



Universidade Federal do Espírito Santo
Centro de Ciências Humanas e Naturais
Departamento de Oceanografia e Ecologia

Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental

A dinâmica da camada de mistura oceânica da porção Abrolhos-Campos da costa brasileira

Júlia Tavares Salviato

Dissertação de Mestrado

Vitória
21 de Dezembro de 2015

Universidade Federal do Espírito Santo
Centro de Ciências Humanas e Naturais
Departamento de Oceanografia e Ecologia

Júlia Tavares Salviato

**A dinâmica da camada de mistura oceânica da porção
Abrolhos-Campos da costa brasileira**

Trabalho apresentado ao Programa de pós-graduação em Oceanografia Ambiental do Departamento de Oceanografia e Ecologia da Universidade Federal do Espírito Santo como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Oceanografia Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Renato David Ghisolfi

Vitória
21 de Dezembro de 2015

Agradecimentos

A Deus pela vida, pela coragem, pelos meus Pais, amigos e familiares. Pela força nos momentos que achei que não poderia continuar. A Ele todas as glórias e todas as vitórias. Agradeço a virgem Maria, mãe de Deus, por sua interseção principalmente nos meus momentos de desespero. Aos meus pais, sem eles eu não seria absolutamente NADA nessa vida. A todo carinho, apoio, amor e suporte para que eu seguisse meu sonho apesar de toda dificuldade. Aos meus irmãos pela paciência e distração exatamente quando eu precisava. A minha avó, da mesma forma que meus pais, nunca deixou nada me faltar nesse tempo dedicado ao estudo, a ela e ao Sr Joel, meu novo avô de coração. A tia Ciany e ao Tio Mêndes pelas horas de conversa, bate papo e lógico muito carinho. A minha prima querida, mãe do meu tesouro, MINHA e só minha afilhada. Agradeço ao meu amor, que me aguenta em várias mudanças de humor. rs. Pela paciência, pelo consolo, por ouvir meu choro inúmeras vezes. As minhas anjo da guarda Clarissa e Tathiane que me deram muita força e carinho e souberam dizer as palavras que eu precisava ouvir em cada momento. A todos os meus amigos, eles sabem quem são e, toda a minha gratidão pelas diversas etapas que passamos juntos, Ferrr, Mari, Loren, Thati, e todos os outros, muito obrigada de verdade. Não poderia faltar meu caloroso agradecimento as pessoas irritantes e adoradas do LabPosseidon, eu S2 vocês, principalmente aos VIP's e a Nina nessa reta final pela enorme ajuda. Não tenho como citar nomes, mas cada um sabe o quanto contribuiu cientificamente e psicologicamente para a finalização dessa dissertação. Obrigada pela força, pelo ombro amigo e pelas bagunças para aliviar o estresse. Ao Bruno, pelo suporte técnico-científico e opiniões sobre tudo no mundo, que as vezes nem interessava tanto. Sua sabedoria sobre política internacional (ou não) agregou valor ao meu conhecimento. À Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis – ANP –, à Financiadora de Estudos e Projetos – FINEP – e ao Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação – MCTI, pelo apoio financeiro e incentivo à participação em congressos por meio do Programa de Recursos Humanos da ANP para o Setor Petróleo e Gás – PRH-ANP/MCTI, bem como da Petrobras. Ao INCT-PRO-OCEANO pelo incentivo financeiro. Por fim, a todos que de alguma forma, diretamente ou indiretamente, contribuíram na concretização dessa etapa.

"Pois com toda a certeza vos afirmo que, se tiverdes fé do tamanho de um grão de mostarda, direis a este monte: 'Passa daqui para acolá', e ele passará. E nada vos será impossível!"

Mateus 17: 20-21

RESUMO

A camada de mistura oceânica (CM) acopla o oceano à atmosfera. As características da CM determinam as trocas de fluxo de calor e gases que afetam o clima. Adicionalmente, ciclos biogeoquímicos e produtividade biológica são também afetados pela profundidade da CM, a qual controla a entrada de nutrientes para a zona eufótica através da mistura vertical e entranhamento. Para entender esse processo é necessário compreender os mecanismos que regem a dinâmica da CM. O padrão espacial da variação sazonal da CM na região Abrolhos-Campos foi investigada, assim como a importância relativa dos fluxos de calor, de *momentum* e do bombeamento de Ekman na variação sazonal do balanço de calor na CM, utilizando temperatura e salinidade do WOA (World Ocean Atlas), fluxos de calor do Projeto OAFlex (Objectively Analyzed air-sea Fluxes) e tensão de cisalhamento do vento do COADS (Comprehensive Ocean - Atmosphere Data Set). Para complementar essas análises e investigar a dinâmica em escala suprainercial, séries temporais de Outubro 2011 a Outubro 2012 de fluxos de calor e da resposta do oceano, obtidos da boia do Projeto PIRATA 19°S,34°W também foram analisadas. O resfriamento e aprofundamento sazonal da CM respondeu primariamente ao fluxo líquido de calor com grande contribuição do fluxo de calor de onda curta. A partir do final do inverno e na primavera, forte tensão de cisalhamento do vento foram importantes para manter a CM profunda. A velocidade do bombeamento de Ekman contribuiu em uma pequena parte na evolução do oceano superior na região de estudo. Em geral, os resultados da análise das séries temporais do Projeto PIRATA confirmaram o encontrado com os dados climatológicos. Porém, a análise espectral da CM computada através da série do Projeto PIRATA revelou picos de energia em 12h e 24h, sugerindo a contribuição de ondas internas na mistura do oceano superior.

ABSTRACT

The oceanic surface mixed layer is the link by which the ocean and atmosphere are coupled. The characteristics of the mixed layer determine the air-sea fluxes of heat and gases affecting this way the climate. Additionally, biogeochemical cycles and biological productivity are profoundly affected by the mixed layer depth, which controls the amount of nutrient input to the euphotic zone through vertical mixing and entrainment. Improved understanding of these processes depends in some measure on our understanding of mechanisms and dynamics of the mixed layer. Using temperature and salinity from WOA, heat fluxes from OAFlex Project (Objectively Analyzed air-sea Fluxes) and wind stresses from Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS) the spatial pattern of the seasonal variability of mixed layer in the Abrolhos-Campos region is investigated, as well as the importance relative of heat and momentum fluxes and Ekman pumping to the seasonal heat-budget of the mixed layer. To complement the above analysis and to investigate mixed layer dynamics at suprainertial scale, time series from October 2011 to October 2012 of air-sea fluxes and upper ocean response, obtained from PIRATA mooring at 19°S and 34°W were also analyzed. The seasonal cooling and deepening of the mixed layer is driven primarily by heat fluxes with larger contribution from the short wave radiation. By the end of the winter and spring, strong wind stresses are important to maintain the mixed deep. Ekman pumping velocities play only a small role in the upper ocean evolution in the region of study. In general, the results of the analysis of PIRATA time series confirm those from the climatological data sets. Furthermore, spectral analysis of the mixed layer computed from the PIRATA time series revealed a sharp energy peak at about 12 and 24 hours, suggesting the contribution of internal tides to oceanic mixing.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	11
CAPÍTULO 1.....	13
Introdução.....	13
CAPÍTULO 2.....	19
Metodologia	19
2.1 Área de Estudo	19
2.2 Materiais e Métodos	24
2.2.1 Dados	24
2.2.2 Métodos	25
CAPÍTULO 3.....	31
Resultados e Discussão	31
3.1 Profundidade da CM.....	31
3.2 Forçantes Superficiais	40
3.3 Balanço Quali-quantitativo da CM.....	51
3.4 O Balanço de calor na camada de mistura.....	57
3.5 Dinâmica da CM na localização da boia do Projeto PIRATA 19°S, 34°W.....	60
3.5.1 Análise da tendência de variação da profundidade da CM.....	60
3.5.3 Variabilidade Suprainercial na profundidade da CM.....	66
CONCLUSÃO.....	71
SUGESTÃO PARA TRABALHOS FUTUROS.....	73
REFERÊNCIAS	74

LISTA DE FIGURAS

Figura1 - Diagrama esquemático da CM.....	13
Figura 2– Mapa da área de estudo	19
Figura 3 – Climatologia de vento de superfície (m/s) para o mês de Julho.	20
Figura 4– Climatologia de vento de superfície (m/s) para o mês de Janeiro..	21
Figura 5– Distribuição de frequências das medidas de vento observadas na boia do Projeto Pirata 19° S 34° W.	22
Figura 6–Imagem composicional de Temperatura da Superfície do Mar.....	23
Figura 8- Profundidade média anual da CM.....	31
Figura 10- Médias climatológicas de profundidade da CM.....	33
Figura 11- Diferença na profundidade da CM	36
Figura 12- Área de estudo dividida em 3 subregiões	37
Figura 13- Profundidade da CM ao longo do ano para dois pontos ao longo do meridiano 40,5°W.....	38
Figura 15 - Profundidade da CM ao longo do ano para três pontos ao longo do meridiano 32,5°W.....	39
Figura 16- Tensão de cisalhamento do vento.	41
Figura 17- Rotacional da tensão de cisalhamento do vento	42
Figura 18 – Bombeamento de Ekman.....	43
Figura 19 – Média mensal dos fluxos de calor na área de estudo.....	45
Figura 21- Distribuição espacial do fluxo de calor latente	47
Figura 22 - Distribuição espacial do fluxo de calor sensível	48
Figura 23 - Distribuição espacial do fluxo de calor de onda longa.....	49
Figura 24- Distribuição espacial do fluxo líquido de calor.....	50
Figura 25 - Integral da Profundidade da CM e do fluxo líquido de calor em toda a área de estudo nos meses de Janeiro a Dezembro.	52
Figura 26 - Área de estudo dividida em 3 áreas zonais.....	52
Figura 27 - Variação espaço-temporal da (a) profundidade da CM, (b) do Fluxo líquido de Calor, da componente zonal da tensão de cisalhamento do vento ao longo da latitude de 14,5°S.....	54
Figura 28- Variação espaço-temporal(a) da profundidade da CM, (b) do Fluxo líquido de Calor, (c) da componente zonal da tensão de cisalhamento do vento ao longo da latitude de 18,5°S.....	55
Figura 29- Variação espaço-temporal da (a) da profundidade da CM, (b) do Fluxo líquido de Calor, e (c) da componente zonal da tensão de cisalhamento do vento ao longo da latitude de 22°S.....	56
Figura 30 - Balanço de calor na CM.....	59
Figura 31- Profundidade média mensal da CM.	61
Figura 32- Médias diárias de variação da profundidade da CM	62
Figura 33 - Variação das componentes do fluxo e fluxo líquido de calor de outubro de 2011 a outubro de 2012.....	63
Figura 34 – Médias diárias da profundidade da CM, de tensão de cisalhamento do vento resultante, de tensão de cisalhamento do vento zonal e meridional.....	65
Figura 35 – Periodograma de oscilação da profundidade da CM com confiança em 95%. ..	66

Figura 36– Periodograma de oscilação da temperatura a 10, 40, 140 e 500 m, com limite de confiança de 95%	67
Figura 37– Periodograma de oscilação da alta frequência da profundidade da CM com os limites de confiança em 95%,filtrado de 5 h a 3 dias.....	67
Figura 38– Periodograma de oscilação da alta frequência da temperatura a 10, 40, 140 e 500 m, sem a representação dos limites de confiança.....	68
Figura 39 – Médias diárias da Profundidade da CM, Profundidade da CM filtrada e diferença entre as duas séries (CM filtrada e não filtrada).....	70

CAPÍTULO 1

Introdução

A Camada de Mistura (CM) é a região superficial do oceano onde as propriedades físicas, como temperatura e salinidade, tendem a ser quase uniformes ao longo da profundidade (e.g., Pickard e Emery, 1992; Monterey e Levitus, 1997). Essa camada é o resultado do balanço entre os fatores que geram turbulência (ex., ação da tensão de cisalhamento do vento) e os que contribuem para estratificação (ex., ganho de calor pelo oceano) (Figura 1). As forçantes que determinam as características da CM podem variar suas intensidades tanto espacial quanto temporalmente (Kantha e Clayson, 2003) de modo que a profundidade da CM pode variar em várias escalas de tempo e espaço.

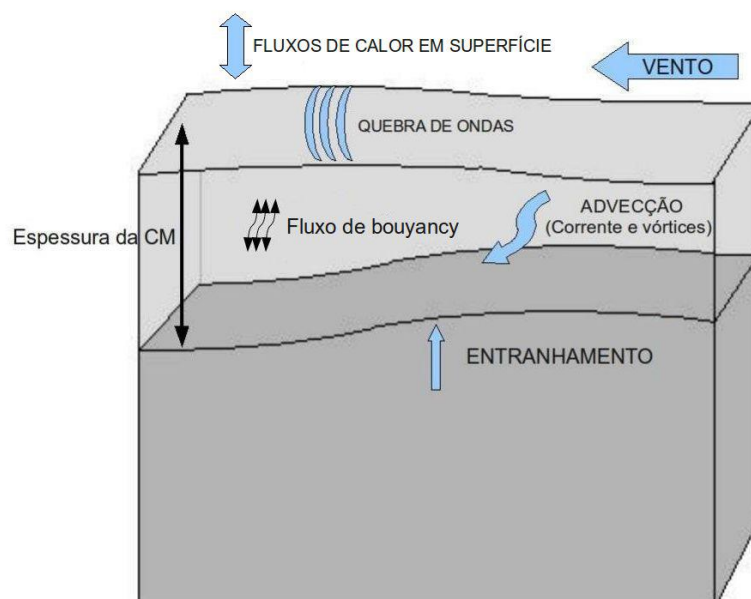


Figura1 - Diagrama esquemático da CM mostrando as principais forçantes que agem sobre o oceano tanto através da superfície quanto através do fundo da CM.

A CM tem um papel importante nos processos meteorológicos e climáticos, pois é através dela que ocorre a maior parte do aquecimento solar da Terra. Os oceanos em geral são "armazenadores" de calor devido a transferência de calor da

atmosfera para o oceano durante a primavera e o verão e do oceano para a atmosfera gradativamente durante o outono e o inverno e, portanto, agem como um amortecedor e/ou regulador térmico dos processos atmosféricos em escala de semanas ou maiores (e.g., Brainerd e Gregg, 1995; McCreary *et al.*, 2001; Kara *et al.*, 2000; Montégut *et al.*, 2004). Além disso, a dinâmica da CM dita a evolução da temperatura da superfície do mar (TSM), que é um parâmetro de grande importância nas trocas de calor, água e substâncias químicas com a atmosfera.

A CM também tem um papel importante na produtividade primária pelo fitoplâncton, que é a base da cadeia trófica do oceano. A produtividade primária é limitada às primeiras dezenas de metros da coluna de água (e.g., Raymont, 1976; Kennish, 1990) em função da grande disponibilidade de luz existente em regiões tropicais, por exemplo. No entanto, a camada superficial nestas regiões é geralmente pobre em nutrientes. Dessa forma, para que a produtividade ocorra é necessários que processos de mistura na base da CM injetem águas mais profundas e ricas em nutrientes para regiões superficiais propiciando, então, altos níveis de produtividade primária.

O entendimento da dinâmica e variabilidade da CM é de fundamental importância devido a sua atuação como mediador em vários processos físicos (e.g. formação e subsidência de massas de água), químicos (e.g. trocas de gases com a atmosfera) e biológicos (e.g. produção fitoplanctônica). A variabilidade da profundidade da CM está diretamente relacionada ao balanço de calor dentro dela, pois a quantidade de energia termal que pode ser estocada dentro da CM depende, usualmente, mais das mudanças na profundidade da camada de mistura do que na mudança de sua temperatura (Nihoul e Jamart, 1988). Por outro lado, a profundidade na qual a camada superficial do oceano pode ser misturada depende da quantidade de energia cinética turbulenta. Matematicamente estes conceitos podem ser expressos pela equação de balanço de calor integrado dentro da CM (Equação 1):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{Q_{net} - q(-h_{CM})}{\rho_0 C_p h_{CM}} - \vec{u}_{CM} \cdot \nabla T_{CM} + k \nabla^2 T_{CM} - \frac{\vec{w}_{ek}(T_{10} - T_b)}{h_{CM}} \quad \text{(Equação 1)}$$

(1)
(2)
(3)
(4)
(5)

Da esquerda para direita, os termos representam: (1) a variação local da temperatura da CM no tempo, (2) o fluxo líquido de calor à superfície equiparado ao calor transferido através da base da CM para as camadas seguintes ($q(-h_{CM})$) por capilaridade, (3) advecção horizontal, (4) a difusão horizontal da calor e (5) bombeamento de Ekman (w_{ek}) na base da CM. T_{10} e T_b são as temperaturas a 10 m de profundidade e na base da camada de mistura, respectivamente. u_{CM} representa a velocidade horizontal. h_{CM} é a profundidade da CM e Q_{net} é o fluxo líquido de calor à superfície.

Matematicamente, o Q_{net} é definido como $Q_{net} = -Q_{OL} + Q_{OC} - Q_s - Q_l$. Valores positivos de Q_{net} indicam que a CM está sendo aquecida através da superfície. Neste caso, a entrada de calor de onda curta (Q_{OC}) – valores positivos – supera as perdas – valores negativos – associados a perda de calor por onda longa (Q_{OL}), calor sensível (Q_s) e calor latente (Q_l). Parte do calor ganho via a absorção da radiação de onda curta (Q_{OC}) é perdido à noite através da maior emissão de Q_{OL} do oceano para a atmosfera, isto é, o resfriamento radiativo – mecanismo que condiciona a convecção e mistura vertical na coluna d'água (e.g. Stevenson e Niiler, 1983).

O Q_l também causa resfriamento devido às perdas de calor por evaporação à superfície. Isso ocorre porque quase sempre o nível de saturação de umidade está abaixo daquele do oceano (água líquida). Dessa forma, o oceano tende a transferir umidade para a atmosfera através da perda de calor latente pela evaporação. O fluxo de calor por evaporação é a maior contribuição para a perda de calor nos oceanos. Ventos fortes e ar seco propiciam uma maior evaporação da água do que ventos fracos combinados com umidade relativa próxima a 100%. Uma diferença de temperatura entre o oceano e a atmosfera associada a ventos fortes acarretam em altos fluxos de calor latente para a atmosfera. Em regiões tropicais seguindo para maiores latitudes, se distanciando do centro de alta pressão, a massa de ar seco e frio trazida pela circulação atmosférica faz com que ocorra renovação do gradiente de umidade entre o oceano e a atmosfera, fazendo com que o fluxo de calor latente seja sempre do oceano para a atmosfera (valores negativo) nessas regiões.

O Q_s só participa do resfriamento da CM quando a temperatura do oceano supera a temperatura da atmosfera (Cronin e Sprintall, 2001) e é de fundamental importância na manutenção do clima de uma região. Em média, o oceano está $0,8^\circ\text{C}$

mais aquecido que a atmosfera, de forma que a direção do fluxo de calor sensível seja do oceano para a atmosfera (negativo), tendendo a aquecer o ar (Tomczak e Godfrey, 2003).

O efeito combinado do fluxo de calor com a água do mar (evaporação/precipitação) gera movimentos diapirais através de mudanças na densidade da água dentro da CM. Dependendo da razão evaporação/precipitação, da temperatura da água e do efeito do aquecimento/resfriamento nas trocas de calor com a atmosfera as características da água dentro da CM podem se tornar mais densas, causando movimentos convectivos que geram mistura e podem também resultar na injeção de águas profundas dentro da CM. O entranhamento ocorre quando existe energia turbulenta suficiente para aprofundar a camada de mistura e pode resultar no resfriamento da mesma quando acompanhado por ascensão de águas frias causada por advecção vertical induzida pelo bombeamento de Ekman e outras velocidades verticais induzidas por mecanismos tais como ondas internas.

Em regiões tropicais, a TSM é aumentada principalmente pelo fluxo líquido de calor e é reduzida consideravelmente pela advecção horizontal (Xie, 1999; Seager *et al.*, 2001). A advecção horizontal tem uma resposta negativa sobre o armazenamento de calor dirigido pelos fluxos superficiais, ou seja, quanto maior a advecção horizontal, maior a dissipação de energia para regiões adjacentes e, menor o armazenamento de calor no local. Contudo, as trocas de calor entre o oceano e a atmosfera têm maior importância localmente para causar diferenças na TSM no Oceano Atlântico Tropical (Foltz e McPhaden, 2006).

A maioria dos estudos realizados no Oceano Atlântico Sul que focaram sobre a dinâmica da CM e/ou o seu balanço de calor se restringiram à região equatorial (*e.g.*, Molinari *et al.* 1985; Weingartner e Weisberg, 1991a; Carton e Zhou, 1997). Foltz e colaboradores (2003) mostraram que o Atlântico Tropical possui balanço sazonal de calor na CM bastante complexo com a importância de cada termo da Equação 1 sendo distinta em diferentes regiões. Especificamente para porção sul da região tropical, eles encontraram que os fluxos de calor tem um papel dominante na dinâmica da CM. Apesar de Silva e colaboradores (2009) ratificarem estes resultados, os autores sugeriram que a advecção horizontal de calor também pode ser importante na região sudoeste do Oceano Atlântico Sul, ao sul de 14 °S.

Silva *et al.* (2009) destacaram ainda que o balanço de calor na CM na região costeira ao redor da latitude de 19 °S apresenta um comportamento diferenciado do

restante da região analisada – a TSM responde mais fortemente aos processos de advecção e difusão, diferente do restante da região cujos processos oceânicos tem menor contribuição. Os autores associaram esse padrão à presença de ressurgência costeira e vórtices da Corrente do Brasil. Schmid e colaboradores (1995) foram os pioneiros a evidenciar a presença de águas frias na região de Vitória associada ao Vórtice de Vitória. Desde então vários estudos vem sendo desenvolvidos com foco no processo de ressurgência (e.g. Aguiar *et al.*, 2014; Martins, 2014; Martins, 2015; Palóczy Filho, 2015).

Além de ser um dos impulsionadores de ressurgência, a tensão de cisalhamento do vento interfere nos processos de mistura, no aumento da fricção sobre o oceano o qual aumenta a profundidade da CM. Dentre os poucos estudos realizados na região Abrolhos-Campos da costa brasileira relacionados à dinâmica da CM, Lima e Lentini (2009) tentaram associar a variação sazonal da profundidade da CM na região de Abrolhos e Cadeia Vitória-Trindade com variações na intensidade do vento baseado em dados derivados do satélite QuikSCAT. Apesar de não encontrarem uma associação direta entre as duas variáveis, esses autores sugeriram que o vento possa ser uma forçante de grande importância no período de inverno quando a CM esteve mais profunda. Ghisolfi *et al.* (2015), por outro lado observou que nos momentos de maior intensidade de vento Nordeste (primavera/verão) o oceano apresentou um maior gradiente de temperatura (estratificação - menor profundidade da CM), ao invés de responder aumentando a profundidade da CM devido a turbulência provocada pela tensão de cisalhamento do vento. No inverno a profundidade da CM aumentou, apesar de ventos menos intensos identificados nesta época. Essa análise ratificou os achados de trabalhos anteriores (e.g. Costa Jr., 2012; Pereira *et al.*, 2013) que revelaram CM mais rasas no verão e mais profundas no inverno e que o vento não foi um agente de mistura de grande influência na profundidade da CM nessa região para a análises realizadas.

A variação da profundidade da CM na região Abrolhos-Campos pode estar ligada a diferentes processos (como intensidades/direção de vento diferenciada, ascensão de água, proximidade com o Centro de Alta Pressão (CAP) e diferenças batimétricas) em distintas latitudes/longitudes que podem ou não provocar diferenças nos períodos de aprofundamento e diminuição da profundidade da CM em função da localização da área onde se estima a profundidade da CM.

A depender da escala analisada, os diferentes processos de mistura podem agir com maior ou menor intensidade na variação da profundidade da CM, como por exemplo em passagens de frentes (escala sinótica) e variações de maré (escala diurna). Dourado e Oliveira (2001) observaram que a passagem de uma frente fria (escala sinótica) modificou o padrão de vento de nordeste para sudoeste na região de Cabo Frio proporcionando o aumento da profundidade da CM em cerca de 46 m e um aumento na temperatura dentro da CM de cerca de 1,2°C devido a advecção de águas mais quentes da Corrente do Brasil, também ocasionado pela modificação dos ventos.

Frente ao contexto apresentado alguns questionamentos ainda permanecem:

- A profundidade da CM de toda a região Abrolhos-Campos varia espacial e temporalmente de forma coerente?
- Qual a contribuição dos fluxos de calor e da ação do vento na variabilidade espaço-temporal da profundidade da CM?
- Qual a importância dos processos advectivos na dinâmica da CM na região Abrolhos-Campos?
- Qual a variabilidade temporal da profundidade da CM associada às ondas internas?

A presente dissertação tem o intuito de compreender a dinâmica da CM na região Abrolhos-Campos. Dessa forma, os objetivos específicos desse estudo foram:

- Identificar a variabilidade espaço-temporal da profundidade da Camada de Mistura na região Abrolhos-Campos;
- Avaliar as principais forçantes responsáveis pela formação dessa camada;
- Verificar a variação de amplitude da CM com a passagem de ondas internas.

CAPÍTULO 2

Metodologia

2.1 Área de Estudo

A região de estudo localizada entre $14^{\circ}30'S$ e $22^{\circ}30'S$ e $31^{\circ}30'W$ e $42^{\circ}30'W$ compreende a plataforma continental e a bacia oceânica do Embaiamento de Tubarão, bem como a Cadeia Vitória-Trindade (CVT) e o Banco de Abrolhos (Figura 2) sendo classificada como Região Abrolhos-Campos segundo a divisão da Plataforma Continental Brasileira adotada por Castro e Miranda (1998). Segundo os mesmos autores, a plataforma continental ao norte de Abrolhos apresenta cerca de 35 km de extensão, chegando a 110 km próximo ao Banco de Royal Charlotte e 45 km entre este e o Banco de Abrolhos. Ao sul do Banco de Abrolhos, a plataforma volta a se estreitar, atingindo maiores extensões em Campos com cerca de 80 km.

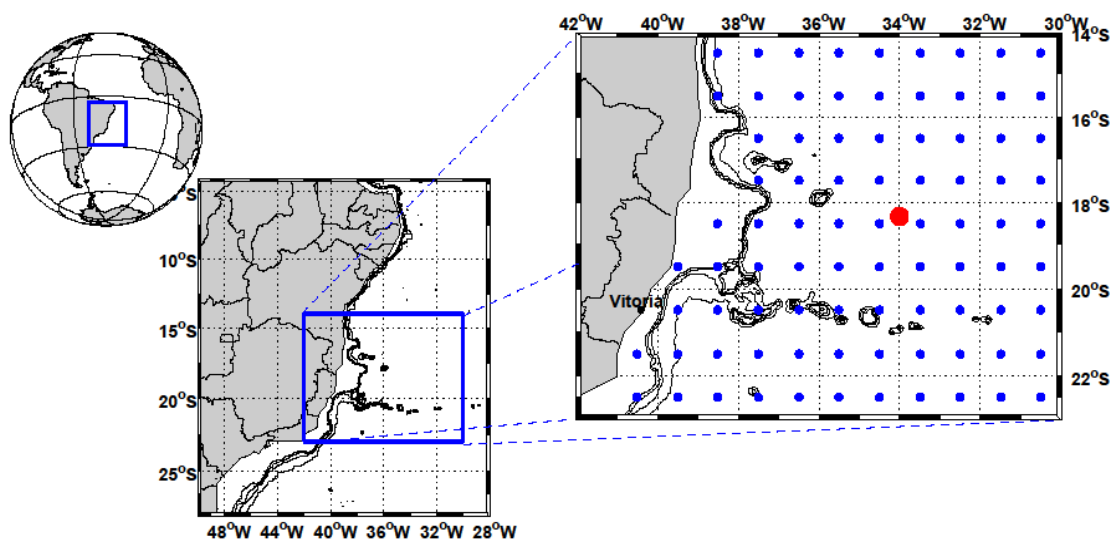


Figura 2– Mapa da área de estudo (retângulo azul). No mapa em destaque são mostrados os pontos amostrais dos dados do WOA (azul) e a localização da Boia do Projeto Pirata (vermelho). O contorno batimétrico contempla as profundidades de 100, 200 e 1000 m.

Nesta região flui a Corrente do Brasil (CB), uma corrente de contorno oeste, formada em aproximadamente 15°S na bifurcação da Corrente Sul Equatorial. Ela flui, preferencialmente, como uma corrente de quebra de plataforma em direção às altas latitudes. A CB transporta Água tropical na camada superficial (~ 0 – 150 m) (Stramma e England, 1999) a partir da sua formação até 20°S, sendo considerada uma corrente estreita e rasa nessa região (Miranda e Castro Filho, 1981). Na região da CVT a CB incorpora a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) a nível picnoclínico. Na sua passagem por ela, a CB sofre bifurcação (Evans *et al.*, 1983) ou trifurcação (Evans e Signorini, 1985) podendo desenvolver meandros e vórtices ao sul da cadeia, voltando a se organizar em um ramo único a partir de 22°S (Evans *et al.*, 1983; Soutelino, 2011; Passos, 2011; Pimentel, 2012).

O padrão de ventos médios típicos para o mês de Janeiro (verão) e Julho (inverno) foi reportado por Souza e colaboradores (2007) usando dados do radar escaterômetro. Seus resultados mostraram ventos preponderantemente sudoeste em quase toda a área para o mês de Julho (Figura 3), mais intensos ao norte de 21°S. Vento nordeste próximo à costa, ao sul de 20°S, caracterizaram uma divergência ao longo da costa do Espírito Santo e Rio de Janeiro. Já durante o verão – Janeiro – (Figura 4) o padrão espelha aquele apresentado em Junho, com o vento nordeste ao longo da costa capixaba e fluminense.

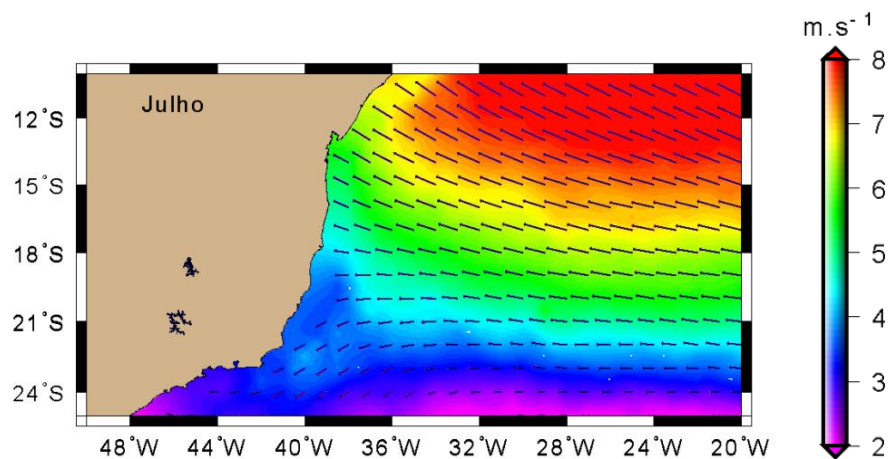


Figura 3 – Climatologia de vento de superfície (m/s) para o mês de Julho. Fonte: Souza et al. (2007).

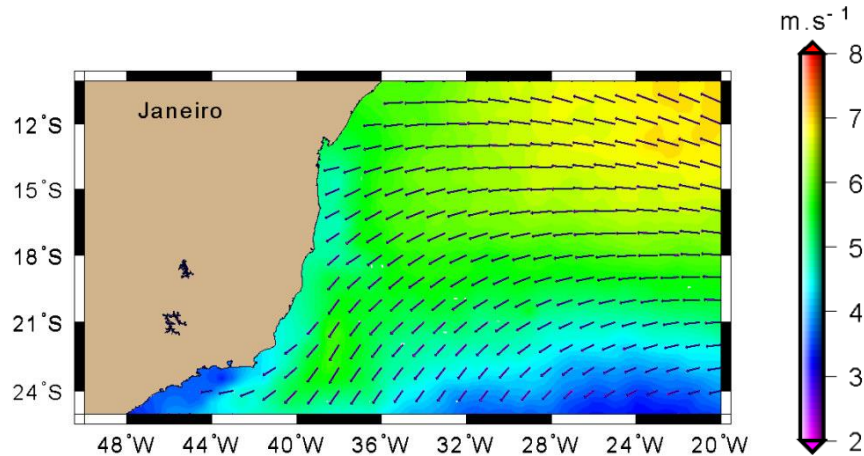


Figura 4– Climatologia de vento de superfície (m/s) para o mês de Janeiro. Fonte: Souza et al. (2007).

Salviato (2013) verificou que o padrão sazonal da direção de vento na localidade da boia do Projeto PIRATA 19°S 34°W apresentou pouca variação ao longo do ano. No verão e no inverno a direção preferencial do vento foi leste com variações entre o sudeste e o nordeste, sendo que no inverno os ventos foram mais intensos. O outono foi o período quando os ventos foram mais variáveis em termos de direção, preferencialmente de leste-sudeste, enquanto que na primavera a direção foi preferencialmente de nordeste e, em média, mais intensos (Figura 5).

Este padrão de ventos está associado a uma variabilidade espaço-temporal do centro de alta pressão. A intensidade e a localização do CAP dependem do aquecimento solar e, por isso, esse sistema migra sazonalmente acompanhando a Zona de Convergência Inter Tropical (Lutgens e Tarbuck, 2004). Um alongamento do CAP em direção leste-oeste (inverno austral) favorece o aumento de ventos de Leste na região, enquanto um afastamento desse centro (verão austral) favorece os ventos de Nordeste (e.g. Peterson e Stramma, 1991; Bastos e Ferreira, 2000; Wainer e Taschetto, 2006).

Os ventos nordeste na costa sudeste brasileira relacionados à migração do CAP no verão são favoráveis à ascensão de água fria sobre a plataforma devido ao transporte de Ekman. O vento nordeste agindo paralelamente à costa resulta em um deslocamento da água de superfície em direção *offshore* e favorece a entrada de água mais profunda. Além da ação da tensão de cisalhamento do vento que ocorre em toda costa sudeste, o rotacional da tensão de cisalhamento do vento que ocorre na região Abrolhos-Campos é negativo próximo à costa, ou seja, favorece um bombeamento positivo de água do fundo pra a superfície (e.g. Castelão e Barth,

2006; Aguiar *et al.*, 2014). Essa água é resultante de uma mistura entre as massas de água que dominam a plataforma: a ACAS, a Água Tropical e a Água Costeira, ocorrendo a partir da porção sul do Espírito Santo até a região de Vitória (Figura 6) (e.g., Castro e Miranda, 1998; Martins, 2014; Martins, 2015).

