

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO

**O ESTUDO DA INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA EM UM CICLONE
EXTRATROPICAL NO ATLÂNTICO SUDOESTE: UMA ABORDAGEM NUMÉRICA
EM ALTÍSSIMA RESOLUÇÃO**

Ueslei Adriano Sutil

**PORTO ALEGRE
RIO GRANDE DO SUL - BRASIL**

2016

UESLEI ADRIANO SUTIL

O Estudo da Interação Oceano-Atmosfera em um Ciclone Extratropical no Atlântico Sudoeste: uma abordagem numérica em altíssima resolução

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto da Universidade Federal do Rio Grande do Sul como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Sensoriamento Remoto.

Orientadora: Prof^a. Dr. Rita de Cássia Marques Alves
Coorientador: Prof. Dr. Luciano Ponzi Pezzi

Porto Alegre

2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

REITOR

Carlos Alexandre Netto

VICE-REITOR

Rui Vicente Opperman

CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E
METEOROLOGIA

Diretor: Laurindo Antônio Guaselli

Diretora Substituta: Rita de Cássia Marques Alves

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO E
METEOROLOGIA

Coordenador: Laurindo Antônio Guaselli

Coordenadora Substituta: Denise Cybis Fontana

CIP - Catalogação na Publicação

Sutil, Ueslei Adriano

O Estudo da Interação Oceano-Atmosfera em um
Ciclone Extratropical no Atlântico Sudoeste: uma
abordagem numérica em altíssima resolução / Ueslei
Adriano Sutil. -- 2016.

95 f.

Orientadora: Rita de Cássia Marques Alves.
Coorientador: Luciano Ponzi Pezzi.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Centro Estadual de Pesquisas em
Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Programa de Pós-
Graduação em Sensoriamento Remoto, Porto Alegre, BR-
RS, 2016.

1. Interação oceano-atmosfera. 2. Meteorologia. 3.
Oceanografia. I. Alves, Rita de Cássia Marques,
orient. II. Pezzi, Luciano Ponzi, coorient. III.
Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFRGS com os
dados fornecidos pelo(a) autor(a).

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à
minha mãe, pelo amor e
compreensão dos momentos
ausentes e apoio constante.

AGRADECIMENTOS

Aos meus orientadores Rita e Luciano pela oportunidade, compreensão e paciência para concretizar esse trabalho.

À minha mãe Angela e meu irmão Nikolas e a Lucas da Rocha Bertini, por toda compreensão, incentivo e principalmente por acreditarem em mim.

Aos colegas e amigos da UFRGS e INPE, importantes em meu crescimento profissional, e também pelas conversas e risadas ao longo desse tempo.

A secretária da PPGSR/UFRGS Magdalena pela ajuda em questões burocráticas.

A CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de nível Superior) pelos recursos que possibilitaram a dedicação a essa pesquisa.

ΕΠÍΓΡΑΦΕ

“Think globally, act locally.”

David Brower

RESUMO

Este estudo apresenta uma análise da formação e desenvolvimento de um ciclone extratropical formado na costa sul do Brasil e como o acoplamento oceano-atmosfera influencia nesse fenômeno. Foi simulado um caso de Ciclone Extratropical no Atlântico sudoeste durante os dias 02 e 05 de setembro de 2006 através do sistema de modelagem numérica acoplada *Coupled Ocean Atmosphere Wave Sediment Transport* (COAWST) e outro experimento com o modelo numérico atmosférico *Weather Research Forecast* (WRF), para analisar o efeito do acoplamento entre modelos numéricos, assim como a dinâmica atmosférica e oceânica e os processos de interação oceano-atmosfera que ocorreram durante a passagem do CE. Foi observado como a instabilidade da Camada Limite Marinha Atmosférica, além dos efeitos de mesoescala do evento impactaram os fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera. No setor frio do CE foi observada uma área com intensos fluxos de calor associada a esta instabilidade. Esta umidade proveniente do oceano para a atmosfera é elevada para níveis superiores da atmosfera por ação da convergência de ventos em baixos níveis e é precipitada na forma de chuva. A TSM ativa no COAWST proporcionou resultados semelhantes aos dados de reanálise do Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) para os Fluxos de Calor Latente e Sensível, enquanto que os resultados do modelo WRF mostraram fluxos de calor mais intensos do que os dados do CFSR.

Palavras-chaves: Interação oceano-atmosfera. Meteorologia. Oceanografia.

ABSTRACT

This study presents an analysis of the formation and development of an extratropical cyclone formed in the southern coast of Brazil and how the ocean-atmosphere coupling affects this phenomenon. Was simulated one extratropical cyclone case in the Southwest Atlantic occurred at 02 to 05 september 2006 with the coupled numerical model system *Coupled Ocean Atmosphere Wave Sediment Transport* (COAWST) and another experiment with the atmospheric numerical model Weather Research Forecast (WRF), to analyze the coupling effect between numerical models, as well the atmospheric and oceanic dynamics and the air-sea interaction processes during the passage of the extratropical cyclone. Was observed how the Atmospheric-Marine Boundary Layer Instability and the mesoscale effects of the event impact the heat fluxes between the ocean and atmosphere. One area with intense heat fluxes associated to that instability was formed in the cold sector of the extratropical cyclone. This moisture from the ocean to the atmosphere is elevated at high levels of the atmosphere by the action of the wind convergence in low levels and it was precipitated in the form of rain. The active Sea Surface Temperature in the COAWST provided similar results when compared with the Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) data, while the WRF model results showed a more intense heat fluxes than the CFSR data.

