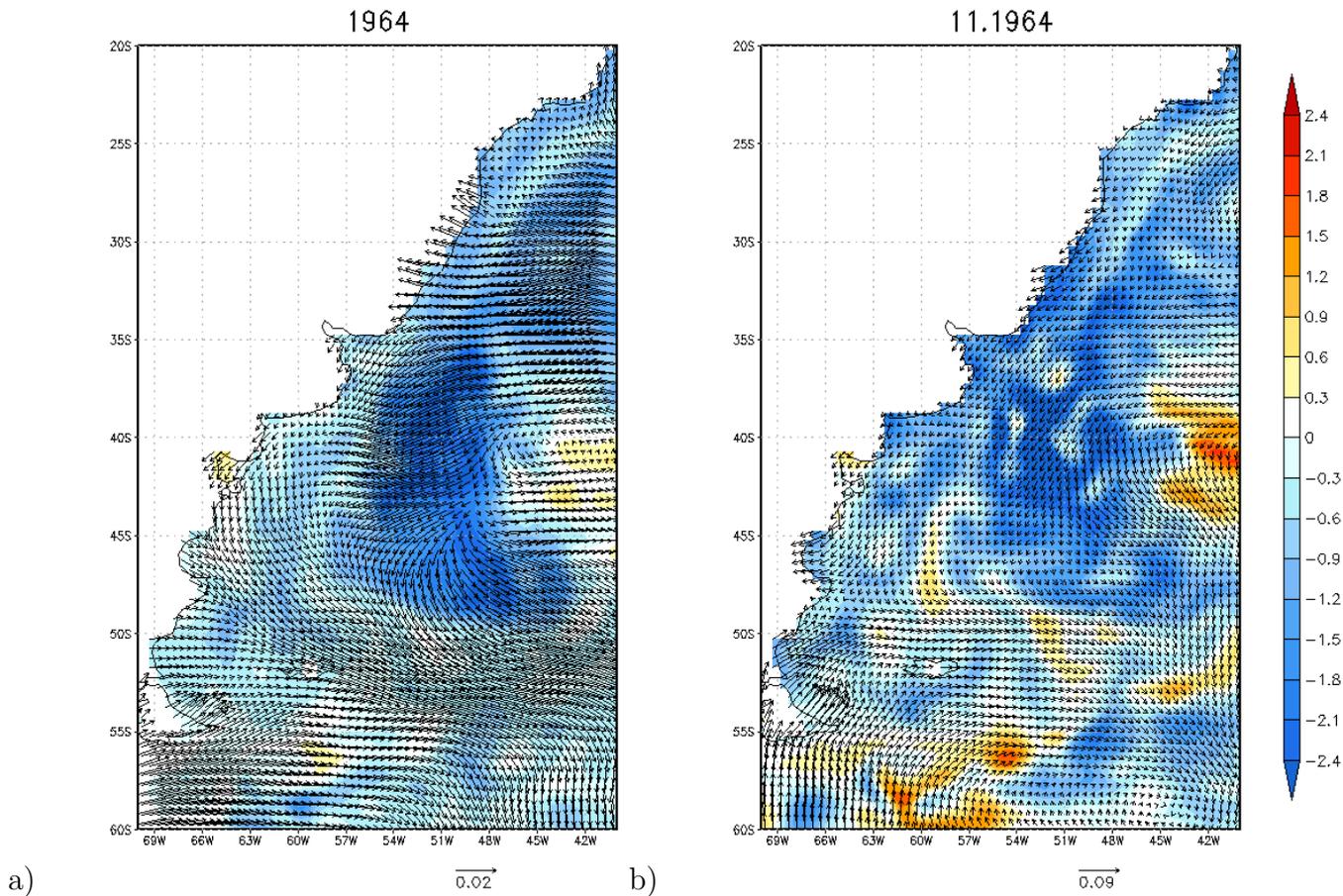


Figura 3.19 - a) Médias de anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) e de tensão de cisalhamento do vento (N/m^2) para o ano de 1964. b) Anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) e tensão de cisalhamento do vento (N/m^2) para o mês de novembro de 1964. Resultados obtidos através do SODA.

Os dados de reanálise do SODA foram utilizados a fim de comparação com as saídas do modelo. A Fig. 3.19 (a) representa média das 12 análises do ano de 1964. Nela, observa-se uma média anual das anomalias de TSM e de tensão de cisalhamento do vento. Essa figura caracteriza o ano de 1964 como um ano de anomalias negativas de TSM na região da CBM, assim como em grande parte do Atlântico Sudoeste. As anomalias de tensão de cisalhamento do vento apontam para uma circulação mais zonal de leste, entre 20° e 35°S . Junto a desembocadura do estuário do Prata ocorre

uma região de divergência em superfície e em latitudes maiores, junto ao Estreito de Drake, ocorre uma intensificação dos ventos de oeste e sudoeste.

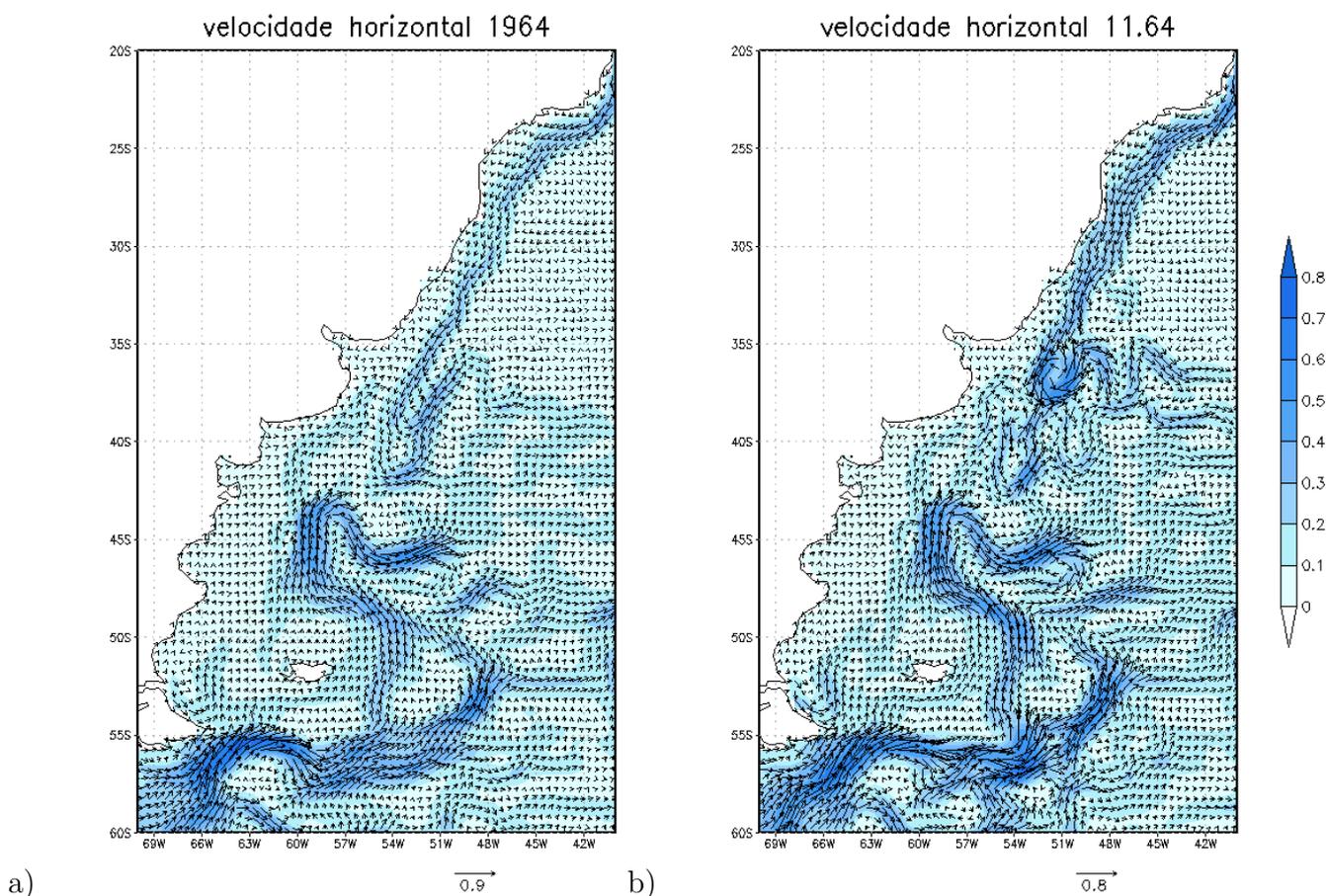


Figura 3.20 - Média de velocidade de corrente horizontal (m/s) para o ano de 1964. b) Velocidade de corrente horizontal (m/s) para o mês de novembro de 1964. Resultados obtidos através do SODA..

O mês de novembro (Fig. 3.19 (b)), apresenta as anomalias de TSM e cisalhamento do vento na superfície do oceano. O padrão de circulação difere um pouco da média anual. Uma circulação anti-ciclônica desenvolve-se entre 35° e 45°S, associado ao centro dessa circulação ocorrem anomalias positivas de TSM. Junto à região costeira do Brasil, há formação de uma pista de vento NE. Na região do Estreito de Drake, uma anomalia de circulação ciclônica do cisalhamento do vento é formada, intensificando a circulação média de oeste nesta região.