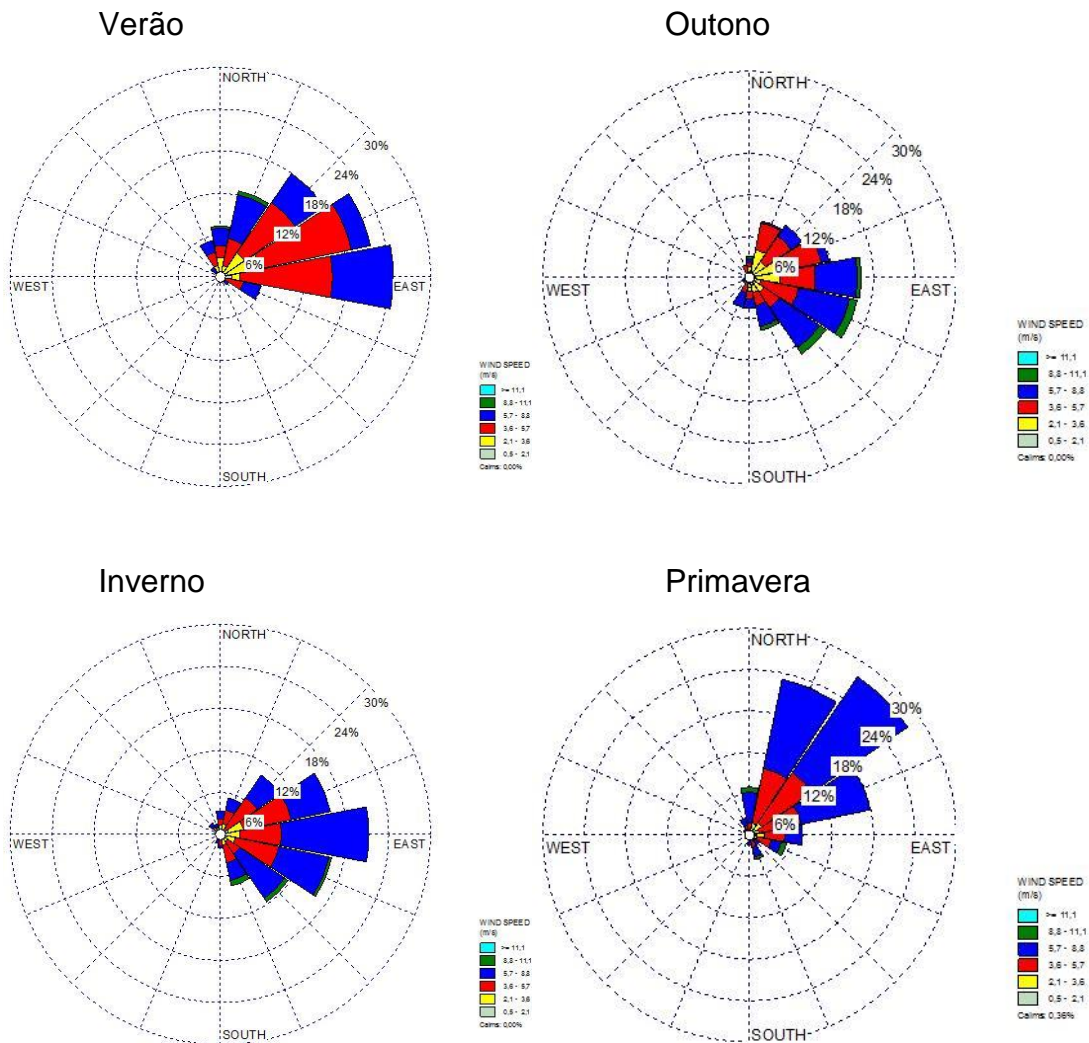


Figura 5– Distribuição de frequências das medidas de vento observadas na boia do Projeto Pirata 19° S 34° W de acordo com as estações do ano. Nesse caso, a moda da direção variou de 90° no verão para 112,5° no outono, retornou a 90° novamente no inverno e, finalmente, 45°no primavera. Fonte: Salviato (2013).

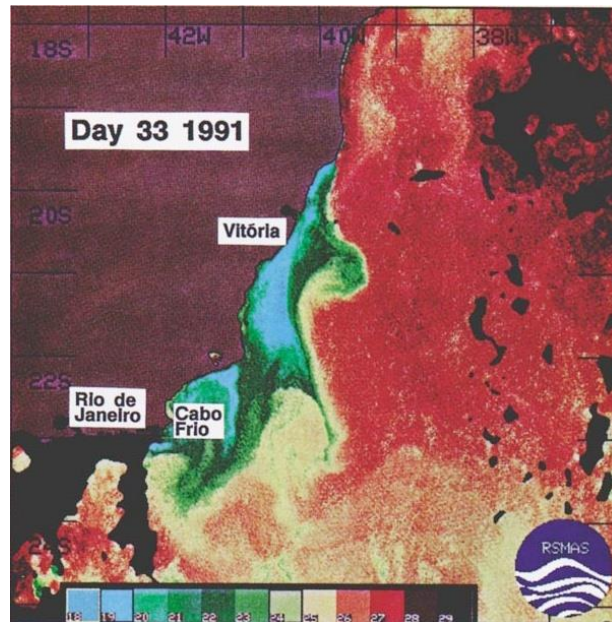


Figura 6—Imagem composicional de Temperatura da Superfície do Mar computado a partir dos dados coletados pelo AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) em Fevereiro de 1991. Fonte: Schmid et al. (1995).

Outro aspecto relacionado à influência do CAP na região Abrolhos-Campos, é que com o aumento da pressão máxima do CAP no inverno e seu deslocamento para oeste (Peterson e Stramma, 1991), a diferença de pressão entre o oceano e a atmosfera diminui nessa região e, conseqüentemente, o ar seco se desloca para baixo sendo aquecido por compressão sobre um oceano morno, aumentando a perda de calor latente devido à diferença de umidade (Ghisolfi *et al.*, 2015). Um ambiente menos úmido favorece a perda de radiação de onda longa, pois não há vapor de água na atmosfera para bloqueá-lo e reemiti-lo de volta para o oceano. A maior perda de calor latente e calor de onda longa somado a menor incidência de radiação de onda curta faz com que o fluxo líquido de calor da região no período de inverno seja negativo. Por outro lado, no verão, o fluxo líquido de calor é positivo devido à maior incidência de calor de onda curta proveniente do sol.

2.2 Materiais e Métodos

2.2.1 Dados

As médias mensais climatológicas de perfís de temperatura e salinidade nas profundidades padrão (0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1100, 1200, 1300, 1400, 1500) foram obtidos do World Ocean Atlas 2009 (WOA2009). Os dados do WOA2009 (Locarnini *et al.*, 2010; Antonov *et al.* 2010) resultam da análise objetiva de campos climatológicos para períodos de composição anual, sazonal e mensal do oceano quadrados de 1° x 1° cujos pontos utilizados nessa estudo foram identificados em azul na Figura 2. Igualmente, médias mensais de fluxo de calor de radiação de onda curta, líquido de radiação de onda longa, latente e sensível foram oriundos do conjunto de dados climatológicos do Projeto OAFlex(Objectively Analyzed air-sea Fluxes) projeto do *Woods Hole Oceanographic Institution* (WHOI), que são conjuntos de 49 anos de análises de calor latente e sensível, também separados em quadrados de 1 x 1° (Yu, 2008). A tensão de cisalhamento do vento utilizada foi obtida dos dados de reanálise do *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (COADS) cujos dados médios correspondem a quadrados de 0,5° x 0,5° (Slutz *et al.*, 1985).

Os dados de temperatura, salinidade, componentes zonais e meridionais do vento e do fluxo de calor de onda curta e de onda longa reemitida pela atmosfera do período entre Outubro de 2011 e Novembro de 2012 foram extraídos do banco de dados da Boia do Projeto *Prediction and Research Moored Array in the Atlantic* (PIRATA) localizada em 19°S 34°W. O projeto PIRATA é um programa internacional (França, Brasil, e Estados Unidos, <http://www.brest.ird.fr/pirata/pirataus.html>), que mantém a troca de informações na interação oceano-atmosfera com os objetivos principais de descrever e entender a evolução da temperatura da superfície do mar, a estrutura térmica do oceano superior e a interação dos fluxos de calor e *momentum* entre o oceano e a atmosfera no Atlântico Tropical em escalas sazonais a interanuais (Servain *et al.*, 1998).

Dos dados do projeto PIRATA utilizados apenas a salinidade possuía resolução temporal de 1h enquanto os demais, de 10 min. Dessa forma, para as análises realizadas envolvendo a salinidade, foi assumido que a cada 10 min a

salinidade matéria o valor medido no horário anterior (e.g. se as 10h a salinidade era 36, as 10h10, 10h20,..., 10h50 a salinidade também recebeu o valor de 36).

2.2.2 Métodos

Três etapas metodológicas foram desenvolvidas com os dados obtidos:

- 1) determinação da profundidade da CM;
- 2) cálculo dos fluxos líquidos de calor nas trocas do oceano com a atmosfera;
- 3) estimativa da tensão de cisalhamento do vento e do rotacional da tensão de cisalhamento do vento para a região de estudo.

Existem vários critérios e diferentes formas de calcular a profundidade da CM e a profundidade da Camada Isotérmica (CI). A Tabela 2.1 mostra os critérios baseados nos valores de temperatura e de massa específica comumente utilizados para calcular as profundidades da CM e da CI no oceano.

Tabela 1: Critérios de Temperatura e Densidade para estimar a Profundidade da Camada de Mistura e a Profundidade da Camada Isotérmica. TSM é a temperatura da superfície do mar.

Critério de Temperatura		Critério de Densidade	
Autor	T	Autor	$\Delta\sigma_t$
Martin (1985)	TSM - 0,1°C	Miller (1976), Levitus (1982), Spall (1991), Huang e Russell (1994)	$0.125\sigma_t$
Thompson (1976)	TSM - 0,2°C	Lewis et. al. (1990)	$0.13\sigma_t$
Price <i>et al.</i> (1986), Kelly e Qiu (1995), Obata <i>et al.</i> (1996), Monterey e Levitus (1997)	TSM - 0,5°C	Sprintall e Tomczak (1992), Ohlmann <i>et al.</i> (1996), Monterey e Levitus (1997)	$0.5 (\partial\sigma_t/\partial T)$
Lamb (1984), Wagner (1996)	TSM - 1,0°C		

Na estimativa da profundidade da CM foram utilizados dados mensais de climatologia do WOA de temperatura e salinidade e avaliados critérios puramente térmicos (e.g., Obata *et al.*, 1996), de variação de anomalia de massa específica *in situ* (e.g., Miller, 1976) e de uma mistura entre os dois (e.g., Kara *et al.*, 2000).

No cálculo da profundidade da CM de acordo com os critérios definidos na Tabela 1 foram feitas interpolações que levaram em consideração a variação da temperatura, temperatura e salinidade ou massa específica em cada nível de profundidade a depender do critério que seria analisado. A Figura 7 mostra a variabilidade anual da profundidade da CM no ponto 19,5°S 34,5°W calculada a partir da aplicação de quatro diferentes métodos para estimar a profundidade da CM. Padrões semelhantes de variabilidade foram observados, com exceção do critério baseado somente na anomalia de massa específica *in situ*. Esse critério ($0,125\sigma_t$) acaba por não considerar toda uma porção da CM que está diretamente ligada à turbulência nas trocas de *momentum* entre a CM e o exterior, não refletindo a variação sazonal que ocorre na região, principalmente ao observar os meses de inverno/primavera onde ocorrem as maiores profundidades da CM segundo as demais metodologias.

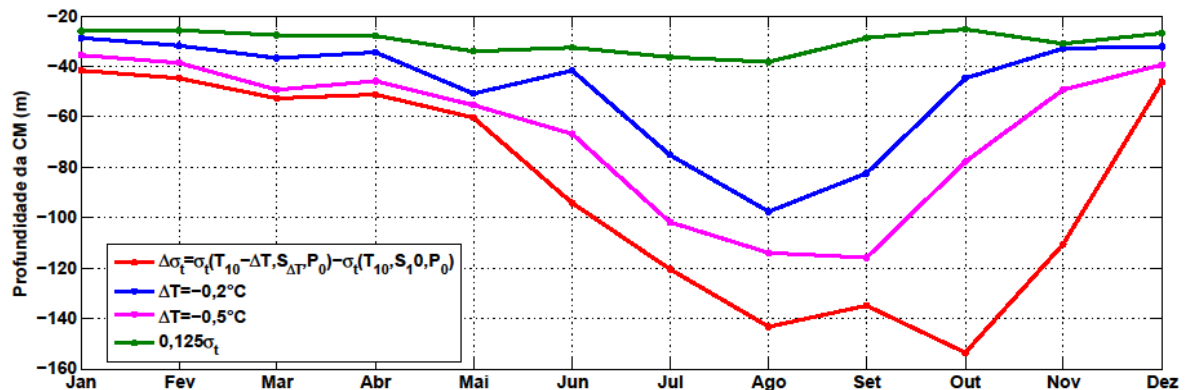


Figura 7 – Exemplificação das diferenças de profundidades de Camada de Mistura encontradas por diferentes metodologias. Kara et al. (2000 - vermelho), $\Delta T = -0,2^\circ\text{C}$ (azul), $\Delta T = -0,5^\circ\text{C}$ (magenta) e $0,125\sigma_t$ (verde).

No período entre Dezembro e Maio as três curvas restantes apresentaram as menores diferenças (até 15 m) entre si, diferente do período de Junho a Novembro quando as diferenças foram notavelmente maiores (superiores a 100 m em Outubro). Esse resultado corrobora aquele reportado por Lorbacher e colaboradores (2006) ao analisar as diferentes formas de se estimar a CM. Eles também encontraram que quanto maior a profundidade da CM, maior foi a diferença entre as estimativas realizadas pelos diferentes critérios (Figura 7).

A utilização de um critério baseado apenas na variação de temperatura negligencia a influência da salinidade na profundidade da CM. Na região de estudo, o período de inverno tem baixos índices de pluviosidade e alta evaporação, logo o

efeito da salinidade no aumento da massa específica é um fator que deve ser considerado. Este fator fica bem evidenciado comparando-se as linhas magenta e vermelha da Figura 6. A partir do mês de Maio as duas curvas se afastam, apesar de apresentarem a mesma tendência.

Assim, o critério proposto por Kara *et al.* (2000) foi o adotado neste estudo pois ele considera a influência tanto da temperatura quanto da salinidade para a formação da CM. O critério deles é baseado na diferença de anomalia de massa específica ($\Delta\sigma_o$) entre a anomalia de massa específica da profundidade onde a temperatura é $0,8^\circ\text{C}$ menor do que a temperatura em 10 m e a salinidade daquela profundidade e anomalia correspondente a temperatura e salinidade em 10 m de profundidade (Equação 2).

$$\Delta\sigma_o = \sigma_o(T_{10} - \Delta T, S_{\Delta T}, 0) - \sigma_o(T_{10}, S_{10}, 0),$$

(Equação 2)

onde: T_{10} e S_{10} a temperatura e a salinidade a 10 m de profundidade, ΔT é a variação de $0,8^\circ\text{C}$ e $S_{\Delta T}$ é a salinidade na profundidade onde a temperatura foi encontrada com valor de $-0,8^\circ\text{C}$ em relação à superfície. A referência a 10 m foi escolhida para se evitar dados imprecisos que possam ser coletados através de equipamentos à superfície.

A boia do projeto PIRATA somente fornece informação sobre o fluxo de calor da radiação de onda curta e o fluxo de calor de onda longa reemitido pela atmosfera. Portanto, foi aplicada a metodologia descrita por Liu-Katsaros-Businger (Liu *et al.*, 1979) modificada por Fairall *et al.* (1996) para o cálculo do calor sensível e latente. As modificações do modelo consistiram em incluir uma especificação diferente da relação de rugosidade/tensão de cisalhamento do vento, a velocidade de rajada de vento, além de alterar a dependência da estabilidade dos perfis de temperatura, mistura e *momentum* em condições muito instáveis. Maiores informações podem ser encontradas em Fairall *et al.* (1996).

O fluxo líquido de calor de onda longa (Equação 3) foi calculado através da diferença entre o calor de onda longa emitido pelo oceano utilizando a equação de Stefan-Boltzmann (Equação 4) e o calor de onda longa reemitido pela atmosfera.

$$Q_{OL_líquido} = Q_{OLe_oce} - Q_{OLe_atm}$$

Equação 3

O qual Q_{OLe_oce} é o calor de onda longa emitido pelo oceano e Q_{OLe_atm} o calor de onda longa que é refletido pela atmosfera.

$$Q_{OLe_oce} = \sigma T^4$$

Equação 4

o qual $\sigma = 5,6 \times 10^{-8} \text{W/m}^2 \text{K}^4$ e T é a temperatura da superfície do mar (K).

Em uma média anual, o fluxo líquido total de calor para a região é negativo. De acordo com os altos valores de calor de onda curta associados a uma grande variabilidade do mesmo (alto desvio padrão) nos dados do Projeto PIRATA, essa média estava positiva e acima do esperado até para regiões mais próximas ao equador. Portanto, um filtro foi utilizado na série temporal de calor de onda curta eliminando todos os resultados cujo valor do seu respectivo desvio padrão superava em 10% do seu valor (ex: um fluxo de calor de onda curta de 110W/m^2 com desvio padrão superior a 11 foi eliminado). Essa filtragem foi realizada devido à série apresentar alta resolução temporal em um período de amostragem pequeno, o que aumenta a possibilidade de obter valores que fujam do esperado devido a algum outro fator que interferisse no valor de calor de onda longa.

Para o cálculo do fluxo líquido de calor nas trocas entre o oceano e a atmosfera, tanto dos resultados do OAflux quanto dos dados do PIRATA foi feita a somatória dos fluxos de calor latente, sensível, de radiação de onda curta e de radiação de onda longa, de acordo com a Equação 5

$$Q_T = \downarrow Q_{OC} + \uparrow Q_{OL} + \uparrow Q_L + \uparrow Q_S$$

(Equação 5)

onde Q_T é o fluxo líquido total de calor, Q_{OC} é o fluxo de onda curta da atmosfera para o oceano, Q_{OL} é o fluxo líquido de onda longa, Q_L é o calor latente e Q_S é o calor sensível. A flecha (\downarrow) indica um fluxo da atmosfera para o oceano - positivo - e (\uparrow) do oceano para a atmosfera - negativo.

A partir dos dados de intensidade do vento do banco de dados do Projeto PIRATA, foram calculadas as tensões de cisalhamento do vento total (Equação 5), meridional (Equação 6) e zonal (Equação 7):

$$\tau = \rho c_d v |v|, \quad \tau_x = \rho c_d v_x |v_x| \quad \text{e} \quad \tau_y = \rho c_d v_y |v_y|$$

(Equação 6) (Equação 7) (Equação 8)

o qual ρ é a massa específica do ar $1,2 \text{ kg m}^{-3}$, c_d o coeficiente de arrasto ($1,5 \times 10^{-3}$) e v a intensidade do vento (m s^{-1}).

Os dados de tensão de cisalhamento do vento do OAFLux foram utilizados no cálculo do rotacional da tensão de cisalhamento do vento ($\vec{\nabla} \times \vec{\tau}$).

As séries temporais de CM e de temperatura construídas a partir dos dados oriundos do banco de dados do Projeto PIRATA foram submetidas à Transformada Rápida de Fourier (FFT). Uma atenção especial foi dada a porção suprainercial do espectro. Nessa análise foi utilizado o estimador de densidade espectral *pwelch* com filtro por janela móvel *Hanning* com um nível de confiança estatística de 95%. A análise da série foi dividida em baixa e alta frequência. Foi considerado de baixa frequência os sinais com períodos maiores do que 3h, e alta frequência aqueles com períodos menores do que 3h.

Ao final dessas etapas, foram realizadas correlações entre a profundidade da CM e o fluxo de calor, as tensões de cisalhamento do vento e do rotacional da tensão de cisalhamento do vento. As análises de correlação foram analisadas tendo por base o coeficiente de correlação linear de Pearson com uma significância maior ou igual a 95%. A significância foi calculada de acordo com a tabela *t-student* que leva em consideração os valores de correlação, o número de amostras, e o tempo de autocorrelação da série temporal.

Para a quantificação da contribuição dos fluxos de calor na variação da temperatura a 10 m de profundidade, foi utilizada a equação de balanço de calor dentro da CM (Equação 9) que é uma variação da Equação 1, considerando apenas o termos de fluxo (5) na variação da temperatura:

$$dT_{10} = \frac{dt}{\rho_{\text{água}} C_p} \frac{Q_{net}}{h_{MLD}}$$

(Equação 9)

onde dT_{10} representa a variação da temperatura a 10 m de profundidade em um intervalo de tempo dt (1 mês), Q_{net} o fluxo líquido de calor a superfície, distribuído

na CM de espessura h_{MLD} ; $\rho_{\text{água}}$ é a massa específica da água (1024Kg/m^3) e C_p a capacidade térmica da água do mar ($3884\text{ J/Kg}^\circ\text{C}$).

A profundidade da CM também sofre variações ao longo do dia provocada pela diferença de radiação (dia/noite) e por processos que ocorrem em períodos menores do que o período inercial, como por exemplo as marés diurnas e semidiurnas. Afim de investigar o papel da maré na variabilidade da CM foram estimadas as componentes de maré através do Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental (SisBaHia) (Rosman, 2009) da série de profundidade da CM. Foram extraídas as componentes diurnas e semidiurnas da maré as quais correspondem as oscilações de 12 e 24h da profundidade da CM. Após essa extração foi gerada uma previsão de maré que consiste no cálculo da amplitude de maré (de 12h e 24h) que ocorre com a soma das amplitudes diurnas e semidiurnas das respectivas componentes que existe no ponto amostrado.

CAPÍTULO 3

Resultados e Discussão

3.1 Profundidade da CM

A profundidade da CM na região Abrolhos-Campos apresentou variações espaciais (zonais e meridionais) e temporais. Em uma média anual, a profundidade da CM variou mais nitidamente de acordo com a longitude. A porção mais próxima à costa caracterizou-se por ser mais rasa do que a parte mais afastada da costa. A menor profundidade média foi encontrada a sudoeste da área de estudo, em torno de $22,5^{\circ}\text{S}$ $40,5^{\circ}\text{W}$ (36 m) enquanto as maiores profundidades médias (95 m) puderam ser encontradas na parte mais afastada da costa em torno de $18,5^{\circ}\text{S}$ $32,5^{\circ}\text{W}$ (Figura 8).

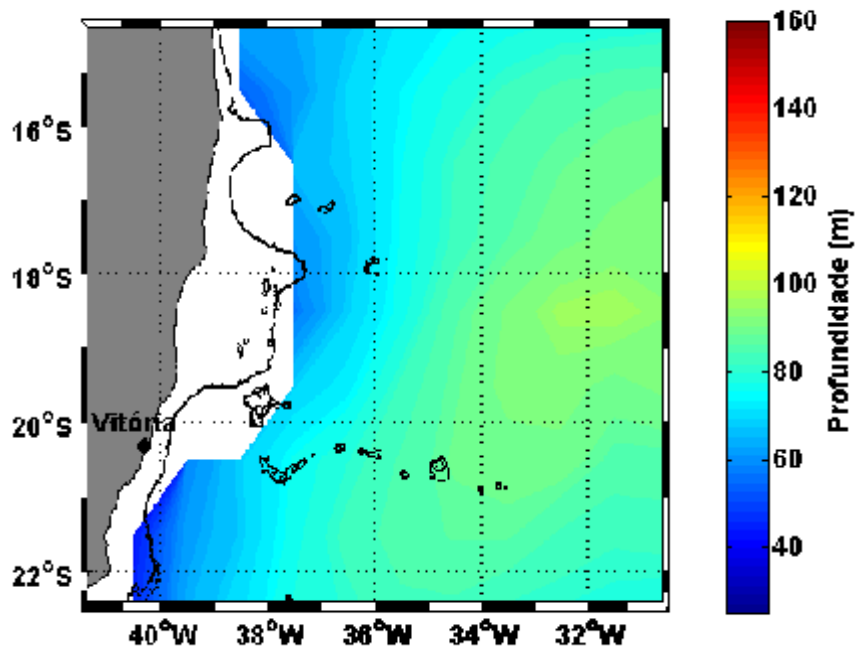


Figura 8- Profundidade média anual da CM estimada utilizando dados mensais climatológicos do WOA 2009. A linha preta representa a isobatimétrica de 200 m.

Aferindo as médias de profundidade da CM da área de estudo em cada mês foi possível observar dois padrões distintos. Um dos padrões apresentou pequenas variações de profundidade da CM em torno da média (baixo desvio padrão, ~1 m), indicando profundidades espacialmente homogêneas de CM na área de estudo (Dezembro a Julho), enquanto outro apresentou maiores valores de desvio padrão (máximo em Agosto, ~12 m) de profundidade da CM no perímetro da área (Agosto a Novembro) (Figura 9).

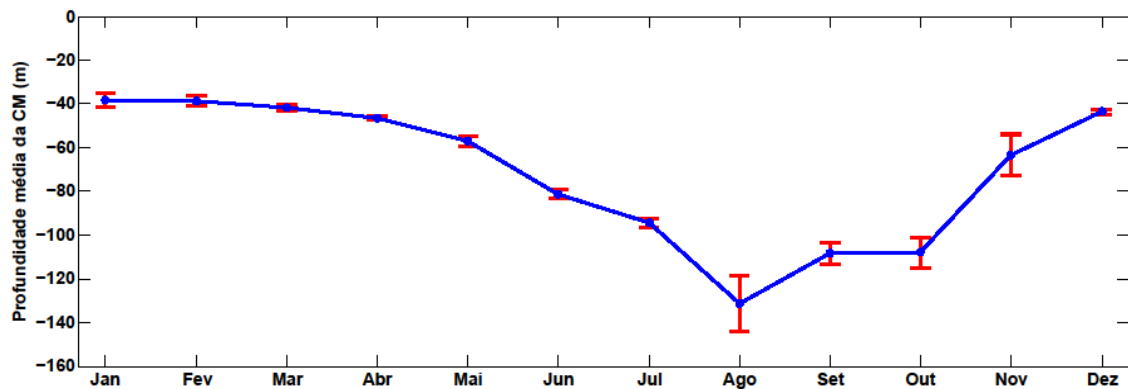
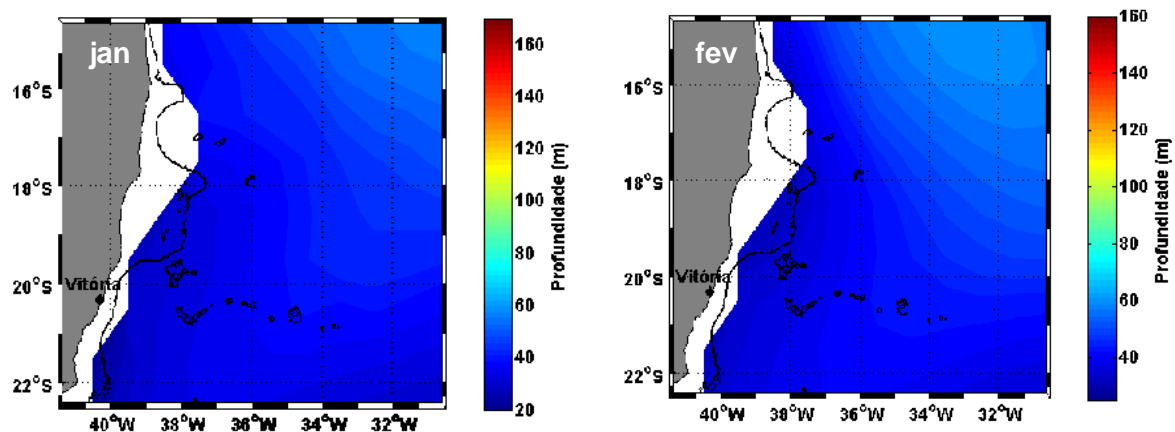


Figura 9 - Média espacial mensal da profundidade da CM na área analisada (azul) com os respectivos desvios padrão (vermelho).

A existência dos dois padrões médios de variação da profundidade da CM indicou variações espaciais distintas do aprofundamento da CM. Dessa forma, o comportamento da CM foi analisado mensalmente utilizando o conjunto de dados do WOA 2009 para verificação das diferenças de profundidade e da variação destas ao longo dos meses.

A Figura 10 representa médias climatológicas mensais das profundidades da CM na região Abrolhos-Campos para todos os meses do ano mostrando as diferenças de profundidade da CM que ocorrem na área de Janeiro a Dezembro.



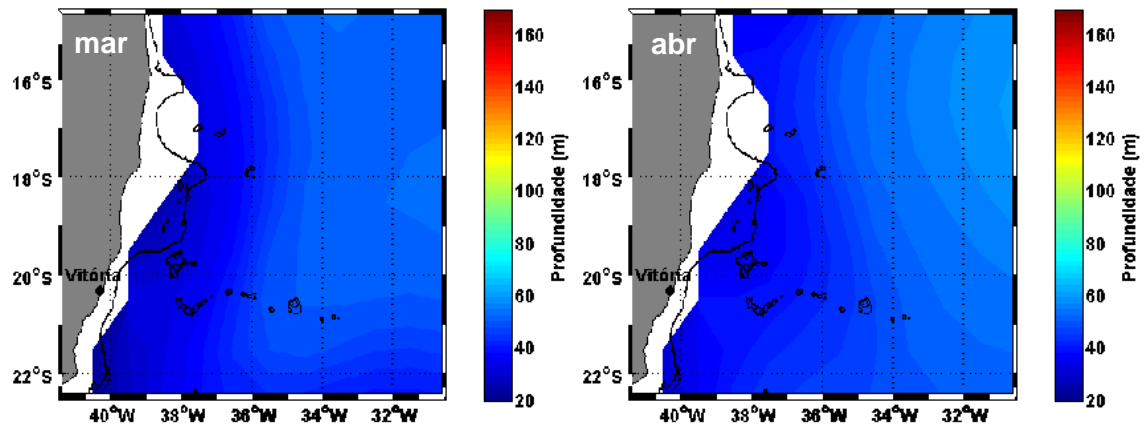
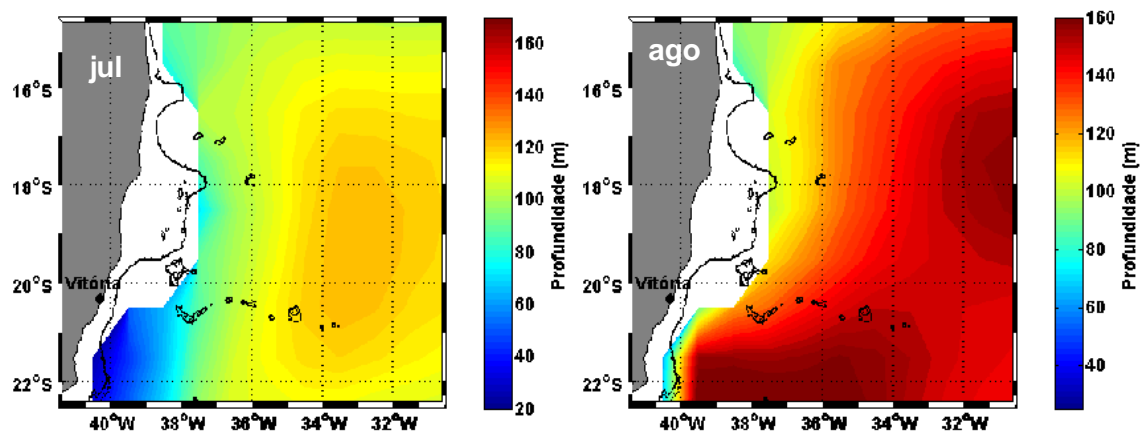
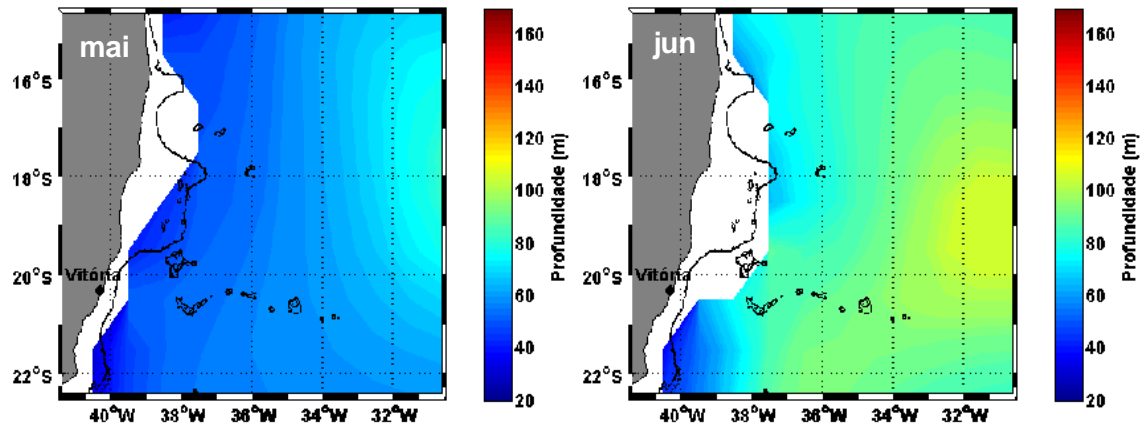


Figura 10- Médias climatológicas de profundidade da CM nos meses de Janeiro a Dezembro.



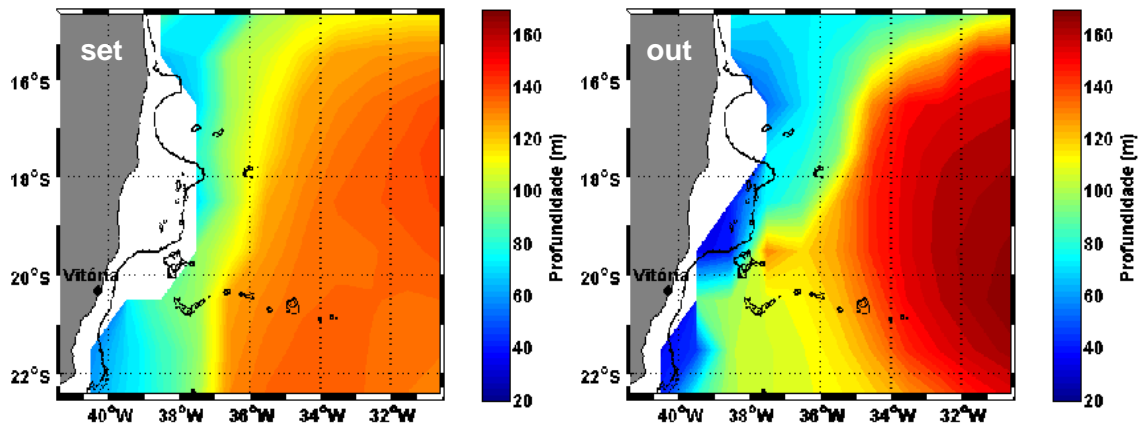


Figura 10 - Médias climatológicas de profundidade da CM nos meses de Janeiro a Dezembro (Continuação).

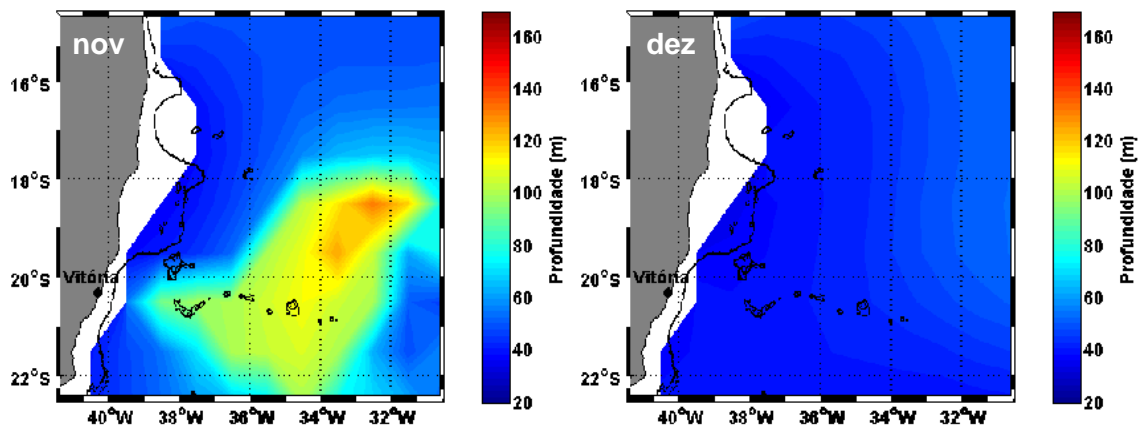


Figura 10 - Médias climatológicas de profundidade da CM nos meses de Janeiro à Dezembro (Continuação).

Nos meses de Janeiro e Fevereiro a profundidade média da CM foi de cerca de 40 m. Já em Março e Abril observou-se um ligeiro aumento na profundidade da CM localizada na parte mais afastada da costa entre 34,5 e 32,5°W (menos de 10 m de profundidade). Somente em Maio foi possível verificar a diferença de cerca de 20 m na profundidade da CM entre as regiões mais afastadas e as mais próximas à costa. Nesses períodos a profundidade da CM na área como um todo esteve sob mesmo padrão de variação apresentando apenas magnitude diferente, a região mais próxima ao talude aprofundou menos do que a mais afastada.

