



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/05.18.17.56-TDI

**ESTUDO DOS MECANISMOS FÍSICOS RESPONSÁVEIS
PELA ESTABILIDADE DA CAMADA LIMITE
ATMOSFÉRICA MARINHA NA REGIÃO DO
ATLÂNTICO SUDOESTE**

Mylene Jaen Cabrera

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelo Dr.
Luciano Ponzi Pezzi, aprovada em
29 de maio de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3R5MRN5>>

INPE
São José dos Campos
2018

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

CEP 12.227-010

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/7348

E-mail: pubtc@inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Murilo Luiz Silva Gino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/05.18.17.56-TDI

**ESTUDO DOS MECANISMOS FÍSICOS RESPONSÁVEIS
PELA ESTABILIDADE DA CAMADA LIMITE
ATMOSFÉRICA MARINHA NA REGIÃO DO
ATLÂNTICO SUDOESTE**

Mylene Jaen Cabrera

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelo Dr.
Luciano Ponzi Pezzi, aprovada em
29 de maio de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3R5MRN5>>

INPE
São José dos Campos
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Jaen Cabrera, Mylene.

J179e Estudo dos mecanismos físicos responsáveis pela estabilidade da camada limite atmosférica marinha na região do Atlântico Sudoeste / Mylene Jaen Cabrera. – São José dos Campos : INPE, 2018.

xxiv + 96 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/05.18.17.56-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.

Orientador : Dr. Luciano Ponzzi Pezzi.

1. Camada limite atmosférica marinha. 2. Atlântico Sudoeste. 3. Advecção de temperatura. 4. Modelo COAWST. 5. Operação Antártica XXXIII. I.Título.

CDU 551.510.411



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Mylene Jaen Cabrera**

Título: "ESTUDO DOS MECANISMOS FÍSICOS RESPONSÁVEIS PELA ESTABILIDADE DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA MARINHA NA REGIÃO DO ATLÂNTICO SUDOESTE".

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

Dr. José Antonio Aravéquia



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado **Reprovado**

Dr. Luciano Ponzi Pezzi

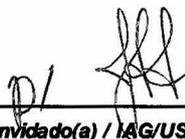


Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado **Reprovado**

Dr. Ricardo de Camargo



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

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado **Reprovado**

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

*A mi mamá,
por ser mi mejor ejemplo a seguir.
Juntas contra el mundo,
por siempre.*

AGRADECIMENTOS

A meu orientador, o Dr. Luciano Ponzi Pezzi, obrigada pela confiança, bons conselhos e orientação na realização do presente trabalho. Aos professores e pesquisadores do curso de Pos-Graduação em Meteorologia do INPE pelos conhecimentos transmitidos ao longo destes dois anos de mestrado. Aos membros da banca pelas sugestões. A agência de fomento CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de nível Superior) pelo financiamento da bolsa de mestrado que possibilitou o desenvolvimento da pesquisa.

Aos colegas da minha turma de mestrado e do LOA que estiveram presentes nos melhores e não tão melhores momentos. Aos amigos de sempre 'reclame aqui' e aos novos que encontrei no Brasil, brigada pela força para continuar nos dias de saudades.

Ao Ueslei pelas dicas em modelagem e pela paciência. Ao Marcelo pelos debates acadêmicos e pelos conhecimentos de micrometeorologia. Ao Cristiano pelas correções de português, pelas risadas nos dias de maior estresse, por fazer tudo mais fácil e pelo apoio para cada dia ser mais feliz.

A mi familia, por el apoyo en esta carrera de ser una mejor profesional, principalmente a mi mamá que día a día se esfuerza por seguir adelante lejos de mi y por brindarme lo mejor de ella. A mi tío Papito por estar pendiente de todo. A mis primas Gretel y Diandra y a mi sobrinita Natasha que conoceré dentro de poco. A todo el resto de la familia y amigos de Cuba que nunca dejaron de estar presentes.

A todos, pelo apoio:

MUITO OBRIGADA.

RESUMO

Com o objetivo de estudar os mecanismos dinâmicos e termodinâmicos na interface oceano-atmosfera responsáveis pela estabilidade da camada limite atmosférica marinha (CLAM), na região sudoeste do oceano Atlântico Sul, este trabalho utilizou o sistema de modelagem numérica acoplado regional *Coupled Ocean Atmosphere Wave Sediment Transport* (COAWST), com altíssima resolução espacial, e dados medidos *in situ* durante a Operação Antártica XXXIII (OP33). As simulações realizadas com o modelo COAWST foram avaliadas considerando a temperatura da superfície do mar (TSM) e perfis verticais de temperatura e vento. No qual verificou-se que o modelo reproduziu de forma acertada tanto a TSM como os perfis de temperatura e vento. A estabilidade e o desenvolvimento da CLAM foram analisados, considerando a modulação local de TSM e os padrões advectivos impostos pelas condições sinóticas atuantes. Para isso, foram selecionados três estudos de caso, sob influência de condições pré-frontais, frontais e pós-frontais. Os resultados demonstraram que a CLAM foi modulada pela advecção térmica, condicionada pelas situações sinóticas atmosféricas analisadas e pela TSM local, assim como foi observado em alguns casos um maior desenvolvimento da CLAM associado com o incremento do vento em superfície. Na verificação do mecanismo de ajuste hidrostático, foi observado a atuação deste mecanismo no estudo de caso influenciado por condições frontais. A análise do papel dos termos das equações horizontais de *momentum* em superfície evidenciou maior influência dos termos de gradiente de pressão, coriolis, advecção e tendência total, assim como, uma relação entre o aumento do termo de difusão horizontal e a diminuição do vento em superfície em dois dos três casos analisados.

Palavras-chave: Camada Limite Atmosférica Marinha. Atlântico Sudoeste. advecção de temperatura. modelo COAWST. Operação Antártica XXXIII.

PHYSICAL MECHANISMS STUDY RESPONSIBLE FOR THE STABILITY OF THE MARINE ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER IN THE SOUTHWEST ATLANTIC REGION

ABSTRACT

In order to study the dynamical and thermodynamic mechanisms at the ocean-atmosphere interface, responsible for the stability of the Marine Atmospheric Boundary Layer (MABL), in the southwest of the South Atlantic Ocean, this work used the regional numerical modeling system Coupled Ocean Atmosphere Wave Sediment Transport (COAWST), with very high spatial resolution, and data measured *in situ* during Antarctic Operation XXXIII. The COAWST model simulations were evaluated considering the Sea Surface Temperature (SST) and temperature and wind vertical profiles. It was verified that the model correctly reproduced both SST and temperature and wind profiles. The MABL stability and development were analyzed, considering the local modulation of the SST and advective patterns imposed by synoptic conditions. Thus, three case studies were selected, influenced by pre-frontal, frontal and post-frontal conditions. The results showed that the MABL was modulated by thermal advection, conditioned by atmospheric synoptic conditions and local SST, as well as in some cases, a greater MABL development was associated with surface wind increment. During the case study influenced by frontal conditions, the hydrostatic adjustment mechanism was observed. The horizontal equation terms role analysis of the surface momentum showed a greater influence of the pressure gradient, coriolis, advection and total tendency, as well as a relation between the horizontal diffusion term increase and the surface wind reduction in two of three analyzed cases.

Keywords: Marine Atmospheric Boundary Layer. Southwest Atlantic. Temperature Advection. COAWST model. Antarctic Operation XXXIII.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Em (a) a trajetória dos ciclones originários da região de ciclogênese próxima a 30°S, os pontos coloridos indicam a intensidade dos sistemas a cada 6 horas em unidades de vorticidade ($10^{-5} \cdot s^{-1}$). Em (b) a densidade das trajetórias em cores, intensidade média em linhas de contornos ($0.5 \times (10^{-5} \cdot s^{-1})$).	5
2.2 Representação esquemática das correntes superficiais geostróficas e frentes oceânicas no Oceano Atlântico Sul.	7
2.3 Perfis de temperatura (K) da atmosfera e o oceano tomados simultaneamente por radiossondas e XBTs durante a Operação Antártica XXIII (OP23).	8
2.4 Camada Limite Atmosférica Marinha	9
2.5 Representação esquemática do mecanismo de ajuste hidrostático proposto por Lindzen e Nigam (1987). Na figura representa-se a respectiva diminuição e aumento da pressão sobre águas mais quentes e águas mais frias quando a atuação do mecanismo de ajuste hidrostático é observado. O deslocamento do vento em superfície das regiões onde observa-se um aumento da pressão para as regiões onde uma diminuição da pressão é verificada encontra-se também representado na figura.	12
2.6 Exemplo da atuação do mecanismo de mistura vertical proposto por Wallace et al. (1989). Na figura pode ser observada uma CLAM mais rasa, assim como, um aumento do cisalhamento do vento na vertical sobre às águas mais frias observadas entre 123°W e 127°W.	13
3.1 Sistema de modelagem numérica COAWST	19
3.2 Dados trocados entre os modelos WRF e ROMS	20
3.3 Em (a) a coordenada vertical η . Em (b) a grade horizontal e vertical do ARW	22
3.4 Trajeto do Navio Polar Almirante Maximiano (NPo H-41) durante a OP33.	27
3.5 Domínio utilizado na simulação numérica.	28
4.1 Em (a) o campo médio da TSM ($^{\circ}C$) do MUR no período da OP33 do dia 17 à 23 de outubro de 2014. Em (b) o campo médio da TSM ($^{\circ}C$), simulado pelo modelo regional COAWST no período da OP33. Em (c) o viés ($^{\circ}C$), calculado entre o campo médio da TSM do COAWST e o campo médio da TSM do MUR.	36

4.2	Em (a) o campo médio da TSM ($^{\circ}\text{C}$) do SODA, do COAWST e o viés ($^{\circ}\text{C}$) no período do dia 11 à 16 de outubro de 2014. Em (b) o campo médio da TSM ($^{\circ}\text{C}$) do SODA, do COAWST e o viés ($^{\circ}\text{C}$) no período do dia 16 à 21 de outubro de 2014.	38
4.3	Em cores o campo médio da TSM ($^{\circ}\text{C}$), obtido pelo modelo regional COAWST no período da OP33 do dia 17 à 23 de outubro de 2014. Os pontos pretos representam a localização geográfica das radiossondagens utilizadas na comparação dos perfis verticais de temperatura e vento. . .	39
4.4	Comparação da temperatura, do vento zonal e meridional para as radiossondagens 1 (a), 2 (b) e 3 (c), respectivamente. Valores simulados na cor magenta, valores das radiossondagens da OP33 na cor preta.	41
4.5	Comparação da temperatura, do vento zonal e meridional para as radiossondagens 4 (a), 5 (b) e 6 (c), respectivamente. Valores simulados na cor magenta, valores das radiossondagens da OP33 na cor preta.	42
4.6	Comparação da temperatura, do vento zonal e meridional para as radiossondagens 7 (a) e 8 (b), respectivamente. Valores simulados na cor magenta, valores das radiossondagens da OP33 na cor preta.	43
5.1	Em (a) o campo médio da TSM ($^{\circ}\text{C}$), obtido pelo modelo regional COAWST no período da OP33 do dia 17 à 23 de outubro de 2014. Em (b) o módulo do gradiente meridional do campo médio da TSM ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$). A linha preta representa o corte meridional realizado na área de estudo. . .	46
5.2	Condições sinóticas atmosféricas das 18 UTC do dia 18 de outubro de 2014. (a) Carta sinótica de superfície. (b) Imagem do satélite GOES-13 no canal 4.	48
5.3	Campos analisados na secção meridional definida de 36.0°S à 50.0°S para o estudo de caso 1. Em (a) mostra-se, em cores, a temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) para o perfil vertical entre os níveis de 1000 hPa e 750 hPa. Em (b) a componente meridional do vento (m/s) no perfil vertical de 1000 hPa à 750 hPa, onde a cor vermelha está relacionada com ventos de norte e a verde com ventos de sul.	50
5.4	Continuação dos campos analisados na secção meridional definida de 36.0°S à 50.0°S para o estudo de caso 1. Em (a) a magnitude do vento em superfície (m/s). Em (b) a temperatura do ar a 2 m em vermelho e a TSM em azul, as duas variáveis em ($^{\circ}\text{C}$). Em (c), em cores, a advecção de temperatura ($^{\circ}\text{C}/\text{s}$) e em vetores, o vento em superfície (m/s), ambos para todo o domínio utilizado, a linha preta representa a referida secção meridional.	51

5.5	Continuação dos campos analisados na secção meridional definida de 36.0 ^o S à 50.0 ^o S para o estudo de caso 1. Em (a) o parâmetro de estabilidade TSM-Tar (^o C) utilizando o valor da temperatura do ar a 2 m de altura, valores acima de zero associados com uma camada instável e valores menores que zero com uma camada estável. Em (b), o fluxo de calor sensível em cinza e o fluxo de calor latente em preto, ambas variáveis em (W/m ²), valores positivos relacionados com um fluxo em direção à atmosfera, valores negativos relacionados com um fluxo em direção à superfície oceânica. Em (c) a altura da CLAM (m).	53
5.6	Perfil vertical do vento meridional (m/s), entre 39.0 ^o S e 42.0 ^o S.	54
5.7	Condições sinóticas atmosféricas das 12 UTC do dia 20 de outubro de 2014. (a) Carta sinótica de superfície. (b) Imagem do satélite GOES-13 no canal 4.	55
5.8	Campos analisados na secção meridional definida de 36.0 ^o S à 50.0 ^o S para o estudo de caso 2. Em (a) mostra-se, em cores, a temperatura do ar (^o C) para o perfil vertical entre os níveis de 1000 hPa e 750 hPa. Em (b) a componente meridional do vento (m/s) no perfil vertical de 1000 hPa à 750 hPa, onde a cor vermelha está relacionada com ventos de norte e a verde com ventos de sul. Na figura, \underline{V} indica que o vento em superfície encontra-se predominantemente de sul.	57
5.9	Continuação dos campos analisados na secção meridional definida de 36.0 ^o S à 50.0 ^o S para o estudo de caso 2. Em (a) a magnitude do vento em superfície (m/s). Em (b) a temperatura do ar a 2 m em vermelho e a TSM em azul, as duas variáveis em (^o C). Em (c), em cores, a advecção de temperatura (^o C/s) e em vetores, o vento em superfície (m/s), ambos para todo o domínio utilizado, a linha preta representa a referida secção meridional. Na figura, \underline{V} indica que o vento em superfície encontra-se predominantemente de sul.	58
5.10	Continuação dos campos analisados na secção meridional definida de 36.0 ^o S à 50.0 ^o S para o estudo de caso 2. Em (a) o parâmetro de estabilidade TSM-Tar (^o C) utilizando o valor da temperatura do ar a 2 m de altura, os valores acima de zero associados com uma camada instável e valores menores que zero com uma camada estável. Em (b), o fluxo de calor sensível em cinza e o fluxo de calor latente em preto, ambas variáveis em (W/m ²), valores positivos relacionados com um fluxo em direção à atmosfera, valores negativos relacionados com um fluxo em direção à superfície oceânica. Em (c) a altura da CLAM (m). Na figura, \underline{V} indica que o vento em superfície encontra-se predominantemente de sul.	60

5.11	Perfil vertical do vento meridional (m/s), entre 39.0 ^o S e 39.5 ^o S.	61
5.12	Condições sinóticas atmosféricas das 12 UTC do dia 21 de outubro de 2014. (a) Carta sinótica de superfície. (b) Imagem do satélite GOES-13 no canal 4.	62
5.13	Campos analisados na secção meridional definida de 36.0 ^o S à 50.0 ^o S para o estudo de caso 3. Em (a) mostra-se, em cores, a temperatura do ar (^o C) para o perfil vertical entre os níveis de 1000 hPa e 750 hPa. Em (b) a componente meridional do vento (m/s) no perfil vertical de 1000 hPa à 750 hPa, onde a cor vermelha está relacionada com ventos de norte e a verde com ventos de sul. Em (c) a componente vertical do vento (m/s) no perfil vertical entre os níveis de 1000 hPa e 750 hPa, onde a cor vermelha está relacionada com movimentos verticais ascendentes e a verde com movimentos verticais descendentes. Na figura, \underline{v} indica que o vento em superfície encontra-se predominantemente de norte.	64
5.14	Continuação dos campos analisados na secção meridional definida de 36.0 ^o S à 50.0 ^o S para o estudo de caso 3. Em (a) a magnitude do vento em superfície (m/s). Em (b) temperatura do ar a 2 m em vermelho e a TSM em azul, as duas variáveis em (^o C). Em (c), em cores, a advecção de temperatura (^o C/s) e em vetores, o vento em superfície (m/s), ambos para todo o domínio utilizado, a linha preta representa a referida secção meridional. Na figura, \underline{v} indica que o vento em superfície encontra-se predominantemente de norte.	65
5.15	Continuação dos campos analisados na secção meridional definida de 36.0 ^o S à 50.0 ^o S para o estudo de caso 3. Em (a) o parâmetro de estabilidade TSM-Tar (^o C) utilizando o valor da temperatura do ar a 2 m de altura, os valores acima de zero associados com uma camada instável e valores menores que zero com uma camada estável. Em (b), o fluxo de calor sensível em cinza e o fluxo de calor latente em preto, ambas variáveis em (W/m^2), valores positivos relacionados com um fluxo em direção à atmosfera, valores negativos relacionados com um fluxo em direção à superfície oceânica. Em (c) a altura da CLAM (m). Na figura, \underline{v} indica que o vento em superfície encontra-se predominantemente de norte. . . .	68
6.1	Em cores a divergência do vento em superfície ($10^{-5}.s^{-1}$) e em contorno o laplaciano da PNMM ($10^{-10}.hPa.m^{-2}$) para o estudo de caso 1.	71
6.2	Em cores a divergência do vento em superfície ($10^{-5}.s^{-1}$) e em contorno o laplaciano da PNMM ($10^{-10}.hPa.m^{-2}$) para o estudo de caso 2.	72

6.3	Em cores a divergência do vento em superfície ($10^{-5}.s^{-1}$) e em contorno o laplaciano da PNMM ($10^{-10}.hPa.m^{-2}$) para o estudo de caso 3.	73
6.4	Em cores a TSM ($^{\circ}C$) e em vetores o vento a 10 m de altura (m/s), para o estudo de caso 1 (a), 2 (b) e 3 (c) respectivamente.	74
6.5	Em (a) e (b), os termos das equações de <i>momentum</i> zonal e meridional respectivamente, para o estudo de caso 1. Termo de gradiente de pressão em vermelho, termo de Coriolis em verde, termo de advecção em azul e termo de tendência total em magenta. Em (c) somatório dos termos zonal e meridional da difusão horizontal. Os gráficos foram elaborados na secção meridional definida entre $36.0^{\circ}S$ à $50.0^{\circ}S$. Unidades das variáveis: ($10^{-4}.m.s^{-2}$).	76
6.6	Em (a) e (b), os termos das equações de <i>momentum</i> zonal e meridional respectivamente, para o estudo de caso 2. Termo de gradiente de pressão em vermelho, termo de Coriolis em verde, termo de advecção em azul e termo de tendência total em magenta. Em (c) somatório dos termos zonal e meridional da difusão horizontal. Os gráficos foram elaborados na secção meridional definida entre $36.0^{\circ}S$ à $50.0^{\circ}S$. Unidades das variáveis: ($10^{-4}.m.s^{-2}$).	78
6.7	Em (a) e (b), os termos das equações de <i>momentum</i> zonal e meridional respectivamente, para o estudo de caso 3. Termo de gradiente de pressão em vermelho, termo de Coriolis em verde, termo de advecção em azul e termo de tendência total em magenta. Em (c) somatório dos termos zonal e meridional da difusão horizontal. Os gráficos foram elaborados na secção meridional definida entre $36.0^{\circ}S$ à $50.0^{\circ}S$. Unidades das variáveis: ($10^{-4}.m.s^{-2}$).	79
A.1	Em (a), (b) e (c), a PNMM em verde para a secção meridional definida de $36.0^{\circ}S$ à $50.0^{\circ}S$, a TSM em magenta, roxa e roxo escuro para os estudos de caso 1, 2 e 3 respectivamente. A PNMM em (hPa) a TSM em ($^{\circ}C$).	93
A.2	Perfil vertical do vento meridional (m/s) na secção meridional definida de $36.0^{\circ}S$ à $50.0^{\circ}S$ para o estudo de caso 1.	94
A.3	Perfil vertical do vento meridional (m/s) na secção meridional definida de $36.0^{\circ}S$ à $50.0^{\circ}S$ para o estudo de caso 2.	95
A.4	Perfil vertical do vento meridional (m/s) na secção meridional definida de $36.0^{\circ}S$ à $50.0^{\circ}S$ para o estudo de caso 3.	96

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Localização e data das radiossondagens utilizadas.	27
3.2 Parametrizações utilizadas no modelo atmosférico WRF.	29

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AMSRE	–	Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS
ARW	–	Advanced Research WRF (ARW)
ASAS	–	Alta Subtropical do Atlântico Sul
AVHRR	–	Advanced Very High Resolution Radiometer
BRAMS	–	Brazilian Regional Atmospheric Modeling System
CB	–	Corrente do Brasil
CBM	–	Confluência Brasil Malvinas
CCB	–	Corrente Costeira do Brasil
CCM	–	Complexo Convectivo de Mesoescala
CDO	–	Climate Data Operators
CE	–	Covariância de Eddy
CFSR	–	Climate Forecast System Reanalysis
CFSv2	–	Climate Forecast System Version 2
CLA	–	Camada Limite Atmosférica
CLAM	–	Camada Limite Atmosférica Marinha
CLO	–	Camada Limite Oceânica
CLP	–	Camada Limite Planetária
CM	–	Corrente das Malvinas
COAMPS	–	Naval Research Laboratory Coupled Ocean–Atmosphere Mesoscale Prediction System
COARE	–	Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment
COAWST	–	Coupled Ocean Atmosphere Wave Sediment Transport
CPTEC/INPE	–	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos / Instituto de Pesquisas Espaciais
DSA	–	Divisão de satélites e Sistemas Ambientais
ECT	–	Energia cinética turbulenta
GHRSSST	–	Group for High Resolution Sea Surface Temperature
GrADS	–	Grid Analysis and Display System
GOES-13	–	Geostationary Operational Environmental Satellite 13
GSTAS	–	Giro Subtropical do Atlântico Sul
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
INTERCONF	–	Projeto Interação Oceano-Atmosfera na Região de Confluência Brasil-Malvinas
JBN	–	Jato de Baixos Níveis
LOA	–	Laboratório de Estudos do Oceano e a Atmosfera
MCT	–	Model Coupling Toolkit
MODIS	–	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MUR	–	Multiscale Ultrahigh Resolution
NCEP/NOAA	–	National Centers of Environmental Prediction / National Oceanic and Atmospheric Administration
OP33	–	Operação Antártica XXXIII

PCSB	–	Plataforma Continental do Sul do Brasil
PNMM	–	Pressão no nível médio do mar
PROANTAR	–	Programa Antártico Brasileiro
ROMS	–	Regional Ocean Modeling System
SCRIP	–	Spherical Coordinate Remapping Interpolation Package
SODA	–	Simple Ocean Data Assimilation
SWAN	–	Simulating WAVes Nearshore
Tar	–	Temperatura do ar
TSM	–	Temperatura superficial do mar
WPS	–	WRF Preprocessing System
WRF	–	Weather Research and Forecasting

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	5
2.1 Características sinóticas na região sudoeste do Atlântico Sul.	5
2.2 Correntes superficiais do oceano Atlântico.	6
2.3 Camada Limite Atmosférica Marinha	8
2.4 Mecanismos de modulação da CLAM em regiões de forte gradiente térmico oceânico.	11
3 MATERIAIS E MÉTODOS	19
3.1 Sistema de Modelagem Numérica COAWST	19
3.1.1 Acoplador MCT	20
3.1.2 Modelo atmosférico WRF	21
3.1.3 Modelo oceânico ROMS	22
3.2 Dados auxiliares	24
3.2.1 Dados utilizados na análise sinótica das condições atmosféricas	24
3.2.2 Dados utilizados na geração das condições iniciais e de contorno	24
3.2.3 Dados utilizados na verificação do desempenho do modelo	25
3.3 Métodos e técnicas de análise	28
3.3.1 Configuração da simulação numérica	28
3.3.2 Metodologia utilizada na análise dos processos físicos de estabilidade da CLAM	30
4 VERIFICAÇÃO DO DESEMPENHO DO MODELO	35
4.1 Comparação da TSM simulada com a TSM do MUR	35
4.2 Comparação da TSM simulada com os dados de TSM utilizados na geração das condições iniciais e de contorno	37
4.3 Comparação dos perfis verticais de temperatura e vento simulados e medidos <i>in situ</i>	39
5 MODULAÇÃO LOCAL-REMOTA DA CLAM	45
5.1 Secção meridional e estudos de casos	45
5.2 Estudo de Caso 1: presença do sistema frontal sobre a região de estudo	47

5.2.1	Descrição sinótica da atmosfera	47
5.2.2	Análise da resposta da CLAM na secção meridional	49
5.3	Estudo de Caso 2: condição pós-frontal	55
5.3.1	Descrição sinótica da atmosfera	55
5.3.2	Análise da resposta da CLAM na secção meridional	56
5.4	Estudo de Caso 3: condição pré-frontal	61
5.4.1	Descrição sinótica da atmosfera	62
5.4.2	Análise da resposta da CLAM na secção meridional	63
6	ANÁLISE DINÂMICA	69
6.1	Mecanismo de ajuste hidrostático	69
6.2	Análise dos termos das equações horizontais de <i>momentum</i>	75
6.2.1	Análise dinâmica: Estudo de caso 1	75
6.2.2	Análise dinâmica: Estudo de caso 2	77
6.2.3	Análise dinâmica: Estudo de caso 3	77
7	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES FUTURAS	81
7.1	Conclusões	81
7.2	Recomendações futuras	84
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	85
	APÊNDICE A	93

1 INTRODUÇÃO

Vários estudos demonstraram a importância das frentes térmicas oceânicas na modulação da camada limite atmosférica marinha (CLAM), nas regiões onde estas frentes se localizam. Dentre as características relevantes encontradas nestes estudos observa-se uma correlação positiva entre variáveis como, a temperatura superficial do mar (TSM), a estabilidade da CLAM, a intensidade do vento em superfície e os fluxos de troca de propriedades entre o oceano e a atmosfera (WALLACE et al., 1989; HASHIZUME et al., 2002; PEZZI et al., 2005).

Dentre as principais áreas estudadas, com foco na relação entre intensas frentes térmicas oceânicas e a CLAM, estão a frente equatorial no Pacífico Oriental (WALLACE et al., 1989; HAYES et al., 1989; CHELTON et al., 2001; HASHIZUME et al., 2002; PEZZI et al., 2004; SMALL et al., 2008) e as frentes térmicas oceânicas de latitudes médias, tais como, a Corrente do Golfo (MINOBE et al., 2008), Kuroshio (XU et al., 2010; TANIMOTO et al., 2011) e a Corrente de Retorno das Agulhas (O'NEILL et al., 2010).

Na região sudoeste do Atlântico Sul observa-se a frente oceânica formada na região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) pelo encontro das águas mais quentes da Corrente do Brasil (CB) com às águas mais frias da Corrente das Malvinas (CM) (PETERSON; STRAMMA, 1991). Devido à localização geográfica, essa região é frequentemente afetada por intensos ciclones extra-tropicais e sistemas atmosféricos característicos do sul do Brasil e área oceânica adjacente, que devido a advecção térmica imposta, influenciam na estabilidade e desenvolvimento da CLAM local (PEZZI et al., 2009; ACEVEDO et al., 2010; CAMARGO et al., 2013).

Com a finalidade de obter observações meteorológicas e oceanográficas simultâneas, para o estudo dos processos de acoplamento entre o oceano e a atmosfera na região da CBM, experimentos de campo tem sido desenvolvidos anualmente nos meses de outubro e novembro desde 2004. A coleta de dados *in situ* realiza-se utilizando navios da Marinha do Brasil que atendem a logística do Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR). Dentro do PROANTAR existe o Projeto nomeado Interação Oceano-Atmosfera na Região da Confluência Brasil-Malvinas (INTERCONF), desenvolvido por pesquisadores do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), que visa a obtenção de medidas *in situ* da CLAM e da Camada Limite Oceânica (CLO) para estudar processos de interação oceano-atmosfera na CBM.

As referidas medidas *in situ* na região da CBM são importantes para o estudo da turbulência e estabilidade na CLAM, no entanto, as amostragem realizadas abrangem

uma região limitada de estudo com medidas pontais, fazendo necessária a utilização da modelagem numérica para uma melhor compreensão e análise mais detalhada dos processos de interação oceano-atmosfera nesta região. Dentro do campo da modelagem numérica, modelos acoplados tem sido desenvolvidos para o estudo, por exemplo, das interações entre ciclones tropicais e extra-tropicais com o oceano (BENDER; GINIS, 2000; SUTIL, 2016) e a dinâmica presente em estuários e regiões costeiras (WARNER et al., 2008). O acoplamento de modelos é um método que aumenta a complexidade da modelagem permitindo que efeitos de processos de maior escala influenciem diretamente a resposta em escalas menores (WARNER et al., 2010).

Entre os estudos de sensibilidades de modelos acoplados, através da troca de campos de variáveis prognosticadas, encontra-se o realizado por Warner et al. (2010). Neste estudo, mediante a simulação do furacão Isabel, acontecido no Atlântico norte em setembro de 2003, verificou-se que o acoplamento do oceano com a atmosfera resultou em uma diminuição do cisalhamento do vento na camada limite atmosférica. Por outro lado, Pullen et al. (2018) apresentam uma comparação entre um modelo atmosférico e um modelo acoplado oceano-atmosfera, utilizando como caso de estudo o ciclone Catarina, ocorrido no ano de 2004 no sudoeste do Atlântico Sul. Neste último trabalho, além da comparação de experimentos com um modelo acoplado oceano-atmosfera, foram comparados experimentos com alta (20 km) e com altíssima resolução (6 km) horizontal. Nesta comparação observou-se que a descrição da trajetória do sistema ciclônico foi melhor representada pelo modelo acoplado. Segundo os autores, esta melhoria está provavelmente associada a uma melhor solução dos fluxos de calor em superfície, tanto pela maior resolução horizontal, quanto pelo acoplamento ativo do oceano com a atmosfera.

A região sudoeste do oceano Atlântico Sul exerce um papel de grande importância no tempo e clima do Brasil e demais países Sul-Americanos, por isso, estudos que aumentem o conhecimento sobre os processos atmosféricos-oceânicos, desta região, são importantes para melhorias nas previsões numéricas (PEZZI; SOUZA, 2009). Nesta região realizou-se diversos estudos que abordaram os mecanismos de estabilidade da CLAM, baseados na análise de dados medidos *in situ* (PEZZI et al., 2005; PEZZI et al., 2009; ACEVEDO et al., 2010; PEZZI et al., 2016) e modelagem numérica (CAMARGO et al., 2013; MÜNCHOW et al., 2013; MOURA, 2017).

Este trabalho visa ampliar os conhecimentos dos processos atmosféricos-oceânicos que atuam na região sudoeste do Atlântico Sul, por meio de um sistema de modelagem numérica acoplado regional com altíssima resolução espacial (6 km na at-

mosfera, 9 km no oceano) e também através de dados medidos *in situ* durante a Operação Antártica XXXIII (OP33). Deste modo, o objetivo geral do trabalho é estudar os mecanismos dinâmicos e termodinâmicos, na interface oceano-atmosfera, responsáveis pela estabilidade da CLAM na região sudoeste do Atlântico Sul. Para atingir este objetivo geral os seguintes objetivos específicos foram definidos:

- Identificar e analisar os sistemas atmosféricos sinóticos que influenciaram a região durante o período de estudo.
- Configurar e integrar o sistema de modelagem numérica acoplado regional COAWST, assim como, verificar o desempenho do modelo considerando dados medidos *in situ*, durante a Operação Antártica XXXII, e dados de satélite.
- Estudar a estabilidade e desenvolvimento da CLAM sob diferentes padrões de advecção de temperatura.
- Avaliar a existência dos mecanismos de mistura vertical e ajuste hidrostático.
- Analisar os termos das equações horizontais de *momentum* em superfície.

Uma descrição dos tópicos abordados neste documento é apresentada a seguir:

Capítulo 2: apresenta a fundamentação teórica, mostrando as principais características sinóticas atmosféricas encontradas na região de estudo, assim como, a circulação superficial oceânica existente no oceano Atlântico Sul. Além disso, são abordados os principais conceitos e estudos a serem utilizados na análise da CLAM.

Capítulo 3: descreve os dados utilizados, o sistema de modelagem numérica acoplado COAWST e a metodologia empregada na análise dos resultados.

Capítulo 4: discute e analisa os resultados obtidos na verificação do desempenho do modelo COAWST.

Capítulo 5: apresenta as análises da resposta da CLAM sob diferentes processos advectivos impostos pelas condições sinóticas atuantes, abordando três estudos de casos.

Capítulo 6: verifica a existência do mecanismo de ajuste hidrostático, assim como, avalia os termos das equações horizontais de *momentum* em superfície.

Capítulo 7: apresenta as conclusões do estudo e propõe recomendações futuras a fim de dar continuidade ao trabalho.

No final do documento são apresentadas as referências bibliográficas empregadas e o Apêndice A, que reúne imagens de apoio aos resultados mostrados no Capítulo 6.