A circulação horizontal superficial dos oceanos pode ser observada na Fig. 3.20,

onde (a) representa a circulação média para o ano de 1964, enquanto (b) apresenta a circulação média para o mês de novembro. A média do ano apresenta a CB menos intensa em relação ao mês de novembro, porém a retroflexão da mesma ocorre próxima aos 43°S . Para novembro (Fig. 3.20 (b)), a retroflexão da CB encontra-se em 38°S , e a corrente sobe a plataforma continental, desde o início do domínio até o início da costa argentina e tem sua magnitude intensificada em relação a média anual. Uma região de divergência pode ser observada na desembocadura do estuário do Prata.

A região de retroflexão da CCA apresenta variações de magnitudes entre as longitudes de 54° e 48°W e também junto ao Estreito de Drake, onde as componentes de velocidades de SW se tornam mais intensas, parte dessa intensificação nas componentes horizontais de corrente estão diretamente relacionadas à intensificação do cisalhamento do vento de quadrante sul.

3.3.2.2 Forçante Remota

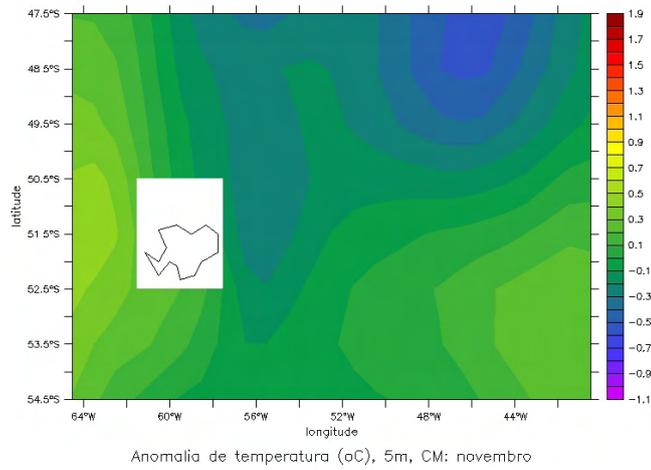
A forçante local de anomalias negativas de temperatura do mar abriu a discussão para o comportamento da coluna de água na região. Observou-se que, apesar do processo de ressurgência ser menos intenso que o de subducção, aquele ocupa maior área da coluna.

Os resultados apontam para anomalias negativas de temperatura do mar em todas as quatro subáreas de estudo, com diferentes intensidades (Fig. 3.21). Aqui serão apresentados indícios de que além da forçante local, ocorre a forçante remota, vinculada ao Estreito de Drake e à região de retroflexão da CCA.

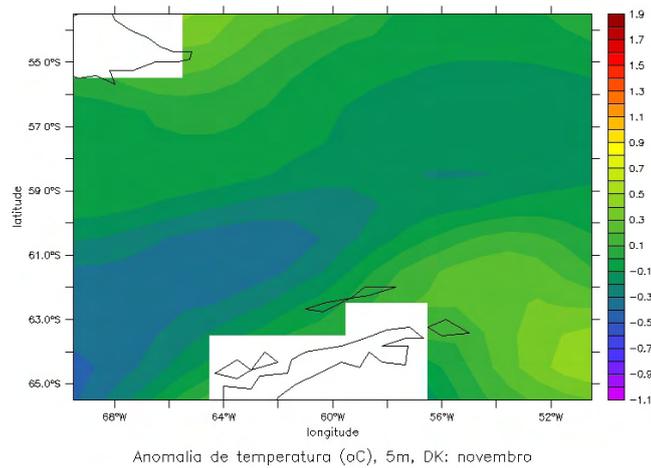
Anomalias de TSM podem ser observadas no Drake (Fig. 3.21 (b)), essas encontram-se até a profundidade aproximada de 600 metros. Um escoamento anômalo para norte ocupa entre 500 e 4500 metros da coluna de água, com núcleo entre 500 e 1500 metros, centrado em 55°W (Fig. 3.22 (b)).

Esse escoamento aparece para subárea CM, entre 500 e 6000 metros de profundidade, em 41°S (Fig. 3.22 (a)). E também na subárea Drake (Fig. 3.22 (b)), para as mesmas profundidades, mas entre as longitudes de 56° e 50°W . Essa feição caracteriza a advecção polar das massas de águas AIA, APAN e AAF.

Essas águas intermediárias sofrem processo de subducção forçado pelo vento nas



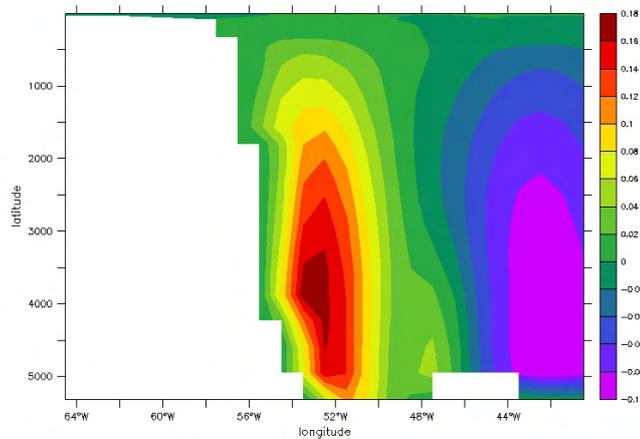
a)



b)

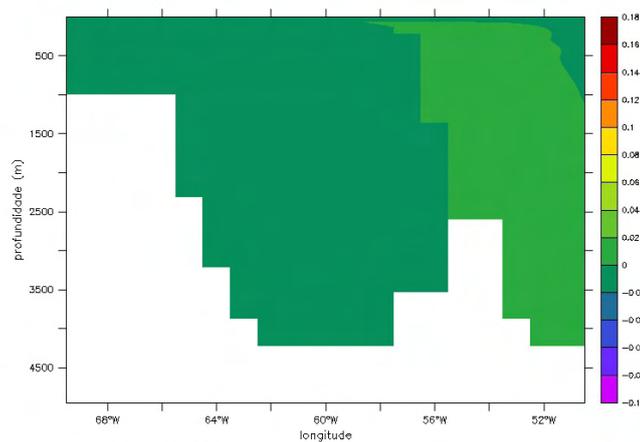
Figura 3.21 - Anomalias de TSM para subáreas CM (a) e Drake (b), em °C.

margens mais polares do giro subtropical (HEYWOOD; KING, 2002). Essas fronteiras mais ao sul dos giros subtropicais formam regiões importantes no processo de ventilação da termoclina subtropical (LUYTEN et al., 1983). No hemisfério sul, essas áreas recebem o nome de Frente Subantártica. A AIA é formada ao sul dessa frente, em uma região fracamente estratificada, ao norte das latitudes de ressurgência da Água Profunda Circumpolar. A penetração dessa água fria e pouco salina para norte e no giro subtropical ocorre através de advecção lateral e difusão isopicnal (ENGLAND et al., 1993).



Anomalia de transporte meridional, 41S DK: novembro

a)



Anomalia de transporte meridional, 55S DK: novembro

b)

Figura 3.22 - Anomalia de transporte meridional para subáreas CM (a) e Drake (b), em Sv.

O modelo simulou o transporte anômalo, de sul para norte, da AIA e APAN. Essas sofrem ressurgência na CBM, acarretando em anomalias negativas de temperatura do mar. Sijp e England (2008) examinaram o efeito de um deslocamento para norte da posição dos ventos de oeste subpolares no hemisfério sul na distribuição de salinidade e temperatura e descobriram que esse padrão causa uma contração latitudinal do giro subpolar. No Atlântico, o estrangulamento da CCA pelo estreito de Drake causa resfriamento e diminuição da salinidade da termoclina.

Em escalas de tempo maiores, o resfriamento e a diminuição de salinidade do Atlântico seriam reforçadas pela redução na formação da APAN e pela salinificação dos oceanos Índico e Pacífico. A latitude de rotacional zero do vento regula a rota de água fria pelo Estreito de Drake. Logo, a localização mais ao norte desses ventos facilitaria a injeção da AIA, fria e pouco salina, no giro subtropical do Atlântico Sul (SIJP; ENGLAND, 2008).

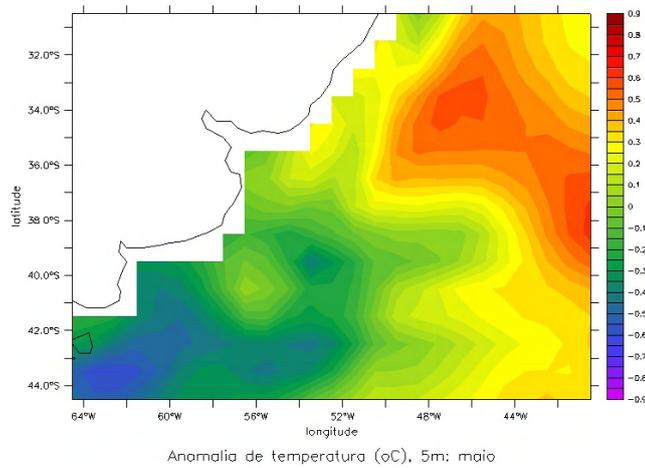
Processo similar de anomalias na intensidade e posição dos ventos de oeste pode vir a explicar também a ressurgência de águas mais frias na região da CBM, juntamente com a intensificação do escoamento de sul termoalino. Essas evidências, juntamente com a análise de ondaletas para CBM e Drake, indicam que oscilações entre 4 e 8 anos impulsionadas por anomalias no escoamento zonal dos ventos, podem favorecer o aparecimento de anomalias térmicas na área de estudo.