Keywords: Sea-Atmosphere Interecation. Meteorology. Oceanography.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Estágios de vida de um ciclone extratropical Hemisfério Sul pelo modelo de Bjerknes. Linhas sólidas de temperatura, e o fluxo de ar (setas coloridas) em relação ao centro do ciclone em movimento (ponto vermelho). Painéis I, II, III e IV representam estágios do ciclo de vida, com as configurações frontais idealizadas e isóbaras. O sombreamento indica regiões de precipitação. 22
- Figura 2 - Esquema do desenvolvimento de um ciclone extratropical no Hemisfério Sul. As linhas contínuas representam a altura geopotencial em 500 hPa, as linhas tracejadas são os contornos de vorticidade relativa em 500 hPa. Os sistemas frontais em superfície estão marcados com a simbologia habitual. A seta indica a região de máxima velocidade do vento geostrófico. 23
- Figura 3 - Esquema mostrando o processo de enfraquecimento da circulação ciclônica pelo bombeamento de Ekman. 26
- Figura 4 - Ciclogênese durante o verão austral em 850 hPa. A legenda corresponde a densidade por mês por unidade de área. 29
- Figura 5 - Distribuição anual de ciclogêneses no período de 1990 a 1999 da reanálise NCEP. Seleção através da vorticidade menor ou igual a $-1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, e tempo de vida de 24 horas ou mais. 30
- Figura 6 - Representação esquemática da circulação na superfície no Atlântico Sul. 31
- Figura 7 - Exemplo de interação oceano-atmosfera na região da Confluência Brasil-Malvinas. O calor que está contido na camada limite oceânica é disponibilizado via TSM e modula o sinal da camada limite atmosférica. 33
- Figura 8 - O Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport Modeling System (COAWST) compreende um modelo oceano, atmosférico, ondas, um modelo de transporte de sedimentos e uma acoplador (MCT), que permite as trocas entre os modelos. 35
- Figura 9 - Representação do acoplamento entre os modelos WRF e ROMS a partir do COAWST. 35
- Figura 10 - Coordenada vertical η as superfícies P_{hs} e P_{ht} 36
- Figura 11 - Grade horizontal e vertical do Weather Research and Forecast (WRF). 37
- Figura 12 - Localização das estações meteorológicas utilizadas para comparação com os dados simulados pelos modelos. (a) Florianópolis, (b) Porto Alegre e (c) Rio Grande. Em segundo plano, Temperatura da Superfície do Mar (sombreado, °C) e Pressão ao Nível Médio do Mar (hPa) para o dia 03 de setembro de 2006 as 18Z. 43
- Figura 13 - Gráfico de correlação entre a velocidade do vento do CFSR e a simulada pelo WRF (A)(m/s) e RMSD espacial (B) (m/s) para o período de 27 de agosto a 08 de setembro de 2006 para a região de estudo. Idem para as figuras C e D, porém comparando as saídas do WRF com o MPOSW. 48

- Figura 14 - Gráfico de correlação entre a TSM do CFSR e a simulada pelo COAWST (A) e RMSD espacial (B). Idem para as figuras C e D, porém comparando as saídas do COAWST com os dados do OSTIA..... 49
- Figura 15 - Diagramas de Taylor para as estações meteorológicas em Florianópolis: (A) Pressão, (B) Temperatura e (C) Velocidade do Vento; Torres: (D) Pressão, (E) Temperatura e (F) Velocidade do Vento e Rio Grande: (G) Pressão, (H) Temperatura e (I) Velocidade do Vento 51
- Figura 16- (A) Imagem GOES-12 canal IR-4 para o dia 01 de setembro de 2006 as 12Z; e altura geopotencial (mgs, linha azul) e direção e velocidade do vento (m/s,vetor e sombreado) em 250 hPa (B), 500 hPa (C), 850 hPa (D)..... 54
- Figura 17 - Idem à figura 16, porém para o dia 02 de setembro às 12Z. 55
- Figura 18 - Idem à figura 16, porém para o dia 03 de setembro às 12Z. 56
- Figura 19 - Idem à figura 16, porém para o dia 04 de setembro às 12Z. 57
- Figura 20 - Idem à figura 16, porém para o dia 05 de setembro às 12Z. 58
- Figura 21 – Divergência dos ventos (10^{-4} s^{-1} , sombreado) e Altura Geopotencial(mgs, linhas) em 250 hPa para o CFSR (A), WRF (B) e COAWST (C); Vorticidade Relativa (10^{-4} s^{-1} , sombreado) e Altura Geopotencial(mgs, linhas) em 250 hPa para o CFSR (D), WRF (E) e COAWST (F); Divergência dos ventos (10^{-4} s^{-1} , sombreado) para o CFSR (G), WRF (H) e COAWST (I) em 950 hPa; Vorticidade relativa (10^{-4} s^{-1} , sombreado) para o CFSR (J), WRF (K) e COAWST (L) em 950 hPa para o dia 02 de setembro de 2006 as 12Z. 61
- Figura 22 - Idem a figura 21, porém para o dia 03 de setembro de 2006.1 62
- Figura 23 - Idem a figura 21, porém para o dia 04 de setembro de 2006. 63
- Figura 24 - Altura geopotencial (mgs, contorno) e temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$, sombreado) em 500 hPa para CFSR (A,D e G), WRF (B,E e H) e COAWST (C,F e I) para os dias 02 (A,B e C), 03 (D,E e F) e 04 (G,H e I) de setembro de 2006. 65
- Figura 25 - Trajetória do ciclone extratropical a partir do CFSR (linha branca), WRF (linha preta) e COAWST (linha vermelha) entre os dias 02 a 05 de setembro de 2006. As linhas escuras adjacentes ao continente representam as isóbatas de 200 m e 1000 m. 66
- Figura 26 - Série temporal extraída a partir do ponto de mínima pressão do ciclone para os dias 02 a 05 de Setembro de 2006. 67
- Figura 27 - Temperatura da Superfície do Mar ($^{\circ}\text{C}$, sombreado) e Pressão ao Nível Médio do Mar para o CFSR (A); Fluxo de Calor Latente (W/m^2) e magnitude do vento a dez metros (m/s) para o CFSR (B); Fluxo de Calor Sensível (W/m^2) e magnitude do vento a dez metros (m/s) (C) para o CFSR. As mesmas variáveis citadas anteriormente são aplicadas para as figuras D, E e F para o WRF e G, H e I para o COAWST. A data é 02 de setembro de 2006... 69
- Figura 28 - Idem a figura 27, porém para o dia 03 de setembro de 2006. 70
- Figura 29 - Idem a figura 27, porém para o dia 04 de setembro de 2006. 71
- Figura 30 - Diferença entre a Temperatura da Superfície do Mar e a Temperatura do Ar (em cor, $^{\circ}\text{C}$), direção e velocidade do vento a 10 metros

