

Fernando Carvalho Magalhães

Avaliação da Influência da Variabilidade Temporal do Vento no
Transporte e Formação dos Processos de Mesoescala da
Corrente do Brasil

Rio Grande - RS

2012

Fernando Carvalho Magalhães

**Avaliação da Influência da Variabilidade Temporal do Vento no
Transporte e Formação dos Processos de Mesoescala da
Corrente do Brasil**

Dissertação apresentada como requisito parcial para a obtenção do grau de mestre em Oceanografia Física, Química e Geológica.

Orientador - Prof. Dr. Ivan Dias Soares

Co-orientador - Prof. Dr. José Luiz Lima de Azevedo

Rio Grande - RS

2012

Sumário

Resumo	i
Abstract	ii
Agradecimentos	iii
Lista de Figuras	iv
Lista de Tabelas	1
1 Introdução	1
1.1 Revisão Bibliográfica	2
1.2 Objetivo	5
1.3 Hipótese Científica	5
1.4 Justificativa	6
1.5 Área de Estudo	7
1.5.1 Massas de Água e Circulação de Larga Escala	8
1.5.2 Características Meteorológicas	10
1.5.3 Velocidade e Transporte da Corrente do Brasil	12
1.5.4 Variabilidade de Mesoescala	14
1.6 Importância para a Indústria do Petróleo	17
2 Metodologia	20
2.1 Experimentos	20
2.1.1 Calibração e Cálculos de Transporte e Energia	21
2.2 Modelo Numérico	23
2.3 Dados Utilizados para Realização e Validação dos Experimentos	24
2.3.1 Condição de Contorno	24
2.3.2 Fluxos de Superfície	25
2.3.3 Temperatura da Superfície do Mar - OSTIA	25
2.3.4 Elevação da Superfície - AVISO	26

2.4	Configuração dos Experimentos	26
3	Resultados e Discussão	29
3.1	Calibração	29
3.1.1	Energias Cinéticas das Simulações	29
3.1.2	Comparação com SST do OSTIA	29
3.1.3	Comparação com SSH da AVISO	34
3.2	Avaliação do Transporte da Corrente do Brasil	36
3.2.1	Comparação com Seções Específicas da Literatura	36
3.2.2	Variabilidade Sazonal do Transporte da Corrente do Brasil	40
3.2.3	Análise da Série de Transporte da CB	41
3.2.4	Análise das Componentes Barotrópica e Baroclínica da Corrente	45
3.2.5	Análise das Séries de Transporte Barotrópico e Baroclínico	50
3.2.6	Análise da Contribuição Percentual das Componentes Barotrópica e Baroclínica no Transporte da CB	52
3.3	Análise Energética da Corrente do Brasil	54
3.3.1	Avaliação da Energia Cinética Média	54
3.3.2	Avaliação da Energia Cinética Turbulenta	55
3.3.3	Avaliação da ECM e ECT abaixo da Camada de Ekman	58
3.4	Testando a Hipótese Científica	61
3.4.1	Análise do Campo de Vento das Simulações	61
3.4.2	Análise Energética do Campo de Vento	64
3.4.3	Investigação do Quadrante de Atuação Predominante do Campo de Vento Local	65
3.4.4	Investigação da Componente do Vento Atuante nas Direções Paralela e Perpendicular ao Eixo Médio da CB	67
3.4.5	Avaliação do Transporte de Ekman	68
4	Considerações Finais	72
4.1	Conclusões	73
4.2	Sugestões para Trabalhos Futuros	74
5	Referências Bibliográficas	76

Resumo

O presente trabalho se propôs a investigar a influência da variabilidade temporal do vento no transporte e na formação dos processos de mesoescala da Corrente do Brasil (CB). Para isso, foram realizados dois experimentos numéricos de 9 anos, utilizando o modelo ROMS (*Regional Ocean Modeling System*), com o intuito de isolar o efeito do vento. O primeiro experimento foi configurado com Fluxos de Superfície Sinóticos e Vento Sinótico (SS) e o segundo com Fluxos de Superfície Sinóticos e Vento Climatológico Mensal (SM), todos do NCEP Reanalysis 2. No que diz respeito à componente climatológica mensal, entende-se esta por uma média mensal climatológica de onze anos de dados, enquanto entende-se a componente sinótica como uma componente de alta frequência, com capacidade de representar a parte estocástica, isto é, aleatória da circulação atmosférica. As simulações foram configuradas mantendo todos os parâmetros iguais, exceto pelos coeficientes de viscosidade turbulenta para velocidade e traçadores e os fluxos de superfície. Os primeiros determinaram a estabilidade numérica das integrações e os demais foram configurados como discutido acima.

Observou-se que, sob o efeito de ventos de alta resolução (SS), a representação da CB foi muito próxima da realidade. Em SM, devido à intensidade reduzida do campo de vento, a temperatura da camada acima da termoclina sofreu um aquecimento e o gradiente de elevação da superfície do oceano foi superestimado. Com relação ao transporte de volume da CB, notou-se um aumento sob efeito do campo de vento climatológico mensal. A componente barotrópica do transporte sofreu um aumento de até 50% em todo o domínio de estudo. Em relação à componente baroclínica percebeu-se uma intensificação mais ao Sul do domínio de estudo, provavelmente relacionada ao aquecimento sofrido por SM.

A análise energética da CB mostrou SM com valores de energia cinética média elevados e energia cinética turbulenta bastante reduzidos, indicando uma intensificação do escoamento médio da corrente e uma redução na formação dos processos de mesoescala. Por outro lado, SS, em todas as análises, apresentou valores muito próximos daqueles observados *in situ*. Ao ser investigada a razão pelo qual os SS e SM resultaram em cenários distintos, não observou-se uma relação direta entre as diferenças apresentadas pelos experimentos e efeitos locais, como direção predominante de atuação do campo vento e Transporte de Ekman.

Abstract

The present work aims to investigate the influence of the wind variability on the transport and the formation of mesoscale process of Brazil Current (CB). For this purpose, two numerical experiments were performed for 9 years, using the Regional Ocean Modeling System (ROMS), with the intention of isolate the wind effect. The first experiment was configured with Synoptic Surface Fluxes and Synoptic Wind (SS) and the second with Synoptic Surface Fluxes and Climatological Monthly Wind (SM), both from NCEP Reanalysis 2. With respect to the climatological monthly component, means a climatological monthly average of eleven years, while the synoptic component as a high frequency component, capable of representing the stochastic phenomena, ie the random atmospheric circulation. The simulations were configured keeping all parameters the equal, except for the eddy viscosity coefficients for velocity and tracers and the surface fluxes. The first determined the numerical stability of the integrations and the others were configured as discussed above.

It was observed that, under effect of the high resolution winds (SS), the representation of the CB was very close to the reality. In SM, due to the reduced wind field intensity, the temperature of the layer above the termocline suffered a heat and the sea surface gradient was overestimated. With respect to the volume transport of the CB, it was noted an increase under the effect of monthly climatological wind field. The barotropic component of transport was increased by up to 50% in the entire field of study. Regarding the component baroclinic saw an intensification of the most southern area of study, probably related to the heating suffered by SM.

The energy analysis of CB, showed SM with values of mean kinetic energy high and eddy kinetic energy greatly reduced, indicating a intensification of the current mean flow and a reduction of the formation of mesoscale process. On the other hand, SS, in all analysis, showed values very similar to those observed *in situ*. When investigated the reason why the SS and SM resulted in different scenarios, there was not observed a direct relationship between the differences shown by the experiments and local effects, such as predominant direction of the wind field and Ekman Transport.

Agradecimentos

Gostaria de agradecer a inúmeras pessoas que favoreceram direta ou indiretamente para que este trabalho fosse concluído.

A Igor Oliveira Monteiro, por ter me apresentado à oceanografia e à modelagem. Pelas grandes discussões e disponibilidade sempre que precisei. Muito obrigado cara, sem palavras para te agradecer.

A Ivan Dias Soares, por ter me orientado nesse período complicado de mestrado. Agradeço muito teres me aceitado como orientador, o que possibilitou que eu esteja aqui hoje e que tenha passado por essa incrível experiência. Muito obrigado mesmo e pena eu ter chegado tarde.

A Hugo Bastos de Oliveira (homem de grande paciência), pela grande ajuda com a modelagem. E que ajuda...

A José Luiz Lima de Azevedo, pela imensa força nessa reta final. Espero que ainda tenhamos muitas discussões como as que tivemos até agora. Sem palavras...

Ao Leopoldo Rota de Oliveira, José Francisco de Souza, Maurício Mata e Paulo Henrique Calil, que sempre estiveram à disposição para dúvidas, discussões e sugestões, um muito obrigado!

Gostaria de agradecer também à banca: Ivan Dias Soares, José Luiz Lima de Azevedo, Leopoldo Rota de Oliveira e Renato David Ghisolfi. Em especial a Leopoldo Rota de Oliveira e Renato David Ghisolfi por terem aceitado o convite de participar desta defesa de dissertação de mestrado nesse período complicado de meio de semestre. Muito obrigado pela contribuição! Certamente as sugestões tornarão a dissertação melhor.

A Maria Isabel Corrêa da Silva Machado e Gilberto Henrique Griep pelo imenso apoio. Só tenho à agradecer a vocês pelo incentivo durante o mestrado, cursos, congressos, simpósios, palestras... Muito obrigado!

Ao pessoal do antigo LENOC e o pessoal do LEOC, que ainda vão ter que me aguentar!

Ao PRH-27/ANP por ter financiado esta pesquisa.

A minha família, principalmente.

Lista de Figuras

1.1	Área de Estudo	7
1.2	Diagrama T-S do Atlântico Sul calculado a partir de dados provenientes do projeto BBTRE (adaptado de Silva (2006) <i>apud</i> Gabioux, 2008)	10
1.3	Campos de pressão atmosférica média (mbar) ao nível do mar para janeiro e julho (Peterson & Stramma, 1991)	11
1.4	Tensão de cisalhamento do vento na região oeste do oceano Atlântico Sul que engloba a plataforma continental sudeste para os meses de janeiro (esquerda) e julho (direita). Figura desenhada por Castro (1996) com base nos dados interpolados por Samuel & Cox (1987) (Rossi-Wongtschowsky & Madureira, 2006).	11
1.5	Componente zonal e meridional da velocidade da CB observada a partir de perfilador PEGASUS ao largo de Cabo Frio em abril de 1983 (Evans et al., 1983 modificado por Silveira, 2007).	13
1.6	Imagem de AVHRR da região da Bacia de Campos destacando o caráter de onda de vorticidade da CB meandrante (Silveira, (2007))	15
1.7	Imagem de AVHRR da região sudeste do Brasil: (a) julho de 1993; (b) setembro de 1996; (c) julho de 1997. As ondulações, que foram editadas com o sentido de rotação dos meandros (Velhote, (1998) <i>apud</i> Calado, 2001)	16
1.8	Região das Bacias do Espírito Santo, Campos e Santos no litoral brasileiro. A linha pontilhada demarca a zonal do Pré-Sal (Jornal Comunicação UFPR, 2009)	18
2.1	Esquema representando o cálculo do transporte de volume da CB	22
2.2	Temperatura superficial média (°C) do (a) HYCOM NCODA sobre OSTIA e (b) OSTIA.	26
2.3	Batimetria ETOPO-REMO utilizada nas simulações	27
3.1	Evolução temporal das energias cinéticas média no domínio (m^2/s^2) para as simulações SM e SS	30

3.2	Campo médio de temperatura superficial (°C) para toda a simulação. (a) SM sobre o OSTIA, (b) SS sobre OSTIA e (c) OSTIA. (d) Perfil vertical médio de temperatura de todo o domínio para SS e SM	31
3.3	Campo médio de desvio padrão de temperatura (°C) para toda a simulação. (a) SM sobre OSTIA, (b) SS sobre OSTIA e (c) OSTIA. A figura (d) apresenta a razão entre os campos de desvio padrão de SS sobre SM. Foram retirados valores na qual SM é maior (abaixo da unidade).	33
3.4	Séries temporais da média superficial da temperatura (°C) no domínio de estudo para os experimentos SS e SM, HYCOM e OSTIA	34
3.5	Campo médio de elevação da superfície do oceano (m) para toda a simulação. (a) AVISO, (b) SS sobre AVISO e (c) SM sobre AVISO	35
3.6	Campo médio de desvio padrão (m) de SSH para toda a simulação. (a) SM sobre AVISO, (b) SS sobre AVISO e (c) AVISO	36
3.7	Seções hidrográficas selecionadas da literatura para a comparação com os transportes obtidos de cada experimento	37
3.8	Perfil vertical do campo de velocidade (m/s) para os experimentos SS e SM na seção em 24°S de Evans et al. (1983)	39
3.9	Perfil vertical do campo de velocidade (m/s) para os experimentos SS e SM para a seção T2 de Campos et al. (1995)	39
3.10	Representação das seções em 22°S e 26°S utilizadas para investigar a variabilidade sazonal do transporte da CB	40
3.11	Perfil vertical do campo de velocidade em 22°S para os experimentos SS e SM para as estações de verão e inverno	42
3.12	Perfil vertical do campo de velocidade em 26°S para os experimentos SS e SM para as estações de verão e inverno	43
3.13	Séries de transporte da CB em seções zonais em 22°S e 26°S para SS e SM	44
3.14	Perfil vertical do campo de velocidade barotrópica e baroclínica de verão em 22°S para os experimentos SM e SS	46
3.15	Perfil vertical do campo de velocidade barotrópico e baroclínico de inverno em 22°S para os experimentos SM e SS	47
3.16	Perfil vertical do campo de velocidade barotrópico e baroclínico de verão em 26°S para os experimentos SM e SS	48
3.17	Perfil vertical do campo de velocidade barotrópico e baroclínico de inverno em 26°S para os experimentos SM e SS	49
3.18	Séries de transporte barotrópico e baroclínico da CB em seções em 22°S para SS e SM	51

3.19	Séries de transporte barotrópico e baroclínico da CB em seções em 26°S para SS e SM	51
3.20	Séries temporais da contribuição percentual das componentes barotrópica e baroclínica no transporte da CB na seção em 22°S para SS e SM	53
3.21	Séries temporais da contribuição percentual das componentes barotrópica e baroclínica no transporte da CB na seção em 26°S para SS e SM	53
3.22	Campo de energia cinética média (cm^2/s^2) de todo o período de simulação calculados a 15 m para SS, SM e razão entre SS e SM	56
3.23	Campo de energia cinética turbulenta (cm^2/s^2) de todo período de simulação calculados a 15 m para SS, SM e razão entre SS e SM	57
3.24	Campo de energia cinética média (cm^2/s^2) de todo o período de simulação calculados a 100 m para SS, SM e razão entre SS e SM	59
3.25	Campo de energia cinética turbulenta (cm^2/s^2) de todo período de simulação calculados a 100 m para SS, SM e razão entre SS e SM	60
3.26	Campo de velocidade climatológica média do vento à 10 m na região de estudo para os meses de janeiro e julho	62
3.27	Série temporal da média espacial do campo de vento no domínio. (a) Série de um ano do campo de vento climatológico mensal utilizado em todos os anos de simulação para o experimento SM e (b) série referente ao ano de 2004 dos dados com frequência de 6h do NCEP utilizados no experimento SS	63
3.28	Campos de energia cinética média e energia cinética turbulenta média em cm^2/s^2 dos campos de vento utilizados para forçar os experimentos	64
3.29	Esquematização da metodologia utilizada para a investigação do quadrante de atuação predominante do vento. (a) Representação das três seções escolhidas para análise. (b) Representação da direção de atuação do campo de vento em relação às direções da linha de costa e do eixo médio da CB no domínio de estudo	66
3.30	Representação da decomposição dos vetores de vento nas direções paralela e perpendicular ao eixo médio da CB.	68
3.31	Representação das componentes dos transportes de Ekman M_x e M_y numa seção rotacionada de modo a ficar perpendicular ao eixo da CB.	69
3.32	Séries temporais de Transporte de Ekman nas seções em 22°S e 26°S para os experimentos SS e SM	70

Lista de Tabelas

1.1	Valores de temperatura e salinidade de massas d'água para região de estudo.	9
2.1	Parâmetros utilizados nas simulações.	28
3.1	Comparação entre transportes <i>in situ</i> e experimentos	38
3.2	Transportes médios e velocidades máximas de inverno e verão.	40
3.3	Transportes médios de inverno e verão para SS e SM em 22°S e 26°S	50
3.4	Tabela com valores de energia cinética média e turbulenta para o eixo principal da Corrente do Brasil	54
3.5	Avaliação do tempo de atuação do vento no quadrante da CB	66
3.6	Velocidade média ponderada (m/s) para toda a simulação. Componentes do vento decompostas nas direções paralela e perpendicular ao eixo médio da CB.	68
3.7	Componentes paralela (M_y) e perpendicular (M_x) à CB do Transporte de Ekman (Sv) na seções em 22°S e 26°S.	70

Capítulo 1

Introdução

A Terra possui cerca de 70% de sua superfície coberta pelos oceanos. Esta capa fluida, no entanto, não está em repouso. O oceano apresenta movimento em diversas escalas espacial e temporal e tem-se mostrado, com o avanço da tecnologia e capacidade de observação do homem, cada vez mais complexo dinamicamente. As duas fontes primárias para o movimento desta imensa massa d'água são a radiação solar e o atrito do vento sobre a superfície (e.g., Gill, 1982). A circulação atmosférica acima do oceano, apesar de também muito complexa, possui um padrão de circulação de larga escala que transfere energia por atrito para a camada de superfície do mar. Como resultado o oceano forma um padrão de circulação de larga escala chamado de grandes giros.

Sverdrup (1947) e Stommel (1948) foram os primeiros pesquisadores a representar matematicamente um giro oceânico e utilizaram como base o rotacional do *stress* do vento. Estes trabalhos, entretanto, representaram a circulação de larga escala do oceano com um vento estacionário. Sabe-se que a circulação atmosférica apresenta também movimentos e várias escalas espaciais e temporais, tal como variações intra anuais, anuais e inter anuais. Todas estas forçantes, com diferentes escalas e frequências, afetam a circulação oceânica de alguma maneira e o conhecimento da resposta oceânica ainda não é totalmente compreendido.

Os trabalhos que buscaram estudar esta interação dividiram a circulação atmosférica em duas componentes: a componente determinística, como o ciclo sazonal, e a componente estocástica, como o tempo, a parte aleatória e imprevisível (Chhak et al., 2006). Estas duas componentes atuam simultaneamente no oceano, porém, trabalhos têm mostrado que seus efeitos sobre a circulação são distintos. A presente dissertação pretende investigar a influência da variabilidade do vento, mais especificamente da componente climatológica em relação a componente sinótica, no transporte de volume e na formação dos processos de mesoescala associados à Corrente do Brasil (CB).

A CB ainda é uma corrente de contorno oeste pouco estudada, mas de importância

fundamental para atividades de exploração e produção de petróleo e gás natural do Brasil. Estima-se que sob o seu caminho encontram-se imensos reservatórios de petróleo, a principal fonte de energia da civilização atual. Consequentemente, o entendimento da dinâmica da CB e a interação oceano-atmosfera são conhecimentos altamente relevantes tanto para o desenvolvimentos de projetos *offshore* quanto para a execução de medidas precisas para a preservação ambiental.

Nas próximas seções deste capítulo, a discussão se dará da seguinte forma: seções 1.1 a 1.4, revisão sobre os trabalhos que investigaram a influência da variabilidade do vento (componente estocástica) na circulação oceânica, objetivo da dissertação, hipótese científica e justificativa; seção 1.5 e subseções, caracterização da área de estudo e estado da arte sobre a Corrente do Brasil e os processos de mesoescala da região de interesse; seção 1.6, discussão sobre a importância deste trabalho para a indústria do petróleo.

1.1 Revisão Bibliográfica

Os primeiros estudos sobre a investigação da resposta oceânica à forçante estocástica do vento tiveram início com os trabalhos de Veronis & Stommel (1956) e Phillips (1966) *apud* Chhak et al., (2006). Estes autores argumentaram que a variabilidade atmosférica irá produzir primeiramente uma resposta barotrópica no oceano.

Veronis (1970) investigou a resposta de um oceano barotrópico quadrado, não-linear e no plano- β à influência do *stress* do vento transiente. Foram realizados experimentos com a componente estacionária do vento, apenas a flutuação e as duas, estacionária e flutuação, simultaneamente. Veronis (1970) observou um aumento do transporte no contorno oeste quando se tem uma superposição da flutuação e da componente estacionária, e concluiu que a utilização apenas desta última pode resultar numa séria subestimação do transporte.

Alguns anos depois, Frankignoul & Muller (1979) e Muller & Frankignoul (1981) utilizando um modelo quasi-geostrófico no plano- β e com fundo liso, observaram que o campo de alta frequência do vento está associado com as feições do campo de energia cinética turbulenta do oceano em regiões de baixa energia. Sugeriram então que a componente da forçante estocástica local pode ser um importante mecanismo para a geração de vórtices em regiões de baixa atividade turbulenta.

Willebrand et al. (1980) estudaram o efeito apenas da componente estocástica do vento (sem a componente estacionária) na circulação oceânica, porém, utilizando dados de stress do vento calculados a partir de três anos de mapas climáticos com amostragem de duas vezes ao dia. Diferentemente de Veronis (1970), os autores obtiveram correntes com níveis energéticos bastante pequenos e concluíram que os efeitos da não linearidade não podem produzir uma circulação média significativa. Além disso, Willebrand et al.

(1980) observaram que a resposta oceânica é essencialmente barotrópica para forçantes cuja escala espacial é maior que centenas de quilômetros e a escala temporal menor que 300 dias. Dessa forma, os autores caracterizaram a resposta oceânica em três faixas de frequência: períodos entre 1 e 10 dias, a resposta oceânica não ocorre na forma de ondas, mas como um movimento forçado; períodos entre 10 e 30 dias, geram ondas planetárias com comprimentos de onda maiores que 1000 km; períodos maiores que 30 dias, observa-se uma resposta dada pela relação de Sverdrup (Sverdrup, 1942).

Willebrand et al. (1980) ainda investigaram a resposta na presença de uma batimetria real. Os autores observaram que feições batimétricas podem destruir a coerência entre variáveis oceânicas e atmosféricas obtidas para o caso de um oceano com fundo plano. Para este segundo caso nota-se uma resposta oceânica, localizada nas proximidades de feições batimétricas, como Ondas de Rossby Topográficas e não mais Ondas de Rossby Planetárias.

Estudos de outros autores, Magaard (1977) e Lipper & Käse (1984), mostraram ainda que forçantes de baixa frequência estão relacionadas à uma resposta oceânica baroclínica. Conforme a escala de tempo da forçante cresce, a resposta oceânica torna-se dependente da profundidade.

Griffa & Castellari (1991) investigaram o efeito da componente estocástica do vento de larga escala na climatologia média da circulação oceânica não-linear em um modelo barotrópico quasi-geostrófico com fundo plano. Os autores observaram que o efeito da componente estocástica está diretamente relacionada com a presença da componente estacionária e sua geometria. Quando a componente estocástica atua sozinha, ela dirige a circulação oceânica a um padrão como o escoamento médio de Fofonoff, onde existe uma simetria meridional com intensas correntes ao norte e ao sul do domínio. Ainda mais, esta característica parece ser independente da distribuição espacial do vento. Por outro lado, quando a componente estacionária está presente, existe uma intensificação da circulação apenas se a componente estacionária é compatível com o escoamento médio de Fofonoff.

Ainda no trabalho de Griffa & Castellari (1991), os autores analisaram o caso da componente estocástica sobre o padrão clássico usado de duplo giro do vento, que é oposto à circulação de Fofonoff. Não foi observado um aumento do transporte de Sverdrup e a energia do escoamento médio em relação ao caso em que foi aplicada apenas a componente estacionária. Por outro lado, os autores encontraram uma diminuição da energia do escoamento médio e um aumento do campo não-linear turbulento do escoamento.

Chhak et al. (2006) investigaram o efeito da forçante estocástica do vento no Atlântico Norte à luz da Teoria da Estabilidade Generalizada (*Generalized Stability Theory - GST*). Segundo os autores, a GST permite contornar alguns problemas apresentados nas investigações tradicionais, tal como a semelhança de espectros produzidos por diferentes

fenômenos na presença da batimetria que dificultavam o entendimento da dinâmica. Como resultado então, foi observado que a resposta da circulação oceânica induzida pelo vento é localizada, ocorrendo em grande parte do contorno oeste do oceano e, principalmente, ao redor de feições batimétricas acentuadas, corroborando com estudos anteriores.

Além destas investigações sobre a resposta oceânica ao vento, diversos trabalhos investigaram a veracidade destas pesquisas analisando informações satelitais e comparando com dados atmosféricos. Stammer (1997), comparando informações de *stress* do vento e simulações numéricas com dados do satélite TOPEX/POSSEIDON, observou que a relação de Sverdrup é válida para regiões subtropicais e subpolares no Oceano Pacífico Norte. Fu et al. (2000) observaram uma Onda de Rossby barotrópica, com período de 25 dias e comprimento de onda de aproximadamente 1000 km, na bacia Argentina.

Recentemente surgiram alguns trabalhos investigando a influência do vento em regiões mais específicas do globo. Waseda et al. (2005) investigaram o impacto de ventos de alta frequência no caminho da Corrente de Kuroshio no noroeste do oceano Pacífico. Os autores observaram que estes ventos de alta frequência (média diária em relação à média mensal ou anual) perturbam o vórtice anticiclônico no interior do giro de recirculação de Shikoku que é responsável por controlar o caminho da Corrente de Kuroshio.

Schaeffer et al. (2011), estudaram o efeito de uma forçante de alta resolução sobre a dinâmica do Golfo de Leão, no Mar Mediterrâneo. Os autores realizaram o trabalho através de simulações numéricas comparando três bancos de dados cujas resoluções espaciais e temporais eram distintas. Observou-se que as principais características regionais foram representadas nos experimentos, entretanto, oscilações inerciais e feições de mesoescala foram acentuadas com o emprego de forçantes de alta resolução. Os autores sugeriram ainda uma predominância da resolução espacial sobre a temporal.

Cardona & Bracco (2012) estudaram o processo de mistura vertical no interior de vórtices no Mar do Sul da China devido à ventos de alta frequência. Estes autores realizaram simulações numéricas com cenários sujeitos a ventos mensais, diários e com frequência de 6h. Diferentemente de trabalhos anteriores, os autores não observaram diferenças significativas na circulação horizontal, mas uma alta sensibilidade da velocidade vertical a ventos de frequência inercial ou maiores.

Com foco na costa do Brasil, Castelao & Barth (2006) investigaram a importância do rotacional do *stress* do vento ao redor da ressurgência de Cabo Frio. Para isso, os autores estimaram o transporte de Ekman através de dados do satélite QuickSCAT, que mede dados velocidade e direção do vento sobre o oceano. No caso, os autores dividiram este transporte em duas componentes: o bombeamento de Ekman e transporte (horizontal) de Ekman. Como resultado, Castelao & Barth (2006) observaram que, além da região entre Vitória e a Ilha de São Sebastião (aproximadamente entre 20°S e 24°S) ser caracterizada

por um rotacional do *stress* do vento negativo, o bombeamento de Ekman é intensificado nesta zona pelo gradiente de temperatura gerado pela ressurgência. Os autores sugerem também que o rotacional do *stress* do vento é o maior colaborador para o surgimento de água fria na superfície e que estudos e simulações numéricas na região devem considerar a variabilidade espacial do vento para uma representação fidedigna dos fenômenos locais.

A partir de tal revisão, percebemos total carência de trabalhos no Atlântico Sul. Como observado, a influência do vento está diretamente relacionada com regiões contendo feições topográficas marcantes, isto é, o vento atua em toda a bacia, mas a resposta oceânica é localizada. A Corrente do Brasil (CB), como se sabe, é a Corrente de Contorno Oeste (CCO) do Atlântico Sul que fui ao largo da costa brasileira, cruzando diversas feições batimétricas em direção ao pólo. Diferentemente das demais CCO, a CB apresenta pequeno transporte de massa porém, tem níveis de energia equivalentes (Oliveira et al., 2009). Cabe então investigar qual seria o efeito da componente da variabilidade do vento no sistema da CB.

1.2 Objetivo

O presente trabalho tem como objetivo avaliar a influência do vento (sinótico x médio) na formação dos processos de mesoescala e no transporte associados à Corrente do Brasil. Neste ponto, entende-se sinótico por um campo de vento de alta resolução temporal (6h) e médio como uma climatologia mensal.

1.3 Hipótese Científica

O presente trabalho parte da hipótese de que a Corrente do Brasil apresenta comportamentos dinâmicos distintos para cada um dos cenários a ser investigado. Desta forma, propomos verificar duas afirmativas:

- Sob a influência da climatologia média da circulação atmosférica, a CB tem seu transporte de massa elevado e a formação dos processos de mesoescala reduzidos.
- Sob a influência da componente sinótica da circulação atmosférica, a CB se aproxima dos valores observados *in situ* em relação ao transporte de massa e formação de mesoescala.

De certa forma a segunda afirmativa é lógica, uma vez que ao nos aproximarmos da realidade, isto é, acrescentarmos a variabilidade do vento à série climatológica mensal, a dinâmica da CB também deve se aproximar daquela observada *in situ*, a realidade. A

questão está na primeira afirmativa. Acreditamos que o aumento no transporte de massa da corrente e a redução dos processos de mesoescala devem ocorrer devido ao tempo de atuação do vento numa mesma direção em relação à CB. O vento climatológico mensal, por não apresentar a componente de alta frequência, permanece mais tempo soprando na direção da CB intensificando-a.

1.4 Justificativa

Este trabalho faz parte do Programa de Recursos Humanos da Petrobras (PRH-27) e está situado no contexto da indústria do Petróleo. Primeiramente, investigações sobre a influência do vento no transporte de massa e na geração de processos de mesoescala são ainda carentes na literatura, principalmente no oceano Atlântico Sul. Apesar deste tema estar sendo estudado há 40 anos, muitas dúvidas e questões em aberto ainda perduram. Neste momento parece estar consolidada a ideia que relaciona o tipo de resposta oceânica à escala espacial e temporal das forçantes atmosféricas. Porém, informações quantificando o efeito destas forçantes não são bem claras e parecem estar diretamente relacionadas com a dinâmica local (Chhak et al., 2006; Cardona & Bracco, 2012).