3.3.3 Simulações para o ano de 1992

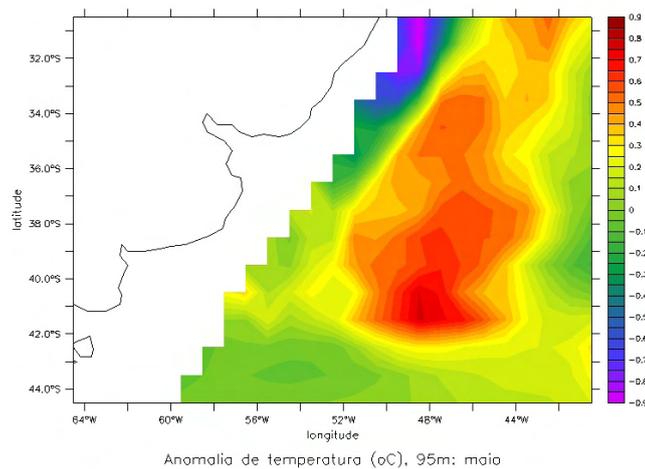
Para representação das anomalias positivas de temperatura do mar foi escolhido o mês de maio, quando em teoria, a CM deveria alcançar menores latitudes. Como pode ser visto na Fig. 3.23 (a), as anomalias estendem-se desde a parte superior do domínio, propagando-se para leste. Na profundidade de 100 metros, as anomalias positivas passam a ocupar uma área maior (Fig. 3.23 (b)).

Porém a coluna de água não apresenta anomalias de temperatura abaixo da profundidade de 200 metros (Fig. 3.24 (b)). Isso indica que as anomalias positivas de TSM devem estar ligadas aos processos de superfície. Na Figura 3.24 (a), a distribuição anômala de temperatura e salinidade na coluna de água. O núcleo quente e anômalo atinge até 100 metros de profundidade e está associado com anomalias positivas de salinidade. Ao redor desse núcleo, águas mais frias e menos salinas.

Junto à costa, entre a superfície e 60 metros de profundidade, aparece um escoamento deslocando-se para norte (Fig. 3.25 (a)). Esse jato responde ao gradiente de pressão em superfície e ao vento sul (Fig. 3.26 (a)). Para o hemisfério sul, um escoamento geostrófico tende a seguir as isóbaras do centro de alta pressão, porém o atrito do vento com a superfície do oceano, desvia o escoamento, caracterizando a quase-geostrofia. Como resultado do balanço quase geostrófico, ocorre algum empilhamento de água sobre a costa. O sistema tende a entrar em equilíbrio deslocando mais água para leste, seguindo a força do gradiente de pressão.



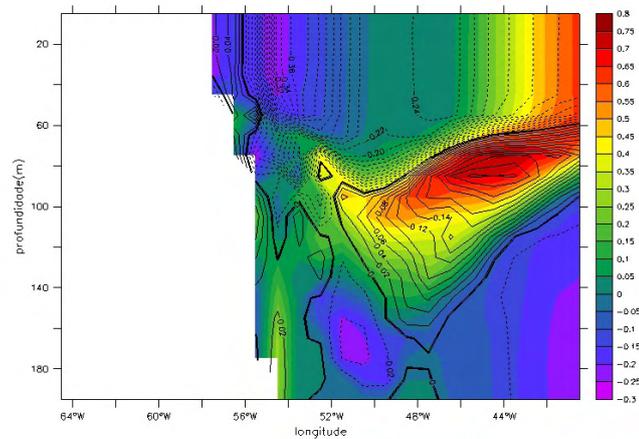
a)



b)

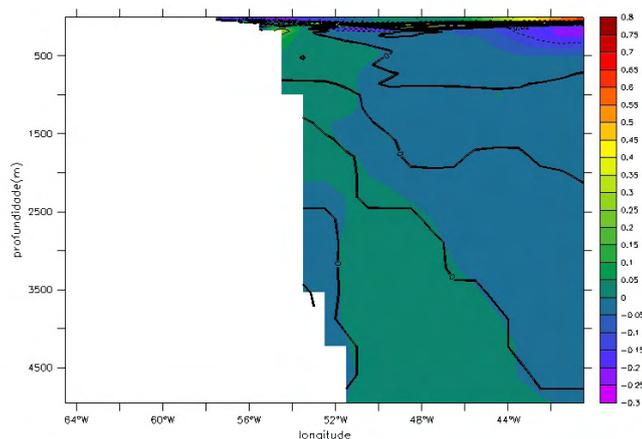
Figura 3.23 - Anomalias de temperatura do mar (°C) para 1992. a) Anomalias de TSM e b) anomalias de temperatura do mar para 95 m.

Essa configuração superficial, juntamente com as anomalias de escoamento de norte, parecem ser a forçante local para a presença de anomalias quentes na região. Esse jato localiza-se sobre a região do talude, formando uma barreira física, a qual impede o afloramento das águas frias (Fig. 3.25 (b)). Dessa forma, surgem as anomalias positivas de temperatura acima dos 100 metros de profundidade. Parte dessa água anormalmente quente e salina sofre processo de subducção entre as longitudes de 42 e 46°W.



Anomalia, perfil de temperatura potencial (°C) e salinidade, 38S: maio

a)

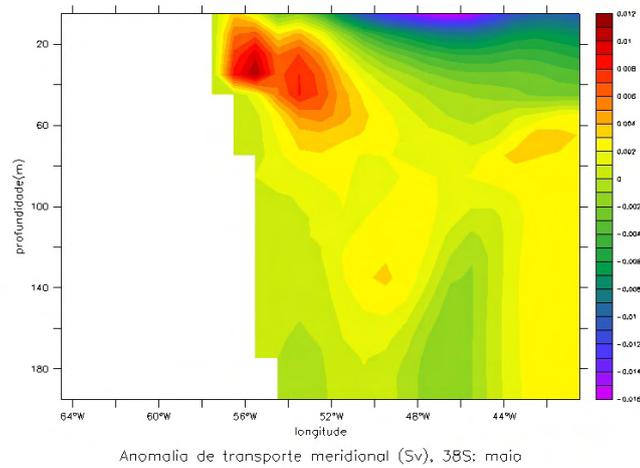


Anomalia, perfil de temperatura potencial (°C) e salinidade, 38S: maio

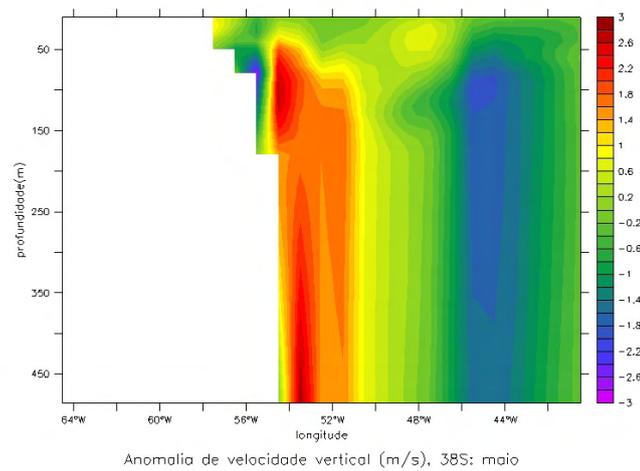
b)

Figura 3.24 - Anomalias de temperatura do mar ($^{\circ}\text{C}$) e salinidade (contorno), a) para 200 m e b) coluna de água.

Na Fig. 3.25 (b) observa-se, junto à plataforma continental, que o sistema assume comportamento baroclínico, entre as longitudes de 52 e 56°W, caracterizado pela presença de dois núcleos e de um eixo imaginário que os une, deslocado para oeste. Afastando-se do talude continental, o ambiente passa a ser barotrópico. Regiões baroclínicas do oceano são caracterizadas por transformar energia potencial em cinética, dessa forma, disponibilizando energia turbulenta para o sistema. Essa se dispersa através do meandramento de correntes e formação de vórtices.



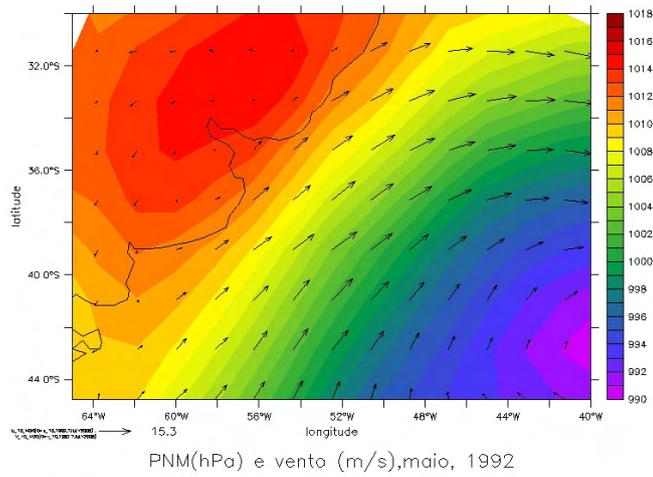
a)



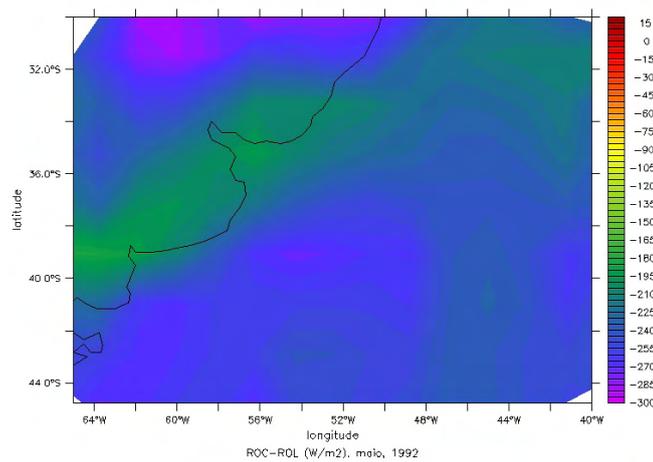
b)

Figura 3.25 - a): Anomalias de transporte meridional da corrente (Sv) e b) anomalia de velocidade vertical em $m.s^{-1}$.