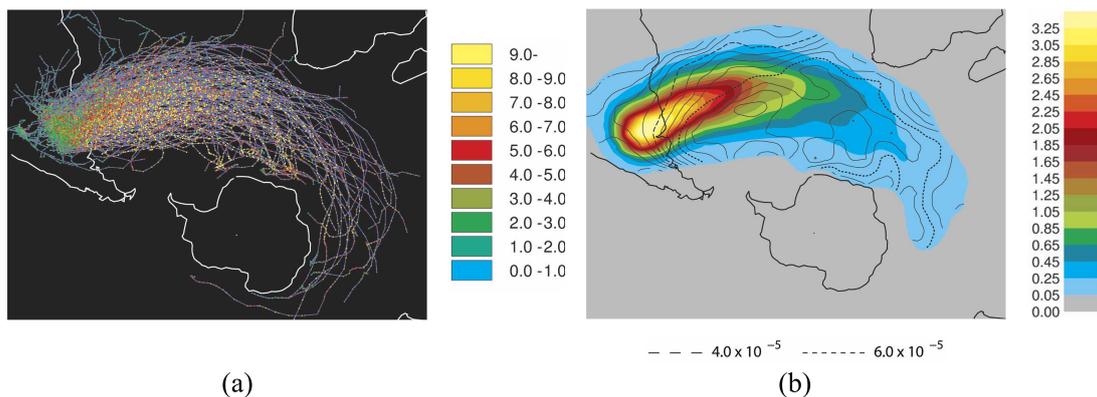
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste capítulo se apresentam as principais características sinóticas encontradas na região sudoeste do Atlântico Sul, assim como, uma descrição das correntes superficiais oceânicas presentes nesta região. Além disso, são apresentados os principais conceitos utilizados no estudo da CLAM e descritos os mecanismos de modulação desta camada em regiões de forte gradiente térmico oceânico.

2.1 Características sinóticas na região sudoeste do Atlântico Sul.

A região sudoeste do Atlântico Sul é frequentemente influenciada por intensos ciclones extra-tropicais e também por outros sistemas atmosféricos que afetam a dinâmica e termodinâmica da região. Hoskins e Hodges (2005) mostram duas áreas de forte ciclogênese próximas as latitudes de 30°S e 45°S, sobre o continente sul americano. Os autores sugerem que essas regiões estão associadas principalmente à ciclogênese gerada no declive da cordilheira dos Andes, indicando que o jato de baixos níveis no lado oriental da cordilheira é importante para fornecer a umidade que contribui no processo de desenvolvimento dos ciclones gerados na região. Na Figura 2.1, pode ser observado como intensos sistemas ciclônicos, estudados pelos autores, afetam frequentemente a região sudoeste do Atlântico Sul.

Figura 2.1 - Em (a) a trajetória dos ciclones originários da região de ciclogênese próxima a 30°S, os pontos coloridos indicam a intensidade dos sistemas a cada 6 horas em unidades de vorticidade ($10^{-5}.s^{-1}$). Em (b) a densidade das trajetórias em cores, intensidade média em linhas de contornos ($0.5 \times (10^{-5}.s^{-1})$).



Fonte: Hoskins e Hodges (2005)

Segundo Reboita et al. (2010), a região formada pelo sul do Brasil, sul do Paraguai e Uruguai apresenta um regime de precipitação bem distribuído ao longo do ano,

devido a fatores locais e regionais, bem como, diversos sistemas sinóticos atmosféricos que influenciam a região continental e a região oceânica adjacente. Entre os sistemas sinóticos atmosféricos que influenciam na área os autores citam: sistemas frontais que se deslocam do Pacífico; ciclones e frentes frias que se desenvolvem na própria região devido à presença de vórtices ciclônicos ou cavados em altos níveis vindos do Pacífico, e também devido às condições frontogenéticas e/ou ciclogenéticas originadas na região, assim como, complexos convectivos de mesoescala (CCM) e bloqueios atmosféricos.

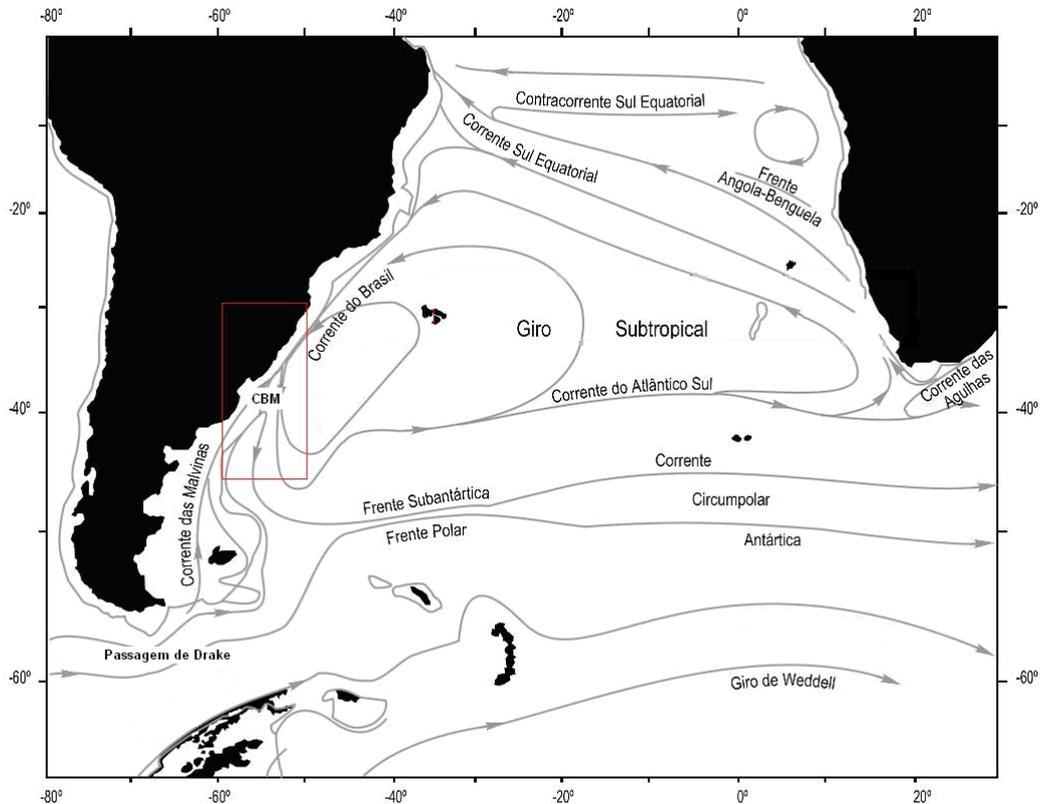
Além disso, a região sudoeste do Atlântico Sul também é influenciada pela Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), caracterizada por ser um sistema de altas pressões semipermanente localizada no oceano, próximo a latitude de 30°S . A ASAS apresenta um deslocamento sazonal ao longo do ano. No verão, o sistema sendo menos intenso, encontra-se mais ao sul e a leste, porém, no inverno, seu centro desloca-se para norte e oeste (WALLACE; HOBBS, 2006). Outros sistemas de altas pressões que influenciam a região são os anticiclones transientes pós-frontais que transportam ar frio. Esses sistemas deslocam-se do sudoeste para o nordeste sobre o continente sul americano e o oceano Atlântico adjacente, seguindo o padrão de advecção fria e tendência positiva de pressão associados ao ambiente pós-frontal (BLUESTEIN, 1992).

2.2 Correntes superficiais do oceano Atlântico.

Na Figura 2.2 mostra-se uma representação esquemática das correntes superficiais geostróficas e frentes oceânicas presentes no oceano Atlântico Sul. Como pode ser constatado na Figura 2.2, a circulação superficial geostrófica existente caracteriza-se pela presença de um giro anticiclônico fechado, conhecido como Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSTAS). O GSTAS é condicionado e mantido pela ação dos ventos em superfície que respondem ao sistema atmosférico semipermanente ASAS, assim como, pela circulação geostrófica. A corrente zonal norte do giro é nomeada como Corrente Sul Equatorial, fluindo de leste para oeste e aproximando-se ao continente sul americano em torno da latitude 10°S . A Corrente Sul Equatorial bifurca-se em dois ramos ao aproximar-se da costa brasileira, um ramo fluindo para o norte e conhecido como Corrente Norte do Brasil, enquanto que o outro flui para o sul, Corrente do Brasil (CB). Próximo da latitude 38°S a CB encontra-se com a Corrente das Malvinas (CM), derivada da Corrente Circumpolar Antártica. A região de encontro entre a CB e a CM é conhecida como, região de Confluência Brasil-Malvinas (CBM). Importante destacar também, na região sudoeste do Atlântico

Sul a presença da Frente Subantártica, representada do mesmo modo na Figura 2.2 (PETERSON; STRAMMA, 1991).

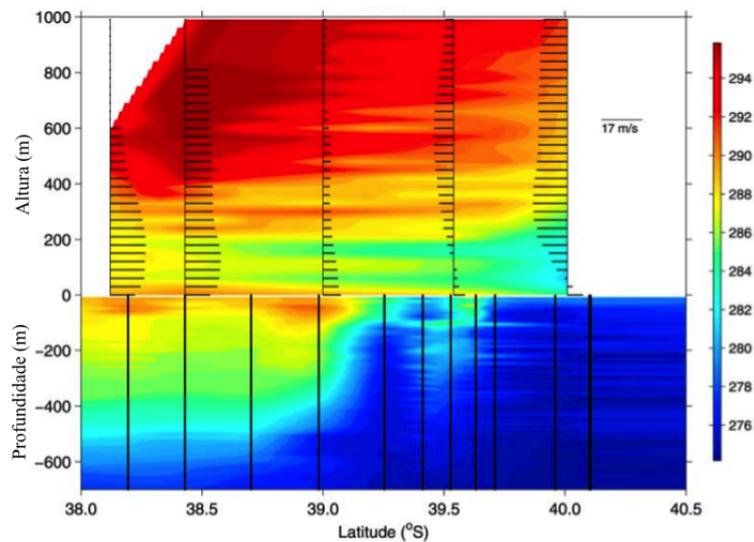
Figura 2.2 - Representação esquemática das correntes superficiais geostróficas e frentes oceânicas no Oceano Atlântico Sul.



Fonte: Adaptada de Peterson e Stramma (1991)

Na região da CBM, Pezzi et al. (2009) mostram o forte gradiente térmico horizontal e vertical existente na região (Figura 2.3). Este gradiente é resultante do encontro das águas mais quentes e salinas da CB com as águas mais frias e menos salinas, de origem subantártica, transportadas pela CM (PETERSON; STRAMMA, 1991). A frente oceânica da CBM apresenta deslocamento sazonal, encontrando-se em maiores latitudes no verão e deslocando-se ao norte no inverno. A principal fonte dessa variabilidade segundo Garzoli e Giulivi (1994) é a ação dos ventos locais, os quais, se encontram influenciados pelo ciclo sazonal de deslocamento da ASAS, ocasionado pela distribuição anual da radiação solar.

Figura 2.3 - Perfis de temperatura (K) da atmosfera e o oceano tomados simultaneamente por radiossondas e XBTs durante a Operação Antártica XXIII (OP23).



Fonte: Pezzi et al. (2009)

2.3 Camada Limite Atmosférica Marinha

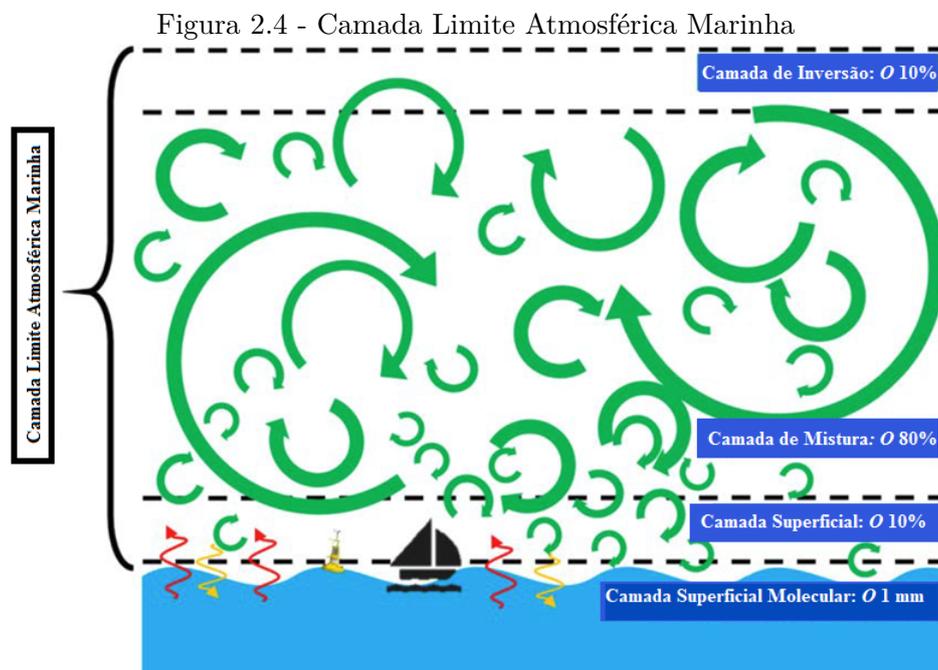
A Camada Limite Atmosférica (CLA) foi definida por Stull (1988) como a parte da troposfera que é diretamente influenciada pela superfície terrestre. Sendo a troposfera dividida em duas partes, a CLA e a atmosfera livre, que se encontra logo acima da CLA (STULL, 2015). De forma geral, a CLA é mais rasa em regiões de alta pressão onde a subsidência e a divergência horizontal de baixos níveis faz com que o ar se desloque para regiões com menores pressões atmosféricas (STULL, 1988).

Esta camada é caracterizada por processos de turbulência térmica e mecânica, que são controlados pelas interações com a superfície terrestre e a atmosfera livre. Em condições de céu claro, a CLA apresenta um ciclo diurno de temperatura, umidade e vento relacionados com o ciclo diário de aquecimento radiativo, ocasionando por sua vez, um ciclo nos fluxos de calor sensível e latente entre a superfície terrestre e a camada de ar mais próxima (STULL, 2015).

Sobre o continente, a CLA apresenta um desenvolvimento bem definido que evolui também com o ciclo diurno. Porém, nos oceanos o desenvolvimento da camada limite atmosférica marinha (CLAM) ocorre de modo diferente, pelo fato da água ter uma maior capacidade calorífica, absorvendo grandes quantidades de radiação solar com uma insignificante mudança de temperatura. Conseqüentemente, ocorre uma menor

e mais lenta influencia das águas oceânicas na parte inferior da CLAM. A maioria das mudanças na CLAM são causadas por processos da escala sinótica e da mesoescala, juntamente com a advecção de diferentes massas de ar sobre a superfície do mar (STULL, 1988).

Na Figura 2.4 mostra-se a estrutura da CLAM. Sendo a Camada Superficial Molecular a camada mais fina e que se encontra em contacto direto com a superfície do oceano. A Camada Superficial turbulenta, representando aproximadamente 10% da CLAM. A Camada de Mistura em ordem de 80% da CLAM e a Camada de Inversão (10%), caracterizada pela inversão dos gradientes e a inibição da mistura (MARION, 2014).



Fonte: Marion (2014)

A estabilidade na CLAM pode ser identificada como estável, neutra ou instável, por meio de um perfil vertical de temperatura potencial virtual (θ_v), em que:

Camada estável; temperatura aumentando com a altura: $\frac{\Delta\theta_v}{\Delta Z} > 0$

Camada neutra; temperatura constante com a altura: $\frac{\Delta\theta_v}{\Delta Z} = 0$

Camada instável; temperatura diminuindo com a altura: $\frac{\Delta\theta_v}{\Delta Z} < 0$

A θ_v é definida como a temperatura que uma parcela de ar teria se fosse expandida/comprimida adiabaticamente seca até a pressão de 1000 hPa.

Do mesmo modo, um parâmetro alternativo para conhecer a estabilidade da CLAM é calcular a diferença existente entre a temperatura superficial do mar (TSM) e a temperatura do ar (Tar) na interface próxima à superfície (TSM-Tar), assim, quando $TSM > Tar$ a CLAM é instável e quando $TSM < Tar$ a CLAM é estável (TOKINAGA et al., 2005; PEZZI et al., 2005; PEZZI et al., 2009; CAMARGO et al., 2013; PEZZI et al., 2016).

Os processos de interação entre o oceano e a atmosfera são comumente estudados mediante os fluxos de calor sensível e latente. No item 2.4 se mostra a importância destes fluxos e como eles modificam a estabilidade e desenvolvimento da CLAM. De forma geral, a teoria expõe que, em situações onde os fluxos de calor se direcionam em sentido oceano-atmosfera, um ganho de calor e umidade por parte da atmosfera é obtido, porém, uma situação oposta é encontrada quando o fluxo se direciona em sentido atmosfera-oceano. Isto pode ser verificado de forma simples nas equações 2.1 e 2.2, pertencentes à formulação da aproximação de bulk (FAIRALL et al., 1996).

$$Q_s = \rho c_p C_h U (TSM - \theta_a) \quad (2.1)$$

$$Q_l = \rho L_e C_e U (q_s - q_a) \quad (2.2)$$

Onde, (Q_s) é o fluxo de calor sensível e (Q_l) o fluxo de calor latente. C_h e C_e são os coeficientes de transferência de calor sensível e calor latente respectivamente; θ_a é a temperatura potencial e q_a a umidade específica do ar, medidos a uma altura de referência atmosférica z_r . U é o valor médio da velocidade do vento relativo à superfície do mar para z_r . TSM e q_s são a temperatura da superfície do mar e a umidade específica no nível do mar, respectivamente. ρ é a densidade do ar, c_p o calor específico e L_e o calor latente de vaporização (FAIRALL et al., 1996).

Além da aproximação de bulk, outra teoria utilizada para conhecer o comportamento dos fluxos superficiais foi proposta por Monin e Obukhov (1954), teoria conhecido como, teoria de similaridade de Monin-Obukhov. A teoria da similaridade tem como

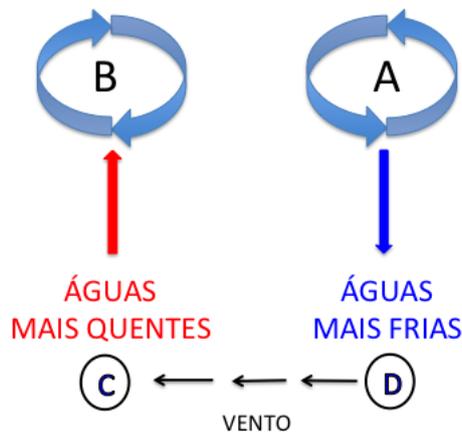
propósito descrever as variáveis estatísticas turbulentas na CLA, onde os fluxos verticais são considerados constantes com a altura. Esta teoria combina a turbulência mecânica com a convectiva. Dentro da modelagem numérica esta teoria tem sido utilizada na elaboração de diversas parametrizações de camada limite superficial como a desenvolvida por Janić (2001).

A altura da CLAM pode ser determinada por meio de perfis verticais de θ_v e umidade específica (q). Perfis típicos destas variáveis mostram no momento em que é alcançado o topo da CLAM uma mudança abrupta, observando-se um aumento da θ_v e uma diminuição da q (STULL, 1988). Dentro da formulação matemática dos modelos atmosféricos, a altura da CLAM, define-se de acordo com o tipo de parametrização de camada limite planetária (CLP) escolhido na configuração numérica. Banks et al. (2016) apresentam um estudo de sensibilidade de esquemas de parametrizações de CLP utilizadas no modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF), com base em observações meteorológicas de superfície, lidar e radiossonagens. No estudo são apresentadas oito das parametrizações de CLP utilizadas dentro do modelo WRF, assim como, as condições existentes nessas parametrizações para o cálculo da altura da CLA. Concluindo-se pelos autores que dos esquemas de parametrização analisados, aqueles que melhor representaram a altura da CLA foram Mellor-Yamada Nakanishi and Niino L2.5 (MYNN2) e Asymmetric Convective Model (ACM2), apresentando a maior correspondência com relação aos valores médios observados durante o período de estudo.

2.4 Mecanismos de modulação da CLAM em regiões de forte gradiente térmico oceânico.

Os dois principais mecanismos físicos que descrevem a influência da superfície oceânica para com a CLAM são, o mecanismo de ajuste hidrostático (LINDZEN; NIGAM, 1987) e o mecanismo de mistura vertical (WALLACE et al., 1989). O mecanismo de ajuste hidrostático proposto por Lindzen e Nigam (1987) indica que, variações na TSM induzem a variações da temperatura do ar na CLAM, criando um gradiente de pressão hidrostático que atua para modular os ventos em superfície. Assim, baixas pressões podem ser encontradas sobre águas mais quentes e altas pressões sobre águas mais frias, obtendo-se conseqüentemente, um deslocamento dos ventos em superfície para as regiões onde os valores de pressão são menores e a TSM é maior (Figura 2.5).

Figura 2.5 - Representação esquemática do mecanismo de ajuste hidrostático proposto por Lindzen e Nigam (1987). Na figura representa-se a respectiva diminuição e aumento da pressão sobre águas mais quentes e águas mais frias quando a atuação do mecanismo de ajuste hidrostático é observado. O deslocamento do vento em superfície das regiões onde observa-se um aumento da pressão para as regiões onde uma diminuição da pressão é verificada encontra-se também representado na figura.

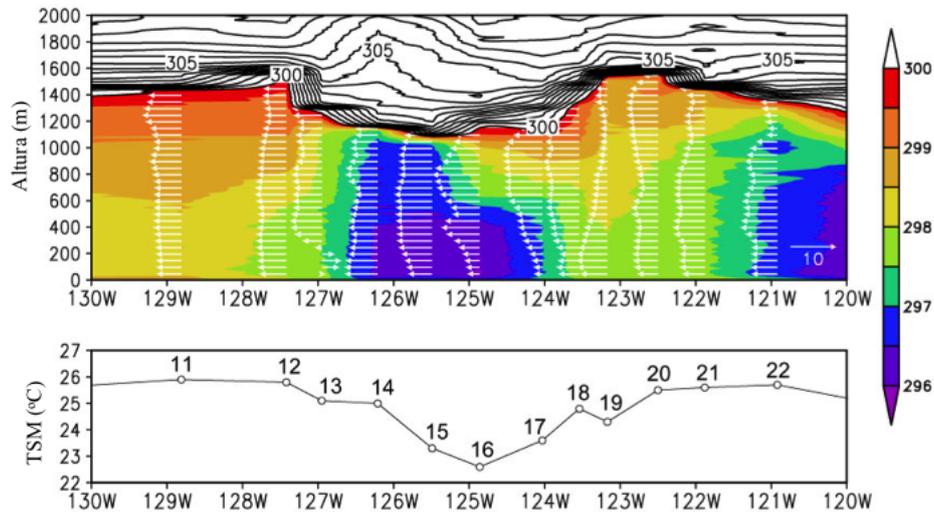


Fonte: Seo (2013)

Segundo Wallace et al. (1989), o mecanismo de mistura vertical sugere que o incremento dos fluxos de calor na direção oceano-atmosfera sobre águas quentes aumenta a flutuabilidade do ar e a turbulência na camada, aprofundando a CLAM e reduzindo o cisalhamento do vento na vertical. Esses processos induzem mudanças na estabilidade estática, gerando fortes ventos na superfície. Porém, sobre águas frias uma situação oposta é encontrada (Figura 2.6).

A relação dos ventos para com os mecanismos de modulação foi estudada por Spall (2007). O estudo foi baseado em experimentos numéricos idealizados, utilizando o acoplamento do modelo atmosférico *Naval Research Laboratory Coupled Ocean-Atmosphere Mesoscale Prediction System* (COAMPS) e o modelo oceânico *Regional Ocean Modeling System* (ROMS), para uma configuração de duas dimensões. Os resultados alcançados pelos autores evidenciam que, para frentes oceânicas que se encontram em baixas latitudes e influenciadas por ventos fracos transversais à frente, os mecanismos de estabilidade estática e ajuste hidrostático prevalecem. Porém, para frentes em latitudes médias e ventos fortes o acoplamento entre o oceano e a atmosfera ocorre devido a mudanças na mistura turbulenta e o desequilíbrio da força de Coriolis.

Figura 2.6 - Exemplo da atuação do mecanismo de mistura vertical proposto por Wallace et al. (1989). Na figura pode ser observada uma CLAM mais rasa, assim como, um aumento do cisalhamento do vento na vertical sobre às águas mais frias observadas entre 123^oW e 127^oW.



Fonte: Hashizume et al. (2002)

Por outro lado, Small et al. (2008) mostram que a relação entre os ventos em superfície e os mecanismos de mistura vertical e ajuste hidrostático dependerá da velocidade do vento, comprimento da frente de TSM e da latitude.

Outro estudo, neste caso realizando uma simulação tridimensional realista, foi apresentado por O'Neill et al. (2010), usando o modelo de mesoescala WRF. O objetivo deste trabalho foi estudar a resposta da CLAM às perturbações de TSM sobre a Corrente de Retorno das Agulhas. Conclusões dos experimentos numéricos, destes autores, mostram uma aceleração do fluxo próximo da superfície em direção às águas quentes, girando para a esquerda e uma desaceleração do fluxo próximo da superfície em direção às águas frias, girando para o lado direito.

Shimada e Minobe (2011) sugerem, baseados nos resultados alcançados no seu estudo e conclusões apresentadas por Spall (2007), que em situações onde a direção do vento é paralela (perpendicular) a uma frente de TSM, o mecanismo de ajuste hidrostático desempenha um papel maior (menor).

Semelhante à configuração bidimensional utilizada por Spall (2007) e mediante o uso do modelo WRF, Kilpatrick et al. (2014) realizaram um estudo de casos para fortes ventos transversais a uma frente oceânica. Corroborando pesquisas anteriores que sugerem a forte influência da advecção de temperatura na CLAM nestes casos

em que o vento cruza transversalmente a frente. A análise apresentada pelos autores descrevem duas situações, quando o vento vai da região mais fria para a região mais quente da frente térmica oceânica e quanto a situação é inversa, de quente para fria. Os autores mostram que a resposta da CLAM diretamente acima da frente de TSM distingue-se pelo ajuste entre a advecção e a divergência da tensão turbulenta. Esses processos relacionam-se com o mecanismo de mistura vertical descritos por Wallace et al. (1989), entretanto, estão em desacordo com o estudo de Spall (2007), que argumenta a importância dos termos de Coriolis na redistribuição de *momentum*, entre os ventos zonais e meridionais.

No referido estudo, para o caso de deslocamento no sentido frio a quente, o vento integrado na profundidade da CLAM é retardado devido ao arrasto aumentado pela tensão superficial, resultando em uma convergência no topo da CLAM. Enquanto que, no caso de deslocamento quente a frio, o vento integrado na profundidade da CLAM é efetivamente acelerado a medida que o arrasto pela tensão superficial é diminuído, resultando em uma divergência e descida na parte superior da CLAM. Para os fortes ventos transversais, considerados pelos autores, a convergência integrada à profundidade da CLAM acima da frente de TSM é de sinal oposto da convergência do vento em superfície, questionando o pressuposto de camada de mistura em que, a convergência integrada à profundidade corresponde-se com a convergência do vento em superfície.

No estudo de Kilpatrick et al. (2014), os autores focam que as mudanças na CLAM ocorrem pela divergência de tensão turbulenta e a tensão superficial. No entanto, afirmam que estudos de modelagem mais realistas em regiões de latitudes médias, como o de O'Neill et al. (2010), mostraram que o gradiente de pressão pode ser comparável ou mesmo dominar a tensão turbulenta.

A correlação positiva entre a TSM, a velocidade do vento em superfície e a estabilidade da CLAM na região da CBM, foi descrita pela primeira vez por Tokinaga et al. (2005). O estudo foi realizado usando medições por satélites e construindo um conjunto de dados meteorológicos de superfície baseados em relatórios de navios históricos. Os autores corroboram o mecanismo de Wallace et al. (1989) na região, propondo uma análise detalhada dos padrões climatológicos de interação oceano-atmosfera.

Na região da CBM as primeiras pesquisas a utilizar dados do projeto INTERCONF para estudar a CLAM local, foram as de Pezzi et al. (2005) e Pezzi et al. (2009). Os autores apresentaram uma descrição da CLAM e a CLO, mostrando a forte corre-

lação entre esses dois sistemas e o campo de TSM. Pezzi et al. (2005) estudaram a estabilidade e desenvolvimento da CLAM utilizando dados *in situ*, obtidos na Operação Antártica XXIII (OP23), desenvolvida em novembro de 2004. No trabalho citado, os autores argumentam a existência de uma CLAM mais instável, profunda e com menor cisalhamento do vento na vertical sobre as águas quentes da CB, que a observada sobre as águas frias da CM, onde a camada é mais estável e rasa, podendo-se verificar um aumento do cisalhamento do vento na vertical e conseqüentemente uma diminuição do vento em superfície. Resultados que corroboram o mecanismo de mistura vertical descrito por Tokinaga et al. (2005). Porém, Pezzi et al. (2009) verificam que, o desenvolvimento da CLAM nem sempre apresentava o comportamento descrito anteriormente, isto, relacionado com a influência que as condições sinóticas atmosféricas atuantes na área exercem sobre a CLAM, devido ao padrão de advecção de temperatura estabelecido.

Valores semelhantes aos encontrados por Tokinaga et al. (2005) para a magnitude dos fluxos de calor sensível e latente, foram obtidos por Pezzi et al. (2005) e Pezzi et al. (2009). A soma destes fluxos apresentaram valores máximos na região quente próxima a frente oceânica, associada com as maiores diferenças entre a temperatura do oceano e a temperatura do ar e onde as velocidades do vento são maiores, características estas de regiões com uma CLAM mais instável. Uma diferença do estudo de Pezzi et al. (2005) com respeito às conclusões apresentadas por Tokinaga et al. (2005) reside no fato, de que os autores mostram que a componente meridional do estresse do vento é mais intensa na região da CB, diminuindo sobre as águas frias, resultado da redução da intensidade do vento em superfície.

No estudo de Pezzi et al. (2005), perfis de temperatura amostrados simultaneamente no oceano e na atmosfera, juntamente com componentes meridionais do vento superpostas, mostram como a estabilidade estática é reduzida sobre águas quentes com um conseqüente aumento da velocidade dos ventos em superfície, devido ao ajuste do cisalhamento vertical. Entretanto em águas frias o cisalhamento é aumentado. Os perfis de temperaturas mostram, por sua vez, um forte gradiente vertical na atmosfera acima da frente oceânica, onde um intenso gradiente da temperatura do mar na CLO é observado (Figura 2.3).

Dados coletados em quatro operações antárticas, entre os anos de 2004 e 2007, foram analisados por Pezzi et al. (2009). Com base nos dados coletados, a frente de TSM foi localizada entre 39°S e 40°S e entre 53°O e 54°O. A TSM máxima na região da CB foi de aproximadamente 20°C diminuindo até 5°C na CM, com gradientes médios

horizontais na superfície e subsuperfície oceânica de $0,03^{\circ}\text{C}/\text{m}$. Na CLO, até os 400 m de profundidade, o gradiente vertical atingiu os $0,08^{\circ}\text{C}/\text{m}$. Das radiossondagens realizadas durante as operações, as lançadas na região da CB, mostram uma CLAM convectiva, profunda e com uma umidade bem misturada. Porém, sobre a região da CM, são observados perfis mais estáveis com uma significativa redução da umidade, uma estratificação mais forte e maior cisalhamento vertical do vento (Pezzi et al. (2005), Pezzi et al. (2009)).

Como foi mencionado com anterioridade, Pezzi et al. (2009) descrevem diferentes condições sinóticas atmosféricas ocorridas durante as expedições, levando assim, a distintos padrões de advecção de temperatura, relativos ao posicionamento da frente oceânica encontrada na CBM. No caso de advecção quente, quando o vento sopra do norte da CBM e advecção fria, quando o vento sopra do sul da CBM. Como consequência dessas diferenças na advecção, pode-se citar duas situações distintas analisadas, a primeira, quando ventos de norte causaram uma perturbação de pressão negativa em uma região de camada limite estável e menos profunda no lado frio, fazendo com que o fluxo de calor sensível seja direcionado da atmosfera para o oceano, enquanto que, na região quente, a camada limite sofreu uma perturbação de pressão positiva tornando-se mais profunda. E o segundo caso, quando uma influência de advecção fria é encontrada e o padrão de perturbação da pressão vai ser oposto ao mencionado, negativo na região quente e positivo na região fria.

Seguindo o proposto por Lindzen e Nigam (1987), valores relativamente baixos de pressão no nível do mar (PNMM) são encontrados sobre regiões de águas mais quentes e altos valores em regiões de águas mais frias. Porém, o contrário acontece em duas das expedições analisadas por Pezzi et al. (2009), onde os maiores valores de PNMM são encontrados no lado quente da frente. Isso, condicionado pela situação sinótica atmosférica existente na região durante os períodos de embarque e os padrões de advecção de temperatura presentes.

Acevedo et al. (2010) apresentaram uma classificação da advecção de temperatura, levando em conta o ciclo sinótico da passagem de sistemas frontais e ciclones extratropicais sobre a região da CBM. Essa classificação considera a existência de 5 estágios resultando em, uma advecção quente nos dois dias antes da chegada do sistema frontal e uma advecção fria no dia da influência do sistema e nos dois dias depois de sua passagem. No entanto, Camargo et al. (2013) diferem da classificação proposta por Acevedo et al. (2010), já que os autores argumentam que essa classificação não considera a estrutura local do padrão de temperatura do ar influenciada

pela CBM.

O primeiro estudo numérico realizado na região foi desenvolvido por [Camargo et al. \(2013\)](#), com o objetivo analisar os mecanismos físicos de instabilidade na CLAM. Na pesquisa, os autores basearam-se em dados coletados *in situ* para cinco cruzeiros realizados entre os anos de 2004 e 2008, e experimentos numéricos utilizando o modelo atmosférico regional de mesoescala *Brazilian Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS). Os experimentos numéricos foram agrupados em dois, o primeiro usando uma climatologia mensal da TSM e o segundo, no qual os dados da TSM eram atualizados diariamente e dados de superfície e radiossondas foram assimilados pelo modelo. No estudo, a fim de conhecer a predominância de alguns dos mecanismos físicos de instabilidade, os autores analisaram os dois experimentos numéricos, o parâmetro de estabilidade (TSM-Tar) e os termos da equação de *momentum*.

Os resultados obtidos por [Camargo et al. \(2013\)](#) mostraram fortes ventos tanto no lado quente como na região frontal. A classificação da advecção térmica realizada pelos autores, como foi mencionado, não apresentou uma correspondência integral com o estudo realizado por [Acevedo et al. \(2010\)](#), evidenciando uma clara interação entre as escalas sinótica e regional. Além disso, [Camargo et al. \(2013\)](#) argumentam que a advecção de temperatura na região é fortemente influenciada pela componente zonal do vento devido a orientação meridional da frente oceânica, assim como, pela orientação relativa do sistema frontal para com ela.