Apesar do contínuo aumento de profundidade da CM nos meses seguintes, a região sudoeste da área, mais especificamente aquela localizada na longitude de 40,5°W entre as latitudes de 22,5 e 21,5°S, permaneceu a mesma até o mês de Julho só aprofundando em Agosto para cerca de 70 m. Isso pode estar ligado a

variação da intensidade do vento e da intensificação da perda de calor que será apresentado posteriormente. Em Agosto as profundidades da área atingiram seu máximo na maioria dos pontos. Em Setembro a profundidade da CM diminuiu ligeiramente na área toda apresentando diferença de 40 m entre as regiões mais afastadas e as mais próximas à costa. Porém, em Outubro a CM voltou a aprofundar chegando a 160 m de profundidade na porção leste da área de estudo. Em Novembro a CM ficou rasa rapidamente apresentando apenas em uma faixa central da área maiores profundidades (~100 m). Em Dezembro a CM voltou a ficar rasa (profundidade de cerca de 40 m) em toda a região.

Pereira e colaboradores (2013) encontraram o mesmo padrão de aprofundamento da CM para esta área comparando os meses de Março, Agosto e Setembro. A área como um todo apresentou valores próximos a 40 m de profundidade em Março e as maiores profundidades na faixa de 32°W de longitude ultrapassaram os 130 m. Os autores atribuíram as diferenças de profundidade da CM aos diferentes processos que forçam o oceano em cada período do ano associando o aumento de profundidade da CM em Agosto ao resfriamento do oceano devido à perda de calor para a atmosfera. Em Setembro, o oceano voltou a estratificar em resposta ao aquecimento superficial ocasionando na diminuição da profundidade da CM gradativamente até Março novamente.

As diferenças de profundidade da CM na região Abrolhos-Campos em cada mês sugerem que a CM possui tempo diferente de aprofundamento e de diminuição da profundidade em cada porção da região de estudo. Para confirmar essas diferenças foram analisadas as diferenças na profundidade da CM entre dois meses consecutivos (ANEXO 1), Considerando os meses de maior variação da profundidade da CM representados na Figura 9 e na Figura 10, a Figura 11 mostra as diferenças na profundidade da CM entre os meses de Julho a Agosto, Agosto a Setembro, Setembro a Outubro e Outubro a Novembro.

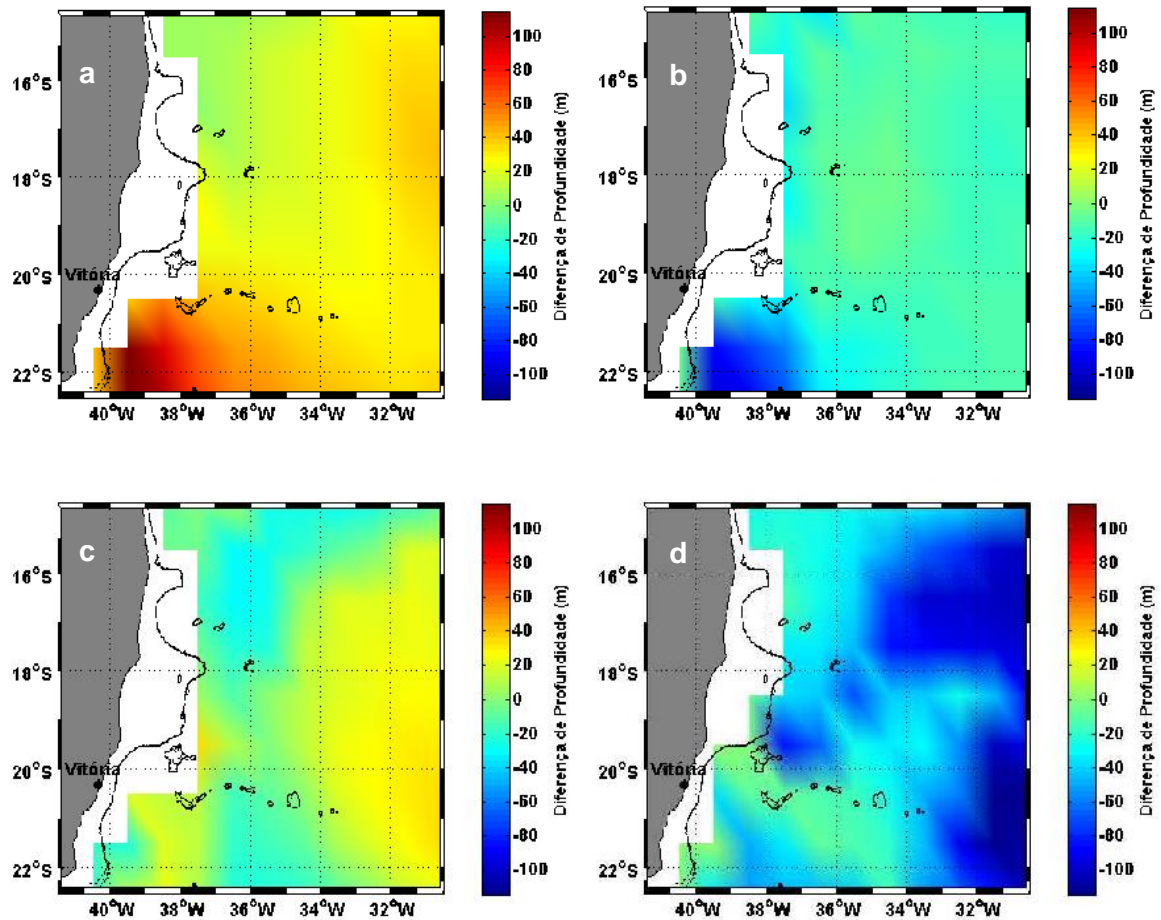


Figura 11- Diferença na profundidade da CM (a) Agosto-Julho, (b) Setembro-Agosto, (c) Outubro-Setembro e (d) Novembro-Outubro.

A maior variação da profundidade da CM foi observada no ponto mais a sudoeste da área. Um aumento máximo na espessura da CM de cerca de 110 m ocorreu de Julho para Agosto na porção sudoeste da área e uma diminuição de mesma magnitude e região foi observada em Setembro, comparativamente a Agosto (Figura 11a e 11b). Na porção mais afastada da costa se observa um aumento em torno de 20 m em Outubro em relação a Setembro (Figura 11c). Em Novembro (Figura 11d) a profundidade da CM diminui até 110 m em relação a Outubro na faixa de extensão da longitude de 32,5°W e em pontos aleatórios no centro da área.

As diferenças observadas entre esses meses nas porções mais próximas à costa podem estar relacionadas à ressurgência costeira que ocorre na região devido a ação cisalhante do vento e seu rotacional cujas ações serão discutidas posteriormente nesse trabalho. As variações no limite leste da área podem ser

associadas a movimentação do centro de alta pressão e as variações de intensidade da tensão de cisalhamento do vento, já que tanto para o mês de Setembro quanto para o mês de Outubro quando ocorrem as principais variações *offshore* da profundidade da CM o fluxo líquido de calor na interface oceano-atmosfera é positivo não explicando a diferença encontrada na profundidade observada. Esses aspectos são analisados no decorrer deste item.

Como foi possível observar diferenças meridionais de aprofundamento/diminuição da profundidade da CM, para uma melhor análise das diferenças locais/pontuais dessas profundidades, a área de estudo foi separada em três subáreas (Figura 12): a primeira mais próxima à costa (de 40,5°W a 38,5°W), a segunda na região central da área de estudo (entre 38,5°W e 35,5°W) e a terceira mais afastada da costa (com limites entre 34,5°W e 30°W). Na primeira área houve poucos pontos amostrais com dados e, por isso, foram definidos somente dois pontos (em vermelho na Figura 12) para exemplificar as variações que ocorreram na área. Na segunda e terceira seções foram definidos três pontos de latitudes diferentes e de longitude fixa. Esses pontos foram escolhidos, pois representaram áreas que se diferenciaram em termos de aprofundamento e diminuição de profundidade ao longo do ano, como apresentado na Figura 10.

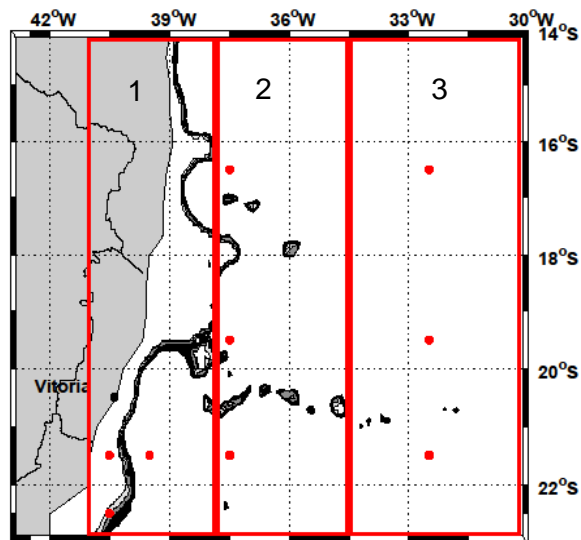


Figura 12- Área de estudo dividida em 3 subregiões indicadas pelos números 1, 2, e 3 com pontos amostrais em vermelho.

A variação anual na profundidade da CM nos pontos 40,5°W - 21,5°S e 40,5°W - 22,5°S localizados na primeira área se encontra na (Figura 13).

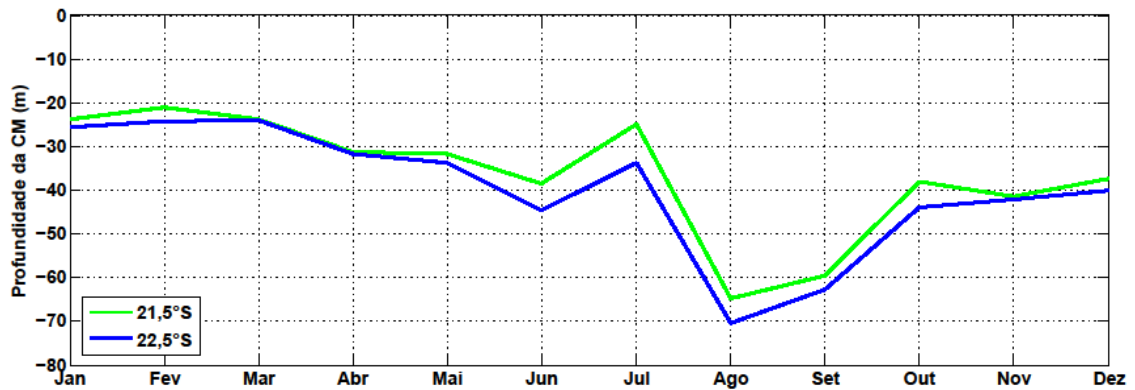


Figura 13- Profundidade da CM ao longo do ano para dois pontos ao longo do meridiano 40,5°W. A linha em verde representa a latitude de 21,5°S e a azul a latitude de 22,5°S.

Os dois pontos na subárea costeira apresentaram o mesmo padrão de variabilidade ao longo do ano com as menores profundidades no intervalo entre Outubro e Março. A diferença máxima entre o menor e o maior valor foi menor do que 20 m. A partir de Março há o aprofundamento gradual da CM até o mês de Junho, a partir do qual a CM voltou a ficar mais rasa, alcançando entre 25 e 33 m em Julho. Nesse período, autores como Costa Jr. (2012) encontram as máximas profundidades da CM associados a um resfriamento do oceano provocado pela diminuição da incidência de radiação de onda curta e o aumento da emissão do calor latente devido ao aumento da intensidade dos ventos na região. A interação desses aspectos com a profundidade da CM será discutida no decorrer do trabalho. Entre Julho e Agosto a CM aprofundou bruscamente, de 25/33 m para 65/71 m. A partir de Agosto a CM reduziu gradativamente de profundidade até Dezembro quando atingiu 40 m.

Na subárea intermediária os três pontos foram escolhidos ao longo do meridiano 37,5°W. De Janeiro a Julho os três pontos apresentaram o mesmo padrão de variação (Figura 14). A maior profundidade da CM na latitude mais ao norte (16,5°S) ocorreu em Julho e Agosto e atingiu ~105 m. Em seguida, a profundidade foi diminuindo gradativamente até Dezembro. No ponto de latitude 19°S ocorreram dois períodos de maiores profundidades, Agosto (~110 m) e Outubro (~130 m). Para o período de Julho a Agosto o ponto de latitude 21,5°S aprofundou mais abruptamente (~65 m) sendo neste mês a maior profundidade da CM (~160 m).

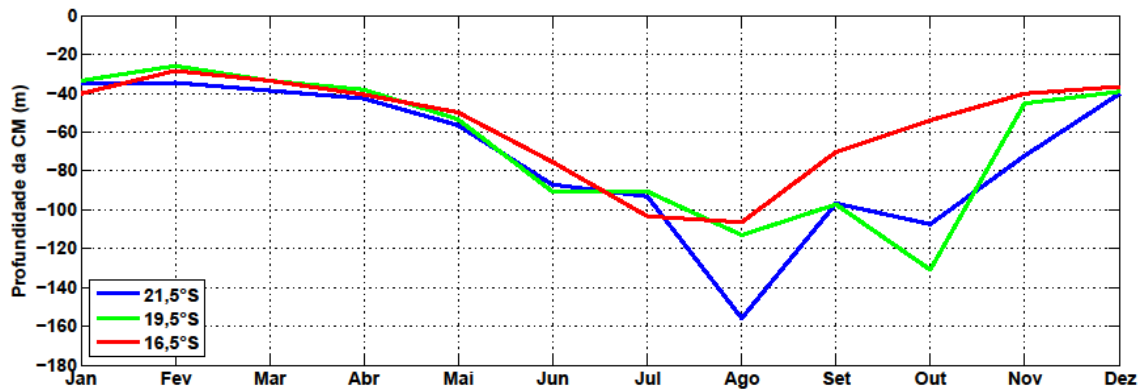


Figura 14 - Profundidade da CM ao longo do ano para três pontos ao longo do meridiano 37,5°W. A linha em vermelho representa a latitude de 16,5°S, a verde em 19,5°S e azul 21,5°S.

O três pontos na terceira área apresentaram variação uniforme em todas as latitudes, assim como na primeira área. O padrão se encontra na Figura 15 onde a profundidade da CM se apresentou uniforme de Janeiro a Maio em torno de 40 m de profundidade. Ela sofreu um aumento gradativo até Agosto, quando atingiu a profundidade de 150 m. Em Setembro a CM diminuiu levemente, voltando a aumentar até 160 m em Outubro. No mês de Novembro a CM diminuiu cerca de 100 m em relação ao mês anterior.

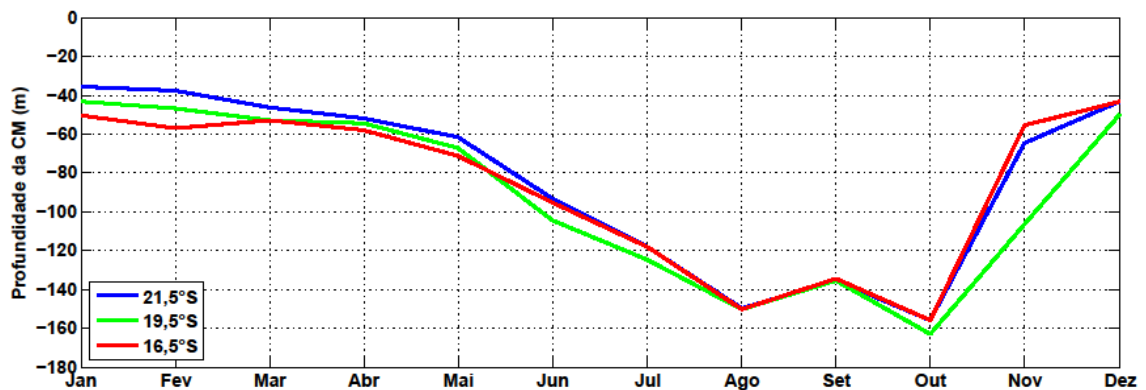


Figura 15 - Profundidade da CM ao longo do ano para três pontos ao longo do meridiano 32,5°W. A linha em vermelho representa a latitude de 16,5°S, a verde em 19,5°S e azul 21,5°S.

Como a profundidade da CM é condicionada tanto pela dinâmica oceânica quanto atmosférica, a variação de uma ou mais forças pode influenciar diretamente em sua dinâmica, aumentando ou diminuindo sua espessura. As variações latitudinais e longitudinais de aprofundamento da CM, observadas nesse

estudo foram relacionadas às forçantes associadas à tensão de cisalhamento do vento, fluxos de calor e advecção de calor.

3.2 Forçantes Superficiais

Como mencionado anteriormente, as modificações do CAP influenciam direta e indiretamente nas variações dos padrões de vento e as trocas de calor entre o oceano e a atmosfera. As migrações sazonais do CAP definem a intensidade e direção de vento que age na região assim como na distribuição de calor (e.g. Lutgens e Tarbuck, 2004). O vento agindo sobre a superfície oceânica gera tensão cisalhante que pode interferir na quebra da estratificação da coluna d'água (e.g. Large e Crawford, 1994) provocando mistura e aprofundando a CM.

Para a região de estudo foram observadas as maiores tensões de cisalhamento do vento principalmente na região nordeste da área ($\sim 0,07 \text{ N/m}^2$ em Agosto e Setembro). A porção sudoeste mais próxima à costa apresentou valores mais altos de tensão ($\tau \sim 0,05 \text{ N/m}^2$) nos meses de Dezembro, Janeiro e Setembro, com direção predominantemente nordeste (Figura 16a, 16b e 16d) Esses meses foram apresentados por demonstrarem os mais altos valores de tensão de cisalhamento do vento. Tais ventos na região associados a orientação da costa entre o Espírito Santo e Cabo Frio são favoráveis à indução de ressurgência costeira (e.g. Tomczak, 1998, Rodrigues e Lorenzetti, 2001, Castelão e Barth, 2006). Os mapas de tensão de cisalhamento do vento nos demais meses se encontram no ANEXO 2.

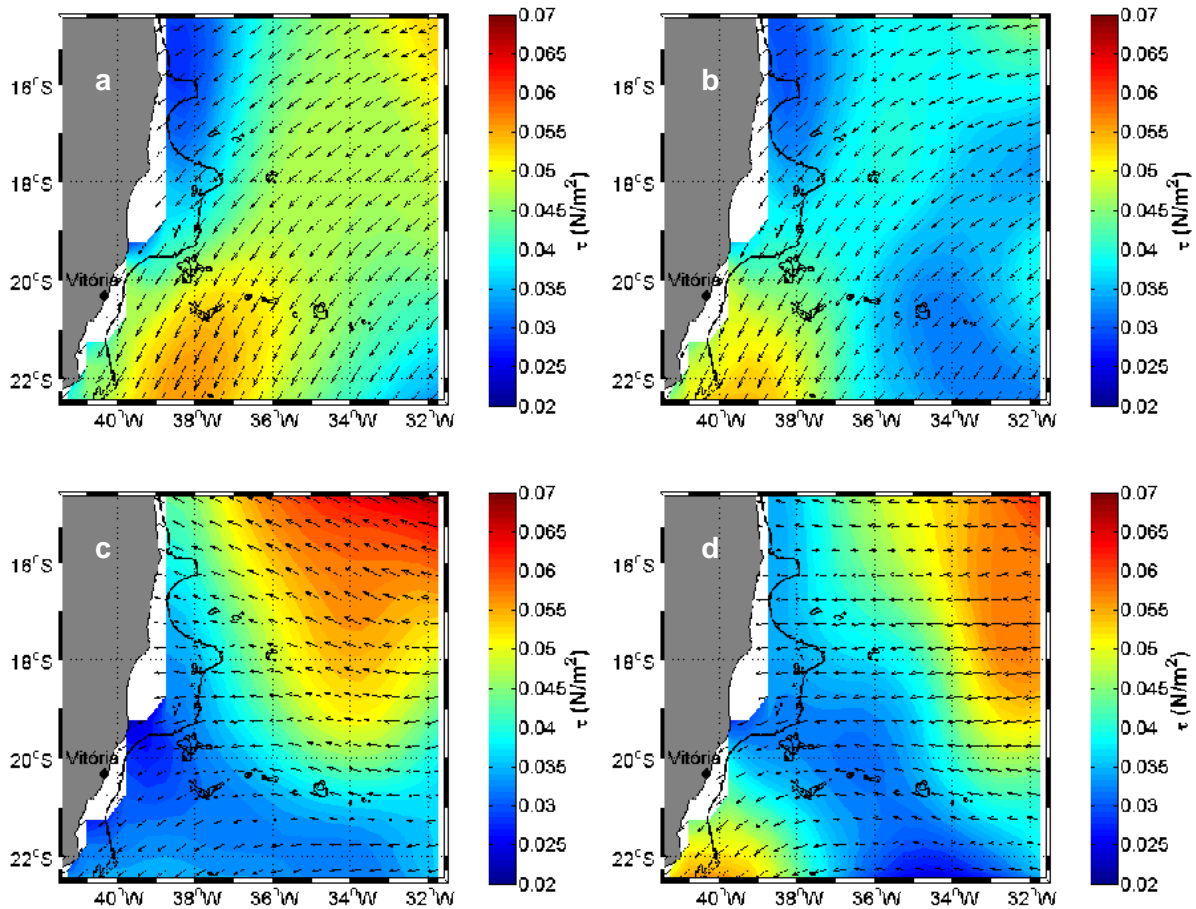


Figura 16- Tensão de cisalhamento para os meses de (a) Dezembro, (b) Janeiro, (c) Agosto e (d) Setembro. As cores representam a magnitude da tensão de cisalhamento.

Além da ação direta da tensão sobre a superfície do oceano, o vento também age indiretamente via Bombeamento de Ekman. Pickett e Paduan (2003) analisaram o sistema de correntes da Califórnia e constataram que o Bombeamento de Ekman associado ao rotacional da tensão de cisalhamento do vento pode ser mais importante do que o transporte de Ekman gerado através do cisalhamento do vento ao longo da costa, na geração de ressurgência costeira.

Foram avaliados, da mesma forma que para a tensão de cisalhamento do vento, os meses de Dezembro (Figura 17a), Janeiro (Figura 17b), Agosto (Figura 17c) e Setembro (Figura 17d), do rotacional da tensão de cisalhamento do vento para efeito de comparação com a sugestão de ressurgência costeira na região. Os demais meses se encontram no ANEXO 3. Valores negativos (positivos) do rotacional tendem a gerar ressurgência (subsidência) de água (Cushman-Roisin e Beckers, 2011) de modo que esse bombeamento interfere diretamente na

diminuição (aumento) da profundidade da CM, por aumentar a estratificação da coluna d'água em eventos de ressurgência.

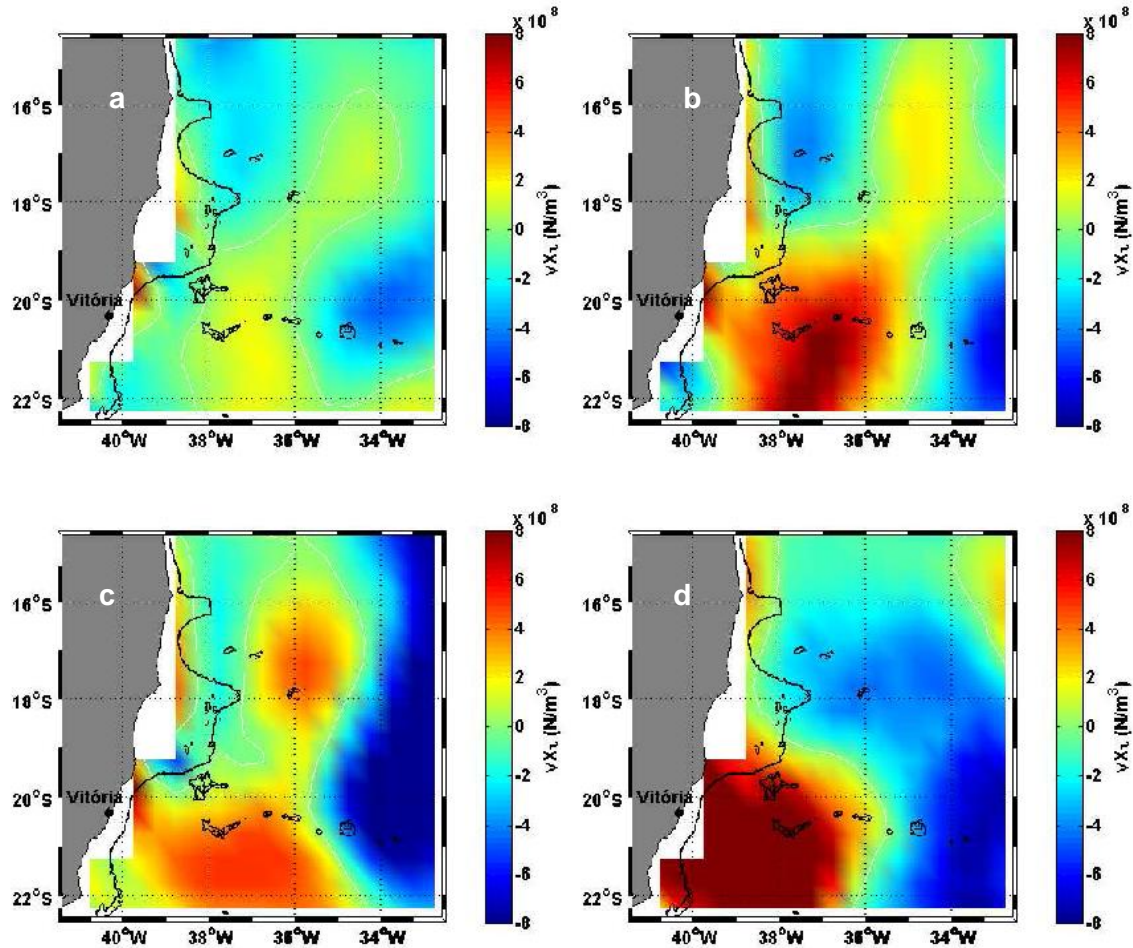


Figura 17- Rotacional da tensão de cisalhamento do vento para os meses de (a) Dezembro, (b) Janeiro, (c) Agosto e (d) Setembro. As cores representam o módulo do rotacional da tensão de cisalhamento.

Embora o rotacional da tensão de cisalhamento do vento seja predominantemente positivo na porção sudoeste da área (implicando em uma subsidência de água na região); valores negativos do rotacional ocorreram nesta porção da área de estudo (entre 22,5°S e 21,5°S, 40,5°W e 39,5°W) no mês de Janeiro (Figura 17b) ratificando os resultados encontrados por Castelão e Barth (2006) para a mesma região. Nesse mês é quando se desenvolve a ressurgência costeira mais forte na região (Calil Elias, 2009). A velocidade de ascensão de água devido ao bombeamento de Ekman (W_e negativo) nessa região (ANEXO 4) não ultrapassa -3 m/s para os meses de Dezembro e Janeiro (Figura 18 a e b). Porém, não se pôde avaliar adequadamente a relação entre o rotacional e a ressurgência

nesse trabalho devido a limitação dos dados do WOA 2009. Os dados disponíveis não abrangem porções da plataforma continental e o alcance da ressurgência é limitado à região de plataforma.

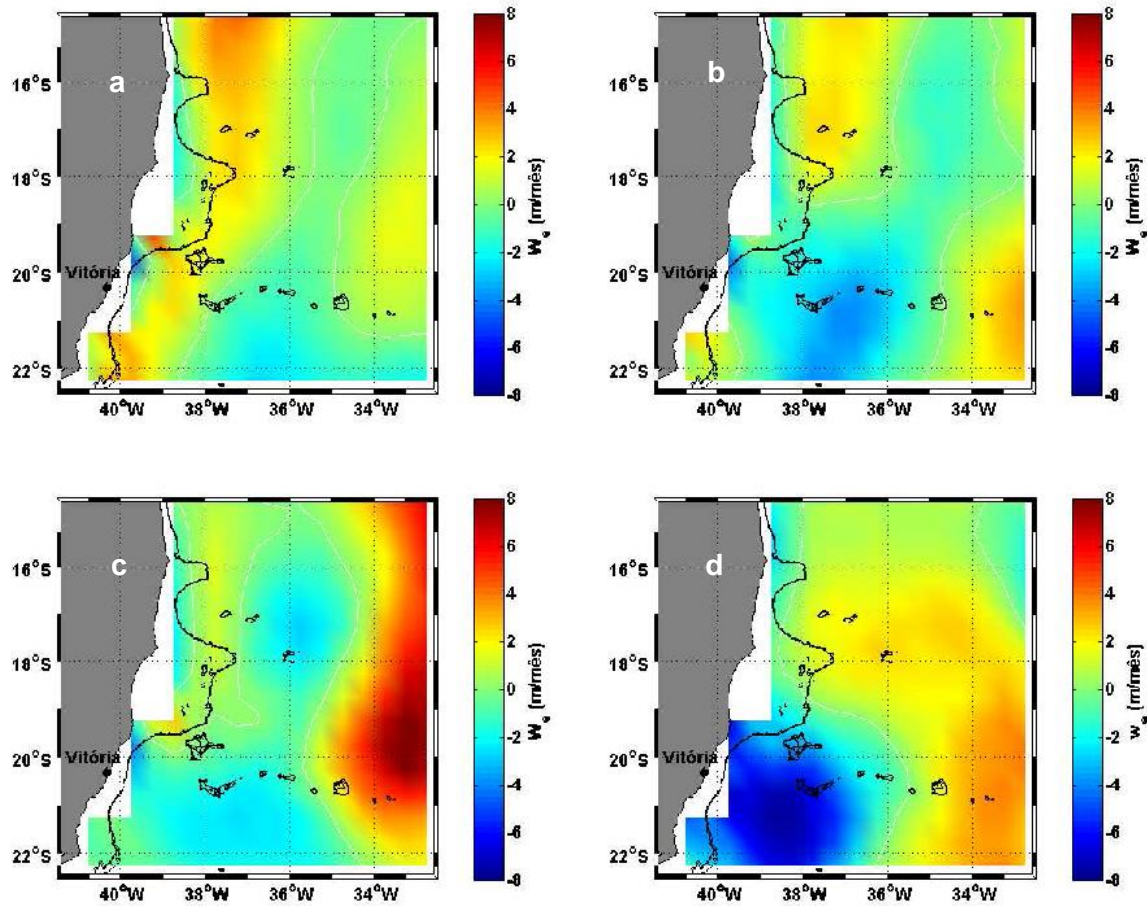


Figura 18 – Bombeamento de Ekman nos meses de (a) Dezembro, (b) Janeiro, (c) Agosto e (d) Setembro. As cores representam as velocidades verticais em metros por mês.

Relacionando a distribuição da tensão de cisalhamento do vento e do rotacional da tensão de cisalhamento do vento com os padrões de aprofundamento da CM, pôde-se evidenciar a influência de ambas as forçantes na dinâmica da CM principalmente na região mais próxima à costa. Nos meses de Dezembro, Janeiro e Setembro, por exemplo, a CM se apresentou mais rasa (~40 m) em toda a área de estudo (Figura 8). Nesses meses são característicos os ventos forte de Nordeste na região (Salviato 2013), os quais favorecem a ascensão de água na costa. Apesar de Dezembro e Janeiro serem períodos típicos de ressurgência costeira nessa região, Setembro foi um mês cuja ressurgência costeira foi observada em recentes estudos como Martins (2015). O processo de ressurgência costeira estaria atuando no aumento da estratificação da coluna d'água e conseqüentemente reduzindo a

profundidade da CM. Em Setembro as velocidades de bombeamento de Ekman aumentaram significativamente, chegando mais próximo à costa a cerca de -8 m/mês (Figura 18 d).

Em Agosto, quando a CM apresentou as maiores profundidades na área sudoeste, ocorreu diminuição da magnitude da tensão de cisalhamento na região. A CM nesse caso não respondeu à variação da tensão de cisalhamento do vento. Todavia, ao analisar-se a distribuição do rotacional da tensão de cisalhamento do vento, foi possível relacionar o aumento da profundidade da CM em Agosto com o rotacional positivo da tensão de cisalhamento do vento na porção sudoeste da área de estudo.

A velocidade vertical de subsidência de água para o mês de agosto (Figura 18 c), revelou máximas velocidades positivas (subsidência de água), na porção sudoeste da área (cerca de 8 m/mês). De acordo com Watanabe (2010), a correlação cruzada entre a velocidade vertical (derivada do bombeamento de Ekman) e a altura da superfície do mar (variando de acordo com a expansão térmica – *proxy* do armazenamento de calor na CM), pode chegar a 0,78 em regiões tropicais. De acordo com os resultados obtidos com essa análise pode-se constatar a influência do bombeamento de Ekman na variação da profundidade da CM.

Todavia, o oceano é constantemente estressado devido a ação de outras forçantes, como por exemplo a tensão de cisalhamento do vento e os fluxos de calor. Por esse motivo, não foi possível constatar relação entre o rotacional da tensão de cisalhamento do vento com a profundidade da CM em toda a área de estudo ao longo do tempo. Sendo as maiores contribuições observadas nos limites de estudo mais próximos à costa sudoeste do continente. Forçantes que induzem respostas contrárias, como o fluxo líquido de calor positivos podem ter agido com maior eficiência sobre o oceano favorecendo uma resposta oposta da profundidade da CM em relação ao rotacional.

As médias mensais dos fluxos de calor para toda a área de estudo são apresentados na Figura 19.

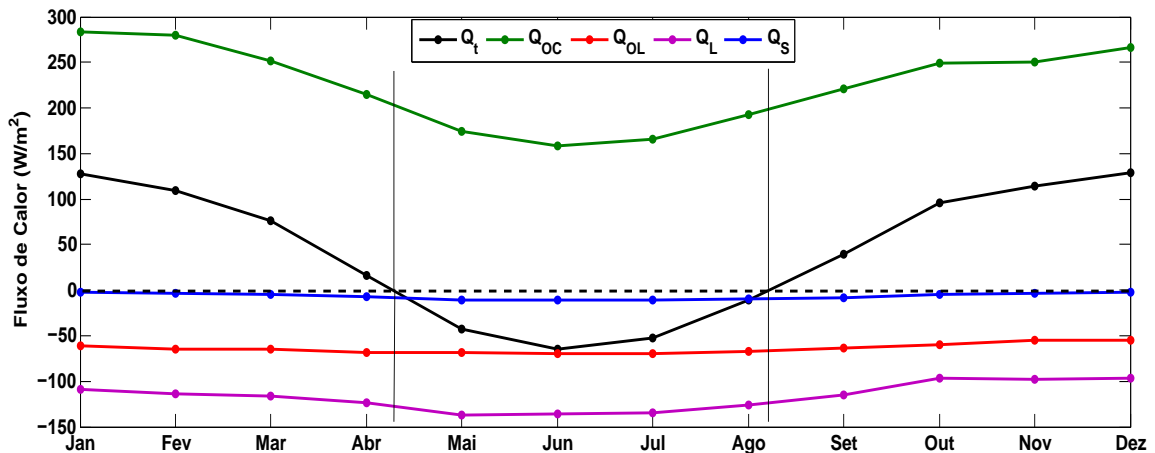


Figura 19 – Média mensal dos fluxos de calor na área de estudo. Fluxo líquido de calor (Q_t - preto), fluxo de calor de onda curta (Q_{OC} - verde), fluxo de calor de onda longa (Q_{OL} - vermelho), calor latente (Q_L - roxo) e calor sensível (Q_S - azul). A linha preta tracejada marca o fluxo zero e as duas linhas finas indicam onde o fluxo líquido de calor foi nulo.

O fluxo líquido de calor (Q_t) apresentou uma variação sazonal bem marcada com valores negativos entre, aproximadamente, Abril-Maio a Agosto-Setembro e positivos nos demais meses. Dentre os fluxos de calor, o fluxo de calor de onda curta foi o determinante no padrão do fluxo líquido, sugerindo uma maior contribuição desse fluxo para o fluxo líquido total. Entretanto, foi possível também observar uma tendência do fluxo de calor latente em seguir o mesmo padrão, porém em menores proporções.