Para 1992, a superfície do oceano passa a liberar calor para atmosfera, os valores estão entre -170 a $-300 W.m^{-1}$ (Fig. 3.26 (b)). O fluxo total de calor encontrado por Pezzi et al. (2009) , para as latitudes entre 35 e $39^{\circ}S$ variou de $215 W.m^{-2}$ até $50 W.m^{-2}$, sendo os maiores valores encontrados sobre o setor quente da frente. Esses são associados com a grande diferença de temperatura ar-mar e as maiores velocidades de vento. Essa feição é característica da região onde a CLA é instável e os intercâmbios de fluxos são intensos. O lado frio da frente apresentou valores mais amenos, entre 20 e $60 W.m^{-2}$. Tokinaga et al. (2005) encontraram valores entre



a)



b)

Figura 3.26 - a) Campo de PNM (hPa). as setas indicam a velocidade e a direção do vento, em $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ e b): saldo de fluxo de calor ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$).

40 e $140\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$. Maiores fluxos foram encontrados com o aumento da TSM e da velocidade do vento sobre as águas quentes.

A figura 3.26 (b) retrata a diferença entre os fluxos de onda curta e onda longa. Os valores mais altos estão associados às temperaturas mais baixas da atmosfera, onde as diferenças entre as temperaturas do ar e do mar são maiores. O gradiente térmico do ar é de $1,3^{\circ}\text{C}\cdot^{\circ}\text{lat}^{-1}$.

A perda de calor do oceano para a atmosfera é evidente nos valores negativos dos fluxos de calor da atmosfera para o oceano, indicando um resfriamento do oceano pela atmosfera. Uma exceção ocorre entre 55 e 42°S, onde o oceano ganha calor da atmosfera. Isso ocorre devido às temperaturas frias do oceano nas latitudes caracterizadas pelo transporte de Ekman para norte de águas frias (SIJP; ENGLAND, 2008). Em contraste, a advecção tende a resfriar entre 40 e 60°S.

3.3.3.1 Resultados da reanálise

Os resultados obtidos através dos dados de reanálise para o ano de 1992 serão agora discutidos. A Fig. 3.27 apresenta a caracterização do ano de 1992 como um ano de anomalias positivas de TSM. A Fig. 3.27 mostra as médias de anomalias de TSM e tensão de cisalhamento do vento para o Atlântico Sudoeste. Em grande parte do domínio a tensão de cisalhamento do vento apresenta uma componente de leste bastante intensa, a qual significa, para a região de latitudes superiores a 40°S uma diminuição da intensidade dos ventos de oeste. Próximo ao estuário do Rio da Prata ocorre uma circulação com tendência ciclônica sobre o oceano, acarretando convergência em superfície. Essa circulação está associada com o núcleo de anomalia mais positiva de TSM. Ao norte do domínio, ventos de NE são intensificados.

A análise desses parâmetros para o mês de maio é mostrada na Fig. 3.27 (b). Em comparação com a média anual, o mês de maio apresentou anomalias de TSM mais intensas e mais espalhadas pelo domínio. As anomalias positivas acompanham a trajetória da CB, e estão de fato associadas ao padrão ciclônico da anomalia de cisalhamento do vento, bem configurado entre as latitudes de 35°S e 45°. O ramo sul dessa circulação ajuda a impulsionar as anomalias de TSM oriundas da região do Estreito de Drake.

Essa região apresenta uma desintensificação dos ventos dominantes de oeste, devido às fortes anomalias de leste. Em relação às anomalias de temperatura da superfície do mar, a região da CCA apresenta anomalias de sinais opostos intercaladas.

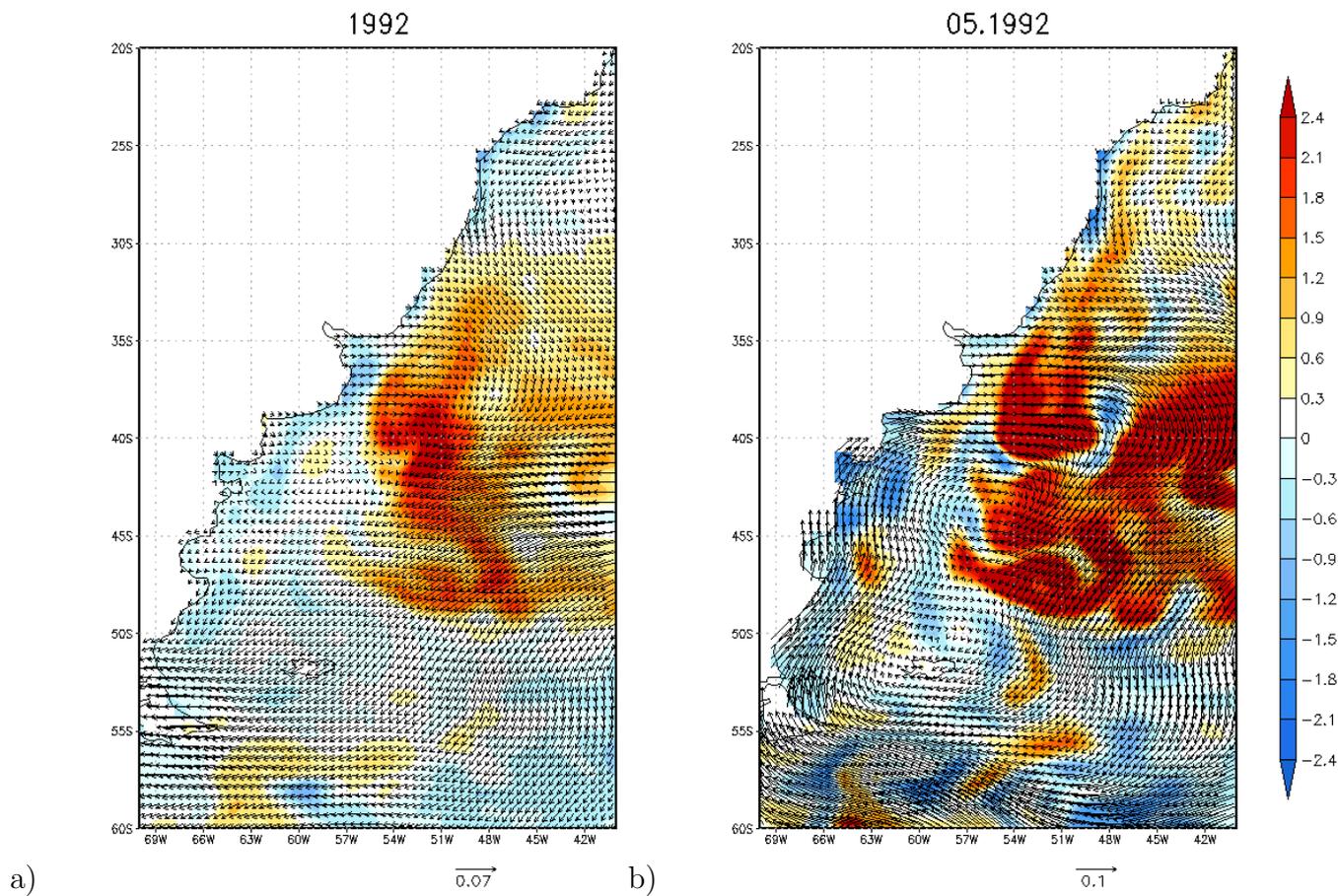


Figura 3.27 - a) Médias de anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) e de tensão de cisalhamento do vento (N/m^2) para o ano de 1992. b) Anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) e tensão de cisalhamento do vento (N/m^2) para o mês de maio de 1992. Resultados obtidos através do SODA.