[Camargo et al. \(2013\)](#), com base nos dados coletados e a análise realizada, observaram na região fria, um maior gradiente de temperatura potencial, com um maior cisalhamento do vento, corroborando com o estudo de [Pezzi et al. \(2009\)](#). Médias de 24 horas para os campos de diferença de TSM e vorticidade do vento em superfície mostraram uma curvatura ciclônica em águas mais quentes para três das operações analisadas e uma curvatura anticiclônica em águas mais frias, para uma operação. Os autores afirmam que esses padrões não são absolutamente claros mas apoiam a existência do mecanismo de [Wallace et al. \(1989\)](#). Para avaliar o mecanismo de ajuste hidrostático foi considerada a divergência do vento e o laplaciano da PNMM, de forma geral, uma convergência mais acentuada foi observada sobre águas mais quentes, porém, nas águas mais frias é evidente uma maior divergência. Como no caso do mecanismo anterior, esses padrões não são absolutamente claros mas sugerem a existência do mecanismo de [Lindzen e Nigam \(1987\)](#). As afirmações feitas evidenciam que ambos os mecanismos podem ocorrer, mesmo simultaneamente, a predominância de um para com o outro vai depender do gradiente de TSM e a

intensidade do sistema sinótico (CAMARGO et al., 2013).

No estudo apresentado por Camargo et al. (2013), os autores afirmam que a análise dos termos das equações de *momentum* acrescentam poucas evidências específicas para esclarecer a dominância dos mecanismos de modulação e sugerem a relevância de outros efeitos, como a ideia baseada na força de Coriolis desequilibrada e efeitos de turbulência. A advecção vertical foi insignificante nas expedições analisadas, principalmente sobre às águas mais frias. Devido à diferença no campo de pressão dos experimentos numéricos realizados, as mudanças mais acentuadas foram quase sempre mais relevantes no gradiente de pressão e na flutuação, do que em Coriolis e no termo de advecção. Para a componente transversal com respeito à frente oceânica, em duas das operações foi observado um aumento na velocidade do vento girando para a esquerda, quando o vento era direcionado da região fria para a quente, fato que corrobora a ideia apresentada por Spall (2007) e O'Neill et al. (2010).

Outro estudo realizado na região sudoeste do Atlântico Sul é o efetuado por Pezzi et al. (2016) na Plataforma Continental do Sul do Brasil (PCSB), onde se localiza durante o inverno, a frente oceânica formada pelo encontro entre a CB e a Corrente Costeira do Brasil (CCB). No estudo, Pezzi et al. (2016) analisam pela primeira vez a resposta da CLAM à influência desta frente. A análise é realizada mediante dados *in situ* coletados durante cinco expedições oceanográficas, desenvolvidas na área durante o inverno de 2012.

Conclusões alcançadas pelos autores demonstram que, embora o gradiente térmico seja mais fraco que o existente na região da CBM, este é suficientemente significativo para modular a CLAM local, mostrando a coexistência de ambos os mecanismos de modulação, mistura vertical e ajuste hidrostático. No estudo, o cálculo dos fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera foram determinados pelo método de Covariância de Eddy e comparados com os obtidos pelo esquema de parametrização de bulk. Apesar dos autores não procurarem os fenômenos físicos responsáveis, os resultados mostraram diferenças entre os valores calculados, especialmente no caso do fluxo de calor latente quando é comparado com o método de Covariância de Eddy. O comportamento dos fluxos mostram a dependência deles em relação a TSM local e como os mesmos são afetados pelas condições sinóticas atmosféricas.

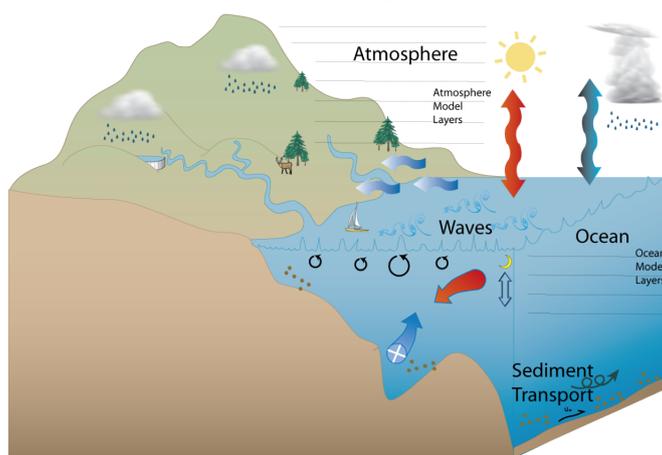
3 MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo são apresentadas as principais características do sistema de modelagem numérica COAWST, assim como do modelo atmosférico WRF e o modelo oceânico ROMS. Além disso, são descritos os dados auxiliares que foram empregados no trabalho, as características da simulação numérica realizada, bem como a metodologia utilizada na análise dos resultados encontrados.

3.1 Sistema de Modelagem Numérica COAWST

O Sistema de Modelagem *Coupled Ocean Atmosphere Wave Sediment Transport* (COAWST) (Figura 3.1) (WARNER et al., 2010), desenvolvido pelo *Woods Hole Coastal and Marine Science Center*, foi criado com o objetivo de aprimorar os conhecimentos sobre os processos atmosféricos-oceânicos, que afetam o litoral leste/sul dos Estados Unidos e como esses processos influenciam mudanças costeiras. Este modelo foi aplicado em diversas pesquisas como as de Olabarrieta et al. (2012) e Zambon et al. (2014), no estudo dos furacões Ida e Ivan que atuaram sobre o Oceano Atlântico norte. Atualmente, uma versão experimental se encontra operacional e pode ser acessado através do endereço: <https://woodshole.er.usgs.gov/project-pages/cccp/public/COAWST.htm>. No Atlântico sudoeste, Münchow et al. (2013) implementaram o modelo a fim de pesquisar o efeito do acomplamento dos modelos ROMS e WRF na camada limite planetária.

Figura 3.1 - Sistema de modelagem numérica COAWST

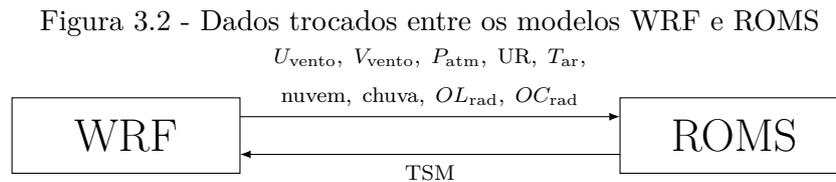


Fonte: Warner et al. (2010)

O COAWST é composto pelo modelo atmosférico *Weather Research and Forecasting*

(WRF), o modelo oceânico *Regional Ocean Modeling System* (ROMS), o modelo de onda *Simulating WAVes Nearshore* (SWAN) e o modelo de transporte de sedimentos desenvolvido como parte do *Community Sediment Transport Modeling Project*. A troca de dados entre os modelos que compõem o COAWST é feita pelo *Model Coupling Toolkit* (MCT) (WARNER et al., 2010), que é responsável pela sincronização temporal e espacial entre os modelos descritos.

No presente trabalho foi utilizada a versão 3.2 do modelo COAWST, disponibilizada em maio de 2016, sendo ativados somente o modelo atmosférico WRF e o modelo oceânico ROMS. A Figura 3.2 apresenta os dados trocados entre esses modelos, dentre eles estão: as componentes zonal e meridional do vento a 10 m (U_{vento}) e (V_{vento}); a pressão atmosférica (P_{atm}); a umidade relativa (UR); a temperatura do ar em superfície (T_{ar}); a fração de nuvem (*nuvem*); a precipitação (*chuva*); a radiação de onda longa (OL_{rad}), radiação de onda curta (OC_{rad}) e a temperatura superficial do mar (TSM) (WARNER et al., 2010).



Fonte: Adaptado de Warner et al. (2010)

3.1.1 Acoplador MCT

Os dados apresentados na Figura 3.2 são compartilhados entre os modelos WRF e ROMS através do *Model Coupling Toolkit* (MCT) (LARSON et al., 2005; JACOB et al., 2005). O MCT é um conjunto de bibliotecas, vinculadas entre si durante a compilação. Desenvolvido na linguagem Fortran 90, o MCT foi concebido para a construção de modelos acoplados em paralelo a partir de outros modelos individuais, de modo que, cada modelo componente tem sua própria grade e é executado em seu próprio conjunto de processadores. Além disso, o MCT fornece protocolos para a decomposição e alocação das grades dos modelos em diferentes processadores, para a transferência eficiente de dados entre os diferentes modelos e possui algoritmos de interpolação para os dados que são transferidos. A troca dos dados entre os modelos ocorre em um ponto de sincronização, predeterminado por intervalos definidos pelo usuário, dependendo da aplicação desejada. Se os dados compartilhados entre os

modelos mudam rapidamente, uma sincronização mais frequente é necessária, porém, é obtido um incremento no tempo de execução (JACOB et al., 2005; WARNER et al., 2008; WARNER et al., 2010).

3.1.2 Modelo atmosférico WRF

O modelo atmosférico do sistema acoplado COAWST é o modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF), empregando como núcleo dinâmico o *Advanced Research WRF* (ARW) (SKAMAROCK et al., 2005). O ARW apresenta entre suas principais características a resolução das equações não-hidrostáticas de Euler para uma atmosfera compressível, sendo conservativo para variáveis escalares (SKAMAROCK; KLEMP, 2008); porém, uma opção hidrostática em tempo de execução também está disponível.

As equações do ARW são formuladas usando coordenadas verticais η que acompanham a topografia e a pressão hidrostática. Como é mostrado na Figura 3.3 (a), a coordenada η segue o relevo do terreno em superfície até torna-se uma superfície de pressão constante no limite superior do domínio, variando assim, entre o valor 1 e 0, respectivamente. A coordenada η define-se, portanto, conforme as equações 3.1 e 3.2 (SKAMAROCK; KLEMP, 2008). A grade utilizada no ARW é do tipo Arakawa-C alternada, na qual as velocidades normais encontram-se escalonadas a meio comprimento da grade das variáveis termodinâmicas, o que fornece a vantagem de evitar que variáveis interdependentes sejam calculadas no mesmo ponto da grade, Figura 3.3 (b) (SKAMAROCK; KLEMP, 2008).

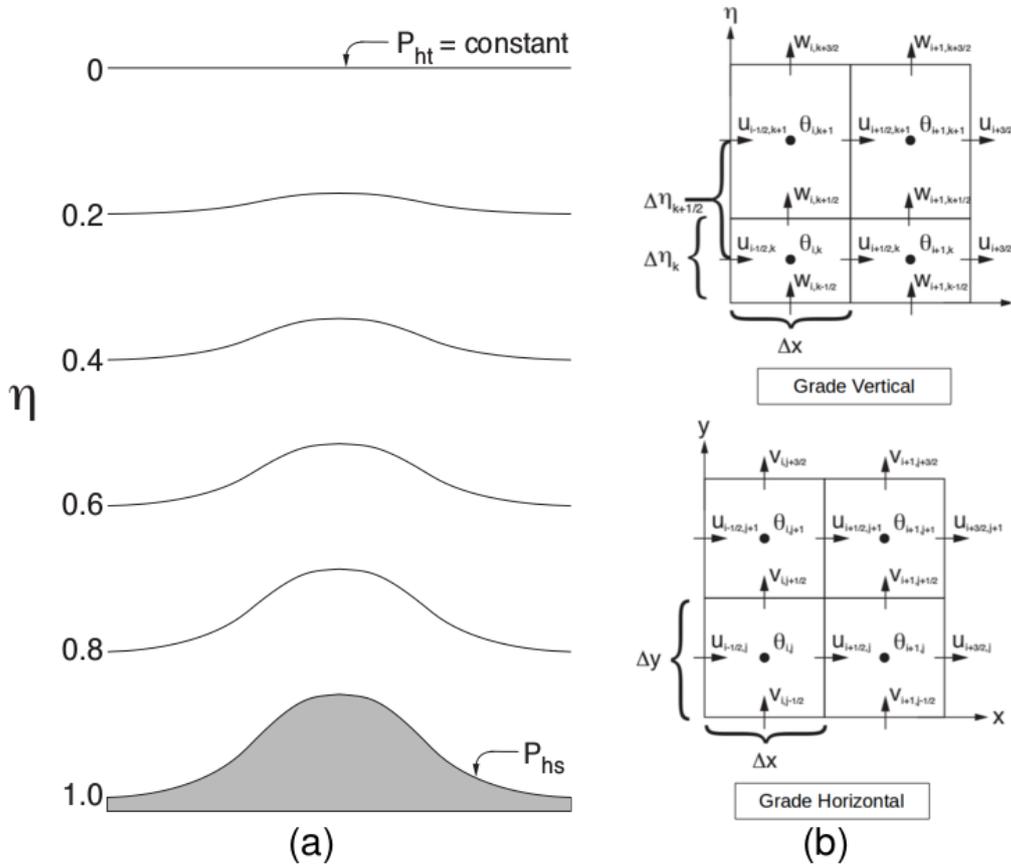
$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{\mu} \quad (3.1)$$

$$\mu = p_{hs} - p_{ht} \quad (3.2)$$

Sendo,

- p_h - componente hidrostática da pressão
- p_{hs} - valor ao longo do limite superficial
- p_{ht} - valor ao longo do limite superior

Figura 3.3 - Em (a) a coordenada vertical η . Em (b) a grade horizontal e vertical do ARW



Fonte: Skamarock e Klemp (2008)

A integração no tempo é realizada utilizando o esquema *time-split*, através do uso do esquema Runge-Kutta de terceira ordem para os modos de baixa frequência, com menor tempo de ação para os modos acústico e gravitacional. Configuração essa que garante a estabilidade numérica (SKAMAROCK; KLEMP, 2008).

Além disso, o modelo inclui esquemas de física de camada limite e uma variedade de parametrizações físicas de processos de escala de sub-grade, para a realização de previsões de meso e microescala. As parametrizações utilizadas na presente pesquisa são abordadas no item 3.3.1.

3.1.3 Modelo oceânico ROMS

O modelo oceânico utilizado é o *Regional Ocean Modeling System* (ROMS) (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005; HAIDVOGEL et al., 2008; SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2009). ROMS é um modelo de superfície livre que resolve mediante o método de diferenças finitas as equações primitivas de Navier Stokes, utilizando as médias de

Reynolds e assumindo as aproximações hidrostáticas e de Boussinesq.

As equações primitivas hidrostáticas de *momentum* são resolvidas usando um esquema de passo de tempo *split-explicit*, fornecendo economia computacional. O esquema *split-explicit*, necessita de um acoplamento entre os modos barotrópicos e baroclínicos, onde, um número finito de passos de tempo barotrópico são executados dentro de cada passo baroclínico. A fim de evitar os erros associados ao *aliasing* de frequências resolvidas pelos passos barotrópicos, mas não resolvidos pelo passo baroclínico, os campos barotrópicos são ajustados por média temporal antes de substituir os valores obtidos com um passo baroclínico mais longo. Considerando que, o intervalo de tempo separado é forçado a manter exatamente as propriedades de conservação de volume e de preservação de consistência que são necessárias para as equações de rastreo (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005).

Dentro da configuração do modelo oceânico ROMS, os passos de tempo baroclínico e barotrópico são definidos mediante os parâmetros DT e $NDTFAST$, encontrados no arquivo de configurações dos experimentos "namelist", de modo que:

$$DT = NDTFAST * DTFAST \quad (3.3)$$

Sendo,

- DT - o passo de tempo baroclínico
- $NDTFAST$ - o número de passos de tempo barotrópico dentro de cada passo de tempo baroclínico
- $DTFAST$ - o passo de tempo barotrópico

O passo de tempo baroclínico (DT) e o número de passos de tempo barotrópico ($NDTFAST$), utilizados na configuração da simulação realizada neste trabalho, são definidos no item 3.3.1.

As equações no ROMS são discretizadas na vertical usando coordenadas que seguem o terreno, arranjadas verticalmente, o que permite uma maior resolução em regiões de interesse (SONG; HAIDVOGEL, 1994). Essas coordenadas são conhecidas como, coordenadas σ . A grade vertical padrão do modelo usa o esquema de diferenças finitas de segunda ordem, centrado em uma grade irregular escolanada. Na

horizontal, as equações são avaliadas usando coordenadas curvilíneas ortogonais na grade Arakawa-C alternada. A formulação geral das coordenadas curvilíneas inclui coordenadas cartesianas e esféricas. Como na vertical, a grade horizontal padrão utiliza diferenças finitas de segunda ordem, centrada.

O ROMS possui várias parametrizações de escala de sub-grade que podem ser definidas através da mistura horizontal de *momentum* e traçadores ao longo de níveis verticais, superfícies geopotenciais ou superfícies isopícnicas, (HAIDVOGEL; BECKMANN, 1999). Existem duas opções de parametrização de mistura vertical, sendo estas, por esquemas de fechamento locais ou não locais. Para a camada limite de interação ar-mar foi adaptado o algoritmo *Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment* (COARE), baseado na parametrização de Fairall et al. (1996). O algoritmo é empregado no cálculo dos fluxos de superfície de *momentum*, calor sensível e calor latente. Esta camada limite é utilizada para o acoplamento com modelos atmosféricos. Além disso, o modelo tem várias opções para a utilização de esquemas de advecção, turbulência e de condições de borda, (EZER et al., 2002).

3.2 Dados auxiliares

Os dados auxiliares utilizados na análise sinótica das condições atmosféricas durante o período de estudo e na elaboração das condições iniciais e de contorno, utilizadas na simulação numérica, são apresentados a seguir. Além disso, também são descritos os dados empregados na verificação do desempenho do modelo.

3.2.1 Dados utilizados na análise sinótica das condições atmosféricas

Na análise sinótica das condições atmosféricas foram utilizadas cartas sinóticas de superfície, disponibilizadas pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE), para os horários 00, 06, 12 e 18 UTC. Para complementar a análise, também foram utilizadas imagens do satélite *Geostationary Operational Environmental Satellite 13* (GOES-13) no canal 4 (infravermelho), para os horários sinóticos definidos anteriormente. As imagens de satélite foram obtidas na Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do (CPTEC/INPE), podendo ser acessadas em <http://satellite.cptec.inpe.br/acervo/goes.formulario.logic>.

3.2.2 Dados utilizados na geração das condições iniciais e de contorno

Na geração das condições iniciais e de contorno atmosféricas foram empregados os dados do *Climate Forecast System Version 2* (CFSv2) (SAHA et al., 2014), dis-

ponibilizados pelo *National Centers of Environmental Prediction* (NCEP), no site <https://rda.ucar.edu/datasets/ds094.0/>. Esta fonte de dados se encontra disponível desde março de 2011, sendo elaborada com o propósito de estender os dados do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) (SAHA et al., 2010).

As variáveis utilizadas nos níveis verticais de pressão da atmosfera para a geração das condições iniciais e de contorno foram: altura geopotencial, pressão reduzida ao nível médio do mar, umidade relativa, temperatura e as componentes zonal e meridional do vento. Sendo utilizados 39 níveis na vertical com resolução horizontal de $0.5^0 \times 0.5^0$ e resolução temporal de 6 horas.

Na superfície as variáveis utilizadas foram: altura geopotencial, cobertura de gelo, cobertura de terra (0=oceano, 1=terra), pressão, umidade específica, temperatura, componentes zonal e meridional do vento, conteúdo volumétrico de umidade no solo, o equivalente de água na profundidade de neve acumulada, assim como a TSM. As variáveis de superfície apresentam resolução horizontal de aproximadamente $0.2^0 \times 0.2^0$ e uma resolução temporal de 6 horas.

No entanto, na geração das condições iniciais e de contorno oceânicas foram utilizados os dados do *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA) versão 3.3.1 (CARTON et al., submitted, 2018). Os dados do SODA3.3.1 podem ser acessados no site da *University of Maryland* (<https://www.atmos.umd.edu/ocean/>), disponibilizados para o período 1980 - 2015. No presente trabalho foram utilizados os dados com resolução horizontal de $0.5^0 \times 0.5^0$, 50 níveis na vertical e resolução temporal de 5 dias.

3.2.3 Dados utilizados na verificação do desempenho do modelo

Na troca de informação entre os modelos que compõem o sistema de modelagem COAWST, a TSM cumpre uma função importante sendo a variável que o modelo oceânico ROMS fornece para o modelo atmosférico WRF. Além disso, esta variável é apresentada na bibliografia como uma das fontes de modulação da CLAM, item 2.4. Sendo por isso, importante verificar se o sistema de modelagem COAWST simula de forma acertada esta variável.

Com o objetivo de verificar a TSM simulada foi calculado o viés da TSM do COAWST em relação aos dados de TSM do *Group for High Resolution Sea Surface Temperature* (GHRSSST) (NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION - NOAA, 2011), disponibilizados no site <https://data.nodc.noaa.gov/cgi-bin/iso?id=gov.noaa.nodc:GHRSSST-MUR-JPL-L4-GLOB>. Na versão 4 destes da-

dos, conhecidos como *Multiscale Ultrahigh Resolution* (MUR) L4, utilizou-se on-deletas como funções básicas em uma abordagem de interpolação ótima, para uma grade global com resolução horizontal de 0.01° . Para isso foram utilizados dados de vários sensores de satélite, incluindo o *Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS* (AMSRE), o *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) nas plataformas do *NASA Aqua* e o *Terra*, o *US Navy microwave WindSat radiometer*, *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) abordo de vários satélites da NOAA, assim como observações de TSM *in situ* do NOAA *iQuam project* (NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION - NOAA, 2011). Neste estudo foram utilizados dados diários desta fonte, os quais serão referenciados no texto a seguir como MUR.

Outra fonte de dados utilizada na verificação da TSM simulada, foram os dados de TSM do SODA. Esta última fonte já foi citada no item anterior, sendo também empregada na geração das condições iniciais e de contorno oceânicas. O viés entre estas duas fontes de dados também foi calculado, resultados que serão apresentados no Capítulo 4.

A métrica de erro utilizada, viés, é definida como:

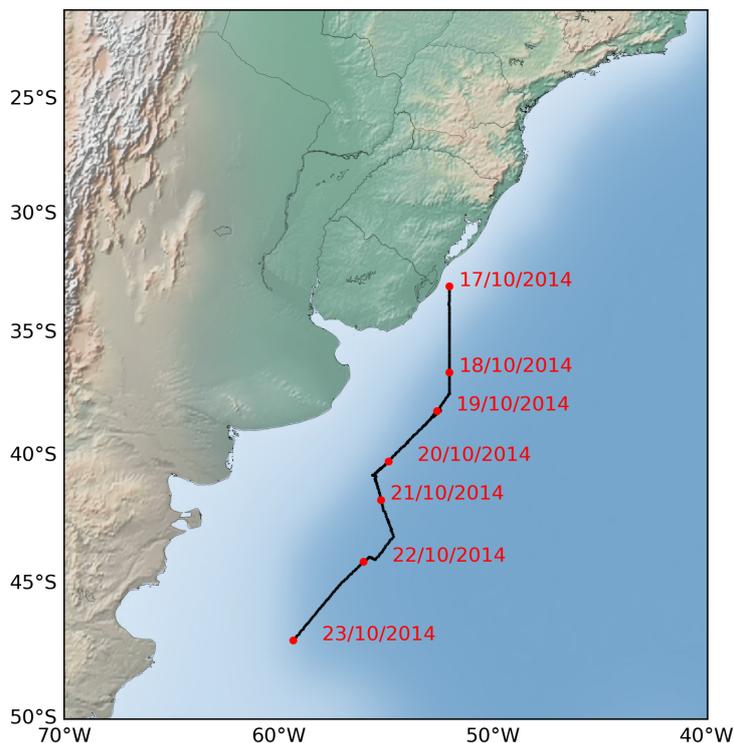
$$Viés = \bar{S} - \bar{O} \quad (3.4)$$

Sendo,

- \bar{S} - a média da variável simulada: $\frac{\sum_{i=1}^n(S_i)}{n}$
- \bar{O} - a média da variável observada: $\frac{\sum_{i=1}^n(O_i)}{n}$

Na verificação da habilidade do modelo para simular as condições atmosféricas existentes, foram comparados perfis verticais de temperatura, vento zonal e vento meridional, obtidos pelo COAWST; com radiossondagens realizadas durante a Operação Antártica XXXIII (OP33). Na Figura 3.4 se mostra o trajeto do Navio Polar Almirante Maximiano (NPo H-41), utilizado na coleta de dados durante a OP33, entre os dias 17 e 23 de outubro de 2014. Período definido no presente trabalho como o período de estudo.

Figura 3.4 - Trajeto do Navio Polar Almirante Maximiano (NPo H-41) durante a OP33.



Fonte: Produção do autor

A Tabela 3.1 mostra a relação das radiossondagens selecionadas para o estudo. A seleção foi realizada considerando que o horário de lançamento destas radiossondagens se encontrou próximo dos horários de saída do modelo COAWST. Na Figura 4.3 do Capítulo 4 é apresentada a localização geográfica destas radiossondagens sob o campo de TSM simulado pelo modelo COAWST.

Tabela 3.1 - Localização e data das radiossondagens utilizadas.

Estação	Data	Hora (UTC)	LAT (S)	LON (O)
1	18/10/2014	12:59	38.32	52.03
2	18/10/2014	16:55	38.55	52.03
3	19/10/2014	01:02	38.63	52.05
4	20/10/2014	05:02	39.91	54.55
5	20/10/2014	13:01	40.42	55.14
6	20/10/2014	17:02	40.61	54.79
7	20/10/2014	23:56	41.38	54.45
8	21/10/2014	06:37	42.39	54.02

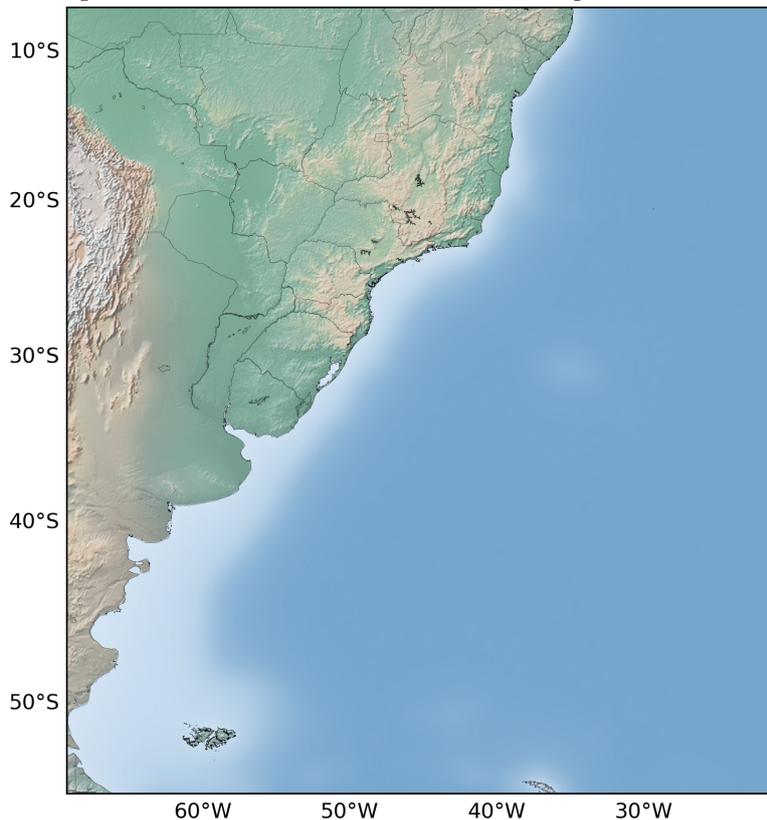
3.3 Métodos e técnicas de análise

No presente item, primeiramente é mostrada a descrição da configuração utilizada na simulação numérica realizada. Sendo apresentada a continuação a metodologia empregada na análise dos processos físicos de estabilidade da CLAM.

3.3.1 Configuração da simulação numérica

Na Figura 3.5 mostra-se o domínio empregado na simulação numérica (para ambos os modelos WRF e ROMS), estendendo-se entre as latitudes de 5°S e 55°S e as longitudes de 70°O e 20°O, abrangendo a região sudoeste do Atlântico Sul. Na geração do domínio utilizou-se a projeção Mercator, centrado em 34°S e 45°O.

Figura 3.5 - Domínio utilizado na simulação numérica.



Fonte: Produção do autor

O período de simulação foi de 20 dias, com início no dia 11 de outubro de 2014 (00 UTC) e terminando em 31 de outubro de 2014 (18 UTC). Compreendendo o período em que foi realizada a OP33, do dia 17 à 23 de outubro de 2014 (Figura 3.4).

A grade utilizada no modelo atmosférico WRF possui uma resolução horizontal de 6 km, com 45 níveis na vertical, sendo que o passo de integração utilizado foi de 20 s. Enquanto que, a grade configurada para o modelo oceânico ROMS tem uma resolução horizontal de 9 km, com 30 níveis na vertical. Dentro do modelo ROMS o passo de tempo para o modo baroclínico foi de 90 s, definindo-se 40 passos de tempo barotrópico dentro de cada passo de tempo baroclínico.

A geração das condições iniciais e de contorno atmosféricas, assim como a grade utilizada no modelo atmosférico WRF, foram elaboradas utilizando o *WRF Preprocessing System (WPS)*, o qual constitui um dos componentes do WRF. Enquanto que, as condições iniciais e de contorno oceânicas, assim como a criação da grade utilizada no modelo oceânico ROMS, foram desenvolvidas fazendo uso da ferramenta ROMSTOOLS, a qual tem sido modificada nos últimos anos por pesquisadores do Laboratório de Estudos do Oceano e a Atmosfera (LOA/OBT/INPE).

Devido as diferenças existentes entre as grades utilizadas no modelo atmosférico WRF e no modelo oceânico ROMS, foi necessário a geração de pesos de interpolação entre as grades, os quais são usados para remapear de forma conservativa os campos de dados entre as grades dos modelos. O cálculo destes pesos foi realizado utilizando o *Spherical Coordinate Remapping Interpolation Package (SCRIP)*, disponibilizado em <http://oceans11.lanl.gov/trac/SCRIP> e modificado para o COAWST versão 3.2 (informações encontradas no manual de usuário do COAWST). A troca dos dados representados na Figura 3.2, foi definida para efetuar-se dentro da simulação a cada 900 s.

Conforme mencionado anteriormente, item 3.1.2, o núcleo dinâmico utilizado no modelo atmosférico WRF foi o ARW. Na tabela 3.2 mostra-se o esquema de parametrizações utilizadas no modelo atmosférico.

Tabela 3.2 - Parametrizações utilizadas no modelo atmosférico WRF.

Microfísica	WSM6
Cúmulos	Betts-Miller-Janjic
Camada Limite Planetária	Mellor-Yamada Nakanishi and Niino L2.5
Radiação de Onda Longa	RRTMG
Radiação de Onda Curta	RRTMG (<i>shortwave</i>)
Camada Limite Superficial	Monin-Obukhov (Janjic Eta)
Interação Solo-Atmosfera	Noah Land-Surface Model

O esquema utilizado na parametrização da camada limite planetária, Mellor-Yamada Nakanishi and Niino L2.5 (MYNN2), possui como principal característica a previsão dos termos da equação de energia cinética turbulenta (ECT) na escala de sub-grade (SKAMAROCK, 2008). Neste esquema de parametrização, a altura da CLP é determinada como a altura em que a ECT cai abaixo de um valor crítico ($10^{-6} m^2 s^{-2}$) (BANKS et al., 2016).

No Capítulo 5, de resultados, pode ser verificado que o desenvolvimento da CLAM se encontra relacionado com o comportamento do vento e da temperatura. O que é consequência do cálculo da equação da ECT, relacionado com a produção mecânica (cisalhamento do vento no escoamento médio), a flutuabilidade (temperatura potencial e temperatura potencial equivalente) e a dissipação de energia. A formulação da equação de ECT, no WRF, pode ser encontrada em Skamarock (2008).

No pós-processamento dos dados do modelo foi utilizado o ARWpost, programa que realiza a leitura dos dados do modelo WRF e cria arquivos de saída para a visualização no *Grid Analysis and Display System* (GrADS) (<http://cola.gmu.edu/grads/>). Além da visualização no GrADS foram empregadas, na análise dos resultados, diversas funções do *Climate Data Operators* (CDO) (<https://code.mpimet.mpg.de/projects/cdo>).

3.3.2 Metodologia utilizada na análise dos processos físicos de estabilidade da CLAM

Estudos prévios verificaram a importância de fortes gradientes de TSM na modulação e desenvolvimento da CLAM (HASHIZUME et al., 2002; TOKINAGA et al., 2005; PEZZI et al., 2005; PEZZI et al., 2009). Com base nisso, foi definido um corte meridional na área de estudo, que permite-se observar o desenvolvimento desta camada em regiões onde intensos gradientes de TSM ocorrem na área. Na definição do corte meridional foi utilizada a TSM simulada pelo modelo COAWST, com a qual foi elaborado o campo médio desta variável (\overline{TSM}) ($^{\circ}C$), bem como, o módulo do seu gradiente meridional ($|\nabla\overline{TSM}|$) ($^{\circ}C/m$), sendo este cálculo realizado para o período de estudo.

Na análise dos processos físicos de estabilidade na CLAM foi realizado primeiramente um estudo sinótico dos sistemas atmosféricos que influenciaram na região sudoeste no Atlântico Sul, durante o período de estudo de 17 à 23 de outubro de 2014. Neste estudo sinótico foram utilizadas cartas sinóticas de superfície do CP-TEC, imagens do satélite GOES-13 e campos de advecção de temperatura e vento

em superfície, simulados pelo modelo COAWST, nos horários das 00, 06, 12 e 18 UTC. Este estudo sinótico possibilitou também, a escolha de estudos de casos que serão apresentados nos resultados, além de proporcionar uma verificação do modelo COAWST na representação dos sistemas atmosféricos analisados.

Após a análise sinótica, foram analisados os gráficos das variáveis listadas a seguir simuladas pelo modelo COAWST. Os gráficos destas variáveis foram elaborados na longitude e entre as latitudes onde o corte meridional foi definido.