Considerando o fato de que entre o mês de Agosto e Setembro o fluxo líquido de calor tornou-se positivo e que a CM ainda estava em processo de aprofundamento nesse período, foram analisadas as distribuições dos fluxos de calor na área de estudo para os meses de Julho a Outubro, período no qual o oceano ainda perdia calor e após, quando começou a ganhar mais calor gradativamente (Figuras 20, 21, 22, 23 e 24). Os demais meses se encontram no ANEXO 5.

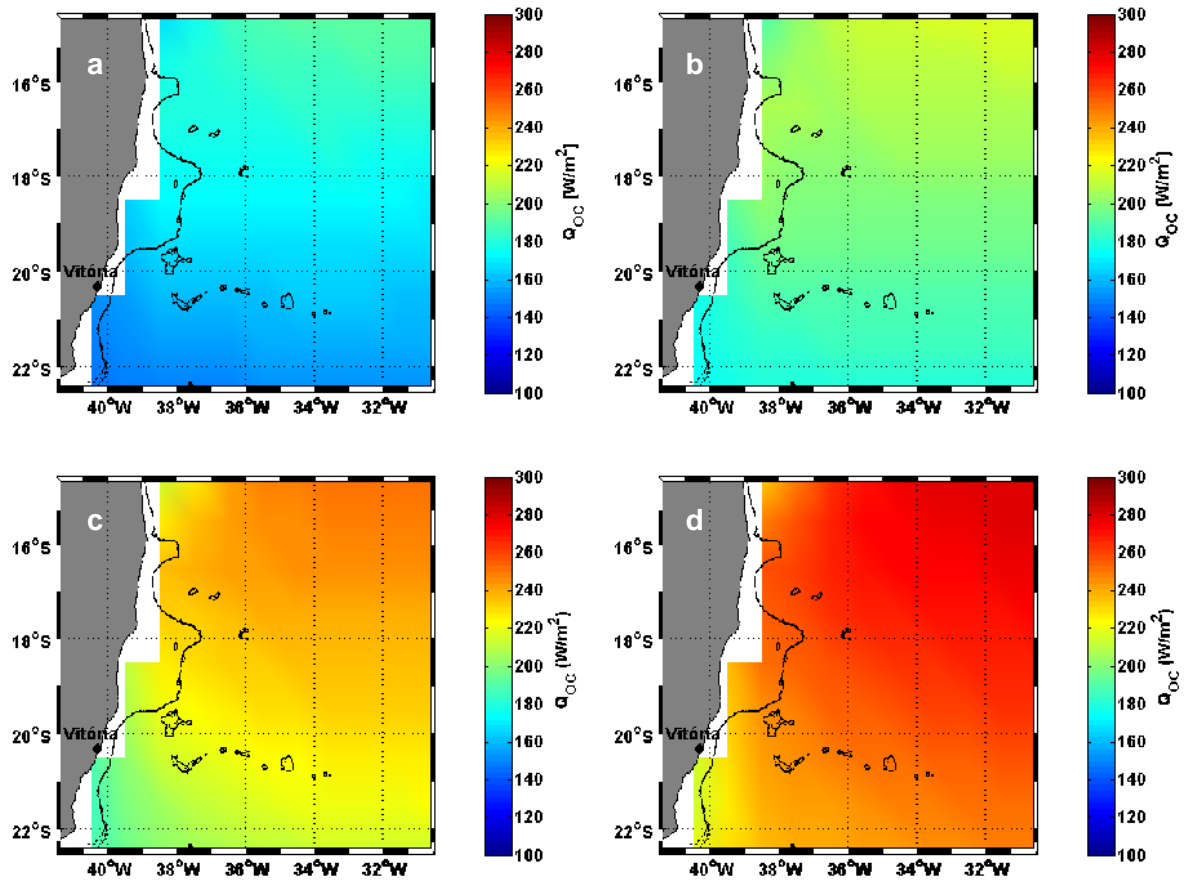


Figura 20 - Distribuição espacial do fluxo de radiação de onda curta - Q_{oc} – nos meses de (a) Julho, (b) Agosto, (c) Setembro e (d) Outubro.

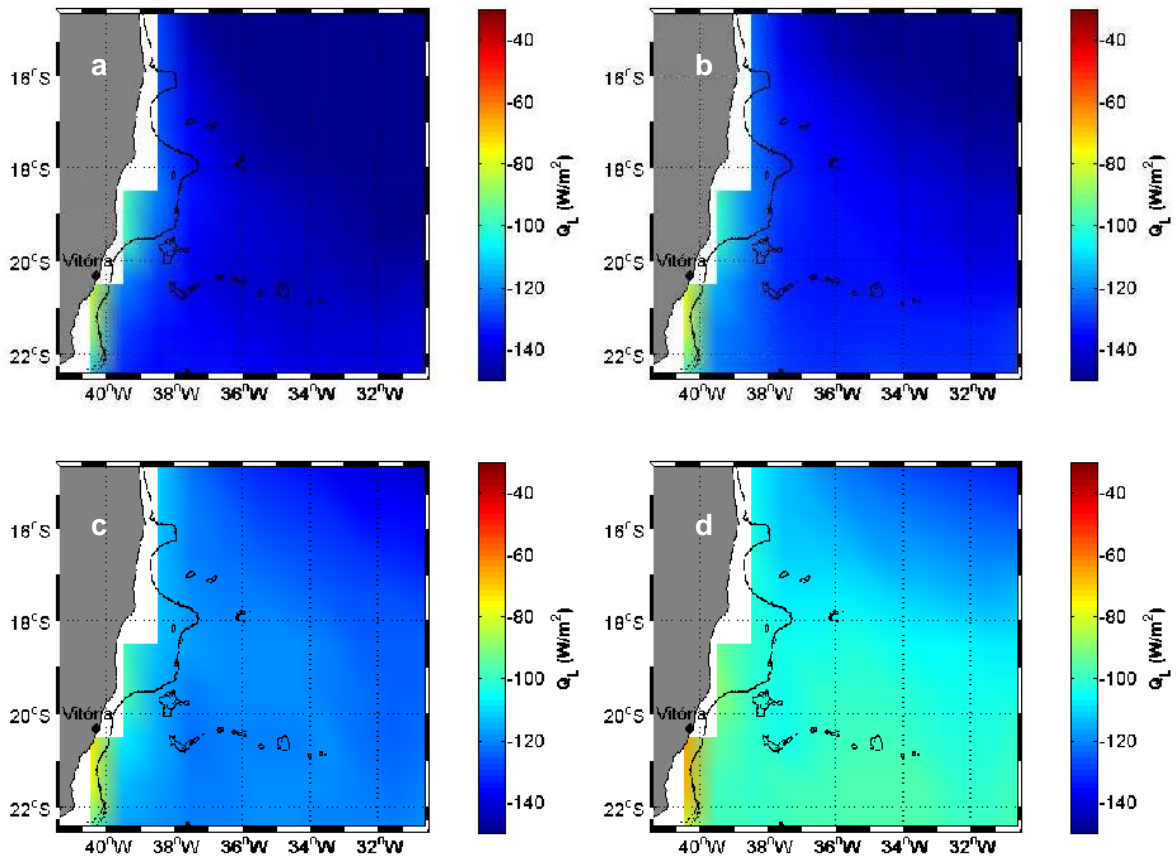


Figura 21- Distribuição espacial do fluxo de calor latente - Q_L – nos meses de (a) Julho, (b) Agosto, (c) Setembro e (d) Outubro.

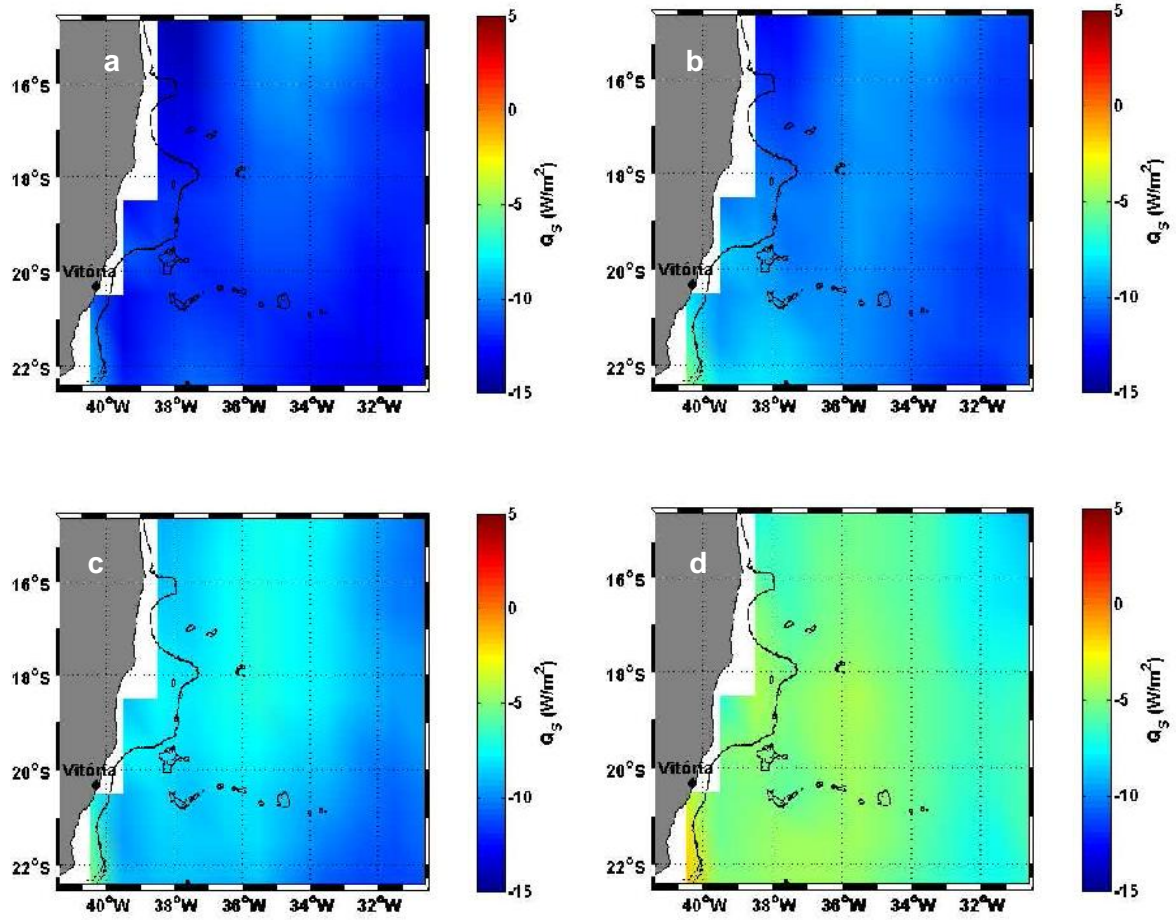


Figura 22 - Distribuição espacial do fluxo de calor sensível - Q_s – nos meses de (a) Julho, (b) Agosto, (c) Setembro e (d) Outubro.

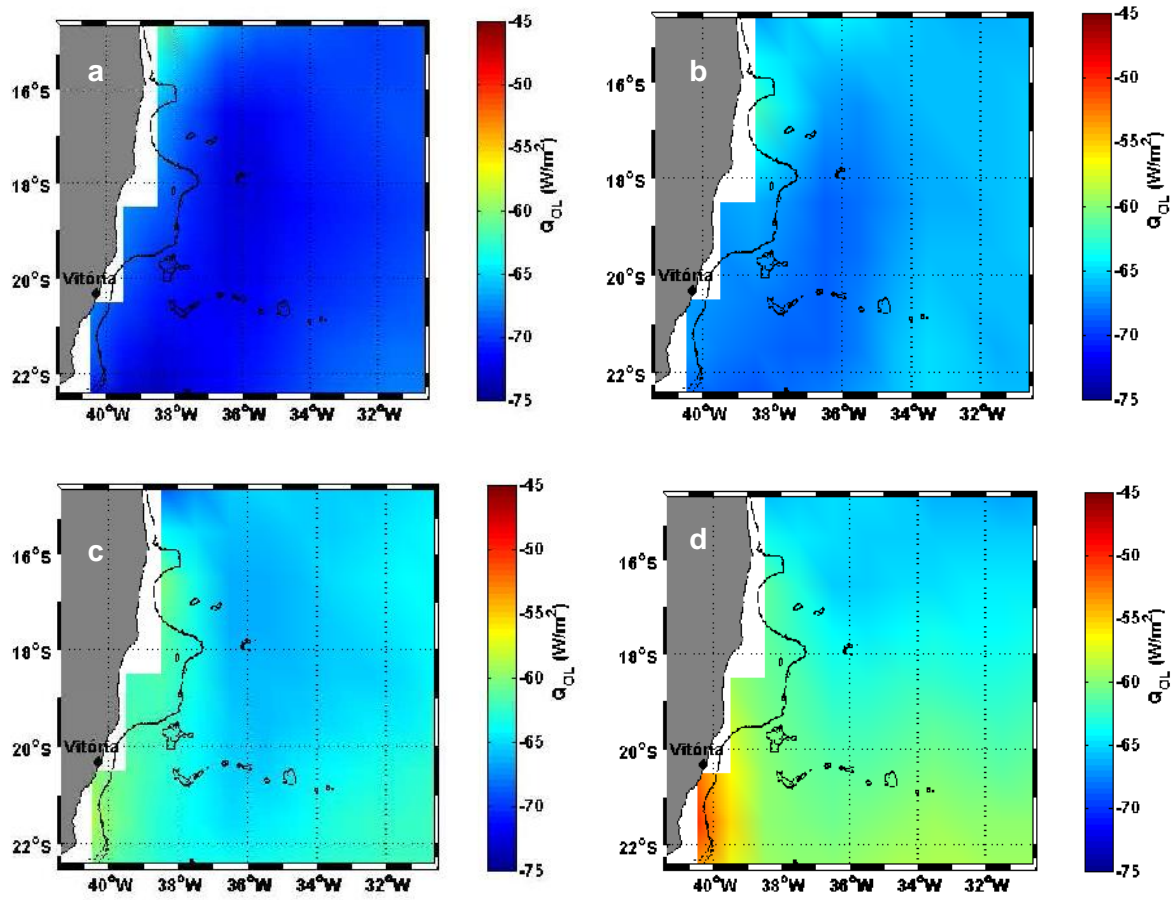


Figura 23 - Distribuição espacial do fluxo de calor de onda longa - Q_{OL} – nos meses de (a) Julho, (b) Agosto, (c) Setembro e (d) Outubro.

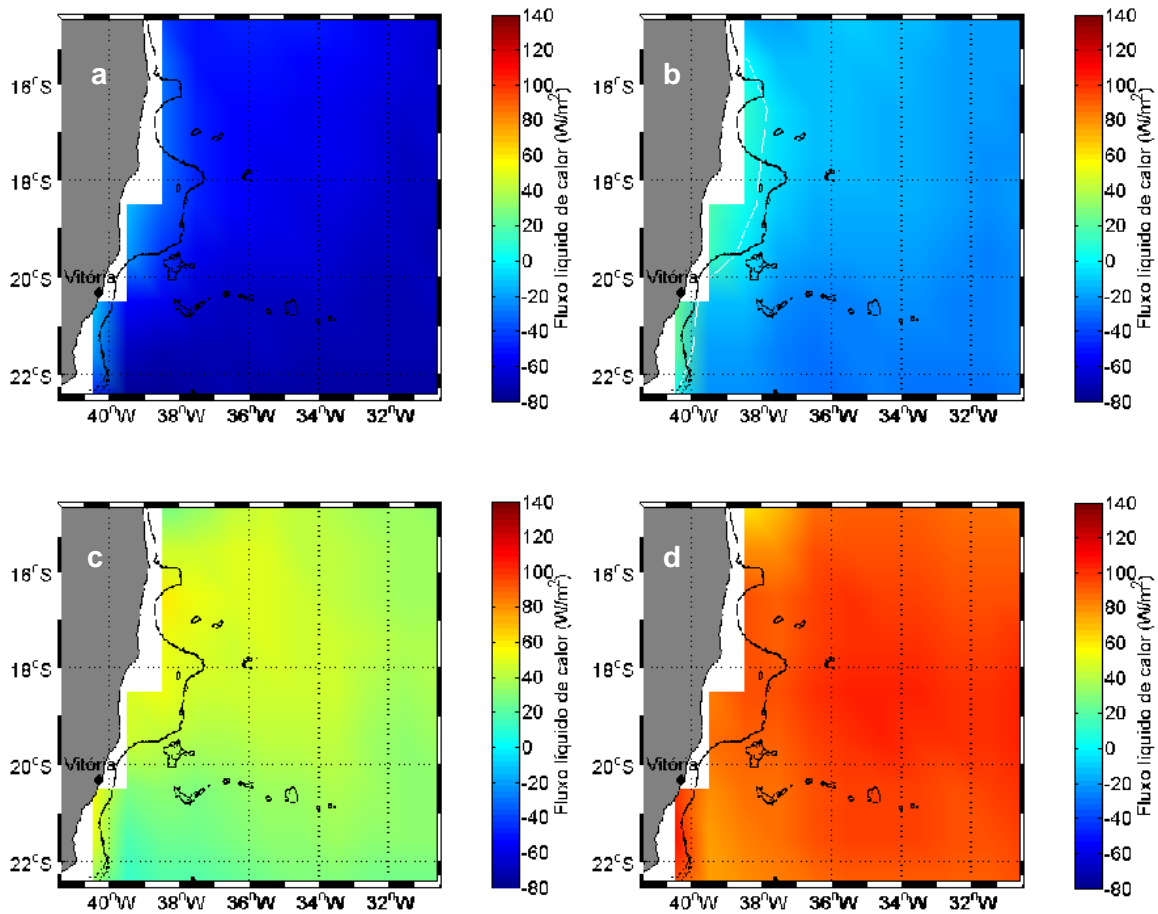


Figura 24- Distribuição espacial do fluxo líquido de calor - Q_t - nos meses de (a) Julho, (b) Agosto, (c) Setembro e (d) Outubro.

Os fluxos de calor separadamente mostraram pouca variação durante o ano. A variação mais notável foi a de radiação de onda curta, que apresentou os maiores valores em Janeiro (de 270 a 300 W/m^2) (verão - Figura 20a) e os menores em Julho (de 160 a 190 W/m^2) (inverno - Figura 19b), sendo que o padrão variou relativamente em fase em toda a área. O calor latente (Figura 21) variou aproximadamente em fase com o calor de onda curta, porém, em menores magnitudes, (-140 W/m^2 em Julho, à nordeste da área, a -70 W/m^2 em Outubro, à sudoeste da área). A variação de calor sensível (Q_s) foi a menor de todas, pois este permaneceu a maior parte do tempo com valores muito baixos comparados aos demais fluxos (Figura 22a e 22b). Já o calor de onda longa (Q_{OL}) (Figura 23) foi relativamente constante ao longo do tempo com maiores variações na porção sudoeste da área (latitudes abaixo de 20°S na longitude de 40,5°W) de -45 a -75 W/m^2 de Janeiro a Julho em um padrão semelhante aquele encontrado por Da Silva

e colaboradores (1994) para essa região. Dessa forma, o fluxo líquido de calor (Figura 24) foi condicionado principalmente pelas variações nos fluxos de radiação de onda curta (Q_{oc}) e calor latente (Q_L). Resultados semelhantes foram encontrados por Ghisolfi *et al.* (2015) no estudo realizado na região do Banco de Abrolhos e Royal-Charlotte, áreas parcialmente contempladas nesta análise.

Os pontos amostrais das regiões mais próximas à costa apresentaram, em boa parte do ano os valores negativos de menor magnitude de Q_{OL} , Q_S e Q_L do oceano para a atmosfera, ou seja o oceano transferiu menos calor para a atmosfera nessas regiões do que nas regiões mais afastadas da costa. Devido a inércia térmica do oceano, a transferência de calor na coluna d'água ocorre de forma lenta, tanto no ganho de calor quanto na perda para a atmosfera.

As forçantes meteorológicas tensão de cisalhamento do vento e fluxos de calor mostraram uma relação intrínseca com o aumento e diminuição da profundidade da CM. Embora essa relação tenha sido observada na área de estudo como um todo, houve diferenças significativas em vários pontos da região. Dessa forma, a realização de uma análise diferencial contemplando a profundidade da CM, o fluxo líquido de calor e a tensão de cisalhamento do vento em regiões menores da área de estudo se fez necessária.

3.3 Balanço Quali-quantitativo da CM

Somando-se mensalmente a profundidade da CM e o fluxo líquido de calor ao longo da área de estudo e correlacionando-os (Figura 25), se observou uma correlação de $r=0,96^1$ ($p=0,05$) com defasagem de 2 meses entre as duas curvas. Em Junho ocorreu a maior perda de calor do oceano para a atmosfera, enquanto que o maior aprofundamento da CM só ocorreu em Agosto.

¹ No cálculo desta correlação os valores de profundidade da camada de mistura foram considerados com sinal negativo.

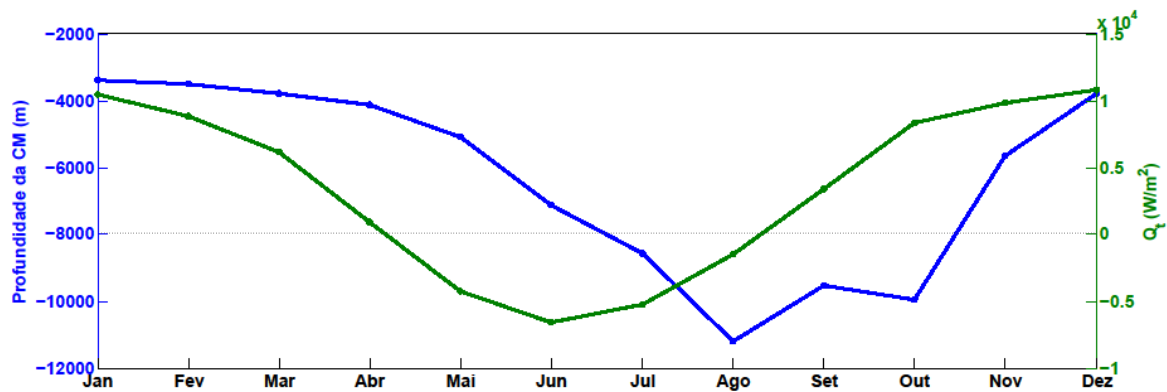


Figura 25 - Integral da Profundidade da CM e do fluxo líquido de calor em toda a área de estudo nos meses de Janeiro a Dezembro.

Como observado na distribuição espaço-temporal da profundidade da CM (Figura 8 e Figura 9) a área estudada apresenta distintos períodos de aprofundamento da CM com variações zonais e meridionais. Em função disso, a área de estudo foi subdividida em três subáreas menores (Figura 26), nas quais se analisou o padrão espaço-temporal da variação da profundidade da CM, do fluxo líquido de calor e a da componente zonal da tensão de cisalhamento do vento ao longo das latitudes 14,5 °S, 18,5 °S e 22 °S. A componente meridional da tensão de cisalhamento do vento, bem como a variação de cada fluxo de calor (Q_{OC} , Q_{OL} , Q_L e Q_S) se encontram no ANEXO 6

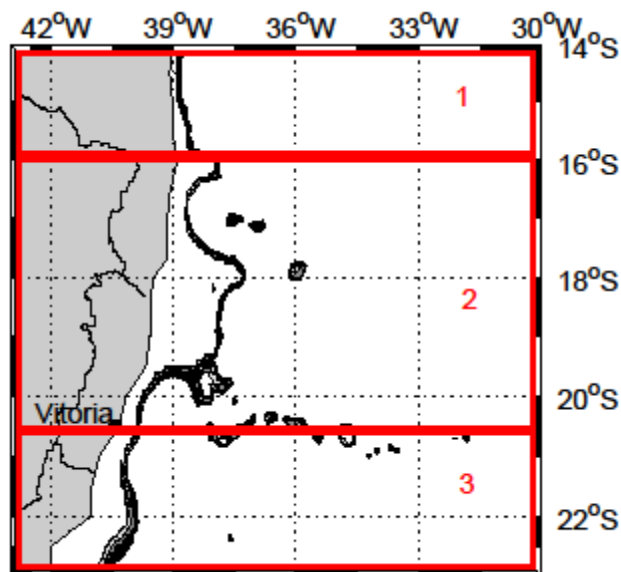


Figura 26 - Área de estudo dividida em 3 áreas zonais.

Na subdivisão da área de estudo, a primeira área compreendeu as latitudes de 14 e 15°S, local onde a CM apresentou uma variação de até 60 m ao longo do ano próximo à costa e de até 130 m mais *offshore*. A segunda área foi composta pelas latitudes de 16°S a 20°S as quais apresentaram padrão de aprofundamento da CM semelhantes entre si com dois momentos de máxima profundidade, um em Agosto e outro em Outubro. A terceira área compreendeu as latitudes de 21°S e 22°S que apesar de a CM apresentar picos de aprofundamento semelhante aos da segunda área, apontaram também variações meridionais marcantes e diferenciadas.

Na primeira subárea foi observado que as variações da CM (Figura 27a) estiveram inicialmente ligadas a uma variação no fluxo líquido de calor (Figura 27b). O ganho de calor pelo oceano estratificou a coluna d'água diminuindo a profundidade da CM, enquanto a diminuição do fluxo contribuiu para o aumento da profundidade da CM. Essa relação foi observada com uma defasagem dois meses no tempo de resposta do oceano a ação da forçante nesse trabalho. A ação da tensão de cisalhamento do vento (Figura 27c) provocou variações na profundidade da CM com respostas mais rápidas (cerca de um mês) e principalmente no período de primavera.

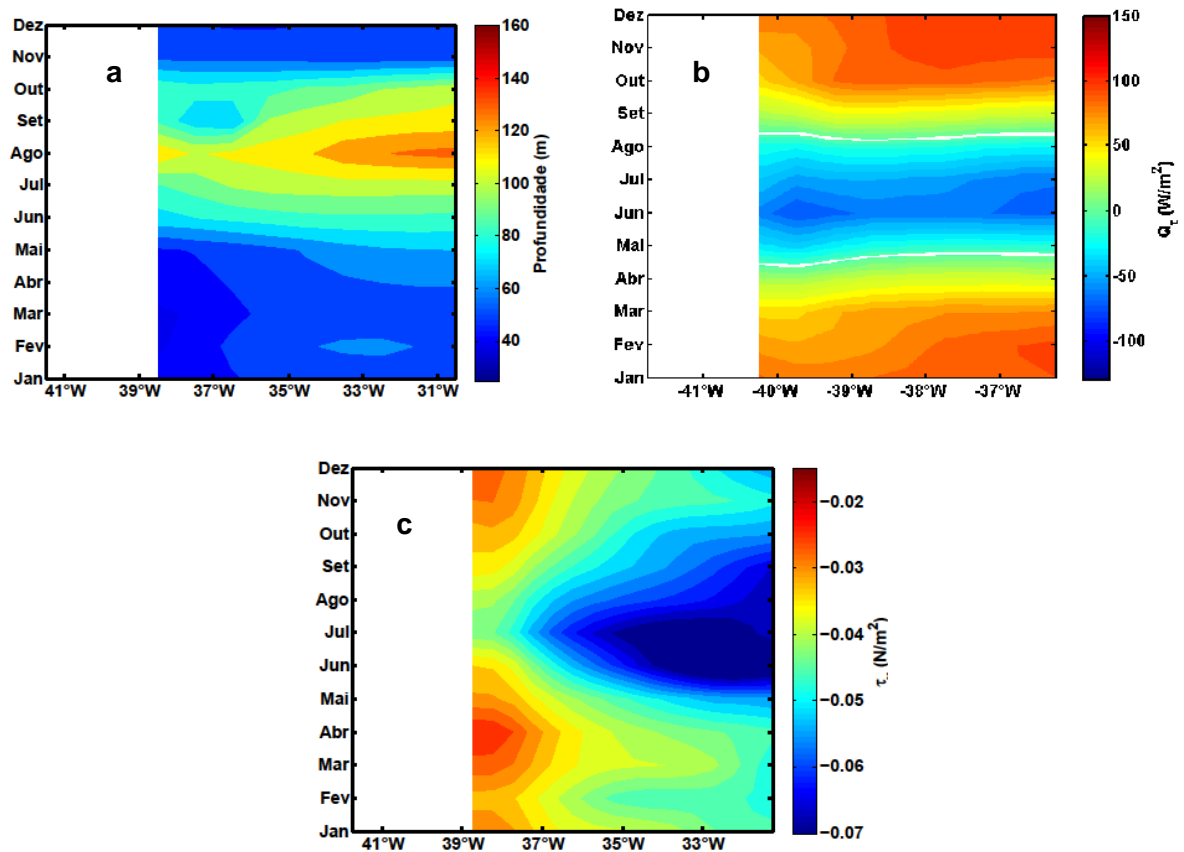


Figura 27 - Variação espaço-temporal da (a) profundidade da CM, (b) do Fluxo líquido de Calor (Q_t), com a linha do zero marcada em branco e, (c) da componente zonal da tensão de cisalhamento do vento (τ_x) ao longo da latitude de $14,5^\circ\text{S}$.

A Figura 27c mostra um aumento da magnitude de τ_x na direção leste a partir da longitude de $36,5^\circ\text{W}$ no período de Junho a Setembro. Essa intensificação ocorreu nessa região devido aos ventos típicos de leste nessa época do ano que auxiliaram no aprofundamento da CM, pois além de provocar mistura diretamente, também facilitam a saída de calor do oceano para a atmosfera (Niiler e Kraus, 1977; McPhaden, 1982) e conseqüentemente a mistura na coluna d'água.

No mês de Outubro a profundidade da CM na segunda área chegou a 160 m em mar aberto e 80 m próximo ao Banco de Abrolhos (Figura 28a). A perda de calor líquido pelo oceano foi maior do que na primeira área (Figura 28b) e ocorreu no mês de Junho e seu reflexo foi observado no oceano em Agosto com o aumento da profundidade da CM. Após esse período, o fluxo líquido de calor voltou a ser positivo, quando houve maior ganho do que perda de calor por parte do oceano.

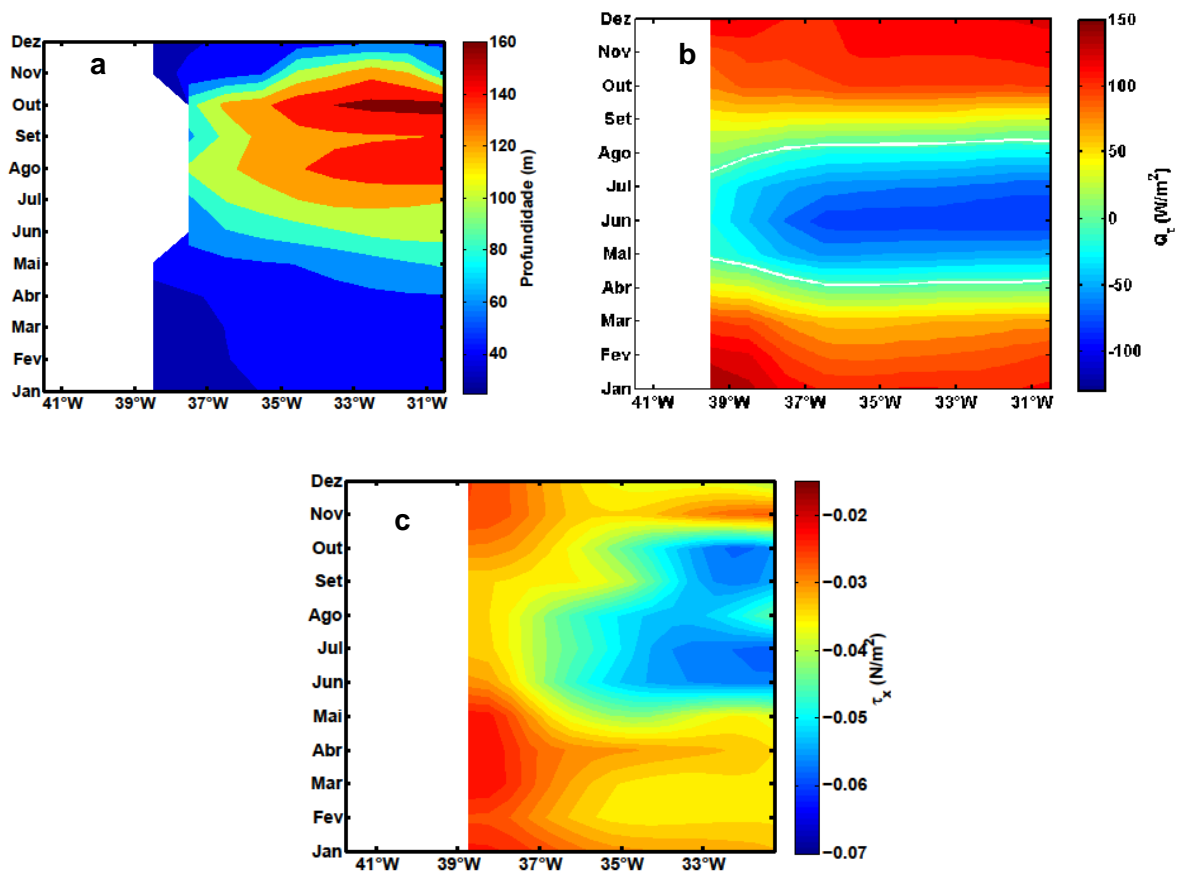


Figura 28- Variação espaço-temporal(a) da profundidade da CM, (b) do Fluxo líquido de Calor, com a linha do zero marcada em branco e (c) da componente zonal da tensão de cisalhamento do vento ao longo da latitude de 18,5°S.

O ganho líquido de calor pelo oceano em Setembro provocou um aquecimento superficial no oceano e conseqüentemente a diminuição da profundidade da CM. Porém, houve um aumento da τ_x de Junho a Outubro a qual favoreceu o aumento da profundidade da CM. Esse fato contribuiu para a permanência da CM em Agosto mais profunda. Quando a CM está mais profunda a inércia do oceano é muito maior, demora-se muito mais tempo para modificar as propriedades dentro da CM (Costa Jr, 2012). Como na primavera existiu um aumento da forçante de mistura em oposição à forçante de estratificação, isso dificultou a resposta do oceano ao aumento do fluxo líquido de calor.

O aprofundamento observado em Outubro na segunda área pôde ser explicado pelo padrão da tensão de cisalhamento do vento, cuja maior contribuição da componente zonal (τ_x) foi observada (Figura 28c) no mesmo período. De Julho a Setembro, foi observado um aumento bem marcado (de 0,04 a 0,07 N/m²) da τ_x a partir da longitude de 36°W em direção a oceano aberto. Esse resultado sugeriu que

o vento fosse capaz de providenciar um contínuo aumento da profundidade da CM em oposição à ação do fluxo de calor.

Na terceira área, a profundidade da CM sofreu variação brusca próximo à costa de Julho a Agosto (~90 m), chegando a 160 m de profundidade entre 33,5°W e 39,5°W em Agosto. Essa profundidade foi novamente atingida em Outubro, porém, só nas longitudes menores que 31,5°W (Figura 29a). Da mesma forma que na segunda subárea, o oceano perdeu calor por mais tempo que na primeira seção, tendo iniciado em Abril, aprofundando até Agosto na porção mais próxima à costa e até Setembro a partir de 39,5°W em direção *offshore* (Figura 29b). Nos períodos de aumento da CM (Agosto e Outubro) a τ_x não se modificou significativamente de modo que justificasse a interferência dessa forçante no aprofundamento da CM como ocorreu na segunda seção (Figura 29c).