(vetor, m/s) e Pressão ao Nível Médio do Mar (contorno, hPa) para o CFSR e os dados simulados pelo WRF e COAWST para o dia 02 de Setembro de 2006.	73
Figura 31 - Idem a figura 30, porém para o dia 03 de Setembro de 2006.....	74
Figura 32 - Idem a figura 30, porém para o dia 04 de Setembro de 2006.....	75
Figura 33 - Precipitação diária acumulada para o dia 02 de Setembro de 2006 para os banco de dados CMORPH (A) e CFSR (B) e as saídas geradas pelo modelo WRF (D) e COAWST (E).....	77
Figura 34 - Idem a figura 22, porém para o dia 03 de Setembro de 2006.....	78
Figura 35 - Idem a figura 22, porém para o dia 04 de Setembro de 2006.....	79
Figura 36 – Corte zonal em 45°S. Fluxo de Calor Latente (W/m ²), Precipitação (mm) e Divergência (10 ⁻⁴ s ⁻¹) para o modelo WRF (A) e COAWST (B) para o dia 03 de setembro de 2006 as 12Z.....	80
Figura 37- Níveis verticais utilizados no modelo atmosférico WRF.....	93

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Configuração dos experimentos.....	45
Tabela 2 - Parametrizações utilizadas em cada teste realizado.....	94

LISTA DE SIGLAS E ABREVIações

AATSR	Advanced Along Track Scanning Radiometer
AMSRE	Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS
ARW	Advanced Research WRF
AS	Água Superficial
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CB	Corrente do Brasil
CBM	Confluência Brasil-Malvinas
CCB	Corrente Costeira do Brasil
CE	Ciclones Extratropicais
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
CLA	Camada Limite Atmosférica
CM	Corrente das Malvinas
CMORPH	CPC Morphing Technique
COAWST	Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport Modeling System
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CSTM	Community Sediment Transport Modeling Project
DAS	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
DP	Desvio Padrão
FCL	Fluxo de Calor Latente
FCLS	Fluxos de Calor Latente e Sensível
FCS	Fluxo de Calor Sensível
GHRSSST	Group for High Resolution Sea Surface Temperature
GOES 12	Geoestacionary Operational Environmental Satellite 12

INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
MCT	Model Coupling Toolkit
MPOSW	Cross Calibrated Multi-Platform Ocean Surface Wind Vector
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
OSTIA	Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis
PO.DAAC	Physical Oceanography Distributed Active Archive Center
POP	Parallel Ocean Program
PRP	Pluma do Rio da Prata
ROMS	Regional Ocean Modeling System
RMSD	Root Mean Square Deviation
RRTM	Rapid Radiative Transfer Method
SADMET	Seção de Armazenamento de Dados Meteorológicos
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
SWAN	Simulating WAVES Nearshore
SODA	Simple Ocean Data Assimilation
TMI	Tropical Rainfall Measuring Mission Microwave Imager
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
WRF	Weather Research and Forecast

LISTA DE SIMBOLOS

u	Componente zonal do vento
v	Componente meridional do vento
w	Componente vertical do vento
ρ	Densidade do ar
hPa	Hectopascal
h	Horas
Kg	Kilogramas
m	Metros
T	Temperatura do ar
s	Segundos
W	Watts
W/m ²	Watts por metro quadrado

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	18
2.	OBJETIVOS	20
2.1.	Objetivo Geral.....	20
2.2.	Objetivos Específicos	20
3.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	21
3.1.	Ciclogênese e Ciclones Extratropicais	21
3.2.	A ciclogênese extratropical e a influência dos processos de Camada Limite Atmosférica	25
3.3.	A ciclogênese extratropical e os fluxos de calor na superfície	26
3.4.	Regiões ciclogênicas na América do Sul.....	28
3.5.	Circulação oceânica no Atlântico Sudoeste	30
4.	DADOS E METODOLOGIA	34
4.1.	O Coupled-Ocean-Atmosphere-Wave- Sediment Transport Modeling System.....	34
4.2.	Escolha do ciclone Extratropical.....	38
4.3.	Dados.....	39
4.3.1.	Dados de contorno para o ROMS	39
4.3.2.	Condições iniciais para o modelo atmosférico WRF.....	41
4.3.3.	Dados para análise sinótica	41
4.3.4.	Bancos de dados utilizados para a avaliação e comparação das simulações numéricas.....	42
4.4.	Configuração das simulações.....	43
4.5.	Metodologia de análise dos dados.....	45
5.	RESULTADOS	47
5.2.	Avaliação do modelo acoplado COAWST	48
5.4.	Análise Sinótica.....	52
5.5.	Evolução do sistema	58
5.6.	A Temperatura da Superfície do Mar, os Fluxos de Calor Latente e Sensível e a Estabilidade da Camada Limite Atmosférica Marinha durante o evento.....	67
5.7.	Comparação entre precipitação do CFSR, CMORPH, WRF e COAWST.....	75

6.	CONCLUSÕES	81
7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	83
8.	ANEXO	90
9.1.2.	Interação solo-atmosfera	90
9.1.3.	Radiações de onda longa e curta.....	91
9.1.4.	Convecção	91
9.1.5.	Microfísica	92
9.2.	Níveis verticais do modelo WRF	92
9.3.	Teste de sensibilidade das parametrizações no modelo atmosférico WRF	93

1. INTRODUÇÃO

Segundo Palmén e Newton (1969) os Ciclones Extratropicais (CE) são centros de baixa pressão atmosférica onde os ventos convergem para o centro, criando uma célula de convergência em superfície e outra de divergência em. Eles também são formados a partir de um encontro de massas de ar com características diferentes. Para Gan e Rao (1994), os ciclones extratropicais são formados devido os gradientes meridionais de temperatura, além de processos como a liberação de calor latente por convecção.

Hoskins e Hodges (2005) sugeriram que a maioria dos eventos ciclogênicos em baixos níveis estejam associados a ondas preexistentes na média e alta troposfera. Eles também reforçam que a influência da orografia e a liberação de calor latente podem ser fatores importantes no processo de ciclogênese em baixos níveis.

Mendes (2006) comentou que a formação, intensificação e dissipação de ciclones extratropicais estão associadas a fatores como orografia, instabilidade baroclínica, fontes de calor, circulação atmosférica local e também a umidade e Wallace e Hobbs (2006) escrevem que seu desenvolvimento ocorre em latitudes médias, sendo necessária uma fonte de energia para que ocorram.

No oceano, a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) exerce um papel de destaque no mecanismo de interações, pois é através dela que o fluxo de calor é trocado entre o oceano e a atmosfera, sendo influenciados pela diferença de temperatura entre a superfície do mar e do ar, pelo processo de evaporação e pela velocidade do vento (SATO, 2005). Assim, pequenas variações de TSM podem acarretar em variações nos fluxos de calor da interface ar-mar, além de provocar impactos significativos no escoamento atmosférico, e assim, conseqüentemente, nos sistemas meteorológicos (DOURADO e CANIAUX, 2001).