O litoral brasileiro é extenso e contém diversas feições topográficas marcantes que são indicadas como os prováveis gatilhos para a geração de fenômenos como vórtices e meandramentos da corrente. Por sua vez, a CB mostra-se bastante energética mas, diferentemente das demais CCO, transporta pouca massa. É aceitável questionar então o efeito da componente atmosférica na dinâmica da CB, uma vez que existem poucos trabalhos relacionando vento e CB no literatura.

Em relação à Indústria do Petróleo, as regiões das Bacias de Campos e Santos aprisionam em seu assoalho imensas quantidades de petróleo e contém as plataformas que são responsáveis pela maior parte do fornecimento deste produto no país. O entendimento da resposta da CB às componentes atmosféricas também é de fundamental importância para o planejamento e a sustentabilidade das atividades de exploração e produção de petróleo e gás natural do Brasil. Se a hipótese científica deste trabalho se mostrar correta, modelagens numéricas forçadas por vento climatológicos, principalmente aquelas relacionadas ao espalhamento de manchas de óleo e licenciamento ambiental deverão ser repensadas. Simulações de cenários de derramamento que não levam em conta a variabilidade de alta frequência do campo de vento podem apresentar resultados não realísticos, levando a concentração de esforços e capital em locais que não seriam impactados, ou mesmo, acarretando em desastres ambientais mais graves por falta de contingenciamento

Assim, o presente trabalho busca não apenas investigar a influência da variabilidade da forçante atmosférica sobre a dinâmica da CB, mas apoiar as atividade da Indústria do

Petróleo. As questões voltadas à Indústria do Petróleo são discutidas em maiores detalhes na seção 1.6.

1.5 Área de Estudo

O presente trabalho tem como área de estudo as regiões das Bacias de Campos e Bacia de Santos, no litoral brasileiro (Figura 1.1). A primeira região é compreendida entre o alto de Vitória no Espírito Santo ($20,5^{\circ}\text{S}$) e o alto de Cabo Frio no Rio de Janeiro (24°S), totalizando uma área de aproximadamente 100 mil quilômetros quadrados (Vianna et al., 1998). A segunda região, limitada ao norte por Cabo Frio e ao Sul pela Bacia de Pelotas na altura de Florianópolis, em Santa Catarina, abrange uma área de aproximadamente 350 mil quilômetros quadrados (Bizzi et al., 2003). Estas duas bacias englobam uma das principais regiões geomorfológicas da plataforma continental brasileira, a Plataforma Continental Sudeste(PCSE), com forma aproximada de lua crescente (Castro, 1996).

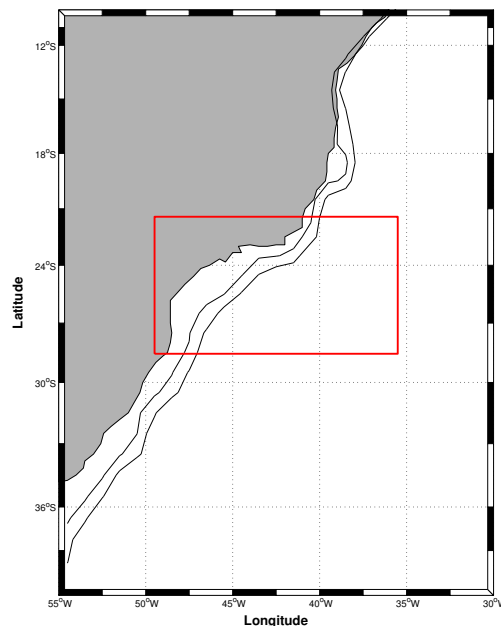


Figura 1.1: Entre as linhas vermelhas está a área de estudo deste trabalho. As linhas pretas representam as isóbatas de 200 e 1000 m.

Segundo Vianna et al. (1998), a Bacia de Campos tem mais de 70% de seu território com águas com profundidades maiores que 200 m. Sua plataforma continental tem largura média de 100 km e a profundidade da quebra da plataforma varia de 80 m no norte para 130 m de profundidade no sul. Por fim, o talude se estende por 40 km e a profundidade máxima da Bacia chega aos 3500 m (Bizzi et al., 2003).

Na altura de Cabo Frio, a plataforma continental sofre uma mudança abrupta de direção N-S para o sentido SW-NE. A partir de então, esta vasta porção SW-NE de geometria côncava, que se segue da margem leste, passa a ser denominada Bacia de Santos. Segundo Bizzi et al. (2003), dos aproximadamente 350.000 km^2 quadrados, em torno de 200.000 km^2 encontram-se em lâminas d'água de até 400 m e 150.000 km^2 entre as cotas de 400 e 3000 metros.

1.5.1 Massas de Água e Circulação de Larga Escala

A coluna d'água, nas regiões das Bacias de Campos e Santos, é marcada verticalmente por apresentar um empilhamento de massas d'água características do Atlântico Sul. Nos primeiros 3000 m da coluna d'água encontram-se a Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Circumpolar Superior (ACS) e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) (Silveira et al., 2000).

A AT é uma massa de água quente e salina que ocupa a camada superficial do Atlântico Sul Tropical. Sua formação deve-se à intensa radiação e excesso de evaporação em relação à precipitação marcante nessa região. Finalmente, com a mistura com águas de origem costeira mais frias e de baixa salinidade, a AT é caracterizada por temperaturas maiores que 20°C e salinidade acima de 36 (Emílson, 1961 *apud* Silveira et al., 2000).

A ACAS é uma massa d'água encontrada fluindo na profundidade da picnoclina, sendo formada pelo aprofundamento de águas na região da Convergência Subtropical. É caracterizada por apresentar águas com temperatura entre 6°C e 20°C e salinidade entre 34,6 e 36 (e.g., Silveira, et al. 2000). Quanto à circulação dessa massa d'água no Atlântico Sul, ainda segundo Silveira et al. (2000) a ACAS move-se com as correntes do Giro Subtropical do Atlântico Sul e atinge a costa brasileira transportada pela Corrente Sul Equatorial. Segundo Peterson & Stramma (1991), o encontro dessa massa d'água com a costa brasileira ocorre em 20°S . A partir deste ponto, assim como as águas de superfície, a ACAS bifurca, parte escoando para o norte com a Corrente Norte do Brasil e parte para o sul, junto à AT.

A AIA, segundo Sverdrup (1942), é uma massa d'água de relativamente baixa salinidade e temperatura que é formada na Convergência Antártica. Seus limites termohalinos são definidos entre 3°C e 6°C de temperatura e de 34,2 a 34,6 de salinidade. Apesar de uma pequena porção dessa massa d'água retornar para o sul a algumas centenas de metros, a maior parte dela continua em direção ao norte, formando uma língua de AIA que pode ser observada em todos os oceanos. Um estudo mais recente (e.g., Müller, 1998) indica que a AIA chega à costa brasileira em torno de 25°S vindo do leste a uma profundidade de cerca de 700 m e bifurca no interior da Bacia de Santos, tendo parte de sua massa transportada para o norte e parte juntando-se ao giro subtropical. Na Bacia de

Tabela 1.1: Valores de temperatura e salinidade de massas d'água para região de estudo.

Massa d'água	Temperatura	Salinidade
AT	$> 20^{\circ}\text{C}$	> 36
ACAS	6°C a 20°C	34,6 a 36
AIA	3°C a 6°C	34,2 a 34,6
ACS	$2,5^{\circ}\text{C}$	34,2
APAN	3°C a 4°C	34,6 a 35

Santos, particularmente, a AIA flui praticamente para o norte (Silveira et al., 2000).

A ACS é nome designado para representar massa d'água que se encontra entre a AIA e a APAN, no Atlântico Sul, ao norte da Confluência Brasil-Malvinas. Essa massa de água é uma porção da Água Circumpolar que entra no Oceano Atlântico pela passagem de Drake, vinda do Oceano Pacífico, e colide com a APAN na região da Confluência (Reid et al., 1977). Como consequência do encontro surge a ACS na porção superior da APAN. Essa massa de água é caracterizada por uma concentração muito pequena de oxigênio dissolvido. Maamaatuaiahutapu et al. (1994), através da aplicação do método da análise de multi parâmetros em seções hidrográficas na região da Confluência, obteve valores de temperatura, salinidade e oxigênio dissolvido de $2,5^{\circ}\text{C}$, 34,6 e 4,6 ml/l, respectivamente, para a ACS.

A APAN é originada pelo afundamento de águas no mar da Groenlândia, no Atlântico Norte, fluindo para o sul e cruzando o Equador (Reid et al., 1977). É caracterizada por valores de temperatura entre 3°C e 4°C e salinidade entre 34,6 e 35, ocupando níveis entre 1500 m e 3000 m, ao largo do sudeste brasileiro. A APAN se apresenta como um fluxo organizado fluindo para o sul ao longo do contorno oeste até cerca de 32°S , onde pelo menos parte da corrente retorna ao Equador (e.g., Silveira et al., 2000). A Figura 1.2 apresenta o diagrama T-S calculado por Silva (2006) a partir de 230 estações de CTD para os anos de 1997 a 2000.

Após essa descrição da composição vertical do oceano Atlântico Sul, percebemos concordância no sentido dos fluxos das massas d'água encontradas nas bacias do litoral brasileiro. Este cenário permite então a definição das Correntes de Contorno Oeste (CCO). Segundo Silveira et al. (2000), surge um dilema na definição da extensão vertical da Corrente do Brasil (CB). Se utilizado o argumento de corrente como um fluxo contínuo na mesma direção, a CB abaixo de 25°S assumiria uma extensão vertical de aproximadamente 3000 m e intensidade comparável à Corrente do Golfo (CCO análoga à CB no Atlântico Norte), porém, numa classe distinta das demais CCO subtropicais visto que não há coerência dos fluxos de superfície com os intermediários e profundos nos demais oceanos.

Segundo Silveira et al. (2000), a questão é resolvida em admitindo a CB como a CCO

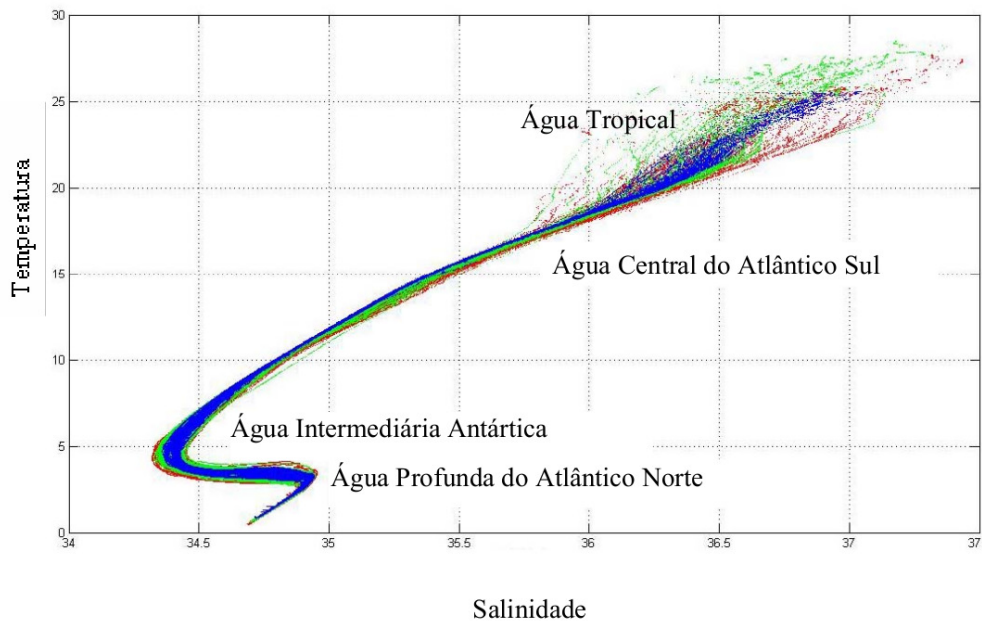


Figura 1.2: Diagrama T-S calculado com dados de 230 estações de CTD do projeto BBTRE (*Brazil Basin Tracer Release Experiment*), coletadas nos anos de 1997(azul), 1998(verde) e 2000(vermelho)(adaptado de Silva, 2006 *apud* Gabioux, 2008).

requerida pelo transporte de Sverdrup, o que delimita sua extensão vertical numa corrente de aproximadamente 750m, composta pela AT e ACAS. Assumindo esta definição, o movimento da AIA abaixo da CB é denominado Corrente de Contorno Intermediária (CCI). Neste trabalho será adotada a mesma definição de Silveira et al. (2000) para a Corrente do Brasil.

1.5.2 Características Meteorológicas

O oceano está sujeito ao atrito do vento em sua superfície e este é responsável por dirigir a circulação oceânica em geral. O movimento das correntes do giro subtropical do Atlântico Sul ou correntes dirigidas pelo vento, como o próprio nome menciona, estão diretamente relacionadas com os padrões da circulação atmosférica no Atlântico Sul. Consequentemente, muitos dos padrões de variabilidade das feições oceânicas, neste caso mais especificamente a Corrente do Brasil, podem ser explicados por variações nos padrões do campo de vento.

Segundo Peterson & Stramma (1991), o clima do oceano Atlântico Sul é dominado pelo sistema de alta pressão semi-permanente no subtropical. No inverno austral, a alta subtropical do Atlântico Sul está centrada em aproximadamente 27°S 10°W, enquanto no verão ocorre um deslocamento do centro de alta pressão para, aproximadamente, 32°S 5°W. Apesar deste centro ficar mais intenso no inverno, cerca de 1025 mbar em relação a

1021 mbar no verão, o gradiente de pressão entre o centro e a linha de costa é maior no verão. Conseqüentemente, o campo de vento ao longo da costa é mais intenso no litoral brasileiro no verão (Figura 1.3).

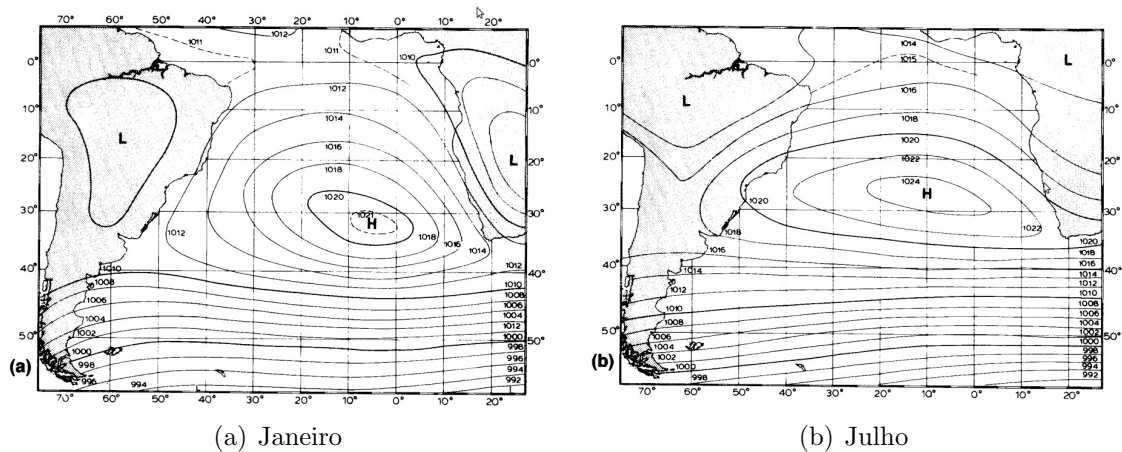


Figura 1.3: Pressão atmosférica média (mbar) ao nível do mar para (a) janeiro e (b) julho (Peterson & Stramma, 1991).

Castro (1996), com o objetivo de descrever a climatologia da tensão de cisalhamento do vento na Plataforma Continental Sudeste, região da plataforma continental atlântica que se estende, ao longo da costa brasileira, desde Cabo Frio (RJ) até o cabo de Santa Marta (SC), calculou médias mensais dos dados interpolados por Samuel & Cox (1987) com resolução espacial de 1° de longitude por 1° de latitude. A Figura 1.4 apresenta o campo de tensão de cisalhamento do vento para os meses de janeiro e julho.

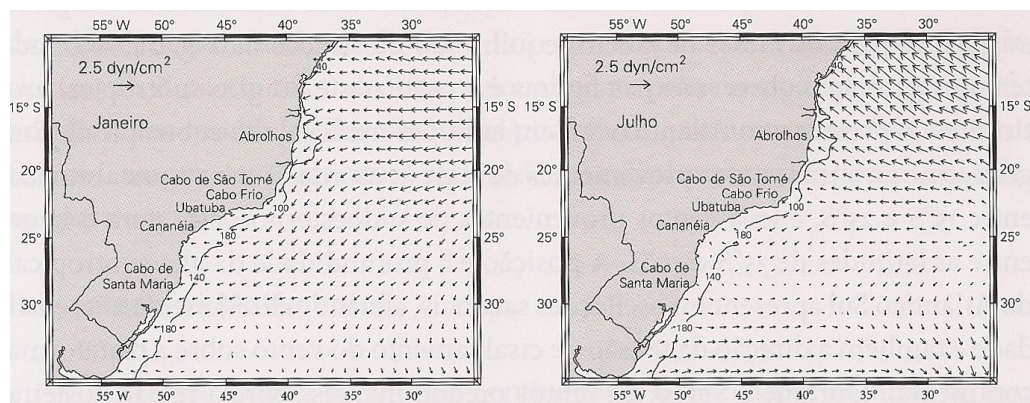


Figura 1.4: Tensão de cisalhamento do vento na região oeste do oceano Atlântico Sul que engloba a plataforma continental sudeste para os meses de janeiro (esquerda) e julho (direita). Figura desenhada por Castro (1996) com base nos dados interpolados por Samuel & Cox (1987) (Rossi-Wongtschowsky & Madureira, 2006).

A característica principal apresentada nas figuras é a parte oeste do giro subtropical anticiclônico no Atlântico Sul (alta subtropical). Durante o verão, os ventos predomi-

nantes sobre a região situada entre 15°S e 35°S sopram principalmente de leste-nordeste. Durante o inverno, como visto anteriormente, ocorre um deslocamento da alta subtropical que confina os ventos de leste-nordeste entre 20°S e 25°S. Conseqüentemente, a região ao sul desta latitude é forçada predominantemente por ventos de oeste-sudoeste (Castro, 1996). Assim, de um modo geral, as Bacias de Santos e Campos, que englobam a plataforma continental sudeste, e são as regiões de interesse deste estudo, são forçadas por ventos predominantemente de leste-nordeste.

Uma questão importante a ser observada comparando a Figura 1.4 com os resultados de Peterson & Stramma (1991), está na variabilidade sazonal do vento e sua intensidade ao atingir a costa brasileira. Tomando como foco a região de estudo, próximo de 25°S, percebe-se que, com o movimento da alta subtropical para norte, a intensificação do padrão de vento parece ficar confinada à latitudes abaixo de 20°S, enquanto regiões mais ao sul, até 30°S, passam a receber ventos de sudoeste.

Os fenômenos de escala sinótica mais importantes na região são os sistemas frontais ou frentes frias. Estes sistemas tem ocorrências que variam ao longo do ano entre três e seis por mês (cinco e dez dias) entre 20°S e 34°S. Além disso, entre 20°S e 25°S, exatamente sobre as Bacias de Campos e Santos, a ocorrência mínima de frentes frias é em fevereiro, com três por mês, e a máxima é em outubro, com cinco por mês, em média (Rossi-Wongtschowsky & Madureira, 2006).

1.5.3 Velocidade e Transporte da Corrente do Brasil

Os trabalhos mais importantes que visaram o estudo do transporte da Corrente do Brasil começaram em meados da década de setenta a partir de dados de cruzeiros. Uma revisão de Silveira et al. (2000) mostra que estes trabalhos se concentram mais em duas regiões: próximo ao Rio de Janeiro, nas vizinhanças de Cabo Frio, e na Zona da Confluência Brasil-Malvinas. A quase totalidade das estimativas encontradas na literatura são provenientes da aplicação do Método Dinâmico.

A Corrente do Brasil (CB) é a Corrente de Contorno Oeste (CCO) associada ao Giro Subtropical do Atlântico Sul (e.g., Silveira et al., 2000). Origina-se ao Sul de 10°S, na região onde o ramo mais sul da Corrente Sul Equatorial (CSE) se bifurca formando também a Corrente Norte do Brasil (CNB) (Stramma, 1991). Próximo à sua origem, Stramma (1991) estimou um transporte para a CB de 8 Sv para os primeiros 500 m da coluna d'água. Deste trecho até 20°S a corrente mostra-se rasa e estreita, com cerca de 75 km de largura e fluindo sobre a quebra da plataforma (Miranda & Castro, 1981 *apud* Rossi-Wongtschowsky & Madureira, 2006).

Em 20,5°S a CB se depara com a Cordilheira de Vitória-Trindade. Evans et al. (1983), usando XBTs e estações hidrográficas, fizeram um mapeamento entre 18°S e 24°S do

transporte e estrutura vertical da CB, em abril de 1982, a bordo do navio R. V. Prof. Besnard. Seus cálculos mostraram que a maior parte da CB flui através da passagem mais próxima à costa transportando cerca de 4,4 Sv ($1Sv = 10^6 m^3/s$) relativo à 500 m. Para a seção mais ao sul ($24^\circ S$), já em nossa área de estudo, foram obtidos transportes de 4,1 Sv (7,8 Sv) relativos à 500 m (1000 m).

Na região de Cabo Frio ($23^\circ S$) foram realizadas diversas seções. Evans & Signorini (1985), utilizando um perfilador Pégasus, revelaram uma CB rasa com cerca de 400m de profundidade, velocidade máxima superficial de 0,5 m/s e transporte de 6 Sv além da isóbata de 200 m. Os autores afirmam ainda que outros 5 Sv estariam escoando consonantes à corrente sobre a plataforma. Este trabalho realizou a primeira medição direta da Corrente do Brasil.

A Figura 1.5 apresenta o perfil vertical das componentes meridional e zonal de velocidades da CB na altura de Cabo Frio. Observa-se que a velocidades máxima de superfície chega a 0,5 m/s e que a profundidade de inversão do sentido da corrente, interface ACAS-AIA, ocorre aproximadamente na profundidade de 400 m.

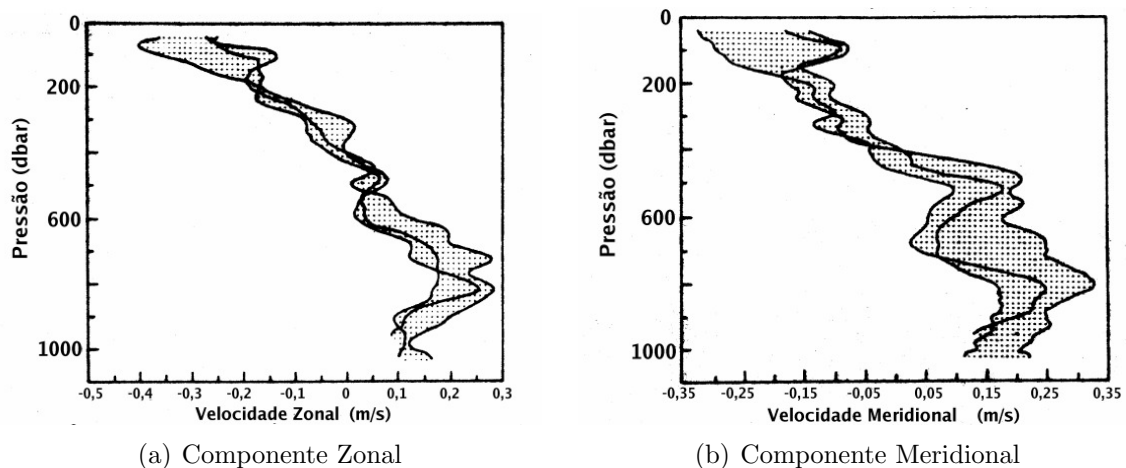


Figura 1.5: Componente zonal e meridional da velocidade da CB observada a partir de perfilador PEGASUS ao largo de Cabo Frio em abril de 1983 (Evans et al., 1983 modificado por Silveira, 2007).

Müller et al. (1998), através da análise de dados correntométricos entre $20^\circ S$ e $28^\circ S$, confirmaram o que as estimativas mostravam sobre o aumento do transporte e profundidade da CB com o aumento da latitude. Os autores observaram que a CB ao norte de Cabo Frio mostra-se rasa, com cerca de 200 m de profundidade e velocidade de aproximadamente 0,15 m/s, enquanto em $28^\circ S$, já no limite sul de nossa área de estudo, a CB mostra-se com uma profundidade de aproximadamente 700 m e velocidades médias em torno de 0,5 m/s. Os resultados permitiram aos autores fazer uma estimativa de uma taxa de crescimento do transporte da CB em torno de 5 % a cada 100 km. Este crescimento da

intensidade foi confirmado por Assireu (2003) que, analisando trajetória de derivadores lagrangeanos rastreados por satélite, determinou um aumento do transporte de volume da CB de 0,04 m/s a 0,22 m/s do Cabo de São Tomé ao sul do Rio Grande do Sul, respectivamente.

No interior da Bacia de Campos, Campos et al. (1995) fizeram estimativas do transporte da CB utilizando dados hidrográficos com alta resolução espacial. Os valores obtidos para transporte de volume foram de 7.3 Sv (8.8 Sv) relativos às profundidades de 750m (900 m) e velocidades máximas de corrente de 0,6 a 0,7 m/s.

Segundo Silveira (2007), Lima (1997) calculou o transporte médio da Corrente do Brasil a partir de uma série temporal de aproximadamente 365 dias e obteve um valor de $5,5 \pm 2,6$ Sv em 22°S.

Rodrigues et al. (2007) investigaram a variabilidade sazonal da posição da bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial. Nesse estudo, observou-se que a mudança na posição da bifurcação, de 10°S a 14°S, está diretamente relacionada com a mudança do rotacional do stress do vento local devido à posição sazonal da ZCIT do Atlântico Sul. No verão, quando a bifurcação encontra-se em sua posição mais ao sul, tem-se um enfraquecimento da Corrente Norte do Brasil e um fortalecimento da Corrente do Brasil. No inverno tem-se o oposto, quando a bifurcação está em sua posição mais ao norte, a Corrente Norte do Brasil se intensifica e a Corrente do Brasil se enfraquece.

1.5.4 Variabilidade de Mesoescala

A variabilidade oceânica é ampla e, em geral, dominada por flutuações de mesoescala em escala de tempo entre 20 e 150 dias e escala espacial entre 50 e 500 km (Stammer, 1997). Os primeiros estudos sobre as estruturas de mesoescala associados à Corrente do Brasil foram publicados pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (1960, 1969a) e Mascarenhas *et al.* (1971), através de mapas de topografia dinâmica. Os autores observaram formações de estruturas vorticiais tanto ciclônicas quanto anticiclônicas.

Signorini (1978) através de dados hidrográficos de julho de 1973, constatou a presença de um vórtice anticiclônico na região de Cabo Frio no litoral brasileiro. A feição apresentava cerca de 100 km de raio e estava localizada em águas de profundidade maior que 1000 m e possuía extensão vertical de aproximadamente 500 m.

Garfield (1990) *apud* Silveira (2007) analisou cinco anos de imagem AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*), entre 19°S e 31°S, e obteve resultados importantes. Dentre eles, a determinação da frente térmica da CB sobre a isóbata de 200m com a existência de dois máximos ao largo de Cabo Frio e Cabo de São Tomé. Esta estrutura bimodal seria parte de dois cavados de uma Onda de Rossby não-propagante. Sua investigação permitiu ainda a identificação de vórtices emitidos pela CB em Cabo Frio, sempre

de núcleo frio (cyclônicos). A Figura 1.6 mostra uma imagem de AVHRR apresentada por Schimidt et al. (1995) e editada por Silveira (2007) que realça a estrutura modal onde vórtices anticiclônicos sucedem ciclônicos.

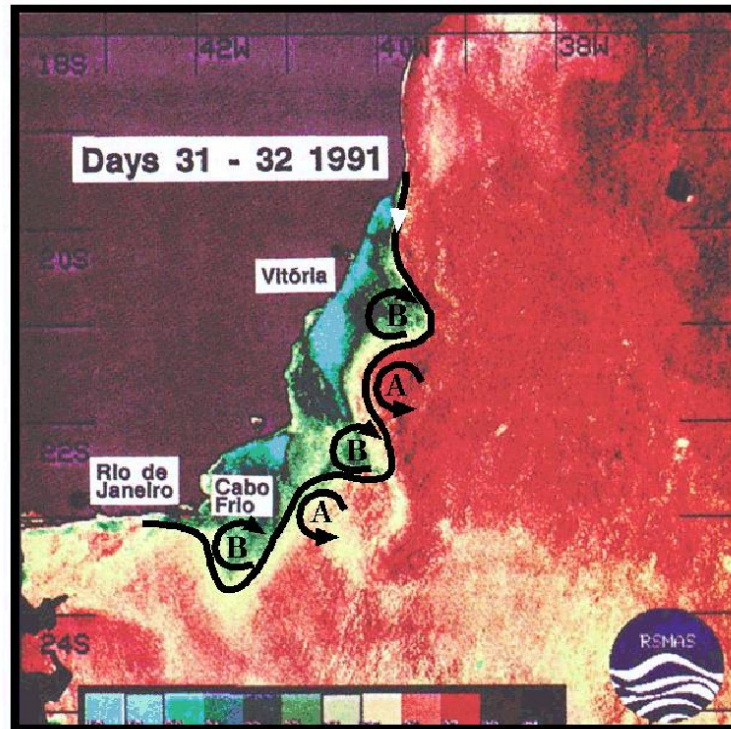


Figura 1.6: Imagem de AVHRR da região da Baía de Campos, apresentada primeiramente por Schimidt et al. (1995). As edições destacam o caráter de onda de vorticidade da CB meandrante, com a alternância de ciclones (cavados, núcleos frios) e anticiclones (cristas, núcleos quentes). FONTE: Silveira (2007).