Variáveis simuladas pelo COAWST, usadas nesta análise:

- temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e vento meridional (m/s), para um perfil vertical entre 1000 hPa e 750 hPa;
- magnitude do vento em superfície (m/s);
- temperatura do ar a 2m ($^{\circ}\text{C}$) e TSM ($^{\circ}\text{C}$);
- parâmetro de estabilidade (TSM-Tar) ($^{\circ}\text{C}$), utilizando a temperatura do ar a 2 m de altura;
- valores dos fluxos de calor sensível e latente (W/m^2);
- altura da CLAM (m);
- advecção de temperatura ($^{\circ}\text{C}/\text{s}$) na superfície e vento em superfície (m/s), para todo o domínio na horizontal.

Além dessas variáveis foram analisadas para alguns casos de interesse, o perfil vertical do vento meridional (m/s) e o vento vertical (m/s) entre 1000 hPa e 750 hPa.

A análise destas variáveis foi igualmente realizada de 6 em 6 horas em correspondência com a análise sinótica, sendo apresentados nos resultados somente os horários dos estudos de caso escolhidos.

O estudo em paralelo das condições sinóticas, com as variáveis descritas anteriormente e as condições locais de TSM, propiciaram a descrição do desenvolvimento da CLAM, ante os padrões de advecção de temperatura impostos pelas condições sinóticas e a modulação local imposta pela TSM.

Além disso, os campos de TSM ($^{\circ}\text{C}$) e pressão no nível médio do mar (PNMM) (hPa), foram também analisados conjuntamente para cada um dos estudos de caso a fim

de avaliar a hipótese de ajuste hidrostático, proposta por Lindzen e Nigam (1987). Também com o objetivo de avaliar a hipótese apresentada por Lindzen e Nigam (1987), realizou-se a sobreposição dos campos de divergência do vento ($\nabla\mathbf{V}$) (s^{-1}) e laplaciano da PNMM ($\nabla^2\text{PNMM}$) ($\text{hPa}\cdot\text{m}^{-2}$). A correspondência entre os campos $\nabla\mathbf{V}$ e $\nabla^2\text{PNMM}$ na região da CBM também foi estudada por Camargo et al. (2013). A teoria que leva à relação entre esses dois campos e como essa teoria é semelhante com o modelo proposto por Lindzen e Nigam (1987) pode ser consultada no trabalho de Kilpatrick et al. (2014). A utilização do operador ∇^2 na PNMM atua como um filtro revelando o efeito frontal da TSM mascarado pelas circulações atmosféricas em grande escala, o qual não poderia ser observado sendo analisado somente o campo de PNMM (MINOBE et al., 2008).

Por outro lado foi realizada uma análise dos termos das equações horizontais de *momentum* em superfície, resolvidas pelo modelo atmosférico WRF. O objetivo desta análise consiste em, observar o predomínio dos termos envolvidos, assim como, a relação destes termos com as condições sinóticas atmosféricas observada e o vento em superfície.

As equações horizontais de *momentum* podem ser representadas conforme as equações 3.5 e 3.6, as quais mostram os termos zonais e meridionais respectivamente.

$$\underbrace{\frac{\partial \bar{u}}{\partial t}}_{TT} = -\underbrace{\left(\bar{u}\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v}\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}\right) + \bar{w}\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}}_{Adv} - \underbrace{\left(\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial \bar{p}}{\partial x}\right)}_{GP} + \underbrace{(\bar{f}v)}_{Cor} - \underbrace{\left(\frac{\partial(\bar{u}'u')}{\partial x} + \frac{\partial(\bar{u}'v')}{\partial y} + \frac{\partial(\bar{u}'w')}{\partial z} + Fr_x\right)}_{TF} \quad (3.5)$$

$$\underbrace{\frac{\partial \bar{v}}{\partial t}}_{TT} = -\underbrace{\left(\bar{u}\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v}\frac{\partial \bar{v}}{\partial y}\right) + \bar{w}\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}}_{Adv} - \underbrace{\left(\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial \bar{p}}{\partial y}\right)}_{GP} + \underbrace{(\bar{f}u)}_{Cor} - \underbrace{\left(\frac{\partial(\bar{v}'u')}{\partial x} + \frac{\partial(\bar{v}'v')}{\partial y} + \frac{\partial(\bar{v}'w')}{\partial z} + Fr_y\right)}_{TF} \quad (3.6)$$

Sendo,

- TT - termos de tendência total
- Adv - termos advectivos
- GP - termos correspondentes com o gradiente de pressão

- Cor - termos correspondentes com a força de Coriolis
- TF - termos de turbulência e fricção

4 VERIFICAÇÃO DO DESEMPENHO DO MODELO

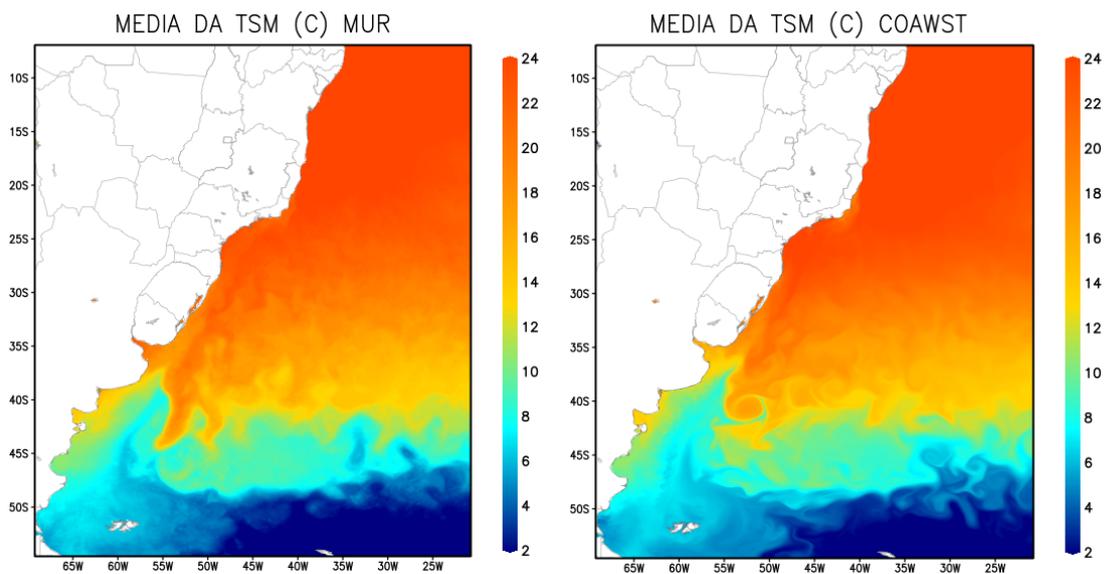
Uma comparação da TSM simulada pelo modelo COAWST em relação aos dados de TSM do MUR e do SODA é apresentada neste capítulo. Além disso, apresenta-se uma comparação dos perfis verticais de temperatura e das componentes zonal e meridional do vento, simulados pelo modelo COAWST, com dados medidos *in situ* pelas radiossondagens realizadas durante a OP33.

4.1 Comparação da TSM simulada com a TSM do MUR

Na Figura 4.1 é apresentada a comparação da TSM média do MUR (Figura 4.1 (a)), a qual é uma fonte de dados externa aos utilizados no experimento numérico, e a TSM média simulada pelo modelo COAWST (Figura 4.1 (b)). A TSM média foi calculada tanto para o MUR quanto para o COAWST no período da OP33 do dia 17 à 23 de outubro de 2014. Para isso, realizou-se uma interpolação bilinear da grade do MUR para a grade do COAWST, a fim de visualizar os dois campos na mesma resolução horizontal e calcular o viés entre as TSM médias das duas fontes de dados (Figura 4.1 (c)).

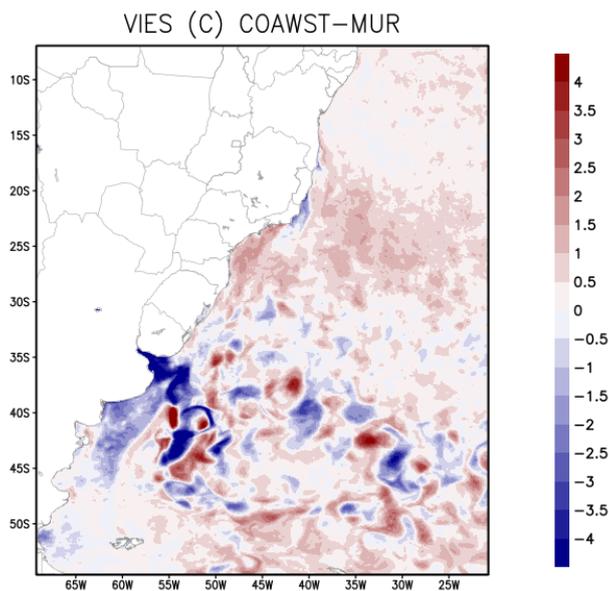
Com o viés calculado entre a TSM do COAWST e do MUR pode ser observado que os maiores valores, de até -4.0°C e 4.0°C , se encontram entre os 35.0°S e 50.0°S (Figura 4.1 (c)). Sendo essa, uma região caracterizada pelo encontro da CB e a CM na região da CBM, a presença da frente subantártica e a desembocadura do Rio da Prata (Figura 2.2), o que faz com que a dinâmica da área seja complexa e de difícil representação. Dentro da referida região é notável como o modelo COAWST subestima a TSM na área de desembocadura do Rio da Prata, perto de 36.0°S e 56.0°O , assim como, na região de plataforma continental nas latitudes mais ao sul entre 35.0°S e 45.0°S aproximadamente (Figura 4.1 (c)). A referida subestimação da TSM do modelo COAWST, encontra-se relacionado com o fato de que o modelo representou a CM mais ao norte e sobre a plataforma continental, o qual pode ser verificado na Figura 4.1 (b). Outros valores marcantes, na análise do viés calculado, associam-se à presença de um vórtice oceânico simulado pelo modelo COAWST próximo de 41.0°S e 53.0°O (Figura 4.1 (b)), o qual, não foi observado nos dados do MUR (Figura 4.1 (a)). Na região mais ao norte do domínio, entre 20.0°S e 30.0°S aproximadamente, valores positivos do viés podem ser observados o qual indica que o modelo COAWST superestimou os valores de TSM nesta região (Figura 4.1 (c)).

Figura 4.1 - Em (a) o campo médio da TSM ($^{\circ}\text{C}$) do MUR no período da OP33 do dia 17 à 23 de outubro de 2014. Em (b) o campo médio da TSM ($^{\circ}\text{C}$), simulado pelo modelo regional COAWST no período da OP33. Em (c) o viés ($^{\circ}\text{C}$), calculado entre o campo médio da TSM do COAWST e o campo médio da TSM do MUR.



(a)

(b)



(c)

Fonte: Produção do autor

4.2 Comparação da TSM simulada com os dados de TSM utilizados na geração das condições iniciais e de contorno

Além da comparação da TSM simulada pelo modelo COAWST com os dados do MUR, foi feita uma comparação com os dados do SODA, utilizados nos experimentos numéricos para a geração das condições iniciais e de contorno oceânicas. A fim de verificar, se o vórtice oceânico visto na simulação, sobre a região de estudo, se observa nos dados de entrada empregados. E também, para analisar o viés do modelo em comparação com os dados em questão.

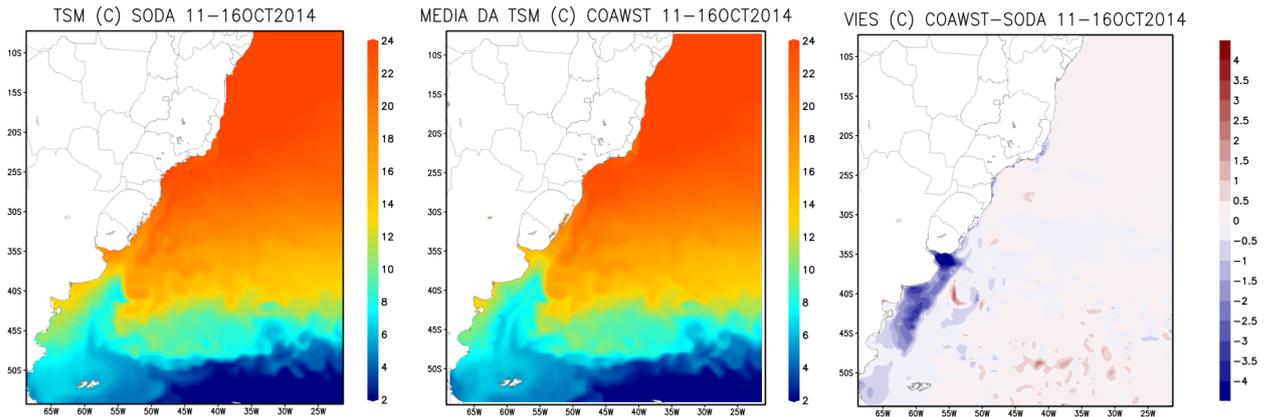
Na Figura 4.2 são mostrados os valores de TSM do SODA, assim como, a média da TSM do COAWST e o viés calculado entre esses dois campos. Os períodos em que foram calculadas as médias da TSM do COAWST neste item são do dia 11 à 16 de outubro do 2014 (Figura 4.2 (a)), e do dia 16 à 21 de outubro de 2014 (Figura 4.2 (b)), devido à resolução temporal de cinco dias do SODA. Neste caso a interpolação bilinear foi realizada da grade de maior resolução do COAWST para a grade de menor resolução do SODA.

Nas Figuras correspondentes com a TSM do SODA pode ser observado o vórtice oceânico percebido na simulação realizada com o modelo COAWST, encontrando-se conseqüentemente, diferenças entre os dados do SODA e os dados do MUR, (Figuras da esquerda em 4.2 e Figura 4.1 (a)). Deste modo, se os dados utilizados para a geração das condições iniciais e de contorno já apresentam diferenças em relação aos dados do MUR, é esperado que o modelo na sua resolução das equações aumente essas diferenças em referência à mesma fonte de dados. Através do viés calculado entre os dados do COAWST e do SODA (Figuras da direita em 4.2) verifica-se, do mesmo modo que na comparação com os dados do MUR, que o modelo COAWST representou a CM mais ao norte e sobre a plataforma continental. Além disso, observou-se o viés associado com um maior detalhamento do vórtice oceânico e da meso-escala no COAWST, resultado do uso de uma maior resolução horizontal na resolução do sistemas de equações do modelo. De forma geral, foi possível notar um aumento do viés conforme o tempo de integração do modelo é maior (Figuras da direita em 4.2), indicando um afastamento do modelo com relação as condições que foram inseridas nele. No calculo do viés para o período do dia 16 à 21 de outubro pode ser verificada a superestimação da TSM na região entre 20.0°S e 30.0°S (Figura inferior da direita em 4.2).

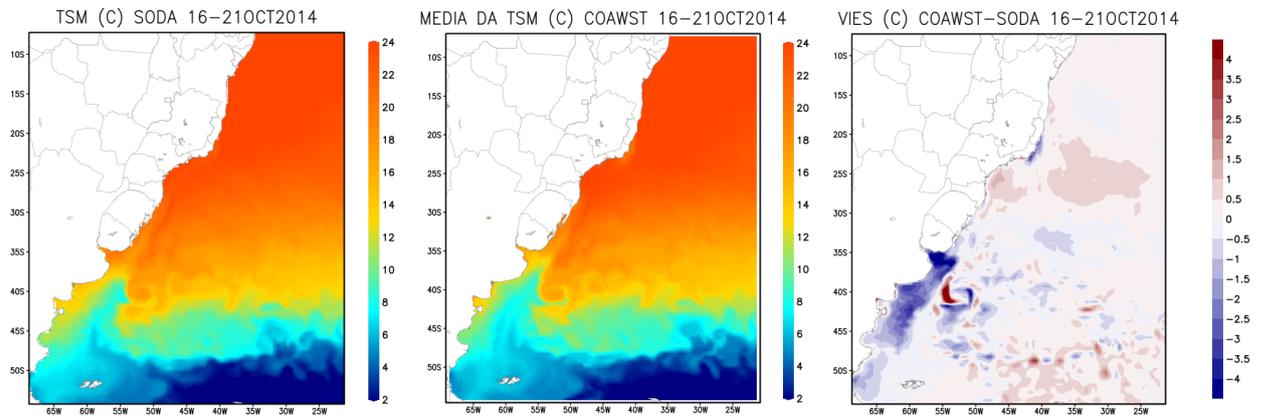
Além do viés observado na TSM simulada pelo modelo COAWST, pode-se verificar que as principais feições oceânicas se encontram bem representadas pelo modelo. A

presença do vórtice oceânico, mencionado anteriormente, acaba se tornando interessante no estudo da resposta da CLAM à variação local de TSM.

Figura 4.2 - Em (a) o campo médio da TSM ($^{\circ}\text{C}$) do SODA, do COAWST e o viés ($^{\circ}\text{C}$) no período do dia 11 à 16 de outubro de 2014. Em (b) o campo médio da TSM ($^{\circ}\text{C}$) do SODA, do COAWST e o viés ($^{\circ}\text{C}$) no período do dia 16 à 21 de outubro de 2014.



(a)



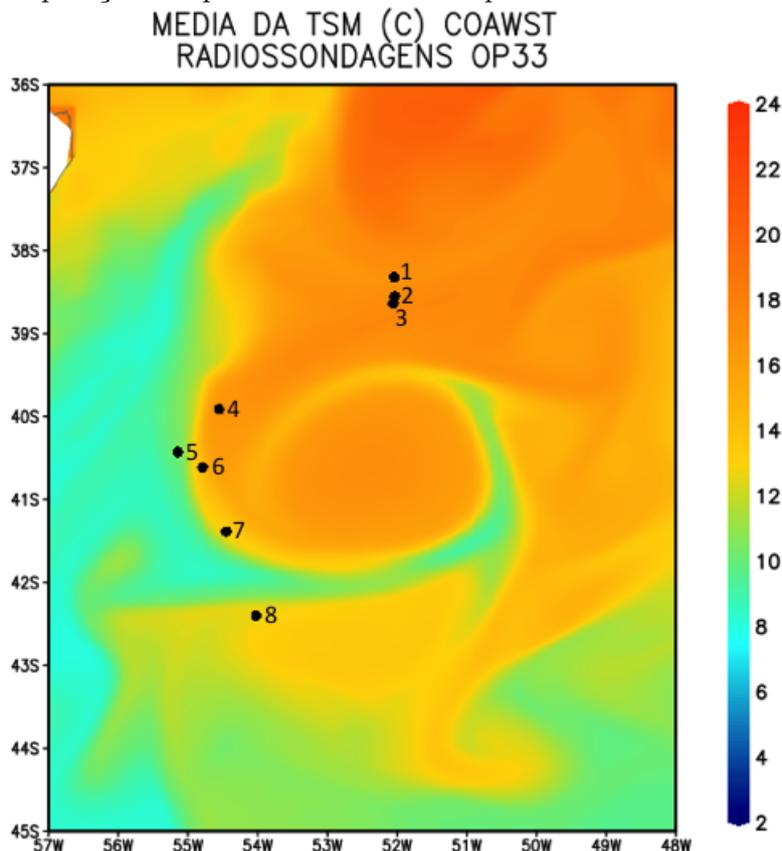
(b)

Fonte: Produção do autor

4.3 Comparação dos perfis verticais de temperatura e vento simulados e medidos *in situ*

Das radiossondagens realizadas durante a OP33 foram utilizadas, para a comparação com a simulação feita com o modelo COAWST, aquelas nas quais o horário de lançamento coincidia com o horário das simulações. O ponto de grade utilizado no modelo para fazer o perfil vertical das variáveis, foi definido realizando uma média das latitudes e das longitudes percorridas pelas radiossondas lançadas desde o navio. Definindo-se, conforme mostrado na Figura 4.3, as oito radiossondagens a utilizadas.

Figura 4.3 - Em cores o campo médio da TSM ($^{\circ}\text{C}$), obtido pelo modelo regional COAWST no período da OP33 do dia 17 à 23 de outubro de 2014. Os pontos pretos representam a localização geográfica das radiossondagens utilizadas na comparação dos perfis verticais de temperatura e vento.



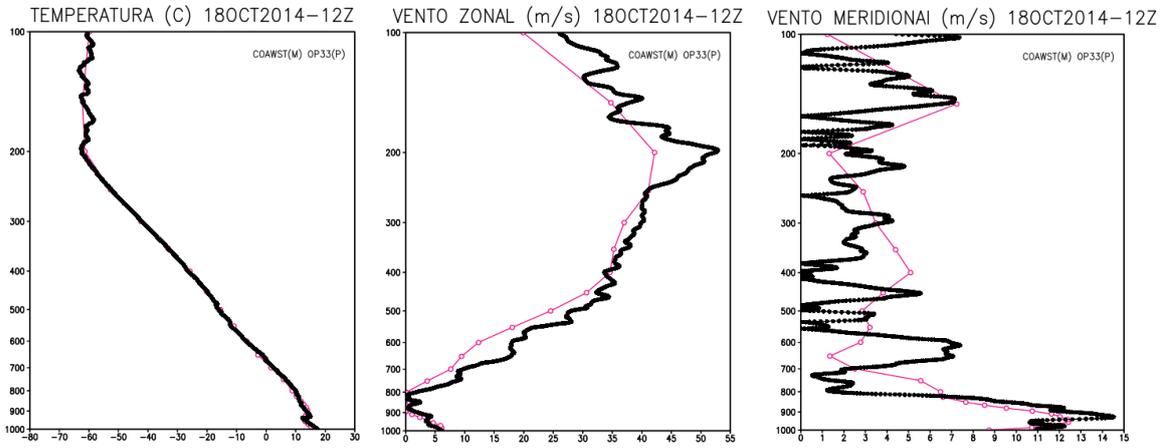
Fonte: Produção do autor

Nas Figuras 4.4, 4.5 e 4.6 apresenta-se a comparação realizada para as oito radiossondagens, mostrando-se os perfis verticais de temperatura, vento zonal e vento meridional, simulados e medidos *in situ*. Os perfis verticais apresentados foram ela-

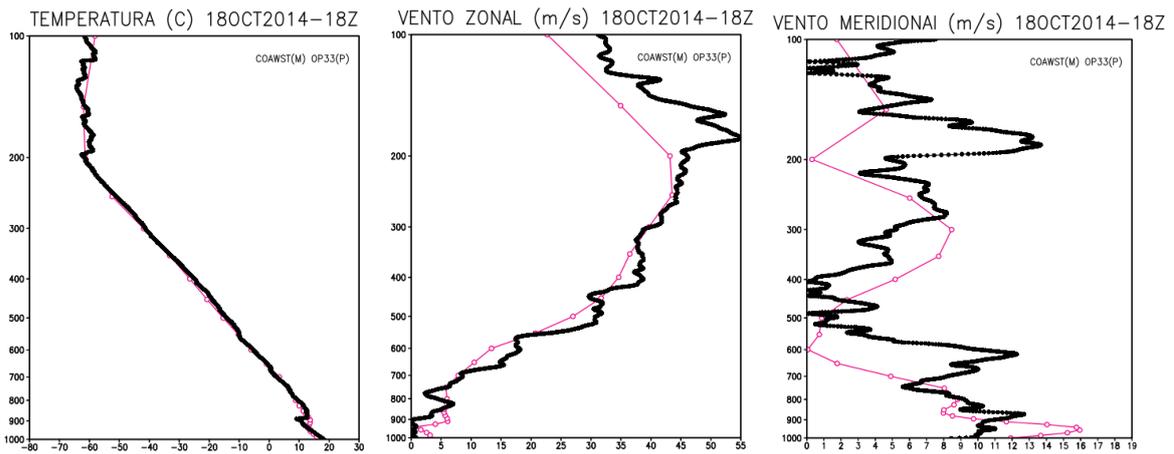
borados entre o nível de 1000 hPa e 100 hPa, utilizando uma distribuição logarítmica no eixo da vertical (z).

Nas figuras pode-se observar que a variável melhor simulada pelo modelo COAWST é a temperatura (Figura da esquerda em 4.4, 4.5 e 4.6). Entretanto, pode ser verificado que o vento zonal e o vento meridional (Figuras centrais e da direita em 4.4, 4.5 e 4.6) simulado representam o comportamento médio das medidas realizadas *in situ*, o que pode ser considerado uma boa representação do modelo considerando a resolução espacial de 6 km utilizada na grade do modelo atmosférico WRF. No entanto, pode ser também verificado como nos níveis mais baixos da atmosfera são encontradas diferenças consideráveis entre as variáveis simuladas e medidas *in situ*, o que estimula a necessidade de futuramente realizar um teste de sensibilidade nas parametrizações de camada limite, a fim de tentar aprimorar estes resultados.

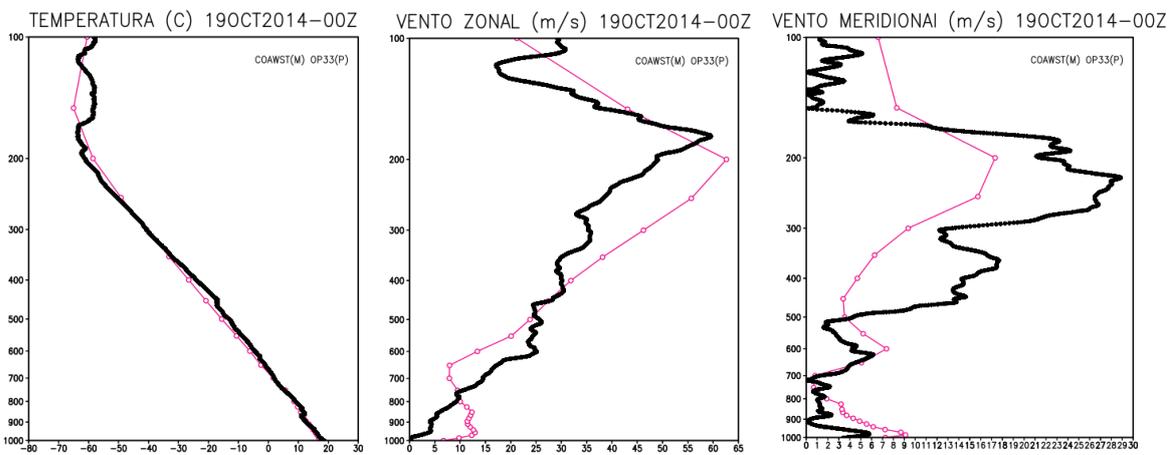
Figura 4.4 - Comparação da temperatura, do vento zonal e meridional para as radiossondagens 1 (a), 2 (b) e 3 (c), respectivamente. Valores simulados na cor magenta, valores das radiossondagens da OP33 na cor preta.



(a)



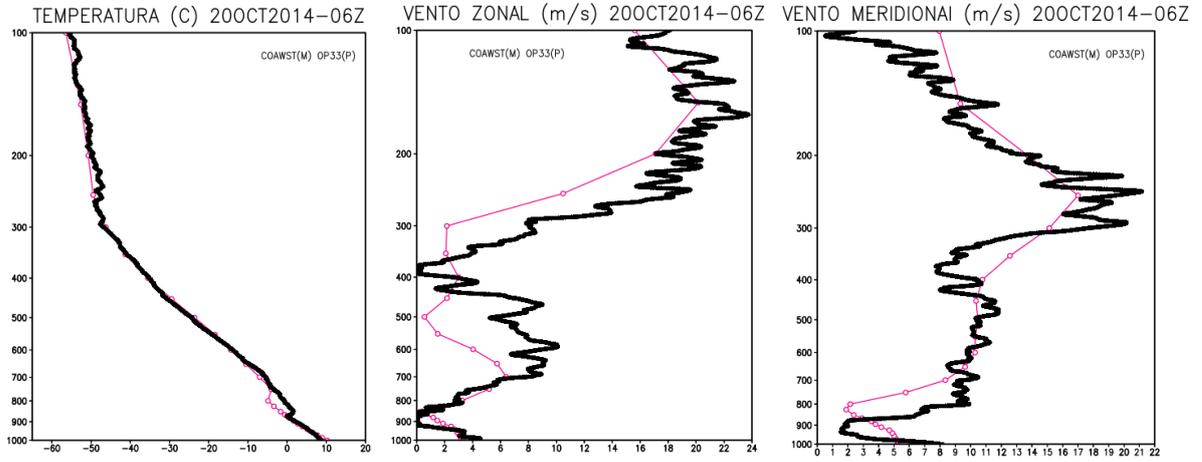
(b)



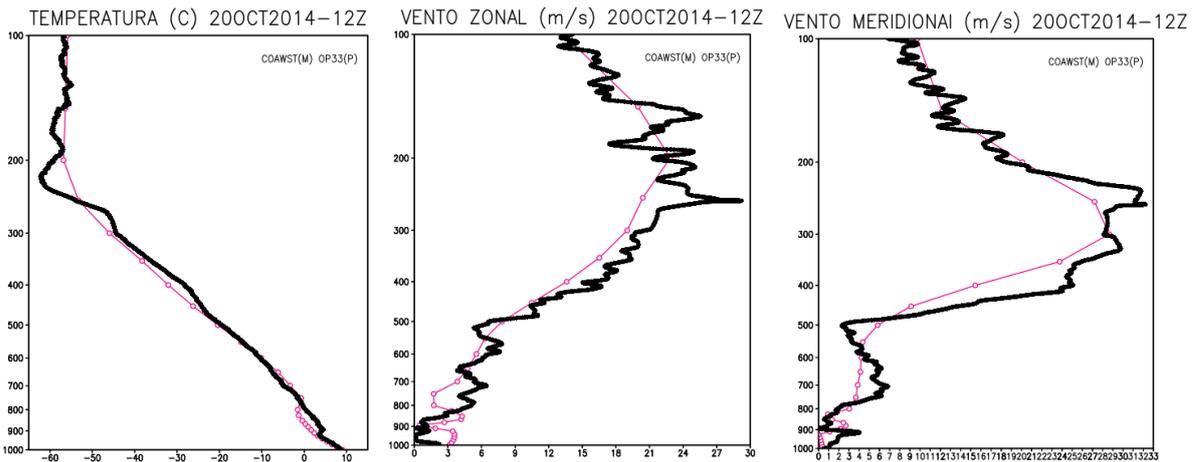
(c)

Fonte: Produção do autor

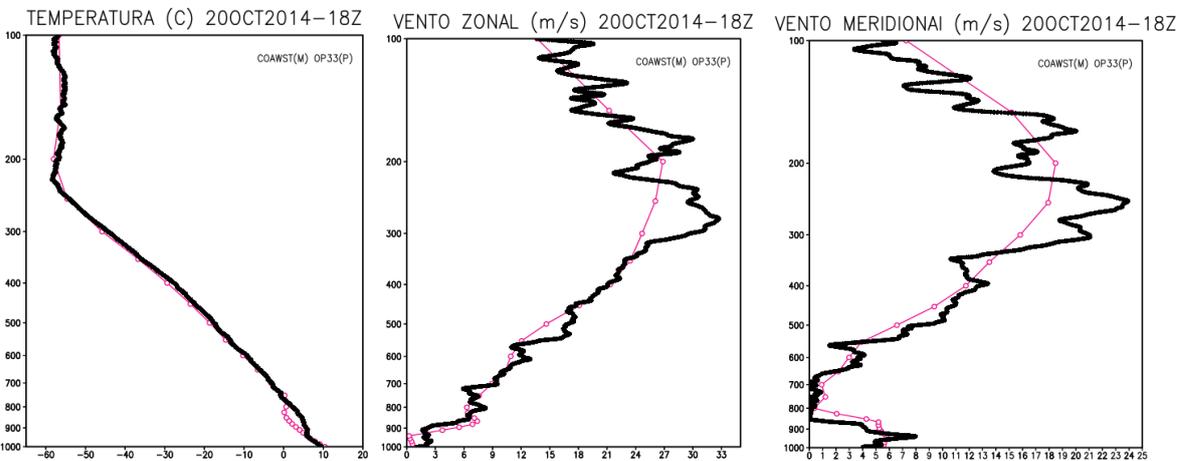
Figura 4.5 - Comparação da temperatura, do vento zonal e meridional para as radiossondagens 4 (a), 5 (b) e 6 (c), respectivamente. Valores simulados na cor magenta, valores das radiossondagens da OP33 na cor preta.