O contraste termal entre massas de água oceânicas com características diferentes contribui para intensificar os fluxos turbulentos entre o oceano e a atmosfera, afetando a estrutura dinâmica e termodinâmica da atmosfera (PEZZI *et al.*, 2005), e também é fundamental para formar e desenvolver sistemas atmosféricos de escala sinótica, como por exemplo, os CE.

Em regiões de frentes oceanográficas o gradiente horizontal na TSM pode ser responsável por alterar as condições atmosféricas locais. Esse fenômeno pode ocorrer de maneira análoga à formação das brisas marinhas, onde o contraste térmico gerado entre continente e oceano, proporciona um gradiente horizontal de pressão atmosférica. Os processos que ocorrem na interface entre os fluidos ar-água são diretamente afetados pela presença das camadas limite tanto na atmosfera quanto nos oceanos. Tais processos são modulados principalmente pelos fluxos de calor, umidade e momentum que ocorrem nessa interface (DOURADO e OLIVEIRA, 2001). Esses fluxos afetam as estruturas dinâmica e termodinâmica da atmosfera, principalmente na camada limite, através de processos de retro-alimentação entre ambos os meios (LIU *et al.*, 2000).

A circulação na superfície na margem oeste do oceano Atlântico Sul, responde principalmente a atuação das correntes do Brasil (CB) e das Malvinas (CM). As águas quentes e salinas que compõem a Água Superficial (AS) fluem em sentido sul pela costa brasileira até encontrarem as águas frias e menos salinas fluindo em sentido contrário trazidas pela CM. Essa região de intenso contraste térmico é conhecida como Confluência Brasil-Malvinas (CBM), sendo constantemente reportada como uma das regiões oceânicas mais energéticas do planeta (CHELTON *et al.*, 1990; PALMA *et al.*, 2004). A região da CBM possibilita a formação de perturbações de meso-escala (200-400km) ao longo da frente termohalina, de onde podem resultar meandros e vórtices típicos dessas regiões (LEGECKIS e GORDON, 1982; BONATTI e RAO, 1999; LENTINI *et al.*, 2002).

Segundo Pezzi e Souza (2009), o Oceano Atlântico Sul exerce um papel de grande importância no tempo e clima do Brasil. De modo que a compreensão das variações dos fluxos de calor, momentum e umidade e a consequente influência no tempo e clima da América do Sul, tem incentivado um maior número de estudos nesta região, principalmente sobre os processos de interação oceano-atmosfera na região da CBM.

O conhecimento dos fluxos de matéria e energia (evaporação/precipitação, fluxos de calor e momentum) na interface oceano-atmosfera em escala regional, visa promover o melhor entendimento dos

processos neste meio sendo importante para a compreensão da variabilidade climática.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo Geral

Estudar a dinâmica atmosférica e oceânica e os processos de interação oceano-atmosfera durante a passagem de um Ciclone Extratropical no Atlântico Sudoeste e a influência deste oceano no CE.

2.2. Objetivos Específicos

- i. Foram simuladas as condições oceânicas e atmosféricas através de modelagem numérica com TSM prescrita e com TSM ativa.
- ii. Realizados testes de sensibilidade no modelo atmosférico WRF a fim de avaliar o melhor conjunto de parametrizações para simular as condições atmosféricas da área de estudo.
- iii. Foi investigado o efeito dos Fluxos de Calor Latente e Sensível (FCLS) ao longo do desenvolvimento do ciclone e em qual estágio de vida os fluxos são mais importantes.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. Ciclogênese e Ciclones Extratropicais

Stull (1989) define ciclogênese como sendo o nascimento e crescimento e intensificação de um ciclone. Esta intensificação pode ser definida com um decréscimo da pressão ao nível do mar, movimento vertical ascendente e aumento da vorticidade.

A gênese do estudo científico dos CE começou no início do século XX com os trabalhos de Bjerknes (1919). Posteriormente com o trabalho de Bjerknes e Solberg (1922) foi apresentado a Teoria da Frente Polar, descrevendo assim o primeiro modelo conceitual do ciclo de vida dos ciclones. Esta teoria descreve como estes sistemas se formavam a partir de uma instabilidade na zona frontal que separa as massas de ar polar e tropical. A figura 1 exemplifica esta teoria: no estágio I são observadas duas frentes, uma frente quente em se deslocando para leste e uma frente fria deslocando-se para oeste, também é visualizado o surgimento de uma onda ao longo da frente polar. O estágio II demonstra a propagação da massa de ar frio para leste, que se forma próxima à superfície, limitando o suprimento de ar quente, resultando em um deslocamento em sentido horário. Posteriormente no estágio III há um aumento na amplitude da onda, devido o movimento ondulatório, o ciclone encontra-se maduro devido o estreitamento do setor quente. Por fim, como demonstrado no estágio IV, o setor frio fecha o ciclo, cortando o fornecimento de ar quente, iniciando a oclusão do CE, de modo que a porção restante de ar quente fica suspensa, sem contato com a superfície.

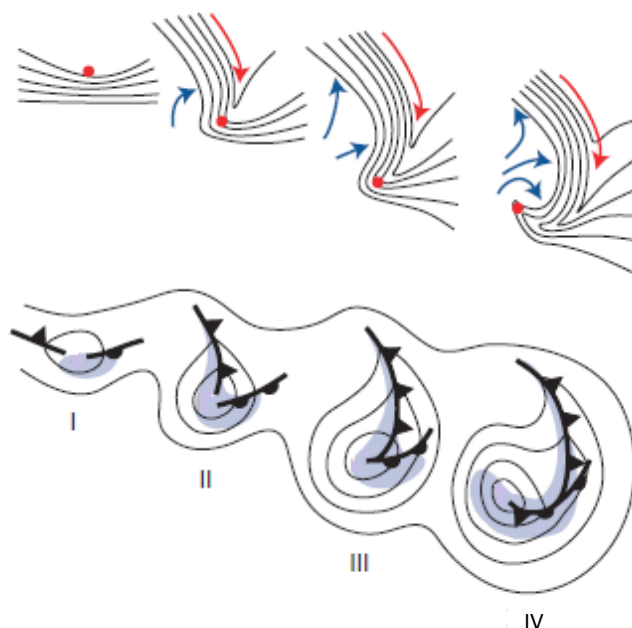


Figura 1 - Estágios de vida de um ciclone extratropical Hemisfério Sul pelo modelo de Bjerknes. Linhas sólidas de temperatura, e o fluxo de ar (setas coloridas) em relação ao centro do ciclone em movimento (ponto vermelho). Painéis I, II, III e IV representam estágios do ciclo de vida, com as configurações frontais idealizadas e isóbaras. O sombreado indica regiões de precipitação.

Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs (2006) de Schultz *et al* (1998).

Esta teoria, entretanto, não considera as forçantes de ar superior, onde é gerado um padrão de cristas e ondas, sendo este primeiro caracterizado por máxima vorticidade ciclônica, e o segundo anticiclônica.

Shapiro e Keyser (1990), através de experimentos idealizados sugeriram um modelo alternativo para CE, também com quatro fases distintas, porém, diferentemente do modelo norueguês para ciclones, este modelo permite a fratura da frente fria associada ao ciclone quando o mesmo está em intensificação, e permite também a formação de uma oclusão quente quando o ciclone atinge a maturidade.

No modelo de Shapiro-Keyser (Shapiro e Keyser, 1990) os ciclones se formam em amplas regiões baroclínicas em baixos níveis, que com a intensificação do ciclone se contraem e dão origem às frentes. Enquanto que no modelo norueguês a frente fria e a quente circulam em torno da baixa pressão e ocasionalmente se interceptam, no modelo Shapiro-Keyser, a frente fria se move praticamente perpendicular à frente quente. Outra característica deste tipo de sistema é uma região de enfraquecimento do gradiente de

temperatura na frente fria próxima ao centro do ciclone, associada a movimentos subsidentes e à rotação diferencial. No estágio maduro, em superfície, a circulação no setor frio aprisiona a região de ar mais quente, formando a oclusão quente (SCHULTZ *et al.*, 1998).

A formação e amplificação de ondas em níveis superiores puderam ser explicadas a partir da instabilidade baroclínica, que descreve como a energia potencial armazenada no escoamento básico, associada aos gradientes horizontais de temperatura, é convertida em energia cinética para as perturbações. Esta teoria indica que a taxa de crescimento das perturbações é proporcional ao gradiente meridional de temperatura, ao comprimento das ondas e à estabilidade estática da atmosfera (HOLTON, 2004).

A atual teoria da gênese e desenvolvimento de ciclones extratropicais é esquematizada na figura 2 e descrita em Carlson (1998).

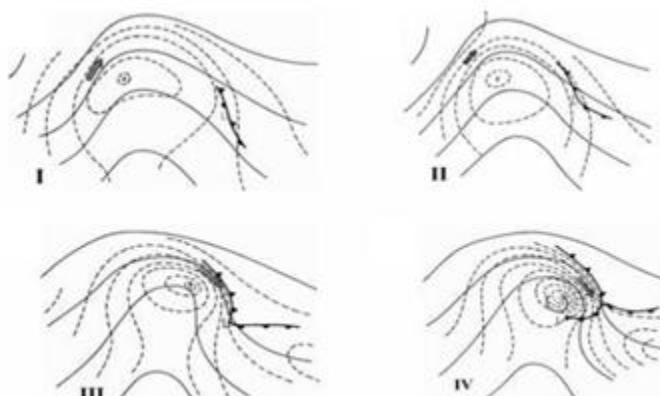


Figura 2 - Esquema do desenvolvimento de um ciclone extratropical no Hemisfério Sul. As linhas contínuas representam a altura geopotencial em 500 hPa, as linhas tracejadas são os contornos de vorticidade relativa em 500 hPa. Os sistemas frontais em superfície estão marcados com a simbologia habitual. A seta indica a região de máxima velocidade do vento geostrófico.

Fonte: Iwabe, 2008. Adaptado de Carson, 1998.

No primeiro estágio (I), na figura 2, uma fraca região em superfície está posicionada a leste de um cavado em níveis médios, uma região de movimento vertical ascendente proporcionada pela divergência de massa em altos níveis associada à advecção de vorticidade ciclônica. A intensificação da baixa em

superfície resulta desta forçante em altos níveis, levando à formação de uma circulação ciclônica na região da frente em superfície. No estágio II, O estabelecimento desta circulação em baixos níveis inicia um processo de advecção de temperatura entre 1000 e 500 hPa. A advecção quente a leste da baixa em superfície leva a uma queda de pressão na região, e o sistema em superfície se desloca seguindo a máxima advecção térmica positiva. A ideia de que o escoamento em altos níveis “carrega” o ciclone em superfície, unicamente através da advecção de vorticidade, é substituída pela pelo conceito termodinâmico de que a baixa pressão se desloca a partir do rearranjo do campo de massa em função da convergência em baixos níveis, que por sua vez se intensifica pela diminuição do peso da coluna atmosférica através da advecção de ar quente (CARLSON, 1998). Sendo assim, a advecção fria a leste do sistema, auxilia no aumento da pressão em superfície na retaguarda do sistema, associado a presença da alta polar.

No estágio III acontece a retroalimentação entre os processos de baixos e médios níveis, que altera o escoamento na média troposfera onde se observa o aprofundamento do cavado e intensificação do vento geostrófico neste nível, associado ao gradiente de altura geopotencial. Estes dois efeitos ocorrem devido à advecção fria abaixo do cavado. Até este momento, os processos de baixos e médios níveis interagiram para favorecer o desenvolvimento do ciclone, que atinge agora a sua máxima intensidade e inicia o processo de oclusão.

A partir do estágio (IV), que representa a fase madura do sistema, o centro da circulação ciclônica se desprende do setor quente em baixos níveis, estando a oeste da frente fria e o ar frio ocupa todos os níveis da troposfera, desde a superfície até a tropopausa. O eixo de máxima vorticidade em 500 hPa se posiciona exatamente acima da baixa em superfície, e o sistema adquire uma estrutura barotrópica, onde a direção do vento é praticamente constante com a altura, embora possa ocorrer diferenças na magnitude. O sistema pode perder a inclinação vertical para oeste, e a superposição dos campos de geopotencial e temperatura em todos os níveis tende a cessar a advecção térmica, culminando, posteriormente, na fase de decaimento do sistema.