Campos et al. (1995) discutem os possíveis aspectos dinâmicos que causariam o meandramento da Corrente do Brasil nessa região. Eles atribuem a ocorrência de vórtices e meandramentos à mudança de orientação da costa e ao gradiente de topografia de fundo. Segundo os autores, a CB que flui ao longo da quebra de plataforma ao norte de Cabo Frio, por inércia, ao atingir esta latitude, não consegue acompanhar a rápida mudança de orientação da costa e é dirigida à águas mais profundas. Por conservação de vorticidade potencial, espera-se que a CB meandre ciclonicamente e comporte-se como uma onda de Rossby topográfica dentro da Baía de Santos.

Campos et al. (1995) detecta, ainda no interior da Baía de Santos, uma estrutura vortical anticiclônica com profundidade de aproximadamente 500m e que estaria relacionada com a intrusão de ACAS na plataforma continental. Observaram também que no interior desta baía ocorre a formação de pares vorticais, tanto de ciclones como de anticiclones, em lados opostos ao eixo da corrente. Essas estruturas são menores em tamanho que as

de Cabo Frio e não se desprendem do eixo principal da corrente. A Figura 1.7 ilustra a intensa atividade de mesoescala apresentada pela CB no interior da Bacia de Santos.

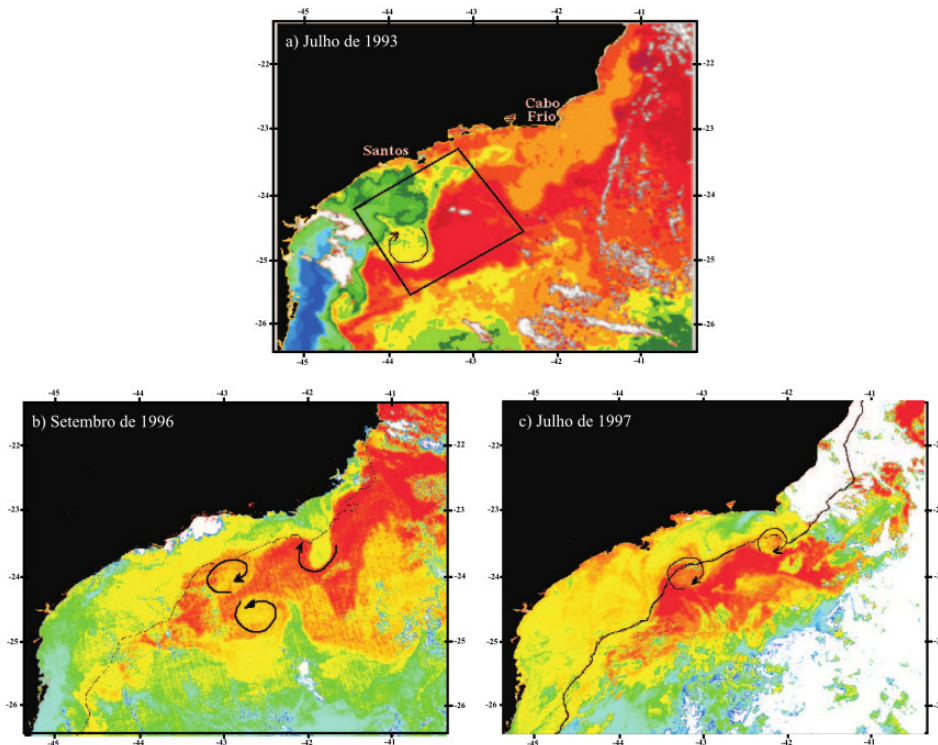


Figura 1.7: Imagem de AVHRR da região sudeste do Brasil: (a) julho de 1993; (b) setembro de 1996; (c) julho de 1997. Os tons mais avermelhados (quentes) são característicos da Corrente do Brasil, e as ondulações, que foram editadas com o sentido de rotação, representam os meandros. FONTE: Velhote, (1998) *apud* Calado, 2001.

Calado (2001), através de modelagem numérica, realiza dois experimentos caracterizados pela presença ou ausência da assinatura da componente termohalina (CCI). Foi observado que, apenas no experimento cuja CCI está presente, existe a formação de meandro com vórtice ciclônico na Bacia de Santos. Estes resultados mostraram a importância da CCI no processo de crescimento de meandros e que o mecanismo primário de instabilidade na região está diretamente relacionado com o cisalhamento vertical de velocidades do sistema CB-CCI, ou seja, a CB seria potencialmente baroclinicamente instável (Silveira, 2007). Finalmente, Silveira (2007), analisando dados de fundeio, estima um comprimento para as ondas de vorticidade de cerca de 260 e 350 km e taxas de crescimento de cerca de 0,05 e 0,06 $dias^{-1}$.

1.6 Importância para a Indústria do Petróleo

Atualmente o petróleo é a principal fonte de energia da sociedade moderna. Apesar de buscas por energias alternativas, como energia eólica, solar, geotérmica e até mesmo nuclear, que tem implicado num declínio no consumo de petróleo ao longo do tempo, nenhuma destas fontes apresentou-se capaz de substituí-lo. Segundo a Agência Internacional de Energia (2003) apud ANEEL (2005), a participação do petróleo no consumo mundial de energia representa ainda cerca de 43% e, segundo a OPEP (2011), a demanda de petróleo do planeta estimada para 2011 foi em média de 87,81 milhões de barris diários.

O Brasil, inserido neste panorama com a descoberta do Pré-Sal, região com potencial de geração e acúmulo de petróleo localizado abaixo da camada de sal na porção marinha de grande parte do litoral brasileiro, passou a ocupar uma posição significativa entre os países possuidores de reservas de petróleo (Jornal Comunicação UFPR, 2009). Estas reservas encontram-se *offshore* no assoalho ultraprofundo (podendo atingir profundidades acima de 7 mil metros) das Bacias do Espírito Santo, Campos e Santos (Figura 1.8). Estima-se que a produção diária da Petrobras aumentará em 70% com a exploração destas bacias.

Segundo o relatório anual, referente a 2010, do banco de dados internacional BDEP (Banco de Dados de Exploração e Produção), criado pela ANP (Agência Nacional do Petróleo), o estado do Rio de Janeiro é o maior produtor de petróleo e gás natural do país, respondendo por 79,3% e 44,2% das produções nacionais de petróleo e gás natural, respectivamente. Quanto à produção nacional por bacias, a maior parte do petróleo (85,5%) e gás natural (45,8%) são provenientes da Bacia de Campos.

Assim, uma vez que grande parte das reservas de petróleo exploradas encontram-se em áreas oceânicas e existe alta demanda, o transporte deste produto é feito em grandes quantidades. Conseqüentemente, operações de extração, transporte e de transferência oferecem grande potencial de risco de derramamento, o que é responsável, anualmente, por 10% da poluição global dos oceanos. Estima-se que cerca de 600 mil toneladas de petróleo bruto são derramadas em acidentes ou descargas ilegais (AB, 2009). Para Silva (1996) apud Lemos (2009), derramamentos de petróleo no meio marinho e costeiro estão entre os impactos sócio-ambientais mais graves e danosos existentes na atualidade.

Em 2008 entrou em vigor a Resolução n° 398 do CONAMA (Conselho Nacional do Meio Ambiente), cujo artigo primeiro apresenta: *“Os portos organizados, instalações portuárias, terminais, dutos, plataformas, as respectivas instalações de apoio, bem como sondas terrestres, refinarias, estaleiros, marinas, clubes náuticos e instalações similares deverão dispor de plano de emergência individual para acidentes por óleo em águas sob jurisdição nacional...”* (CONAMA 398, 2008). É importante ressaltar que, segundo a Lei 9966 de 28 de abril de 2000, plano de emergência é o *“...conjunto de medidas que determinam e estabelecem as responsabilidades setoriais e as ações a serem desencadeadas*

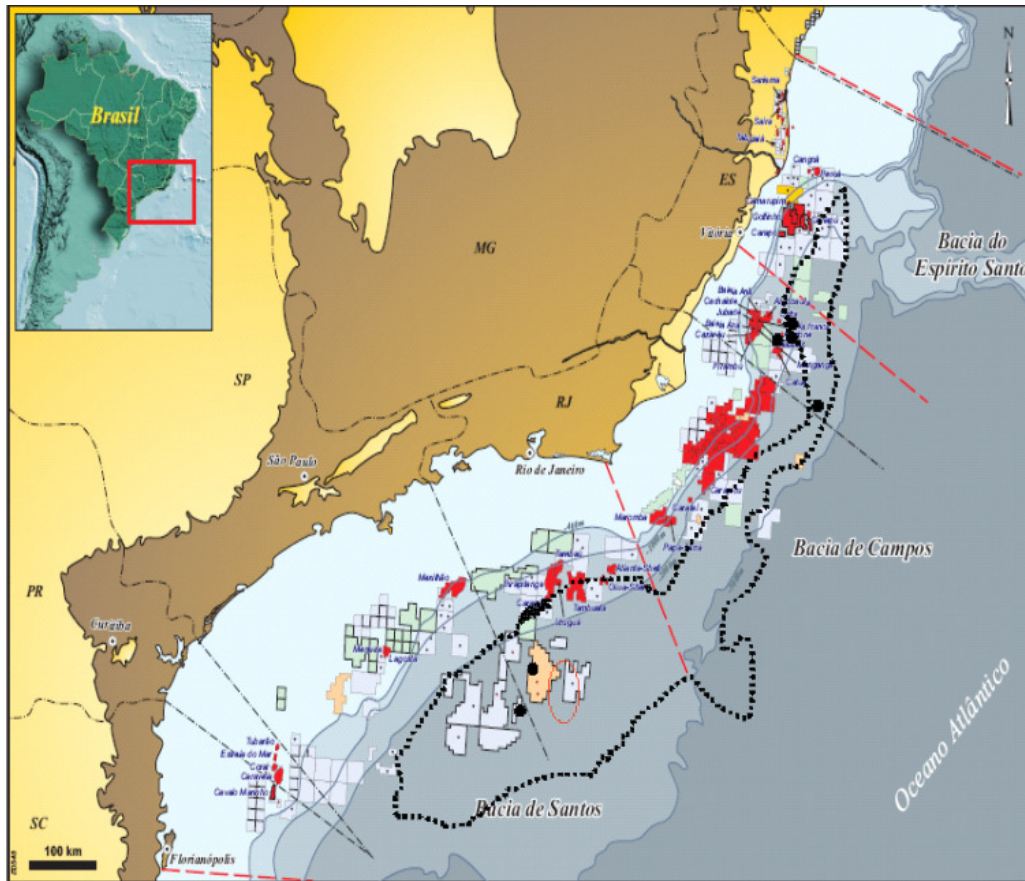


Figura 1.8: Região das Bacias do Espírito Santo, Campos e Santos no litoral brasileiro. O retângulo vermelho na figura no canto superior esquerdo apresenta a localização destas regiões na América do Sul. A linha pontilhada demarca a zonal do Pré-Sal (Jornal Comunicação UFPR, 2009).

imediatamente após um incidente, bem como definem os recursos humanos, materiais e equipamentos adequados à prevenção, controle e combate à poluição das águas” (LEI 9.966, 2000).

No contexto do Plano de Emergência Individual (PEI), as entidades envolvidas com a Indústria do Petróleo, tal qual determina a resolução do CONAMA, passam a ser obrigadas a detalhar, de maneira minuciosa, um conjunto de ações a serem realizadas em caso de vazamentos, visando uma resposta rápida e efetiva, e que minimize os danos causados ao meio ambiente. Em 2008, uma outra resolução do CONAMA (Anexo I, seção 3.5.4 do CONAMA 398, 2008) inseriu a modelagem matemática como uma ação a ser considerada para obtenção de um PEI. Ela deve ser feita com o intuito de prever a possível trajetória dos resíduos despejados no meio em casos de acidente, permitindo uma concentração de esforços (tempo, materiais e recursos humanos) nos locais possivelmente mais impactados ou de maior vulnerabilidade.

Finalizando, para que este conjunto de ações funcione de maneira eficiente (tanto o

processo de exploração como o de prevenção), o conhecimento oceanográfico da região em questão é fundamental e envolve o entendimento de uma série de fenômenos físicos como ondas, correntes, marés, condições meteorológicas e suas relações. Além disso, o treinamento de pessoas com *expertise* no desenvolvimento de técnicas numéricas, assim como na observação e no tratamento de dados e com sólidos conhecimentos em oceanografia física e meteorologia, é de suma importância para a aplicação de modelos e a realização de previsões numéricas. A validação e calibração destes modelos dependem do conhecimento detalhado dos processos oceanográficos que se pretende representar numericamente. Este trabalho, em especial, busca contribuir para o aumento do conhecimento desse setor específico da Indústria do Petróleo.

A partir de agora, após o fechamento deste Capítulo introdutório da dissertação, o texto foi estruturado da seguinte maneira: no Capítulo 2 serão apresentados os experimentos numéricos realizados e uma descrição do conjunto de dados utilizados como condições de contorno e validação das simulações. O Capítulo 3 é dedicado exclusivamente à apresentação e discussão dos resultados, sendo este dividido ainda em quatro partes: Seção 3.1, calibração dos experimentos numéricos, onde são feitos cálculos de energia da simulação e comparações com dados satelitais; Seção 3.2, onde é avaliado o transporte de massa da CB através de comparações com observações *in situ*, investigação da variabilidade sazonal e separação em componentes barotrópica e baroclínica; Seção 3.3 onde é feita uma análise energética da CB; Seção 3.4, a hipótese científica é testada. Por fim, no capítulo 4 são feitas as considerações finais e sugestão para trabalhos futuros.

Capítulo 2

Metodologia

Nesta seção será discutida a metodologia empregada para investigar o efeito do vento no transporte e na formação dos processos de mesoescala associados a Corrente do Brasil. Será apresentada primeiramente uma breve discussão sobre os experimentos propostos com modelagem numérica e o método para calibração das simulações. Nas subseções posteriores serão apresentados em maiores detalhes uma discussão sobre o modelo numérico e os bancos de dados utilizados e, por fim, uma seção com as configurações detalhadas de cada um dos experimentos.

2.1 Experimentos

Com a finalidade de investigar a influência do vento na circulação e a resposta da mesma quanto ao transporte de massa e a geração de fenômenos de mesoescala, propôs-se a utilização de modelagem computacional. As equações do movimento para a dinâmica de fluidos geofísicos aplicadas ao oceano foram resolvidas utilizando métodos numéricos e condições de contorno escolhidas de forma a tentar isolar o efeito do vento.

Assim, foram realizados dois experimentos de nove anos com um modelo numérico hidrodinâmico numa grade com resolução de aproximadamente $1/12^\circ$ (elementos com cerca de 7 km) abrangendo a região das Bacias de Campos e Santos no litoral brasileiro.

Uma vez que o domínio de estudo compreende apenas uma pequena porção no lado oeste do Atlântico Sul, e está sujeito à padrões de vento como discutidos na seção 1.5.2, foi necessário informar as características do oceano e atmosfera nos contornos laterais e de superfície do modelo. Buscou-se então configurar as simulações de modo a tentar isolar o efeito do vento e, para isso, optou-se por simular dois cenários iguais ¹, exceto pelos fluxos de superfície. De modo geral então, os dois experimentos que serão discutidos nesta

¹Na realidade, os dois experimentos apresentam uma diferença em relação aos coeficientes de viscosidade e difusão horizontais. Maiores detalhes são discutidos na Seção 2.4.

dissertação podem ser resumidos da seguinte maneira:

- Fluxos **Sinóticos** e Vento **Climatológico Mensal** (SM)
- Fluxos **Sinóticos** e Vento **Sinótico** (SS)

Isto é, será feito um comparativo entre dois cenários cujos fluxos de superfície, aqui referidos como sendo radiações de onda curta e longa e algumas propriedades do ar (que serão apresentadas em maiores detalhes na seção Fluxos de Superfície), são mantidos os mesmos e os padrões de vento são alterados. No experimento SM, o padrão de vento será uma climatologia mensal de onze anos de dados, enquanto que no experimento SS os dados de vento possuem frequência de 6h e são datados a partir de 1 de janeiro do ano 2000.

O restantes dos parâmetros para ambas as simulações foram mantidos os mesmos. Nos contornos laterais utilizou-se climatologias mensais de temperatura, salinidade, elevação da superfície do mar e campos de velocidade.

2.1.1 Calibração e Cálculos de Transporte e Energia

Para calibração das simulações foram utilizados dados satelitais de *SST* (temperatura da superfície do mar) do banco de dados do OSTIA e *SSH* (elevação da superfície do oceano) da AVISO. Para quantificar os experimentos em questão de transporte de volume, calculou-se seções de transporte e velocidade em alguns locais específicos, como a região de Cabo Frio e no interior da Bacia de Santos, onde existem investigações anteriores de velocidade e transporte da Corrente do Brasil através de dados *in situ*. Para isso, os campos de velocidade tridimensional do modelo foram interpolados linearmente na horizontal para as seções desejadas e linearmente na vertical para uma grade em nível- z com elementos espaçados em 5 m, da superfície até o fundo. Por fim, as velocidades que se encontravam nas bordas dos elementos foram passadas para os centros dos retângulos através de médias simples e multiplicadas pela área de cada retângulo (Fig. 2.1). O somatório de todos os valores obtidos foi o transporte total da CB considerado (Eq. 2.2). As seções escolhidas correspondem exatamente às de Signorini (1978), Evans et al. (1983) e Campos et al. (1995). Além disso, calculou-se também médias de transporte de inverno e verão e séries temporais de transporte em 22°S e 26°S.

$$\begin{aligned} \text{Transporte } (Sv) &= \frac{1}{10^6} \left(\text{Área } (m^2) \times \text{Velocidade } (m/s) \right) \\ &= \frac{1}{10^6} \sum_{i,j=1}^N v_{i,j} \Delta_{zi} \Delta_{xj} \end{aligned} \quad (2.1)$$

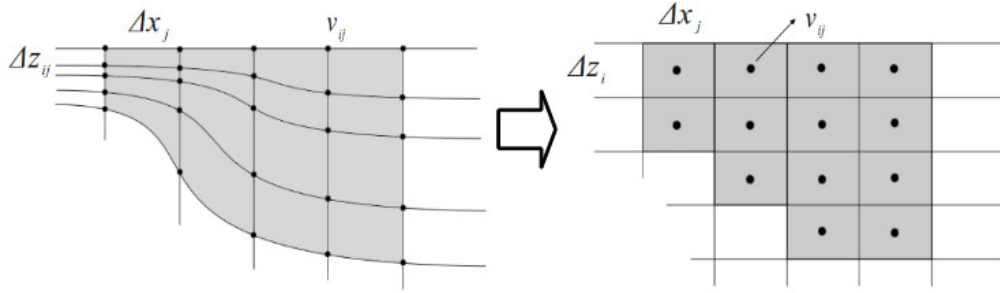


Figura 2.1: Esquema representando o cálculo do transporte de volume da CB. O campo de velocidade que se encontra em níveis sigma após a interpolação linear na horizontal para as seções escolhidas é interpolada verticalmente para nível-z e passada para os centros dos retângulos através de médias simples.

Quanto à investigação da formação de processos de mesoescala, realizou-se cálculos de energia cinética média e energia cinética turbulenta. A energia cinética média (ECM) está diretamente relacionada com o campo médio do escoamento, ou seja, com as feições de larga escala (velocidade média da Corrente do Brasil), enquanto a energia cinética turbulenta (ECT) é uma das relações mais importantes da medida da variabilidade de mesoescala do oceano, sendo uma medida de intensidade de turbulência (Oliveira, 2008). Assim, estas duas grandezas serviram como indicadores da intensidade do escoamento média da CB (ECM) e da geração de vórtices e meandramentos da corrente (ECT).

Calculou-se também os campos médios de ECM e ECT e comparou-se com valores de Oliveira et al. (2009). Cabe aqui informar que, uma vez que Oliveira et al. (2009) utilizou dados de derivadores rastreados por satélite com medidas de velocidade centradas em 15 m de profundidade, para fins de comparação, em todos os cálculos de energia os campos de velocidade foram interpolados linearmente também para 15 m de profundidade.

As expressões para ECM e ECT são dadas por:

$$ECM = \frac{1}{2}(\langle u \rangle^2 + \langle v \rangle^2) \quad (2.2)$$

$$ECT = \frac{1}{2}(\langle u'u' \rangle + \langle v'v' \rangle) \quad (2.3)$$

onde o campo de velocidade foi decomposto em $\vec{v} = \langle \vec{v} \rangle + \vec{v}'$, isto é, uma velocidade média ($\langle \vec{v} \rangle$), referente a todo o período de simulação, mais uma flutuação (\vec{v}'), obtida através da subtração do campo de velocidade pela média.

2.2 Modelo Numérico

O modelo numérico utilizado ROMS (*Regional Ocean Modeling System*) é um modelo hidrostático de equações primitivas, de superfície livre e com coordenadas que seguem a topografia amplamente utilizado pela comunidade científica em diversas aplicações (e.g., Marchesiello et al., 2003; Haidvogel et al. 2000; Silva et al., 2009). De maneira resumida, o conjunto básico de equações governantes do ROMS são sete: equações do momentum zonal e meridional, equação para evolução da concentração de fluido escalar (temperatura e salinidade), equação do balanço hidrostático para o *momentum* vertical, equação de estado da água do mar e equação da continuidade. O modelo considera ainda a aproximação de Boussinesq, utilizando valores de densidade constante, exceto na equação vertical do movimento onde tem-se força de empuxo.

Para diminuir o custo computacional, o modelo utiliza também um método denominado “mode-splitting” para a resolução das equações hidrostáticas do momentum. Este método consiste em fazer um acoplamento entre os modos barotrópico (rápido) e baroclínico (lento), isto é, a superfície livre e as equações integradas verticalmente (modo barotrópico) são evoluídas em um determinado número de passos a cada passo baroclínico (temperatura, salinidade e velocidades tridimensionais).

Em relação à coordenada vertical, o ROMS é caracterizado por utilizar uma coordenada que segue a topografia (*terrain-following coordinate*) ou seja, as camadas verticais deixam de assumir valores fixos de profundidade e passam a se encontrar numa posição correspondente a uma determinada fração da profundidade da camada de água local (e.g., Song & Haidvogel, 1994; Shchepetkin & McWilliams, 2005). Este tipo de coordenada é usualmente referida como “ σ ”. Na horizontal são utilizadas coordenadas curvilineares.

Quanto às condições de contorno verticais e horizontais, o modelo fornece um grande número de possibilidades. Os termos de *stress* de superfície devidos ao vento podem ser fornecidos diretamente para o modelo ou calculados através de um conjunto de parametrizações *bulk* segundo Fairall et al. (1996a; 1996b). A condição de contorno vertical para o fundo pode ser realizada através de diferentes parametrizações, linear, quadrática ou logarítmica. Em relação às condições de contorno lateral, elas podem ser abertas, fechadas ou periódicas. No caso de contornos abertos, estão disponíveis no código vários tipos de condições: fixas (*clamped*), radiativa (*radiation*), não-gradiente (*no gradient*), relaxação (*nudging*) e adaptativa (*nudging/radiation*).

O código do modelo é modular, escrito em Fortran 90/95 com pré-processamento em C e foi desenvolvido de modo a trabalhar tanto com memória distribuída quanto compartilhada. Informações mais detalhadas sobre o ROMS e acesso ao código fonte podem ser obtidas através do site www.myroms.org. Descrições sobre o conjunto de equações podem ser encontradas nos trabalhos de Shchepetkin & McWilliams (2003; 2005).

2.3 Dados Utilizados para Realização e Validação dos Experimentos

Nesta seção serão apresentados os dados utilizados como condição de contorno lateral e de superfície para os experimentos e os dados de satélite que serviram como referência para a calibração e validação das simulações.

2.3.1 Condição de Contorno

Um vez que o ROMS é um modelo regional, isto é, seu domínio compreende apenas um determinado local do globo, é necessário informar nos contornos da grade como as grandezas físicas (temperatura, salinidade, velocidades e elevação da superfície) estão se comportando. Para isso, foi realizado um *nesting* entre o modelo regional ROMS com o modelo global HYCOM NCODA.

O modelo HYCOM (*HYbrid Coordinate Ocean Model*) é um modelo hidrodinâmico caracterizado por apresentar coordenada vertical isopicnal no oceano aberto e estratificado, sigma em zonas rasas costeiras e nível-z em colunas d'água bem misturadas ou não estratificadas. O banco de dados disponibiliza informações com resolução $1/12^\circ$ (aproximadamente 7 km) numa grade mercator com limites latitudinais de 78°S a 47°N de trinta e dois níveis verticais. As forçantes de superfície utilizadas para as simulações são provenientes do NOGAPS (*Navy Operational Global Atmospheric Prediction System*) e incluem velocidade e *stress* do vento, fluxos de calor e precipitação que são calculados através de um conjunto de parametrizações *bulk* (Walcraft et al., 2009).

Para as simulações o modelo utilizou ainda o sistema NCODA (*Navy Coupled Ocean Data Assimilation*) para assimilação de dados, que consiste de uma versão oceanográfica de uma técnica de interpolação ótima multivariada. Para utilização do método foram usados dados altimetria e temperatura da superfície do oceano por satélite como também perfis verticais de temperatura e salinidade provenientes de XBTs, bóias ARGO e fundeios. Maiores informações sobre o modelo e acesso ao banco de dados podem ser encontrados no sítio *hycom.org*.

Neste trabalho foram aplicados nos contornos laterais climatologias mensais de sete anos de saídas diárias do banco de dados HYCOM NCODA. Os campos usados foram temperatura, salinidade, elevação da superfície do oceano e velocidades zonais e meridionais, tridimensionais e barotrópicas.

2.3.2 Fluxos de Superfície

Os fluxos de superfície utilizados nas simulações correspondem ao conjunto de fluxos necessários para a parametrização *bulk* de Fairall et al. (1996a; 1996b) que consiste de: temperatura do ar a 2 m, umidade específica a 2 m, pressão atmosférica, precipitação, radiação de onda curta, radiação de onda longa incidente e componentes do vento zonal e meridional a 10 m. Todos os dados utilizados são provenientes do projeto Reanalysis 2 do NCEP/NCAR (*National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research*) do banco de dados internacional da NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) com resolução espacial de aproximadamente 2° e temporal de 6 h.

O projeto Reanalysis 2 contém informações desde 1979 até o presente, porém, as climatologias mensais utilizadas neste trabalho foram criadas a partir de aproximadamente onze anos de dados sinóticos (de 1999 a 2010). Dessa forma, o experimento SS experimenta fluxos de superfície e vento datados que partem de primeiro de janeiro de 2000 (incluindo o período de *spin-up*) e variam a cada 6 h representando rajadas de vento e passagens de frente, enquanto SM utiliza fluxos sinóticos e um campo de vento com um único dado constante para todos os meses de janeiro, fevereiro, março e assim por diante (uma série com doze datas).

2.3.3 Temperatura da Superfície do Mar - OSTIA

Ostia (*Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis*) é um novo sistema operacional, global, de alta resolução que combina temperatura da superfície do oceano (SST - *Sea Surface Temperature*) e análises de gelo e foi desenvolvido pelo *Met Office* a partir do GHRSSST (*GODAE High Resolution SST*) do GODAE (*Global Ocean Data Assimilation Experiment*). O sistema foi designado para fornecer de maneira robusta e precisa valores de SST do oceano em escala global e em tempo quase real. Sua saídas são diárias e sua resolução espacial é de 1/20° (aproximadamente 6 km) e envolve a totalidade do globo.

O sistema OSTIA usa informações de uma combinação de satélites de infravermelho, micro-ondas e dados *in situ* para estimar a temperatura da superfície do oceano através de um método de interpolação ótima e um complexo processo de correção de *bias*. Maiores detalhes sobre o método de análise de informações são descritos em Martin et al. (2007) e sobre pré-processamento, correção *bias* e validação em Stark et al. (2007).

No presente trabalho foram utilizados dados de aproximadamente cinco anos, de 2006 a 2011, para construção de climatologias para validação dos experimentos. A Figura 2.2 apresenta o campo de temperatura superficial médio para os sete anos de dados do

HYCOM NCODA sobre os seis anos de dados de temperatura do OSTIA.

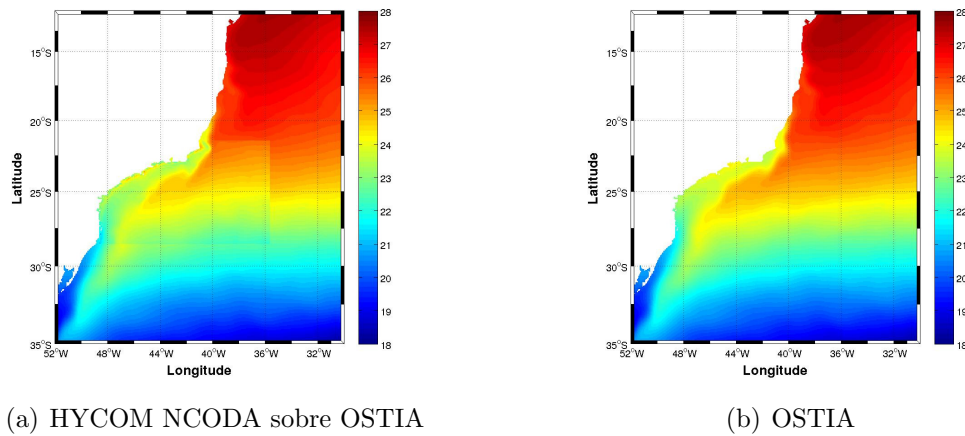


Figura 2.2: Temperatura superficial média ($^{\circ}\text{C}$) do (a) HYCOM NCODA sobre OSTIA e (b) OSTIA.