(a)



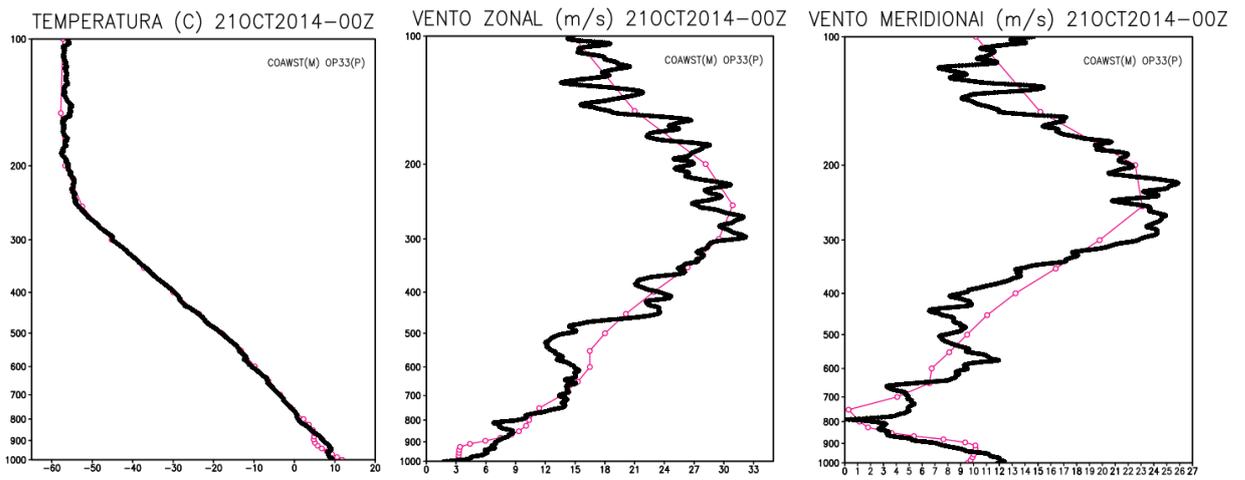
(b)



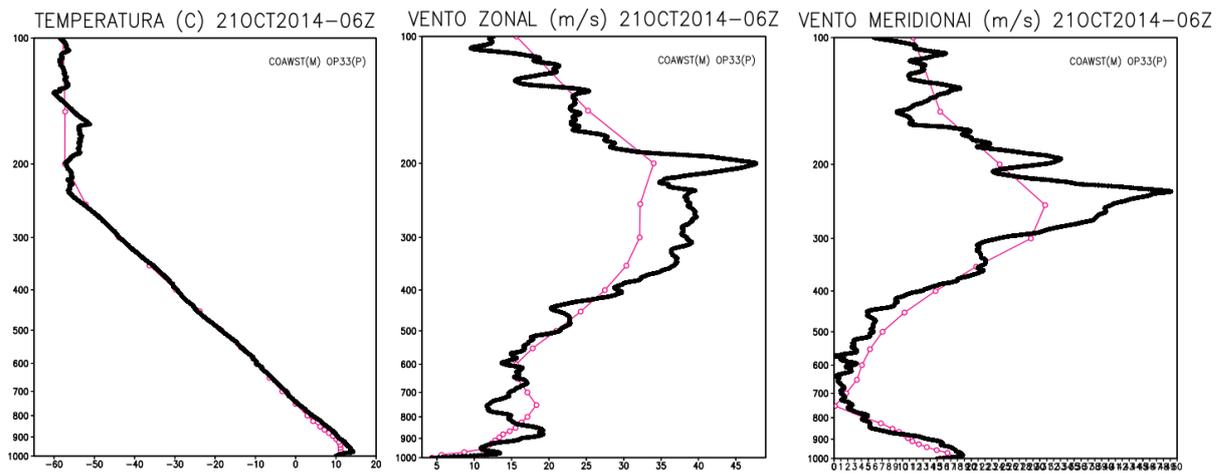
(c)

Fonte: Produção do autor

Figura 4.6 - Comparação da temperatura, do vento zonal e meridional para as radiossondagens 7 (a) e 8 (b), respectivamente. Valores simulados na cor magenta, valores das radiossondagens da OP33 na cor preta.



(a)



(b)

Fonte: Produção do autor

5 MODULAÇÃO LOCAL-REMOTA DA CLAM

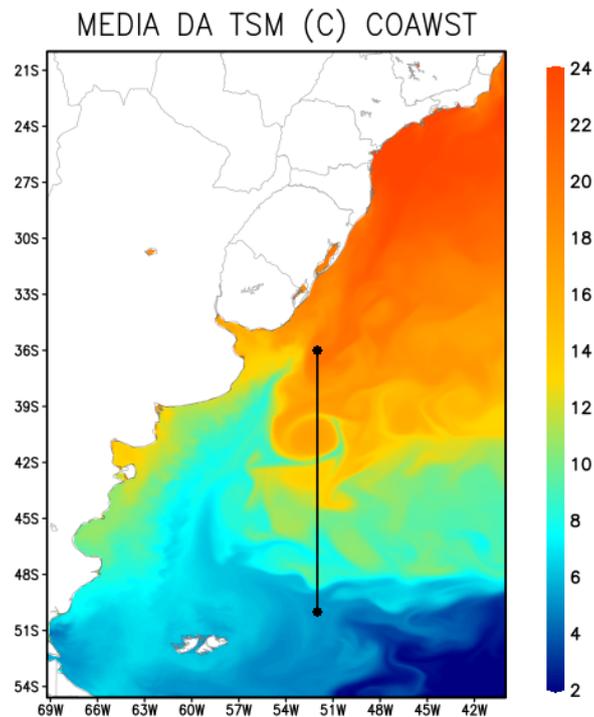
Este capítulo analisa o desenvolvimento e estabilidade da CLAM considerando a modulação local de TSM e os padrões advectivos impostos pelas condições sinóticas atuantes. O estudo é realizado utilizando a simulação numérica para o período da OP33 do dia 17 à 23 de outubro de 2014, como foi especificado na secção 3.3.1. Além disso, analisou-se todas as saídas numéricas a cada 6 horas, no entanto, no presente capítulo serão mostrados os casos que foram mais significativos dentro do período de estudo.

5.1 Secção meridional e estudos de casos

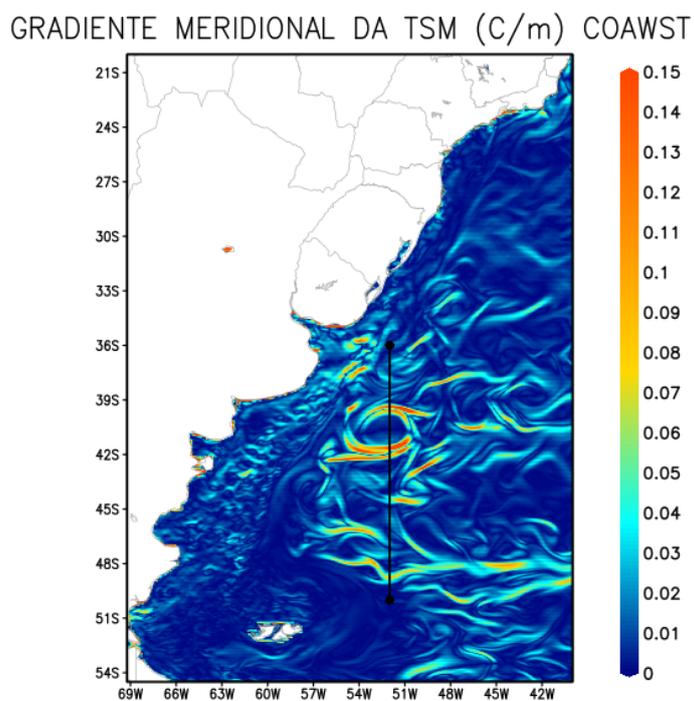
No Capítulo 4 foi comentada a dificuldade em modelar a dinâmica oceânica, presente na região sudoeste do Atlântico Sul, devido ao encontro entre a CB e a CM. Também foram mostrados os erros obtidos na simulação realizada com o modelo COAWST. Já no presente capítulo, levando em conta esses erros, é utilizada a física desenvolvida pelo modelo para analisar e estudar a resposta da CLAM na região sob diferentes situações sinóticas atmosféricas. Na Figura 5.1 (a) pode ser observado o encontro da CB e a CM na latitude dos 36.0°S aproximadamente, sendo verificadas próximas ao continente sul americano, águas mais quentes da CB fluindo para o sul ao encontro das águas mais frias da CM. Sendo notável também a presença de um vórtice oceânico com centro em torno de 41.0°S e 53.0°O .

Com o objetivo de conhecer a resposta da CLAM, em uma região com maiores valores de TSM e outra com valores de TSM menores, foi realizado um corte meridional na área de estudo (que será referido a partir de agora como secção meridional), atravessando os maiores gradientes meridionais de TSM encontrados (Figura 5.1 (b)). Definiu-se essa secção próxima à 52.0°O , compreendendo desde os 36.0°S até 50.0°S , linha preta na Figura 5.1, onde foram registrados gradientes meridionais da TSM de até $0.15^{\circ}\text{C}/\text{m}$. Esses gradientes de TSM se encontram na mesma ordem de magnitude dos gradientes horizontais obtidos por Pezzi et al. (2009), na região da frente oceânica na CBM. Na Figura 5.1 (a), pode ser verificado que os maiores valores da TSM se observam na sub-região norte da secção, com uma TSM média de 18.0°C e os menores valores da TSM na sub-região sul com registros de até 4.0°C .

Figura 5.1 - Em (a) o campo médio da TSM ($^{\circ}\text{C}$), obtido pelo modelo regional COAWST no período da OP33 do dia 17 à 23 de outubro de 2014. Em (b) o módulo do gradiente meridional do campo médio da TSM ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$). A linha preta representa o corte meridional realizado na área de estudo.



(a)



(b)

Fonte: Produção do autor

Para definir os estudos de casos foi realizada a análise sinótica dos sistemas atmosféricos que atuaram na região sudoeste do Atlântico sul durante o período de estudo, realizando-se posteriormente uma análise do padrão de advecção de temperatura estabelecido por estes sistemas (Figuras não mostradas). A partir desta análise, determina-se três estudos de caso conforme o padrão de advecção de temperatura encontrado. No primeiro estudo de caso um padrão de advecção fria é observado, na região mais fria da secção meridional, e um padrão de advecção quente, na região mais quente da secção meridional, associado a presença de um sistema frontal sobre a área de estudo. No segundo caso, um padrão de advecção fria influencia toda a secção meridional, caracterizando uma condição pós-frontal. Enquanto que, no terceiro caso um padrão de advecção quente é predominante, quando um novo sistema influencia na região sudoeste do Atlântico sul e a secção estudada se encontra sob uma condição pré-frontal.

Na análise dos padrões de advecção de temperatura observados verificou-se que o comportamento da advecção de temperatura se encontra relacionado com a orientação do sistema frontal relativo a secção meridional, o qual também foi destacado no estudo de [Camargo et al. \(2013\)](#). Assim como, com a velocidade de deslocamento e desenvolvimento do sistema frontal.

Desse modo, nos estudos de caso apresentados a seguir se descreve primeiro as condições sinóticas atmosféricas atuantes, empregando imagens do satélite GOES-13 e cartas de superfície fornecidas pelo CPTEC/INPE, e posteriormente se analisa a resposta da CLAM as situações sinóticas apresentadas.

5.2 Estudo de Caso 1: presença do sistema frontal sobre a região de estudo

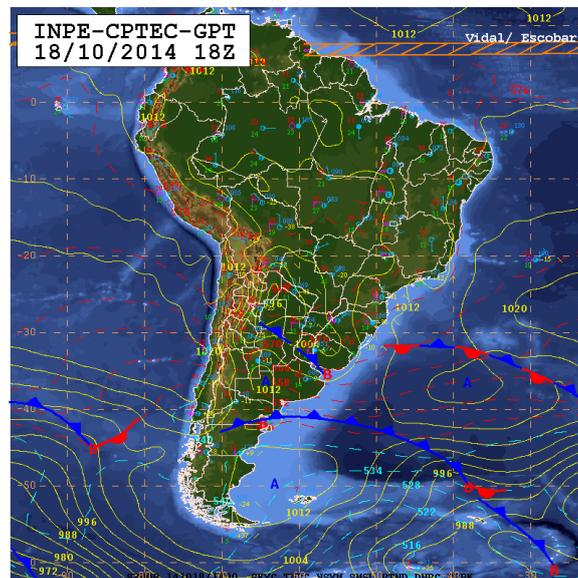
No primeiro estudo de caso se descreve o padrão de advecção de temperatura gerado pela presença de um sistema frontal atmosférico sob a secção meridional de estudo, e como essa situação sinótica influencia na CLAM. Considerando-se como exemplo as condições existentes às 18 UTC do dia 18 de outubro de 2014.

5.2.1 Descrição sinótica da atmosfera

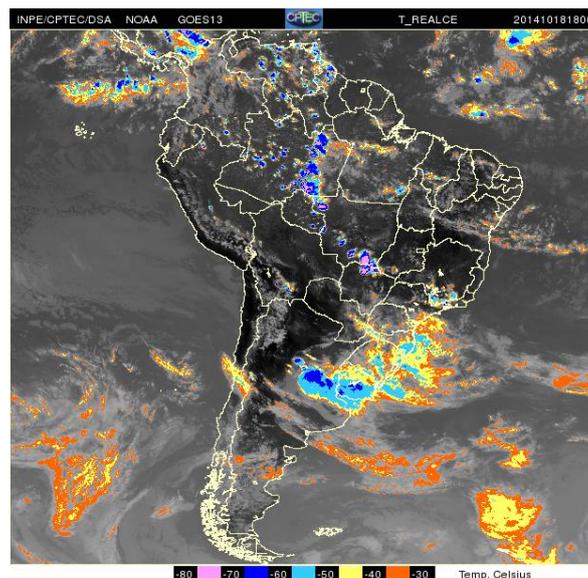
A presença de um sistema frontal é observado na análise das condições sinóticas atmosféricas atuantes no dia 18 de outubro de 2014 às 18 UTC. Na carta sinótica de superfície (Figura 5.2 (a)) pode ser observado o sistema frontal em questão, influenciando desde o sul da Argentina, no oceano Atlântico adjacente até uma baixa pressão

localizada próxima de 50.0°S e 38.0°O . Além disso, pode ser destacada, sobre a região, a influência da circulação de dois sistemas de alta pressão. Um, antecedendo ao sistema frontal, com centro em torno de 37.0°S e 39.0°O e o outro, que se desloca na retaguarda da frente com centro em 49.0°S e 64.0°O , aproximadamente. A imagem do satélite GOES-13, correspondente ao horário analisado, mostra a nebulosidade associada ao sistema frontal e a baixa pressão, conforme Figura 5.2 (b).

Figura 5.2 - Condições sinóticas atmosféricas das 18 UTC do dia 18 de outubro de 2014.
(a) Carta sinótica de superfície. (b) Imagem do satélite GOES-13 no canal 4.



(a)



(b)

Fonte: CPTEC/INPE (2014)

O sistema frontal, mencionado anteriormente, começou a influenciar a área de estudo às 12 UTC do dia 18 de outubro de 2014, apresentando um lento deslocamento para o leste. Portanto, no horário escolhido para o estudo, os sistemas descritos na análise sinótica já atuavam sobre a região durante 6 horas, contribuindo para a manutenção do campo de vento e reforçando sua atuação sobre a CLAM. A seguir se apresenta uma análise da resposta da CLAM às condições sinóticas e ao campo de TSM.

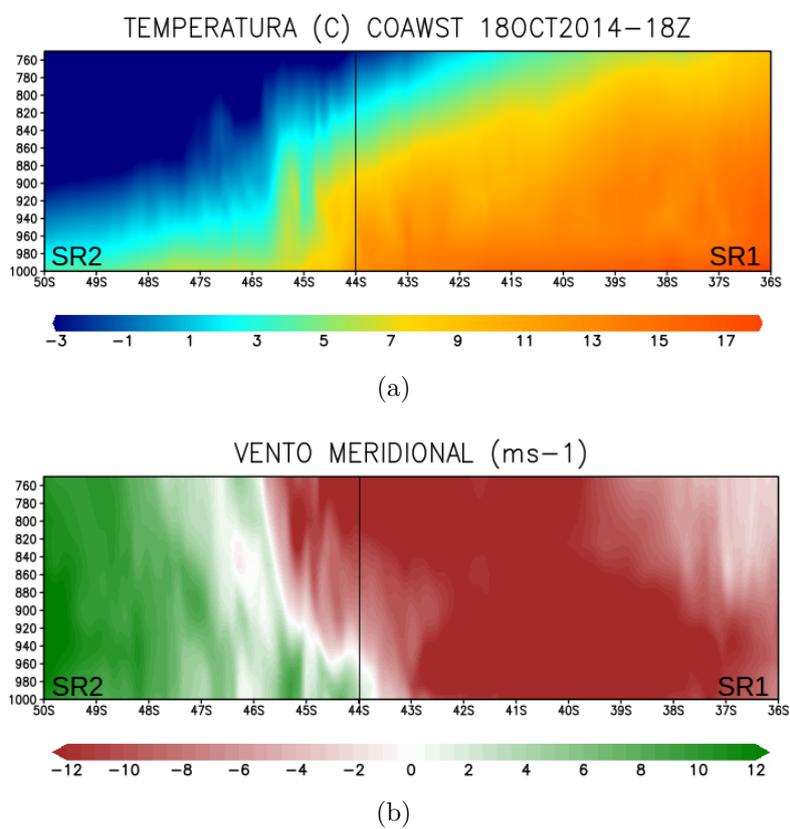
5.2.2 Análise da resposta da CLAM na secção meridional

Na Figura 5.3 (a) mostra-se o perfil vertical da temperatura do ar, entre os níveis de 1000 hPa e 750 hPa, para a secção meridional definida em 5.1, de 36.0°S à 50.0°S e próxima de 52.0°O. Os maiores valores de temperatura do ar (Figuras 5.3 (a)) e TSM (Figura 5.1 (a)) são observados ao norte de 44.0°S, sub-região que será chamada neste item como SR1. Porém, na Figura 5.4 (b) pode ser observada uma diminuição da TSM, acompanhada de uma diminuição da temperatura do ar perto da superfície, entre 39.0°S e 40.0°S e também entre 41.0°S e 42.0°S, associada a configuração do vórtice oceânico observado na Figura 5.1 (a) e à modulação local da temperatura do ar pela TSM (Figura 5.4 (b)).

Devido à presença do sistema frontal atmosférico, a SR1 é influenciada pela circulação do centro de alta pressão, que antecede o sistema frontal, estabelecendo um regime de ventos de norte como é observado na Figura 5.3 (b). Desse modo, pode-se verificar a ocorrência de uma advecção de ar quente sobre SR1 (Figura 5.4 (c)). Porém, na região mais ao sul e fria da secção meridional, SR2, uma situação oposta é observada, quando a circulação do centro de alta pressão, que se desloca atrás do sistema frontal, estabelece um padrão de ventos do sul e uma advecção de ar frio é observada, Figuras 5.3 (b) e 5.4 (c) respectivamente.

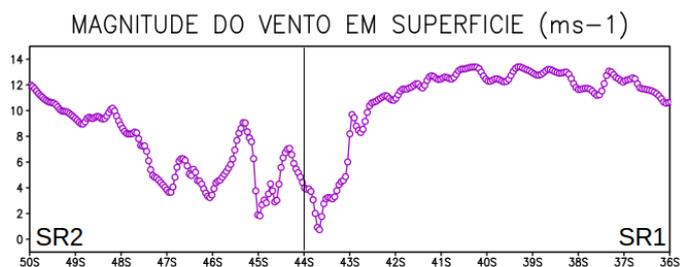
No campo do vento em superfície, mostrado na Figura 5.4 (c), observa-se sobre a secção meridional uma convergência horizontal do vento próxima de 44.0°S, correspondente com a posição do sistema frontal. Observando-se uma diminuição da velocidade do vento em superfície de 43.0°S à 47.0°S (Figura 5.4 (a)).

Figura 5.3 - Campos analisados na secção meridional definida de 36.0⁰S à 50.0⁰S para o estudo de caso 1. Em (a) mostra-se, em cores, a temperatura do ar (⁰C) para o perfil vertical entre os níveis de 1000 hPa e 750 hPa. Em (b) a componente meridional do vento (m/s) no perfil vertical de 1000 hPa à 750 hPa, onde a cor vermelha está relacionada com ventos de norte e a verde com ventos de sul.

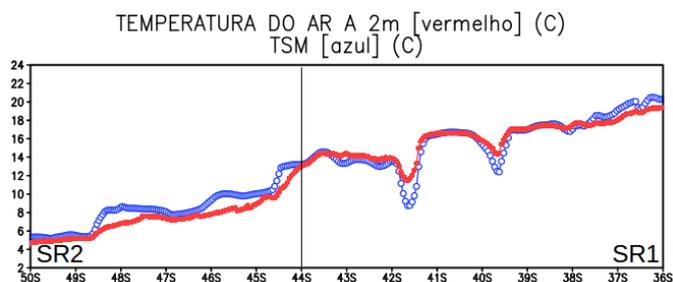


Fonte: Produção do autor

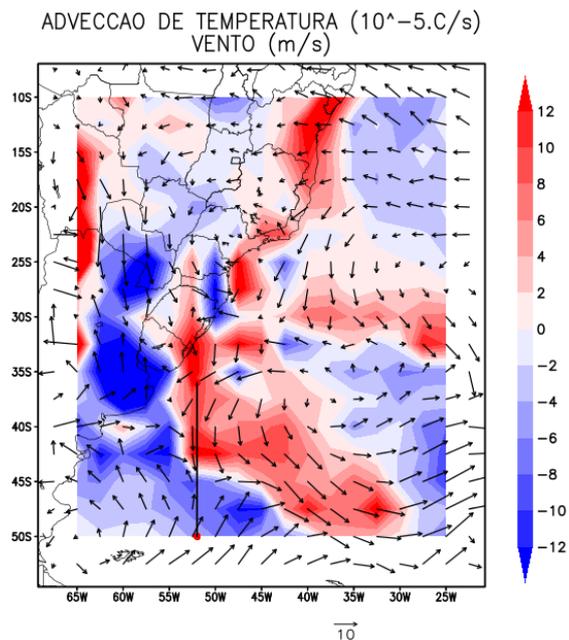
Figura 5.4 - Continuação dos campos analisados na secção meridional definida de 36.0⁰S à 50.0⁰S para o estudo de caso 1. Em (a) a magnitude do vento em superfície (m/s). Em (b) a temperatura do ar a 2 m em vermelho e a TSM em azul, as duas variáveis em (°C). Em (c), em cores, a advecção de temperatura (°C/s) e em vetores, o vento em superfície (m/s), ambos para todo o domínio utilizado, a linha preta representa a referida secção meridional.



(a)



(b)



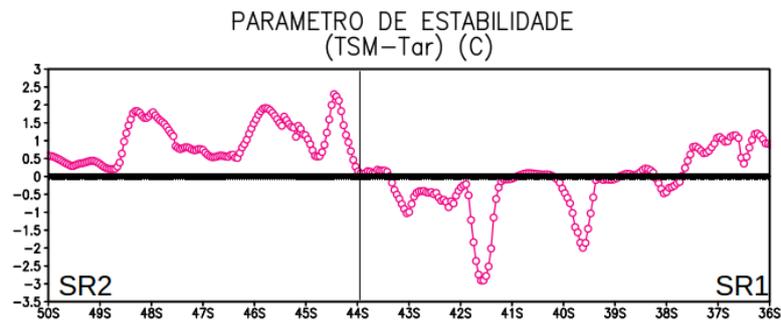
(c)

Fonte: Produção do autor

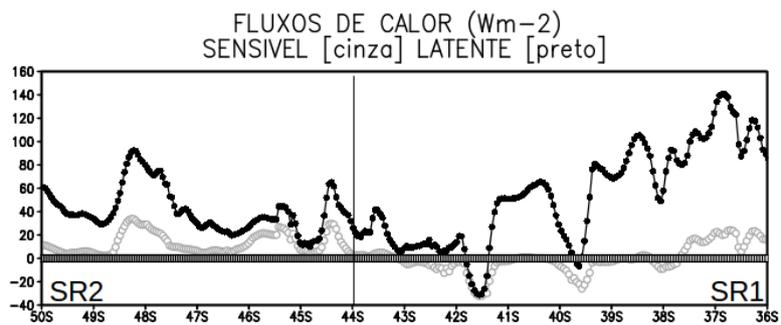
As condições descritas anteriormente contribuíram na modulação da CLAM na SR1, observando-se uma camada mais estável que a obtida na SR2 (Figura 5.5 (a)). Também é importante destacar que na SR1 a CLAM é ainda mais estável em latitudes menores (próximas à 43.0°S) (Figura 5.5 (a)), isto condicionado pelo fato de que nesta sub-região temos uma advecção de ar quente sobre uma superfície na qual a TSM diminui dos 21.0°C aos 14.0°C, contribuindo para que a temperatura do ar seja maior que a TSM (Figura 5.4 (b)). Contudo, além do padrão de advecção que já se encontra modulando a CLAM, é perceptível também na estabilidade da camada, a modulação local exercida pela diminuição da TSM entre 39.0°S e 40.0°S e entre 41.0°S e 42.0°S. O que contribui para que a CLAM seja ainda mais estável nestas regiões, apresentando valores do parâmetro de estabilidade próximos a -2.0°C e -3.0°C respectivamente, conforme mostrado na Figura 5.5 (a). A modulação local presente entre 39.0°S e 40.0°S e entre 41.0°S e 42.0°S pode ser também verificada no perfil vertical do vento meridional, mostrado na Figura 5.6, observando-se uma diminuição do vento em superfície, e aumentando até o nível de 920 hPa aproximadamente.

Um comportamento similar ao parâmetro de estabilidade pode ser observado no fluxo de calor sensível, mostrado na Figura 5.5 (b), o qual está igualmente relacionado com o gradiente de temperatura existente entre a TSM e a temperatura do ar logo acima da superfície, item 2.3. Na SR1 o fluxo de calor sensível possui valores negativos ou próximos de zero na maior parte da sub-região (Figura 5.5 (b)), o que se compreende como uma perda de calor por parte da CLAM, inibindo o desenvolvimento desta camada. Os maiores valores do fluxo de calor sensível, nesta sub-região, no sentido atmosfera - oceano, ocorrem nos dois pontos onde foi observado o decréscimo da TSM e onde a CLAM se encontra mais estável, Figuras 5.4 (b) e 5.5 (a), respectivamente. No entanto, na SR2 o fluxo de calor sensível apresenta valores positivos, o oceano cede calor para a atmosfera, o que favorece com o possível desenvolvimento da CLAM na SR2. O fluxo de calor latente, mostrado também na Figura 5.5 (b), apresenta comportamento similar ao fluxo de calor sensível, com valores negativos sendo observados entre 39.0°S e 40.0°S e entre 41.0°S e 42.0°S dentro da SR1, registrando-se um incremento do mesmo entre 47.0°S e 49.0°S dentro da SR2.

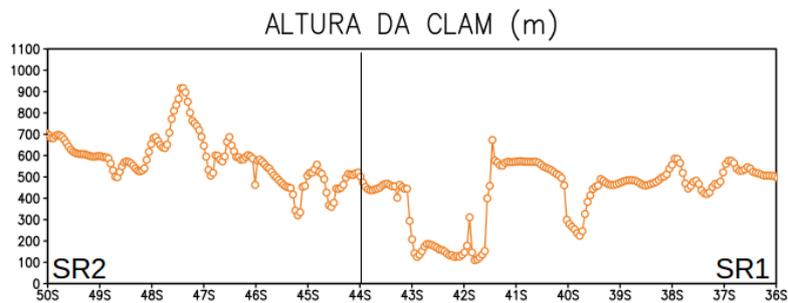
Figura 5.5 - Continuação dos campos analisados na secção meridional definida de 36.0⁰S à 50.0⁰S para o estudo de caso 1. Em (a) o parâmetro de estabilidade TSM-Tar (⁰C) utilizando o valor da temperatura do ar a 2 m de altura, valores acima de zero associados com uma camada instável e valores menores que zero com uma camada estável. Em (b), o fluxo de calor sensível em cinza e o fluxo de calor latente em preto, ambas variáveis em (W/m²), valores positivos relacionados com um fluxo em direção à atmosfera, valores negativos relacionados com um fluxo em direção à superfície oceânica. Em (c) a altura da CLAM (m).



(a)



(b)

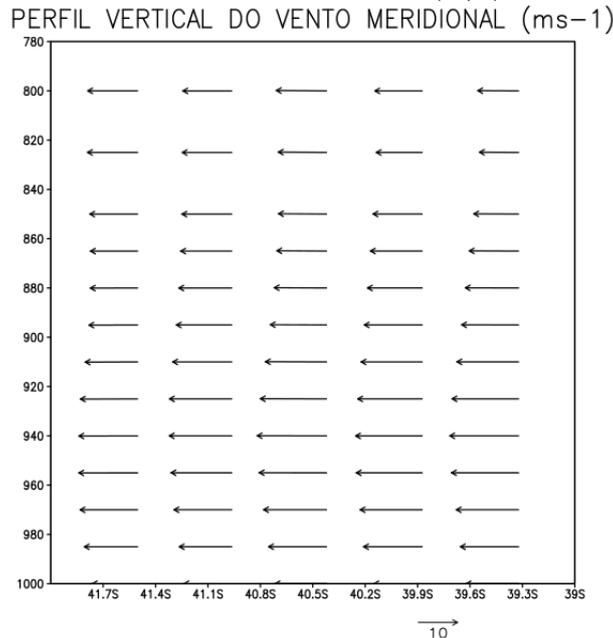


(c)

Fonte: Produção do autor

Finalmente, na Figura 5.5 (c) é possível observar a altura da CLAM na secção meridional em estudo, o que permite avaliar seu desenvolvimento em relação aos processos descritos até o momento. Na SR1 pode ser observada uma camada ainda mais rasa, com alturas próximas a 200 m e 100 m entre 39.0°S e 40.0°S e entre 41.0°S e 43.0°S, que a observada no resto da sub-região. Essa camada mais rasa, é influenciada por dois fatores, um associado a modulação da advecção de ar quente, enquanto que o outro se deve a modulação local imposta pela diminuição da TSM, observada na Figura 5.4 (b). As regiões descritas acima, foram as que apresentaram valores negativos mais significativos do parâmetro de estabilidade, camada mais estável, bem como os maiores fluxos de calor sensível e latente da atmosfera para o oceano, Figuras 5.5 (a) e 5.5 (b), respectivamente. Na SR2 um maior desenvolvimento da CLAM é notável entre 47.0°S e 48.0°S, alcançando uma altura de 900 m. O desenvolvimento da CLAM nesta região é favorecido pela instabilidade atmosférica presente (Figura 5.5 (a)), pelo aumento dos fluxos de calor sensível e latente (Figura 5.5 (b)), assim como, pelo aumento da velocidade do vento nesta área (Figura 5.4 (a)), contribuindo para um aumento da turbulência dentro da CLAM, aprofundando a camada.

Figura 5.6 - Perfil vertical do vento meridional (m/s), entre 39.0°S e 42.0°S.



Fonte: Produção do autor

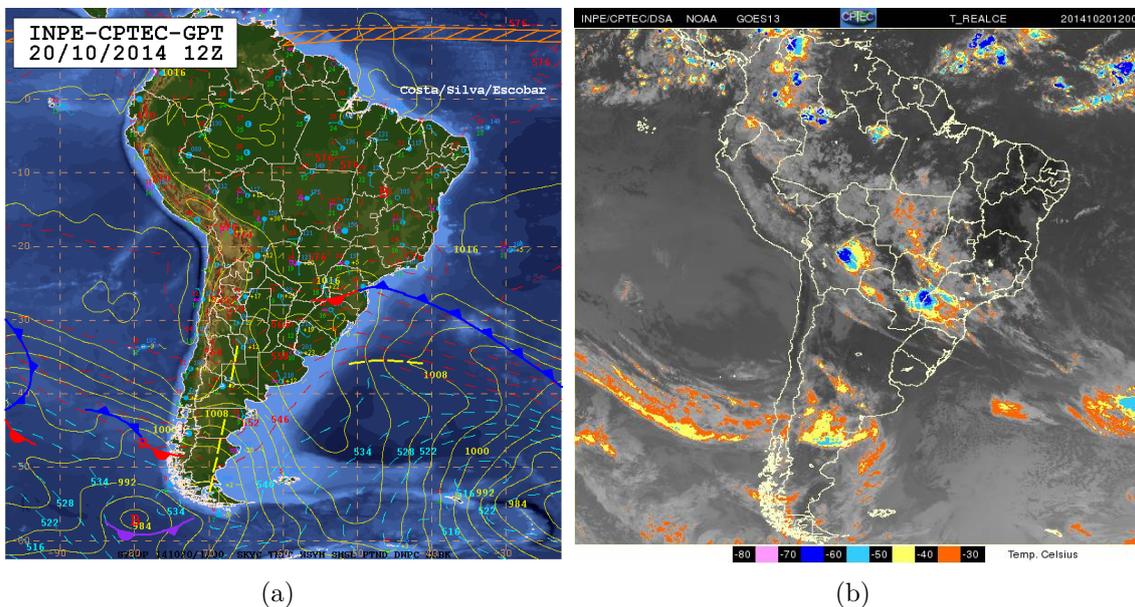
5.3 Estudo de Caso 2: condição pós-frontal

Neste segundo caso, ocorrido no dia 20 de outubro do 2014 às 12 UTC, a região de estudo é influenciada por um sistema de alta pressão transiente com características pós-frontais. As características sinóticas e sua influencia na estabilidade e desenvolvimento da CLAM são analisadas a seguir.

5.3.1 Descrição sinótica da atmosfera

Durante a propagação do sistema frontal descrito no item 5.2.1 para nordeste, a região de estudo se encontrou sob a influência da circulação do anticiclone que se deslocou na retaguarda do sistema frontal. Na carta sinótica das 12 UTC do dia 20 de outubro de 2014 (Figura 5.7 (a)) pode ser observado o ramo frio do sistema frontal sobre o Atlântico e o sistema anticiclônico com centro de 1020 hPa próximo de 35.0°S e 58.0°O. A imagem do satélite GOES-13 mostra escassa nebulosidade na região de estudo, associada a circulação do centro de alta pressão mencionado anteriormente (Figura 5.7 (b)).

Figura 5.7 - Condições sinóticas atmosféricas das 12 UTC do dia 20 de outubro de 2014.
(a) Carta sinótica de superfície. (b) Imagem do satélite GOES-13 no canal 4.



Fonte: CPTEC/INPE (2014)

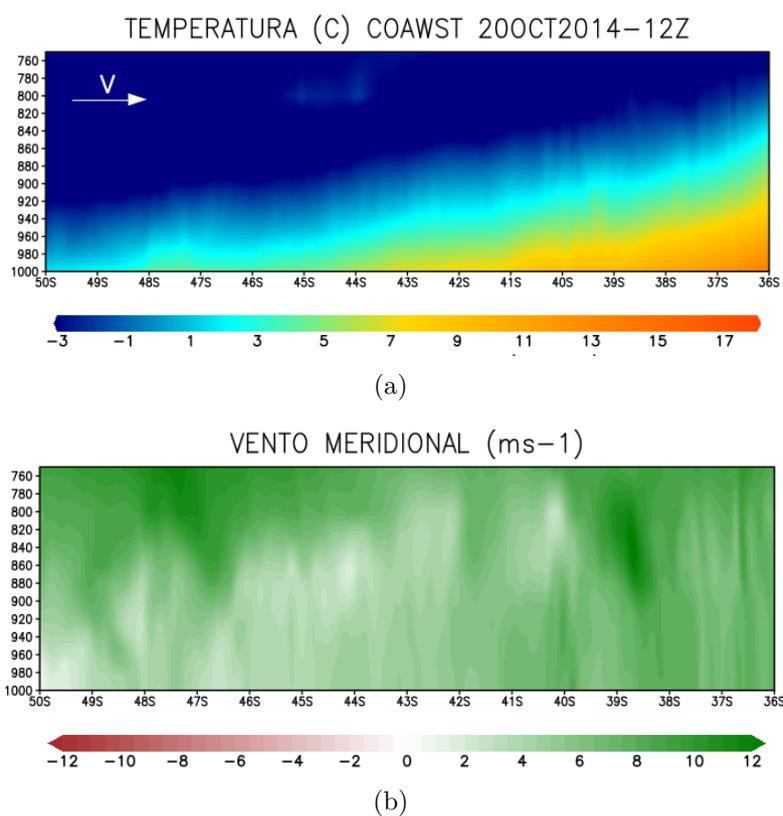
O anticiclone em questão começou a atuar sobre a secção meridional analisada às 06 UTC do dia 19 de outubro de 2014. De modo que, o regime de ventos imposto por esse sistema atmosférico influenciou a secção meridional durante 18 h até o horário definido para apresentar o estudo de caso.