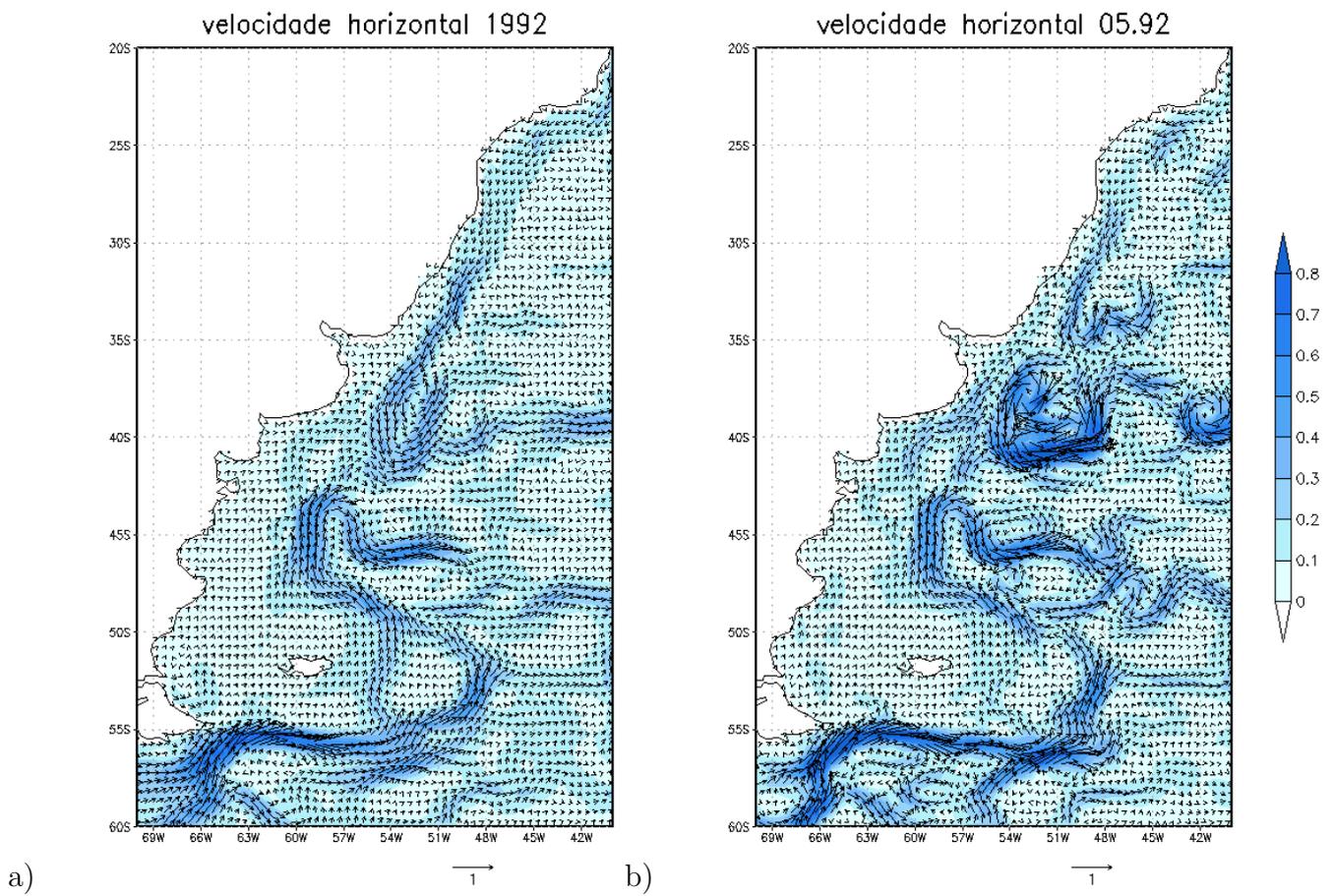


Figura 3.28 - Média de velocidade de corrente horizontal (m/s) para o ano de 1992. b) Velocidade de corrente horizontal (m/s) para o mês de maio de 1992. Resultados obtidos através do SODA.

4 CONCLUSÕES

Nessa dissertação são apresentados os resultados dos estudos dos eventos de anomalias de temperatura do mar e correntes na região da Confluência Brasil-Malvinas e a relação desses eventos com processos oceânicos e atmosféricos de ambientes de altas latitudes.

Para isso, foram utilizadas diferentes metodologias, as quais tinham objetivo de descrever e qualificar a dinâmica e a termodinâmica do Atlântico Sudoeste, e também estabelecer conexões entre os processos ocorrentes na CBM com forçantes locais e remotas.

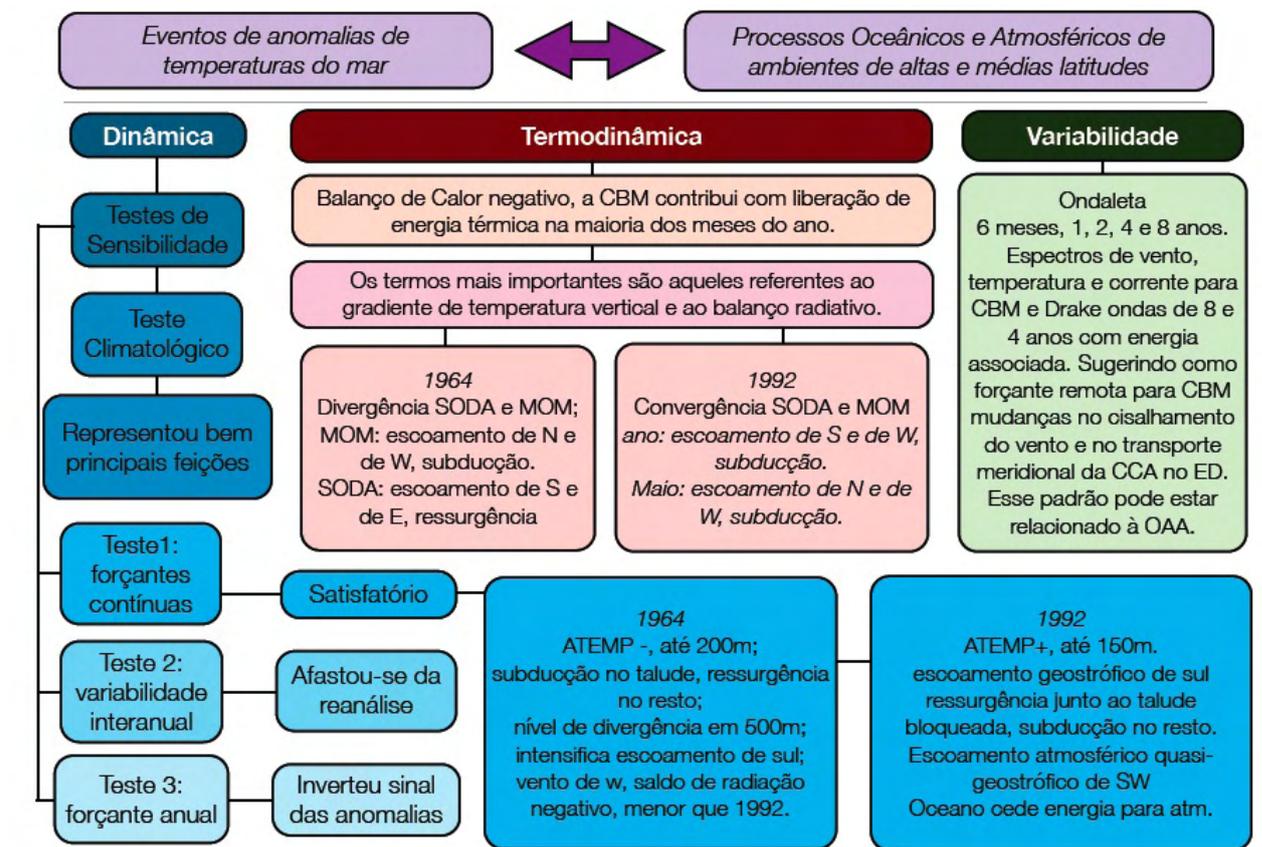


Figura 4.1 - Esquema representativo desse estudo, desde o objetivo, metodologia e principais resultados.

O comportamento climatológico na região da CBM foi diagnosticado através da utilização dos dados de reanálise e dos testes de sensibilidade do modelo numérico,

MOM-4. Quatro experimentos foram realizados. O primeiro de cunho climatológico, no qual o modelo pareceu ser bastante eficiente na caracterização da área de interesse, representado bem suas principais feições e suas respectivas magnitudes, quando suas análises foram comparadas aos dados de reanálise e à literatura.

Os outros 3 experimentos tiveram como forçantes as componentes atmosféricas do CORE. O TESTE 1 foi o mais averiguado durante este trabalho, pois ele foi capaz de reproduzir satisfatoriamente os padrões oceânicos anômalos esperados. Esse retrata razoavelmente bem o comportamento das forçantes contínuas.

O TESTE 2, no qual se somava o *spin up* longo, a outro curto de 3 anos mais o ano de interesse, afastou-se um pouco do controle (reanálise). Esse experimento tinha como intenção acentuar a variabilidade interanual.

O terceiro teste de sensibilidade TESTE 3, reutilizou as forçantes dos anos objetivos, em cada uma das 4 integrações feitas. A meta desse último experimento era aumentar o efeito da forçante e dessa forma, obter anomalias mais intensas de TSM. A resposta do modelo, ao contrário do que se esperava, foi de inverter o sinal das anomalias de temperatura do mar após o primeiro ano de integração. Sugerindo que essas feições não aparecem unicamente por ondas de periodicidades menores ou iguais a um ano.

Para determinar os principais modos de variabilidades da região aplicou-se a análise de ondaleta. Essa permitiu identificar as principais características das ondas que influenciam diretamente nos processos oceanográficos da CBM. Essas oscilações possuem periodicidades de seis meses, um, dois, quatro e oito anos, e em alguns casos, quando acoplados com a tensão do cisalhamento do vento de 11,5 anos. Todos esses períodos foram reconhecidos e explicados pela literatura.

O período semianual está caracterizado por oscilações no transporte da CM, o período anual está vinculado à migração da frente oceânica, a qual sofre modulação da CB. Períodos entre 3,5 e 4 anos são característicos de El Niño Oscilação Sul. A onda interdecadal de 11 anos foi associada às mudanças na posição e intensidade do Anticiclone do Atlântico Sul.

Esse trabalho sugeriu um novo efeito para as ondas de 4 e 8 anos, as quais foram reportadas anteriormente, para os ambientes de altas latitudes como sendo a Onda Antártica, associada à teleconexão AAO. De fato verificaram-se essas ondas nos dados de reanálise do SODA e durante a integração do MOM-4 no experimento 1992SU.

Os resultados apontam para possibilidade dos efeitos de propagação da Onda Antártica serem refletidos em média latitudes, podendo ser essa uma das forçante remotas das anomalias positivas de temperatura na CBM.