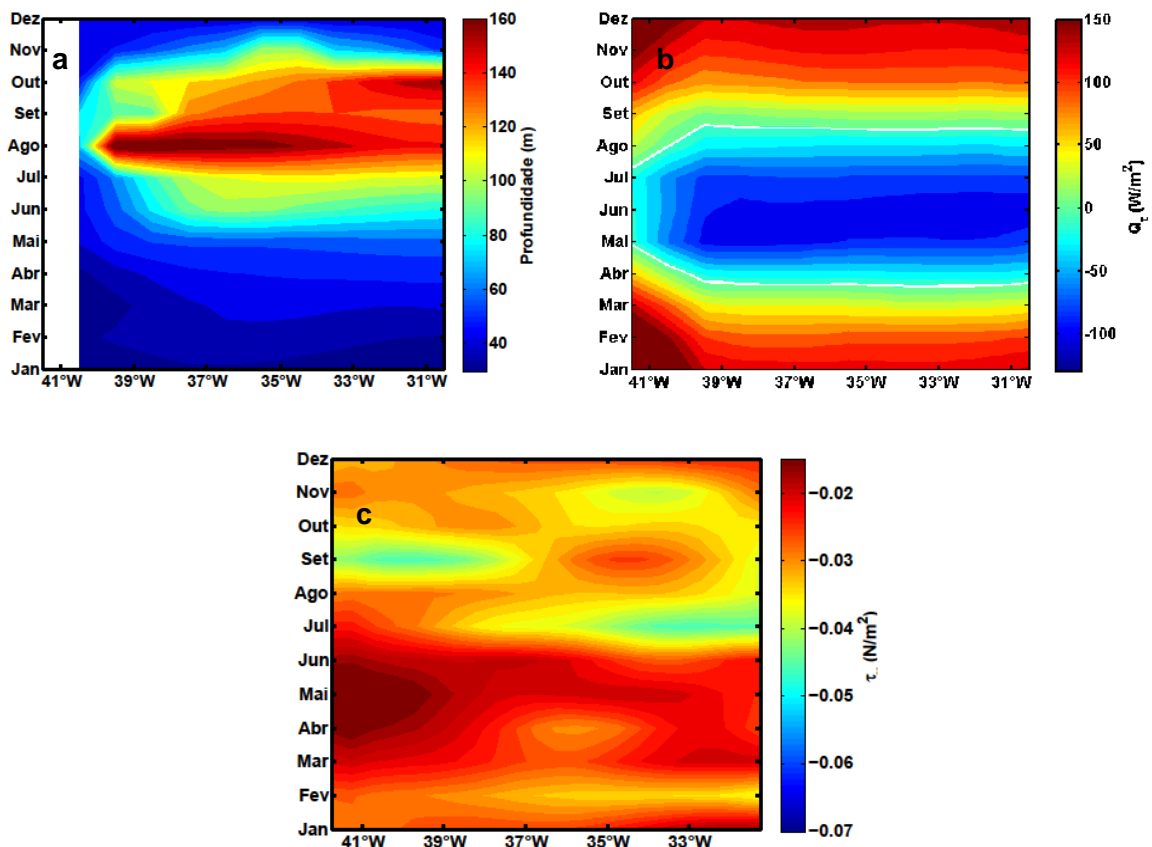


Figura 29- Variação espaço-temporal da (a) da profundidade da CM, (b) do Fluxo Líquido de Calor, com a linha do zero marcada em branco e (c) da componente zonal da tensão de cisalhamento do vento ao longo da latitude de 22°S.

As latitudes que compõem a terceira área (de 20,5°S a 22,5°S) estão localizadas na zona de divergência da tensão de cisalhamento do vento que chega à costa e é uma

região de aumento significativo de tensão de cisalhamento meridional (τ_y) na primavera (Souza *et al.*, 2007), por serem ventos tipicamente de nordeste (Salviato, 2013). É devido ao cisalhamento da tensão do vento que ocorre a geração de turbulência e mistura na coluna d'água a partir da superfície. O conjunto de dados de τ_x e τ_y (COADS) é considerado de intensidade fraca em relação a outros conjuntos de dados como o ECMWF e o NCEP, por exemplo (Josey *et al.*, 2002). Esse fato, unido às comparações meramente de magnitude das componentes τ_x e τ_y , pode ter implicado em uma baixa concordância da tensão de cisalhamento do vento com a profundidade da CM na região de estudo.

Como a CM sofre influência de diversas forçantes (Equação 1) e, as análises qualitativas foram realizadas apenas com a utilização de termos de fluxo de calor e de ascensão de água, os processos de difusão e advecção podem ser fatores de relevância na variação da profundidade da CM na região (Wang e McPhaden, 1999; Swenson e Hansen, 1999). Uma das formas de se analisar a interferência das forçantes no aprofundamento da CM recorre a utilização de modelos e equações de balanço de calor na CM, que levam em consideração os fluxos de calor, a advecção vertical e horizontal dentro da CM e a difusão.

3.4 O Balanço de calor na camada de mistura

Como mencionado anteriormente, a temperatura superficial do oceano varia dentre outros fatores, de acordo com a profundidade da CM. Dessa forma, para se analisar a influência do fluxo líquido de calor na interface oceano-atmosfera e da ascensão de água no aprofundamento da CM, foi utilizada uma modificação (Equação 9) da Equação do Balanço de calor na CM (Equação 1). Os termos originais (1) e (5) foram aproximados à ordem do Q_t e os termos advectivos e difusivos (3 e 4) desconsiderados por falta de dados.

$$\rho_0 C_p h_{CM} \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) = -\rho_0 C_p w_{ek} (T_{10} - T_b) + Q_{net}$$

(1)
(2)
(3)

(Equação 9)

onde, os termos representam (1) a variabilidade mensal da temperatura na CM, (2) a variação da temperatura dentro da CM e (3) o fluxo líquido de calor. T_{10} e T_b são a temperatura em 10 m de profundidade e a temperatura na base da camada de mistura respectivamente.

A análise das forçantes da CM foram realizadas para 4 pontos de longitude (40,5°W, 39,5°W, 37,5°W e 32,5°W) na latitude de 21,5°S. Essa latitude foi escolhida por apresentar a maior disponibilidade de dados em longitude, na área estudada, possibilitando averiguar as diferenças de resposta do oceano às forçantes em relação a distância do continente.

No ponto mais próximo à costa (Figura 30a) foi observado uma maior contribuição relativa do termo de ascensão de água na variação da temperatura da CM, o que tendeu a diminuir de importância em direção *offshore*. O oposto pôde ser observado em relação ao fluxo de calor. Apesar de ter existido uma tendência de resposta aos fluxos de calor sazonalmente, a variação da temperatura em direção *offshore* apresentou maior concordância com o padrão de aquecimento (resfriamento) com a diminuição (aumento) da diferença de temperatura na CM (Figura 30b-d) do que nos pontos mais próximos a costa.

Em outros sistemas costeiros o bombeamento de Ekman derivado do rotacional da tensão de cisalhamento do vento ($\nabla \times \tau$) é um dos mecanismos dominantes no transporte vertical de água (Pickett e Paduan 2003). A ação da ascensão de água devido ao bombeamento de Ekman (único mecanismo originário do vento levado em consideração nessa análise) foi considerado muito pequeno em comparação ao transporte de Ekman que poderia gerar ressurgência (Castelão e Barth, 2006). Aguiar *et al.* (2014) encontrou uma grande importância da ressurgência costeira na variação de temperatura superficial do oceano. O aumento da magnitude da tensão de cisalhamento do vento (τ) no período de primavera na região (e.g. Salviato, 2013) pode ter feito com que a temperatura da CM respondesse a ação da τ nesse período indo de encontro ao aquecimento proporcionado pelo aumento de Q_t .

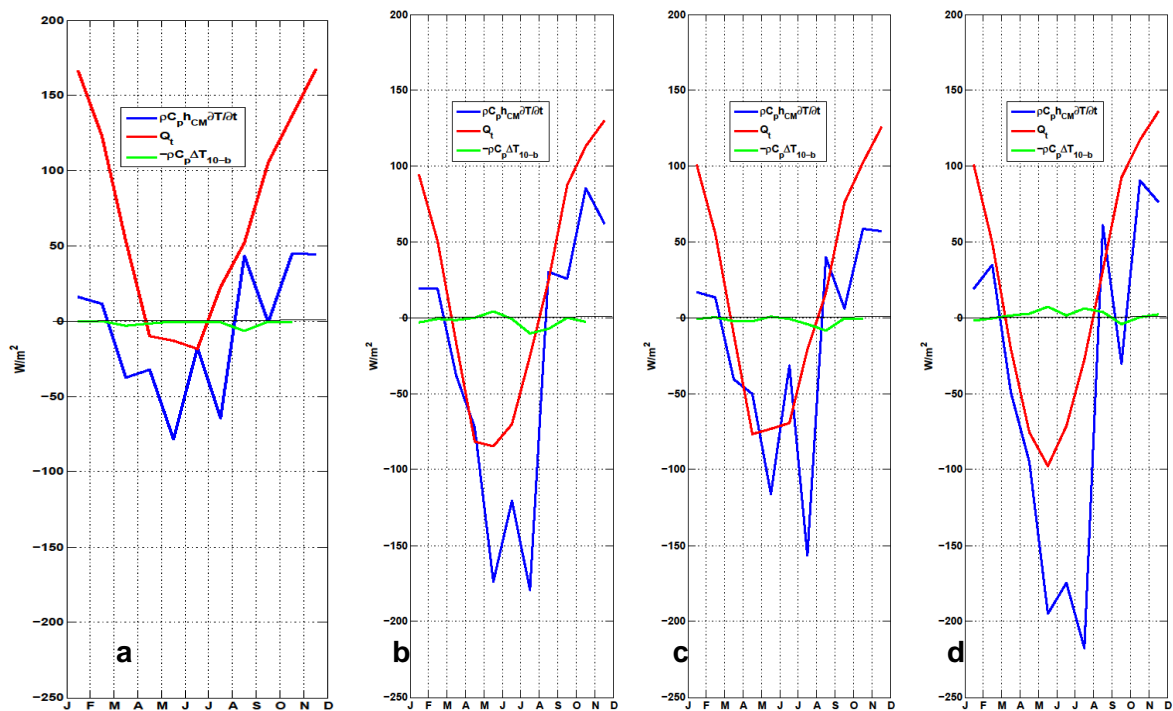


Figura 30 - Balanço de calor na CM na latitude $21,5^\circ S$, para as longitudes (a) $40,5^\circ W$, (b) $39,5^\circ W$, (c) $37,5^\circ W$ e (d) $32,5^\circ W$. Nas figuras são mostradas a variação da temperatura de acordo com a profundidade da CM (azul), o fluxo líquido de calor (vermelho), o termo de ascensão de água levando em consideração a variação da temperatura da base da CM para a temperatura a 10 m de profundidade e a velocidade vertical (verde).

A variação da temperatura na CM respondeu à variação do fluxo líquido de calor na maior parte do ano e em todas os pontos de latitude analisados na latitude de $21,5^\circ S$. Entre Junho e Julho a variação de temperatura obedeceu a um outro processo não analisado, pois não respondeu ao fluxo de calor e ao termo de ascensão de água. Entre Setembro e Outubro foi observado uma variação de temperatura em sentido oposto a ação do fluxo de calor. Nesse período, a ocorrência de ventos mais intensos (e.g. Salviato, 2013) auxiliam na retirada de calor do oceano, resfriando a CM. A ação apenas do fluxo líquido de calor e de ascensão de água não foram suficientes para balancear a variação da temperatura dentro da CM. Dessa forma, outros processos como a advecção horizontal e vertical, o entranhamento na base da CM e a difusão, não analisados nesse estudo, podem contribuir para o balanço de calor na CM.

A advecção nessa região tem grande importância principalmente na parte mais próxima à costa. A Corrente do Brasil (CB) é confinada e organizada sobre o talude continental (Silveira *et al.*, 2000) após passar pela Cadeia Vitória-Trindade e,

por ser uma corrente quente (e.g. Emilson, 1961), tende a aumentar a temperatura da coluna d'água na transferência de calor por advecção. Isso explicou o aumento na variação de temperatura no período entre Junho e Julho em 21,5°S de latitude, cujo fluxo de calor ainda tendeu a resfriar o oceano, mas a advecção tendeu a aquecê-lo.

O fato de a CB poder se bifurcar (Evans *et al.*, 1983) ou trifurcar (Evans e Signorini, 1985) após se encontrar com a CVT, permitiu supor que a advecção de calor dessa corrente influencia as longitudes mais afastadas da costa, como observado na Figura 30d.

A análise dos mesmos aspectos abordados para os dados climatológicos foi realizada para dados pontuais de maior resolução temporal, inseridos na área de estudo, a fim de se reforçar as relações encontradas entre as forçantes citadas e a profundidade da CM.

3.5 Dinâmica da CM na localização da boia do Projeto PIRATA 19°S, 34°W

3.5.1 Análise da tendência de variação da profundidade da CM

A análise de dados climatológicos mostrou a tendência de variação da profundidade da CM para toda uma região em escala mensal/sazonal. Visando identificar os padrões de variação temporal de menor escala, como resultado de processos meteoceanográficos que agem modificando a profundidade da CM, foram analisados os dados da boia do Projeto PIRATA (19°S 34°W). Para que essa análise fosse realizada, primeiramente foi feita uma comparação entre os resultados das médias mensais de profundidade da CM na localização da boia do projeto PIRATA com os dados médios climatológicos de mesmas coordenadas do WOA 2009 (Figura 31).

A comparação entre as séries mostrou clara coerência relacionada aos períodos de maiores e menores profundidades, bem como a tendência de aprofundamento lento e de diminuição rápida de profundidade por ambas as séries.

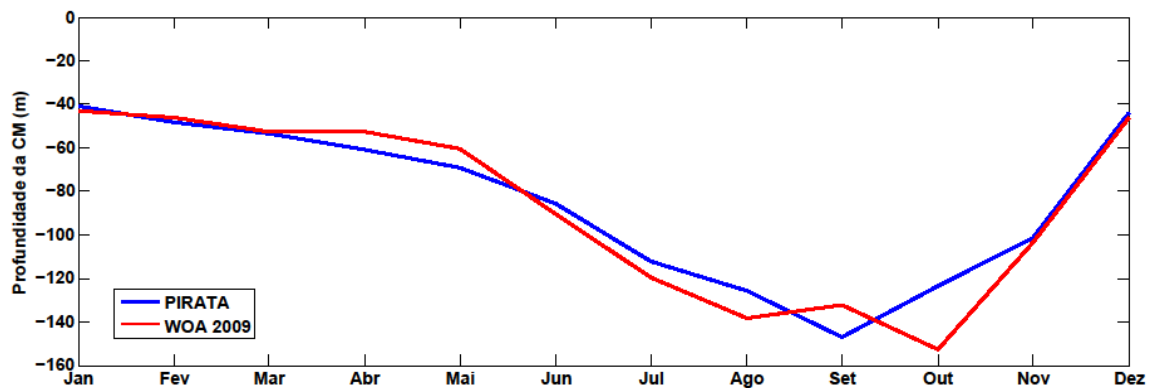


Figura 31- Profundidade média mensal da CM calculada para a boia do projeto PIRATA (azul) e para a climatologia mensal do WOA 2009 (vermelho).

Apenas nos períodos de máxima profundidade pôde-se notar diferenças significativas no padrão de aprofundamento das duas séries de dados. A profundidade da CM calculada para a boia do projeto PIRATA apresentou máxima profundidade em Setembro enquanto a CM calculada para o WOA 2009 apresentou dois picos de máxima profundidade, um em Agosto e outro em Outubro. Essa variação no momento de maior aprofundamento pode ter ocorrido devido às diferenças de resolução temporal das séries de dados, enquanto um dado representa uma série histórica (WOA 2009) o outro representa uma série de apenas um ano de dados, podendo ter representado um ano atípico.

Analisando a série diária de profundidade da CM foi possível observar o mesmo padrão sazonal, porém com um maior nível de detalhamento (Figura 32). A série apresentada mostrou variações de profundidade em menor escala e momentos distintos de aprofundamento e diminuição de profundidade separados por um momento transitório, o qual a CM para de aprofundar, passando por um período de maior profundidade para na sequência diminuir abruptamente de profundidade. Esse padrão observado possibilitou a divisão do processo de modificação da profundidade da CM em três partes para melhor analisar o comportamento da mesma em relação ao fluxo líquido de calor e a tensão de cisalhamento do vento.

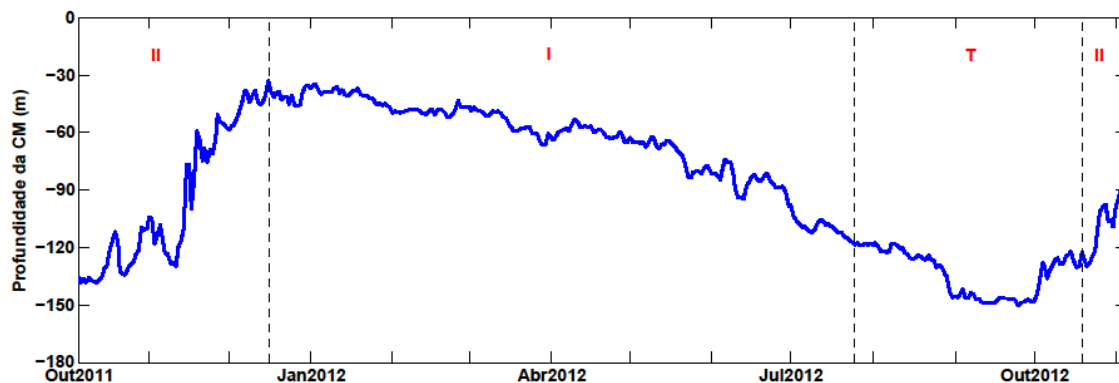


Figura 32- Médias diárias de variação da profundidade da CM no período de Outubro de 2011 a Outubro de 2012 com a divisão de seções estabelecida. A etapa assinalada como T representa a transição entre as etapas I e II.

Os pontos de separação de cada etapa foram determinados de acordo com as modificações no padrão: a primeira etapa representou o aprofundamento lento e gradual, do fim de Dezembro a Julho quando atingiu a profundidade de 112 m, da mesma forma como encontrado por Kantha e Clayson (2003) no Oceano Pacífico tropical. A segunda etapa refletiu uma redução abrupta da profundidade da CM que ocorreu entre Outubro e Dezembro, com variação de cerca de 120 m. Essas duas etapas foram separadas por um período aqui denominado de transição, que se estendeu do inverno (final de Julho) a meados da primavera (Outubro) etapa na qual a CM se apresentou mais profunda (~150 m).

A maioria dos estudos observaram maiores profundidades da CM nos meses referentes ao inverno devido à perda líquida de calor do oceano para a atmosfera (e.g. Stewart, 2008; Foltz, *et al.* 2003; Pereira *et al.*, 2013) e/ou o aumento da intensidade dos ventos (e.g. Rahmstorf, 1992; Alexander *et al.*, 2000). O estudo realizado com os dados climatológicos confirmaram a relação da profundidade da CM com ambas as forças, sendo que a maior relação foi observada com a tendência sazonal de modificação do fluxo de calor. Dessa forma, foram também analisados dados de fluxos de calor e de tensão de cisalhamento do vento e sua relação com o padrão de profundidade da CM na região do Projeto PIRATA.

O fluxo líquido de calor na localização da boia do Projeto PIRATA apresentou uma variação sazonal bem definida, sendo possível observar a influência de cada componente na resultante de fluxo líquido de calor (Figura 33). A componente de calor de onda curta determinou a maior parte da variação sazonal sendo responsável pela maior emissão de calor para o oceano, tornando o fluxo líquido

positivo nos meses que correspondem a primavera e o verão, principalmente na primeira etapa do gráfico analisado. O fluxo de calor sensível margeou a linha do zero deixando pouco evidente sua contribuição para o fluxo líquido de calor. O calor de onda longa, apresentou poucas variações ao longo do ano. O calor latente, por sua vez, apresentou influência considerável no fluxo líquido de calor no período entre junho e outubro, sendo responsável por um maior período de perda de calor por parte do oceano.

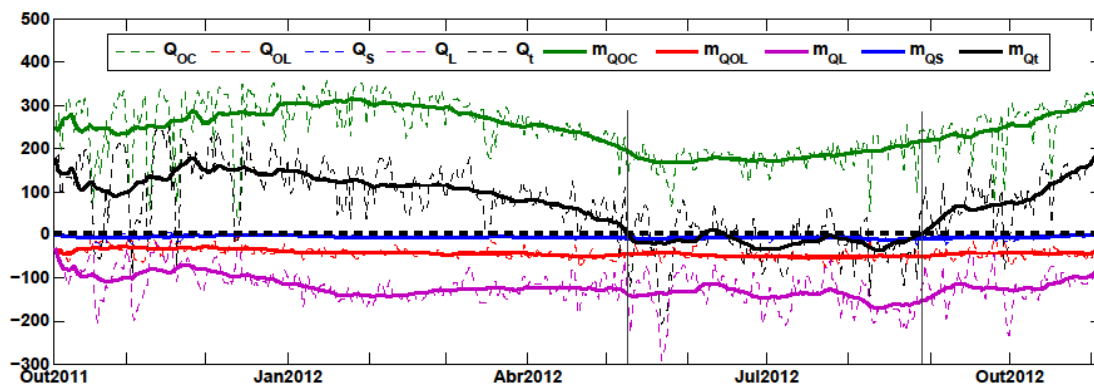


Figura 33 - Variação das componentes do fluxo e fluxo líquido de calor de outubro de 2011 a outubro de 2012. As linhas tracejadas representam as médias diárias de (Q_{OC} - verde) calor de onda curta, (Q_{OL} - vermelho) fluxo de calor de onda longa, (Q_S - azul) calor sensível, (Q_L - roxo) calor latente e (Q_t - preto) fluxo líquido de calor. As linhas contínuas em suas respectivas cores correspondem as médias móveis de 30 dias de cada componente. A linha contínua na vertical marca os pontos onde a curva de fluxo líquido passa pelo zero (torna-se negativo/positivo).

De forma geral ambas as análises (climatológica e *in situ*) demonstraram o mesmo padrão de comportamento dos fluxos de calor ao longo do tempo. As diferenças constituem-se de momentos de início de perda de calor (fluxo líquido negativo) e de retorno no ganho de calor (fluxo líquido positivo) por parte do oceano. A partir do mês de Abril foi possível observar com os dados do WOA2009 uma diminuição do fluxo líquido de calor, tornando-se negativo (Figura 19). Essa diminuição só pôde ser notada com os dados do PIRATA a partir de Maio (Figura 32). Climatologicamente, o fluxo líquido de calor tornou-se novamente positivo no início de Agosto, enquanto que nas observações *in situ* essa inversão ocorreu quase em Setembro. Aparentemente, o intervalo de tempo de fluxo negativo foi semelhante, embora tenha havido um deslocamento temporal e, claramente, uma redução na sua magnitude.

A comparação do comportamento do fluxo líquido de calor com a profundidade da CM demonstrou na análise climatológica um alto grau de concordância, uma alta correlação, entre os dois parâmetros (CM e Fluxo líquido de calor). Realizando o mesmo processo de análise com os dados *in situ* da boia do Projeto PIRATA, pôde-se observar também uma correlação alta entre esses parâmetros.

Na primeira etapa do processo de modificação da profundidade da CM, a correlação com o fluxo líquido de calor mostrou-se contínua e alta, cerca de 64% de correlação com confiança de 95%, porém, com *leg* de aproximadamente 60 dias, ou seja a profundidade da CM aumentou lentamente em resposta a lenta diminuição da incidência do fluxo líquido de calor sobre o oceano que teve início 60 dias antes. Na etapa II, a profundidade da CM mostra coerência com o novo aumento de incidência do fluxo líquido de calor, visualmente, porém de forma mais imediata. A correlação entre os parâmetros foi de cerca de 60%, sem *leg*, mas não apresentou confiança estatística devido a série de dados nesse período (considerado apenas de meados de outubro a início de novembro de 2012, por continuidade) ser reduzida.

Na etapa de transição por sua vez, a profundidade da CM perdeu a coerência com a variação do fluxo líquido de calor, apresentando o que chamou a atenção para a interferência de outros fatores que poderiam estar atuando para essa não conformidade da profundidade da CM. Nesse período de transição, que ocorre na primavera, existe o aumento da intensidade dos ventos de nordeste na região (e.g Salviato, 2013). A análise anterior dos dados climatológicos revelou que o aumento da intensidade dos ventos favorece ao aumento da profundidade da CM.

Dessa forma, a tensão de cisalhamento do vento na região pode ter sido um dos fatores que contribuíram para o comportamento diferenciado da profundidade da CM na etapa de transição. Em geral, as tensões de cisalhamento zonal e meridional (Figura 34) apresentaram magnitudes baixas, sendo que em ambas as séries, o período menos energético foi aquele caracterizado como etapa I da divisão da série de dados.

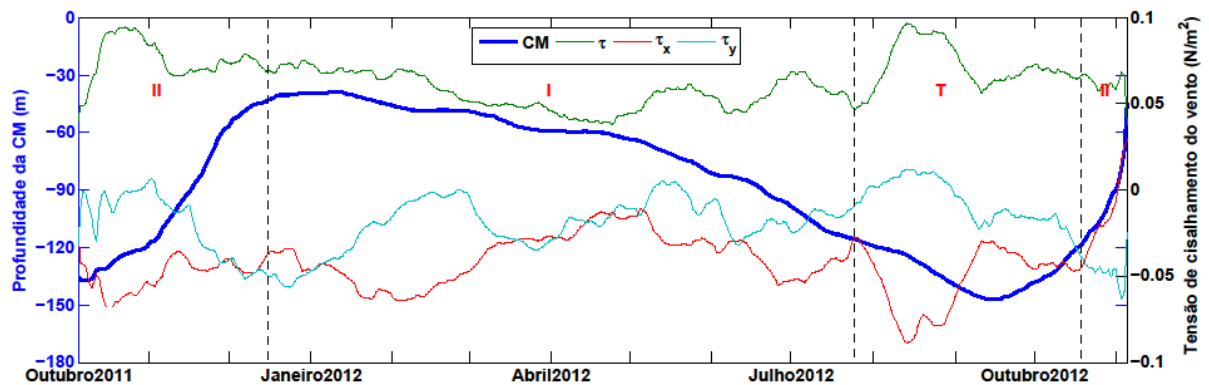


Figura 34 – Médias diárias da profundidade da CM (azul), de tensão de cisalhamento do vento resultante (τ - verde), de tensão de cisalhamento do vento zonal (τ_x - vermelho) e meridional (τ_y - azul claro). Para facilitar a visualização, as séries originais foram analisadas com um filtro móvel de 30 dias. As linhas verticais tracejadas delimitam as etapas de variação da profundidade da CM.

Nesta distribuição também se observou que a componente zonal da tensão de cisalhamento foi mais energética comparativamente a meridional em acordo com os resultados produzidos por Salviato (2013), sugerindo que na região da boia do Projeto Pirata os ventos sejam preferencialmente de NE-E-SE.

Dessa forma, a resultante dessas tensões revelou uma série de tensão de cisalhamento do vento de baixa magnitude sendo que as mais altas ocorreram no mês de outubro de 2011, e em setembro de 2012, isto é, na primavera da mesma forma que o observado nos dados do WOA2009 e em trabalhos anteriores (e.g. Salviato, 2013).

As correlações das tensões de cisalhamento do vento com a profundidade da CM não ultrapassam 25%, com confiança estatística de 95%, sendo consideradas correlações baixas. Porém, ao analisar a série de dados de acordo com a divisão em etapas da profundidade da CM, foi possível perceber uma maior coerência entre a tensão e a profundidade da CM na etapa de transição. No entanto a série de dados é de um período curto o que não gerou um resultado com confiança estatística, tendo apenas uma sugestão de interferência da tensão de cisalhamento do vento no período de maior profundidade da CM.

Partindo do princípio em que a dificuldade de se misturar um sistema estratificado é muito maior do que auxiliar a mistura de um sistema já misturado, quando a profundidade da CM esteve maior ou aumentando, o aumento da intensidade do vento no período de transição pode ter auxiliado na permanência do aumento da profundidade da CM mesmo após o fluxo líquido de calor ter voltado a

umentar, se tornando positivo. Quando isto ocorreu a maior transferência de calor da atmosfera para o oceano ainda se encontrava nas camadas superiores, a partir dessa transferência para as demais camadas, no processo de estratificação, a tensão de cisalhamento do vento não foi suficiente para manter a CM profunda, fazendo com que esta voltasse a diminuir caracterizando a etapa II do processo de modificação da profundidade da CM.

Dessa forma, a CM respondeu preferencialmente a variação de fluxo líquido de calor em sobreposição à ação direta de transferência de *momentum* da tensão de cisalhamento do vento. Não foram considerados nessa análise in situ os processos advectivos inclusive processos de rotacional da tensão de cisalhamento do vento por se tratar de apenas um ponto de dados.

3.5.3 Variabilidade Suprainercial na profundidade da CM

A análise espectral da profundidade da CM indicou um pico de energia que se destacou dos demais, na frequência de 2.333×10^{-5} Hz (ou 12 h) (Figura 35). Esse sinal também foi observado ao analisar séries temporais de temperatura na coluna d'água, juntamente com um outro sinal de destaque em 24 h. Ao analisar as séries de temperatura nas profundidades de 10, 40, 140 e 500 m, pôde-se observar que o sinal de 12h apresentou maior densidade espacial quanto maior foi a profundidade (Figura 36). O contrário ocorreu com o pico de 24h que apresentou as maiores densidades espectrais nas menores profundidades.

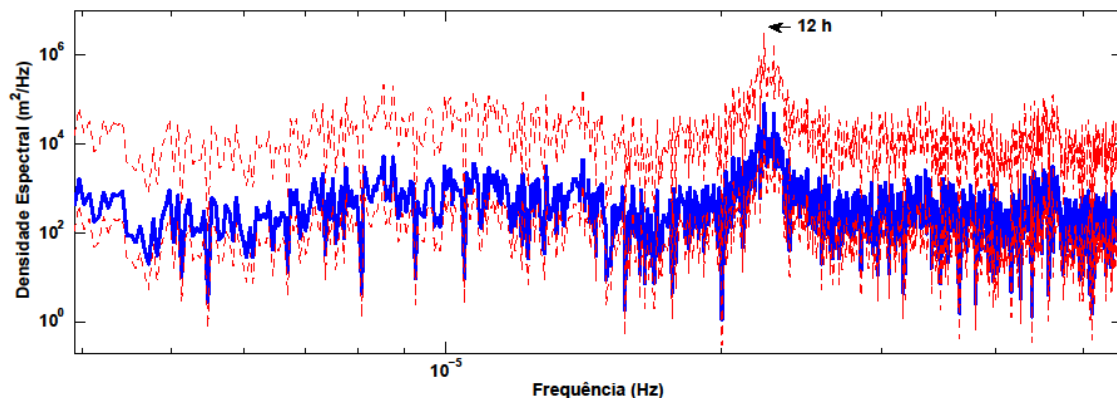


Figura 35 – Periodograma de oscilação da profundidade da CM (azul) com confiança em 95% (vermelho).

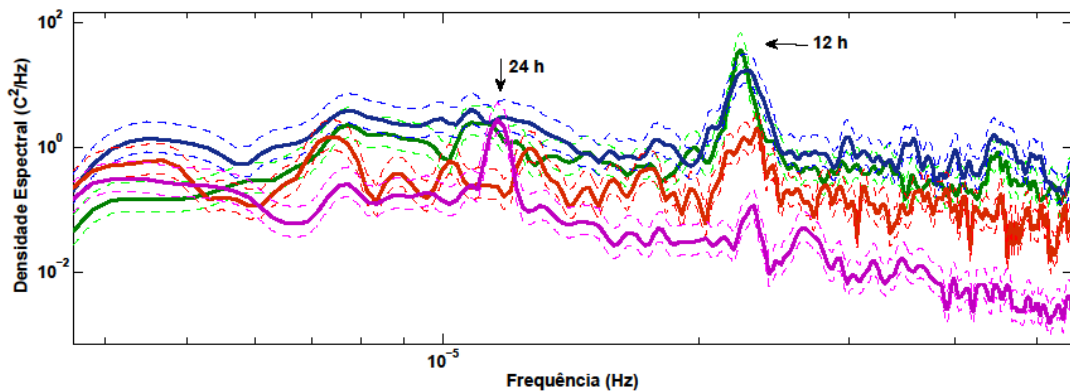


Figura 36– Periodograma de oscilação da temperatura a 10 m (magenta), 40 m (vermelha), 140 m (azul) e 500 m (verde), com limite de confiança tracejado de acordo com as respectivas cores. O periodograma apresentado representa as séries de temperatura filtradas em intervalo de 5 h a 3 dias.

Separando a análise da profundidade da CM em alta e baixa frequências, utilizando como limite máximo da alta e mínimo da baixa 3 dias, pôde-se observar a maior intensidade do pico de 12h independente do filtro utilizado. Na análise de alta frequência (Figura 37), observou-se a considerável diferença entre o sinal de 12h e os demais sinais da série.

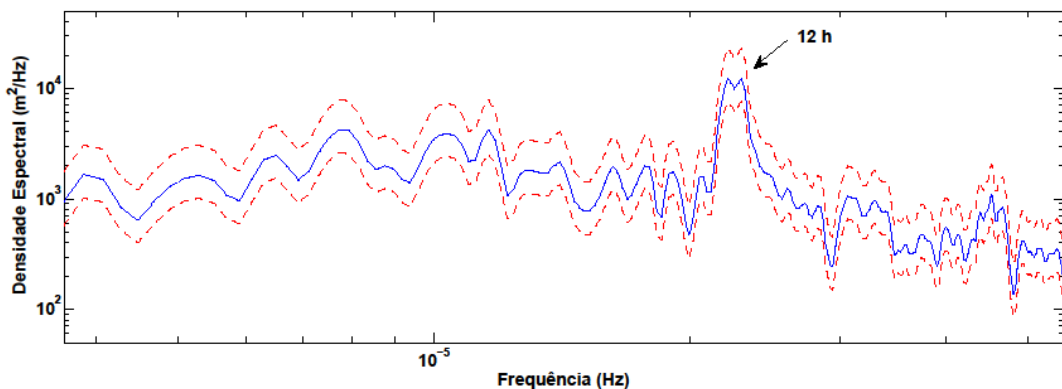


Figura 37– Periodograma de oscilação da alta frequência da profundidade da CM (azul) com os limites de confiança em 95% (vermelho), com filtro temporal de 5 h a 3 dias.

Quando se analisa a alta frequência da série de profundidade da CM o sinal mais evidente foi o de 12h. Uma sugestão para que isso tenha ocorrido é a existência de ondas internas derivadas de ondas de maré formada na região próxima a localização da boia do Projeto PIRATA. Sabendo que a profundidade da CM é dependente, além de outros fatores, da variação da temperatura da água, a análise da alta frequência realizada nas temperaturas correspondentes as

profundidades de 140 e 500 m (Figura 38) também apresentaram maiores intensidades no sinal de 12h. O contrário foi observado na profundidades de 10 m cujo sinal de 24 h apresentou-se mais evidente do que de 12 h (Figura 38 - linha magenta). Os sinais de 12 h e 24 h na profundidade de 40 m revelaram maior proximidade de valores de densidade, porém, o sinal de 12 h já começou a mostrar-se mais notório nessa profundidade.

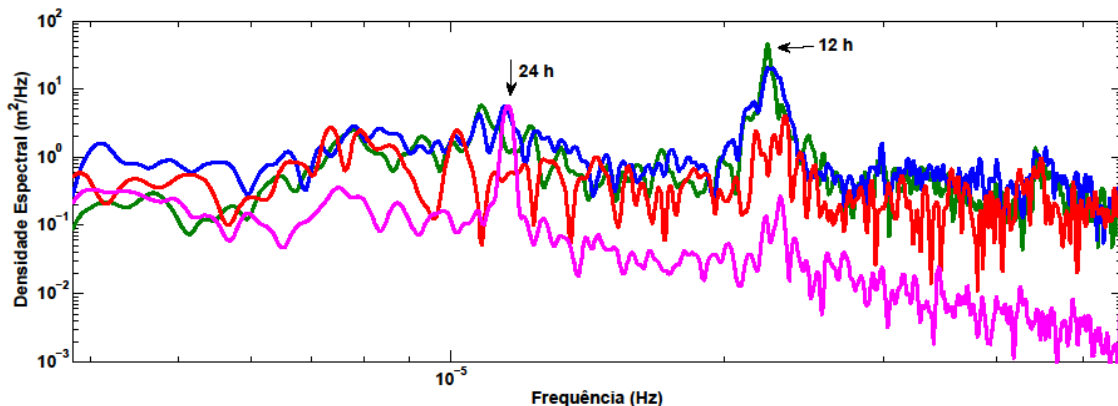


Figura 38– Periodograma de oscilação da alta frequência da temperatura a 10 m (magenta), 40 m (vermelha), 140 m (azul) e 500 m (verde), sem a representação dos limites de confiança.