5.3.2 Análise da resposta da CLAM na secção meridional

Como pode ser observado na Figura 5.8 (a), o perfil vertical de temperatura realizado para a secção meridional definida em 5.1, apresenta valores de temperaturas do ar menores que os verificados no estudo de caso 1 (Figura 5.3 (a)). Este fato, associado a influência da circulação do sistema de alta pressão descrito na análise sinótica, que estabeleceu durante um extenso período de tempo um regime de ventos de sul (Figura 5.8 (b)), corrobora a advecção de ar fria verificada na área, conforme mostrado na Figura 5.9 (c).

Comparando o gradiente, entre a TSM e a temperatura do ar, observado no estudo de caso 1 (Figura 5.4 (b)), com o observado no caso 2, verifica-se que a presença da advecção de ar frio sobre a área de estudo, por um período prolongado de tempo, provocou, além da mencionada diminuição da temperatura do ar, um aumento do gradiente de temperatura encontrado entre a TSM e a temperatura do ar próximo a superfície (Figura 5.9 (b)). Observando-se que a temperatura do ar apresenta menores valores que a TSM em quase toda a secção meridional. Isso devido ao fato de que, o calor específico da água é maior que o do ar, e conseqüentemente, as variações da temperatura do ar ocorrem em menor tempo que as observadas na TSM. Na Figura 5.9 (b) pode ser observado também uma diminuição do gradiente entre a temperatura do ar e a TSM entre 39.0°S e 40.0°S e entre 41.0°S e 42.0°S , devido a diminuição da TSM registrada nestes pontos, consequência da configuração do vórtice oceânico observado na Figura 5.1 (a), questão também comentada no estudo de caso 1.

Figura 5.8 - Campos analisados na secção meridional definida de 36.0°S à 50.0°S para o estudo de caso 2. Em (a) mostra-se, em cores, a temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) para o perfil vertical entre os níveis de 1000 hPa e 750 hPa. Em (b) a componente meridional do vento (m/s) no perfil vertical de 1000 hPa à 750 hPa, onde a cor vermelha está relacionada com ventos de norte e a verde com ventos de sul. Na figura, \underline{V} indica que o vento em superfície encontra-se predominantemente de sul.

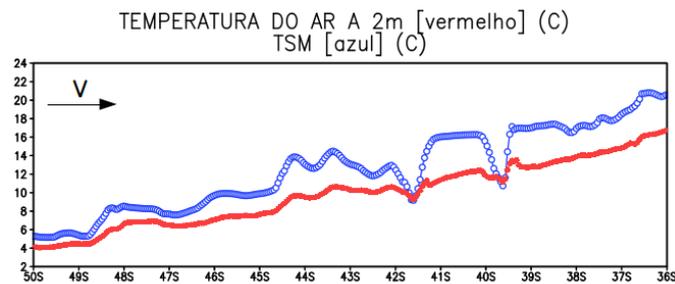


Fonte: Produção do autor

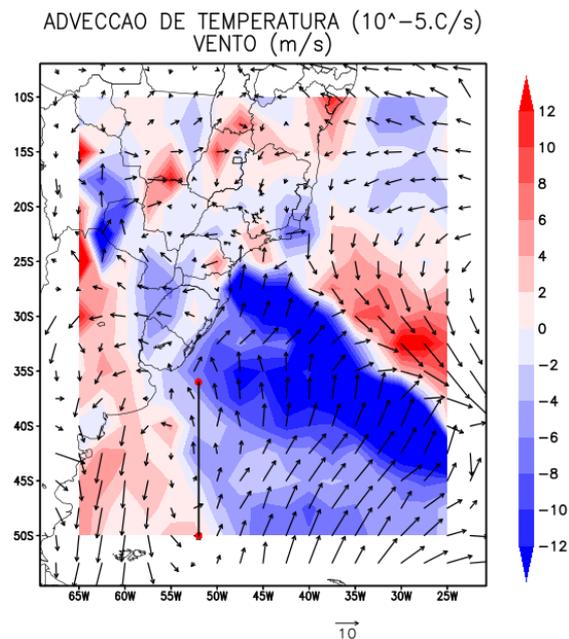
Figura 5.9 - Continuação dos campos analisados na secção meridional definida de 36.0⁰S à 50.0⁰S para o estudo de caso 2. Em (a) a magnitude do vento em superfície (m/s). Em (b) a temperatura do ar a 2 m em vermelho e a TSM em azul, as duas variáveis em (°C). Em (c), em cores, a advecção de temperatura (°C/s) e em vetores, o vento em superfície (m/s), ambos para todo o domínio utilizado, a linha preta representa a referida secção meridional. Na figura, \vec{V} indica que o vento em superfície encontra-se predominantemente de sul.



(a)



(b)



(c)

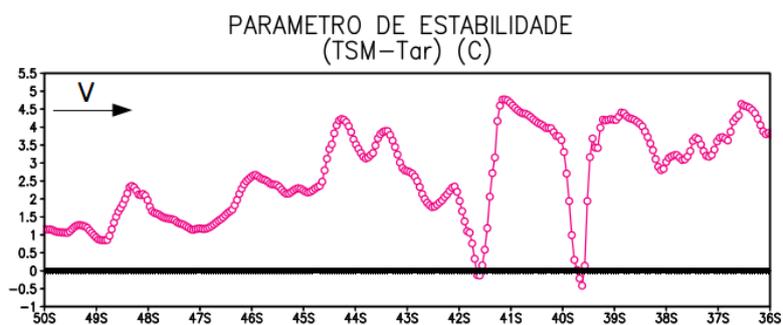
Fonte: Produção do autor

As condições apresentadas anteriormente de advecção de temperatura, TSM e o gradiente de temperatura observado entre a TSM e a temperatura do ar logo acima da superfície, contribuirão com uma CLAM instável em quase toda a secção meridional estudada (Figura 5.10 (a)). Porém, uma camada mais estável, modulada pela diminuição local da TSM, é obtida entre 39.0°S e 40.0°S e entre 41.0°S e 42.0°S. Além disso, notou-se que de forma geral, e exceto os dois pontos nos quais o parâmetro de estabilidade é negativo, a CLAM fica gradualmente mais instável em latitudes menores. Correlacionado-se assim, com o aumento do gradiente de temperatura entre a TSM e a temperatura do ar, devido a ocorrência da advecção fria de temperatura sobre uma superfície que gradualmente se encontra mais quente (Figuras 5.9 (b) e 5.10 (a)).

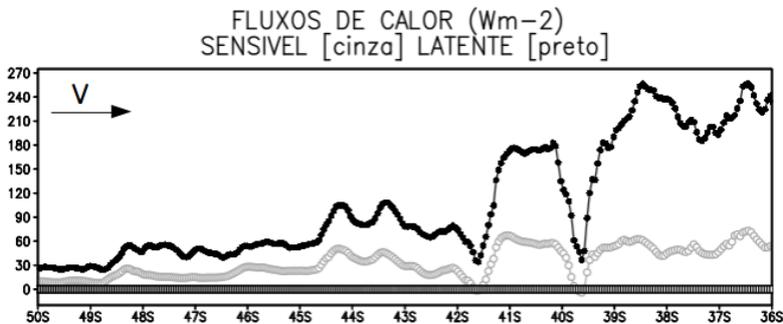
Os fluxos de calor sensível e latente, mostrados na Figura 5.10 (b), apresentam um comportamento semelhante ao observado no cálculo do parâmetro de estabilidade (Figura 5.10 (a)). No qual, verifica-se um aumento gradual dos fluxos em menores latitudes e uma diminuição local dos mesmos nos pontos onde a TSM diminui, entre 39.0°S e 40.0°S e entre 41.0°S e 42.0°S. Neste estudo de caso pode-se observar como, tanto o fluxo de calor sensível quanto o fluxo de calor latente, indicam um ganho de calor e umidade por parte da atmosfera referente à superfície oceânica, o que favorece o desenvolvimento da CLAM.

A Figura 5.10 (c) mostra a altura da CLAM na secção meridional analisada, onde verifica-se, quando comparado com o estudo de caso 1, que essa camada foi modificada pela advecção de ar frio. Essa situação influenciou na área durante 18 h antes do horário escolhido para apresentar o estudo de caso em questão. Analisando a altura da CLAM, observa-se como o desenvolvimento da camada se encontra relacionado com o parâmetro de estabilidade (TSM-Tar) (Figura 5.10 (a)), apresentando um comportamento médio de aprofundamento da camada em menores latitudes, região onde a CLAM se encontra mais instável. Além disso, verifica-se também nas Figuras 5.8 (a) e 5.10 (c), que o desenvolvimento da CLAM neste estudo apresenta uma estreita relação com o comportamento do vento, que por sua vez está correlacionado com a produção mecânica e o ganho de energia cinética turbulenta dentro da camada, item 3.3.1. Assim, verifica-se um aprofundamento da CLAM nas regiões onde um aumento da velocidade do vento é observada, chegando até os 1200 m e 1300 m de altura nos pontos onde a CLAM apresenta o maior desenvolvimento.

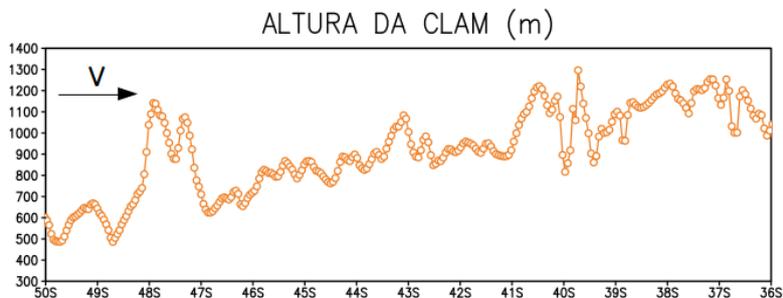
Figura 5.10 - Continuação dos campos analisados na secção meridional definida de 36.0⁰S à 50.0⁰S para o estudo de caso 2. Em (a) o parâmetro de estabilidade TSM-Tar (⁰C) utilizando o valor da temperatura do ar a 2 m de altura, os valores acima de zero associados com uma camada instável e valores menores que zero com uma camada estável. Em (b), o fluxo de calor sensível em cinza e o fluxo de calor latente em preto, ambas variáveis em (W/m²), valores positivos relacionados com um fluxo em direção à atmosfera, valores negativos relacionados com um fluxo em direção à superfície oceânica. Em (c) a altura da CLAM (m). Na figura, \vec{V} indica que o vento em superfície encontra-se predominantemente de sul.



(a)



(b)

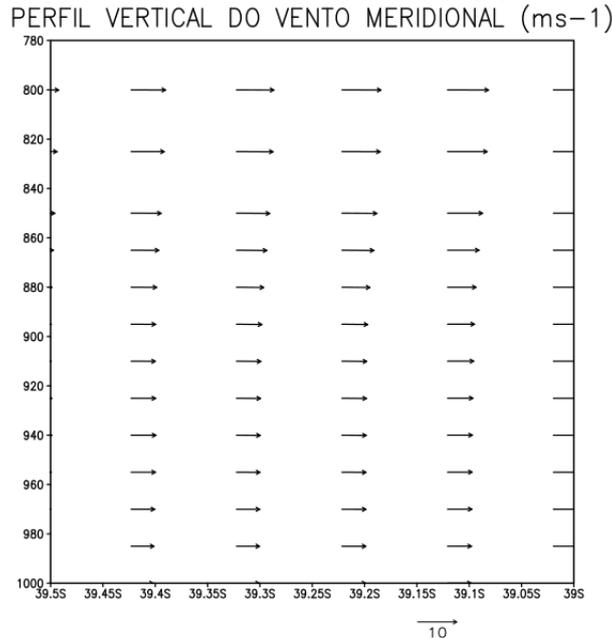


(c)

Fonte: Produção do autor

A modulação local presente entre 39.0^oS e 40.0^oS e entre 41.0^oS e 42.0^oS, observada no estudo de caso anterior (Figura 5.5 (c)), não foi tão perceptível neste segundo estudo quando se analisou a altura da CLAM (Figura 5.10 (c)). Porém, os gráficos de TSM (Figura 5.9 (b)), parâmetro de estabilidade (Figura 5.10 (a)), fluxos de calor (Figura 5.10 (b)) e magnitude do vento em superfície (Figura 5.8 (a)), indicam uma diminuição do vento em superfície e uma camada mais estável sobre às águas mais frias encontradas entre 39.0^oS e 40.0^oS, podendo-se verificar na região a existência de cisalhamento vertical do vento meridional (Figura 5.11). Processos estes associados ao mecanismo de mistura vertical descrito por Tokinaga et al. (2005) na região da CBM e corroborado por Pezzi et al. (2005) e Pezzi et al. (2009).

Figura 5.11 - Perfil vertical do vento meridional (m/s), entre 39.0^oS e 39.5^oS.



Fonte: Produção do autor

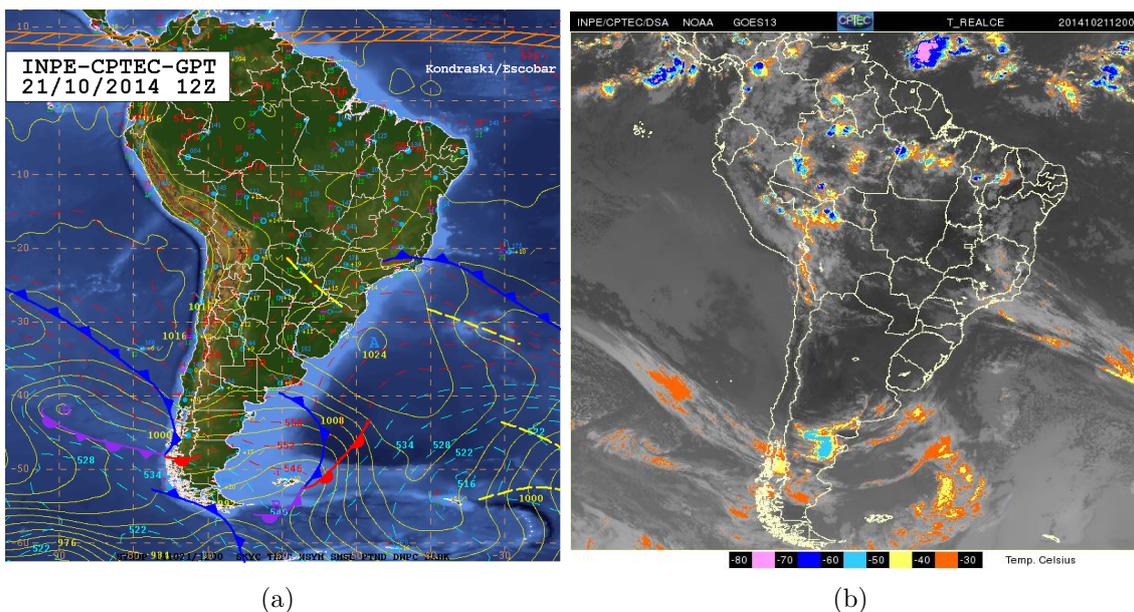
5.4 Estudo de Caso 3: condição pré-frontal

No terceiro estudo de caso se analisa a resposta e desenvolvimento da CLAM em condições pré-frontais, quando a área de estudo se encontra influenciada por um regime de ventos de norte, característico desta situação. O evento escolhido neste estudo de caso ocorreu no dia 21 de outubro de 2014 às 12 UTC. A seguir é apresentada a análise sinótica atmosférica desse horário e a resposta da CLAM ao referido regime de vento.

5.4.1 Descrição sinótica da atmosfera

Na análise sinótica das 12 UTC do dia 21 de outubro de 2014, representada pela carta de superfície mostrada na Figura 5.12 (a), pode-se verificar a influência do sistema frontal, analisado nos estudos de caso 1 e 2, sobre o Atlântico e estendendo-se até os estados do Rio de Janeiro, Espírito Santos e Minas Gerais. Na retaguarda deste sistema frontal, um sistema de alta pressão influencia com centro de 1024 hPa, próximo à 32.0°S e 48.0°O. No sudoeste do Atlântico Sul um novo sistema frontal atua, estendendo-se desde uma baixa pressão localizada em torno de 55.0°S e 60.0°O. A imagem do satélite GOES-13 no canal 4 para o horário de estudo (Figura 5.12 (b)) mostra a nebulosidade associada aos dois sistemas frontais descritos anteriormente.

Figura 5.12 - Condições sinóticas atmosféricas das 12 UTC do dia 21 de outubro de 2014. (a) Carta sinótica de superfície. (b) Imagem do satélite GOES-13 no canal 4.



Fonte: CPTEC/INPE (2014)

Como consequência da localização geográfica dos sistemas atmosféricos descritos na análise sinótica, a secção meridional se encontra neste estudo de caso à direita do novo sistema frontal. Na análise foi observado que este novo sistema frontal começou a atuar no sudoeste do Atlântico Sul com 12 horas de antecedência ao horário considerado para o estudo de caso. Assim, a secção meridional encontrou-se influenciada, durante este período, por ventos de norte/noroeste, característicos de situações pré-frontais (Figuras não mostradas).

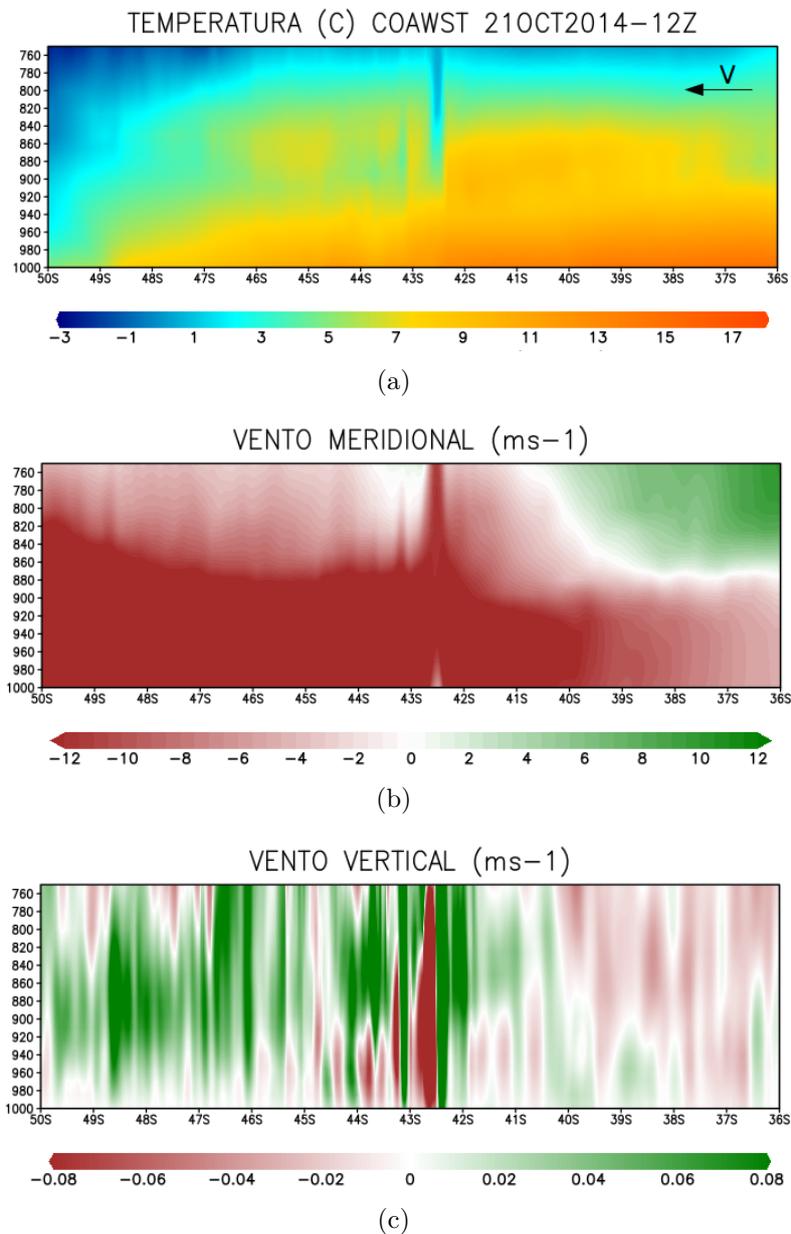
5.4.2 Análise da resposta da CLAM na secção meridional

Na Figura 5.13 (a) mostra-se, em toda a secção meridional, valores de temperaturas maiores que os encontrados nos estudos de casos anteriores. Isto associado a referida influência dos ventos de norte/noroeste, que neste horário podem ser verificados na Figura 5.13 (b). Além disso, este regime de vento estabeleceu sob a secção meridional de estudo uma advecção quente de temperatura, conforme observado na Figura 5.14 (c).

É notável também na Figura 5.13 (a), entre 42.0°S e 42.5°S aproximadamente, uma incursão de ar frio dos níveis mais altos da troposfera, representados na figura, até os níveis mais baixos, vinculado com movimentos verticais descendentes encontrados nessas latitudes (Figura 5.13 (c)). Porém, uma situação oposta é observada entre 42.5°S e 43.0°S, onde, movimentos verticais ascendentes são observados e uma ascensão de ar quente é verificada (Figuras 5.13 (c) e 5.13 (a)). Na Figura 5.14 (a), uma diminuição do vento em superfície é encontrado entre 42.0°S e 43.0°S, na região onde um aumento no vento vertical é identificado (Figura 5.13 (c)). A diminuição do vento em superfície, observada de 41.8°S aproximadamente à 36.0°S (Figura 5.14 (a)), se encontra associada com a proximidade ao centro de alta pressão descrito na análise sinótica.

A presença de advecção de ar quente sobre a área de estudo contribuiu para que o gradiente de temperatura entre a TSM e a temperatura do ar fosse menor, quanto ao encontrado no estudo de caso anterior (Figuras 5.14 (b) e 5.9 (b)). Na Figura 5.14 (b) pode ser verificado como, além de ser menor o gradiente entre essas duas variáveis, na região mais fria do corte meridional selecionado, latitudes maiores que os 44.5°S aproximadamente, a temperatura do ar apresenta maiores valores que a TSM. Porém, na região mais quente a temperatura do ar é geralmente menor que a TSM, salvo entre 39.0°S e 40.0°S e entre 41.0°S e 42.0°S onde um decréscimo nos valores de TSM é verificado devido á presença do vórtice oceânico descrito no item 5.1.

Figura 5.13 - Campos analisados na secção meridional definida de 36.0⁰S à 50.0⁰S para o estudo de caso 3. Em (a) mostra-se, em cores, a temperatura do ar (°C) para o perfil vertical entre os níveis de 1000 hPa e 750 hPa. Em (b) a componente meridional do vento (m/s) no perfil vertical de 1000 hPa à 750 hPa, onde a cor vermelha está relacionada com ventos de norte e a verde com ventos de sul. Em (c) a componente vertical do vento (m/s) no perfil vertical entre os níveis de 1000 hPa e 750 hPa, onde a cor vermelha está relacionada com movimentos verticais ascendentes e a verde com movimentos verticais descendentes. Na figura, ∇ indica que o vento em superfície encontra-se predominantemente de norte.

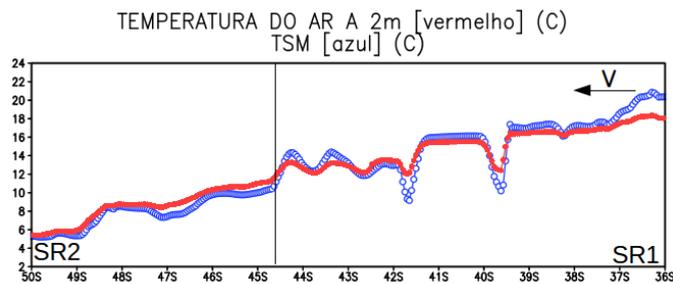


Fonte: Produção do autor

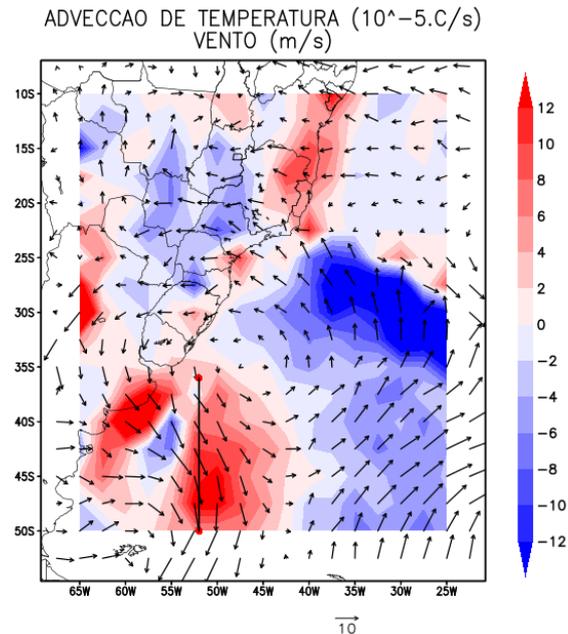
Figura 5.14 - Continuação dos campos analisados na secção meridional definida de 36.0⁰S à 50.0⁰S para o estudo de caso 3. Em (a) a magnitude do vento em superfície (m/s). Em (b) temperatura do ar a 2 m em vermelho e a TSM em azul, as duas variáveis em (°C). Em (c), em cores, a advecção de temperatura (°C/s) e em vetores, o vento em superfície (m/s), ambos para todo o domínio utilizado, a linha preta representa a referida secção meridional. Na figura, \overleftarrow{V} indica que o vento em superfície encontra-se predominantemente de norte.



(a)



(b)



(c)

Fonte: Produção do autor

A fim de abordar com mais clareza a resposta da CLAM no presente estudo de caso, a sub-região com maiores valores de TSM, latitudes menores que 44.5°S , será nomeada a seguir como SR1 e a região ao sul de 44.5°S como SR2. Assim, na Figura 5.15 (a) pode ser observada uma camada mais instável do lado quente do corte meridional na SR1, e uma camada mais estável do lado frio, na SR2. Comportamento associado a distribuição da TSM e da temperatura do ar descrita anteriormente e mostrada na Figura 5.14 (b). Na SR1 pode ser verificada, de forma semelhante aos estudos de casos anteriores, uma camada mais estável entre 39.0°S e 40.0°S e entre 41.0°S e 42.0°S respondendo à modulação local da TSM. Porém, uma camada mais instável entre 36.0°S e 37.0°S pode ser observada, coincidente com o maior gradiente positivo de temperatura entre a TSM e a temperatura do ar para um valor do parâmetro de estabilidade próximo de 2.5°C .

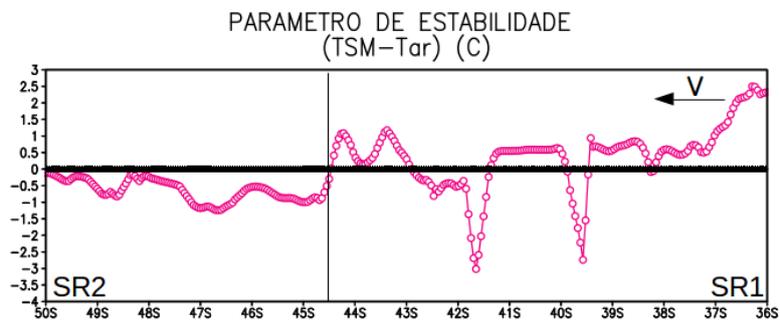
No caso 3, o fluxo de calor sensível mostrado na Figura 5.15 (b) apresenta valores negativos na SR2, correspondente com a camada estável evidenciada na Figura 5.15 (a). No entanto, na SR1 valores positivos do fluxo de calor sensível são encontrados, caracterizando uma camada instável, exceto nas regiões entre 39.0°S e 40.0°S e entre 41.0°S e 42.0°S , onde o fluxo de calor sensível apresenta os maiores valores, sendo direcionado nestas regiões da atmosfera para o oceano. Por sua vez, o fluxo de calor latente apresenta um comportamento análogo ao fluxo de calor sensível mostrando menores valores na SR2 e maiores na SR1, onde é marcado por uma diminuição, semelhante ao fluxo de calor sensível, nas regiões onde a modulação da TSM é evidente (Figura 5.15 (b)).

Na Figura 5.15 (c) é mostrada a altura da CLAM para as condições observadas na presente situação. Podendo-se verificar uma camada mais rasa na SR2, em torno dos 500 m, e uma camada, de forma geral, mais desenvolvida na SR1. A camada mais rasa da SR2 se encontra relacionada com a estabilidade encontrada nesta região (Figura 5.15 (a)) e com os valores negativos do fluxo de calor sensível observado na Figura 5.15 (b), o qual evidencia uma perda de calor da atmosfera para o oceano. Na SR1 o maior desenvolvimento da camada se encontra entre os 36.0°S e 37.0°S chegando até os 1200 m de altura aproximadamente, área na qual pode ser verificada uma diminuição do vento em superfície relacionada com a proximidade ao centro de alta pressão, no entanto, a modulação local que se sobrepõe nesta região produz um aumento na instabilidade da CLAM, Figuras 5.14 (a) e 5.15 (a) respectivamente. Por outro lado, entre 39.0°S e 40.0°S é observada uma camada com altura inferior aos 100 m, modulada pela diminuição local da TSM. Da mesma forma, modulada pela diminuição da TSM e pela presença de movimentos verticais descendentes (Figura

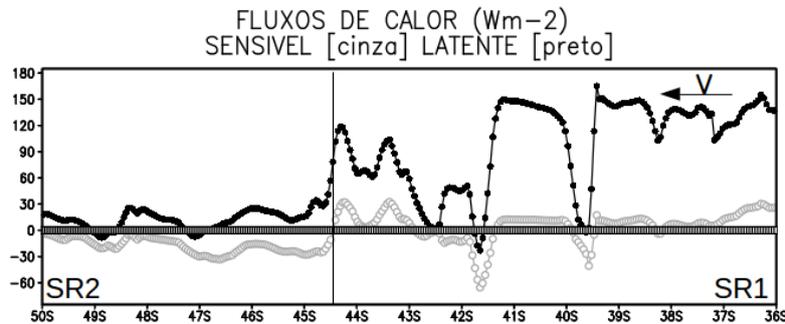
5.14(c)), uma camada com altura entre os 200 m e 350 m é encontrada em torno de 41.5°S e 42.5°S. Nota-se também neste estudo de caso, quando comparado com o estudo de caso 2, que a CLAM não responde ao padrão do vento visto em superfície (Figuras 5.15 (c) e 5.14 (a)).

Resultados semelhantes foram obtidos por Pezzi et al. (2009) ao analisar um dos seus casos de estudo, no qual a situação sinótica atmosférica induziu uma advecção de ar quente sobre a CBM, durante as Operações Antárticas XXV e XXVI (OP25 e OP26). Segundo os autores, quando ventos de norte influenciam a região da CBM, uma perturbação negativa da pressão é causada no lado frio da frente oceânica contribuindo para que o fluxo de calor sensível seja direcionado da atmosfera para o oceano, induzindo assim, uma CLAM mais estável e menos profunda. No entanto, na região quente da frente oceânica a camada limite sofre uma perturbação positiva tornando-se mais profunda.

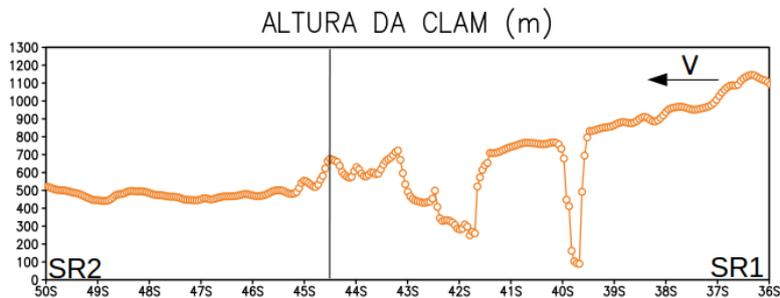
Figura 5.15 - Continuação dos campos analisados na secção meridional definida de 36.0°S à 50.0°S para o estudo de caso 3. Em (a) o parâmetro de estabilidade TSM-Tar (°C) utilizando o valor da temperatura do ar a 2 m de altura, os valores acima de zero associados com uma camada instável e valores menores que zero com uma camada estável. Em (b), o fluxo de calor sensível em cinza e o fluxo de calor latente em preto, ambas variáveis em (W/m²), valores positivos relacionados com um fluxo em direção à atmosfera, valores negativos relacionados com um fluxo em direção à superfície oceânica. Em (c) a altura da CLAM (m). Na figura, \overleftarrow{V} indica que o vento em superfície encontra-se predominantemente de norte.



(a)



(b)



(c)

Fonte: Produção do autor

6 ANÁLISE DINÂMICA

Neste capítulo é apresentada a análise para verificar a atuação do mecanismo de ajuste hidrostático na região de estudo. Além disso, também é apresentada a análise dos termos das equações horizontais de *momentum* em superfície, considerando os sistemas atmosféricos descritos no Capítulo 5 e o comportamento do vento em superfície.

6.1 Mecanismo de ajuste hidrostático

O mecanismo de ajuste hidrostático descrito por Lindzen e Nigam (1987) propõe que, variações na TSM induzem a variações da temperatura do ar na CLAM, criando um gradiente de pressão hidrostático que influencia os ventos em superfície. Desse modo, sobre águas mais quentes podem ser encontrados menores valores de pressão e, conseqüentemente, convergência dos ventos em superfície. Porém, em regiões com TSM menor, maiores valores de pressão e divergência do vento em superfície são observados (Figura 2.5).