Para compreender a termodinâmica da região foi aplicada a análise de conteúdo de calor, onde modelo e reanálise mostram-se concordantes na maioria dos casos. O balanço de calor apresentou um saldo negativo, sugerindo que as feições oceanográficas presentes na região da CBM contribuem na liberação de energia térmica para as regiões adjacentes. Conforme os cálculos dos termos climatológicos de advecção, a CBM contribui com advecção térmica de norte, na maior parte do ano, sob a influência da CB. O transporte para leste e processos de ressurgência predominam nessas condições.

Os termos com maior importância no balanço de calor foram aqueles referentes ao gradiente de temperatura vertical e ao balanço radiativo. Esse equilíbrio ocorre uma vez que os intensos gradientes de temperatura entre o ar e o mar favorecem a grande perda de energia do sistema através dos fluxos de superfície e convecção profunda.

A sensibilidade da estrutura da superfície térmica do oceano foi testada em relação aos estados superficial e profundo, a fim de compreender os processos de formação de anomalias de temperatura do mar na região da CBM. Esta abordagem forneceu subsídios para exploração da diferença entre as escalas de tempo que afetam os processos abissais e os processos responsáveis pela modulação das camadas mais superficiais. Onde os processos abissais estão vinculados à circulação geral do oceano. Já os processos superficiais estão relacionados à circulação termohalina, a qual responde à circulação geral da atmosfera.

O ano de 1992 foi bem representado pelo modelo, no sentido que o MOM-4 conseguiu simular as anomalias de temperatura do mar para região da CBM, e parece ter representado bem as forçantes oceânicas, pois os balanços de calor para as simulações e para as reanálises convergem. Porém, os dados de entrada atmosféricos do modelo e reanálise divergem quanto à forçante atmosférica, uma vez que o vento apresenta sinal de SW e W, respectivamente, para região do estuário do Prata. O ano de 1992 apresentou um climatologia caracterizada pela intrusão da Água Tropical até latitudes mais altas, por um transporte para leste bastante intenso e por ressurgência.

O balanço de calor para simulação *1992*, apontou para intensificação dos escoamentos de norte e de leste. No entanto, a ressurgência foi substituída por subducção. Os resultados desta simulação mostram dois focos de subducção, o primeiro na plataforma interior e o segundo, ocupando a região de 50°W em direção ao oceano aberto. O processo de ressurgência segue ocorrendo junto ao talude, dos 500 metros até os 60 metros de profundidade, porém não chegando à superfície. Isso ocorre, pois nos primeiros 60 metros de profundidade, há formação de um escoamento de sul anômalo, forçado pelos ventos em superfície. Não havendo ressurgência da AIA, suas águas frias deixam de alcançar camadas superficiais. Esse processo, juntamente com o aumento do escoamento de norte da CB, impulsionam o aparecimento de anomalias quentes de temperatura do mar na região. Essa parece ser a forçante local.

A forçante remota para *1992* parece estar também associada a propagação da Onda Antártica, como exposto na sessão de ondaletas. Apesar das evidências, o mecanismo físico do aparecimento de anomalias positivas na região da CBM não foi explicado por completo.

É possível que as anomalias quentes de temperatura do mar tenham sido melhor representadas pelo modelo, pois essas estão particularmente vinculadas aos processos que ocorrem na atmosfera. Apesar da configuração das anomalias de temperatura e balanço de calor serem similares entre o experimento e a reanálise, vale ressaltar que para *1992*, o padrão de circulação atmosférica de ambos difere. Para os dados de reanálise, uma pista de vento NE se forma junto a costa e auxilia na advecção de águas quentes, o sistema ciclônico que aparece nesses dados, encontra-se abaixo das latitudes do estuário do Prata, logo sobre a CBM, o vento predominante passa a ser de oeste (braço superior do sistema). Enquanto, para o vento que força o modelo, esse é do quadrante SW e as anomalias positivas de TSM ocorrem como anteriormente explicado.

O experimento *1964*, por sua vez, divergiu da reanálise no balanço de calor. Porém, o mecanismo físico proposto pelos dados de reanálise para o surgimento das anomalias negativas, também foi observado na análise do modelo. A forçante local, também responde às forçantes atmosféricas como o vento em superfície e o gradiente de pressão. Os quais, em conjunto, atuam gerando divergência em superfície e conseqüente afloramento de águas anormalmente frias.

Na coluna de água, um escoamento de sul se propaga pela plataforma continen-

tal interna, transportando águas anormalmente frias, em superfície ocorre empilhamento de água sobre a costa, devido ao efeito de rotação da Terra. A coluna de água, apresenta-se subdividida quanto às velocidades zonais. Em superfície, velocidades negativas empurram água sobre a costa. O nível de não movimento equivale à profundidade de 500 metros, onde ocorre divergência e impulsão das águas intermediárias para superfície. Abaixo dessa profundidade o escoamento é para oceano aberto.

Uma forçante remota pode ser vinculada à circulação oceânica e atmosférica ocorrente no Estreito de Drake. As subáreas Drake e CM apresentaram um escoamento anômalo de sul para norte, de grande espessura, propagando-se abaixo dos 500 metros. Esse estaria relacionado às variações da posição dos ventos de oeste e à retroflexão da CCA. Um aumento de transporte da CCA durante sua retroflexão aumentaria a advecção de águas frias. Essas por sua vez, chegariam a superfície por ressurgência na região da frente subtropical.

Dessa forma, pode-se concluir que as anomalias de temperatura do mar na região da CBM estão ligadas tanto às forçantes locais, como remotas. Anomalias nos processos advectivos estão vinculadas, na maior parte dos casos, às mudanças ocorrentes no vento. As anomalias de temperatura surgem na CBM devido aos processos de interação do oceano com atmosfera. Onde o vento transfere momento para as camadas mais superficiais do oceano, as quais através do transporte de Ekman, respondem à circulação subjacente. As anomalias quentes respondem principalmente aos ventos locais, enquanto as anomalias frias estão vinculadas aos ventos remotos de altas latitudes, os quais vem a forçar mudanças na coluna de água e ressurgência de águas mais frias na região de estudo.

5 DIREÇÕES FUTURAS

Esse trabalho apresentou um estudo utilizando dados de reanálises atmosféricas e oceânicas e as análises obtidas através de simulação numérica. As simulações numéricas foram executadas em um modelo oceânico forçado por reanálises atmosféricas.

Os dados de reanálise, desde que se tornaram regularmente disponíveis para comunidade científica, proporcionaram um conjunto de dados uniformemente mapeados, tanto de variáveis observadas, como de variáveis indiretamente calculadas. Porém, devido à evolução das técnicas de aquisição de dados observados, as reanálises passaram a ser heterogêneas e a contribuir com erros sistemáticos (BENGTSSON *et al.*, 2004).

Esses erros são relativamente pequenos para previsão de tempo, mas podem fazer que a análise se distancie muito do observado para integrações longas (climáticas). Reanálises obtidas através de observações equivocadas, ao serem utilizadas durante a integração do modelo, introduzem erros os quais refletem na não representatividade das parametrizações físicas, alta variabilidade interna e erros nas condições iniciais (BENGTSSON *et al.*, 2004).

A possível deficiência apresentada pelo modelo MOM-4 em representar alguns dos processos termodinâmicos e físicos expostos pela reanálise, durante esse trabalho, pode estar relacionada à falta de correções e ajustes durante o tempo de integração. Esses erros podem ser contornados pela implementação de técnicas de assimilação de dados. Nesse contexto, sugere-se incorporar o método de assimilação de dados do Filtro de Kalman (KALNAY, 2003) em um modelo numérico oceânico. A idéia por trás dessa constatação é usar observações diretas para ajustar o modelo, no intuito de melhorar as análises das variáveis oceânicas, tornando-as mais representativas.

Outra possibilidade, é acoplar o cálculo de balanço de calor ao modelo para que esse seja realizado junto aos experimentos. E dessa forma, todos os coeficientes podem ser representados, diminuindo a intrusão de erros de parametrizações. E por último, existe a possibilidade de utilização da técnica de acoplamento entre modelos oceânico e atmosférico, a qual contribuirá para melhor representação dos processos de interação do oceano com atmosfera.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASSIREU, A.; STEVENSON, M.; STECH, J. Surface circulation and kinetic energy in the sw atlantic obtained dy drifters. **Continental Shelf Research**, v. 23, n. 2, p. 145–157, Jan 2003. 17
- BARRUCAND, M.; RUSTICUCCI, M.; VARGAS, W. Temperature extremes in the south of south america in relation to atlantic ocean surface temperature and southern hemisphere circulation. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. doi:10.1029/2007JD009026, p. D20111, Oct. 2008. 44
- BENGTSSON, L.; HAGERMANN, S.; HODGES, K. I. Can climate trends be calculated from reanalysis data? **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. D11111, doi:10.1029/2004JD004536, 2004. 89
- BONATTI, J. P.; RAO, V. B. Meso-scale perturbations and thermohaline fronts in the south atlantic ocean. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 30, n. doi:10.1016/S0377-0265(99)00016-0, p. 11–24, Aug. 1999. 14
- CARTON, A. G.; GIESE, B. S. Soda: A reanalysis of ocean climate. **submitted Geophysical Research-Oceans**, 2005. 26
- _____. A reanalysis of ocean climate using simple ocean data assimilation (soda). **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 2999–3017, 2008. 25
- CASTRO, B. M.; BRULAND, K. W. Physical oceanography of the western atlantic continental shelf located between 40°n and 34°s,. **in The Sea**, v. 11, p. 209–251, 1998. 17
- CHELTON, D.; SCHLAX, M.; WITTER, D.; RICHMAN, J. Geosat altimeter observations of the surface circulation of the southern ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, p. 17.877–17.903, 1990. 12
- COALE, K. H.; MIRANDA, L. B. Oceanic stratified euphotic zone as elucidated by ²³⁴th :²³⁸u disequilibria. **Limnol. Oceanogr.**, v. 32(1), p. 189–200, 1987. 38
- CONKRIGHT, M. E.; LOCARNINI, R. A.; GARCIA, H. E.; O'BRIEN, T. D.; P., B. T.; STEPHENS C.M ANTONOV, J. I. World ocean atlas 2001: Objective analyses, data statistics, and figures. **Natl. Oceanogr. Data Cent., Silver Spring**, n. 17, 2002. 14