2.3.4 Elevação da Superfície - AVISO

AVISO (*Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data*) é um centro francês para armazenamento e distribuição de dados altimétricos. Neste trabalho, os dados elevação da superfície do oceano (*SSH - Sea Surface Height*) utilizados são provenientes do sistema Ssalto/Duacs (*Data Unification and Altimeter Combination System*) do AVISO. Ssalto/Duacs é um sistema operacional cujo objetivo é a unificação e combinação de dados altimétricos em tempo quase real. Como resultado final deste operação, através da combinação de informações de diversos altímetros, são disponibilizados dados de *SSH* diários com resolução espacial de aproximadamente um terço de grau. Maiores detalhes sobre as metodologias empregadas e produtos disponibilizados do AVISO podem ser obtidos no sítio www.aviso.oceanobs.com.

Para fins de calibração dos experimentos, nesta dissertação foram utilizados apenas dados referentes aos anos de 2007 a 2009. Fez-se cálculos de climatologia mensal e desvio padrão para verificar a capacidade dos experimentos de representar as feições básicas de *SSH* da CB na região de estudo.

2.4 Configuração dos Experimentos

Os experimentos SM e SS realizados possuem as mesmas características exceto pelos fluxos de superfície, como discutidos anteriormente. Ambos partem de primeiro de janeiro de 2000 e tem duração de nove anos, porém SM é integrado com climatologias mensais de

vento em seus contornos, enquanto SS com dados de superfície sinóticos (frequência de 6 h). A batimetria usada nas simulações é denominada ETOPO-REMO. Esta batimetria pertence a um projeto, cujo objetivo foi atualizar a base ETOPO-1 com resolução de 1' na região da costa brasileira a partir de informações batimétricas levantadas pela Marinha do Brasil, tais como folhas de bordo e cartas náuticas. A incorporação das informações à base ETOPO-1 permitiram uma representação fidedigna das feições batimétricas na costa sudeste brasileira, detalhando, principalmente no talude, o Banco de Abrolhos e Cadeia de Vitória Trindade (Calado et al., 2010).

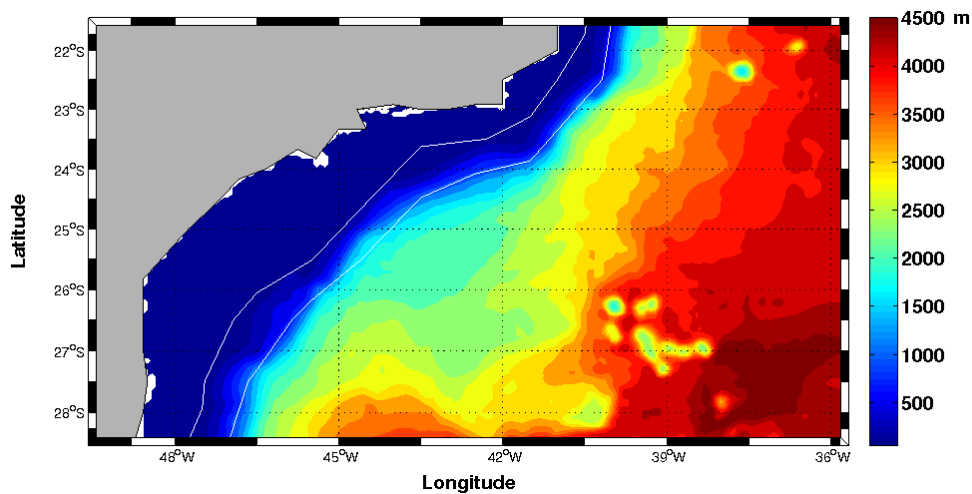


Figura 2.3: Batimetria ETOPO-REMO utilizada nas simulações. As linhas brancas representam as isóbatas de 200 e 1000 metros.

Após a interpolação dos dados batimétricos para o domínio de estudo e realizados cuidadosamente a filtragem para alisamento do mesmo, garantindo a estabilidade da grade, a batimetria final utilizada pela simulação é apresentada na Figura 2.3.

Nos contornos foram utilizadas climatologias mensais do modelo HYCOM NCODA que serviram também como condição inicial das simulações. O modelo foi inicializado de uma climatologia de janeiro do HYCOM NCODA para temperatura e salinidade. As demais grandezas, como velocidades tridimensionais, velocidades barotrópicas e elevação da superfície do oceano foram inicializadas nulas. A partir de então o modelo foi integrado por nove anos com passos de tempo barotrópico e baroclínico de um e dez minutos, respectivamente. A frequência de saída dos resultados foi definida como sendo de cinco dias.

Como condições de contorno lateral, utilizou-se a condição Flather para a superfície livre e Chapman para as componentes barotrópicas do *momentum*. Para as componentes tridimensionais da velocidade, temperatura e salinidade, utilizou-se uma condição adaptativa (*nudging/radiation*), exceto na borda sul, que permaneceu apenas radiativa

Tabela 2.1: Parâmetros utilizados nas simulações.

Parâmetro	Valor
Dimensão da Grade (x por y)	200 x 146
Número de níveis verticais	30
Passo de Tempo Barotrópico	60s
Passo de Tempo Baroclínico	600s
Difusão horizontal harmônica (SS / SM)	10 / 40 m^2/s
Viscosidade horizontal harmônica (SS / SM)	20 / 120 m^2/s
θ_S	4
θ_B	0.5
vstretching	1
vtransform	1
Resolução zonal da grade (min - máx)	6,86 - 7,27km
Resolução meridional da grade (min - máx)	5,3 - 5,62km
rx0 (Beckmann & Haidvogel)	0,1167
rx1 (Haney)	4

(*radiation*). Para os fluxos de superfície optou-se pelo conjunto de parametrizações bulk de Fairall et al. (1996a; 1996b). Em relação à mistura horizontal, optou-se por coeficientes harmônicos para as velocidades e traçadores. Maré não foi inserida nos experimentos. A Tabela 2.1 apresenta os parâmetros utilizados nas simulações.

Neste ponto observamos que os valores de difusão e viscosidade harmônica para os experimentos não são os mesmos. Após uma série de simulações variando apenas os valores de viscosidade e difusão, concluiu-se que os parâmetros apresentados na tabela são os mais indicados para os experimentos propostos, baseando-se no critério de que ambos devem atingir a estabilidade numérica.

Capítulo 3

Resultados e Discussão

3.1 Calibração

3.1.1 Energias Cinéticas das Simulações

Nesta seção será analisada a evolução temporal da energia cinética média no domínio. Como pode ser observado na Figura 3.1, ambos experimentos atingem a estabilidade numérica, porém SS leva cerca de quatro anos para ajustar-se. Visto isso, todos os cálculos apresentados a partir de então foram realizados, tanto para SS quando para SM, somente para o intervalo de 2004 a 2009. A partir de agora, ao nos referirmos a todo o período de simulação, estaremos tratando apenas dos últimos cinco anos dos experimentos. Os primeiros quatro anos (2000 a 2003) serão descartados.

Além disso, a partir de janeiro de 2004 pode-se notar uma ciclo sazonal bem marcado nos dois experimento, entretanto, com SM demonstrando menor variabilidade e uma energia cinética levemente maior que em SS.

3.1.2 Comparação com SST do OSTIA

Neste momento, após ter constatado que as simulações atingiram a estabilidade numérica, e conhecido o período de *spin-up*, cabe investigar se os dados obtidos são confiáveis. Para isto, os campos de temperatura superficial das simulações, média e variabilidade sazonal, serão comparados com dados de sensoriamento remoto. Serão utilizados dados de aproximadamente cinco anos do OSTIA.

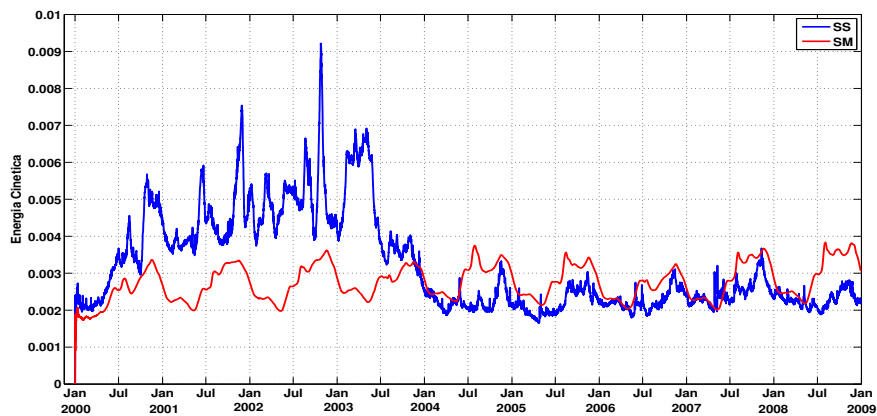


Figura 3.1: Evolução temporal das energias cinéticas média no domínio (m^2/s^2) para as simulações SM (vermelho) e SS (azul).

Comparação entre médias de SST com OSTIA

A Figura 3.2 apresenta uma comparação entre os campos médios de temperatura da superfície do mar para os dois experimentos, durante o período de simulação, com a média de 5 anos de dados do OSTIA. O quadrado no interior da figura representa a região de estudo sobre os dados de satélite. Percebe-se que, no experimento com vento climatológico médio (SM), a resposta da temperatura oceânica é afetada, havendo um aquecimento do domínio como um todo. Apesar disto, ainda é possível notar que existe um gradiente de temperatura representando a frente da Corrente do Brasil sob a quebra da plataforma e um gradiente meridional com característica semelhante ao observado no OSTIA, porém, com temperatura média mais elevada.

O experimento SS mostra-se muito semelhante à realidade, com gradiente zonal e meridional de temperatura bastante parecido ao observado no OSTIA. Somente mais ao norte do domínio, na região de Cabo Frio, os dados de satélite apresentam marcas mais acentuadas de um meandramento da Corrente do Brasil que observa-se menos intenso em SS, provavelmente ligados com a proximidade do contorno.

De certa forma, a diferença encontrada no campo de temperatura superficial de SM já era esperada. Schaeffer et al. (2011) obtiveram resultados semelhantes. Quando comparados os perfis de temperatura de suas simulações, os autores notaram que o banco de dados MM5, que subestimava o stress do vento, forneceu um domínio mais quente. Estes resultados concordam também com o trabalho de Cronin & Sprintall (2001). As autoras discutem que a temperatura da camada de mistura oceânica é aquecida pela radiação solar e resfriada pela radiação emitida pela superfície do mar e pelo fluxo de calor latente devido à evaporação, estando este último diretamente relacionada com a velocidade do vento. Schaeffer et al. (2011) apresentaram o mesmo argumento para

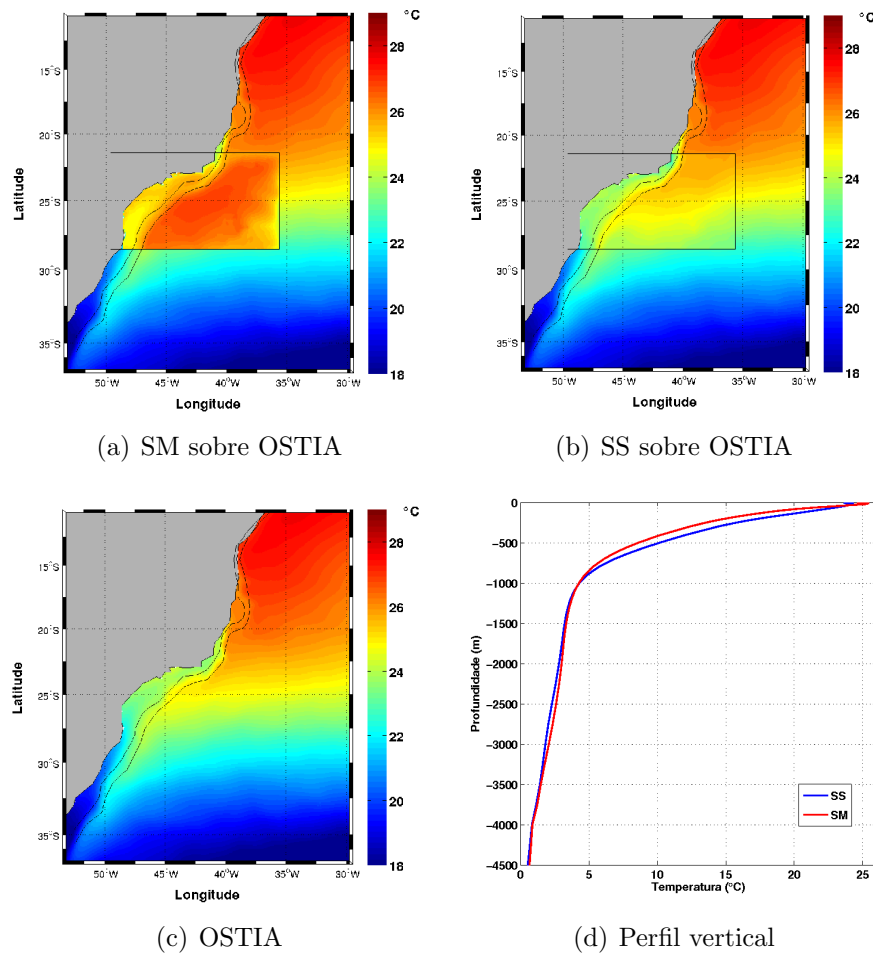


Figura 3.2: Campo médio de temperatura superficial ($^{\circ}\text{C}$) para toda a simulação. (a) SM sobre o OSTIA, (b) SS sobre OSTIA e (c) OSTIA. As linhas sólidas pretas demarcam as isóbatas de 200 e 1000 m. (d) Perfil vertical médio de temperatura de todo o domínio para SS (azul) e SM (vermelho).

explicar a diferença encontrada em suas simulações. Acreditamos estar acontecendo o mesmo em nosso experimento.

Ao ser realizada uma média climatológica mensal do campo de vento, o *stress* do vento que age no oceano é normalmente subestimado (Veronis, 1970). Logo, o experimento SM tem atuando sobre sua superfície um campo de *stress* do vento significativamente menos intenso, que, por sua vez, induz menos evaporação e mistura vertical. Conseqüentemente, tem-se menor fluxo de calor latente e um aquecimento da coluna d'água. É importante lembrar que os demais fluxos, como radiação de onda curta e radiação de onda longa incidente, permaneceram os mesmos em ambos experimentos.

Foi investigado ainda o perfil vertical médio do campo de temperatura no domínio de estudo para SS e SM. Para isso, o campo de temperatura foi interpolado linearmente na vertical para profundidades constantes (nível-z) com espaçamentos de 5 m e, logo após,

foi realizada uma média espacial por camada. O resultados é apresentado na Figura 3.2(d). Como discutido anteriormente, a curva em vermelho (SM) mostra uma coluna d'água mais quente que a curva em azul (SS). Este cenário permanece até a profundidade da termoclina, em aproximadamente 1000 m. A partir deste ponto, as temperaturas na coluna d'água são praticamente as mesmas.

Uma vez sabendo que o campo médio de temperatura do experimento SM apresenta um desvio em relação ao dado de satélite, vamos investigar também como este experimento representa a variabilidade da SST. Esta informação é útil pois será um indicador da representação da variabilidade do oceano em cada um dos experimento.

Comparação dos desvios-padrão de SST com OSTIA

Nesta seção vamos avaliar se o modelo representa a variabilidade do campo de temperatura superficial do oceano. A Figura 3.3 apresenta o campo superficial do desvio padrão em relação à temperatura média para cada experimento e o desvio padrão em relação à temperatura média do OSTIA. O quadrado no interior da figura representa a região de estudo sobre os dados de satélite. Analisando a figura, observa-se que tanto o experimento SS quanto SM subestimam a variabilidade do campo de temperatura, principalmente sobre o eixo da Corrente do Brasil. Existe entretanto, de modo geral, um gradiente meridional tanto no satélite como nos experimentos, mais evidente em SS, indicando um aumento da variabilidade em direção ao sul. Além disso, SS e SM revelam um aumento da variabilidade sobre a plataforma que também cresce para sul, porém subestimam muito esta variabilidade.

Além disso, a fim de identificar qual cenário apresenta maior variabilidade do campo de temperatura, fez-se a razão entre os campos de desvio padrão de SS por SM. O resultado é mostrado na Figura 3.3(d). Os valores abaixo da unidade, isto é, aqueles cuja variabilidade de SM é maior, foram retirados (estão em branco). Como pode-se ver, na parte costeira ao eixo da CB, na região de Cabo Frio e na parte leste do domínio, o experimento SM apresenta maior variabilidade. No entanto, na porção *offshore* da Bacia de Santos, SS assume valores maiores e similares ao OSTIA, indicando melhor representação dos processos de mesoescala nestes locais.

Análise da variabilidade sazonal da SST dos experimentos com OSTIA

Nesta seção investigaremos se os experimentos representam de maneira satisfatória a variabilidade sazonal do campo de temperatura superficial média. A Figura 3.4 apresenta as séries temporais das médias da temperatura superficial para cada experimento, para os dados do modelo HYCOM utilizados nos contornos abertos e para o OSTIA. Em ambas as séries observa-se a variabilidade sazonal bem definida, com temperaturas máximas nos

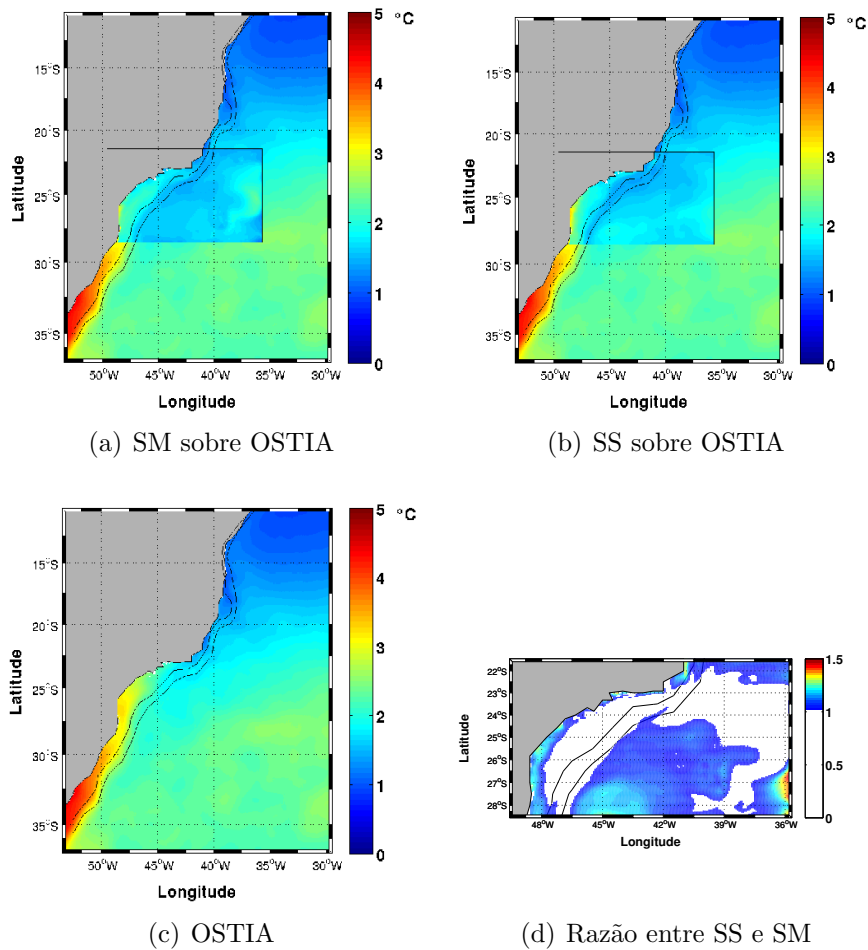


Figura 3.3: Campo médio de desvio padrão de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) para toda a simulação. (a) SM sobre OSTIA, (b) SS sobre OSTIA e (c) OSTIA. A figura (d) apresenta a razão entre os campos de desvio padrão de SS sobre SM. Foram retirados valores na qual SM é maior (abaixo da unidade). As linhas sólidas pretas demarcam as isóbatas de 200 e 1000 m.

meses de março-abril e mínimas no segundo semestre, em agosto-setembro. Como foi visto na seção anterior, o experimento SM apresenta a maior temperatura superficial média.

Calculando as médias e desvios padrão para cada uma das séries, obtemos $24,34 \pm 1,60^{\circ}\text{C}$, $24,04 \pm 1,75^{\circ}\text{C}$, $24,41 \pm 1,97^{\circ}\text{C}$ para SS, HYCOM e OSTIA, respectivamente, e $25,37 \pm 1,57^{\circ}\text{C}$ para SM. Nota-se que as séries têm valores de média e desvio padrão muito próximos, exceto para SM, cuja média é $1,3^{\circ}\text{C}$ superior. No entanto, este desvio parece ser constante durante todo o período de integração. Os experimentos foram calculados através de métodos numéricos e combinação de fluxos com diferentes resoluções temporais, como em SM, torna o surgimento de erros inevitável. Apesar disto, esta fase de calibração e comparação com dados reais permite identificar desvios e caracterizá-los. Neste caso, mesmo com uma diferença aproximadamente constante de $1,3^{\circ}\text{C}$, SM repre-

senta a variabilidade sazonal do oceano, que é o fator mais importante, pois fornece a garantia de que o experimento estará representando os fenômenos físicos, mas com uma alteração no campo de temperatura conhecido.

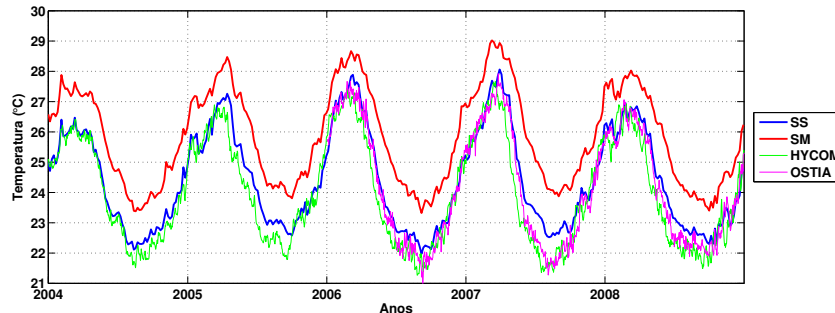


Figura 3.4: Séries temporais da média superficial da temperatura ($^{\circ}\text{C}$) no domínio de estudo para os experimentos SS (azul) e SM (vermelho), HYCOM (verde) e OSTIA (magenta).

3.1.3 Comparação com SSH da AVISO

O campo de elevação da superfície livre (*Sea Surface Height - SSH*) do modelo foi avaliado a partir de comparações com dados de satélite do AVISO. Para fins de calibração investigou-se a capacidade dos resultados do modelo de representar o campo médio de elevação e de desvio padrão, ambos calculados a partir dos cinco anos de simulação e de três anos de dados de satélite. Os resultados são apresentados em maiores detalhes nas seções abaixo.

Comparação entre médias de SSH com AVISO

A Figura 3.5 apresenta o campo médio de SSH para toda a simulação com os experimentos SS e SM sobre o campo médio de elevação do AVISO. Como pode-se ver, de modo geral, os experimentos representam bem as feições do campo de elevação da superfície do mar no domínio de estudo. Ambos apresentam o gradiente de elevação sobre a quebra da plataforma, associado à presença da CB, bem como uma leve intensificação em direção ao sul.

Na região do Cabo de São Tomé, mais ao norte do domínio, percebe-se que os experimentos subestimam bastante o campo de SSH, deixando de existir o gradiente de elevação da CB típico da região, como evidenciado pelos dados de satélite. Este padrão, observado nos dois experimentos, pode estar relacionado com algum problema na condição de contorno utilizada. Sobre a plataforma, valores de elevação para SM atingem um níveis muito pequenos (gradiente de SSH da CB superestimado), indicando uma componente

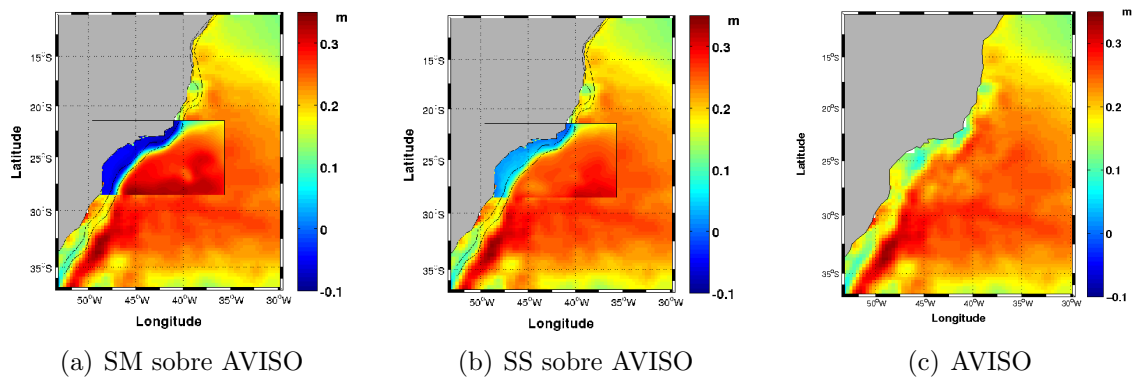


Figura 3.5: Campo médio de elevação da superfície do oceano (m) para toda a simulação. (a) AVISO, (b) SS sobre AVISO e (c) SM sobre AVISO. As linhas sólidas pretas demarcam as isóbatas de 200 e 1000 m.

barotrópica da CB muito intensa. Comparando SM e SS, vemos ainda que SM possui um gradiente da CB ainda mais acentuado que SS mas que, apesar disso, as feições básicas no domínio de estudo são representadas.

Uma possível razão para a diferença encontrada no campo médio de SSH de SS em relação ao satélite, não observada no campo médio de SST, está no erro do gradiente de pressão calculado pelo modelo. O ROMS é um modelo matemático cuja camada vertical é do tipo que segue a topografia. A utilização deste tipo de coordenada nas equações implica num erro do cálculo do gradiente de pressão frente a intensos gradientes batimétricos (e.g., Mellor et al., 1994; Mellor et al., 1998). Se a resolução horizontal da grade não é suficientemente refinada para que a diferença vertical de batimetria entre dois pontos do domínio seja pequena, o erro numérico devido às aproximações matemáticas empregadas nas equações aumenta, interferindo no resultado. Conseqüentemente, com um gradiente de pressão mais distante da realidade, o campo de velocidade é afetado e este, por sua vez, tende a alterar o campo de densidade e modificar ainda mais a circulação calculada pelo modelo. Uma maneira de reduzir este problema é o refinamento da grade, tanto na vertical quanto na horizontal. Na presente aplicação, além da resolução de aproximadamente 7 km, toda a filtragem da batimetria foi realizada de modo a tentar minimizar estes problemas. Shchepetkin & McWilliams (2003) testaram diferentes métodos de calcular o gradiente de pressão no Oceano Atlântico e encontraram os maiores erros na região do equador e trópicos.

Assim, parte da superestimação do campo de SSH possivelmente é resultado de um aumento do campo de velocidade barotrópica do modelo devido ao erro no cálculo do gradiente de pressão no domínio de estudo. Por exemplo, o experimento SS tem um intenso gradiente de SSH ao norte do domínio, na Bacia de Campos, justamente numa região cujo talude é bastante íngreme. Por outro lado, as diferenças entre SS e SM

possivelmente devem-se ao campo de vento utilizado em cada experimento.

Comparação dos desvios-padrão de SSH com AVISO

A Figura 3.6 apresenta os campos de desvio padrão de SSH para os experimentos SS e SM sobre o campo de desvio padrão do AVISO. Analisando a figura observamos que tanto SS quanto SM subestimam bastante o campo de desvio padrão de SSH no domínio de estudo, estando este último com valores de desvio padrão praticamente nulos fora do trajeto da Corrente do Brasil. SS mostra-se com alguns pontos de maior variabilidade em 23°S, 26°S e sobre a plataforma continental, porém ainda subestimando muito a variabilidade.

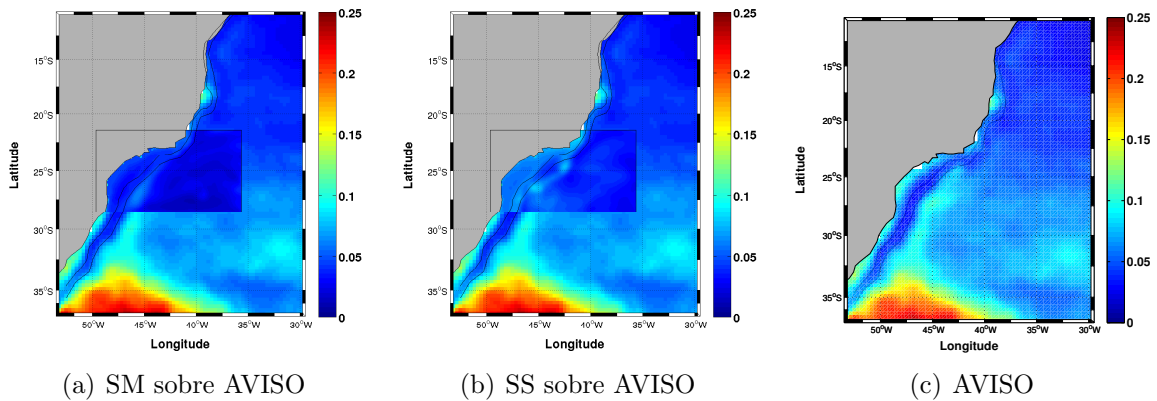


Figura 3.6: Campo médio de desvio padrão (m) de SSH para toda a simulação. (a) SM sobre AVISO, (b) SS sobre AVISO e (c) AVISO. As linhas sólidas pretas demarcam as isóbatas de 200 e 1000 m.

3.2 Avaliação do Transporte da Corrente do Brasil

Analisados os campos de temperatura e de elevação da superfície do oceano e visto que os experimentos representam satisfatoriamente as médias e a variabilidade sazonal, os esforços agora serão voltados para investigar o transporte de volume da CB. Para isso, a resposta da corrente será caracterizada a partir de comparações com trabalhos da literatura, cujos resultados partiram de observações *in situ*, além de análises das componentes barotrópica, baroclínica e variabilidade temporal.