3.2. A ciclogênese extratropical e a influência dos processos de Camada Limite Atmosférica

A camada limite atmosférica (CLA) é definida por Stull (1989) como:

A região da troposfera que é diretamente influenciada pela presença da superfície da Terra e responde às forçantes de superfície em uma escala de tempo de cerca de uma hora ou menos.

A CLA se estende, usualmente, por 1-2 km de altura durante o dia, e apresenta uma espessura da ordem de 100-200 metros durante a noite, quando cessam os processos turbulentos originados pelo aquecimento da superfície. Dentro desta camada, o atrito é fundamental na circulação dos CE. Em médios e altos níveis o vento sopra quase paralelo às isóbaras, obedecendo ao equilíbrio geostrófico em latitudes médias. Em baixos níveis, o atrito entre a atmosfera e a superfície desacelera o escoamento, diminuindo a força de Coriolis, e a quebra do equilíbrio geostrófico gera uma circulação que cruza as isóbaras convergindo para as regiões de baixa pressão e divergindo das regiões de alta pressão. A convergência do ar nas regiões de baixa pressão, por continuidade, vai gerar movimento vertical ascendente no topo da CLA conhecido como bombeamento de Ekman. A maneira como este processo pode enfraquecer um ciclone é mostrado esquematicamente na figura 3. O bombeamento de massa comprime a coluna de fluido atmosférico contra a superfície rígida da tropopausa, e pelo princípio da conservação de vorticidade, o vórtice resultante irá diminuir a rotação (BOUTLE, 2009).

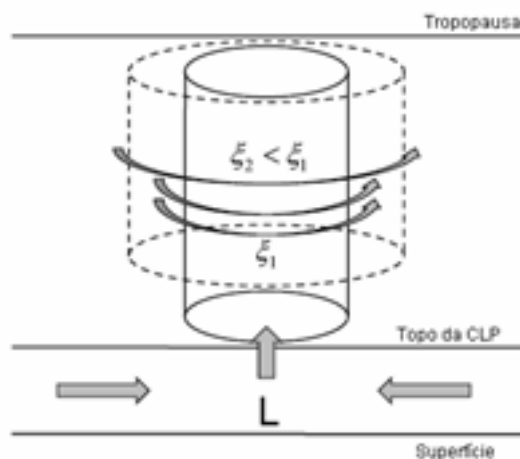


Figura 3 - Esquema mostrando o processo de enfraquecimento da circulação ciclônica pelo bombeamento de Ekman.

Fonte: Boutle, 2009.

A compressão do tubo de vórtice contra a tropopausa é desenvolvida para vórtices barotrópicos. Em uma atmosfera baroclínica, a circulação secundária que se desenvolve pela presença de atrito, que é radial e dirigida para o centro do ciclone, é compensada por uma circulação radial dirigida para fora do sistema em níveis superiores. Esta circulação para fora é responsável pela ampliação do tubo de vórtice e consequente redução da vorticidade (HOLTON, 2004).

Os Fluxos de Calor Latente e Sensível (FCLS) entre superfície e atmosfera são mais um processo dentro da CLA que influencia a circulação atmosférica. Sendo este o principal foco de estudo deste trabalho, sua interação com o desenvolvimento de ciclones, particularmente os ciclones sobre o oceano, é explorada na próxima seção.

3.3. A ciclogênese extratropical e os fluxos de calor na superfície

Por definição, o FCS é resultante da transferência de energia por condução entre dois corpos com temperaturas diferentes, como exemplo a troca de calor na camada milimétrica entre o oceano e a atmosfera. O FCL é associado ao processo de mudança de fase de uma substância, resultante de

processos de evaporação ou condensação da água, diretamente relacionado à velocidade do vento e a umidade específica.

A influência direta do fluxo de calor sensível sobre a ciclogênese deve-se ao aquecimento ou resfriamento da baixa troposfera. Um dos primeiros trabalhos nesta área é de Metaxas (1979). O autor relaciona diretamente o aquecimento por Fluxo de Calor Sensível (FCS) à modificação da convergência de massa próxima à superfície.

Roebber (1989) enfatizou a importância do posicionamento dos FCS nos CE, indicando que a intensificação destes sistemas é dependente da fase entre as ondas de geopotencial e de temperatura do ar em baixos níveis. O autor concluiu que, na presença de fluxos de calor de superfície, a intensificação do ciclone seria um resultado da relação de fase entre as ondas atmosféricas de temperatura e geopotencial e da onda de temperatura da superfície. O efeito atribuído ao FCS seria o favorecimento do desenvolvimento de um sistema localizado no lado frio da onda térmica, através do fornecimento de energia da superfície para a atmosfera, e enfraquecer sistemas localizados no lado quente da onda térmica através da transferência de calor da atmosfera para a superfície.

Nuss (1989) reforçou a ideia que o efeito dos FCLS depende criticamente do seu posicionamento em relação aos ciclones. Além disso, mostra que o gradiente horizontal destes fluxos pode ter importância fundamental na intensificação dos sistemas, pois induz a variação horizontal do transporte de Ekman, o que gera, por sua vez, convergência de massa, movimento ascendente e atividade convectiva, levando ao aprofundamento da pressão.

Bosart e Lackmann (1995) demonstraram que os fluxos de calor isolados não desenvolvem a ciclogênese, porém são processos que contribuem para a sua formação, e de acordo com Piva *et al.* (2008) contribuem para a intensificação dos CE.

Arsego (2012) estudou os fluxos de calor e a interação entre o oceano e a atmosfera sobre vórtices oceânicos de mesoescala no Atlântico Sul, e concluiu que os fluxos turbulentos tem um papel importante na caracterização da CLA, comentando que, através de dados *in situ*, o ramo norte da CBM os

FCLS são mais intensos que no ramo frio, caracterizados pela CB e CM, respectivamente.

O papel dos FCLS, na região deste presente trabalho, tem sido estudado através da modelagem numérica. Oda (2004) ao analisar três casos de ciclogênese na costa sudeste da América do Sul, concluiu que a TSM e os fluxos de calor exercem um papel fundamental em ciclones que se formam sobre regiões de maior gradiente de TSM, enquanto que os ciclones que se formam por influência maior dos níveis superiores são menos dependentes dos fluxos de calor e TSM.

Piva et al. (2008) identificou a influência dos fluxos de calor em um CE na costa leste da América do Sul, e concluiu que a taxa de intensificação decai nas simulações sem fluxo de calor total e sem FCL, não sofrendo alteração na ausência do FCS. O autor comenta que a ausência dos fluxos de calor totais gera alterações nos campos de temperatura e umidade, conseqüentemente afetando a velocidade do vento e a liberação de calor.