Com o objetivo de mostrar a existência deste mecanismo, sob as condições descritas nos estudos de casos apresentados no Capítulo 5, foram analisados, de forma subjetiva, os gráficos de PNMM, TSM e os perfis verticais do vento na secção meridional definida em 5.1 (Figura mostradas no Apêndice A). Nesta análise não foi observada uma relação clara entre as referidas variáveis, o que não permitiu chegar a conclusões sobre a atuação do mecanismo em questão.

Porém, outro método discutido por Kilpatrick et al. (2014), para a verificação do mecanismo de ajuste hidrostático, sugere a existência de uma relação entre a divergência do vento em superfície ($\nabla \mathbf{V}$) e o laplaciano da pressão no nível médio do mar ($\nabla^2 \text{PNMM}$). De modo que, em regiões onde são observadas $\nabla \mathbf{V}$ positiva, valores negativos do $\nabla^2 \text{PNMM}$ serão encontrados, e vice-versa.

Para o cálculo destes parâmetros foi escolhido um domínio, que abrange a secção meridional de estudo, entre as latitudes de 42°S e 47°S e as longitudes de 46°O e 56°O , conforme mostrado nas Figuras 6.1, 6.2 e 6.3. Os cálculos foram realizados utilizando operações de diferenças centradas para cada ponto de grade. Seguindo no cálculo do $\nabla^2 \text{PNMM}$ o conceito de que o laplaciano de um campo escalar f é definido como a divergência do gradiente de f : $\nabla^2 f = \nabla \cdot \nabla(f)$.

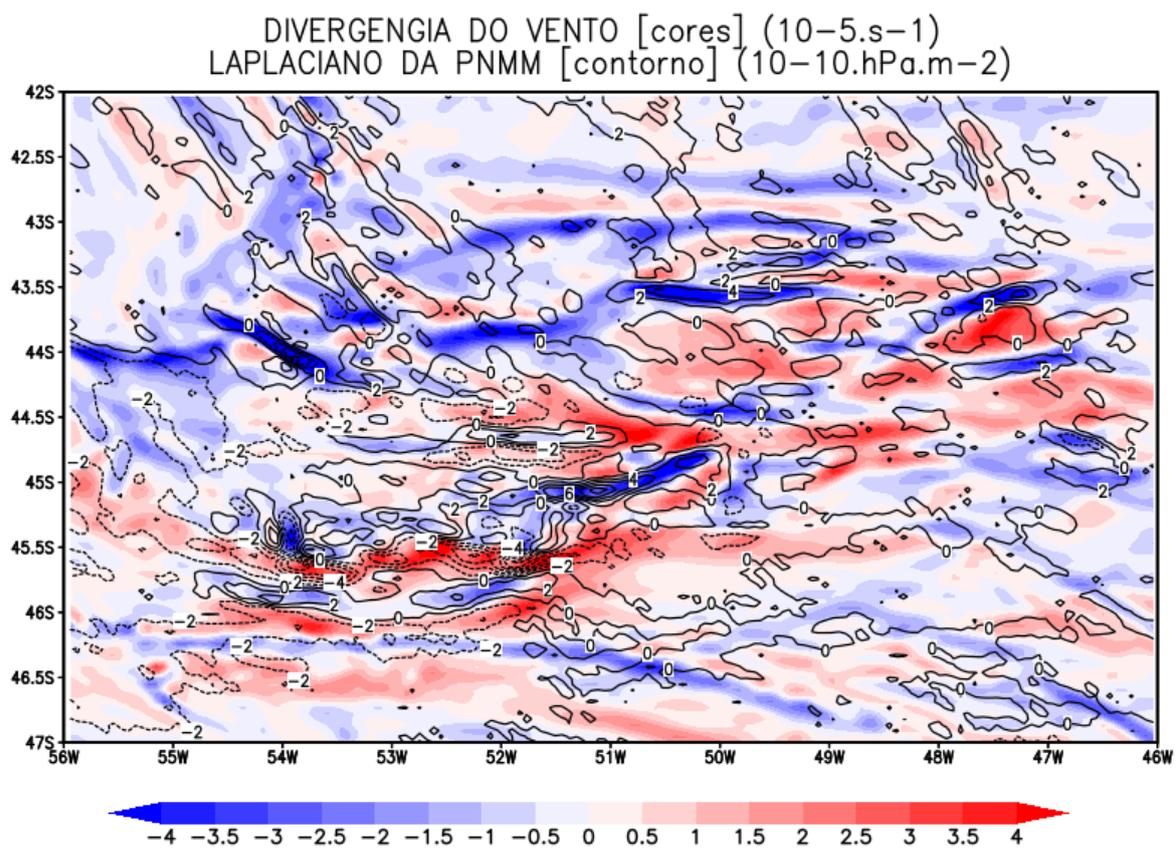
As Figuras 6.1, 6.2 e 6.3 apresentam a sobreposição dos campos de $\nabla \mathbf{V}$ e $\nabla^2 \text{PNMM}$, no domínio definido anteriormente, para os estudos de caso 1, 2 e 3, respectivamente.

Através da análise desses campos foi observado que, durante o estudo de caso 1, na região definida entre 44.5^oS e 46^oS e as longitudes de 50^oO e 55^oO (Figura 6.1) se evidencia a atuação do mecanismo de ajuste hidrostático, no qual se observa ∇V negativa em regiões onde o $\nabla^2 \text{PNMM}$ apresenta valores positivos e vice-versa. Nesta situação a influência de um sistema frontal sob a região de estudo foi verificada, item 5.2.1.

No entanto, na análise realizada para os estudos de caso 2 e 3 (Figuras 6.2 e 6.3), não foi observada a mencionada relação entre o ∇V e o $\nabla^2 \text{PNMM}$. Nestes casos, uma relação inversa à esperada foi observada no estudo de caso 3, nas regiões definidas entre 42^oS e 43.5^oS e as longitudes de 50^oO e 52.5^oO, e entre 46.3^oS e 47^oS e as longitudes de 52.5^oO e 54^oO (Figura 6.3), enquanto que, no estudo de caso 2 a relação entre ∇V e $\nabla^2 \text{PNMM}$ não foi evidente devido aos baixos valores encontrados para estes dois campos (Figura 6.2).

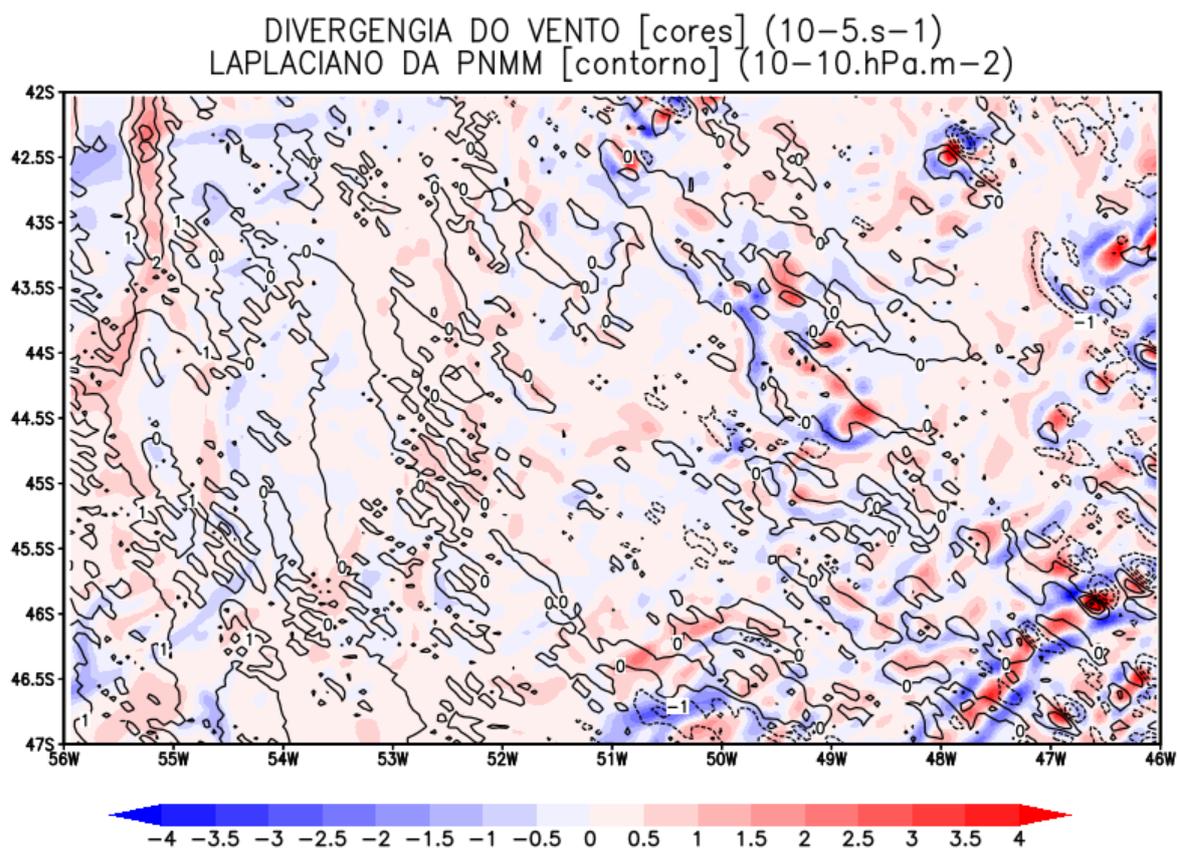
Uma possível explicação para a observação do mecanismo de ajuste hidrostático apenas no caso 1, pode estar associada com a influência de um padrão de vento melhor organizado de sul e de norte nos casos 2 (Figura 6.4 (b)) e 3 (Figura 6.4 (c)), onde condições pós-frontais e pré-frontais, respectivamente, foram observadas. Na região compreendida entre as latitudes de 42^oS e 47^oS e as longitudes de 46^oO e 56^oO, as frentes térmicas oceânicas apresentam orientação quase zonal (Figura 5.1 (a)), deste modo nos casos 2 e 3 o vento influenciaria perpendicularmente à frente térmica oceânica. Segundo Shimada e Minobe (2011), em situações onde a direção do vento é perpendicular a uma frente de TSM, o mecanismo de ajuste hidrostático desempenha um papel menor e vice-versa. De fato, Shimada e Minobe (2011) verificaram baixas correlações entre os campos utilizados para mostrar a existência do mecanismo de ajuste hidrostático, sob a frente térmica da CBM, durante o inverno do hemisfério sul, quando fortes ventos de oeste atuaram na região.

Figura 6.1 - Em cores a divergência do vento em superfície ($10^{-5} \cdot s^{-1}$) e em contorno o laplaciano da PNMM ($10^{-10} \cdot hPa \cdot m^{-2}$) para o estudo de caso 1.



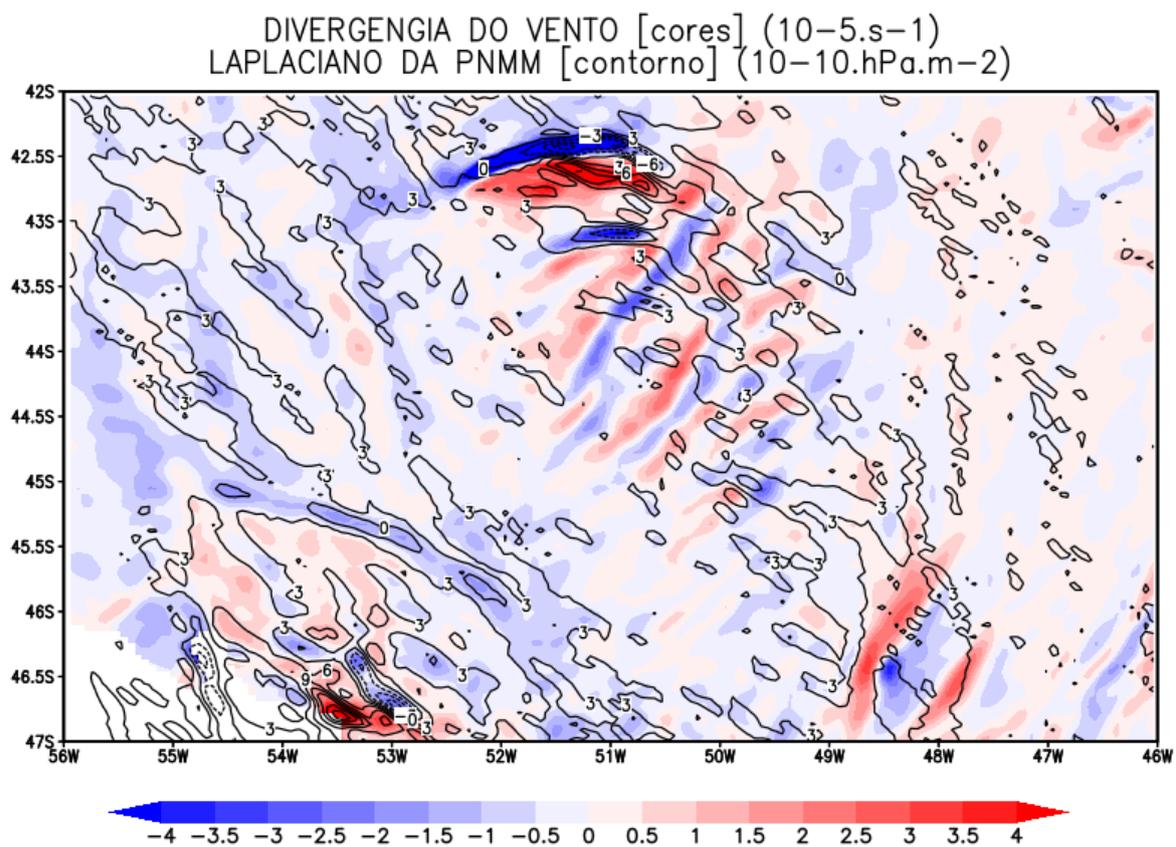
Fonte: Produção do autor

Figura 6.2 - Em cores a divergência do vento em superfície ($10^{-5}.s^{-1}$) e em contorno o laplaciano da PNMM ($10^{-10}.hPa.m^{-2}$) para o estudo de caso 2.



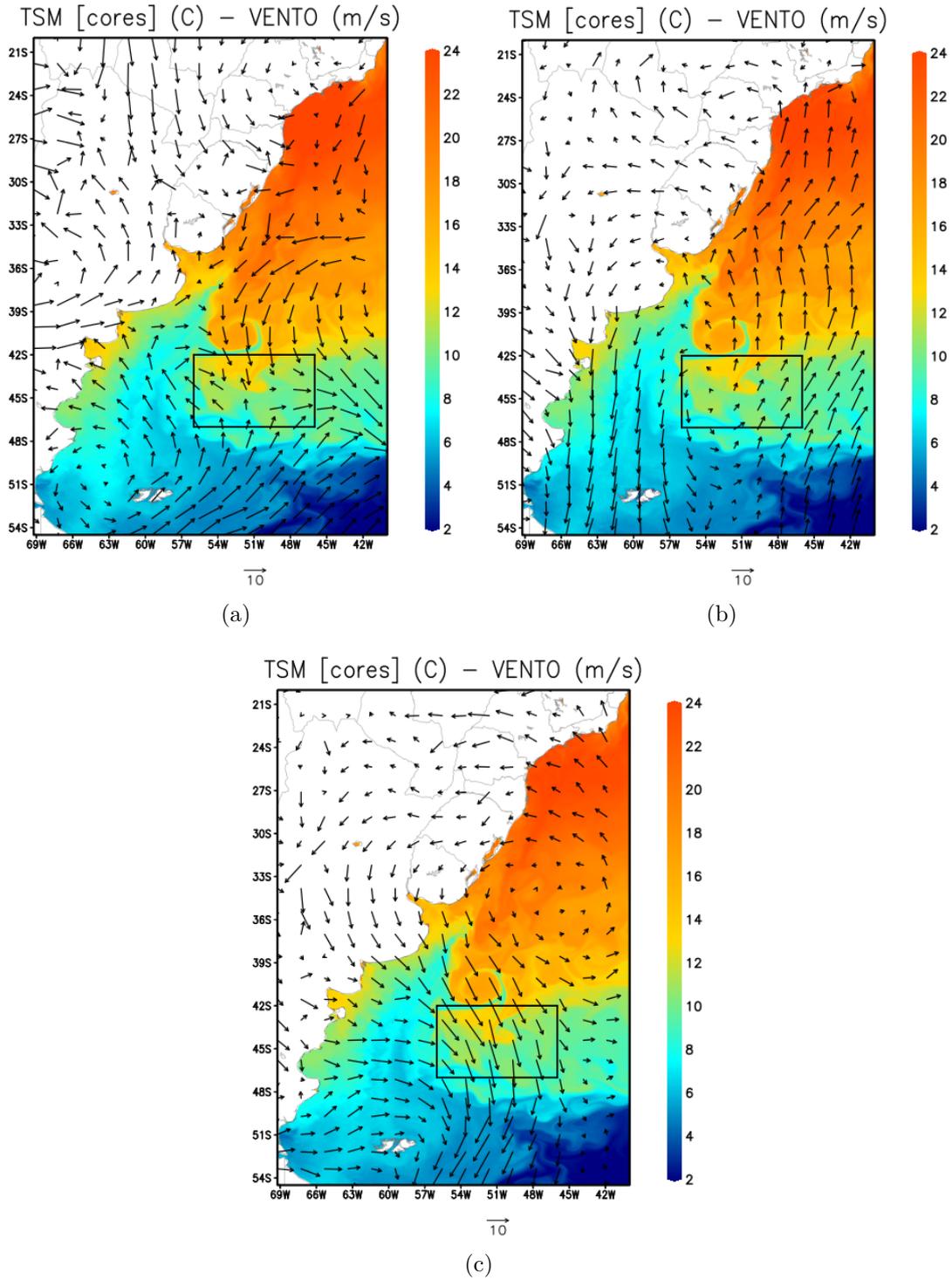
Fonte: Produção do autor

Figura 6.3 - Em cores a divergência do vento em superfície ($10^{-5}.s^{-1}$) e em contorno o laplaciano da PNMM ($10^{-10}.hPa.m^{-2}$) para o estudo de caso 3.



Fonte: Produção do autor

Figura 6.4 - Em cores a TSM ($^{\circ}\text{C}$) e em vetores o vento a 10 m de altura (m/s), para o estudo de caso 1 (a), 2 (b) e 3 (c) respectivamente.



Fonte: Produção do autor

6.2 Análise dos termos das equações horizontais de *momentum*

A seguir é apresentada a análise dos termos das equações horizontais de *momentum* em superfície, para cada um dos estudos de caso descritos no Capítulo 5. Os termos envolvidos nas equações horizontais de *momentum* são expostos nas equações 3.5 e 3.6. Na obtenção destes termos dentro do modelo atmosférico WRF, assim como na análise dos mesmos, foi utilizada a metodologia proposta por Moisseeva e Steyn (2014), Kilpatrick et al. (2014) e Moura (2017).

Na análise de escala dos termos envolvidos nas equações horizontais de *momentum*, pode ser verificado que os termos de maior importância são: gradiente de pressão (GP), Coriolis (Cor), advecção (Adv) e os termos de tendência total (TT), com uma grandeza de ($10^{-4} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$). No entanto, na análise apresentada a seguir, também foi considerado o termo de difusão horizontal (DH).

Os termos de GP, Cor, Adv e TT são analisados de forma independente nas componentes zonal e meridional, devido à alta variabilidade que apresentam estes termos. Porém, na análise do termo DH foi calculado o somatório de DH(zonal) + DH(meridional), a fim de verificar o comportamento da resultante deste termo.

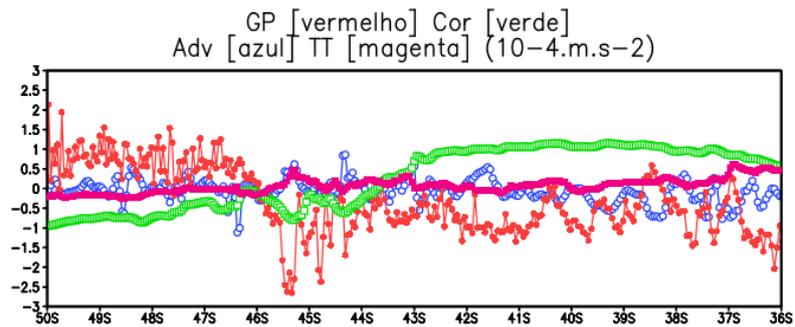
6.2.1 Análise dinâmica: Estudo de caso 1

Na Figura 6.5 (a) e 6.5 (b), mostram-se, respectivamente, as componentes zonal e meridional da equação de *momentum* para o estudo de caso 1. Verificando-se na Figura 6.5 (a), que a tendência do GP zonal apresenta valores negativos entre 36.0°S e 46.0°S e valores positivos entre 46.0°S e 50.0°S. Por outro lado, a componente zonal de Cor apresenta valores positivos entre 36.0°S e 44.0°S aproximadamente e valores negativos entre 44.0°S e 50.0°S. As componentes meridionais do GP e Cor não apresentam um sinal marcante, conforme pode ser observado na figura 6.5 (a).

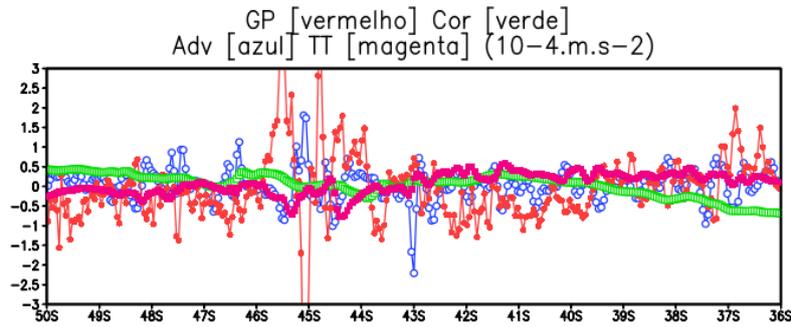
Na região compreendida entre 44.0°S e 46.0°S, onde foi observada a influência do sistema frontal descrito na análise sinótica do item 5.2.1, pode ser verificado que os termos zonais de GP e Cor apresentam o mesmo sinal (Figura 6.5 (a)). Destacando-se também um incremento da componente meridional do GP e do termo meridional de Adv nesta região (Figura 6.5 (b)).

Na Figura 6.5 (c), pode ser observado um aumento no termo DH entre 43.0°S e 47.0°S aproximadamente. Região onde foi observada uma diminuição do vento em superfície (Figura 5.5(a)) e convergência do mesmo, gerada pela presença do sistema frontal (Figura 5.5(c)).

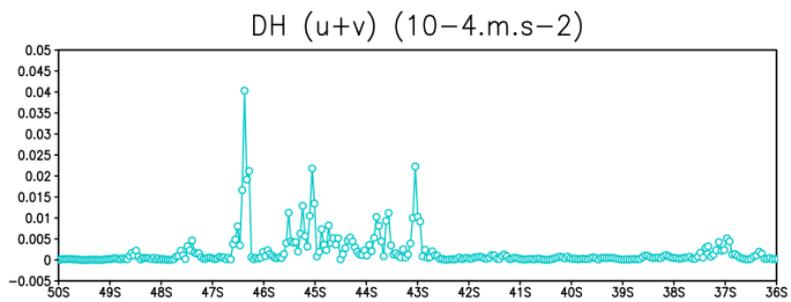
Figura 6.5 - Em (a) e (b), os termos das equações de *momentum* zonal e meridional respectivamente, para o estudo de caso 1. Termo de gradiente de pressão em vermelho, termo de Coriolis em verde, termo de advecção em azul e termo de tendência total em magenta. Em (c) somatório dos termos zonal e meridional da difusão horizontal. Os gráficos foram elaborados na secção meridional definida entre 36.0⁰S à 50.0⁰S. Unidades das variáveis: ($10^{-4} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$).



(a)



(b)



(c)

Fonte: Produção do autor

6.2.2 Análise dinâmica: Estudo de caso 2

Os termos associados a componente zonal da equação de *momentum*, para o estudo de caso 2, são apresentados na Figura 6.6 (a). Na qual pode ser verificada que, o termo zonal do GP possui valores positivos em toda secção meridional, enquanto que, o termo de Cor apresenta valores negativos. Porém, na Figura 6.6 (b) observa-se que estes termos dentro da equação meridional mostram uma variabilidade mais acentuada.

Neste estudo de caso não foi observada uma relação entre o termo de DH (Figura 6.6 (c)) e a velocidade do vento em superfície (Figura 5.9 (a)), como foi observada no estudo de caso 1 e como será comentada na análise do estudo de caso 3. Na Figura 6.6 (c) foram observadas três regiões nas quais o termo de DH aumenta, mas nenhuma conclusão evidente pode ser definida.

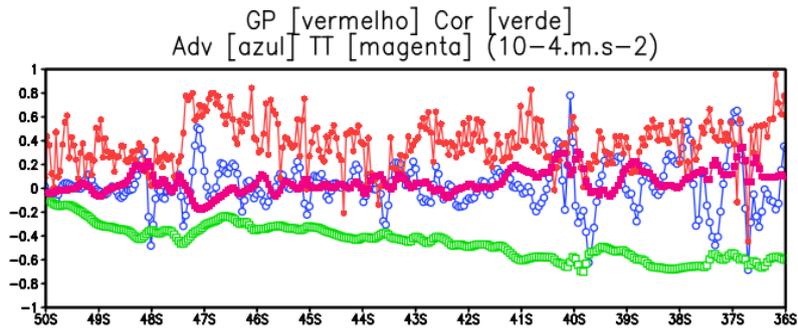
6.2.3 Análise dinâmica: Estudo de caso 3

No estudo de caso 3, conforme descrito no item 5.4, a secção meridional definida para o estudo da CLAM encontra-se influenciada por ventos de norte, característicos de uma situação pré-frontal. Na análise do termo de GP, tanto zonal quanto meridional, o avanço do referido sistema frontal e do sistema de baixa pressão, ao qual o sistema frontal encontra-se associado, se evidencia nos valores negativos do GP (Figuras 6.7 (a) e 6.7 (b)). Estes valores negativos da tendência do GP, compreendem-se como uma diminuição da pressão *in situ* conforme o sistema de escala sinótica aproxima-se à secção meridional de estudo.

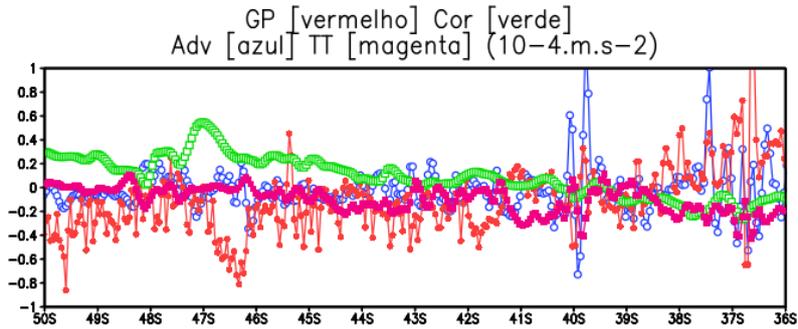
Na Figura 6.7 (b) um aumento dos termos de Adv e GP nas componentes meridionais pode ser observado entre 42.0^oS e 43.0^oS, aproximadamente. Verificando-se, igualmente nesta região, um aumento da DH (Figura 6.7 (c)) e uma diminuição do vento em superfície, analisada no item 5.4.2 e mostrada na Figura 5.14 (a). Outro aumento do termo de DH pode ser verificado próximo dos 44.0^oS, onde um incremento do termo zonal de Adv é observado (Figura 6.7 (a)).

- Uma análise complementar ao presente estudo dinâmico pode ser o estudo destes termos não só na superfície senão também na vertical.

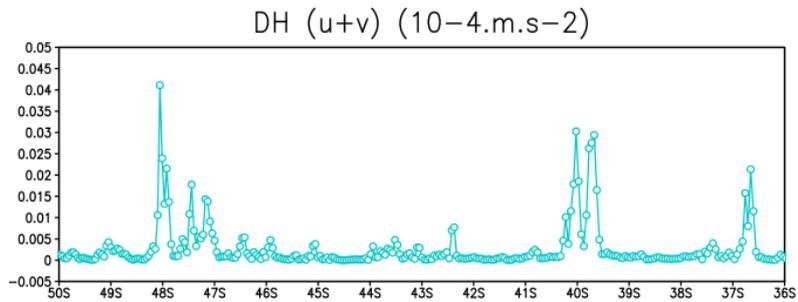
Figura 6.6 - Em (a) e (b), os termos das equações de *momentum* zonal e meridional respectivamente, para o estudo de caso 2. Termo de gradiente de pressão em vermelho, termo de Coriolis em verde, termo de advecção em azul e termo de tendência total em magenta. Em (c) somatório dos termos zonal e meridional da difusão horizontal. Os gráficos foram elaborados na secção meridional definida entre 36.0⁰S à 50.0⁰S. Unidades das variáveis: ($10^{-4} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$).



(a)



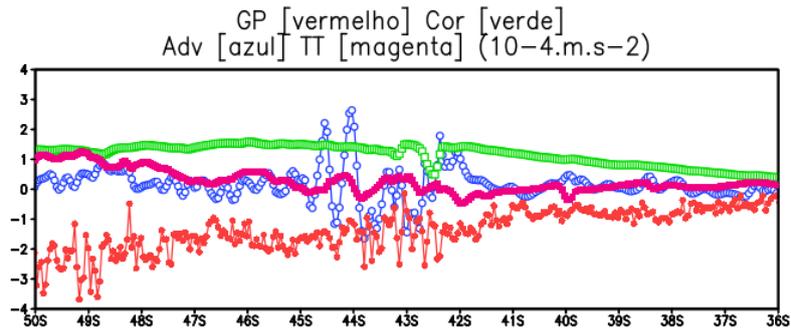
(b)



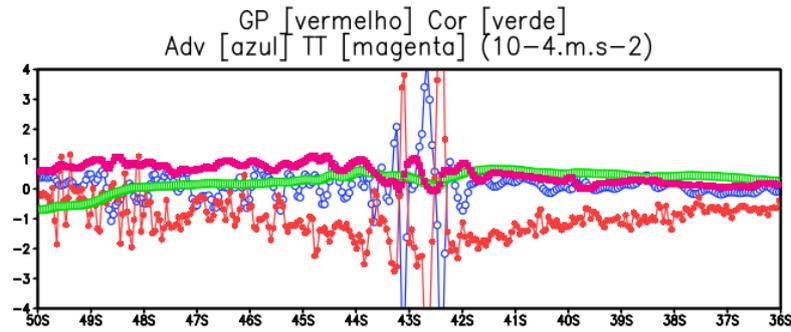
(c)

Fonte: Produção do autor

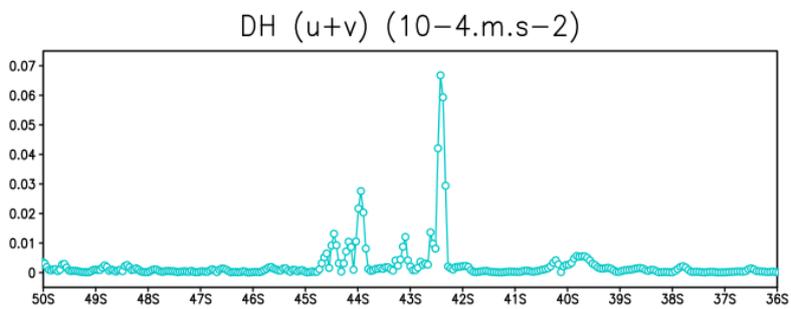
Figura 6.7 - Em (a) e (b), os termos das equações de *momentum* zonal e meridional respectivamente, para o estudo de caso 3. Termo de gradiente de pressão em vermelho, termo de Coriolis em verde, termo de advecção em azul e termo de tendência total em magenta. Em (c) somatório dos termos zonal e meridional da difusão horizontal. Os gráficos foram elaborados na secção meridional definida entre 36.0⁰S à 50.0⁰S. Unidades das variáveis: ($10^{-4} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$).



(a)



(b)



(c)

Fonte: Produção do autor

7 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES FUTURAS

7.1 Conclusões

Neste trabalho foi estudada a estabilidade e desenvolvimento da CLAM ante três diferentes condições sinóticas atmosféricas, características da região sudoeste do Atlântico Sul, considerando-se também a modulação local de TSM. Para isso, foi utilizado um sistema de modelagem numérica acoplado regional, com altíssima resolução espacial e dados medidos *in situ* durante a Operação Antártica XXXIII (OP33).

Na verificação do desempenho do modelo COAWST, foi constatado que o campo de TSM simulado representou de forma aceitável as principais feições oceânicas encontradas na região de estudo. Os maiores vieses observados estiveram associados ao fato de que o modelo COAWST representou o ramo da CM deslocado mais ao norte em comparação aos dados utilizados na comparação e sobre a plataforma continental. Assim como, à existência de um vórtice oceânico, que foi igualmente observado nos dados utilizados na geração das condições iniciais e de contorno oceânicas.

A comparação mostrada no Capítulo 4, entre as radiossondagens realizadas *in situ*, durante a OP33, e as obtidas com a simulação numérica, mostrou que a variável melhor simulada pelo modelo COAWST foi a temperatura. Porém, com os perfis das componentes zonal e meridional do vento pôde ser observado que a simulação representa o comportamento médio do perfil das componentes zonal e meridional do vento, medido *in situ*.

Considerando a análise sinótica das condições atmosféricas, bem como, os padrões de advecção de temperatura impostos pelos sistemas sinóticos atuantes, foram definidos três estudos de caso. No estudo de caso 1, a atuação de um sistema frontal sob a região de estudo é observado. No segundo estudo de caso a região encontra-se sob condições pós-frontais. Enquanto que, no terceiro estudo de caso, uma condição pré-frontal é descrita, quando um novo sistema frontal influencia na região.