DOURADO, M. S.; SOUZA, R. B.; GARCIA, C. A. E.; MATA, M. M.; SATO, O. O. estudo dos fluxos turbulentos na região da confluência brasil-malvinas. **Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2006. 62

ENGLAND, M. H.; GODFREY, J. S.; HIRST, A. C.; TOMCZAK, M. The mechanism for antarctic intermediate water renewal in a world ocean model. **Journal of Physical Oceanography**, v. 23, p. 1553–1560, 1993. 73

EREMY, W. J.; THOMSON, R. E. **Data Analysis Methods in Physical Oceanography**. 2nd. ed. [S.l.]: Elsevier, 2001. 638 p. 42

FETTER, A. F. H.; MATANO, R. P. On the origins of the variability of the malvinas current in a global, eddy-permitting numerical simulation. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, p. C11018, doi:10.1029/2008JC004875, 2008. 19

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over south america. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 1293–1302, DOI: 10.1175/1520-0493(1991)11, 1991. 12

GANDU, A. W.; DIAS, P. L. S. Impact of tropical heat sources on the south american tropospheric upper circulation and subsidence. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 6001–6015, 1998. 7

GARFIELD, N. **The Brazil Current at subtropical latitudes**. 122 p. Tese (Doutorado) — University of Rhode Island., Kingston, 1993. 16

GARZOLI, S.; BIANCHI, A. Time space variability of the local dynamics of the malvinas brazil confluence as revealed by inverted echo sounders. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, p. 1914–1922, 1987. 17

GARZOLI, S.; GIULIVI, C. What forces the variability of the southwestern atlantic boundary currents? **Deep Sea Research, Part I**, v. 41, p. 1527–1550, 1994. 50

GARZOLI, S. L.; SIMONATO, C. Baroclinic instabilities and forced oscillations in the brazil/malvinas confluence front. **Deep-Sea Reserarch**, v. 37(6), p. 1053–1074, 1990. 12

GONI, G. J.; WAINER, I. Investigation of the brazil current front variability from altimeter data. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, C12, p. 31,117–31,128, 2001. 17, 47, 50

GORDON, A. L. South atlantic thermocline ventilation. **Deep Sea Research, Part I**, v. 28(11), p. 1239–1264, 1981. 5, 12, 16

GORDON, A. L.; GREENGROVE, C. L. Geostrophic circulation of the brazil–falkland confluence. **Deep Sea Research, Part I**, v. 33, p. 573–585, doi:10.1016/0198–0149(86)90054–3., 1986. 4, 58

GRIFFIES, S. M.; GNANADESIKAN, A.; DIXON K. W.; DUNNE, J. P.; GERDES, R.; HARRISON, M. J.; ROSATI, A.; RUSSELL, J. L.; SAMUELS, B. L.; SPELMAN, M. J.; WINTON, M.; ZHANG, R. Formulation of an ocean model for global climate simulations. **Ocean Science**, v. 1, p. 45–79, 2005. 31

GRIFFIES, S. M.; HALLBERG, R. W. Biharmonic friction with a smagorinsky viscosity for use in large-scale eddy permitting ocean models. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 2935–2946, 2000. 31

GRIFFIES, S. M.; PACANOWSKY, R. C. Tracer conservation with an explicit free surface method for z-coordinate ocean models. **Monthly Weather Review**, v. 129, p. 1081–1098, 2001. 31

GRINSTED, A.; MOORE, J.; JEVREJEVA, S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 11, p. 561–566 Sref-ID: 1607–7946, 2004. 34

HEYWOOD, K.; KING, B. A. Water masses and baroclinic transports in the south atlantic and southern oceans. **Journal of Marine Research**, v. 60(5), p. 639–676, 2002. 73

HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I. A new perspective on southern hemisphere storm tracks. **Journal of Climate**, v. 18, p. 4108–4130, 2005. 9, 12

HUGHES, C. W.; MEREDITH M. P. AND HEYWOOD, K. J. Wind driven transport fluctuations through drake passage: A southern mode. **Journal of Physical Oceanography**, v. 29, p. 1971–1992, 1999. 19

KALNAY, E. Atmospheric modeling, data assimilation and predictability. **Cambridge University Press**, n. 341pp, 2003. 89

KODAMA, Y.-M. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the baiu frontal zone, the spcz, and the sacz). part i: characteristics of subtropical

frontal zones. **Journal of Meteorological Society of Japan**, v. 70, p. 813–835, 1992. [7](#)

KUMAR, P.; FOUFOULA-GEORGIOU, E. Wavelet analysis for geophysical applications. **American Geophysical Union**, v. 35, n. 4, p. 385–412, 1997. [34](#)

LARGE, W. G.; YEAGER, S. Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: the data sets and flux climatologies. **NCAR Technical Note: NCAR/TN-460+STR. CGD Division of the National Center for Atmospheric Research**, 2004. [24](#)

_____. The global climatology of an interannually varying air-sea flux data set. **Climate Dynamics**, p. doi:10.1007/s00382-008-0441-3, 2008. [24](#)

LEGECKIS, R.; GORDON, A. Satellite observations of the brazil and falkland currents - 1975 to 1976 and 1978. **Deep-Sea Research**, v. 29, p. 375–401, 1982. [6](#), [12](#), [17](#)

LUYTEN, J.; PEDLOSKY, J.; STOMMEL, H. The ventilated thermocline. **Journal of Physical Oceanography**, v. 13, p. 292–309, 1983. [73](#)

MAAMAATUAI AHUTAPU, K.; CON, V. G.; PROSTVOST, C.; MERCIER, H. Transports of the brazil and malvinas currents at their confluence. **Journal of Marine Research**, v. 56, p. 417–438, 1998. [4](#), [5](#), [16](#)

MATANO, R. P.; SCHLAX, M.; D.B.CHELTON. Seasonal variability in the southwestern atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, p. 18027–18035, 2001. [17](#), [18](#), [47](#), [50](#), [55](#)

MENKES, C. E. R.; VIALARD, J. G.; KENNAN, S. C.; BOULANGER, J.-P.; MADEC, G. V. A modeling study of the impact of tropical instability waves on the heat budget on the eastern equatorial pacific. **American Meteorological Society**, p. 847–865, 2006. [36](#), [38](#)

MÖLLER, J. O. O.; PIOLA, A. R.; FREITAS, A. C.; CAMPOS, A. J. D. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern south america. **Continental Shelf Research**, v. 28, p. 1607–1624, doi:10.1016/j.csr.2008.03.012, 2008. [6](#)

MURRAY, R. J. Explicit generation of orthogonal grids for ocean models. **Journal Computational Physics**, v. 126, p. 251–273, 2008. [33](#), [34](#)

OLSON, D. B.; PODESTÁ, G. P.; EVANS, R. H.; BROWN, O. B. Temporal variations in the separation of brazil and malvinas currents. **Deep-Sea Research**, v. 35, p. 1971–1990, 1988. 17, 55

PALMA, E. D.; MATANO, R. P.; PIOLA, A. R. A numerical study of the southwestern atlantic shelf circulation: Barotropic response to tidal and wind forcing. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. C11010, p. doi:10.1029/2007JC004720, 2004. 56

PARISH, T. R.; BROMWICH, D. H. A case study of antarctic katabatic wind interaction with large-scale forcing. **American Meteorological Society**, v. 126, p. 199–209, doi: 10.1175/1520-0493(1998), 1998. 10

_____. Re-examination of the near-surface air flow over the antarctic continent and implications on atmospheric circulations at high southern latitudes. **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 1961–1973, 2007. 10

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of Climate**. [S.l.]: American Institute of Physics, 1992. 520 p. 32

PERSSON, A.; GRAZZINI, F. User guide to ecmwf forecast. **Meteorological Bulletin M3.2 ECMWF**, v. 4, n. 14, p. 1–61, 2007. 24

PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the south atlantic ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, p. 1–73, 1990. 17

_____. The boundary current in the western argentine basin. **Deep Sea Research, Part A.**, v. 39, p. 623–644, doi:10.1016/0198-0149(92)90092-8, 1992. 4, 5, 58

PEZZI, L.; SOUZA, R. B. d. Parte iii- variabilidade climática: Variabilidade de mesoescala e interação oceano-atmosfera no atlântico sudoeste. In: CAVALCANTI, I. F. d. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J. d.; DIAS, M. A. F. d. S. (Ed.). **Para entender tempo e clima**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 385–405. ISBN 978-85-86238-92-5. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19@80/2009/11.27.11.49>>. 2, 6, 18

PEZZI, L. P.; RICHARDS, K. J. The effects of lateral mixing on the mean state and eddy activity of an equatorial ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, Doi:10.1029/2003JC001834, 2003. 12