3.2.1 Comparação com Seções Específicas da Literatura

Como visto anteriormente, diversas seções hidrográficas já foram realizadas a fim de identificar o transporte de volume da Corrente do Brasil. Algumas seções em Cabo Frio

(Signorini, 1978 e Evans et al., 1983) e no interior da Bacia de Santos (Campos et al., 1995) foram então selecionadas e refez-se os cálculos de transporte nas mesmas regiões e para os mesmos períodos do ano, mas usando a média mensal do mês em que foi feita a seção hidrográfica. Neste ponto relembramos que os dados de saída do modelo foram definidos como tendo frequência de cinco dias. Dessa forma, seções hidrográficas realizadas em intervalos curtos (de alguns dias), corresponderiam a apenas poucos dados gerados pelo modelo (um ou dois para cada ano). Assim, optou-se por utilizar a média mensal ao invés dos dias corretos da coleta, uma vez que, para fins de comparação, a média mensal já representa bem a dinâmica da CB nos períodos em foram feitas cada seção hidrográfica.

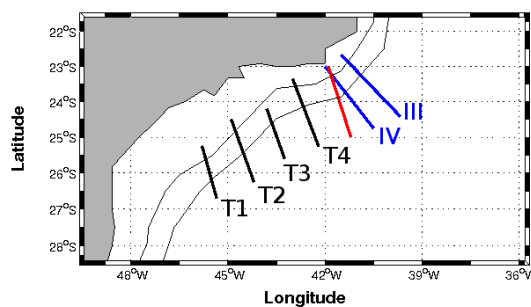


Figura 3.7: Seções hidrográficas selecionadas da literatura para comparação com os experimentos, onde: seções III e IV de Signorini (1978) estão em azul, a seção em 24°S de Evans et al. (1983) está em vermelho e as seções T1 a T4 de Campos et al. (1995) estão em preto.

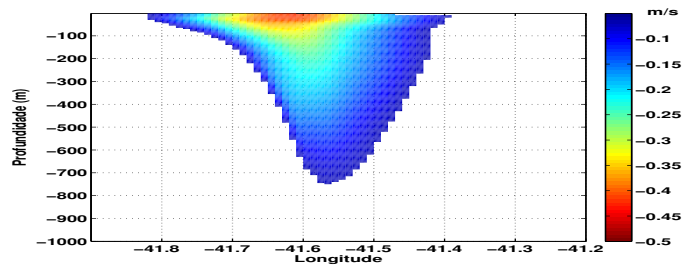
A Tabela 3.1 apresenta os valores dos cálculos de transporte de SS e SM para as seções selecionadas da literatura (Figura 3.7). Como pode-se perceber, o experimento SM apresenta sempre um transporte mais elevado em relação ao experimento SS, estando este último bastante condizente com os valores obtidos a partir das seções hidrográficas. Campos et al. (1995), em seu trabalho, calculou um transporte integrado sobre o domínio inteiro onde foram realizadas as seções e obteve, com respeito ao nível de 900 dbar, valores entre 7,5 Sv e 10,6 Sv com uma média de 8,8 Sv. De maneira análoga, fez-se uma média entre os transporte das quatro seções e obteve-se valores médios de aproximadamente 8,5 Sv e 13 Sv para SS e SM, respectivamente.

Quanto ao campo de velocidade da corrente, também observa-se SM com valores significativamente maiores que SS, porém ambos estão ainda próximos das velocidades obtidas *in situ*. Dessa forma, transportes maiores mostrados na Tabela 3.1 devem estar relacionados provavelmente com correntes mais rápidas, com núcleo mais intenso, e de maior profundidade. As Figuras 3.8 e 3.9 apresentam o perfil vertical do campo de velocidade para duas seções hidrográficas, a seção em 24°S de Evans et al. (1983) e a seção T2 de Campos et al. (1995). Foram retirados valores para norte ou menores que 7 cm/s.

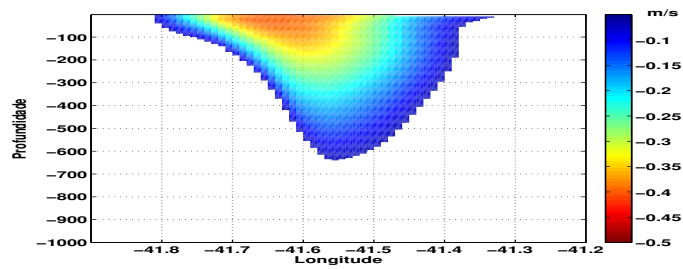
Tabela 3.1: Comparação entre transportes *in situ* e experimentos

Seção III	Transporte (Sv)	Vel. máxima (m/s)
Signorini (1978)	6,8	0,70
SS	6,6	0,34
SM	13,3	0,50
Seção IV	Transporte (Sv)	Vel. máxima (m/s)
Signorini (1978)	9,4	0,55
SS	7,9	0,35
SM	14,7	0,54
Seção em 24°S	Transporte (Sv)	Vel. máxima (m/s)
Evans et al. (1983)	4,1 a 7,8	0,31
SS	7,8	0,42
SM	10,1	0,42
Seção T1	Transporte (Sv)	Vel. máxima (m/s)
Campos et al. (1995)	7,5	0,40
SS	11,1	0,42
SM	15,8	0,65
Seção T2	Transporte (Sv)	Vel. máxima (m/s)
Campos et al. (1995)	9,0	0,60
SS	8,3	0,44
SM	13,5	0,64
Seção T3	Transporte (Sv)	Vel. máxima (m/s)
Campos et al. (1995)	8,0	-
SS	7,3	0,44
SM	10,5	0,60
Seção T4	Transporte (Sv)	Vel. máxima (m/s)
Campos et al. (1995)	11	-
SS	7,4	0,52
SM	12,5	0,69

Analisando os perfis verticais de velocidade para os dois cenários verificamos, como esperado, uma corrente que flui junto à quebra de plataforma com velocidade máxima próxima à 0,5 m/s e profundidade máxima de aproximadamente 700 m em 24°S e aumentando em direção ao pólo, chegando a 900 m na seção T2 em 25°S. Notamos também que em SM o núcleo da Corrente do Brasil mostra-se mais intenso que SS, possuindo velocidades de 0,25 m/s que ultrapassam os 300 m. Resultados de Campos et al. (1995) mostraram um cenário bastante parecido, entretanto, com uma corrente mais rasa, onde as velocidades de 7 cm/s são ultrapassavam os 700 m.

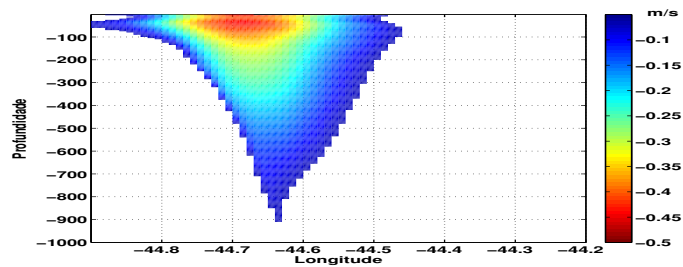


(a) SS

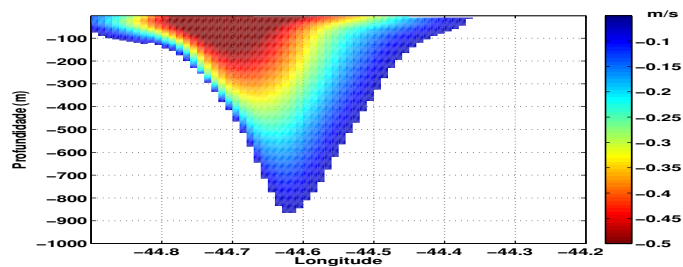


(b) SM

Figura 3.8: Perfil vertical do campo de velocidade (m/s) para os experimentos (a) SS e (b) SM na seção em 24°S de Evans et al. (1983). São mostrados apenas velocidades para sul maiores que 7 cm/s.



(a) SS



(b) SM

Figura 3.9: Perfil vertical do campo de velocidade (m/s) para os experimentos (a) SS e (b) SM para a seção T2 de Campos et al. (1995). São mostrados apenas velocidades para sul maiores que 7 cm/s.

3.2.2 Variabilidade Sazonal do Transporte da Corrente do Brasil

Assim como a avaliação da representação do ciclo sazonal pelo campo superficial de temperatura do modelo, a sazonalidade do transporte Corrente do Brasil para os dois cenários de vento será investigada. Para isso, foram realizadas seções aproximadamente perpendiculares ao trajeto da CB em 22°S e 26°S (Figura 3.10) e calculadas médias de transporte de inverno e verão, aqui consideradas como sendo os meses de junho, julho e agosto e dezembro, janeiro e fevereiro, respectivamente.

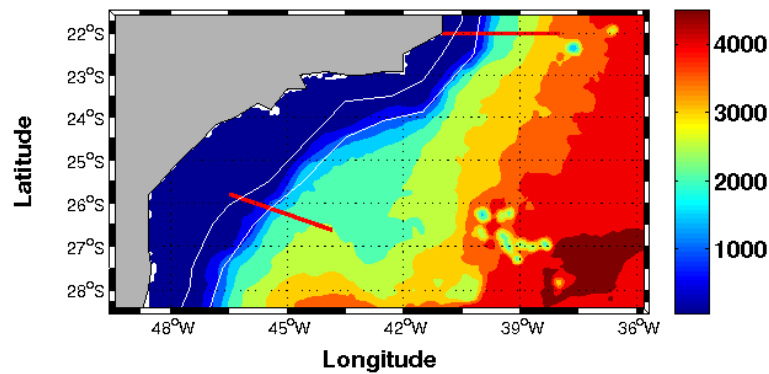


Figura 3.10: Representação das seções em 22°S e 26°S utilizadas para investigar a variabilidade sazonal do transporte da CB. As linhas em vermelho representam as seções sobre a batimetria da região de estudo e as linhas brancas as isóbatas de 200 e 1000 m. O eixo de cores representando a profundidade está em metros.

Tabela 3.2: Transportes médios e velocidades máximas de inverno e verão.

		Verão		Inverno	
Latitude	Transp. (Sv)	V. máx (m/s)	Transp. (Sv)	V. máx (m/s)	
22°S					
SS	3,1	0,46	2,7	0,23	
SM	4,5	0,57	4,7	0,33	
26°S					
SS	10,9	0,46	9,5	0,35	
SM	16,5	0,74	14,9	0,46	

Perfis de inverno e verão da CB em 22°S

A Figura 3.11 apresenta os perfis verticais de velocidade de inverno e verão da CB em 22°S. Nesta latitude, a corrente mostra-se com profundidade máxima em torno de 300 m no verão e 400 m no inverno, com SM mostrando um núcleo mais raso que SS. A Tabela 3.2 apresenta os valores calculados de transporte e velocidade máxima da corrente para inverno e verão. Como já observado anteriormente, quando comparados os transportes

obtidos pelos experimentos e por observações *in situ*, SM mostra uma corrente mais intensa, com transporte de massa mais elevado e com velocidades máximas maiores que SS. Além disso, as seções também evidenciam a variação sazonal da CB. Como foi constatado, o transporte da CB é mais intenso no início do ano, como no experimento SS, que transporta 3,1 Sv no verão e 2,7 Sv no inverno. Os valores de transporte obtidos para SM, por outro lado, tem valores muito próximos, permitindo supor que SM não demonstra uma variabilidade sazonal marcante nessa latitude.

Perfis de inverno e verão da CB em 26°S

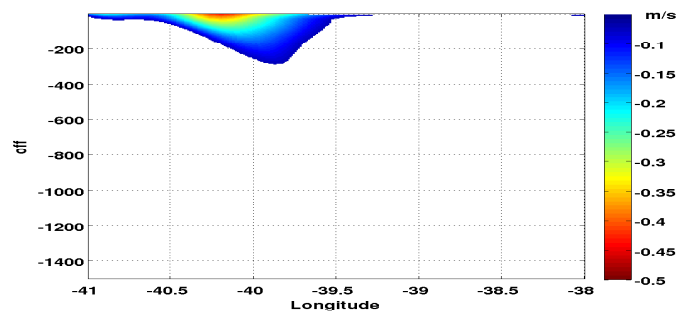
A Figura 3.12 apresenta os perfis verticais de velocidade para os meses de inverno e verão em 26°S. Nesta latitude a CB mostra-se mais robusta e as diferenças entre os experimentos SM e SS ficam mais evidentes. Em ambos, a corrente mostra-se fluindo sobre a quebra da plataforma, com núcleo entre as isóbatas de 200 e 1000 m e profundidade máxima ultrapassando os 1000 m. As velocidades máximas foram de 0,46 m/s (0,74 m/s) para SS (SM) e o transporte de volume não apresentou uma variabilidade sazonal marcante. SS (SM) revelou transporte de volume no verão em torno de 10,9 Sv (16,5 Sv) e no inverno 9,5 Sv (14,9 Sv), ou seja, SM tem um transporte aproximadamente 50% maior que SS na estação de máxima vazão da CB.

De modo geral, a variabilidade da CB não foi significativamente alterada pelo campo de vento, como apresentar verões muito contrastantes e invernos semelhantes. O transporte da CB foi elevado em aproximadamente 50% pelo campo de vento e esta diferença permanece representada nas estações.

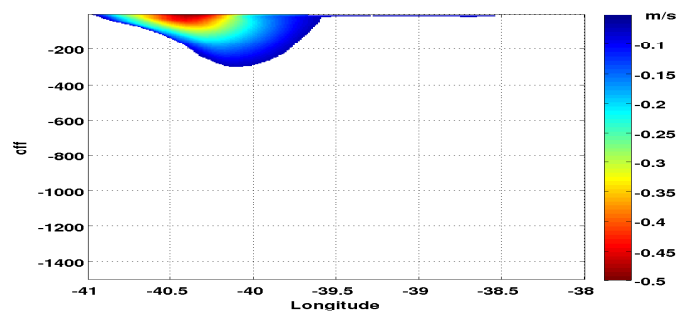
3.2.3 Análise da Série de Transporte da CB

A Figura 3.13 apresenta as séries temporais de transporte da Corrente do Brasil para os dois experimentos em seções perpendiculares ao eixo da corrente em 22°S e 26°S. Para o cálculo do transporte, assim como nas seções mostradas anteriormente, valores de velocidade inferiores a 7 cm/s ou para norte foram desconsiderados. Como pode-se ver, em 22°S as séries demonstram uma variação sazonal bem marcada e com transportes máximos no verão, quando o *stress* do vento atinge seu valor mais alto (Peterson & Stramma, (1991)). Nessa latitude, os valores de transporte médio ficaram em torno de $4,7 \pm 1,6$ Sv ($5,8 \pm 0,9$ Sv) para SS (SM). Analisando mais cuidadosamente as séries, percebe-se ainda que SS é mais ruidosa que SM e tem valores extremos superiores. Este fato provavelmente está relacionado à variabilidade de alta frequência do vento, visto que SM também varia, porém de maneira mais suave.

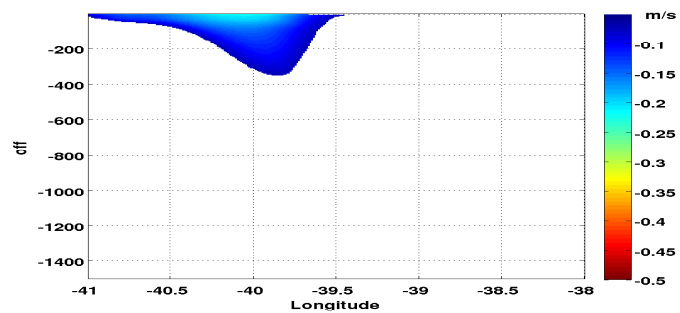
Em 26°S, observa-se um cenário um pouco diferente. Comparando as Figuras 3.13(a) e



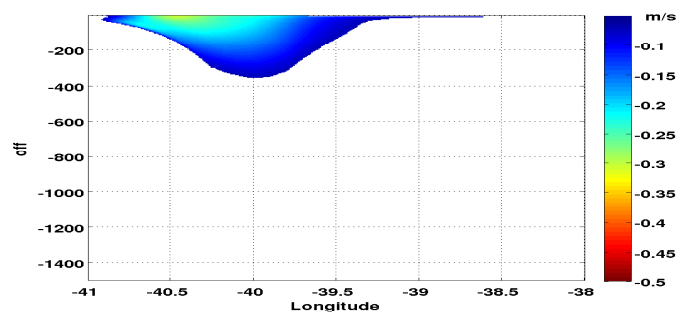
(a) SS - Verão



(b) SM - Verão

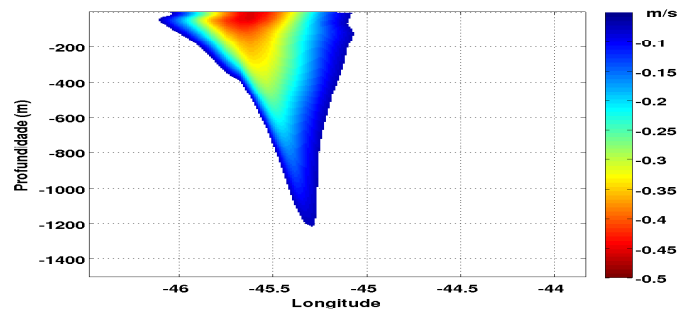


(c) SS - Inverno

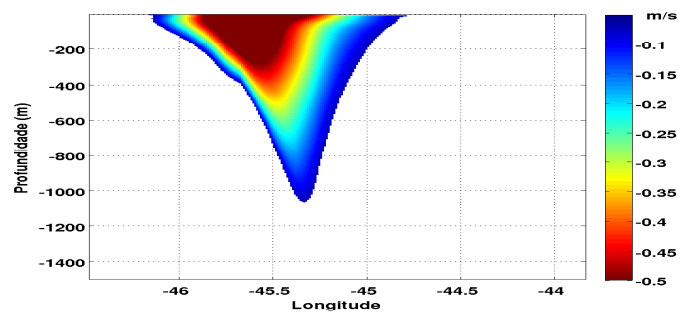


(d) SM - Inverno

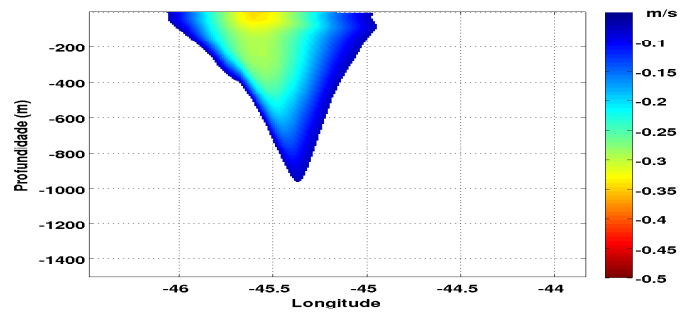
Figura 3.11: Perfil vertical do campo de velocidade (m/s) em 22°S para: (a) verão de SS, (b) verão de SM, (c) inverno de SS e (d) inverno de SM. São mostradas apenas velocidades para sul maiores que 7 cm/s.



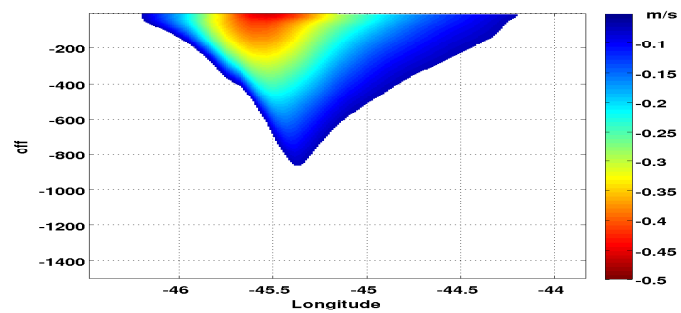
(a) SS - Verão



(b) SM - Verão



(c) SS - Inverno



(d) SM - Inverno

Figura 3.12: Perfil vertical do campo de velocidade (m/s) em 26°S para: (a) verão de SS, (b) verão de SM, (c) inverno de SS e (d) inverno de SM. São mostradas apenas velocidades para sul maiores que 7 cm/s.

3.13(b), percebe-se uma corrente mais intensa nessa latitude pois ocorre o aporte da ACAS nas camadas de fundo, concordando com observações *in situ*. Nessa região o transporte da CB é significativamente mais intenso, girando em torno de $11,7 \pm 3,6$ Sv ($18,4 \pm 5,4$ Sv) para SS (SM). Quanto à variabilidade sazonal, apesar dos transporte de ambas as simulações representarem verões mais intensos (Tabela 3.2), que é o correto, a série de SM mostra um pico de transporte de volume nos meses de julho que ultrapassou os 30 Sv nos primeiros anos da simulação. De modo geral, o transporte médio de SM em relação à SS foi 24% maior na parte norte do domínio (22°S) e 57% maior na parte sul (26°S), em latitudes mais altas.

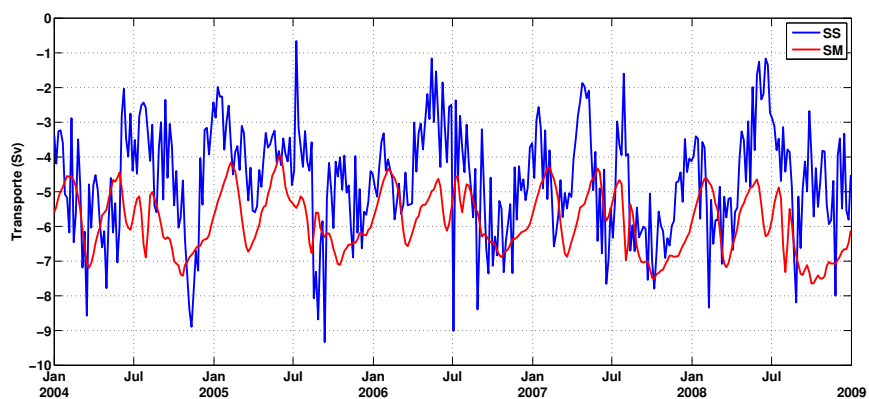
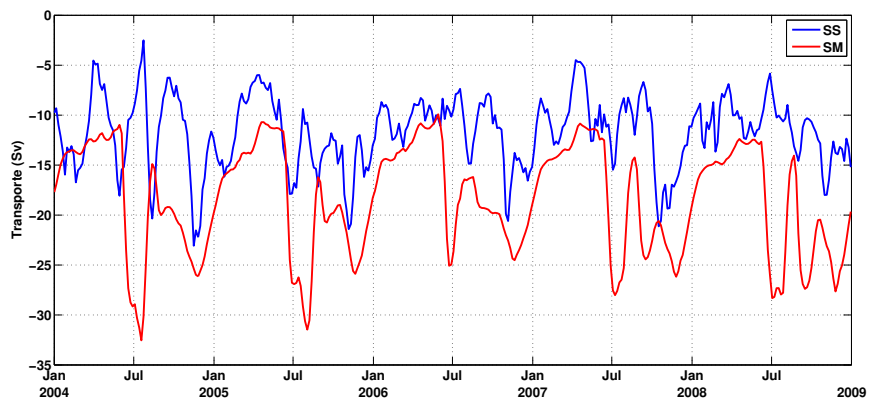
(a) 22°S (b) 26°S

Figura 3.13: Séries de transporte (Sv) da CB em seções zonais em (a) 22°S e (b) 26°S para SS (azul) e SM (vermelho).

3.2.4 Análise das Componentes Barotrópica e Baroclínica da Corrente

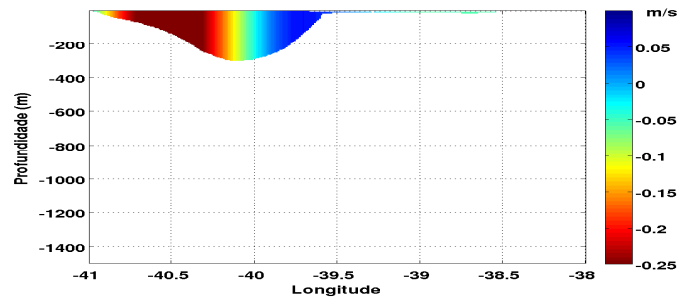
Até o momento, os experimentos sugerem um aumento do transporte do oceano quando a componente climatológica mensal é atuante (SM). Será investigada agora a resposta oceânica ao vento, ou seja, o quanto o aumento do transporte de volume da CB é barotrópico ou baroclínico. Relembrando das figuras da seção Calibração (Seção 3.1), percebe-se que tanto a elevação da superfície livre do oceano é subestimada (principalmente em SM), como a temperatura da camada acima da termoclina é maior em SM. Este fato incita perguntar se a variação do transporte da CB observado nos experimentos tem seu acréscimo devido: (i) à componente barotrópica, gerada pelo aumento no do gradiente de SSH sob a atuação do vento climatológico; (ii) da componente baroclínica, devido a um gradiente de densidade decorrente do aquecimento da coluna d'água acima da termoclina; (iii) das duas simultaneamente.

Para identificar o tipo de resposta da corrente, o campo de velocidade da CB foi decomposto em suas partes barotrópica e baroclínica e os respectivos transportes comparados. Como o modelo fornece em seu arquivo de saída os campos de velocidade total (tridimensional) e de velocidade barotrópica (2D), a componente baroclínica da CB pôde ser facilmente adquirida através da subtração da velocidade total pela sua respectiva componente barotrópica como apresentado na Eq. 3.2.

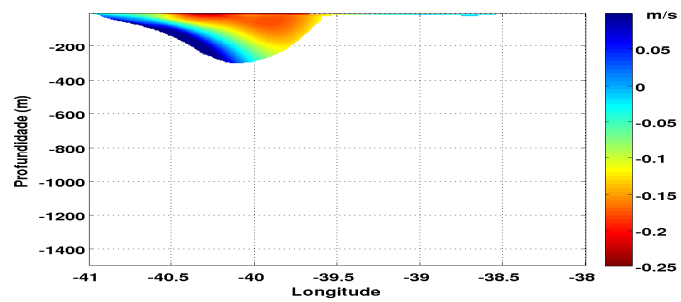
$$\begin{aligned} \text{Velocidade Baroclínica} &= \text{Velocidade Total} - \text{Velocidade Barotrópica} \quad (3.1) \\ v_{k,i,j}^{BC} &= v_{k,i,j} - v_{i,j}^{BT}, \text{ para } k = 1, 2, \dots, N \end{aligned}$$

onde N representa o número de camadas verticais do modelo, no caso, trinta (Tabela 2.1). A partir de então os transportes foram obtidos seguindo a metodologia discutida na Seção 2.1.1. Estes passos foram empregados para a aquisição das componentes baroclínicas de SS e SM para os meses de inverno e verão nas mesmas seções em 22°S e 26°S. O resultado é apresentado na Tabela 3.3.

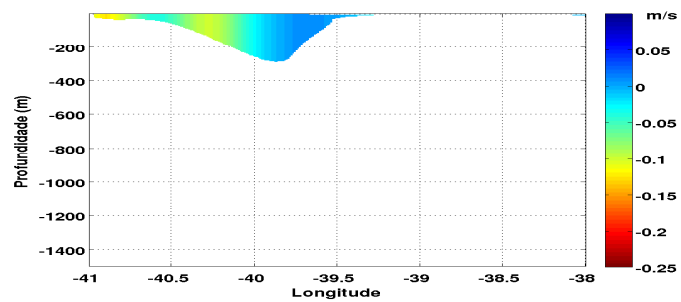
As Figuras 3.14 e 3.15 mostram os perfis verticais de velocidade barotrópica e baroclínica em seções de verão e inverno em 22°S. Analisando-se as imagens, percebe-se velocidades baroclínicas semelhantes entre os experimentos. As velocidades máximas foram (em módulo) de aproximadamente 0,25 m/s no verão e 0,15 m/s no inverno, enquanto a componente barotrópica de SM atinge 0,3 m/s em comparação a 0,15 m/s de SS.



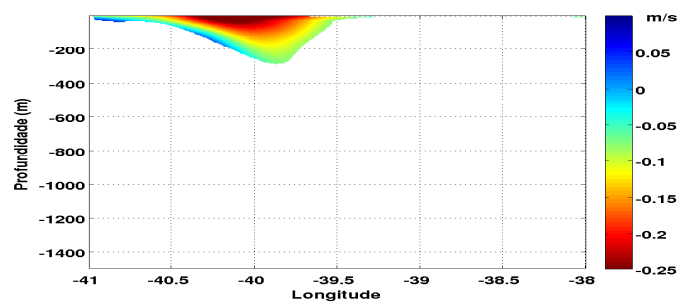
(a) SM - Barotrópica



(b) SM - Baroclínica

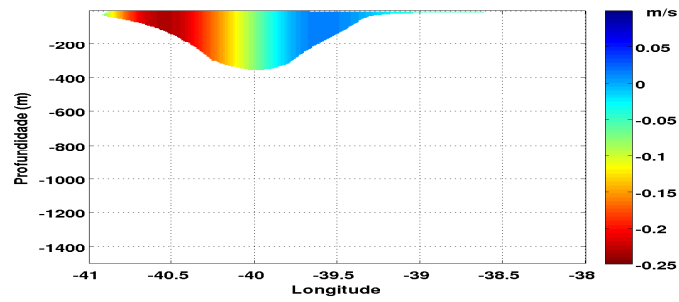


(c) SS - Barotrópica

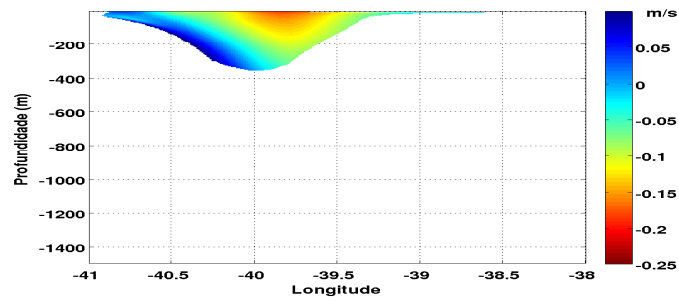


(d) SS - Baroclínica

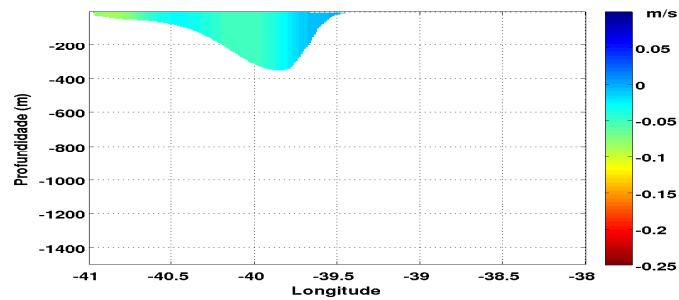
Figura 3.14: Perfil vertical do campo de velocidade barotrópica e baroclínica (m/s) de **VERÃO** em 22°S para os experimentos SM e SS. (a) Velocidade barotrópica de SM, (b) velocidade baroclínica de SM, (c) velocidade barotrópica de SS e (b) velocidade baroclínica de SS.