No estudo de caso 1 foram determinadas duas sub-regiões de estudo, dentro da secção meridional definida para a análise da estabilidade e desenvolvimento da CLAM. A primeira sub-região (SR1), abrangendo desde 36.0°S à 44.0°S , onde foram observados os maiores valores de temperatura do ar e TSM e a segunda sub-região (SR2) ao sul de 44.0°S e até 50.0°S . Devido à presença do sistema frontal atmosférico mais ao sul da SR1, esta sub-região foi influenciada por um regime de ventos do norte, que estabeleceram uma advecção de ar quente sobre a sub-região. Porém, na SR2 um

padrão de ventos do sul e uma advecção de ar frio foi observada. Na SR1 foi verificada uma CLAM mais estável, com valores negativos ou próximos de zero do fluxo de calor sensível e mais rasa que a observada na SR2. Dentro da SR1, uma camada ainda mais rasa foi verificada entre 39.0^oS e 40.0^oS e entre 41.0^oS e 42.0^oS, onde observou-se uma diminuição da TSM associada a configuração do vórtice oceânico observado na simulação numérica. A modulação local nestas regiões foi verificada considerando, os valores dos fluxos de calor sensível e latente e o parâmetro de estabilidade (TSM-Tar), para os que se obtiveram os maiores valores negativos, assim como, foi analisado o perfil vertical do vento meridional na área. Na SR2 o maior desenvolvimento da CLAM foi notável entre 47.0^oS e 48.0^oS, o desenvolvimento encontrou-se favorecido pelo aumento dos fluxos de calor sensível e latente, pela instabilidade atmosférica e pelo aumento da velocidade do vento em superfície, que contribuiu para o aumento da turbulência dentro da CLAM.

A análise realizada no estudo de caso 2 mostra como a secção meridional de estudo encontrou-se influenciada pela circulação do sistema de altas pressões que se deslocou na retaguarda do sistema frontal, mencionado no estudo de caso 1. Esta condição pós-frontal estabeleceu, sob a secção meridional de estudo, um regime de ventos de sul, o que favoreceu a ocorrência de uma advecção de ar fria. Neste estudo de caso foi observada uma CLAM instável em quase toda a secção meridional, exceto uma camada mais estável entre 39.0^oS e 40.0^oS e entre 41.0^oS e 42.0^oS, modulada pela diminuição local da TSM, situação que também foi observada no estudo de caso 1. As análises dos fluxos de calor sensível e latente, indicaram um ganho de calor e umidade por parte da atmosfera, com uma diminuição dos mesmos nas regiões moduladas pela diminuição da TSM. Neste estudo, foi verificado que o desenvolvimento da camada encontrou-se relacionado com o parâmetro de estabilidade (TSM-Tar), assim como, com o comportamento do vento em superfície. Verificando-se um aprofundamento da CLAM em regiões onde um aumento do vento em superfície foi observado. Neste estudo, a modulação local presente entre 39.0^oS e 40.0^oS não foi tão perceptível quando se analisou a altura da CLAM, como observado no estudo de caso 1. Porém, fica evidente na TSM e temperatura do ar, parâmetro de estabilidade, fluxos de calor sensível e latente, magnitude do vento em superfície, assim como, no perfil vertical do vento meridional.

No terceiro estudo de caso foi verificada a influência de ventos de norte em toda a secção meridional, assim como, uma advecção de ar quente, característicos da condição pré-frontal observada neste caso. Semelhante ao estudo de caso 1, no caso 3 foram definidas duas sub-regiões de estudo dentro da secção meridional, a SR1 em

latitudes menores que 44.5°S , onde foram observados os maiores valores de TSM e a SR2 ao sul de 44.5°S . Neste caso, o maior desenvolvimento da CLAM foi verificado na SR1, onde também foram achados valores positivos do fluxo de calor sensível e maior instabilidade. Contudo, uma camada mais estável foi observada, semelhante aos casos 1 e 2, entre 39.0°S e 40.0°S e entre 41.0°S e 42.0°S . Na SR2 pode ser verificada uma camada mais estável e rasa, com valores negativos do fluxo de calor sensível.

Como conclusão geral dos estudos de caso pode-se constatar que a estabilidade e desenvolvimento da CLAM encontrou-se modulados pela advecção térmica presente na região. Isso foi constatado através dos estudos de caso mostrados anteriormente, no qual três contextos sinóticos foram avaliados. Sob a atuação de condições pré-frontais, uma advecção de ar quente é predominante, observando-se uma CLAM mais instável na região mais quente da secção meridional. No que se refere a atuação de condições frontais sobre a região de estudo, observou-se uma advecção de ar frio na região mais fria da secção meridional e uma advecção de ar quente na região mais quente, encontrando-se neste caso uma camada mais instável na região mais fria. Em condição pós-frontal advecção fria influencia toda a secção meridional, observando-se de forma geral uma camada mais instável em toda a secção. A modulação local exercida pela diminuição da TSM entre 39.0°S e 40.0°S e entre 41.0°S e 42.0°S foi observada nos três estudos de caso, respondendo ao mecanismo de mistura vertical.

Na verificação da existência do mecanismo de ajuste hidrostático, proposto por Lindzen e Nigam (1987), foi observado que, no estudo de caso 1, os campos de divergência do vento e laplaciano da PNMM sugerem a atuação deste mecanismo, uma vez que observa-se regiões onde a divergência do vento é positiva (negativa) e o laplaciano da PNMM é negativo (positivo). No entanto, nos estudos de caso 2 e 3, a sobreposição dos referidos campos não mostrou a existência do mecanismo.

Entre os termos envolvidos nas equações horizontais de *momentum*, foi verificado, seguindo a análise de escala, que os termos de maior influência foram: gradiente de pressão, Coriolis, advecção e tendência total. No entanto, nos estudos de caso 1 e 3 foi observada uma correspondência entre, o aumento do termo de difusão horizontal e a diminuição do vento em superfície.

7.2 Recomendações futuras

A fim de procurar diminuir os vieses encontrados para a variável TSM, sugere-se a realização de novos experimentos numéricos onde seja ativada a presença de rios dentro do modelo ROMS, assim como, a utilização de novas bases de dados para a geração das condições iniciais e de contorno oceânicas.

Nos níveis mais baixos da atmosfera foram encontradas diferenças consideráveis entre a temperatura, o vento zonal e o vento meridional simulados e os medidos *in situ* pelas radiossondagens lançadas durante a OP33. O que indica a necessidade de realizar um teste de sensibilidade nas parametrizações de camada limite utilizadas dentro do modelo atmosférico WRF, a fim de aprimorar estes resultados.

Por fim, recomenda-se complementar a análise dinâmica apresentada no Capítulo 6 com o estudo dos termos das equações horizontais de *momentum* na vertical, procurando uma relação, não só com o vento em superfície senão também com o desenvolvimento e estabilidade da CLAM.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEVEDO, O. C.; PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; ANABOR, V.; DEGRAZIA, G. A. Atmospheric boundary layer adjustment to the synoptic cycle at the brazil-malvinas confluence, south atlantic ocean. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n. D22, 2010. 1, 2, 16, 17
- BANKS, R. F.; TIANA-ALSINA, J.; BALDASANO, J. M.; ROCADENBOSCH, F.; PAPAYANNIS, A.; SOLOMOS, S.; TZANIS, C. G. Sensitivity of boundary-layer variables to pbl schemes in the wrf model based on surface meteorological observations, lidar, and radiosondes during the hygra-cd campaign. **Atmospheric Research**, v. 176, p. 185–201, 2016. 11, 30
- BENDER, M. A.; GINIS, I. Real-case simulations of hurricane–ocean interaction using a high-resolution coupled model: effects on hurricane intensity. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 4, p. 917–946, 2000. 2
- BLUESTEIN, H. B. **Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes: observations and theory of weather systems**. [S.l.]: Taylor & Francis, 1992. 6
- CAMARGO, R.; TODESCO, E.; PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. Modulation mechanisms of marine atmospheric boundary layer at the brazil-malvinas confluence region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, n. 12, p. 6266–6280, 2013. 1, 2, 10, 16, 17, 18, 32, 47
- CARTON, J.; G.A, C.; L, C. Soda3: a new ocean climate reanalysis. **Journal of Climate**, submitted, 2018. 25
- CHELTON, D. B.; ESBENSEN, S. K.; SCHLAX, M. G.; THUM, N.; FREILICH, M. H.; WENTZ, F. J.; GENTEMANN, C. L.; MCPHADEN, M. J.; SCHOPF, P. S. Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the eastern tropical pacific. **Journal of Climate**, v. 14, n. 7, p. 1479–1498, 2001. 1
- EZER, T.; ARANGO, H.; SHCHEPETKIN, A. F. Developments in terrain-following ocean models: intercomparisons of numerical aspects. **Ocean Modelling**, v. 4, n. 3, p. 249–267, 2002. 24
- FAIRALL, C. W.; BRADLEY, E. F.; ROGERS, D. P.; EDSON, J. B.; YOUNG, G. S. Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere

- coupled-ocean atmosphere response experiment. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 101, n. C2, p. 3747–3764, 1996. 10, 24
- GARZOLI, S. L.; GIULIVI, C. What forces the variability of the southwestern atlantic boundary currents? **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 41, n. 10, p. 1527–1550, 1994. 7
- HAIIDVOGEL, D. B.; BECKMANN, A. **Numerical ocean circulation modeling**. [S.l.]: World Scientific, 1999. 24
- HAIIDVOGEL, D. B. et al. Ocean forecasting in terrain-following coordinates: Formulation and skill assessment of the regional ocean modeling system. **Journal of Computational Physics**, v. 227, n. 7, p. 3595–3624, 2008. 22
- HASHIZUME, H.; XIE, S.-P.; FUJIWARA, M.; SHIOTANI, M.; WATANABE, T.; TANIMOTO, Y.; LIU, W. T.; TAKEUCHI, K. Direct observations of atmospheric boundary layer response to sst variations associated with tropical instability waves over the eastern equatorial pacific. **Journal of Climate**, v. 15, n. 23, p. 3379–3393, 2002. 1, 13, 30
- HAYES, S.; MCPHADEN, M.; WALLACE, J. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial pacific: weekly to monthly variability. **Journal of Climate**, v. 2, n. 12, p. 1500–1506, 1989. 1
- HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I. A new perspective on southern hemisphere storm tracks. **Journal of Climate**, v. 18, n. 20, p. 4108–4129, 2005. 5
- JACOB, R.; LARSON, J.; ONG, E. $M \times n$ communication and parallel interpolation in community climate system model version 3 using the model coupling toolkit. **The International Journal of High Performance Computing Applications**, v. 19, n. 3, p. 293–307, 2005. 20, 21
- JANIĆ, Z. I. **Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada level 2.5 scheme in the NCEP Meso model**. [S.l.]: US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, National Centers for Environmental Prediction, 2001. 11
- KILPATRICK, T.; SCHNEIDER, N.; QIU, B. Boundary layer convergence induced by strong winds across a midlatitude sst front. **Journal of Climate**, v. 27, n. 4, p. 1698–1718, 2014. 13, 14, 32, 69, 75

LARSON, J.; JACOB, R.; ONG, E. The model coupling toolkit: a new fortran90 toolkit for building multiphysics parallel coupled models. **International Journal of High Performance Computing Applications**, v. 19, n. 3, p. 277–292, 2005. 20

LINDZEN, R. S.; NIGAM, S. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 17, p. 2418–2436, 1987. xiii, 11, 12, 16, 17, 32, 69, 83

MARION, J. R. **Providing the best turbulent heat flux estimates from eddy correlation and bulk methods using DYNAMO data**. 2014. 167 p. Thesis (Master in Science) — Oregon State University, Corvallis, 2014. 9

MINOBE, S.; KUWANO-YOSHIDA, A.; KOMORI, N.; XIE, S.-P.; SMALL, R. J. Influence of the gulf stream on the troposphere. **Nature**, v. 452, n. 7184, p. 206–209, 2008. 1, 32

MOISSEVA, N.; STEYN, D. Dynamical analysis of sea-breeze hodograph rotation in sardinia. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, n. 24, p. 13471–13481, 2014. 75

MONIN, A.; OBUKHOV, A. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. **Contributions of the Geophysical Institute, Academy of Sciences of the USSR**, v. 151, n. 163, p. e187, 1954. 10

MOURA, R. **Mecanismos de estabilidade da camada limite atmosférica marinha na região da Confluência Brasil-Malvinas**. 2017. 142 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2017. 2, 75

MÜNCHOW, G.; ALVES, R. de C.; PEZZI, L. Efeito do acoplamento dos modelos numéricos roms-wrf na camada limite planetária—um estudo de caso sobre a confluência brasil-malvias. **Ciência e Natura**, p. 4–7, 2013. 2, 19

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION - NOAA. **GHRSSST Level 4 MUR Global Foundation Sea Surface Temperature Analysis (v4.1) (GDS versions 1 and 2)**. [s.n.], 2011. Disponível em: <<https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/MUR-JPL-L4-GLOB-v4.1>>. 25, 26

OLABARRIETA, M.; WARNER, J. C.; ARMSTRONG, B.; ZAMBON, J. B.; HE, R. Ocean–atmosphere dynamics during hurricane ida and nor’ida: an application

of the coupled ocean–atmosphere–wave–sediment transport (coawst) modeling system. **Ocean Modelling**, v. 43, p. 112–137, 2012. 19

O’NEILL, L. W.; ESBENSEN, S. K.; THUM, N.; SAMELSON, R. M.; CHELTON, D. B. Dynamical analysis of the boundary layer and surface wind responses to mesoscale sst perturbations. **Journal of Climate**, v. 23, n. 3, p. 559–581, 2010. 1, 13, 14, 18

PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the south atlantic ocean. **Progress in oceanography**, v. 26, n. 1, p. 1–73, 1991. 1, 7

PEZZI, L.; SOUZA, R.; FARIAS, P.; ACEVEDO, O.; MILLER, A. Air-sea interaction at the southern brazilian continental shelf: in situ observations. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 121, n. 9, p. 6671–6695, 2016. 2, 10, 18

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. Variabilidade de mesoescala e interação oceano-atmosfera no atlântico sudoeste. In: CAVALCANTI, I. F.A. et al (Eds.). **Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de textos**, p. 385–405, 2009. 2

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. d.; DOURADO, M. S.; GARCIA, C. A. E.; MATA, M.; SILVA-DIAS, M. Ocean-atmosphere in situ observations at the brazil-malvinas confluence region. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 22, 2005. 1, 2, 10, 14, 15, 16, 30, 61

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. de; ACEVEDO, O.; WAINER, I.; MATA, M. M.; GARCIA, C. A.; CAMARGO, R. de. Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the brazil-malvinas confluence region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 114, n. D19, 2009. 1, 2, 7, 8, 10, 14, 15, 16, 17, 30, 45, 61, 67

PEZZI, L. P.; VIALARD, J.; RICHARDS, K. J.; MENKES, C.; ANDERSON, D. Influence of ocean-atmosphere coupling on the properties of tropical instability waves. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 16, 2004. 1

PULLEN, J.; ALLARD, R.; SEO, H.; MILLER, A.; CHEN, S.; PEZZI, L.; SMITH, T.; CHU, P.; ALVES, J.; CALDEIRA, R. Coupled ocean-atmosphere forecasting at short and medium time scales. In: PINARDI N.; LERMUSIAUX, P. B. K. (Ed.). **The science of ocean prediction**. [S.l.: s.n.], 2018. 2

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitacao na america do sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185–204, 2010. 5

SAHA, S. et al. The ncep climate forecast system reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, n. 8, p. 1015–1058, 2010. 25

_____. The ncep climate forecast system version 2. **Journal of Climate**, v. 27, n. 6, p. 2185–2208, 2014. 24

SEO, H. **Dynamics of near-surface winds over ocean eddies and sea ice: Regional modeling studies of tropical and arctic atmospheres**. 2013. (Comunicação pessoal). 12

SHCHEPETKIN, A. F.; MCWILLIAMS, J. C. The regional oceanic modeling system (roms): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. **Ocean Modelling**, v. 9, n. 4, p. 347–404, 2005. 22, 23

_____. Correction and commentary for “ocean forecasting in terrain-following coordinates: formulation and skill assessment of the regional ocean modeling system” by haidvogel et al., j. comp. phys. 227, pp. 3595–3624. **Journal of Computational Physics**, v. 228, n. 24, p. 8985–9000, 2009. 22

SHIMADA, T.; MINOBE, S. Global analysis of the pressure adjustment mechanism over sea surface temperature fronts using airs/aqua data. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 6, 2011. 13, 70

SKAMAROCK, W. C. **A description of the advanced research WRF version 3**. [S.l.]: Boulder, Colorado: National Center for Atmospheric Research, 2008. (NCAR-TN-475+STR). 30

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B. A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. **Journal of Computational Physics**, v. 227, n. 7, p. 3465–3485, 2008. 21, 22

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; WANG, W.; POWERS, J. G. **A description of the advanced research WRF version 2**. Boulder, Colorado: National Center for Atmospheric Research, 2005. 21

SMALL, R.; XIE, S.; O’NEILL, L.; SEO, H.; SONG, Q.; CORNILLON, P.; SPALL, M.; MINOBE, S. et al. Air–sea interaction over ocean fronts and eddies. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 45, n. 3, p. 274–319, 2008. 1, 13

SONG, Y.; HAIDVOGEL, D. A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. **Journal of Computational Physics**, v. 115, n. 1, p. 228–244, 1994. 23

SPALL, M. A. Midlatitude wind stress–sea surface temperature coupling in the vicinity of oceanic fronts. **Journal of climate**, v. 20, n. 15, p. 3785–3801, 2007. 12, 13, 14, 18

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 1988. 8, 9, 11

_____. **Practical meteorology: an algebra-based survey of atmospheric science**. [S.l.]: University of British Columbia, 2015. 8

SUTIL, U. A. **O Estudo de um Ciclone Extratropical no Atlântico Sudoeste: uma abordagem numérica**. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2016. 2

TANIMOTO, Y.; KANENARI, T.; TOKINAGA, H.; XIE, S.-P. Sea level pressure minimum along the kuroshio and its extension. **Journal of Climate**, v. 24, n. 16, p. 4419–4434, 2011. 1

TOKINAGA, H.; TANIMOTO, Y.; XIE, S.-P. Sst-induced surface wind variations over the brazil–malvinas confluence: satellite and in situ observations. **Journal of climate**, v. 18, n. 17, p. 3470–3482, 2005. 10, 14, 15, 30, 61

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. [S.l.]: Academic press, 2006. 6

WALLACE, J. M.; MITCHELL, T.; DESER, C. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial pacific: seasonal and interannual variability. **Journal of Climate**, v. 2, n. 12, p. 1492–1499, 1989. xiii, 1, 11, 12, 13, 14, 17

WARNER, J. C.; ARMSTRONG, B.; HE, R.; ZAMBON, J. B. Development of a coupled ocean–atmosphere–wave–sediment transport (coawst) modeling system. **Ocean Modelling**, v. 35, n. 3, p. 230–244, 2010. 2, 19, 20, 21

WARNER, J. C.; SHERWOOD, C. R.; SIGNELL, R. P.; HARRIS, C. K.; ARANGO, H. G. Development of a three-dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment-transport model. **Computers & Geosciences**, v. 34, n. 10, p. 1284–1306, 2008. 2, 21

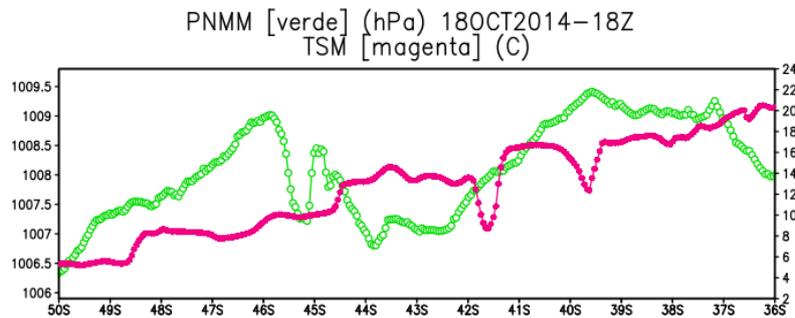
XU, H.; TOKINAGA, H.; XIE, S.-P. Atmospheric effects of the kuroshio large meander during 2004–05. **Journal of Climate**, v. 23, n. 17, p. 4704–4715, 2010. 1

ZAMBON, J. B.; HE, R.; WARNER, J. C. Investigation of hurricane ivan using the coupled ocean–atmosphere–wave–sediment transport (coawst) model. **Ocean Dynamics**, v. 64, n. 11, p. 1535–1554, 2014. 19

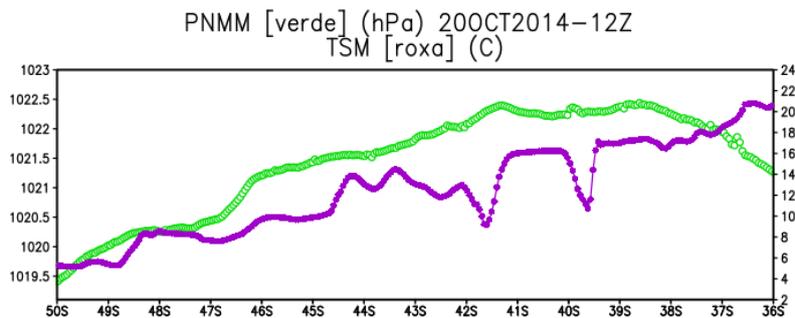
APÊNDICE A

A seguir são mostrados os gráficos de PNMM e TSM, assim como, o perfil vertical do vento, para os três estudos de casos analisados nos Capítulos 5 e 6. Estes gráficos complementam a análise mostrada no item 6.1 do Capítulo 6.

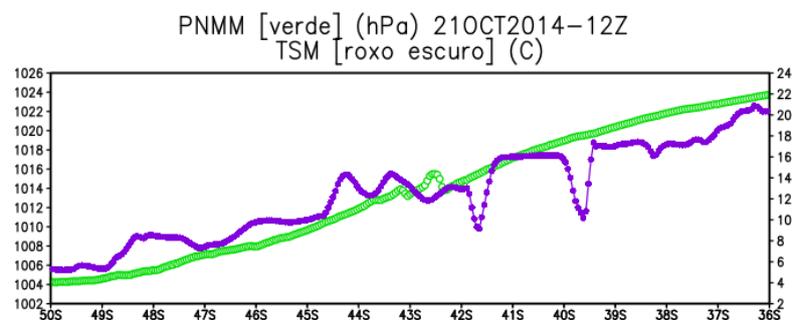
Figura A.1 - Em (a), (b) e (c), a PNMM em verde para a secção meridional definida de 36.0°S à 50.0°S , a TSM em magenta, roxa e roxo escuro para os estudos de caso 1, 2 e 3 respectivamente. A PNMM em (hPa) a TSM em ($^{\circ}\text{C}$).



(a)



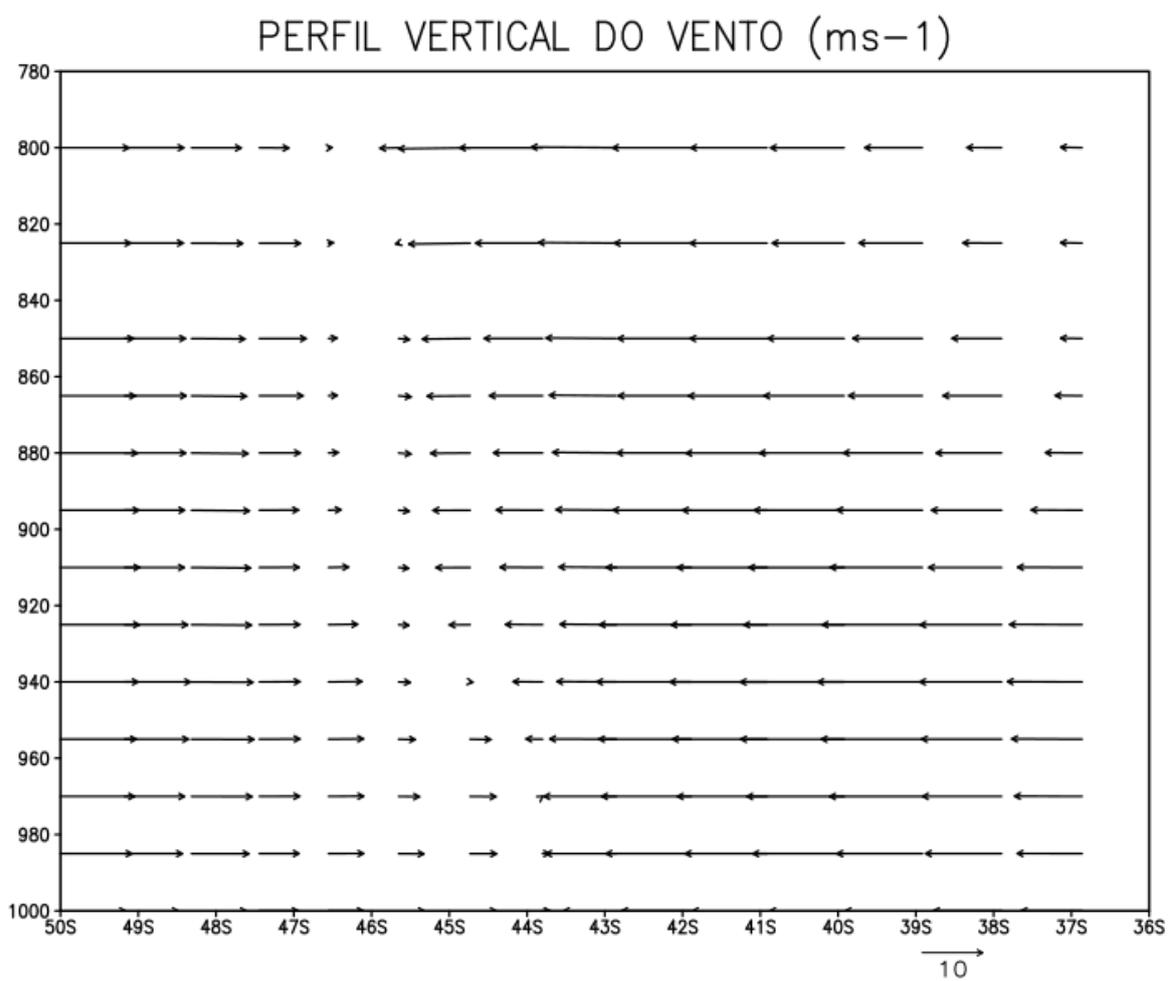
(b)



(c)

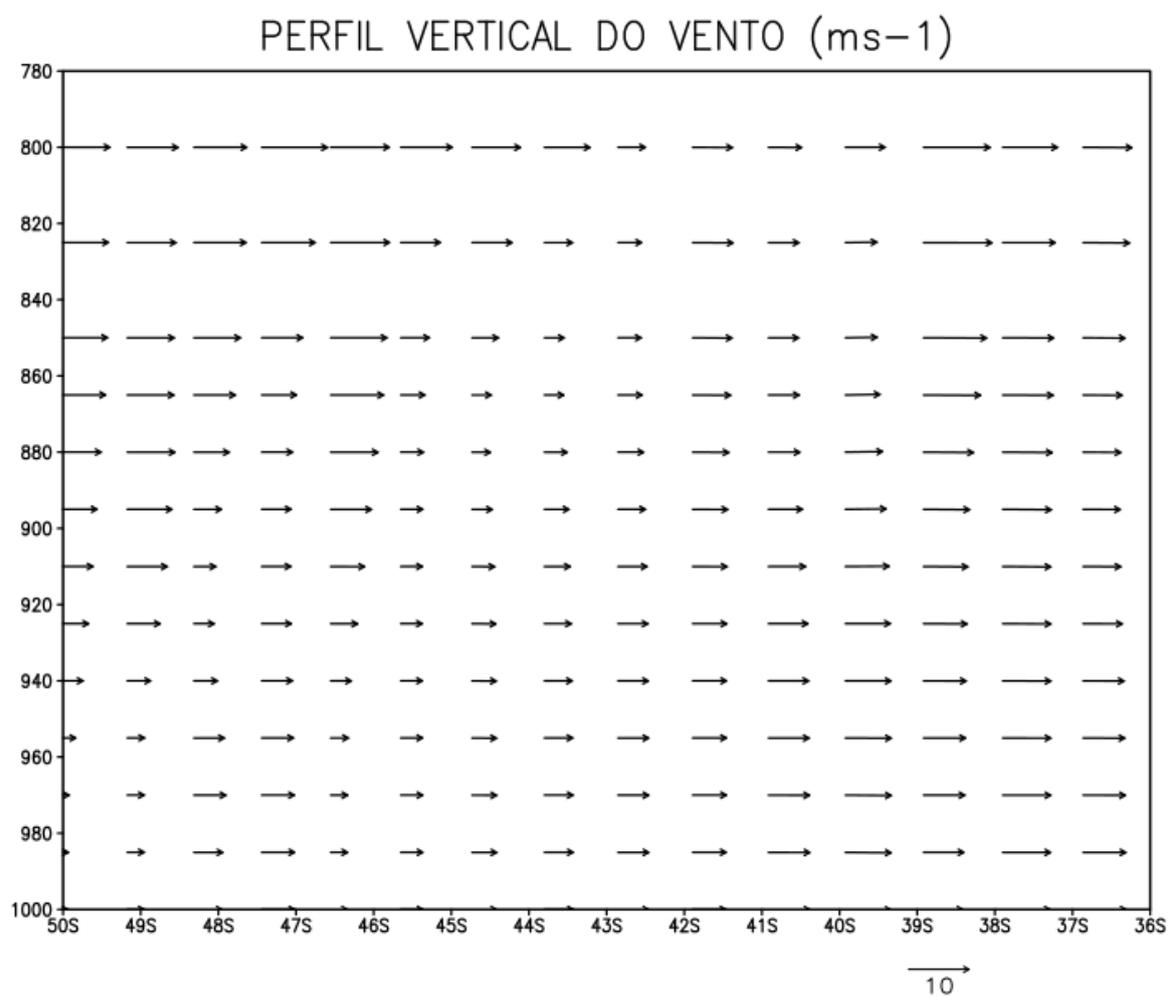
Fonte: Produção do autor

Figura A.2 - Perfil vertical do vento meridional (m/s) na secção meridional definida de 36.0°S à 50.0°S para o estudo de caso 1.



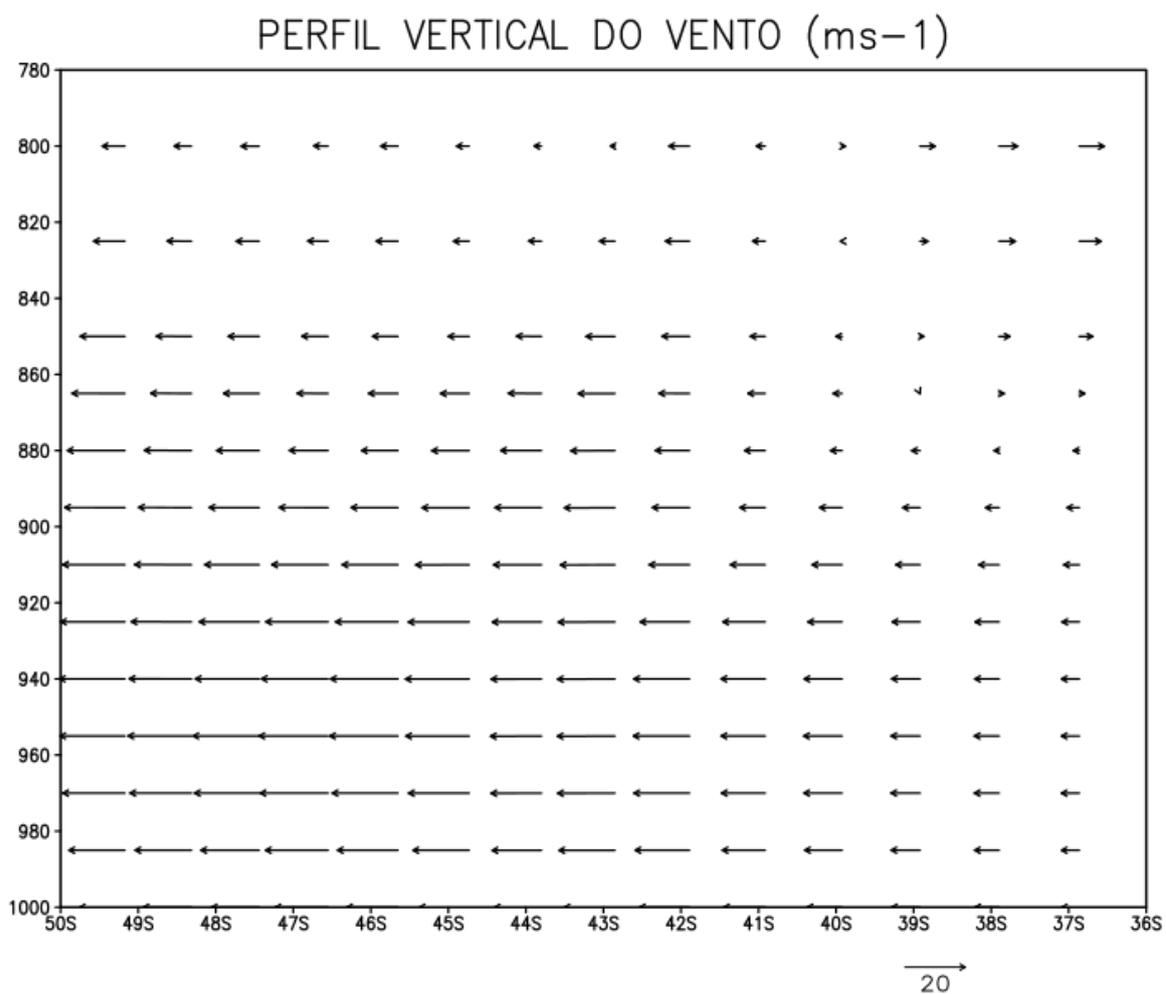
Fonte: Produção do autor

Figura A.3 - Perfil vertical do vento meridional (m/s) na secção meridional definida de 36.0⁰S à 50.0⁰S para o estudo de caso 2.



Fonte: Produção do autor

Figura A.4 - Perfil vertical do vento meridional (m/s) na secção meridional definida de 36.0°S à 50.0°S para o estudo de caso 3.



Fonte: Produção do autor