Por fim, Gozzo (2010) descreveu o papel dos fluxos de calor em dois eventos de CE na costa sudeste da América do Sul. Ao realizar experimentos numéricos sem ativar os fluxos de calor, um ciclone teve seu trajeto alterado, sugerindo que esta alteração está associada a mudanças na advecção e temperatura em baixos níveis e a menor convergência de ventos induzida pelos fluxos. Porém, foi observado em outro ciclone, que o seu trajeto não mostrou diferenças significativas ao desligar os fluxos de calor. Isto pode ser explicado pelo tipo de ciclone estudado, visto que o papel desses fluxos depende dos mecanismos formadores dos ciclones.

3.4. Regiões ciclogénicas na América do Sul

Trabalhos pioneiros como Necco (1982) e Gan e Rao (1991) comentaram a existência de duas regiões ciclogénicas na América do Sul, localizadas na costa da Argentina, próximo ao Golfo de São Matias e próximo à foz do Rio da Prata. Para os autores, a formação de ciclones nestas regiões deve-se à instabilidade baroclínica no escoamento de oeste devido ao forte

gradiente meridional de temperatura, aliado à corrente quente do Brasil na porção leste, e à Cordilheira dos Andes do lado oeste.

Hoskins e Hodges (2005) encontraram três regiões ciclogênicas na América do Sul (Figura 4), sendo esta terceira localização caracterizada por uma área entre 30°S e 25°S, localizada na costa sul do Brasil.

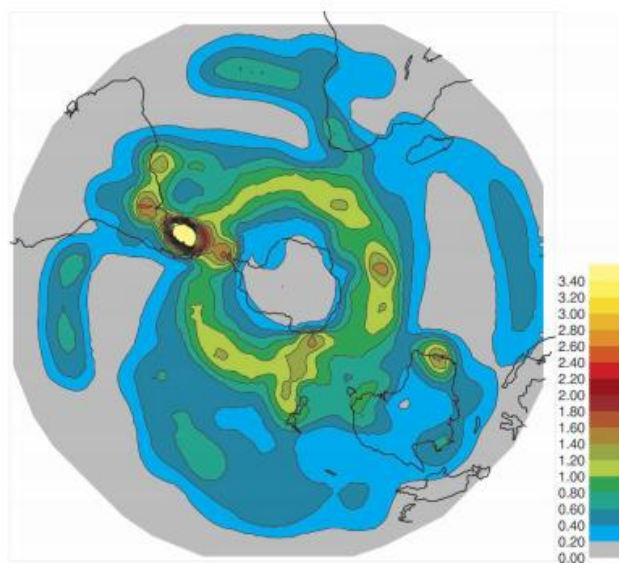


Figura 4 - Ciclogênese durante o verão austral em 850 hPa. A legenda corresponde a densidade por mês por unidade de área.

Fonte: Hoskins e Hodges, 2005.

Reboita (2008) corroborou com o trabalho de Hoskins e Hodges (2005), encontrando três regiões ciclogênicas, localizada entre 30°S e 25°S através de uma metodologia que identifica ciclones de menor intensidade (Figura 5). A autora comentou que neste caso a CB possui maior importância do que nas outras duas regiões, elevando o padrão dos FCLS, bem como o transporte de umidade oriundo da Amazônia também parecem ser um dos fatores para a formação de ciclones na área.

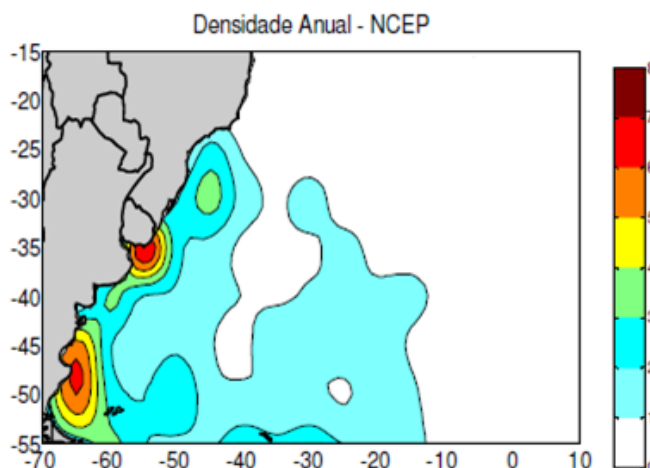


Figura 5 - Distribuição anual de ciclôgeneses no período de 1990 a 1999 da reanálise NCEP. Seleção através da vorticidade menor ou igual a $-1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, e tempo de vida de 24 horas ou mais.

Fonte: Reboita, 2008.

3.5. Circulação oceânica no Atlântico Sudoeste

Na região do Oceano Atlântico Sul a circulação atmosférica é importante por ser uma forçante de movimento na superfície do oceano, que responde aos centros de alta pressão atmosférica de latitudes subtropicais. A resposta gerada é uma circulação com giro anticiclônico na porção superior do oceano, denominada Giro Subtropical. Estes giros são assimétricos e resultam no confinamento de correntes mais intensas na borda oeste das bacias oceânicas. A circulação de correntes na superfície do Atlântico Sul é descrita por Peterson e Stramma (1991), como observado na figura 6.