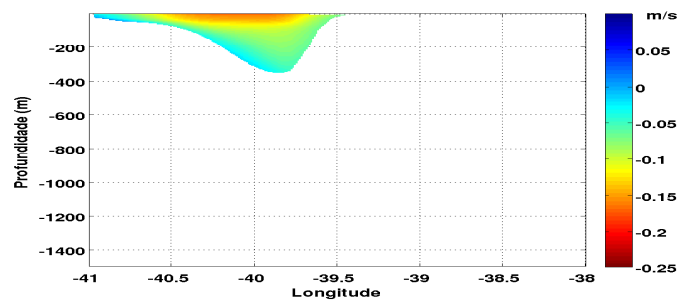
(a) SM - Barotrópica



(b) SM - Baroclínica

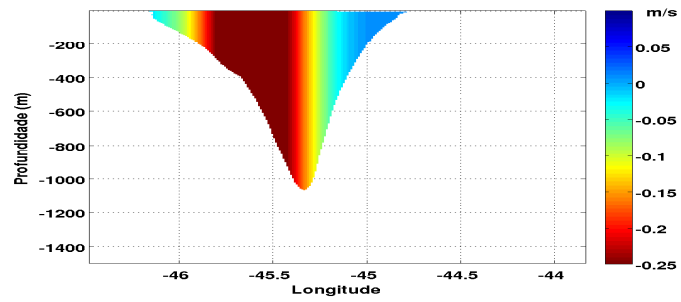


(c) SS - Barotrópica

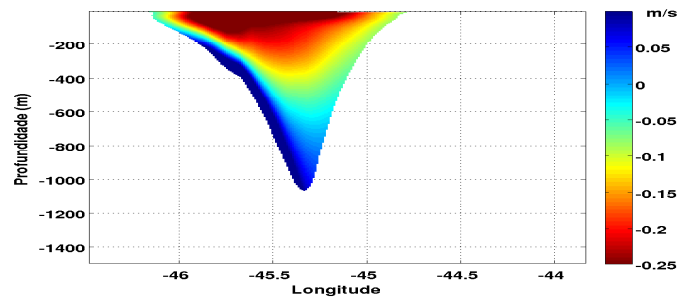


(d) SS - Baroclínica

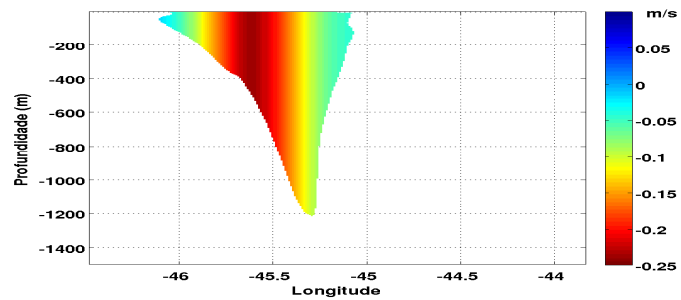
Figura 3.15: Perfil vertical do campo de velocidade barotrópico e baroclínico (m/s) de **INVERNO** em **22°S** para os experimentos SM e SS. (a) Velocidade barotrópica de SM, (b) velocidade baroclínica de SM, (c) velocidade barotrópica de SS e (b) velocidade baroclínica de SS.



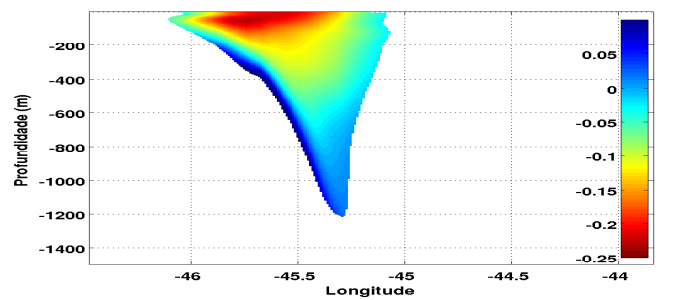
(a) SM - Barotrópica



(b) SM - Baroclínica

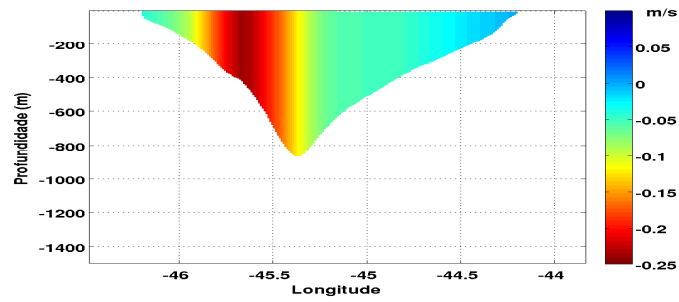


(c) SS - Barotrópica

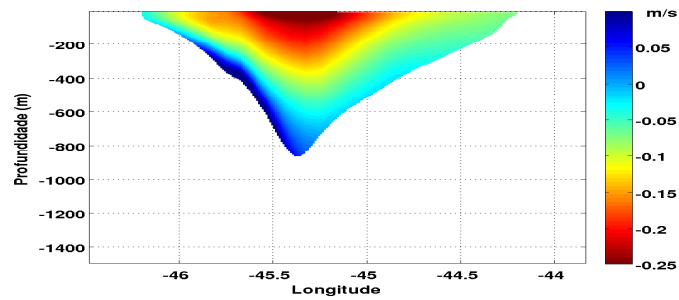


(d) SS - Baroclínica

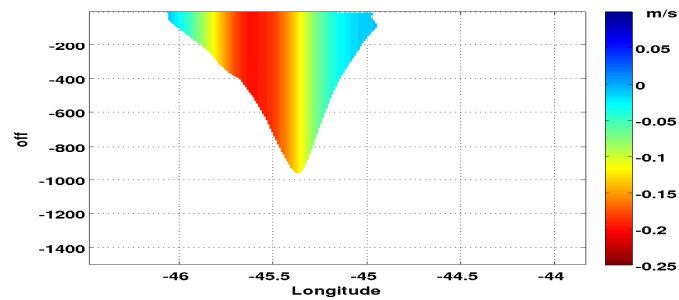
Figura 3.16: Perfil vertical do campo de velocidade barotrópico e baroclínico (m/s) de **VERÃO** em **26°S** para os experimentos SM e SS. (a) Velocidade barotrópica de SM, (b) velocidade baroclínica de SM, (c) velocidade barotrópica de SS e (b) velocidade baroclínica de SS.



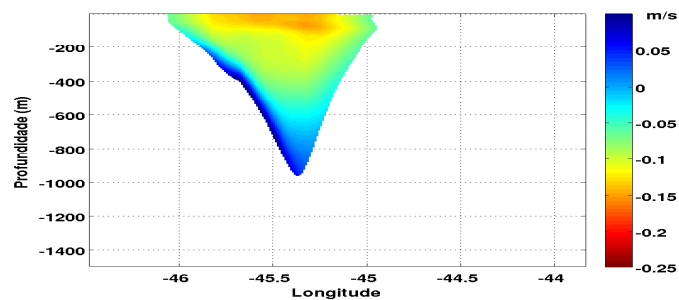
(a) SM - Barotrópica



(b) SM - Baroclínica



(c) SS - Barotrópica



(d) SS - Baroclínica

Figura 3.17: Perfil vertical do campo de velocidade barotrópico e baroclínico (m/s) de **INVERNO** em **26°S** para os experimentos SM e SS. (a) Velocidade barotrópica de SM, (b) velocidade baroclínica de SM, (c) velocidade barotrópica de SS e (b) velocidade baroclínica de SS.

Observando-se o campo de velocidade sazonal na seção em 26°S (Figura 3.16 e 3.17) vê-se um aumento no campo de velocidade baroclínico de SM. Tanto para as estações de inverno e verão, as velocidades máximas barotrópicas e baroclínicas de SM tiveram valores de aproximadamente 0,3 m/s em relação à 0,15 - 0,2 m/s de SS.

Tabela 3.3: Transportes médios (Sv) de inverno e verão para SS e SM em 22°S e 26°S.

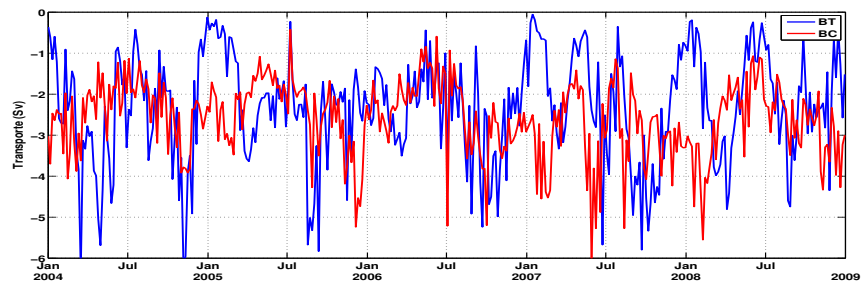
	Verão			Inverno		
	Barotrópico	Baroclínico	Total	Barotrópico	Baroclínico	Total
22°S						
SS	0,7	2,4	3,1	0,8	1,9	2,7
SM	2,8	1,7	4,5	2,8	1,9	4,7
26°S						
SS	7,5	3,3	10,8	6,1	3,4	9,5
SM	10,9	5,6	16,5	8,1	3,8	14,9

A Tabela 3.3 contém os valores de transporte para cada uma das componentes da CB para inverno e verão. Em 22°S SS mostra uma corrente com aproximadamente 50 - 60% de seu transporte devido à gradientes de densidade (baroclínica) e cuja componente barotrópica ganha intensidade com o aumento da latitude. SM, por outro lado, tem a componente barotrópica da velocidade muito intensa em todo a região de estudo e transporte baroclínico bastante intensificado com o aumento da latitude apenas nos meses de verão. Este fato deve estar relacionado, provavelmente, com o aquecimento sofrido por SM em todo o domínio.

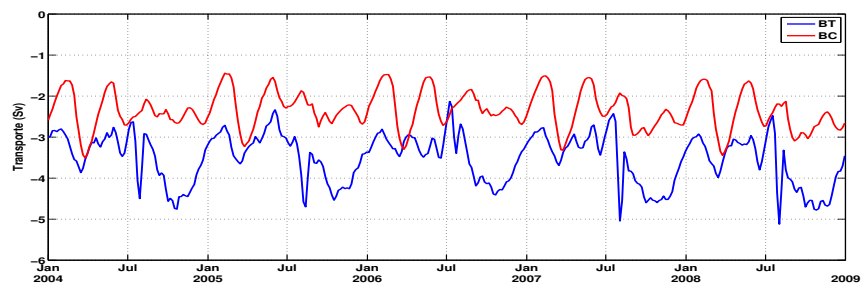
3.2.5 Análise das Séries de Transporte Barotrópico e Baroclínico

As Figuras 3.18 e 3.19 apresentam as séries de transporte barotrópico e baroclínico para os experimentos SS e SM em 22°S e 26°S. Nestas figuras, a diferença na componente barotrópica torna-se mais clara. Em 22°S, o campo de velocidade barotrópica de SM é mais intenso que SS, mas com uma variabilidade (desvio padrão) bastante reduzida. Os valores de transporte barotrópico ficaram em torno de $2,3 \pm 1,3$ Sv ($3,5 \pm 0,6$ Sv) para SS (SM), ou seja, SM 50% maior que SS em média e com metade da variabilidade. A componente baroclínica já não mostra essas diferenças, com transportes de $2,6 \pm 0,9$ Sv ($2,3 \pm 0,5$ Sv) para SS (SM).

Segundo a literatura (e.g., Silveira et al., 2000), na Bacia de Campos a CB tem seu transporte predominantemente baroclínico. Esta característica é mostrada apenas em SS, que demonstra uma corrente com transporte baroclínico levemente mais intensa. SM parece representar a porção baroclínica, porém esta característica da CB é mascarada por uma componente barotrópica muito intensa.

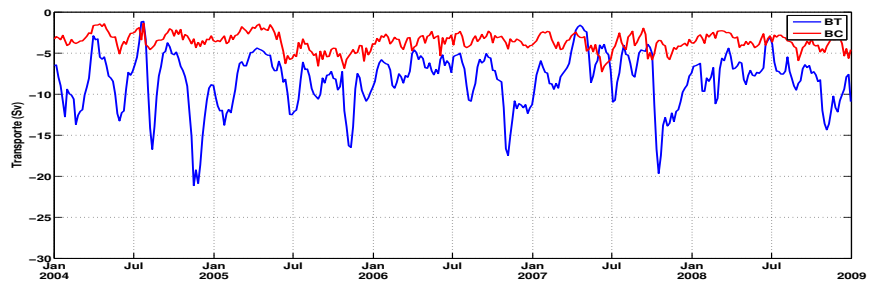


(a) SS

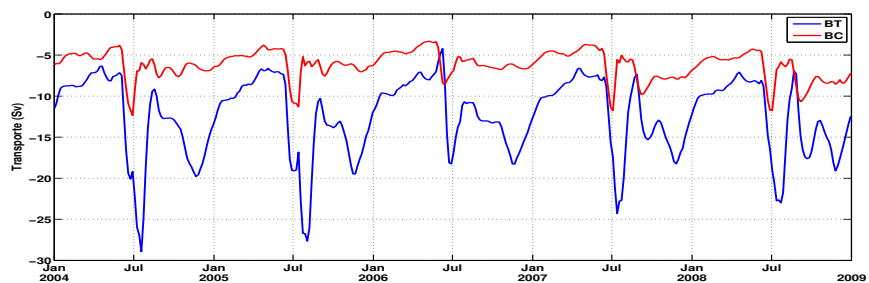


(b) SM

Figura 3.18: Séries de transporte (Sv) barotrópico (BT - azul) e baroclínico (BC - vermelho) da CB em seções em 22°S para (a) SS e (b) SM.



(a) SS



(b) SM

Figura 3.19: Séries de transporte (Sv) barotrópico (BT - azul) e baroclínico (BC - vermelho) da CB em seções em 26°S para (a) SS e (b) SM.

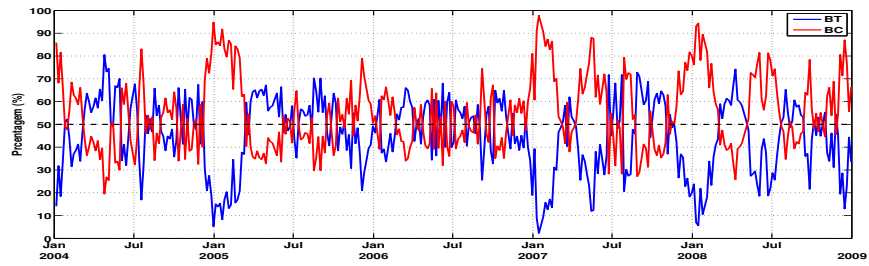
Em 26°S o cenário é semelhante, mas com uma diferença maior na componente baroclínica. Os experimentos, como esperado, tem seu transporte elevado nessa latitude, com um aumento, principalmente da componente barotrópica, que ficou em torno de $8,3 \pm 3,3$ Sv ($12,4 \pm 4,7$ Sv) para SS (SM). Novamente SM estando aproximadamente 50% maior que SS. O transporte baroclínico foi de $3,6 \pm 1$ Sv ($6,2 \pm 1,7$ Sv) para SS (SM), com SM também 50% maior que SS. Esta diferença, por outro lado, deve estar relacionada ao aquecimento da superfície. Uma vez que o domínio de estudo deve apresentar um gradiente meridional de temperatura como mostrado em SS, e SM sofre um grande aquecimento, na parte sul do domínio o campo de densidade é afetado, gerando também uma componente baroclínica mais intensa.

3.2.6 Análise da Contribuição Percentual das Componentes Barotrópica e Baroclínica no Transporte da CB

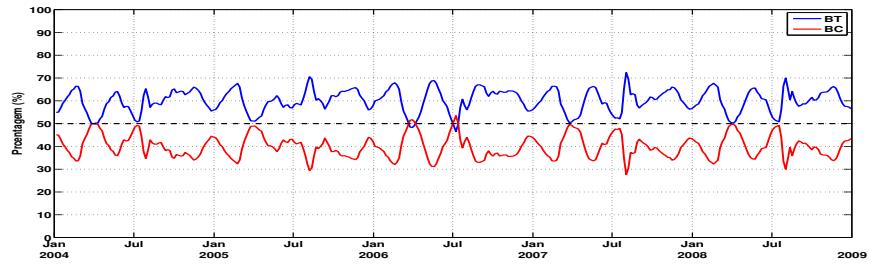
Como observado nas figuras da seção anterior, o efeito da forçante interfere na resposta da CB. Foi observado que, enquanto existe uma equivalência entre as componentes barotrópica e baroclínica de SS em 22°S, SM apresentou a componente barotrópica intensificada em todo o domínio. Dessa forma, propôs-se analisar de maneira mais detalhada o percentual correspondente de cada componente no transporte da CB.

A Figura 3.20 apresenta as séries temporais da contribuição percentual das componentes barotrópica e baroclínica no transporte da CB na seção em 22°S para SS e SM. Como pode-se perceber, o caráter barotrópico de SM é ressaltado na Fig. 3.20(b). Durante praticamente todo o período de simulação componente barotrópica da CB foi mais intensa sob a ação da climatologia mensal de vento. Isto confirma o fato de que, apesar de SM representar a componente baroclínica da corrente, nessa latitude, o transporte total é mascarado por uma componente barotrópica muito intensa. A Figura 3.20(a), que apresenta a série de SS, já mostra uma equivalência entre as componentes, se aproximando do perfil da CB observado *in situ*. Ainda mais, pode-se ver que nos meses de verão (dezembro, janeiro e fevereiro), a CB é predominantemente baroclínica. Em SM esta característica também é marcante, pois nota-se uma aproximação das séries da linha de 50% (linha pontilhada preta).

Em 26°S (Figura 3.21) percebe-se que a componente barotrópica da CB é intensificada. Tanto em SS quanto SM o transporte da CB é cerca de 60 a 80% barotrópico. Em SM, vê-se ainda que nos meses de inverno (junho, julho e agosto), tem-se um pico da componente barotrópica. Estas variações, com intervalos aproximadamente regulares, ainda não são bem compreendidos e mostram-se marcantes no experimento SM, indicando, provavelmente, uma relação com o campo de vento. No entanto, um estudo mais detalhado destas variações será realizado em investigações futuras.

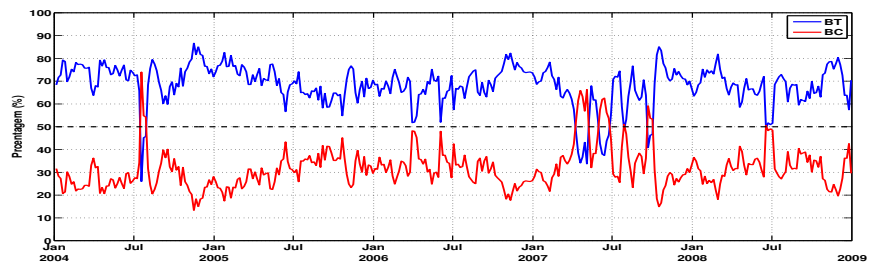


(a) SS

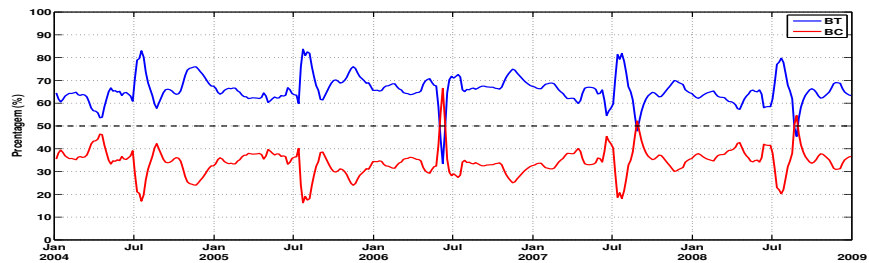


(b) SM

Figura 3.20: Séries temporais da contribuição percentual das componentes barotrópica (BT - azul) e baroclínica (BC - vermelho) no transporte da CB na seção em 22°S para (a) SS e (b) SM. A linha pontilhada preta demarca a linha de 50%.



(a) SS



(b) SM

Figura 3.21: Séries temporais da contribuição percentual das componentes barotrópica (BT - azul) e baroclínica (BC - vermelho) no transporte da CB na seção em 26°S para (a) SS e (b) SM. A linha pontilhada preta demarca a linha de 50%.

3.3 Análise Energética da Corrente do Brasil

Visto que grandezas como a energia cinética média (ECM) e a energia cinética turbulenta (ECT) estão diretamente relacionadas com a intensidade do escoamento médio, de larga escala, e com a intensidade da turbulência, será feita a partir de agora uma análise energética da Corrente do Brasil visando caracterizar a mesma em relação à formação dos processos de mesoescala e intensificação da corrente para cada um dos cenários de vento estudados.

Tabela 3.4: Tabela com valores de energia cinética média (ECM) e turbulenta (ECT) para o eixo principal da Corrente do Brasil.

Seção IV (norte)	ECM (cm^2/s^2)	ECT (cm^2/s^2)
Oliveira et al. (2009)	1280	473
SS	911	193,4
SM	1243	65,5
Seção V (central)	ECM (cm^2/s^2)	ECT (cm^2/s^2)
Oliveira et al. (2009)	147,9	359,7
SS	1088,9	325,8
SM	2074,6	140,4
Seção VI (sul)	ECM (cm^2/s^2)	ECT (cm^2/s^2)
Oliveira et al. (2009)	776	613
SS	837	238,7
SM	1790	176,5

É importante ressaltar que todos os cálculos de energia cinética foram realizados a uma profundidade de 15 m de modo a permitir uma melhor comparação com o trabalho de Oliveira et al. (2009) onde foram utilizados dados de derivadores rastreados por satélite para estimar os valores de energia da CB. Em particular, calculou-se os valores médios de energia para as seções IV, V e VI de Oliveira et al. (2009) (Figuras 3.22 e 3.23), aqui referidos como seção norte, central e sul, respectivamente. Oliveira et al. (2009), para estimar a energia da corrente nas seções, devido à baixa resolução espacial, identificaram através de valores de velocidade o ponto que representava o eixo principal da CB e, a partir de então, foram calculadas as ECM e ECT apenas para este ponto. Neste trabalho, optou-se por realizar os cálculos sobre as mesmas seções de Oliveira et al. (2009), porém utilizando os valores máximos de energia encontrados na seção. Os resultados são apresentados na Tabela 3.4.

3.3.1 Avaliação da Energia Cinética Média

A Figura 3.22 apresenta os campos de ECM da Corrente do Brasil a 15 m de profundidade na região de estudo. Com o objetivo de focar apenas na energia da corrente, valores

de ECM fora do escoamento médio, aproximadamente entre as isóbatas de 200 e 1000 m (linhas sólidas pretas) foram retiradas. Esses valores equivalem à ECM inferiores a $250 \text{ cm}^2/\text{s}^2$.

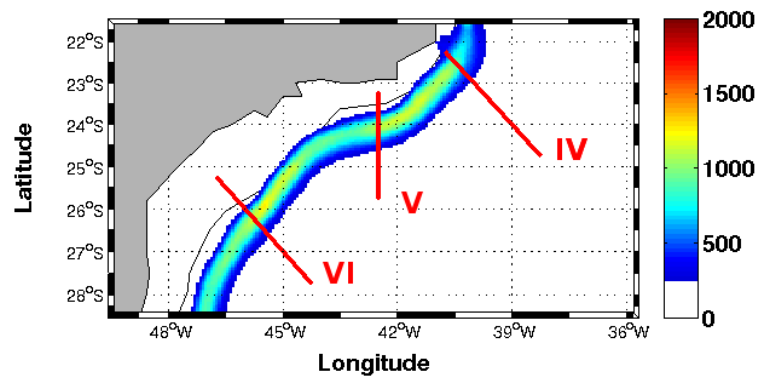
Dessa forma, pode-se perceber, a partir da referida figura, uma corrente estreita escoando sobre a quebra da plataforma em concordância com trabalhos anteriores (e.g., Peterson & Stramma, 1991; Silveira et al., 2000). Vê-se também dois máximos de energia em 24°S e 26°S , no interior da Bacia de Santos, onde a corrente atinge valores em torno de $1250 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ e $2200 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ para SS e SM, respectivamente. Comparações com o trabalho de Oliveira et al. (2009) indicam níveis energéticos muito próximos entre os experimentos e os dados de derivadores, porém, com SM mais intenso.

A Figura 3.22(c) apresenta a razão entre os campos de SS e SM de ECM para toda a simulação e corrobora com os resultados sobre o transporte da corrente obtidos anteriormente. Para todo o trajeto da CB no domínio, SM mostra-se mais energético que SS, ou seja, o escoamento médio da Corrente do Brasil em um cenário cuja única diferença é uma forçante de vento climatológica mensal tem sua energia cinética média elevada (transporte elevado).

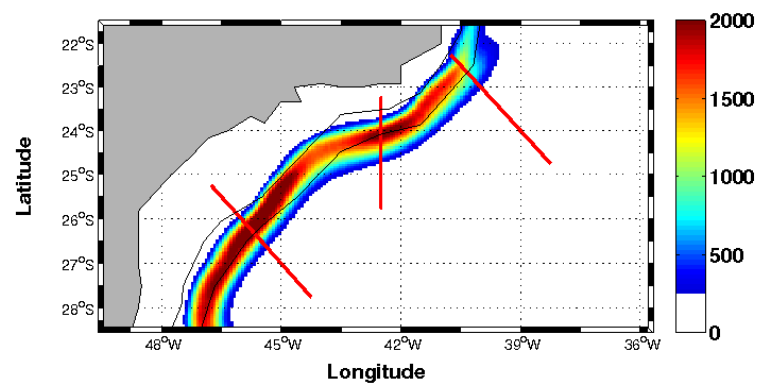
3.3.2 Avaliação da Energia Cinética Turbulenta

A Figura 3.23 apresenta os campos de energia cinética turbulenta média em cm^2/s^2 para SS e SM e a razão entre os mesmos. A partir da figura vemos que tanto SS quanto SM revelam um padrão espacial semelhante, com dois máximos de energia em 24°S e 26°S , onde as isóbatas de 200 e 1000 m curvam para oeste. SM, no entanto, para o restante inteiro do domínio, apresenta níveis de energia menores que $100 \text{ cm}^2/\text{s}^2$, os quais não foram mostrados na figura. Comparações com o trabalho de Oliveira et al. (2009) mostram que os experimentos subestimaram os processos de mesoescala (Tabela 3.4). Para a seção mais ao norte, em Cabo Frio, é sabido que existe intensa atividade de mesoescala (Signorini, 1978; Campos et al., 1995; Silveira, 2007) aparentemente não muito bem representada nos experimentos (principalmente em SM), os quais revelaram valores de ECT de $193,4 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ (SS) e $65,5 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ (SM) contra $473 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ de Oliveira et al. (2009).

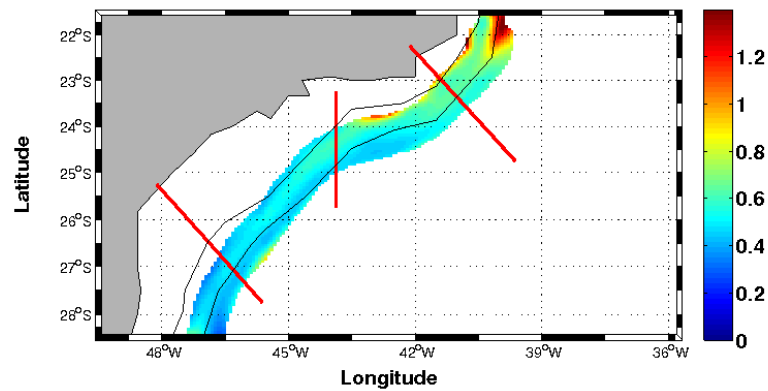
A Figura 3.23(c) apresenta a razão entre os campos de ECT de SS e SM. De maneira oposta à ECM, os valores de ECT para SS são maiores que os de SM para a maior parte do domínio de estudo. Estas análises nos permite concluir que o experimento SS apresenta maior formação dos processos de mesoescala (neste caso, sendo mais próximo à realidade) em relação à SM, o qual subestima seriamente os valores de ECT da CB.