- PEZZI, L. P.; SOUZA, R.; ACEVEDO, O.; WAINER, I.; MATA, M. M.; GARCIA, C. A. E.; CAMARGO, R. Multi-year measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the brazil-malvinas confluence region. **Journal Geophysical Research**, p. doi:10.1029/2008JD011379, 2009. 2, 12, 13, 15, 20, 62, 66, 69, 78
- PEZZI, L. P.; SOUZA, R.; DOURADO, M. S.; GARCIA, C. A. E.; MATA, M. M.; F., S.-D. M. A. Ocean-atmosphere in situ observations at the brazil-malvinas confluence region. **Geophysical Research Letters**, v. 32(L22603), p. doi:10.1029/2005GL023866, 2005. 12, 13, 17, 19, 20, 21
- PIOLA, A. R.; MATANO, R. P. Brazil and falklands (malvinas) currents. **Academic Press**, p. doi:10.1006/rwos.2001.0358, 2001. 12, 14, 56
- PIOLA, A. R.; MÖLLER, O. O.; GUERRERO, R. A.; CAMPOS, E. J. D. Variability of the subtropical shelf front off eastern south america: winter 2003 and summer 2004. **Continental Shelf Research**, p. doi:10.1016/j.csr.2008.03.013, 2008. 15, 16, 49, 56, 58, 61
- PODESTA, G. P. Migratory pattern of argentina hake merluccius hubbsi and oceanic processes in the southern atlantic ocean. **U.S. Fishery Bulletin**, v. 88, p. 167–177, 1992. 62
- PROVOST, C.; GARCIA, O.; GARÇON, V. Analysis of satellite sea surface temperature time series in the brazil-malvinas current confluence region: Dominance of the annual and semiannual periods. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. C11, p. 17,841–17,858, 1992. 16
- PROVOST, C.; GARÇON, V.; FALCON, L. M. Hydrographic conditions in the surface layers over the slope-open ocean transition area near the brazil-malvinas confluence during austral summer 1990. **Continental Shelf Research**, v. 16, p. 215–235, 1996. 14, 17
- RIVAS, A. L.; PIOLA, A. R. Vertical stratification at the shelf off northern patagonia. **Continental Shelf Research**, v. 22, p. 1549–1558, 2002. 13, 62
- ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and interdecadal variability of the south atlantic convergence zone. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 2947–2957, 2000. 7

ROMERO, S. L.; PIOLA, A. R.; CHARO, M.; E., G. C. Chlorophyll- a variability off patagonia based on seawifs data. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, p. C05021, doi:10.1029/2005JC003244, 2006. 62

SARACENO, M.; PROVOST, C.; PIOLA, A. R.; BAVA, J.; GAGLIARDINI, A. Brazil malvinas frontal system as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. C0527, p. doi:10.1029/2003JC002127, 2004. 12, 17, 69, 70

SAULO, A. C.; NICOLINI, M.; CHOU, S. C. Model characterization of the south amerocan low-level flow during the 1997-1998 spring summer season. **Climate Dynamics**, v. 16, p. 867–881, 2000. 8

SIEDLER, G.; CHURCH, J.; GOULD, J. Ocean circulation and climate. observing and modeling the global ocean. **International Geophysics Series. Academic Press**, v. 77, p. 715, 2001. 3

SIJP, W. P.; ENGLAND, M. H. The effect of a northward shift in the southern hemisphere westerlies on the global ocean. **Progress in Oceanography**, v. 79, p. 1–19, doi:10.1016/j.pocean.2008.07.002, 2008. 3, 46, 47, 74, 75, 80

SMALL, R. J.; SZOEKE, S. P. D.; XIE, S. P.; O'NEILL; SEO, H.; SONG, Q.; CORNILLON, P.; SPALL, M.; MINOBE, S. Air-sea interaction over ocean fronts and eddies. **Dyn. Atmos. Oceans**, v. 45, p. 274–319, doi:10.1016/j.dynatmoce.2008.01.001, 2008. 66

SOUZA, R. B.; CROMWELL, D.; LENTINE, C. A. D.; CAMPOS, E. J. D. Interannual variability of sea surface temperature anomaly fields in the southwestern atlantic oceanbased on a 20-year satellite time series. **Remote Sensing of Environment**, p. submetido, 2007. 43, 49

SOUZA, R. B.; MATA, M. M.; GARCIA, C. A. E.; KAMPEL, M.; OLIVEIRA, E. N.; LORENZZETTI, J. A. Multi-sensor satellite and in situ measurements of a warm core ocean eddy south of the brazil-malvinas confluence region. **Rem. Sens. of Environ.**, v. 100, p. 52–66, doi:10.1016/ j.rse.2005.09.018, 2006. 12, 14

SPADONE, A.; PROVOST, C. Variations in the malvinas current volume transport since october 1992. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n. C02002, p. doi:10.1029/2008JC004882, 2008. 49, 50

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the south atlantic ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. C9, p. 20863–20883, 1999. 56, 58

SVERDRUP, H. U.; JOHNSON, M. W.; FLEMING, R. H. The oceans: Their physics, chemistry and general biology. **Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.**, p. 1060, 1942. 56

THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. Annular modes in the extratropical circulation. part i: Month-to-month variability. **Journal of Climate**, v. 13, p. 1000–1016, 2000. 9

TOKINAGA, H.; TANIMOTO, Y.; XIE, S.-P. Sst-induced wind variations over brazil/malvinas confluence: Satellite and in-situ observations. **Journal of Climate**, Accepted, 2005. 12, 14, 20, 51, 78

TOMAS, R. A.; HOLTON, J. R.; WEBSTER, P. J. The influence of cross-equatorial pressure gradients on the location of near-equatorial convection. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 125, p. 1107–1127, doi:10.1256/smsqj.55602, 1999. 68

TOMCZAK, M.; GODFREY, J. S. **Regional Oceanography: An Introduction**. [S.l.]: Great Britain, 1993. 421 p. 2, 3, 4, 5, 10

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 1, p. 61–78, 1998. 36, 39, 47

TORRENCE, C.; WEBSTER, P. J. Interdecadal changes in the enso-monsoon system. **American Meteorological Society**, v. 12, n. 1, p. 2679–2690, 1998. 34, 35, 36, 39, 41

UPPALA, S. M.; KALLBERG, P. W.; SIMMONS, A. J.; ANDRAE, U.; BECHTOLD, V. D.; FIORINO, M.; GIBSON, J. K.; HASELER, J.; KELLY, G. A.; LI, X.; ONOGO, K.; SAARINEN, S.; SOKKA, N.; ALLAN, R. P.; ANDERSSON, E.; ARPE, K.; BALMASEDA, M. A.; BELJAARS, A. C. M.; BERG, L. Van de; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; CAIRES, S.; CHEVALLIER, F.; DETHOF, A.; DRAGOSAVAC, M.; FISHER, M.; FUENTES, M.; HAGEMANN, S.; HOLM, E.; HOSKINS, B. J.; ISAKEN, L.; JASSEN, P. A. E. M.; JENNE, R.; MCNALLY, A. P.; MAHFOUF, J. F.; MORCRETTE, J. J.; RAYNER, N. A.; SAUNDERS, R. W.; SIMON, P.; STERL, A.; TREBERTH, K. E.; UNTCH, A.; VASILJEV, D.; VITERBO, O.; WOOLLEN, J. The era-40 re-analysis. **Quarterly**

Journal of the Meteorological Society, v. 131, n. 612, p. 2961–3012, doi: 10.1256/qj.04.176, 2005. 24

VENEGAS, S.; LAWRENCE, A. M.; STRAUB, D. N. Evidence for interannual and interdecadal climate variability in the south atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 23, n. 19, p. 2673–2676, 1996. 43, 51

VIVIER, F.; PROVOST, C. Volume transport of the malvinas current: Can the flow be monitored by topex/poseidon? **Journal of Geophysical Research**, v. 104, p. 21105–21122, 1999. 58

VIVIER, F.; PROVOST, C.; MEREDITH, M. P. Remote and local forcing in the brazil-malvinas region. **Journal of Physical Oceanography**, v. 31, p. 892–913, 2001. 18, 19, 42, 46, 49

WAINER, I.; VENEGAS, S. A. South atlantic multidecadal variability in the climate system model. **Journal of Climate.**, v. 15, p. 1408–1420, 2001. 47

WALLACE, J. M.; MITCHELL, T. P.; DESER, C. J. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial pacific: Weekly to monthly variability. **Journal of Climate**, v. 2, p. 1492–1499, 1989. 20

WARNER, J. C.; SHERWOOD, C. R.; ARANGO, H. G.; SIGNELL, R. P. Performance of four turbulence closure methods implemented using a generic length scale method. **Ocean Modelling**, v. 8, p. 81–113, 2005. 38

WEATHERLY, G. L. On deep-current and hydrographic observations from a mudwave region elsewhere in argentine basin. **Deep Sea Research. Part II**, v. 40(4/5), p. 939–961, 1993. 56

WHITE, W. B.; CHEN, S.-C.; PETERSON, R. G. The antarctic circumpolar wave: A beta effect in ocean-atmosphere coupling over the southern ocean. **Journal Physical Oceanography**, v. 28, p. 4108–4129, 1998. 46

WHITE, W. B.; PETERSON, R. G. An antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature, and sea ice extent. **Nature**, v. 380, p. 699–702, 1996. 19

XIE, S. P. Satellite observations of cool ocean-atmosphere interaction. **Bulletin of American Meteorological Society**, DOI:10.1175, n. BAMS-82-2-195, p. 195–208, 2004. 21

ZAVIALOV, P.; MÖLLER, J. O.; CAMPOS, E. First direct measurements of currents on the continental shelf of southern brazil. **Continental Shelf Research**, v. 22, p. 1975–1986, 2002. [6](#), [49](#)

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.