Segundo Toffoli e colaboradores (2012) o efeito de ondas internas pode ser observado em séries temporais de temperatura na forma de oscilações (de temperatura) com períodos dominantes próximos e menores que o período de maré semidiurna. Sabendo-se que forte atividade de ondas internas são responsáveis por oscilações na temperatura da água o que induz um aprofundamento da CM (e.g., Van Gastel *et al.*, 2009), supõe-se que o pico de energia em 12 h que ocorre tanto na análise de temperatura quanto na análise de CM, está relacionado a variação de maré interna semidiurna gerada nas proximidades da boia do Projeto PIRATA.

Com os dados disponíveis não foi possível determinar a região de geração dessa onda interna ou para onde ela está irradiando. Contudo, maré interna é formada em regiões de forte gradiente topográfico (e.g. Egbert e Ray, 2001), o que pode sugerir como provável região de formação a Cadeia Vitória-Trindade ou Banco de Abrolhos.

Tendo por base a geração de ondas internas citada acima e as análises de frequência da profundidade da CM e de temperatura (nos picos de 12 e 24 h) pôde-se inferir que a onda interna foi o principal fator contribuinte para a variabilidade da CM em escala suprainercial na região da boia do Projeto PIRATA.

. As análises das componentes de maré e a previsão de maré geradas a partir do SisBaHia, indicam que a maré semidiurna (M_2) é uma das componentes que apresentam maior energia na região de estudo (Tabela 2), confirmando uma interferência de maré na mistura da região. Foi possível notar que a soma das amplitudes das componentes de maré no intervalo de 12h a 13h na região ocasionaria em uma variação de aproximadamente 6,5 m na profundidade da CM. O fato dessas componentes apresentarem fases diferentes, não se pode assumir o somatório das amplitudes como variação provocada pela maré na profundidade da CM

Tabela 2 – Variação das componentes da Maré de período entre 12 e 13h

Componente	Amplitude (m)	Fase (rad)	Período (h)
2N2	0,1668	5,137	12,90537
mu2	0,6651	1,681	12,87176
N2	0,6947	4,976	12,65835
nu2	0,8841	3,073	12,626
M2	1,4921	1,182	12,4206
MKS2	0,4807	0,617	12,3855
lambda2	0,6598	6,024	12,22177
L2	0,6658	2,212	12,19162
S2	0,7642	4,27	12
TOTAL	6,4733	–	–

Analisando a diferença entre a variação da série original da profundidade da CM (alta resolução temporal – 10 em 10 min) e a variação da mesma série filtrada em períodos acima de 13h, observou-se que existe uma discrepância em cerca de 20 m entre as duas. Essa diferença indica a contribuição da variação de maré na profundidade da CM em alta frequência. Porém, ao analisar essa contribuição em médias diárias, observou-se que a contribuição é de no máximo 2 m de profundidade em um intervalo diário (Figura 39).

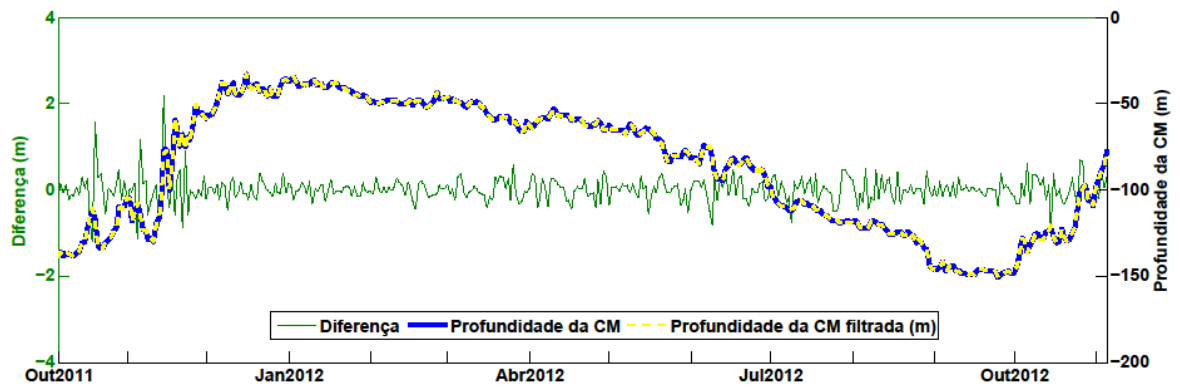


Figura 39 – Médias diárias da Profundidade da CM (azul), Profundidade da CM filtrada (Amarelo) e diferença entre as duas séries (CM filtrada e não filtrada), demonstrando o quanto a onda interna influencia na profundidade da CM.

CONCLUSÃO

A partir das resoluções dos dados utilizados pôde-se aferir que a CM na região Abrolhos-Campos não apresentou coerência espacial de aprofundamento e diminuição da profundidade. A resposta da CM variou em vários pontos na região de acordo com os processos impulsionadores de mistura, em resposta as variações locais de vento, às condições de aquecimento e à dinâmica oceânica. Regiões mais afastadas da costa apresentaram variação progressiva da profundidade da CM ao longo do tempo. O aumento da profundidade da CM evoluiu em direção à costa, o que provocou um aumento mais rápido da profundidade da CM nessas regiões.

Em escala sazonal a variabilidade da profundidade da CM foi mais intensa ao sul e a leste do domínio de estudo, com máximos de aproximadamente 160 m, observadas nos meses de agosto e outubro. As diferenças mensais de profundidade chegaram a 100 m de profundidade de julho para agosto e de outubro para novembro.

A análise da resposta da CM às principais forçantes em superfície (vento e fluxos de calor) mostrou que, o fluxo líquido de calor foi o maior contribuinte para o aumento da profundidade da CM. Essa contribuição foi observada com um *leg* de cerca de 60 após o início da ação da forçante. A contribuição do vento foi observada principalmente no mês de outubro, auxiliando a retirada de calor do oceano devido ao cisalhamento na superfície. No limite sul da área estudada, a contribuição de forçantes não superficiais pôde ser observada ao analisar os dados em termos de balanço de calor. O fechamento do balanço de calor não foi possível devido à ausência dos termos advectivos, provando dessa forma a importância da advecção na dinâmica da CM. Considerando o local de estudo influenciado pela passagem da CB, supõe-se que este seja o mecanismo responsável por parte dessa advecção.

Na região da boia do Projeto Pirata além de os resultados confirmarem a maior contribuição do fluxo de calor no processo de variação da profundidade da CM com a defasagem de cerca de 2 meses, e verificar as contribuições da tensão de cisalhamento do vento em escala sazonal, também foi possível observar variações da CM em maiores frequências. A análise espectral da profundidade da CM revelou contribuição de forçantes que atuam próximo ao período de 12h. Considerando a área de estudo sujeita as interferências de maré, pôde-se constatar a contribuição

das oscilações de maré semidiurna na profundidade da CM em até 20 m, mesmo que em média diária tenha apresentado pequena contribuição (apenas 2 m) em relação as variações sazonais observadas.

SUGESTÃO PARA TRABALHOS FUTUROS

Faz-se necessário um estudo mais aprofundado a respeito da advecção de calor na região Abrolhos-Campos bem como um estudo envolvendo todas as forçantes do balanço de calor na CM. Um modelo numérico de "fechamento" do balanço de calor com todas as variáveis seria capaz de provar quantitativamente a parcela de contribuição de cada forçante na variação da profundidade da CM.

A utilização de dados com maior resolução espaço-temporal pode contribuir para determinar regiões de diferenças significativas de aprofundamento e diminuição de profundidade da CM. A utilização de dados de fluxo de calor, intensidade do vento e velocidade de corrente de uma mesma fonte pode fornecer um resultado mais realístico da dinâmica da CM evitando possíveis "erros" associados a diferentes métodos de coleta.

Seria interessante ter uma análise de dados *in situ* de diversos pontos dentro da região Abrolhos-Campos aferindo a profundidade da CM onde não foi possível averiguar, devido a limitação dos dados utilizados nessa pesquisa. Podendo, dessa forma, fazer uma análise mais aprofundada da relação entre a profundidade da CM e a dinâmica de ressurgência costeira e de bombeamento de Ekman.

Além da análise sazonal e suprainercial outras frequências de análise podem ser realizadas levando em consideração a passagem de sistemas frontais, ciclones e anti-ciclones atmosféricos (escala sinótica) e a variação da profundidade da CM que ocorre em relação a ocorrência de El Niño e La Niña (escala interanual). A análise dessas diferentes frequências pode revelar mais sobre o comportamento da CM na região Abrolhos-Campos.

REFERÊNCIAS

Aguiar, A. L., Cirano, M., Pereira, J., Marta-Almeida, M. 2014. Upwelling processes along a western boundary current in the Abrolhos-Campos region of Brasil. **Continental Shelf Research**, 85, 42-59.

Alexander, M. A., Scott, J. D. e Deser, C. 2000. Processes that influence sea surface temperature and ocean mixed layer depth variability in a coupled model. **Journal of Geophysical Research**.

Antonov, J. I., D. Seidov, T. P. Boyer, R. A. Locarnini, A. V. Mishonov, H. E. Garcia, O. K. Baranova, M. M. Zweng, and D. R. Johnson, 2010. World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 69, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184pp.

Bakun, A. 1996. Patterns in the Ocean: Ocean Processes and Marine Population Dynamics. University of California Sea Grant, San Diego, California, USA, in cooperation with Centro de Investigaciones Biologicas de Noroeste, La Paz, Baja California Sur, Mexico. 323 pp

Bastos, C. C.; Ferreira, N. J. 2000. Análise climatológica da Alta Subtropical do Atlântico Sul. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. São Paulo.

Brainerd, K.E. e Gregg, M.C. 1995. Surface mixed and mixing layer depths. **Deep-Sea Research I**, 42:1521-1543.

Calil Elias, L. M., 2009. *Variabilidade Interanual da Ressurgência de Cabo Frio- RJ*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Castelão, R. M. e Barth, J. A. 2006. Upwelling around Cabo Frio, Brazil: The importance of wind stress curl. **Geophysical Research Letter**, 33, L03602, doi:10.1029/2005GL025182.

Castro, B. M., and L. B. Miranda, 1998: Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 48N and 348S. The Sea, A. R. Robinson and K. H. Brink, Eds., Vol. 11, Wiley and Sons, 209–251.

Carton, J. A.; Zhou, Z. 1997. Annual cycle of sea surface temperature in the tropical Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, 102, p. 27813-27824.

Costa Jr., P. R. 2012. *Dinâmica da Camada de Mistura Superior do Oceano na Metarea-V*. Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-

graduação em Engenharia Oceânica, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ.

Cronin, M. F., Sprintall, J. 2000. Upper Ocean Structure: Wind and Buoyancy-forced Upper Ocean. **Encyclopedia of Ocean Sciences**, J. Steele, S. Thorpe, e K. Turekian (eds.).

Cushman-Roisin, B., Beckers, J-M. 2011. Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: Physical and Numerical Aspect. **Elsevier**.Academic Press.

Da Silva, A., Young-Molling,A. C. eLevitus, S. 1994.Atlas of Surface Marine Data 1994, vol. 1, Algorithms and Procedures, **NOAA Atlas NESDIS**, vol. 6, U.S. Dep. of Commer., Washington, D. C..

Egbert, G.D., Ray, R.D., 2000. Significant dissipation of tidal energy in the deep ocean inferred from satellite altimeter data. **Nature**, 405, 775–778.

Emílsson, I., 1961: The shelf and coastal waters off southern Brazil. Bull. Inst. Oceanogr., 11, 101–112.

Evans, D. L., Signorini, S. R. e Miranda, L. B. 1983. A note on the transport of the Brazil Current.**Journal of Physical Oceanography**, 13:1732-1738.

Evans, D. L. eSignorini, S. R. 1985.Vertical structure of the Brazil Current.**Nature**, 315 (6014): 48-50.

Fairall, C. W., Bradley, E. F., Rogers, D. P., Edson, J. B., Young, G. S. 1996. Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment, **Journal of Geophysical Research**, 101.

Foltz, G. R.,Grotsky, S. A.; Carton, J. A. Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 108. 2003.

Foltz, G., R. &McPhaden, M.J. 2006.The Role of Oceanic Heat Advection in the Evolution of Tropical North and South Atlantic SST Anomalies.**Journal of Climate**, 19:6122-6138.

Ghisolfi, R., Silva, M., Santos, F., et al. 2015.Physical forcingmechanisms controlling the variability of chlorophyll-a over the Royal-Charlotte and Abrolhos Banks -eastern brazilian shelf.**PLoS ONE**, v. 10(2).

Huang, R. X. eRussell, S. 1994.Ventilation of the subtropical North Pacific, **Journal of Physical Oceanography**, 2, 2589-2605.

Josey, S. A., Kent, E. C.e Taylor, P. K. 2002. Wind Stress Forcing of the Ocean in the SOC Climatology: Comparisons with the NCEP-NCAR, ECMWF,

UWM/COADS, and Hellerman and Rosenstein Datasets. **Journal of Physical Oceanography**.

Kantha, L., Clayson, C. A. 2003. Ocean Mixed Layer. **Boundary Layers**. Elsevier Science Ltd.

Kara, A. B., Rochford, P.A. e Hurlburt, H.E. 2000. Mixed Layer Depth Variability and Barrier Layer Formation over the North Pacific Ocean. **Journal of Geophysical Research-Oceans**, 105, p.16783-16801.

Kelly, K. A. e Qiu, B. 1995. Heat flux estimates for the western North Atlantic, I, Assimilation of satellite data into a mixed layer model, **Journal of Physical Oceanography**, 25, 2344-2360.

Kennish, M. J. 1990. Practical handbook of marine science. Florida: CRC Press, 710p.

Lamb, P. J. 1984. On the mixed layer climatology of the north and tropical Atlantic, *Tellus, Set. A*, 36, 292-305, 1984.

Large, W. G. e Crawford, G. B. 1994. Observations and simulations of upper ocean response to wind events during the Ocean Storms Experiment. **Journal of Physical Oceanography**, 25, 2831-2852.

Levitus, S. 1982. Climatological atlas of the world ocean. *NOAA Prof. Pap.* 13, 26 p.

Lewis, M. R., Cart, M., Feldman, G., Esaias, W. e McClain, C. 1990. Influence of penetrating solar radiation on the heat budget of the equatorial Pacific Ocean, **Nature**, 3• 7, 543-544, 1990.

LIMA, L., LENTINI, C., Variabilidade sazonal da profundidade da camada de mistura na região do Complexo Recifal dos Abrolhos e da Cadeia Vitória-Trindade baseada em dados de ventos derivados do satélite QuikSCAT. In: *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 2009.

Liu, W. T., Katsaros, K. B. e Businger, J. A. 1979: Bulk parametrization of air-sea exchanges of heat and water vapor including molecular constraints at the interface. **Journal of Atmospheric Science**, 36, 1722-1735.

Locarnini, R. A., A. V. Mishonov, J. I. Antonov, T. P. Boyer, H. E. Garcia, O. K. Baranova, M. M. Zweng, and D. R. Johnson, 2010. World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 68, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184 pp.

Lorbacher, K., Dommenges, D., Niiler, P.P. e Köhl, A. 2006. Ocean Mixed layer depth: A subsurface proxy of ocean-atmosphere variability. **Journal of Geophysical Research**, 111.

Lutgens, F. K. e Tarbuck, E. J. Circulation of the Atmosphere. In: ____ **The Atmosphere: An Introduction to Meteorology**. 9. ed. Ed. New Jersey: Person Education, 2004. cap. 7.

Martin, P. j. 1985. Simulation of mixed layer at OWS November and Papa with several models. **Journal of Geophysical Research**, 90, 903-916.

Martins, B. S. 2015. **A ressurgência de Vitória. Dissertação de mestrado em Engenharia Oceânica**, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ, 2015.

Martins, T. R. 2014. **A Corrente do Brasil no Embaiamento de Tubarão – Oceano Atlântico Sudoeste**. Dissertação de mestrado em oceanografia ambiental apresentada ao Departamento de Oceanografia e Ecologia da Universidade Federal do Espírito Santo, ES.

McCready, P. e Geyer, G. R. 2001. Estuarine salt flux through an isohaline surface. **Journal of Geophysical Research**, 106:11629-11637.

McPhaden, M. J., 1982: Variability in the Central equatorial Indian Ocean-Part I: Ocean dynamics. **Journal of Marine Research**, **40**, 157–176.

Miller, J.R. 1976. The salinity effect on a mixed layer ocean model. **Journal of Physical Oceanography**, 6:29-35.

Miranda, L. B. de e Castro Filho, B. M. 1981. Geostrophic flow conditions of the Brazil Current at 19°S. **Ciencia Interamericana**, 22(1-2) : 44-48.

Molinari, R. L., Festa, J. F. e Marmolejo, E. 1985. Evolution temperature in the tropical Atlantic Ocean during FGGE, 1979, 2. Oceanographic fields and balance of the mixed layer, *Journal of Marine Research*, 43, 67-81.

Montégut, C., Madec, G., Fisher, A. S., Lazar, A. e Judicone, D. 2004. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research*, 109: C12003, doi: 10.1029/2004JC002378.

Monterey, G. I. e Levitus, S. 1997. Climatological cycle of mixed layer depth in the World Ocean. U.S. Government Printing Office, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service, 5 pp.

Moun, J. N.; Smyth, W. D. 2001. **Upper Ocean Mixing Processes**. In: Steele, J. Thorpe, S.; Turekian, K., Encyclopedia of Ocean Sciences (pp. 3093 - 3100). Academic Press, NY.

Nihoul, J.C. J. e Jamart, B. M. 1988. Small-Scale Turbulence and Mixing in the ocean. Elsevier Oceanography Series.

Niiler, P. P. e Kraus, E. B. 1977. One-dimensional models of the upper ocean, in Modelling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean, edited by E. B. Kraus, pp. 143-172, Pergamon, Tarrytown, N.Y.

Obata, A., J. Ishizaka, and M. Endoh, Global verification of critical depth theory for phytoplankton bloom with climatological in situ temperature and satellite ocean color data, *J. Geophys. Res.*, 101, 20,657-20,667, 1996.

Ohlmann, J. C., D. A. Siegel, and C. Gautier, 1996: Ocean mixed layer radiant heating and solar penetration: A global analysis. *J. Climate*, **9**, 2265–2280.

PalóczyFilho, A. Intrusions of south Atlantic Central Water on the Espírito Santo basin shelf (18°S-22°S, Brasil). 2015. A thesis of master of Science in Oceanography, with emphasis in Physical Oceanography, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.

Passos, L. 2011. **Padrões de escoamento baroclínico de mesoescala ao largo do Embaiamento de Tubarão e do Banco de Abrolhos**. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade Federal de São Paulo.

Pereira, J., Cirano, M., Marta-Almeira, M. e Amorim, F. N., 2013. A regional study of brazilian shelf/slope circulation (13°-31°S) using climatological open boundaries. **Revista Brasileira de Geofísica**, 31(2): 289-305

Peterson e Strama, 1991. Upper-level circulation in the south atlantic ocean. Progress in Oceanography, Vol. 26, Pergamon Press, 1–73.

Pickard, G.L. e Emery, W.J. 1992. Descriptive Physical Oceanography, 6th edition, Pergamon Press, Oxford, England, 241 pp.

Pickett, M. H. e Paduan, J. D. 2003: Ekman transport and pumping in the California Current based on the U.S. Navy's high-resolution atmospheric model (COAMPS). *J. Geophys. Res.*, 108, 3327, doi:10.1029/2003JC001902.

Pickett, M. H. e Paduan, J. D. 2003. Ekman transport and pumping in the California Current based on the U.S. Navy's high-resolution atmospheric model (COAMPS), *J. Geophys. Res.*, 108(C10), 3327, doi:10.1029/2003JC001902.

PIRATA, 2011/2012, “Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic”.

Pimentel, F. P. 2012. **A Corrente do Brasil e a corrente de contorno intermediária na região da Cadeia Vitória-Trindade**. Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Price, J.F.,Weller, R.A. ePinkel,R. 1986. Diurnal cycling: observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing, **Journal of Geophysical Research**, **91** (c7), 8411-8427.

Rahmstorf, S. 1992. Modelling ocean temperatures and mixed-layer depths in the Tasman Sea off the South Island, New Zeland.

Raymont, J. E. G. 1976. Plankton and Productivity in the Oceans.Oxford: Pergamon Press, 600p.

Rodrigues, R. R., Lorenzetti, J. A. 2001. A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. *Continental Shelf Research*, 21, 371-394.

Rosman, P. C. C. 2009. **Referência Técnica do SisBaHiA**.

Salviato, J. T. 2013. Análise do Padrão de Vento Superficial e sua Relação com a Ressurgência ao longo da Costa do Espírito Santo e Norte Fluminense. Monografia apresentada ao Departamento de Oceanografia e Ecologia da Universidade Federal do Espírito Santo, ES.

Schmid, C., Schafer, H., Podesta, G., 1995, “The Vitória Eddy and its Relation to the Brazil Current”, **Journal of Physical Oceanography**, v. 25, 2532–2546 pp.

Seager, R., Kushnir, Y.,Chang, P.,Naik,N., Miller, J. e Hazeleger,W. 2001.Looking for the role of the ocean in tropical Atlantic decadal climate variability.**Journal of Climate**, 14, 638–655.

Servain, J., Busalacchi, A. J., McPhaden, M. J., Moura, A. D., Reverdin, G., Vianna, M. e Zebiak,S. E. 1998. A Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 2019 – 2031.

Silva, M., Araujo, M., Servain, J.,Penven, P. e Lentini C. A. D. 2009. High-resolution regional ocean dynamics simulation in the southwestern tropical Atlantic. *Ocean Modelling*: doi: 10.1016/j.oceamod.2009.07.002.

Silveira, I. C. A., Schmid, A. C. K., Campos, E. J. D., Godoi, S. S. e Ikeda, Y. 2000. A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. **Revista Brasileira deOceanografia**, 48: 171–183.

Slutz, R. J., Lubker, S. J., Hiscox, J. D., Woodruff, S. D., Jenne, R. L., Joseph, D. H., Steuer, P. M. e Elms, J. D. 1985. Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set: Release 1, number 268 pp.

Soutelino, R. G., Silveira, I. C. A., Gangopadhyay, e Miranda, J. A. 2011, Is the Brazil Current eddy-dominated to the north of 20°S?, **Geophysical Research Letter**, 38 (3), L03,607.

Souza, R.B., Gherardi, D.F.M., Sato, O.T., Polito, P.S., Kampel, M., Lentini, C.A.D. 2007. Climatologia e variabilidade ambiental marinha na região do Banco dos Abrolhos determinada por satélites: resultados preliminares do projeto Pro-Abrolhos. Anais **XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. Florianópolis, Brasil.

Spall, M. A. 1991. A diagnostic study of the wind- and buoyancy driven North Atlantic circulation, *Journal of Geophysical Research*, 96, 18,509-18,518, 1991.

Stevenson, J. W. e Niiler, P. P. 1983. Upper ocean heat budget during the Hawaii-to-Tahiti shuttle experiment, **Journal of Physical Oceanography**, 13, 1894–1907.

Stramma, L. e England, M. 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, 104: 20863–20883.

Stewart, R.H. Introduction to Physical Oceanography. Disponível em: <<http://www.ocean.unibremen.de/EInfo/materialien/IntroPhysOc/IntroPhOcindex.html>>. Acesso em: 15.set.2015.

Swenson, M. S.; Hansen, D. V. 1999. Tropical Pacific ocean mixed layer heat budget: The Pacific cold tongue, **Journal of Physical Oceanography**, 29, 69–81.

Tomczak, M. 1998a. Ekman layer dynamics for shallow seas with stratification. *Shelf and Coastal Oceanography* (Chapter 3), (accessed 10.09.11).

Tomczak, M., Godfrey, J.S. 2003. *Regional Oceanography: an introduction*. 2nd. ed. Delhi: Daya Books. 390p.

Thompson, R. O. R. Y. 1976. Climatological models of the surface mixed layer of the ocean, **Journal of Physical Oceanography**, 6, 496-503.

Van Gastel, P., Ivey, G. N., Meuleners, M. J., Autenucci, J. P. e Fringer, O. 2009. The variability of the large-amplitude internal wave field on the Australian North West Shelf. **Continental Shelf Research**, 29, 1373–1383.

Wainer, I. e Taschetto, A. 2006. Climatologia na Região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS), Diagnóstico para os Períodos Relativos aos Levantamentos Pesqueiros do Programa REVIZEE In: __ROSSI-

WONGTSCHOWSKI, C. L. D. B.; MADUREIRA, L. S – P.; **O Ambiente Oceanográfico da Plataforma Continental e do Talude na Região Sudeste-Sul do Brasil**. Ed. Editora da Universidade de São Paulo. São Paulo.

Wagner, R. G. 1996. Decadal scale trends in mechanisms controlling meridional sea surface temperature gradients in the tropical Atlantic, **Journal of Geophysical Research**, 101, 16,683-16,694.

Wang, W. M., e McPhaden, M. J. 1999. The surface-layer heat balance in the equatorial Pacific Ocean. Part I: Mean seasonal cycle. **Journal of Physical Oceanography**, 29, 1812–1831.

Watanabe, W. de B. Verificação da linearidade da resposta oceânica à forçante do vento em larga escala. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. Dissertação para obtenção de título de Mestre em Ciências – Oceanografia Física. São Paulo, 2010.

Weingartner, T. J., Weisberg, R. H. 1991a. On the annual cycle of equatorial upwelling in the central Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 21, p. 68-82.

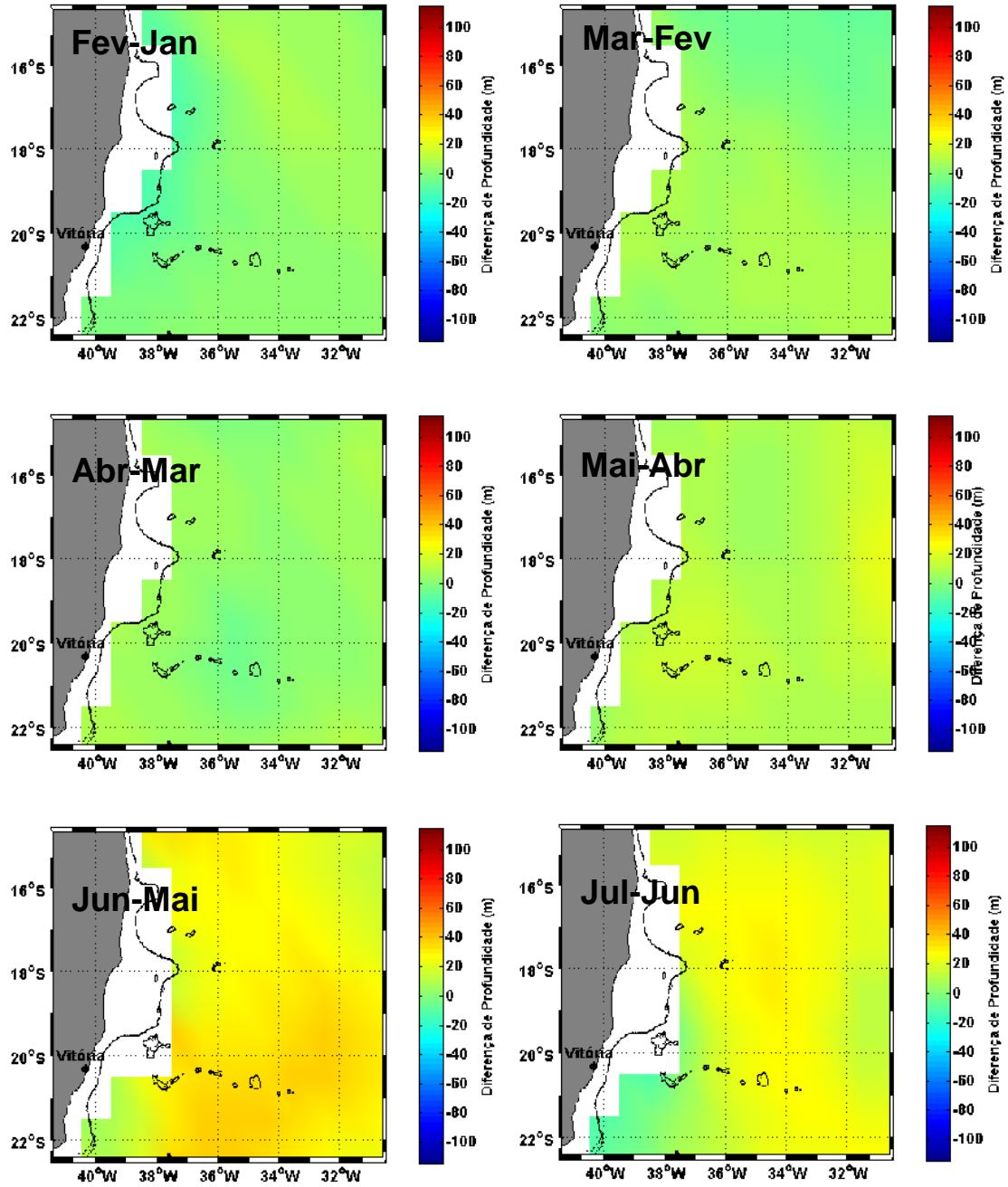
Xie, S.-P., 1999: A dynamic ocean–atmosphere model of the tropical Atlantic decadal variability. **Journal of Climate**, 12, 64–70.

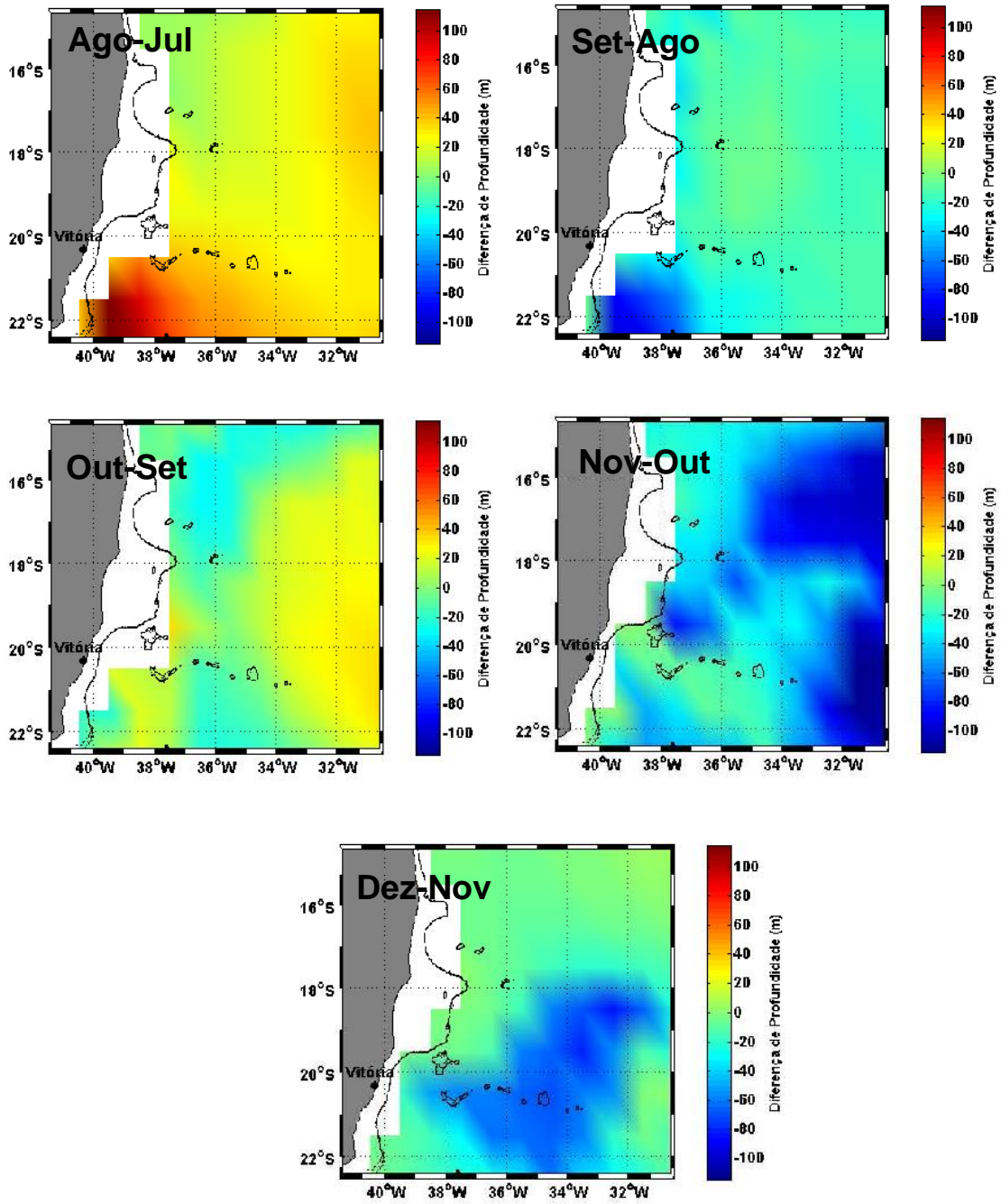
Yu, L. 2008. OAFlux Data Description. WHOI OAFlux Project. Disponível em: <<http://oaflux.whoi.edu/>>.