(a) SS

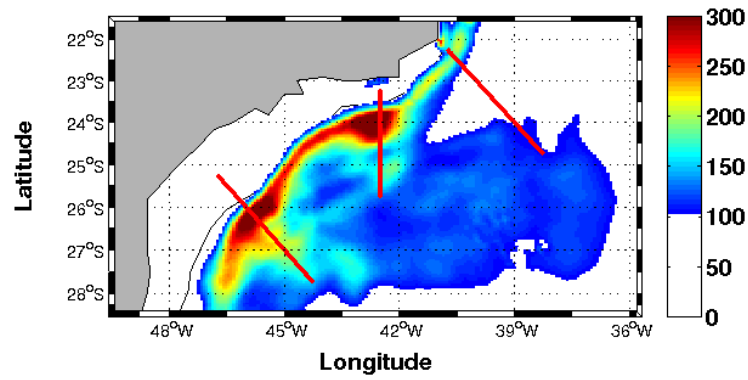


(b) SM

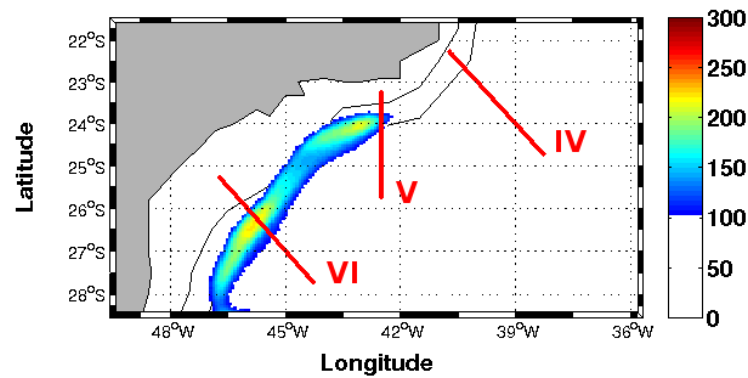


(c) Razão entre SS e SM

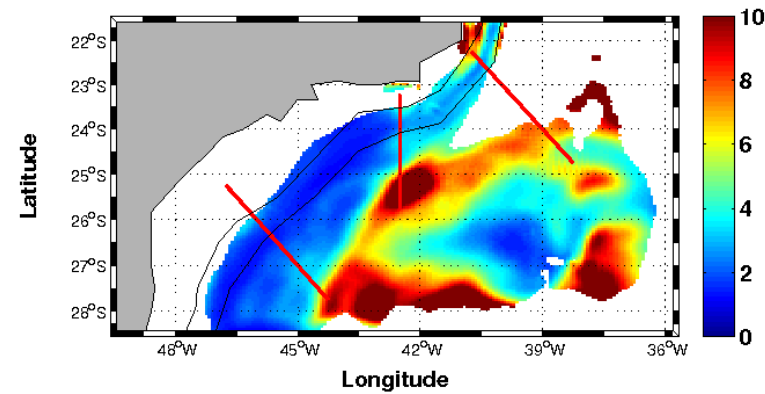
Figura 3.22: Campo de energia cinética média (cm^2/s^2) de toda a simulação calculados a 15 m para: (a) SS e (b) SM e (c) razão entre SS e SM. As linhas sólidas pretas representam as isóbatas de 200 e 1000 m e as retas vermelhas as seções IV, V e VI de Oliveira et al. (2009). Valores abaixo de $250 cm^2/s^2$ não são mostrados.



(a) SS



(b) SM



(c) Razão entre SS e SM

Figura 3.23: Campo de energia cinética turbulenta (cm^2/s^2) de toda a simulação calculados a 15 m para: (a) SS e (b) SM e (c) razão entre SS e SM. As linhas sólidas pretas representam as isóbatas de 200 e 1000 m e as retas vermelhas as seções IV, V e VI de Oliveira et al.(2009). Valores abaixo de $100 cm^2/s^2$ não são mostrados.

3.3.3 Avaliação da ECM e ECT abaixo da Camada de Ekman

Além das análises energéticas realizadas nas seções anteriores, que apresentaram campos à 15 m de profundidade, é conveniente investigar o efeito causado pelo vento abaixo da Camada de Ekman. Uma vez que a diferença entre as forçantes está na alta frequência do campo de vento e queremos investigar a influência do mesmo sobre o escoamento médio, é importante analisar a energia do escoamento geostrófico (invíscido) da CB. Este escoamento se encontra longe dos contornos e da influência do atrito, ou seja, abaixo da Camada de Ekman.

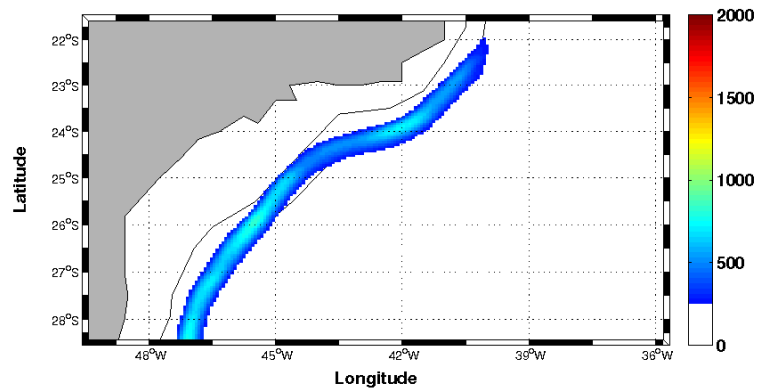
Para isso, será feita primeiramente uma estimativa da profundidade da Camada de Ekman, dada pela equação abaixo (Cushman-Roisin & Beckers, 2006)

$$d = \sqrt{\frac{2\nu}{|f|}} \quad (3.2)$$

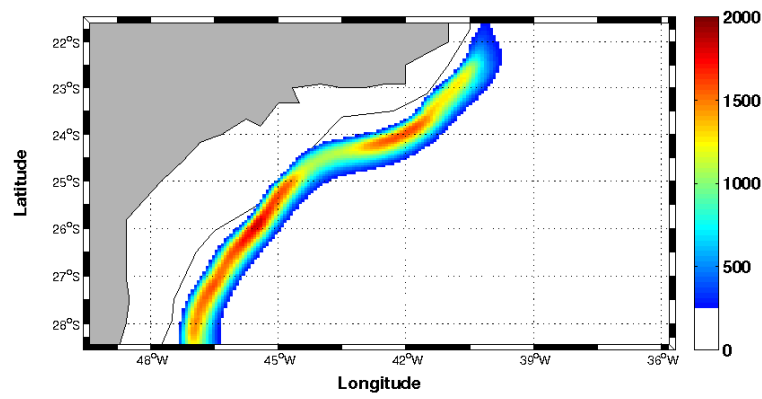
onde ν é o coeficiente de viscosidade turbulenta ($10^{-2}m^2/s$), f o parâmetro de Coriolis ($6,145 \cdot 10^{-5}s^{-1}$) referente à latitude central do domínio ($25^\circ S$) e d é a profundidade da Camada de Ekman em metros. Substituindo os valores, obtêm-se uma profundidade de aproximadamente 20 m. Dessa forma, optou-se por calcular os campos de energia cinética a uma profundidade 100 m.

As Figuras 3.24 e 3.25 apresenta os campos de ECM e ECT calculados à 100 m de profundidade. Analogamente à seção anterior, valores abaixo de $250 \text{ cm}^2/s^2$ para ECM e $100 \text{ cm}^2/s^2$ para ECT foram retirados. Como pode-se ver, a diferença marcante nestas figuras encontra-se na energia cinética turbulenta. O campo de ECT, abaixo da Camada de Ekman foi muito reduzido em SS, fazendo-o atingir valores máximos menores que SM. O campo de ECT de SS alcançou níveis energéticos de $145 \text{ cm}^2/s^2$, enquanto SM ultrapassou os $230 \text{ cm}^2/s^2$. Apesar disto, na maior parte do domínio o campo de SS ainda mostrou-se maior SM (Fig. 3.25(c)).

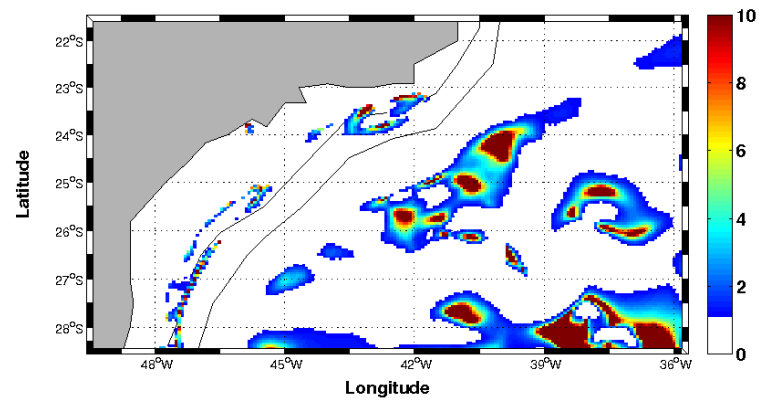
Quanto à ECM, observa-se que campos os tiveram sua intensidade reduzida, porém com SM ainda mais intenso que SS. A razão entre as ECM de SS e SM (Fig. 3.24(c)) ressalta que o escoamento médio da CB de SM é mais intenso que SS também nessa região, como era esperado.



(a) SS

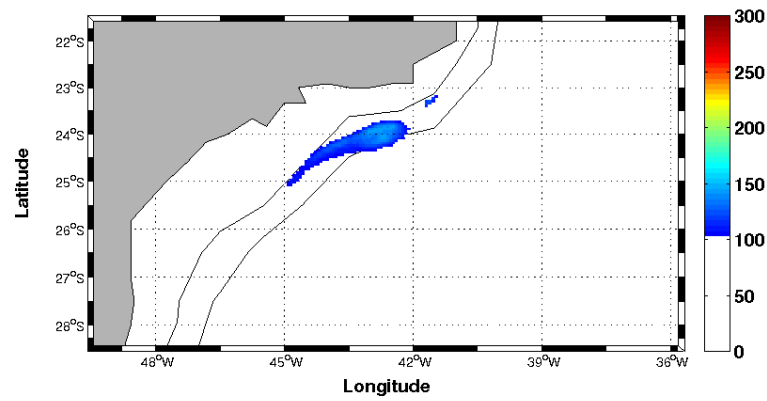


(b) SM

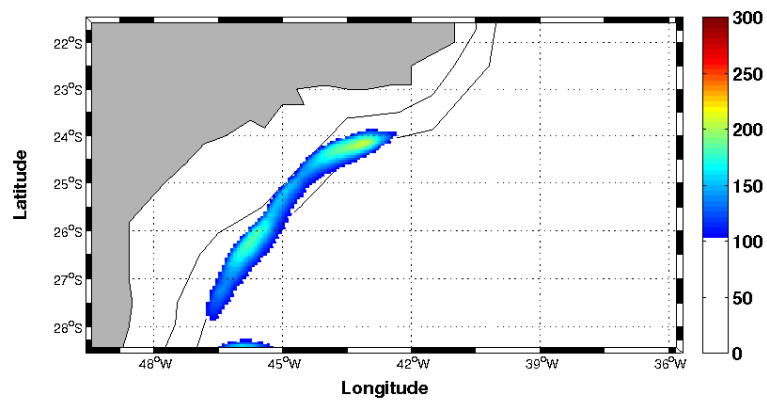


(c) Razão entre SS e SM

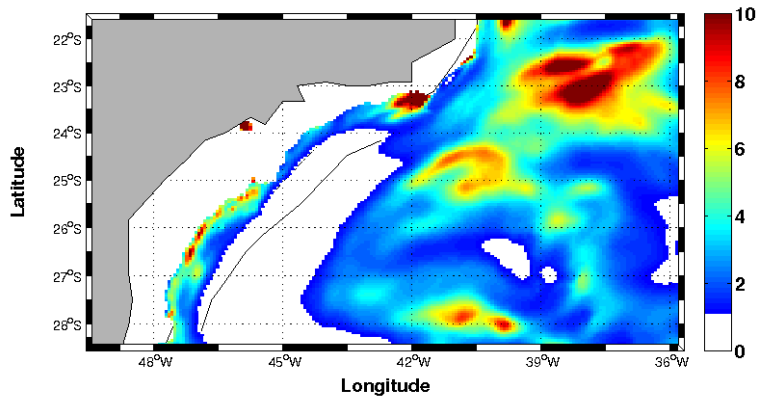
Figura 3.24: Campo de energia cinética média (cm^2/s^2) de toda a simulação calculados a 100 m para: (a) SS e (b) SM e (c) razão entre SS e SM. As linhas sólidas pretas representam as isóbatas de 200 e 1000 m. Valores abaixo de $250 cm^2/s^2$ não são mostrados.



(a) SS



(b) SM



(c) Razão entre SS e SM

Figura 3.25: Campo de energia cinética turbulenta (cm^2/s^2) de toda a simulação calculados a 100 m para: (a) SS e (b) SM e (c) razão entre SS e SM. Valores abaixo de $100 cm^2/s^2$ não são mostrados.

3.4 Testando a Hipótese Científica

Após avaliar os resultados gerados por cada um dos experimentos propostos com o foco no transporte da CB e na formação dos processos de mesoescala, a hipótese científica deste trabalho será testada. Fazendo uma breve retomada, foram realizados dois experimentos com as mesmas configurações, mas forçados por campos de vento distintos. Um deles, SS, é forçado com um campo de vento com frequência de 6h, o qual chamamos de sinótico. O outro, SM, é forçado por uma climatologia mensal de onze anos de dados de vento, o qual chamamos de médio. O primeiro experimento, por ser forçado por um dado mais realístico, mostrou uma simulação muito próxima da realidade, tanto em nível de transporte e variabilidade sazonal quanto de energia cinética média e turbulenta. O segundo experimento, por outro lado, mostrou um transporte relativamente mais intenso que aquele de SS, principalmente devido à componente barotrópica. Em relação à energia, o campo de ECT, relacionado às feições de mesoescala, foi bastante subestimado.

Até o momento, os resultados obtidos estão de acordo com o esperado. Cabe investigar a razão dessas diferenças, que acredita-se estar ligado ao tempo em que o vento permanece soprando na direção da CB. Para isso, será feita primeiramente uma análise dos dados de vento utilizados nos experimentos e, logo após, uma investigação de porque SM e SS não diferem.

3.4.1 Análise do Campo de Vento das Simulações

A fim de comparar o padrão de vento de inverno e verão para o domínio de estudo com os dados de Castro (1996), a Figura 3.26 apresenta o campo de climatologia média mensal de velocidade do vento referente aos meses de janeiro e julho utilizados nas simulações. Como discutido na seção 1.5.2, o campo de vento tem predominância de nordeste em janeiro e um enfraquecimento da intensidade do vento no mês de julho, com o movimento da alta subtropical.

Como pode-se ver na Figura 3.26, o campo de vento tem predominância de leste-nordeste no domínio de estudo com ventos mais intensos em janeiro. Em julho, no entanto, a intensidade do vento diminui bastante, porém, ainda tem uma predominância de nordeste. Lembrando da seção 1.5.2, onde discutiu-se a climatologia da região, observa-se a concordância entre os dados climatológicos do NCEP utilizados para forçar o modelo e os dados de Castro (1996).

A Figura 3.27(a) apresenta a série temporal dos vetores resultantes da média espacial da velocidade do vento no domínio e o módulo de suas componentes para a série climatológica utilizada em SM. Como pode-se perceber, existe predominância total de ventos de nordeste na série, apesar da zona mais ao sul do domínio sofrer influência maior de

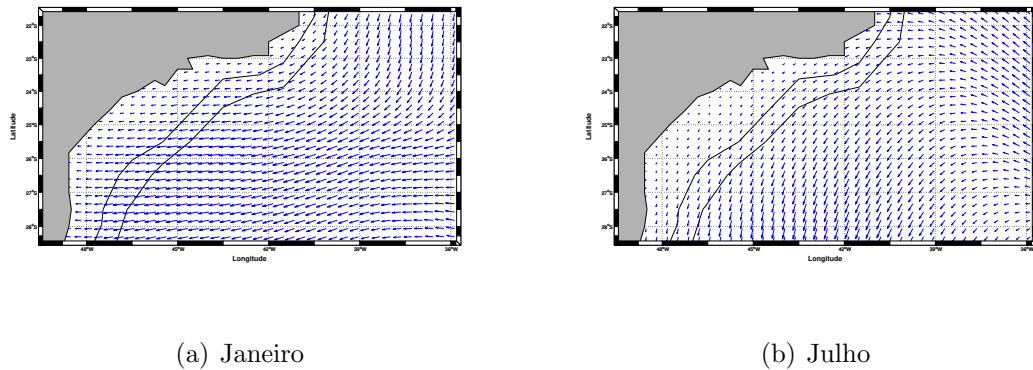
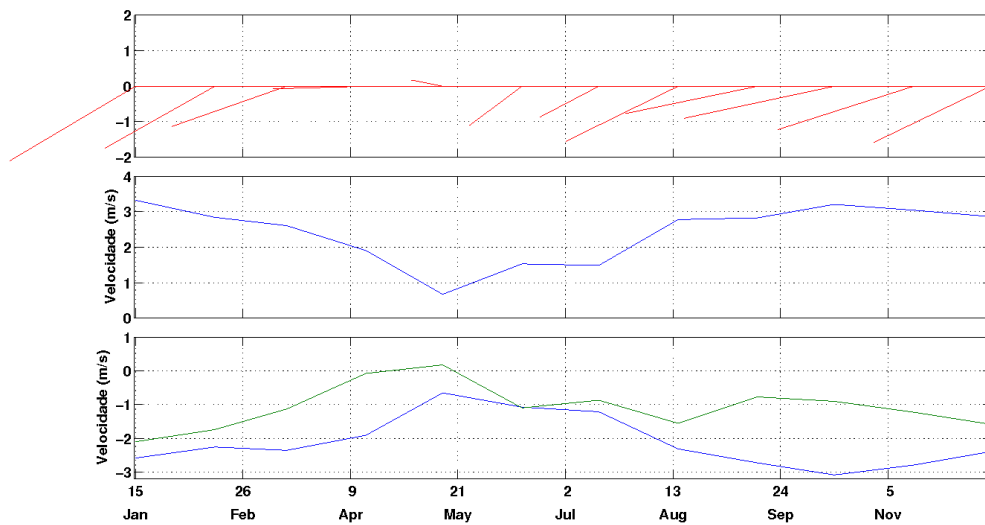


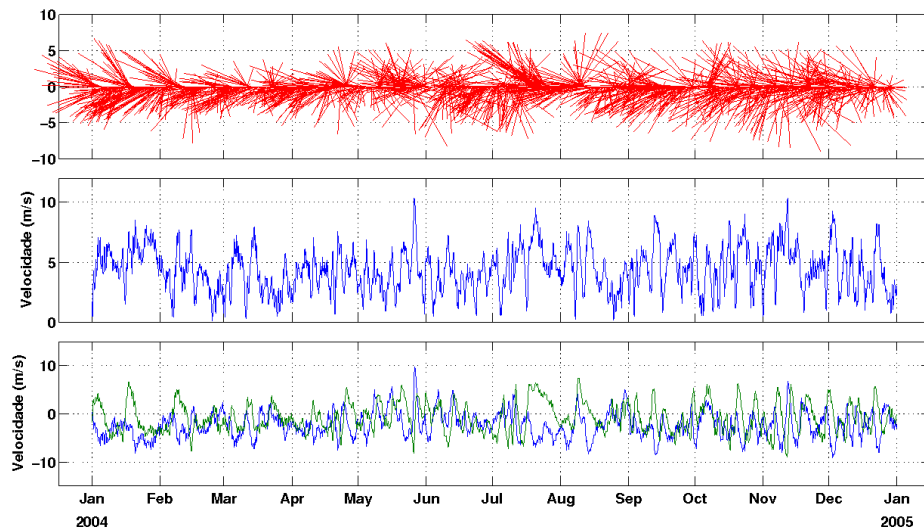
Figura 3.26: Campo de velocidade climatológica média do vento à 10 m na região de estudo para os meses de (a) janeiro e (b) julho. Analogia à figura de Castro (1996) apresentada na Seção 1.5.2, Figura 1.4.

ventos de sudoeste (não mostrados na figura). Além disso, o módulo da velocidade do vento para o caso médio não mostra grande variação durante o ano, sendo seus valores mínimos e máximo em torno de 1 m/s e 4 m/s.

De maneira análoga, a Figura 3.27(b) apresenta também a série temporal dos vetores resultantes de vento e o módulo de suas componentes meridional e zonal para a série de vento sinótico do NCEP, utilizada para forçar o experimento SS. Neste caso, entretanto, como é inviável apresentar a série completa, optou-se por mostrar apenas o ano de 2004. Para o caso em que temos a variabilidade de alta frequência, vê-se que, apesar da existência dos padrões sazonais da série climatológica média, como predominância de nordeste e sudeste (mais ao sul do domínio), têm-se ventos que sopram em praticamente todas as direções. Nos meses de agosto e novembro, por exemplo, observa-se ventos bastante intensos de noroeste e sudoeste. Outra questão importante está na capacidade da série de representar rajadas, ou seja, variações muito grande da velocidade do vento de zero e 8 m/s em quase todos os meses do ano.



(a) Vento Climatológico Mensal



(b) Vento Sinótico

Figura 3.27: Série temporal da média espacial do campo de vento no domínio. (a) Série de um ano do campo de vento climatológico mensal utilizado em todos os anos de simulação para o experimento SM e (b) série referente ao ano de 2004 dos dados com frequência de 6h do NCEP utilizados no experimento SS. Para (a) e (b): Painel Superior - direção atuante do vetor médio resultante. Painel Intermediário - série do módulo da velocidade do vento resultante. Painel Inferior - série temporal da componentes meridional (verde) e zonal (azul) do campo médio de vento. Observe que as figuras tem valores máximos e mínimos diferentes.

3.4.2 Análise Energética do Campo de Vento

A Figura 3.28 apresenta os campos superficiais de energia cinética média (ECM) e energia cinética turbulenta (ECT) em cm^2/s^2 dos campos de vento utilizados nas simulações. O retângulo em linhas brancas representa o domínio de estudo na costa do Brasil. Como esperado, SM apresenta valores quase nulos de ECT, pois suas velocidades vieram das médias mensais do campo de SS (altas frequências foram filtradas).

A Figura 3.28 é importante porque nos fornece indícios de que a diferença entre SS e SM provavelmente se encontra justamente na capacidade da série de vento de SS de representar a alta frequência, ainda mais que os valores de ECT atmosférico no domínio de estudo são maiores que ECM.

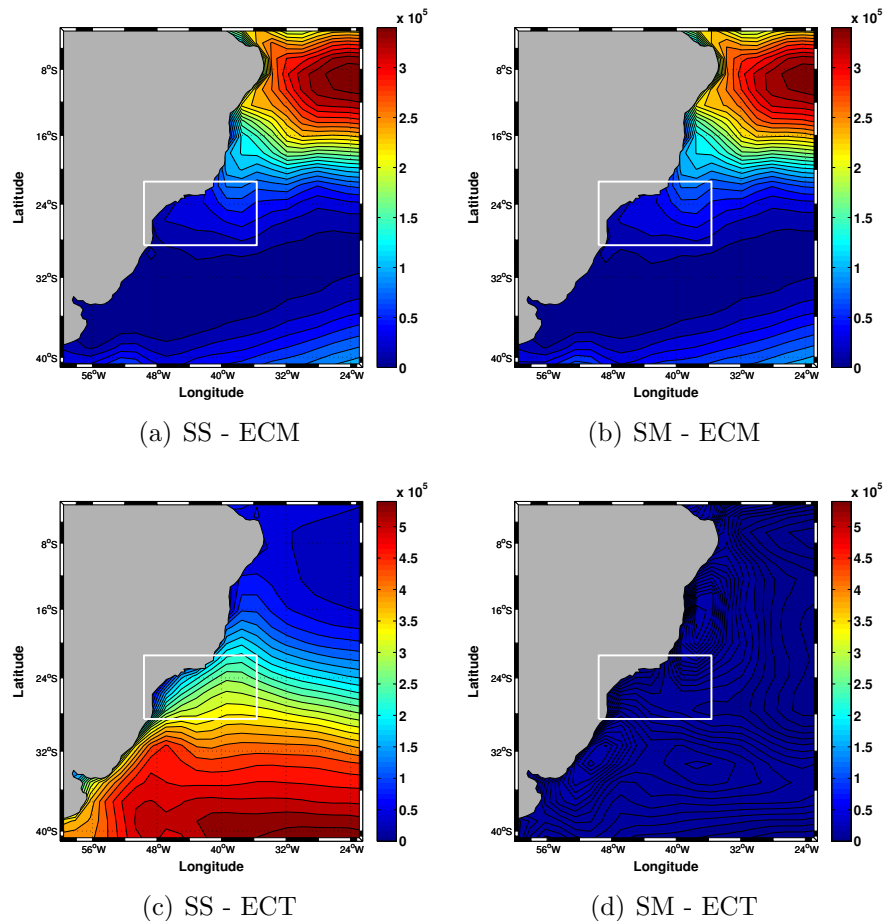


Figura 3.28: Campos de energia cinética média e energia cinética turbulenta média em cm^2/s^2 dos campos de vento utilizados para forçar os experimentos. Os retângulos brancos representam o domínio de estudo.

3.4.3 Investigação do Quadrante de Atuação Predominante do Campo de Vento Local

Nossa hipótese baseia-se no fato de que o transporte da CB para o experimento SM é maior, pois o vento atuante sobre o oceano tem direção e sentido predominantes que coincidem com a direção e sentido do eixo da corrente. Ou seja, o vento permanece mais tempo soprando na mesma direção que o eixo da CB, intensificando-a. No caso de SS, apesar da forçante ter maior intensidade, rajadas que atingem aproximadamente 8 m/s, o campo de vento também apresenta alta variabilidade, com passagens de frentes e mudanças repentinas dos padrões de circulação atmosférica, que resulta por alterar frequentemente a direção de atuação do *stress* do vento sobre o oceano. A forçante climatológica mensal, por sua vez, tem menor intensidade, mas não possui informações sobre a variabilidade de alta frequência do vento. Conseqüentemente, como a direção predominante de vento nesta região é de nordeste, assim como a corrente, o vento médio deve atuar mais tempo na mesma direção da CB. Este processo deve refletir, principalmente, no transporte geostrófico barotrópico da CB, como foi observado na seção 3.2.5.

Para realizar a análise do campo de vento, a região de estudo será dividida em três partes, de acordo com a direção do eixo médio da CB e, por sua vez, da quebra da plataforma. A Figura 3.29(a) ilustra o caminho percorrido pelo campo médio da CB (obtido através da média do campo de velocidade de SS) sobre as isóbatas de 200 e 1000 m e três seções em vermelho que demarcam, aproximadamente, o eixo da corrente sobre a quebra da plataforma.

Selecionou-se então apenas o campo de vento atuante sobre uma região retangular delimitada pelos extremos das seções, I, II e III e calculou-se, para cada região, quanto tempo a componente resultante do vento atua apontando na direção do quadrante III do círculo cartesiano (entre 180° e 270°), que coincide com o eixo médio da CB no domínio de estudo (3.29(b)). Além disso, determinou-se o tempo médio e máximo que o vento aponta para esta direção. Os resultados são resumidos na Tabela 3.5.

Como pode-se perceber analisando a Tabela 3.5, o vento climatológico médio tem sua direção predominante de atuação bem mais próxima do eixo médio da CB. Para as seções I e II, mais ao norte, onde a direção predominante de atuação do vento é de nordeste, o campo da forçante de SM mostrou-se, praticamente para toda a simulação, soprando na direção do eixo da corrente (91,7% e 83,4%), enquanto SS, parece ter sua direção afetada pela representação da alta variabilidade do vento (47,1% e 40,2%). Observando então a seção III, mais ao sul, percebemos uma diminuição tanto para SS quanto para SM, estando essa última provavelmente relacionada com o movimento da Zona de Convergência Intertropical para norte no inverno, confinando os ventos de nordeste a 25°S e trazendo ventos de oeste-sudoeste para a parte sul do domínio de estudo. Além disso, o campo de

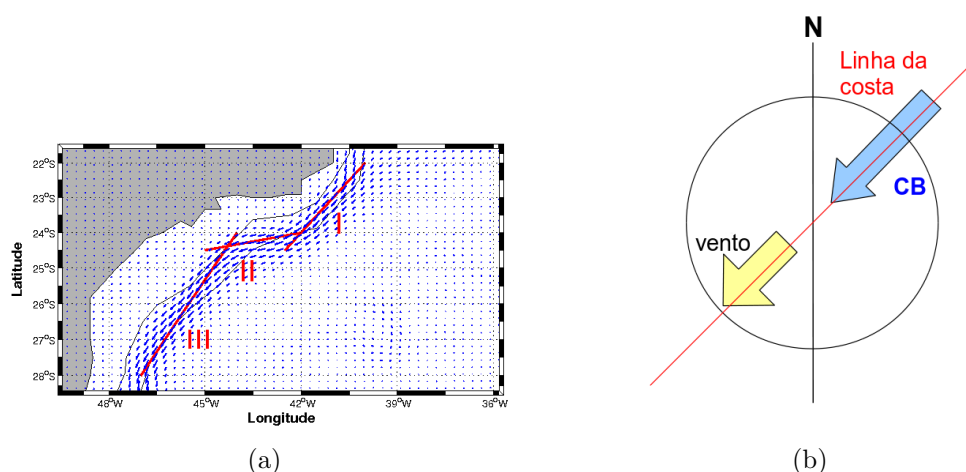


Figura 3.29: Esquematização da metodologia utilizada para a investigação do quadrante de atuação predominante do vento. (a) Representação das três seções (vermelho) escolhidas para análise. As setas em azul representam o campo de velocidade média superficial da CB e as linhas sólidas pretas as isóbatas de 200 e 1000 m. (b) Representação da direção de atuação do campo de vento em relação às direções da linha de costa e do eixo médio da CB no domínio de estudo.

Tabela 3.5: Avaliação do tempo de atuação do vento no quadrante da CB

		Tempo total	Tempo Médio	Tempo Máximo
Seção I	SS	47,1%	1,8 dias	19,75 dias
	SM	91,7%	-	11 meses
Seção II	SS	40,2%	1,21 dias	18 dias
	SM	83,4%	-	10 meses
Seção III	SS	36,4%	1,32 dias	12,5 dias
	SM	58,3%	-	7 meses

vento sinótico, devido à variabilidade de alta frequência, permanece pouco tempo atuando sobre o eixo da CB. O tempo médio e máximo de atuação não ultrapassam os dois e vinte dias, respectivamente, e decrescem em direção ao sul.

Aparentemente esta análise parece ter explicado as diferenças encontradas nos experimentos, entretanto suas conclusões são enganosas. Apesar do campo de vento climatológico permanecer muito mais tempo que o campo de vento sinótico apontando para o terceiro quadrante, esta investigação contém dois pontos determinantes para ser falha: (i) não leva em consideração a intensidade dos vetores de vento, apenas o tempo de atuação e (ii) inclui no cálculo apenas os vetores que sopram no terceiro quadrante.