ANEXOS

ANEXO 1

Diferença de profundidade da CM entre meses consecutivos

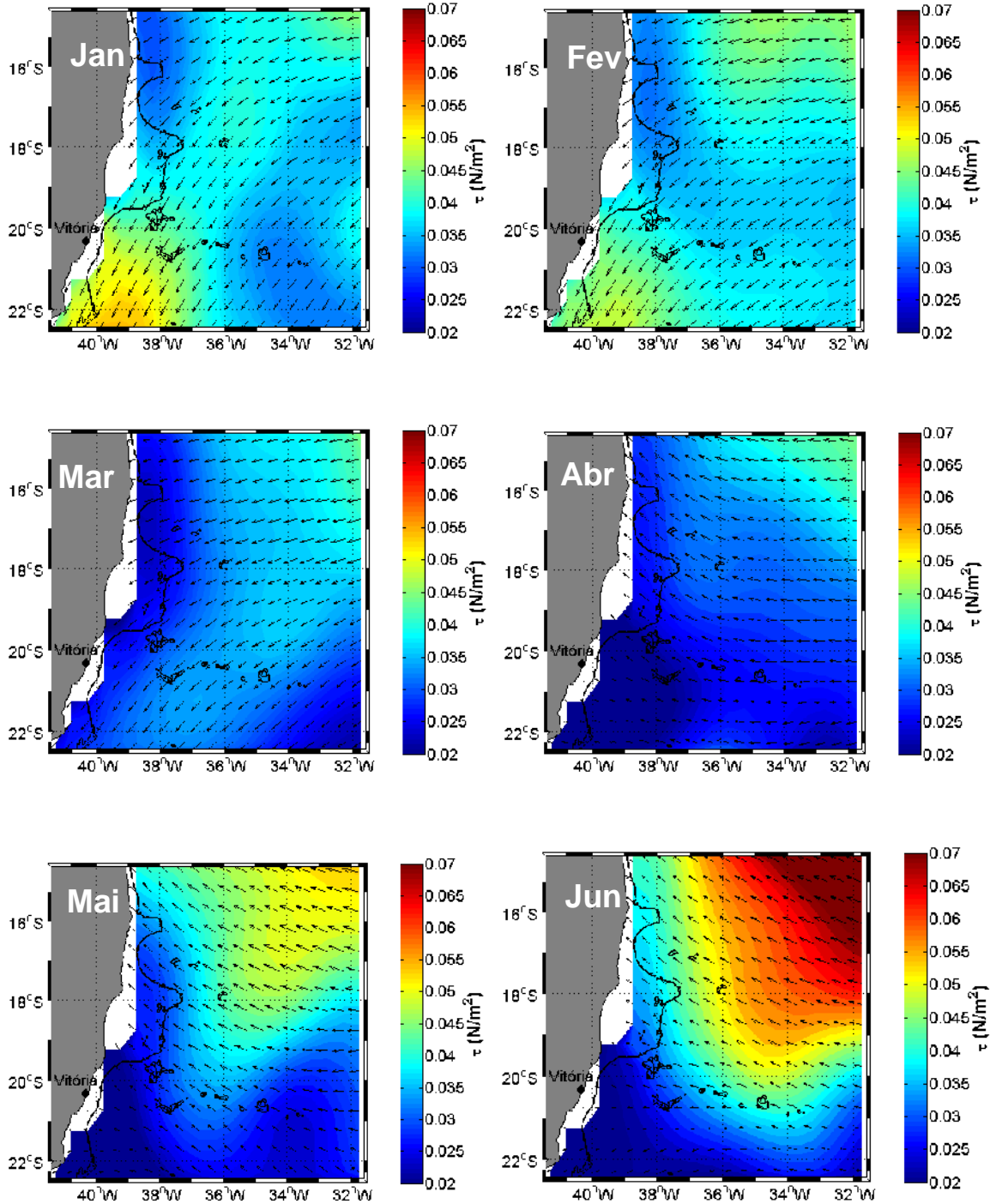


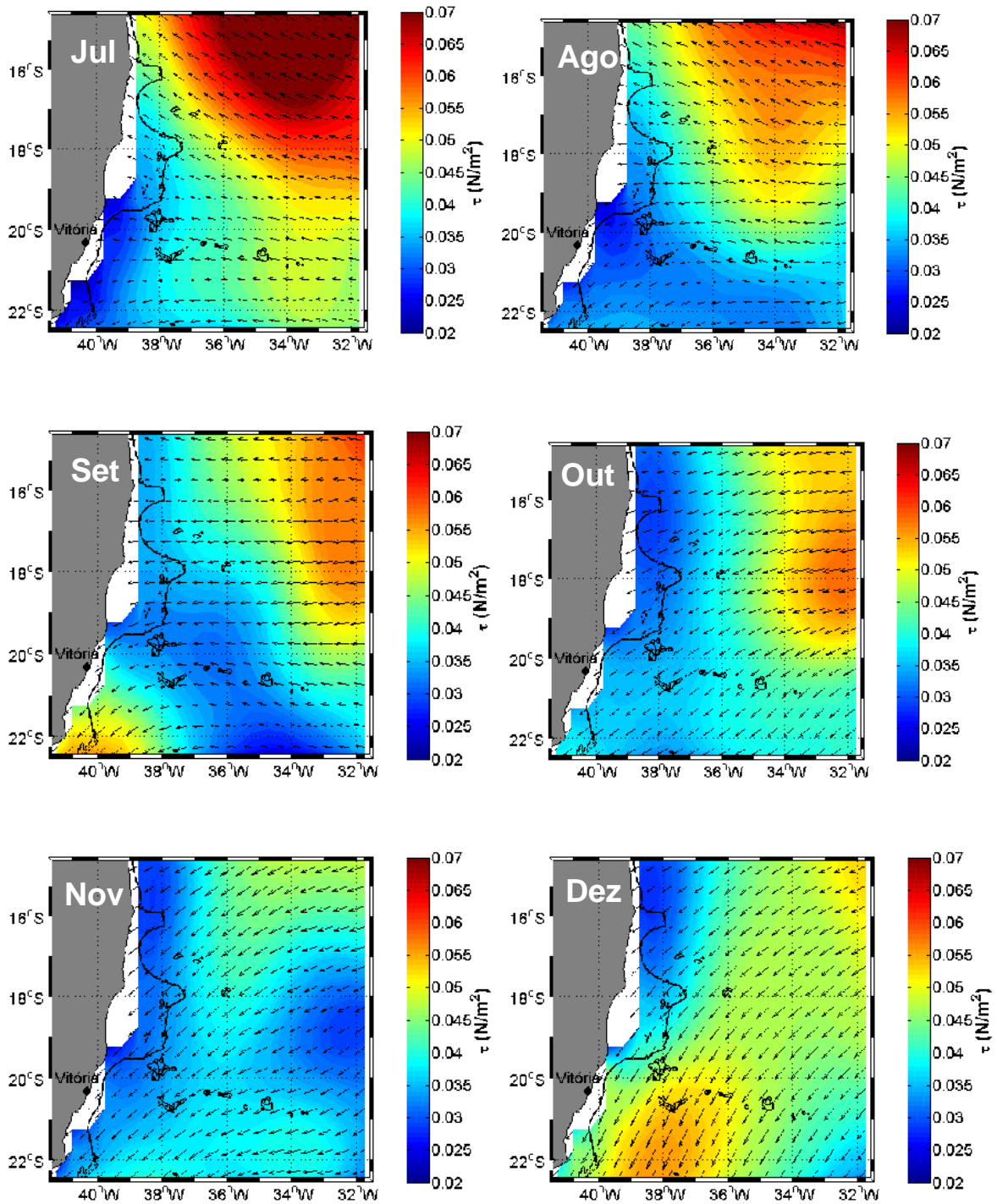


As cores quentes representam as diferenças positivas e as frias, as negativas.

ANEXO 2

Tensão de Cisalhamento do Vento

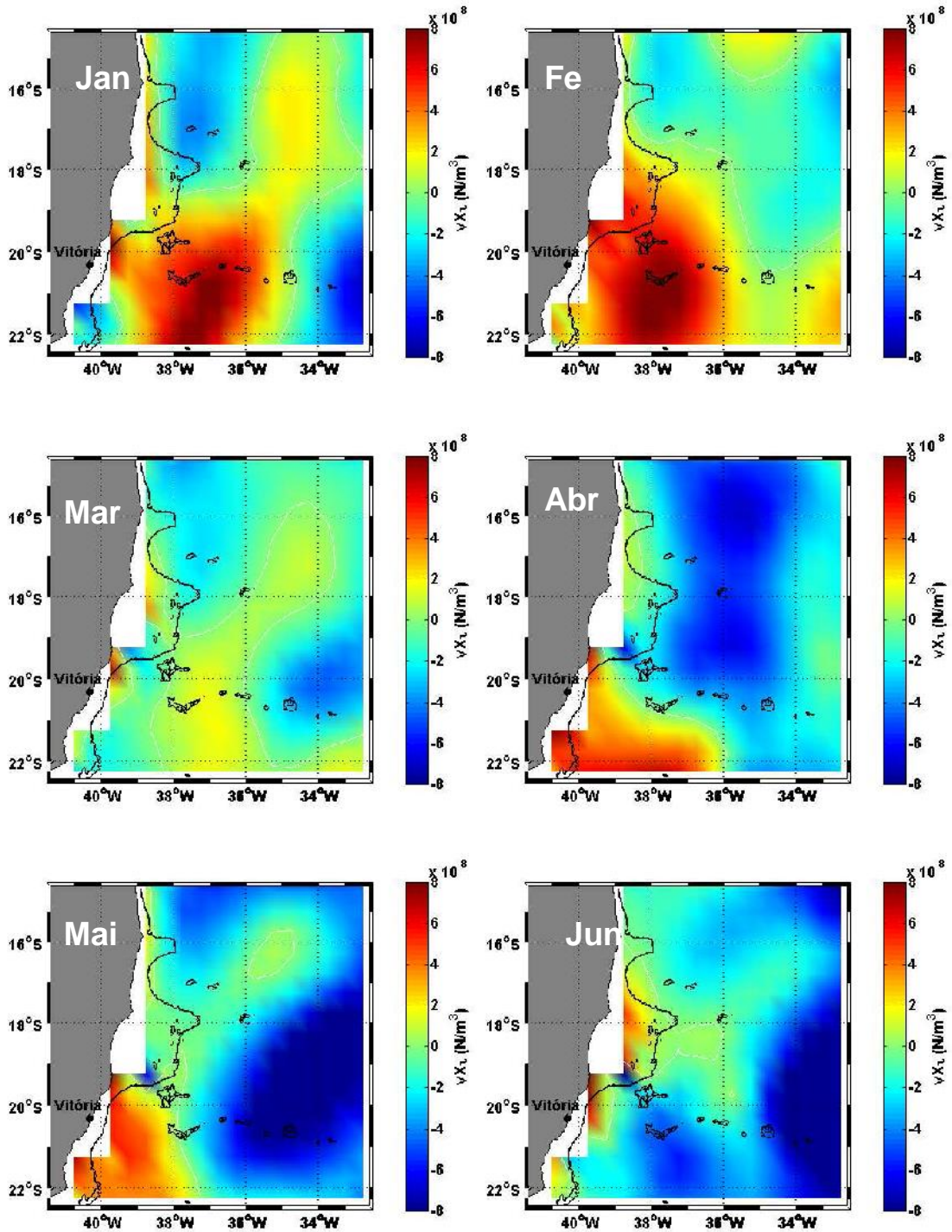


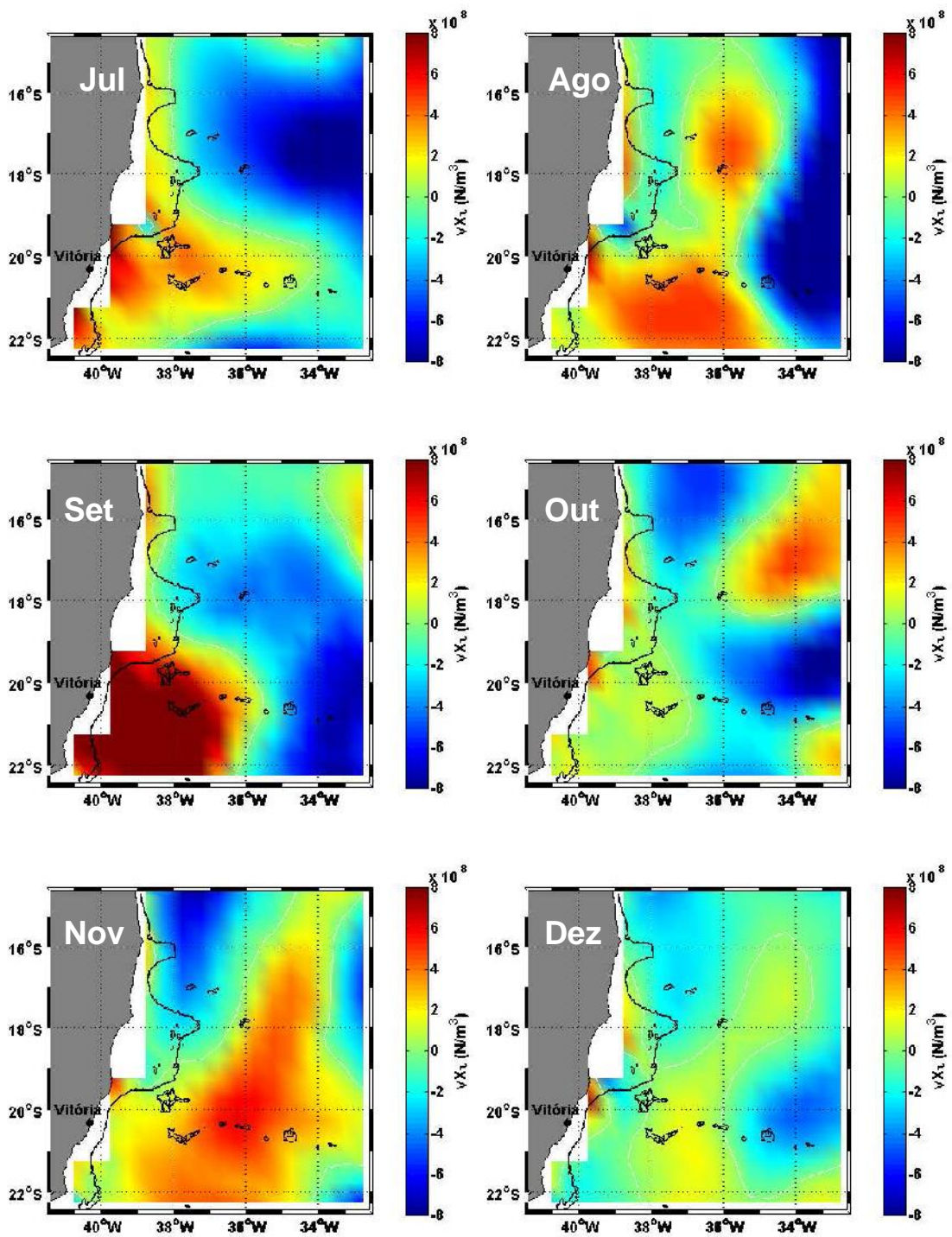


As cores representam a intensidade da tensão de cisalhamento do vento e as setas representam a direção.

ANEXO 3

Rotacional da Tensão de Cisalhamento do Vento

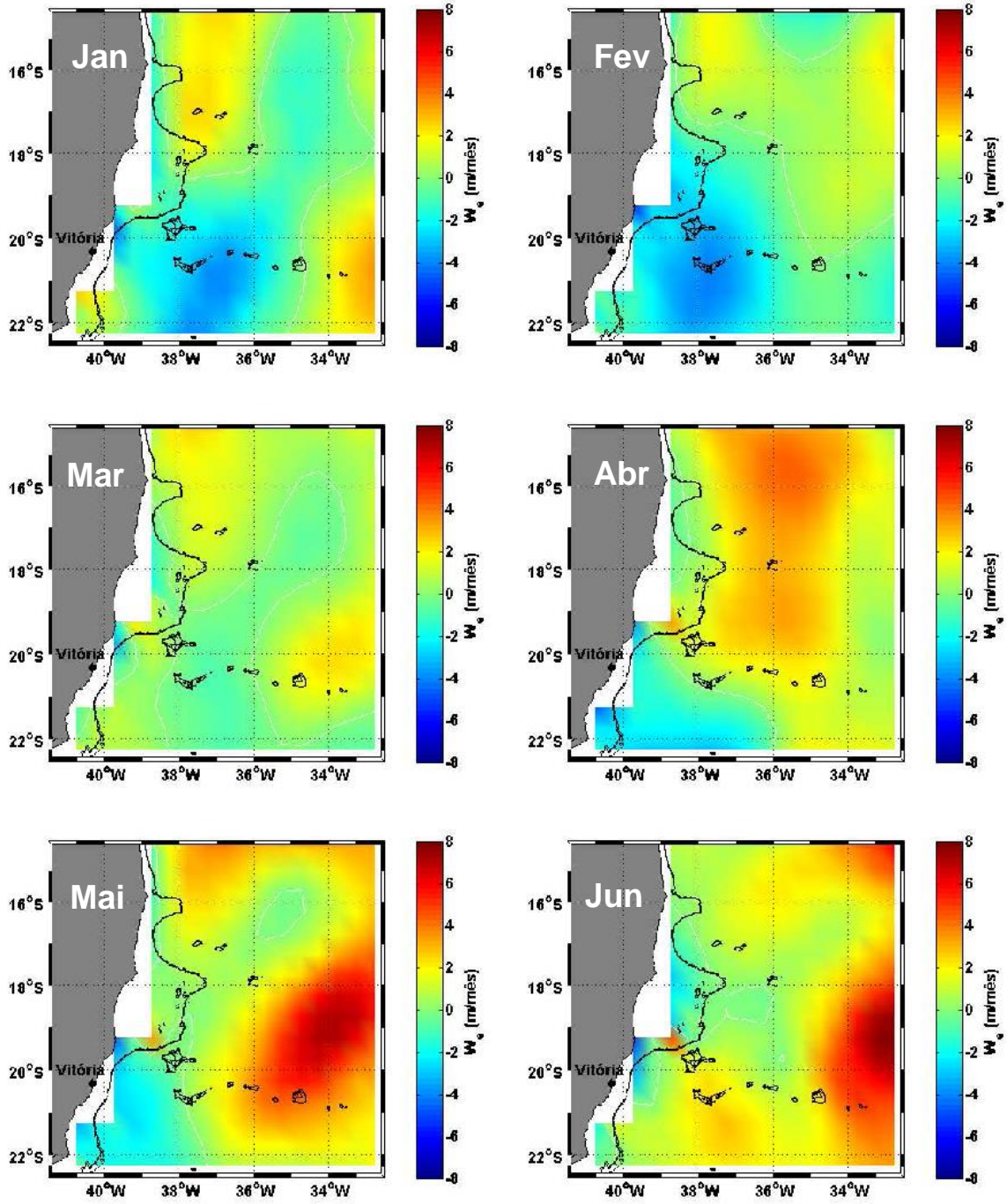


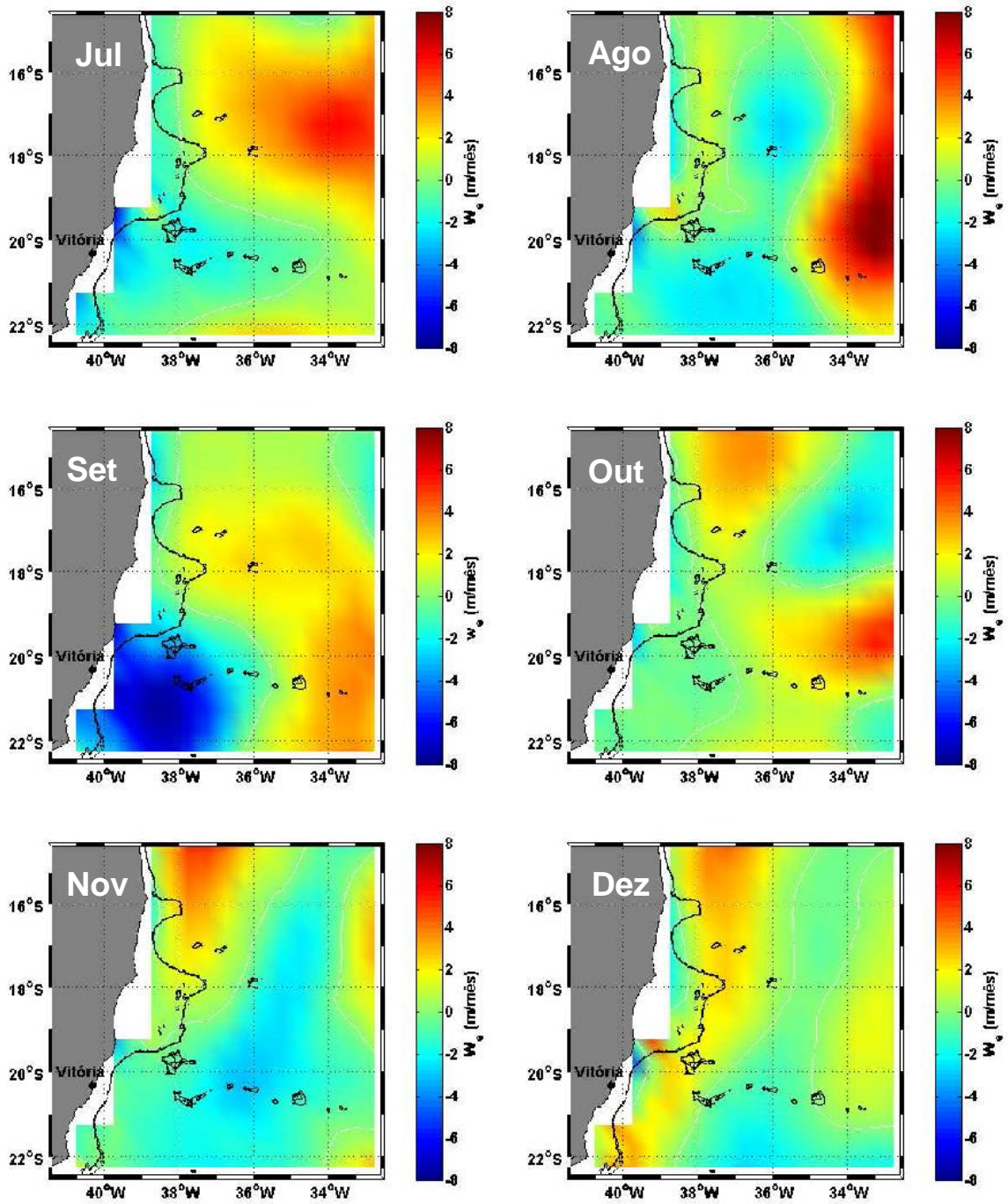


As cores representam a intensidade do rotacional da tensão de cisalhamento do vento.

ANEXO 4

Velocidade Vertical



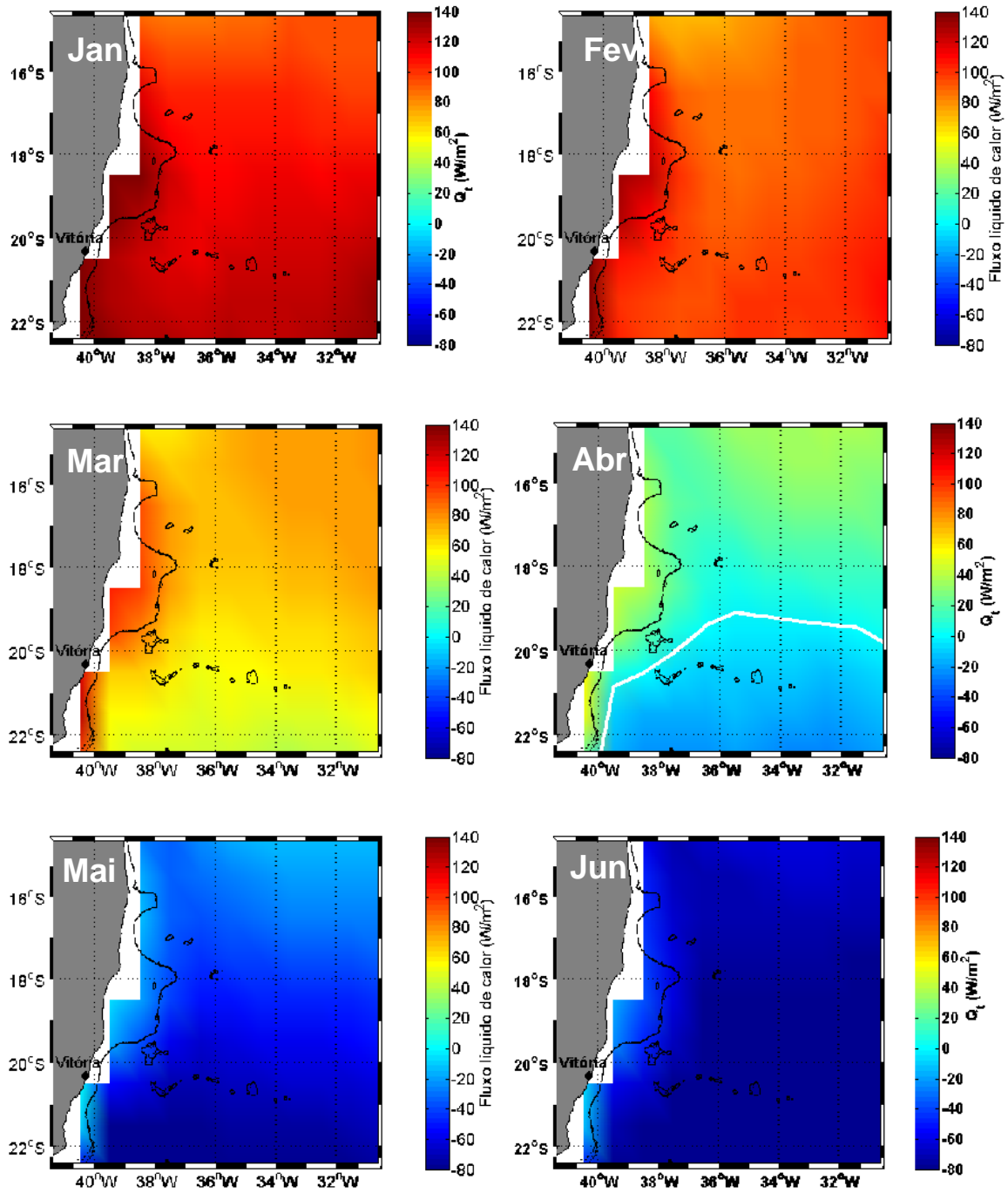


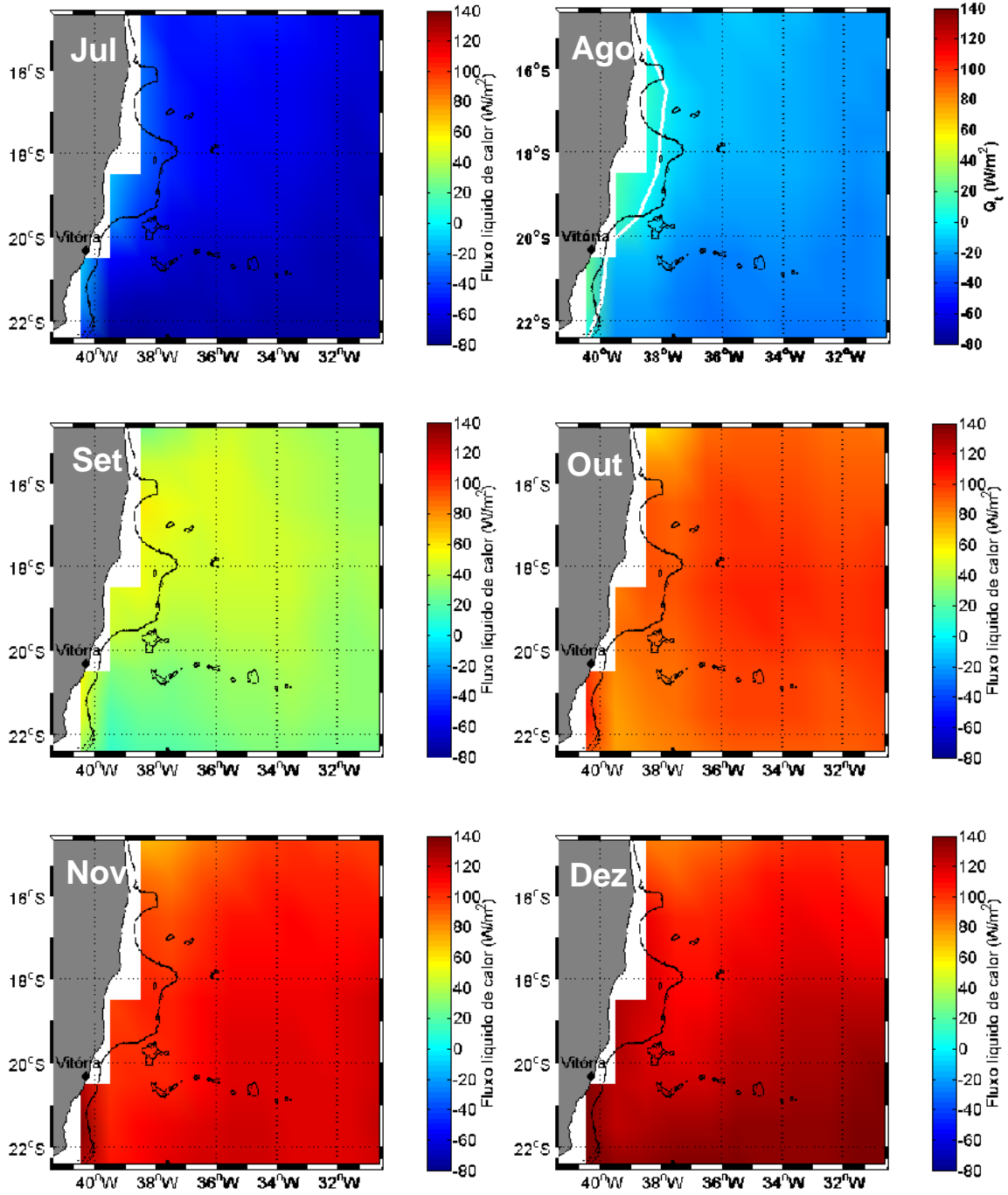
As cores representam a intensidade da velocidade vertical devido ao bombeamento de Ekman. As velocidades negativas indicam ascensão de água e as positivas, subsidência.

ANEXO 5

Fluxos de Calor

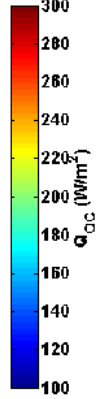
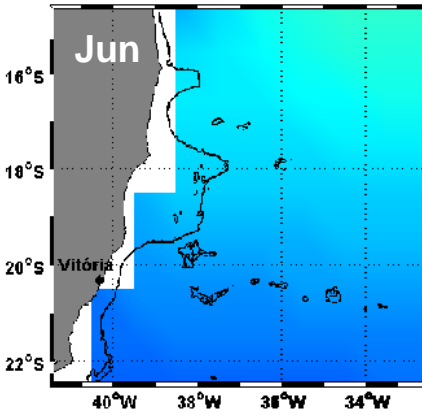
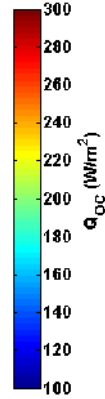
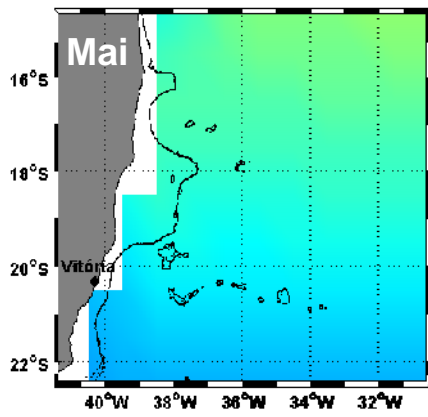
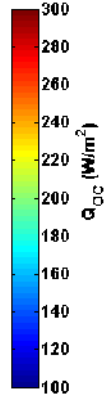
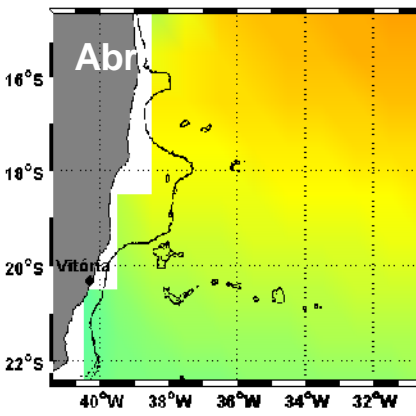
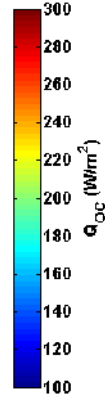
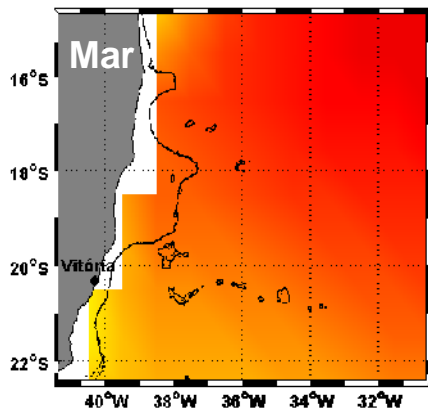
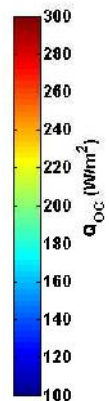
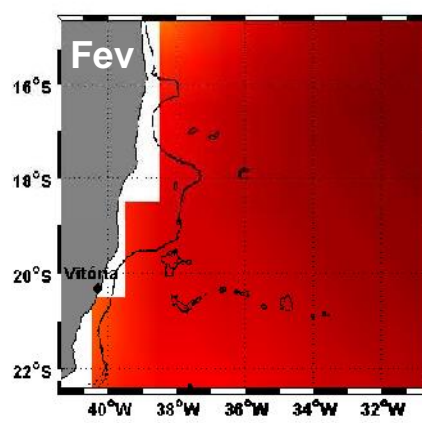
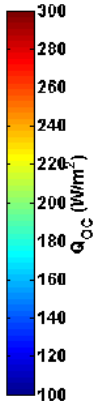
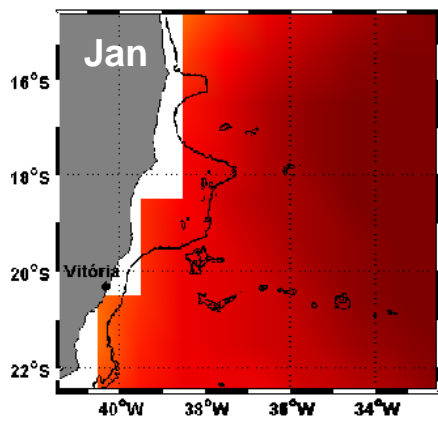
Fluxo Líquido de Calor

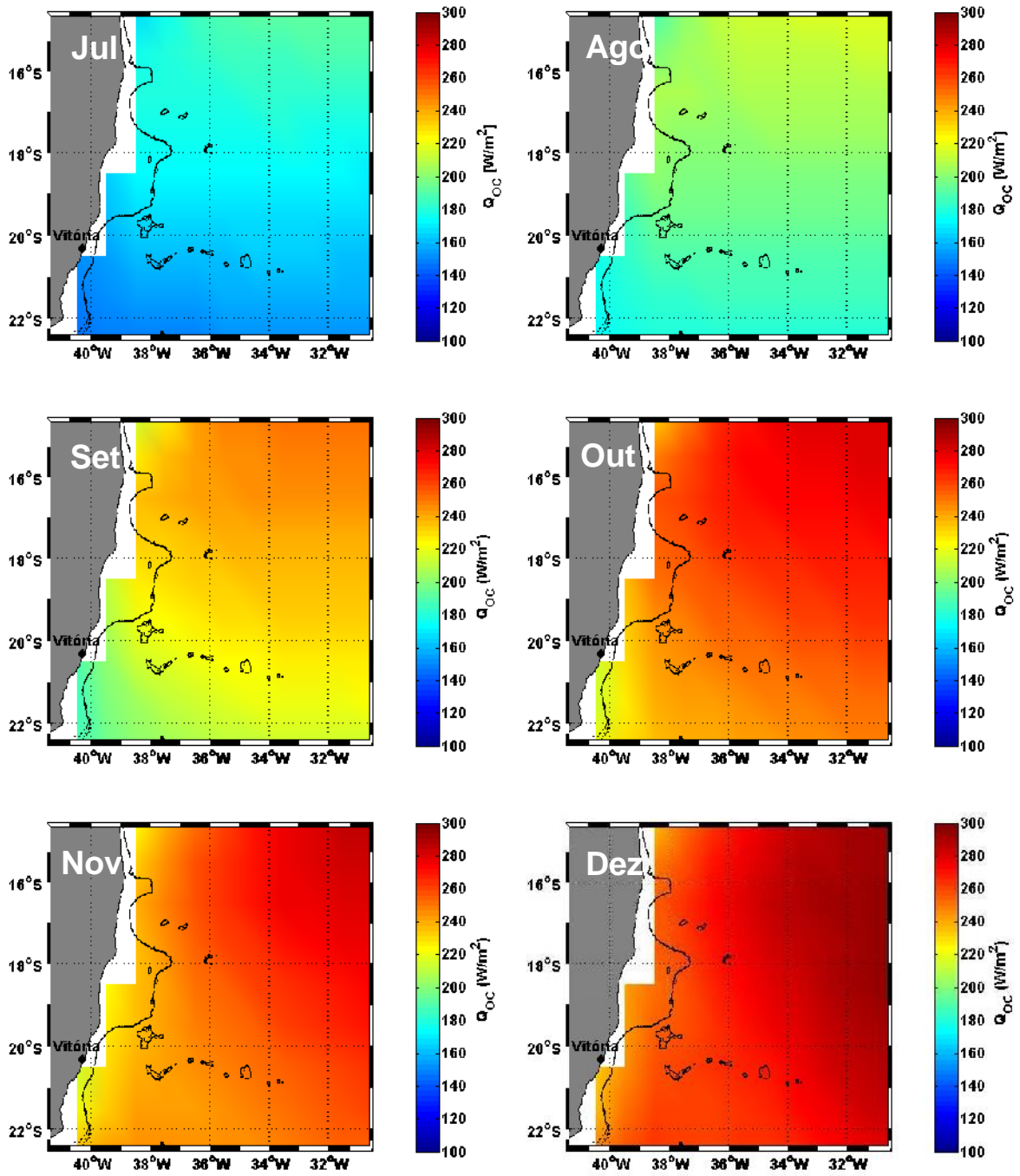




As cores representam a magnitude do fluxo líquido de calor na região em cada mês.