É sabido que todos os vetores de vento, não importando o quadrante, influenciam de certa forma a CB, pois todos terão uma componente sobre o eixo da corrente, mesmo que seja pequena ou com sentido oposto. Além disso, um vento que sopra com um intensidade muito grande, mesmo que por pouco tempo, pode causar, talvez, um efeito maior que um

vento que sopra constantemente com um intensidade muito pequena. Pensando nestas questões, propôs-se uma segunda análise, a qual é descrita em maiores detalhes na próxima seção.

3.4.4 Investigação da Componente do Vento Atuante nas Direções Paralela e Perpendicular ao Eixo Médio da CB

A segunda análise envolveu considerar então todos os vetores de vento com suas respectivas intensidades (módulos). Para isso, propôs-se investigar o módulo do vetor velocidade média ponderada do vento que aponta paralelo e perpendicular ao eixo da CB.

Método - Calculou-se o ângulo médio do vetor velocidade da CB através da velocidade média de toda a simulação e decompôs-se todos os vetores de vento, das duas séries, sobre o eixo médio da CB encontrado. Obteve-se duas séries de vento com valores positivos e negativos, indicando o módulo do vetor do vento que atua no sentido (ou contra o sentido) da velocidade média da CB. Neste ponto é importante ressaltar que vetores que apontam em todos os quadrantes foram incluídos, mesmo que ao final sua componente seja praticamente nula. Destas duas novas séries calculou-se a velocidade média ponderada, lembrando que cada componente sinótica permanece por 6h soprando e cada componente média o número de dias do seu respectivo mês, e o tempo total de simulação foi de cinco anos (desconsiderando o *spin-up*). A velocidade média ponderada \bar{v} calculada é dada pela expressão abaixo:

$$\bar{v} = \frac{\sum_{i=1}^N v_i \cdot t_i}{\sum_{i=1}^N t_i} \quad (3.3)$$

onde v_i é a velocidade instantânea do i -ésimo elemento da série, a cada 6h ou mensal, t_i é o tempo que o i -ésimo elemento aponta na direção do vetor médio da corrente e N é o número total de elementos da série. A Figura 3.30 apresenta uma representação da decomposição de dois vetores de vento nas direções paralela e perpendicular à CB. Repetiu-se este procedimento para cada uma das seções da análise anterior e para o domínio inteiro. O resultado é apresentado na Tabela 3.6.

Como pode-se ver, o valor obtido para a velocidade média ponderada do vento sobre o eixo médio da CB para SM e SS são praticamente os mesmos. Este resultado é coerente, uma vez que a série média foi calculada a partir da série sinótica, que tem amostragens à intervalos constantes de 6h, suas médias ponderadas devem ser as mesmas. A diferença entre os valores de velocidade mostrados nas tabelas, deve-se ao fato da climatologia mensal ter sido criada a partir de 11 anos de dados e os cálculos de média ponderada

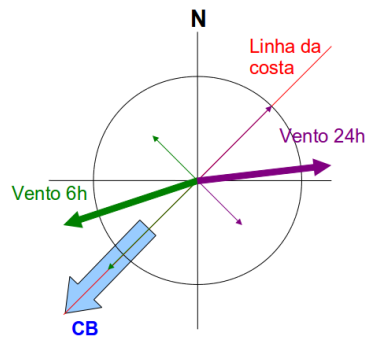


Figura 3.30: Representação da decomposição dos vetores de vento nas direções paralela e perpendicular ao eixo médio da CB.

Tabela 3.6: Velocidade média ponderada (m/s) para toda a simulação. Componentes do vento decompostas nas direções paralela e perpendicular ao eixo médio da CB.

Paralela	Seção I	Seção II	Seção III	Todo o domínio
SM	-2,97	-1,56	-1,87	-2,27
SS	-2,76	-1,43	-1,82	-2,11
Perpendicular	Seção I	Seção II	Seção III	Todo o domínio
SM	-0,89	-2,18	-1,39	-0,96
SS	-0,91	-2,12	-1,52	-0,98

levarem em consideração apenas o intervalo pós *spin-up* das simulações.

Por fim, foi investigado ainda se as mudanças poderiam estar relacionadas à componente perpendicular à Corrente do Brasil. Para isso, fez-se também o cálculo da velocidade média ponderada do vento que aponta perpendicular ao eixo médio da CB seguindo os mesmos passos que a componente paralela. Os resultados são apresentados nas últimas linhas da Tabela 3.6. Da mesma forma, as velocidades médias ponderadas também são praticamente as mesmas.

A análise das seções 3.4.3 e 3.4.4 derrubou definitivamente com a hipótese científica da dissertação. A série imposta como forçante para o experimento SS, por conter a série climatológica média, passa o mesmo tempo que SM, em média, soprando na direção da CB, mesmo que os vetores mudem constantemente de direção. A busca por um efeito local que interfira de tal forma no transporte e formação dos processos de mesoescala parece não estar diretamente relacionada com a relação entre direção vento/corrente e intensidade do vento.

3.4.5 Avaliação do Transporte de Ekman

Após toda a análise realizada sobre a direção predominante de atuação do campo de vento e a velocidade média ponderada de cada uma das séries, sinótica e climatológica

mensal, surgiu ainda a hipótese de investigar ainda o Transporte de Ekman. Esta hipótese baseia-se no seguinte fato: uma vez que a CB apresenta uma variação na componente barotrópica e esta, por sua vez, é gerada pelo gradiente de elevação da superfície do oceano, consequência do Transporte de Ekman induzido pelo vento, SS e SM devem possuir M_x (componente do Transporte de Ekman perpendicular ao eixo da CB) diferentes, sendo SM maior.

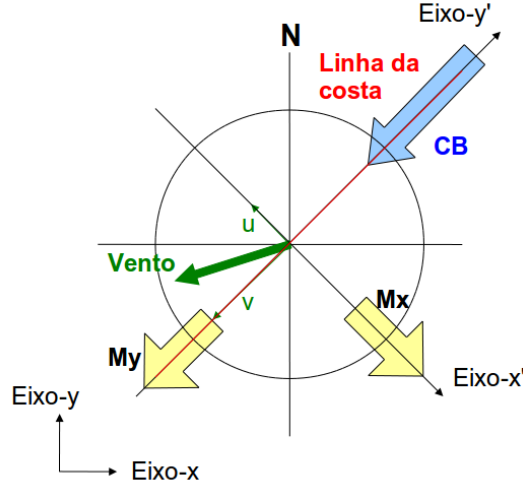


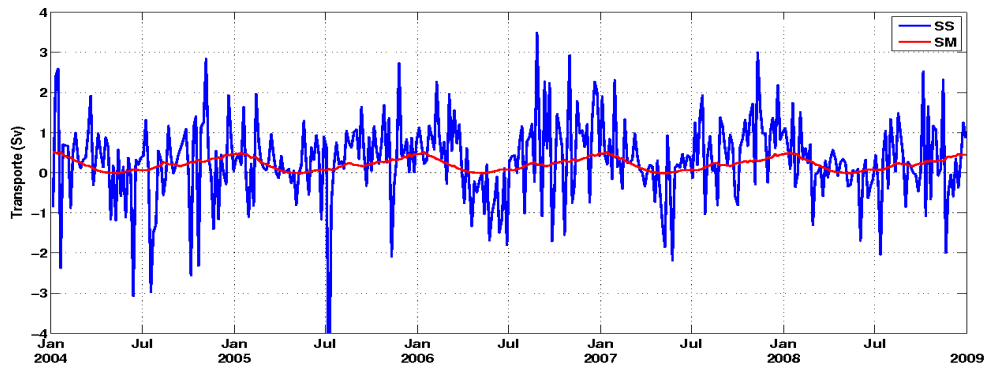
Figura 3.31: Representação das componentes dos transportes de Ekman M_x e M_y numa seção rotacionada de modo a ficar perpendicular ao eixo da CB.

Foram selecionadas então as seções em 22°S e 26°S utilizadas anteriormente para a investigação da variabilidade sazonal da corrente (Figura 3.10). A Figura 3.31 apresenta uma representação das componentes do Transporte de Ekman nas seções. As equações para M_x e M_y são dadas por:

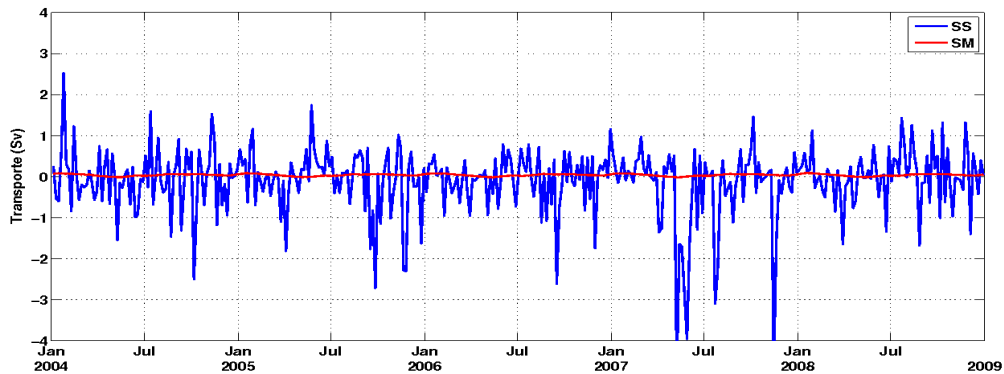
$$M_x = -\frac{1}{\rho_0 f} \sum_{i=1}^N \tau_{yi} \Delta_{yi} \quad (3.4)$$

$$M_y = \frac{1}{\rho_0 f} \sum_{i=1}^N \tau_{xi} \Delta_{xi} \quad (3.5)$$

onde M_x é o transporte perpendicular ao eixo da CB (Sv), M_y é o transporte paralelo ao eixo da CB (Sv), ρ_0 é a densidade da água do mar (1025 kg/m^3), f o parâmetro de Coriolis ($6,145 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) referente à latitude central do domínio (25°S), τ_{yi} são os vetores de *stress* do vento na direção meridional (N/m^2) e Δ_{yi} e Δ_{xi} é a distância entre cada ponto do domínio na direção meridional e zonal à seção (m).



(a)



(b)

Figura 3.32: Séries temporais de Transporte de Ekman em duas seções em (a) 22°S e (b) 26°S para os experimentos SS (azul) e SM (vermelho).

As Figuras 3.32(a) e 3.32(b) apresentam as séries temporais da componente perpendicular à CB (M_x) do Transporte de Ekman para SS e SM nas seções em 22°S e 26°S. Como pode-se ver, novamente, SS mostra-se mais ruidoso, provavelmente relacionado à alta resolução temporal do campo de vento utilizado.

Tabela 3.7: Componentes paralela (M_y) e perpendicular (M_x) à CB do Transporte de Ekman (Sv) na seções em 22°S e 26°S.

22°S		
	M_x	M_y
SM	$0,25 \pm 0,18$	$-0,09 \pm 0,04$
SS	$0,35 \pm 1,21$	$-0,15 \pm 0,22$
26°S		
	M_x	M_y
SM	$-0,04 \pm 0,03$	$-0,05 \pm 0,04$
SS	$-0,12 \pm 0,98$	$-0,13 \pm 0,31$

Calculou-se então as médias e desvio padrão de cada uma das séries de transporte, M_x e M_y (não mostrada). O resultado é apresentado na Tabela 3.7. O sinal positivo de M_x representa um transporte *offshore* e de M_y um transporte para Sul. Como pode-se

ver, os transportes resultantes de ambos os experimentos apontam nas direções *offshore* ($M_x > 0$) e para Sul ($M_y < 0$), de acordo com o esperado. No entanto, a componente M_x , responsável por sustentar o gradiente de elevação da superfície do oceano e gerar a circulação geostrófica barotrópica da CB, é maior no experimento SS que SM. Estes resultados são opostos ao esperado e, novamente, a hipótese não se confirmou. Apesar disto, mesmo ambas componentes sendo muito pequenas, é importante ressaltar também que os valores obtidos são da mesma ordem de grandeza daqueles observados por Castelao & Barth (2006).

Capítulo 4

Considerações Finais

O presente trabalho se propôs a investigar a influência da componente climatológica média do vento em relação à componente sinótica no transporte e na formação dos processos de mesoescala da Corrente do Brasil. No que diz respeito à componente climatológica média, entende-se esta por uma média mensal climatológica de onze anos de dados, enquanto entende-se a componente sinótica como uma componente de alta frequência, com capacidade de representar a parte estocástica, isto é, aleatória da circulação atmosférica. Foram então realizados dois experimentos utilizando o modelo numérico *Regional Ocean Modeling System* (ROMS) onde buscou-se isolar o efeito do vento.

As simulações foram configuradas mantendo todos os parâmetros iguais, exceto pelos coeficientes de viscosidade turbulenta para velocidade e traçadores e os fluxos de superfície. Os primeiros determinaram a estabilidade numérica das integrações, enquanto os últimos foram escolhidos como sendo Fluxos de Superfície Sinóticos e Vento Sinótico (SS) e Fluxos de Superfície Sinóticos e Vento Climatológico Médio (SM). Neste ponto é importante ressaltar que ao nos referirmos aos Fluxos de Superfície, estamos tratando dos seis fluxos utilizados pelo conjunto de parametrizações *bulk* de Fairall et al. (1996a; 1996b): temperatura do ar a 2 m, umidade específica a 2 m, pressão atmosférica, precipitação, radiação de onda curta, radiação de onda longa incidente. Os campos de vento foram referentes à altura de 10 m.

Ambos os experimentos tiveram duração de nove anos (2000 a 2008), porém foram necessários quatro anos para o período de *spin-up* (aquecimento) do experimento SS. Dessa forma, o conjunto de dados utilizados para a realização de todos os cálculos totalizaram um período de cinco anos (2004 a 2008). Foram realizadas então comparações com dados satelitais de SST e SSH, além de cálculos de transporte de volume e energia. Por fim, foi investigado o efeito do campo de vento sobre os resultados, testando a hipótese científica do trabalho.

4.1 Conclusões

A partir dos experimentos pode-se concluir que a variabilidade temporal do campo de vento exerce influência sobre o transporte de volume da Corrente do Brasil além de ser um gatilho para a formação dos processos de mesoescala da mesma. De maneira mais detalhada, as conclusões retiradas a partir deste trabalho foram:

- Com relação à resposta do campo de temperatura:
 - A utilização de forçantes realísticas, capazes de representar movimentos de alta frequência atmosférica, geram uma resposta oceânica mais próxima da observada *in situ*. O experimento SS, que teve como forçantes apenas dados com alta resolução temporal, representou a Corrente do Brasil significativamente melhor que SM no domínio de estudo.
 - Apesar dos fluxos de energia serem determinantes no campo de temperatura superficial do oceano, o efeito de um campo de vento com intensidade reduzida, como o campo de vento climatológico mensal utilizado em SM, torna a superfície do oceano mais quente. Uma vez que a evaporação da água do mar está relacionada à intensidade do vento, ao ser reduzida a intensidade do campo de vento, reduz-se a perda de energia do oceano, fazendo-o aquecer. Independentemente, a variabilidade sazonal do campo de temperatura não foi afetada.
- Em relação ao transporte da Corrente do Brasil concluiu-se que:
 - A Corrente do Brasil sob efeito da componente climatológica mensal do vento tem seu transporte elevado. A componente barotrópica sofreu um aumento de aproximadamente 50% em todo o domínio de estudo. A utilização de uma forçante de alta resolução temporal (SS), por outro lado, resulta em valores de transporte em níveis semelhantes aos observados na realidade.
 - A componente baroclínica da CB também é afetada pela baixa intensidade do campo de vento aplicado nos experimentos. Aparentemente, locais que sofrem aquecimento demasiado devido à baixa evaporação causada pelo campo de vento apresentam um gradiente de densidade que intensifica a componente baroclínica da corrente, como o ocorrido no Sul da Bacia de Santos.
 - A variabilidade do transporte da CB não sofreu alterações significativas. O aumento no transporte da CB não sofre alterações com as estações, permanecendo, em geral, semelhante.

- Em relação aos níveis de energia da CB e os processos de mesoescala:
 - A Corrente do Brasil sob efeito da componente climatológica mensal do vento tem seus níveis de energia turbulenta reduzidos e os níveis de energia cinética média elevados. Estas grandezas propiciam concluir que o transporte da corrente é aumentado, como observado, e que a formação dos processos de mesoescala são reduzidos.
- Com respeito ao efeito causado pelo campo de vento
 - Apesar do campo de vento climatológico médio permanecer aproximadamente de 60 a 90% do tempo soprando na direção da CB, a contribuição desta série e da série sinótica é a mesma tratando-se das velocidades médias ponderadas do vento que sopram tanto paralela quanto perpendicular ao eixo da CB.
 - O aumento no transporte da CB não é causado pelo campo de velocidade do vento paralelo ou perpendicular ao eixo da Corrente do Brasil.
 - O transporte de Ekman gerado pelo campo de vento climatológico médio é menor que o transporte gerado pela série sinótica. Assim, as diferenças observadas nos experimentos não parecem estar diretamente relacionadas com o Transporte de Ekman produzidos pelos campos de vento.

Finalizando, a partir deste trabalho sugere-se que estudos que busquem representar de maneira fidedigna o transporte e a variabilidade do campo de mesoescala da CB utilizem forçantes de alta resolução temporal. Estes estudos referem-se tanto a pesquisas científicas, no âmbito de simulações numéricas para estudos de processos no litoral brasileiro, quanto modelagens numéricas para licenciamento ambiental e previsão de espalhamento de manchas de óleo.

4.2 Sugestões para Trabalhos Futuros

A presente dissertação sugere ainda que novos estudos sobre o assunto sejam realizados afim de verificar de maneira conclusiva a causa para as diferenças observadas nos experimentos. Algumas sugestões para trabalhos futuros são:

- Modificar a forçante de vento inserida nos experimentos de modo a verificar a resposta da CB para campos com menor frequência, como por exemplo, intra sazonal.
- Realizar outros experimentos alterando os demais fluxos, como Fluxos Médios e Vento Sinótico e Fluxos Médios e Vento Médio.

- Investigar as razões da variabilidade temporal da contribuição percentual das componentes barotrópica e baroclínica no transporte da CB.
- Investigar a variabilidade sazonal do Transporte de Ekman que atua sobre o domínio e sua relação com o transporte da CB em cada cenário de vento.

Capítulo 5

Referências Bibliográficas

- AB (2009). Ambiente Brasil - Poluição nos mares. <http://ambientes.ambientebrasil.com.br/agua/artigos-agua-salgada/poluicao-nos-mares.html>. Acessado em 10 de outubro de 2011.
- ANEEL (2005). Atlas de energia elétrica da Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL). <http://www.aneel.gov.br/aplicacoes/Atlas/download.htm>. Acessado em 14 de outubro de 2011.
- Assireu, A. T. (2003). *Estudo das Característica Cinemáticas e Dinâmicas das Águas de Superfície do Atlântico Sul Ocidental a partir de Derivadores Rastreados por Satélite*. PhD thesis, Universidade de São Paulo.
- Bizzi, L., Schobbenhaus, C., Vidotti, R., and Gonçalves, J. (2003). *Geologia, Tectônica e Recursos Naturais do Brasil*. Addison-Wesley.
- Calado, L. (2001). *Dinâmica da Formação dos Meandros e Vórtices da Corrente do Brasil ao Largo do Sudeste Brasileiro*. PhD thesis, Universidade de São Paulo.
- Calado, L., Domingues, R., and Watanabe, W. (2010). Elaboração de um banco de dados batimétricos ETOPO-REMO. Technical report, Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira - IEAPM.
- Campos, E. J. D., Gonçalves, J. E., and Ikeda, Y. (1995). Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight. *Journal of Geophysical Research*, 100:18537–18550.
- Cardona, Y. and Bracco, A. (2012). Enhanced vertical mixing within mesoscale eddies due to high frequency winds in the South China Sea. *Ocean Modelling*, 42:1–15.

- Castelao, R. M. and Barth, J. A. (2006). Upwelling around Cabo Frio, Brazil: The importance of wind stress curl. *Geophysical Research Letters*, 33(3).
- Castro, B. M. (1996). *Correntes e Massas de Água da Plataforma Continental Norte de São Paulo*. PhD thesis, USP - Instituto Oceanográfico.
- Chhak, K. C., Moore, A. M., Milliff, R. F., Branstator, G., Holland, W., and Fisher, M. (2006). Stochastic forcing of the North Atlantic wind-driven ocean circulation. Part I: A diagnostic analysis of the ocean response to stochastic forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 36:300–315.
- CONAMA398 (2008). Resolução conama n.398, de 11 de junho de 2008.
- Cronin, M. F. and Sprintall, J. (2001). Wind and bouyancy-forced upper ocean. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, 6:3219–3227.
- Cushman-Roisin, B. and Beckers, J. (2006). *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics - Physical and Numerical Aspects*.
- Evans, D. L. and Signorini, S. S. (1985). Vertical structure of the Brazil Current. *Letters to Nature*, 315:48–50.
- Evans, D. L., Signorini, S. S., and Miranda, L. B. (1983). A note on the transport of the Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, pages 1732–1738.
- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Godfrey, J. S., Wick, G. A., and Edson, J. B. (1996a). Cools-skin and warm-layer effects on sea surface temperature. *Journal of Gephysical Research*, 101:1295–1308.
- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Rogers, D. P. Edson, J. B., and Young, G. S. (1996b). Bulk parametrization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment. *Journal of Gephysical Research*, 101:3747–3764.
- Frankiginoul, C. and Muller, P. (1979). Quasi-geostrophic response of an infinite beta plane ocean to stochastic forcing by atmosphere. *Journal of Physical Oceanography*, 9:104–127.
- Fu, L. L., Cheng, B., , and Qiu, B. (2000). 25-day period large-scale oscillations in the Argentine Basin revealed by the TOPEX/POSEIDON altimeter. *Journal Physical Oceanography*.
- Gabioux, M. (2008). *Estudo Numérico de Meandros e Vórtice da Corrente do Brasil entre 22° e 30°*. PhD thesis, COPPE/UFRJ.

- Gill, A. (1982). *Atmosphere-Ocean Fluid Dynamics*, volume 30 of *International Geophysics*. Academic Press.
- Griffa, A. and Castellari, S. (1991). Nonlinear general circulation of an ocean model driven by wind with a stochastic component. *Journal of Marine Research*, 49:53–73.
- Haidvogel, D. B., Arango, H. G., Hedstrom, K., Beckman, A., Rizzoli, P. M., and Shchepetkin, A. F. (2000). Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: Simulations in non-linear terrain-following coordinates. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 32:239–281.
- Lemos, A. T. (2009). Modelagem numérica como ferramenta de determinação de uma zona de exclusão para as atividade de Exploração e Produção (E&P) de petróleo na região do Banco de Abrolhos. Master's thesis, Universidade Federal do Rio Grande.
- Lima, J. A. M. (1997). *Oceanic Circulation on the Brazilian Shelf Break and Slope at 22°S*. PhD thesis, University of N. S. W., Kensington, N. S. W., Australia.
- Lippert, A. and Käse, R. (1984). Stochastic wind forcing of baroclinic rossby waves in the presence of a meridional boundary. *Journal of Physical Oceanography*, 15:184–194.
- Maagard, L. (1977). On the generation of baroclinic rossby waves. *Journal of Physical Oceanography*, 7:359–364.
- Maamaatuaiahutapu, K., Garçon, V. C., Provost, C., Bouladihd, M., and Bianchi, A. (1994). Spring and winter water masses in Brazil-Malvinas Confluence. *Journal of Marine Research*, 52:397–426.
- Marchesiello, P., McWilliams, J. C., and Shchepetkin, A. F. (2003). Equilibrium structure and dynamics of the California Current System. *Journal of Physical Oceanography*, pages 753–783.
- Martin, M. J., Hines, A., and J., B. M. (2007). Data assimilation in the FOAM operational short-range ocean forecasting system: a description of the scheme and its impact. *The Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society*, 133:981–995.
- Mellor, G. L. and Ezer, T. Oey, L. Y. (1994). Pressure gradient conundrum sigma coordinate ocean models. *Journal of Atmospheric and Ocean Technology*, 11:1126–1134.
- Mellor, G. L., Oey, L. Y., and Ezer, T. (1998). Sigma coordinate pressure gradient errors and the seamount problem. *Journal of Atmospheric and Ocean Technology*, 15:1122–1131.

- Muller, P. and Frankignoul, C. (1981). Direct atmospheric forcing of geostrophic eddies. *Journal of Physical Oceanography*, 11:287–308.
- Müller, T. J., Ikeda, Y., Zangenberg, N., and Nonato, L. V. (1998). Direct measurements of western boundary currents off Brazil between 20°s and 28°s. *Journal of Geophysical Research*, 103:5429–5437.
- Oliveira, L. R., Piola, A. R., Mata, M. M., and Soares, I. D. (2009). Brazil Current surface circulation and energetics observed from drifting buoys. *Journal of Geophysical Research*, 114(C10).
- Oliveira, R. (2008). *Energética do Atlântico Sudoeste a partir de Observações Lagrangeanas e de Simulações do Parallel Ocean Climate Model*. PhD thesis, Universidade Federal do Rio Grande.
- OPEP (2011). Opep rebaixa previsões de consumo de petróleo para 2011 e 2012. <http://economia.uol.com.br/ultimas-noticias/efe/2011/10/11/opep-rebaixa-previsao-de-consumo-de-petroleo-para-2011-e-2012.jhtm>. Acessado em 14 de outubro de 2011.
- Peterson, R. G. and Stramma, L. (1991). Upper layer circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress on Oceanography*, 26:1–73.
- Phillips, N. A. (1966). Large scale eddy motion in the Western Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 71:3883–3891.
- Reid, J. L., Nowlon, W. D., and Patzert, W. C. (1977). On the characteristics and circulation of the Southwestern Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 7:62–91.
- Rodrigues, R. R., Rothstein, L. M., and Wimbush, M. (2007). Seasonal variability of the South Equatorial Current bifurcation in the Atlantic Ocean: A numerical study. *Journal of Physical Oceanography*, 37(1):16–30.
- Rossi-Wongtschowsky, C. L. D. B. and Madureira, L. S. P. (2006). *O Ambiente Oceanográfico da Plataforma Continental e do Talude na Região Sudeste-Sul do Brasil*.
- Samuel, B. and Cox, M. (1987). Data set atlas for ocean modeling. *Ocean Modeling*, 75:1–3.
- Schaeffer, A., Garreau, P., Molcard, A., Fraunié, P., and Seity, Y. (2011). Influence of high-resolution wind forcing on hydrodynamic modeling of the Gulf of Lions. *Ocean Dynamics*.

- Schmidt, C., Schafer, H., Podestá, G., and Zenk, W. (1995). The Vitoria Eddy and its relation to the Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, 25:2532–2546.
- Shchepetkin, A. F. and McWilliams, J. C. (2003). A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate. *Journal of Geophysical Research*, 108(C3).
- Shchepetkin, A. F. and McWilliams, J. C. (2005). The Regional Oceanic Modeling System (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4):347.
- Signorini, S. S. (1978). On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cape of São Tomé and Guanabara Bay. *Deep Sea Research*, 25:481–490.
- Silva, L. C. C. (2006). Estudo das massas d’água e circulação geostrófica na região sudeste da Bacia do Brasil. Master’s thesis, COPPE/UFRJ.
- Silva, M., Araujo, M., Servain, J., Penven, P., and Lentini, C. A. (2009). High-resolution regional ocean dynamics simulation in the Southwestern Tropical Atlantic. *Ocean Modelling*, 30(4):256.
- Silveira, I. C. A. (2007). *O Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ*. PhD thesis, Universidade de São Paulo.
- Silveira, I. C. A., Schmidt, A. C. K., Campos, E. J. D., Godoi, S. S., and Ikeda, Y. (2000). A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 48:171–183.
- Song, Y. and Haidvogel, D. (1994). A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. *Journal of Computational Physics*, 115:228–244.
- Stammer, D. (1997). Global characteristics of ocean variability estimated from regional TOPEX/POSEIDON altimeter measurements. *Journal of Physical Oceanography*, 27:1743–1769.
- Stark, J. D., Donlon, C. J., Martin, M. J., and McCulloch, M. E. (2007). An operational, high resolution, real time, global sea surface temperature analysis system. Aberdeen, Escócia.: Oceans’07 IEEE Aberdeen conference proceedings. Marine challenges: costline to deep sea.
- Stommel, H. (1948). The westward intensification of wind-driven ocean current. *American Geophysical Union*, 29:202–206.

- Stramma, L. (1991). Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic. *Journal of Marine Research*, 49:281–294.
- Sverdrup, H. (1947). Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with the application to the equatorial currents of the eastern pacific. *Geophysics*, 33:318–326.
- Sverdrup, H. U., Johnson, M. W., and Fleming, R. H. (1942). *The Oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology*. Englewood Cliffs, Prentice-Hall.
- UFPR, J. C. (2009). Petróleo do Pré-Sal: o Brasil corre o risco de perdê-lo? <http://www.jornalcomunicacao.ufpr.br/node/6694>. Acessado em 20 de agosto de 2011.
- Veronis, G. (1970). Effect of fluctuating winds on ocean circulation. *Deep Sea Research*, 17:421–434.
- Veronis, G. and Stommel, H. (1956). The action of variable wind stresses on a stratified ocean. *Journal of Marine Research*, 15:43–75.
- Viana, A. R., Faugères, J. C., Kowsmann, R. O., Lima, J. A. M., Caddah, L. F. G., and Rizzo, J. G. (1998). Hydrology, morphology and sedimentology of the campos continental margin, offshore brazil. *Sedimentary Geology*, 115:133–157.
- Wallcraft, A. J., Metzger, E. J., and Carroll, S. N. (2009). Software design description for the HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM) version 2.2. Technical report, Naval Research Laboratory.
- Waseda, T., Mitsudera, H., Tagushi, B., and Kutsuwada, K. (2005). Significance of high-frequency wind forcing in modelling the Kuroshio. *Journal of Oceanography*.
- Willebrand, J., Phillander, S., and Pacanowski, R. (1980). The oceanic response to large-scale atmospheric disturbances. *Journal of Physical Oceanography*, 10:411–429.