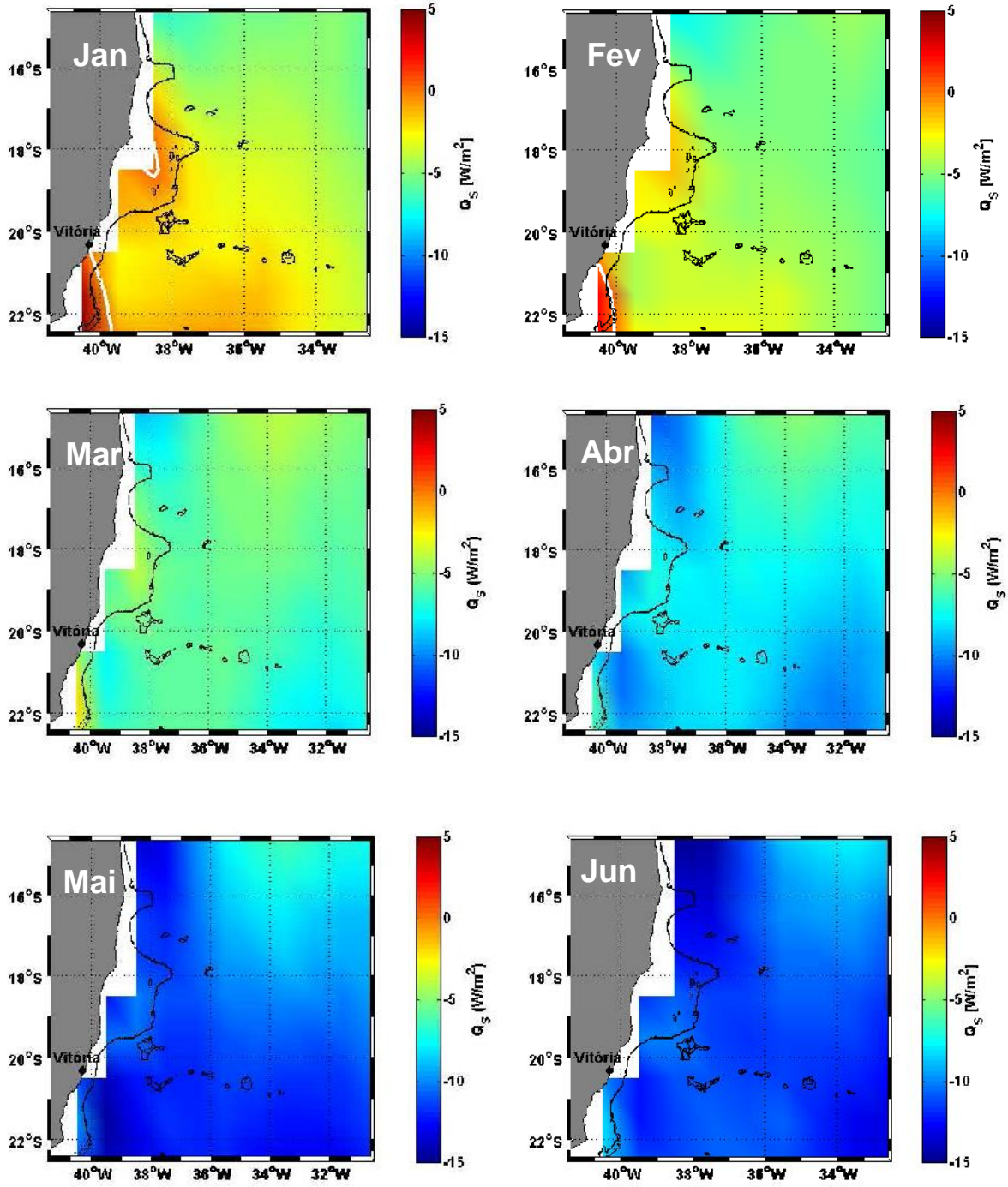
Fluxo de Calor de Onda Curta

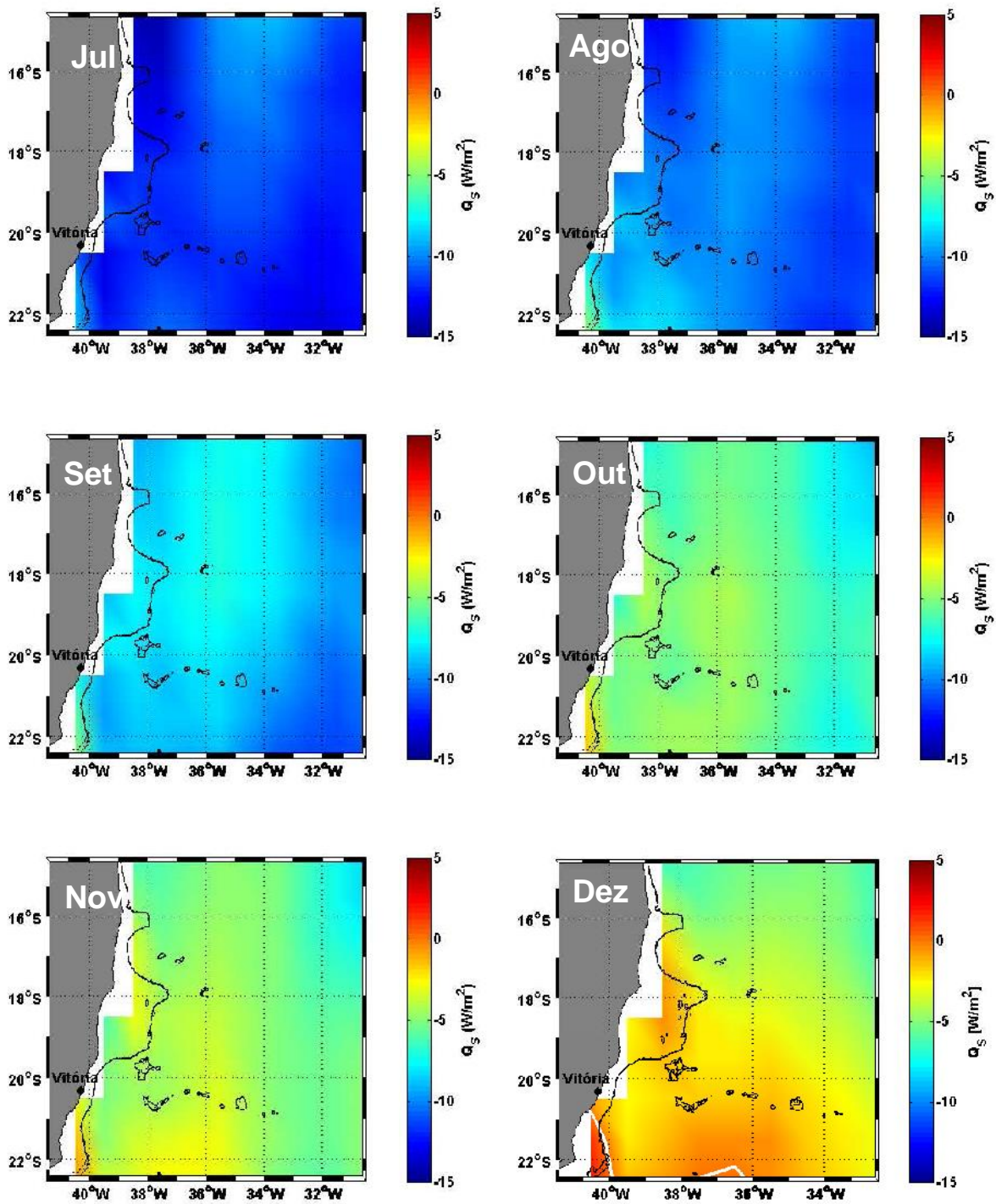




As cores representam a magnitude do fluxo de calor de onda curta na região em cada mês.

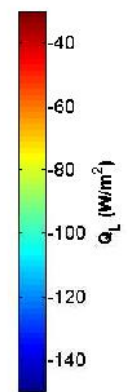
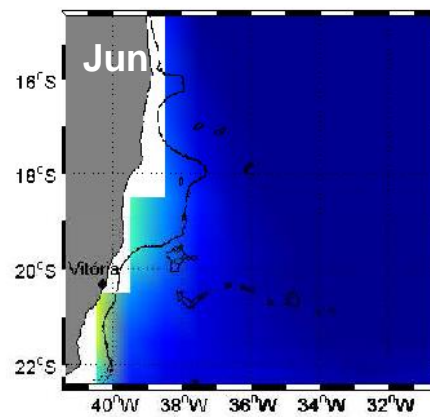
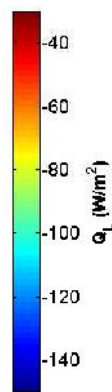
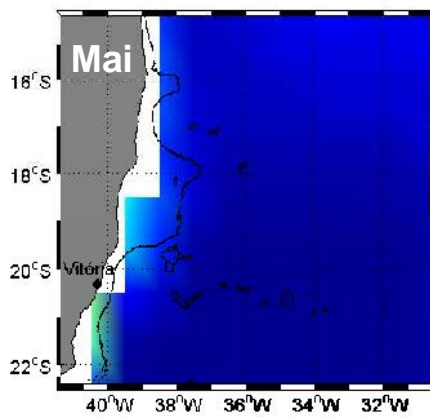
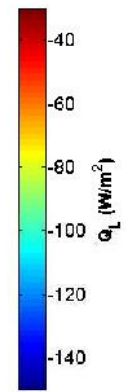
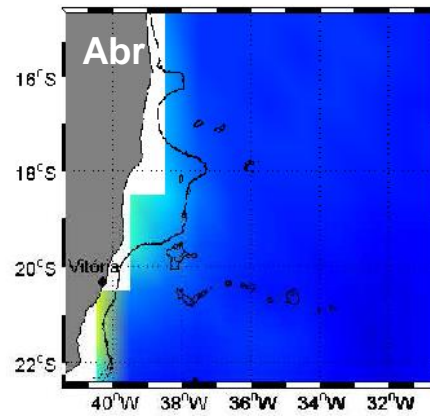
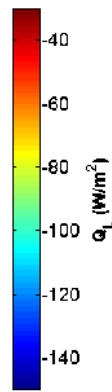
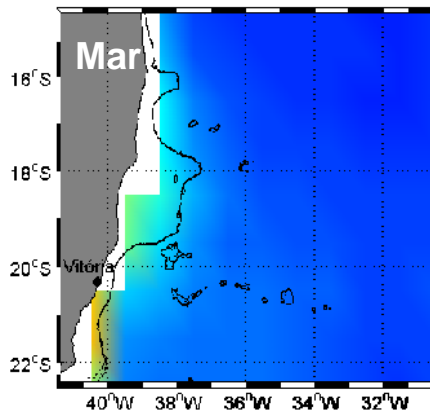
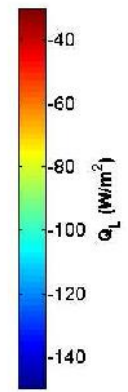
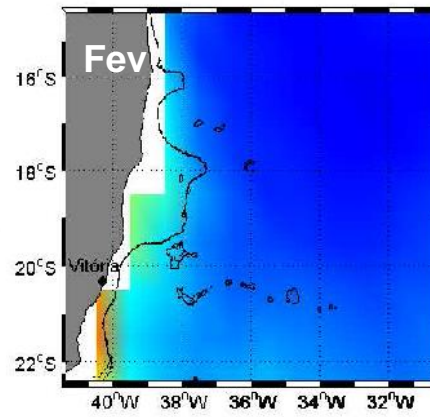
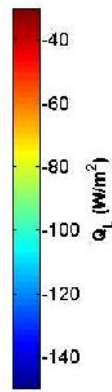
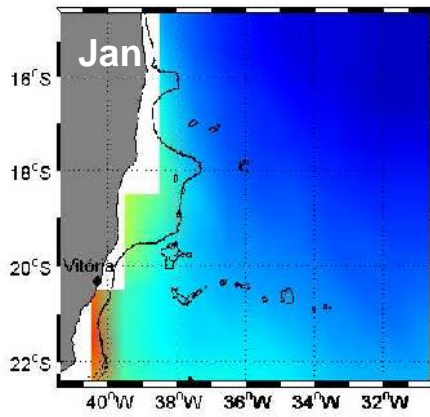
Fluxo de Calor Sensível

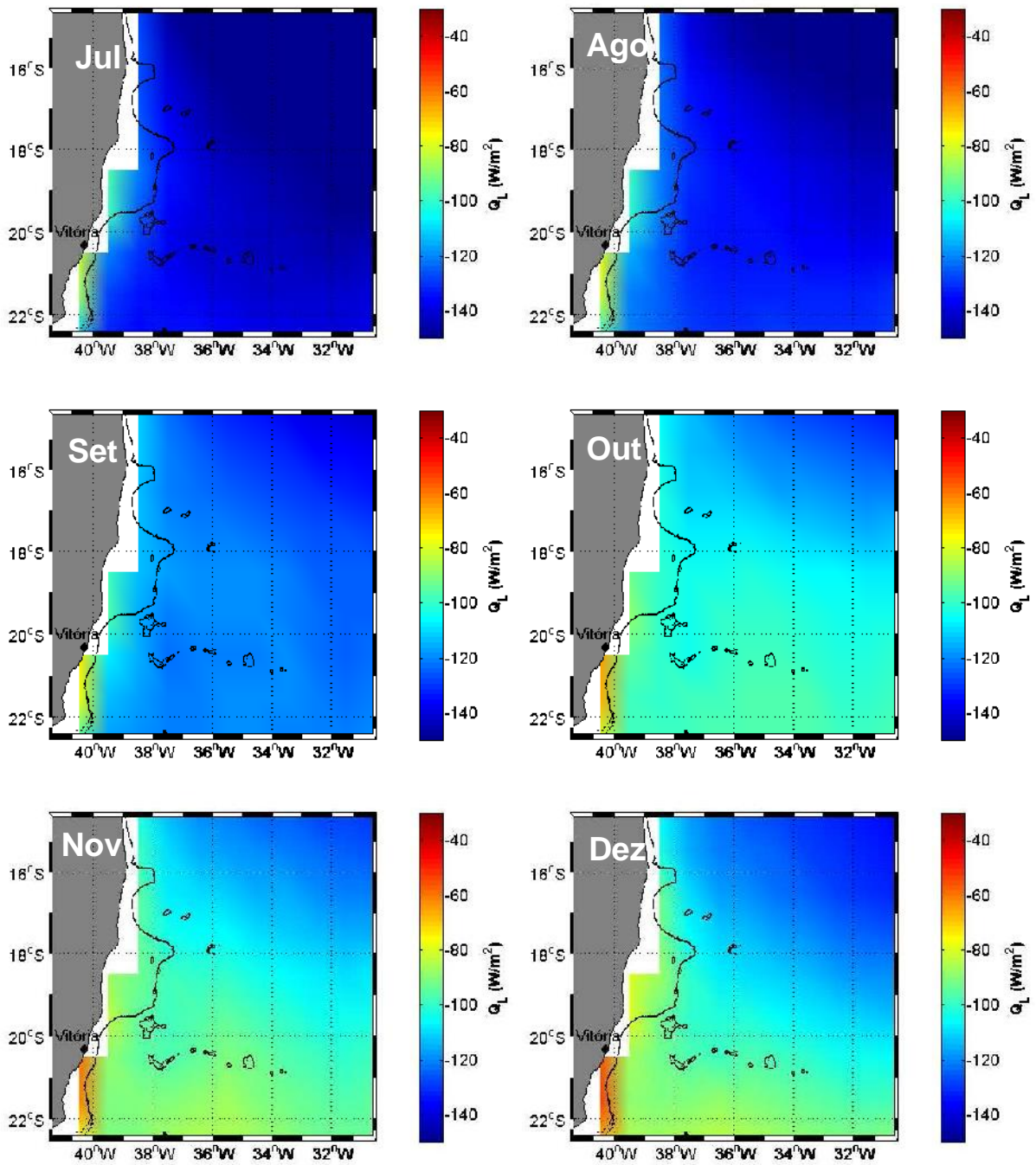




As cores representam a magnitude do fluxo de calor sensível na região em cada mês.

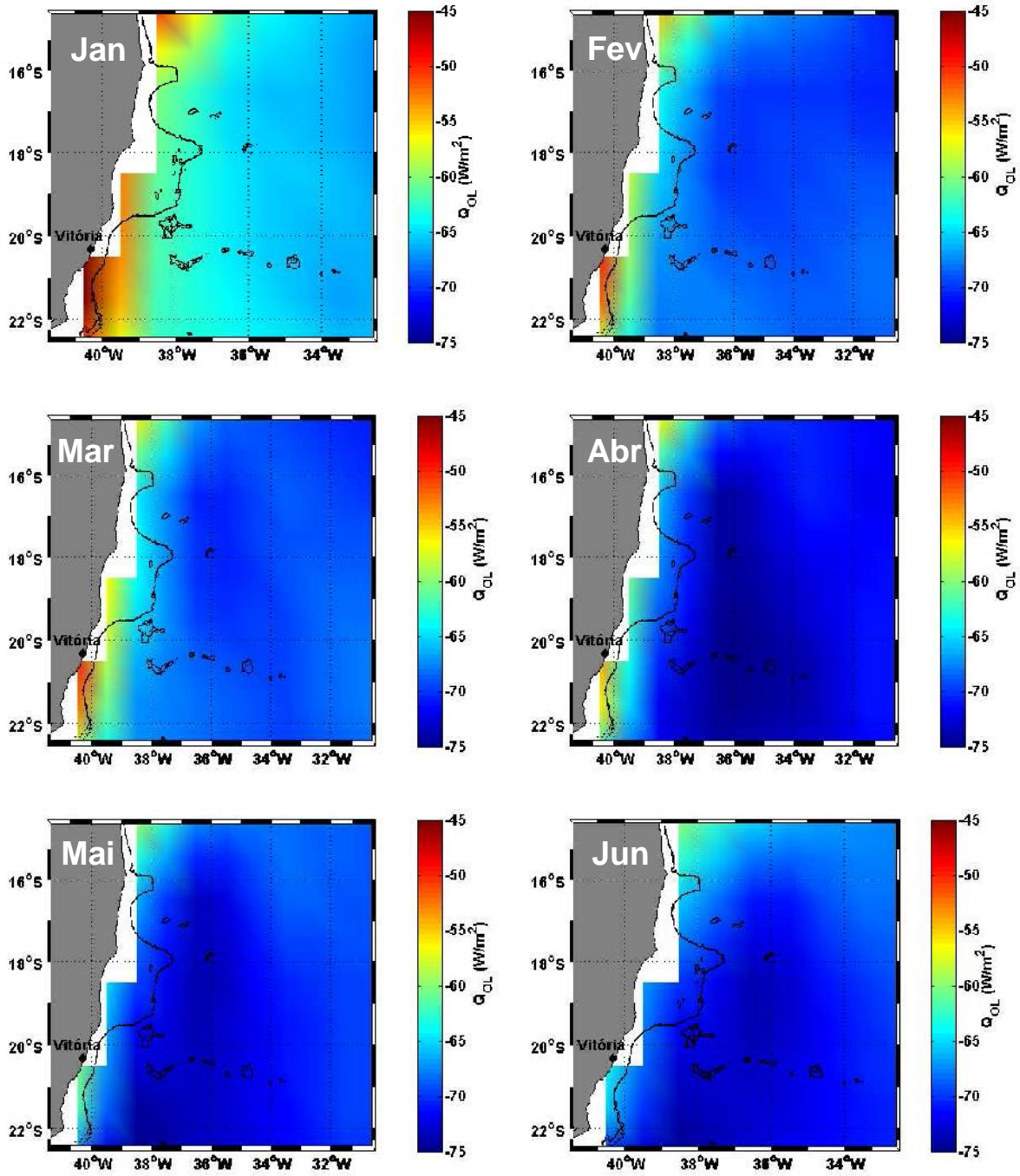
Fluxo de Calor Latente

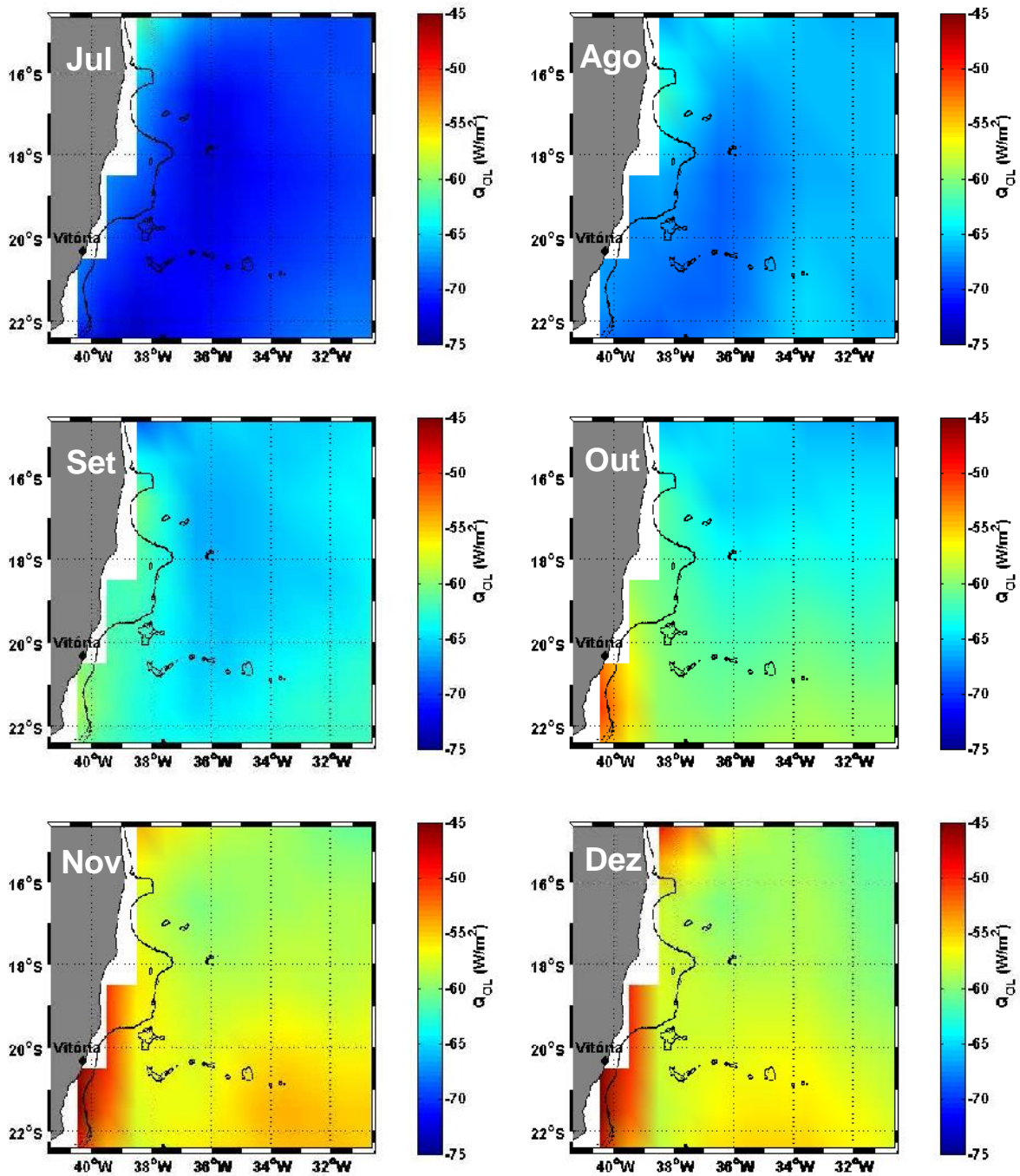




As cores representam a magnitude do fluxo de calor latente na região em cada mês.

Fluxo de Calor de Onda Longa



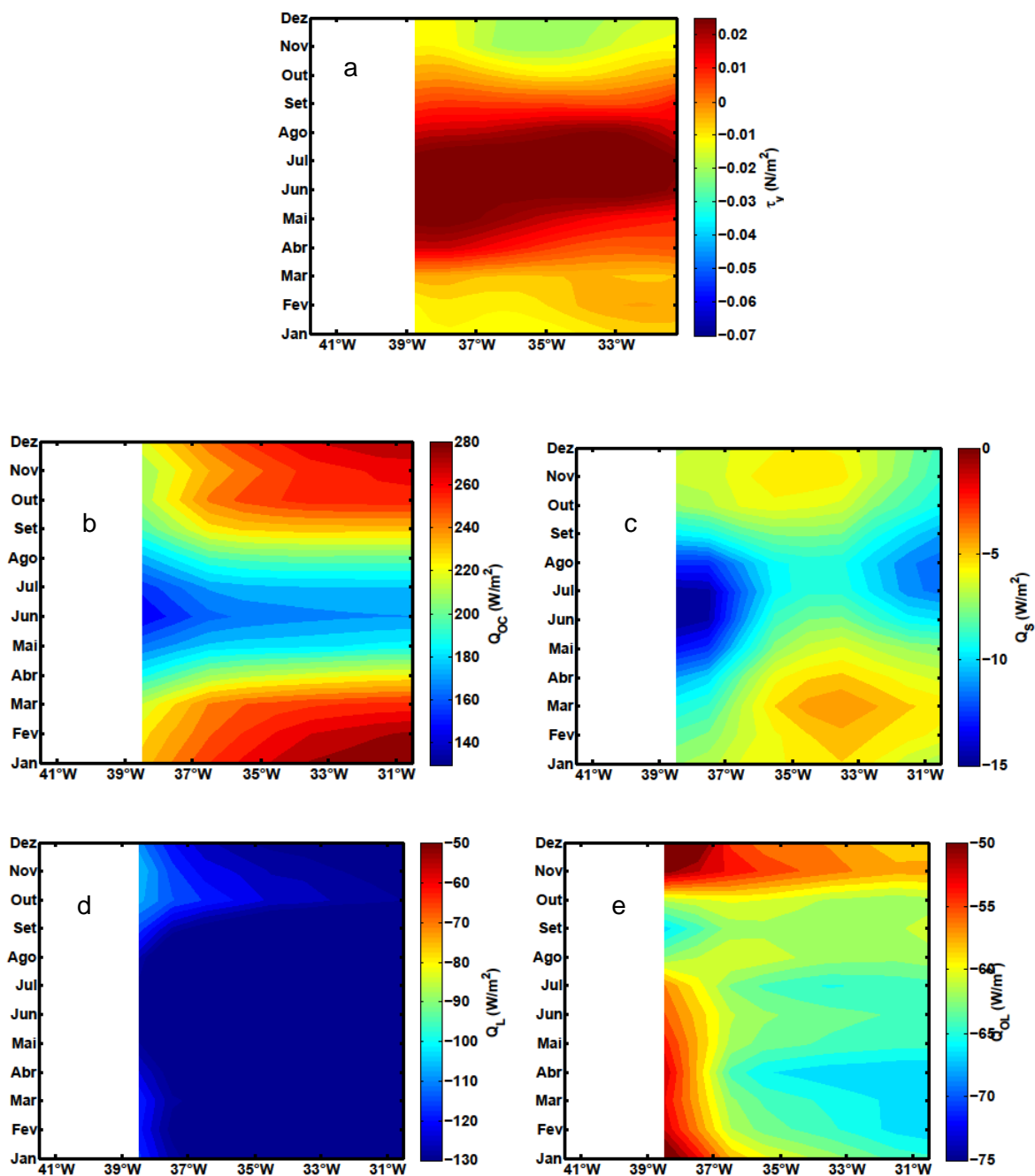


As cores representam a magnitude do fluxo de calor de onda longa na região em cada mês.

ANEXO 6

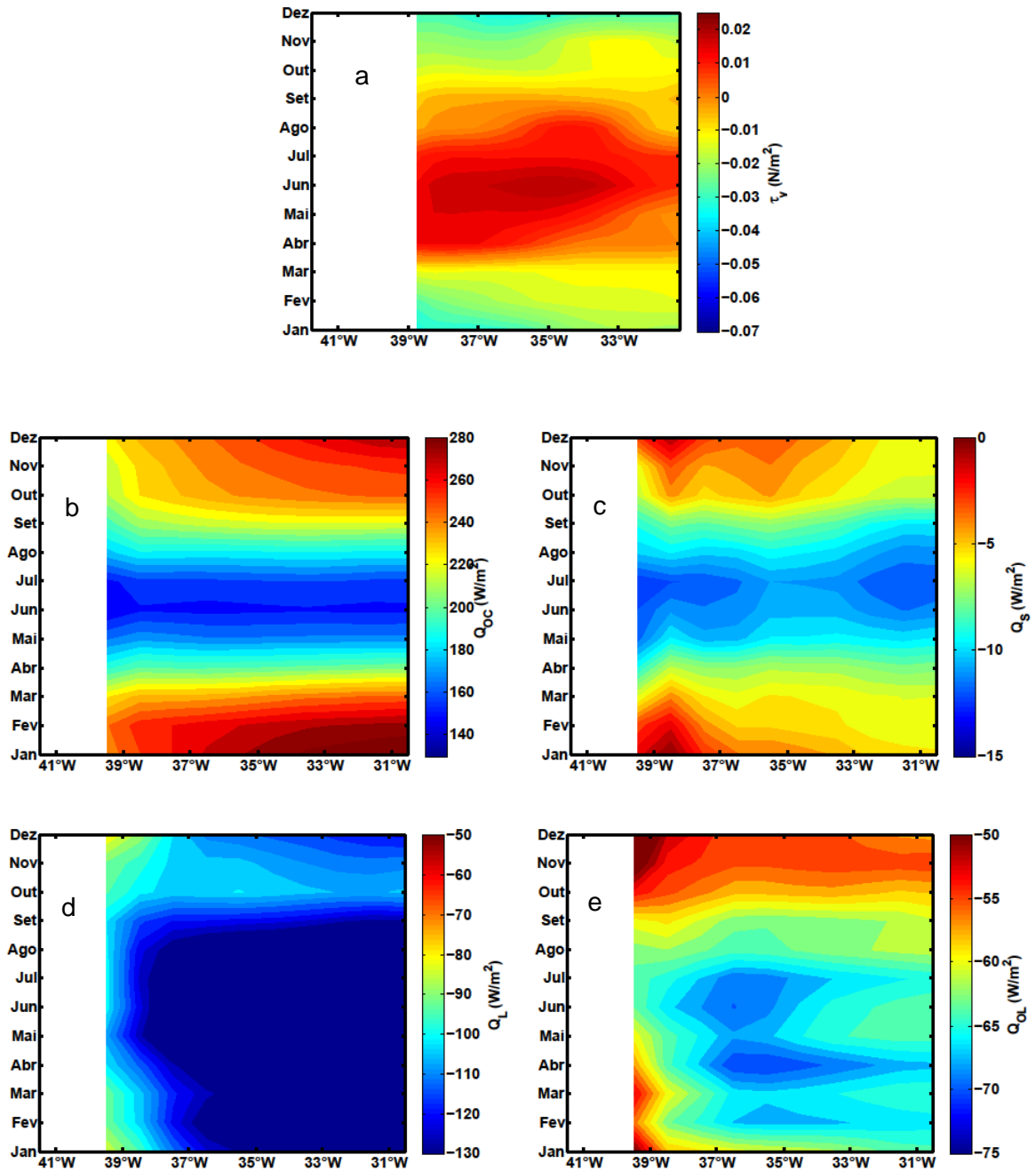
Hovmollers de Tensão de Cisalhamento do Vento Meridional e Fluxos de calor

Latitude 14,5°S



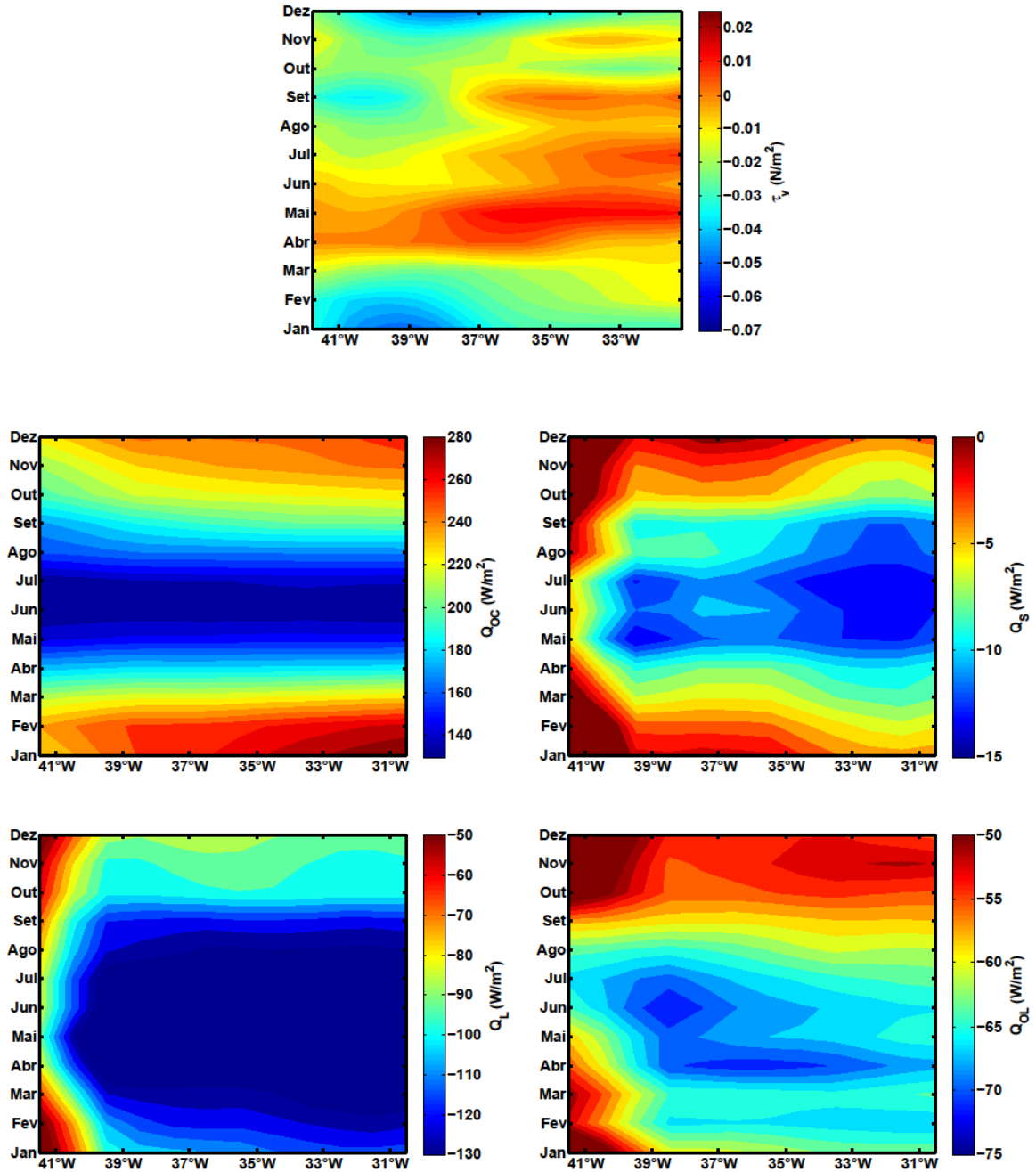
As cores representam a magnitude de (a) Tensão de cisalhamento do vento em meridional, (b) Calor de onda curta, (c) Calor Sensível, (d) Calor Latente e (e) Calor de onda longa.

Latitude 18,5°S



As cores representam a magnitude de (a) Tensão de cisalhamento do vento em meridional, (b) Calor de onda curta, (c) Calor Sensível, (d) Calor Latente e (e) Calor de onda longa.

Latitude 22,5°S



As cores representam a magnitude de (a) Tensão de cisalhamento do vento em meridional, (b) Calor de onda curta, (c) Calor Sensível, (d) Calor Latente e (e) Calor de onda longa.