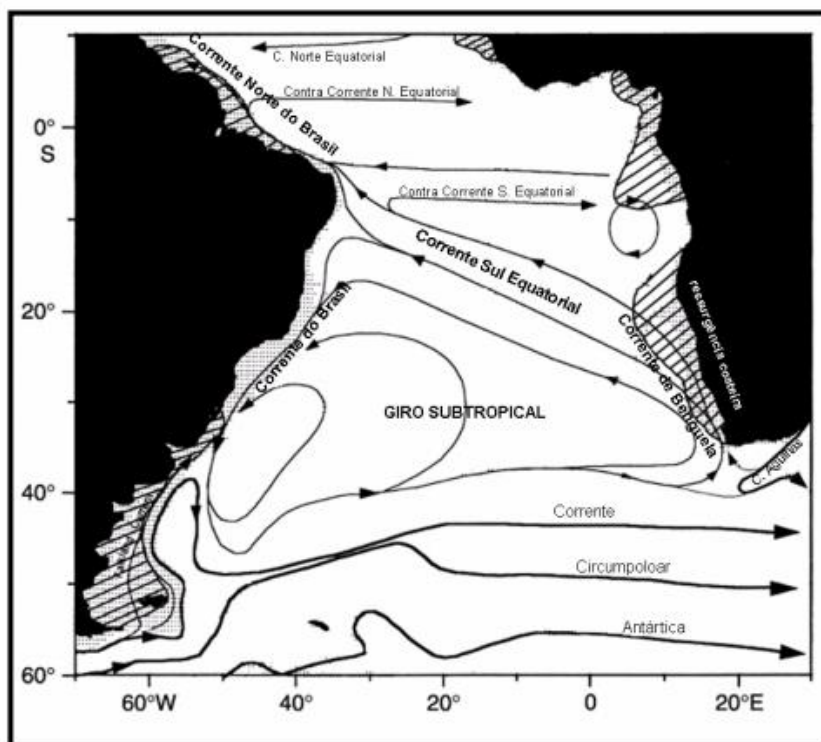


Figura 6 - Representação esquemática da circulação na superfície no Atlântico Sul.

Fonte: adaptado de Peterson e Stramma, 1991.

A CB é descrita como uma corrente de contorno oeste e como a feição oceânica mais importante da borda oeste do oceano Atlântico Sul (PETERSON e STRAMMA, 1991). Ela inicia o seu fluxo para o sul em cerca de 10°S a 15°S ao longo da costa do Brasil. A Corrente do Brasil começa a separar-se da costa, na CBM, próximo a 36° S, onde a água fria da CM encontra a água quente da CB. O transporte principal da Corrente do Brasil sai da plataforma continental um pouco mais ao sul, em torno de 38°S (TALLEY *et al.*, 2011).

Segundo Talley *et al.* (2011) e Matano *et al.* (1993), a CM é originada próxima à passagem de Drake e flui para norte, originada a partir de um ramo barotrópico da Corrente Circumpolar Antártica que flui pelo talude continental da Argentina até cerca de 38°S. A CM é caracterizada por transportar águas frias e menos salinas que as águas da CB, de acordo com Peterson e Stramma (1991).

De acordo com Acevedo *et al.* (2010) a CBM é caracterizada por uma intensa atividade de mesoescala no oceano, de modo que o contraste térmico existente contribui para a geração de intensos gradientes de momentum e

fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera. Os fluxos além de impactar as estruturas dinâmicas e termodinâmicas da atmosfera, afetam também a distribuição local das massas de água, a profundidade da termoclina e o transporte de calor no oceano. Piva *et al.* (2008) comenta que os fluxos de calor nesta região são de vital importância para o desenvolvimento de ciclones extratropicais. Fato que é exposto por Gan e Rao (1991), que apontaram o Oceano Atlântico Sudoeste como uma das regiões de maior ocorrência de ciclogênese na América do Sul.

A Pluma do Rio da Prata (PRP) é caracterizada por uma área de influência das águas do Rio da Prata. Nessa região, os ventos arrastam a água superficial, sendo a principal fonte de energia para misturar verticalmente a água do mar e a água diluída da descarga do rio. Durante o ano, são observados os efeitos de sazonalidade, sendo encontrada a influência da PRP no sul do Brasil durante o outono e o inverno devido à predominância de ventos de sudoeste. Esta intrusão deriva na formação da Corrente Costeira do Brasil (CCB) (PIOLA *et al.*, 2005; FREITAS *et al.*, 2012)

Diversos trabalhos foram publicados nos últimos anos abordando a costa leste do Brasil e região da CBM. Com auxílio de técnicas de sensoriamento remoto, os mesmos buscam um melhor entendimento das interações atmosféricas e oceânicas, as quais são de grande importância nas condições de tempo para o sul do Brasil.

Uma relação da estabilidade da CLA pode ser determinada pela variação dos campos de vento a superfície e de TSM, descritos por Pezzi *et al.* (2005, 2009), Russo (2009) e Camargo *et al.* (2013), que identificaram no lado norte (CB) da CBM, sobre águas mais quentes a CLA torna-se instável e turbulenta, intensificando os ventos em superfície através da mistura vertical e da transferência de momentum para baixo na CLA sobre a superfície mais próxima ao oceano, diminuindo o cisalhamento vertical do vento. Esta região de TSM mais elevada apresenta fluxos de calor mais intensos.

Da mesma forma, sobre águas mais frias da CBM, a estabilidade da CLA aumenta, reduzindo o vento em superfície e aumentando o cisalhamento vertical do vento. Inferindo que na ausência de sistemas atmosféricos sobre a

CBM, o gradiente de TSM modula a CLA na região. Esta relação pode ser identificada na figura 7.

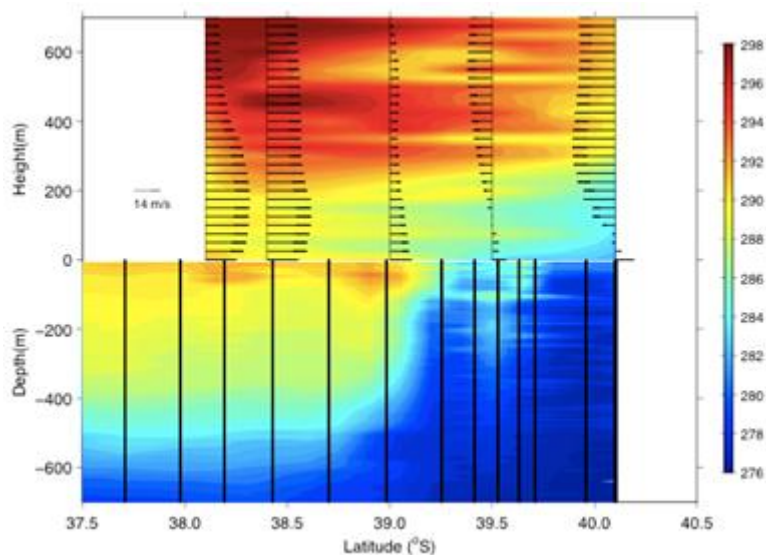


Figura 7 - Exemplo de interação oceano-atmosfera na região da Confluência Brasil-Malvinas. O calor que está contido na camada limite oceânica é disponibilizado via TSM e modula o sinal da camada limite atmosférica.

Fonte: Pezzi *et al.*, 2005.

Outro mecanismo de modulação foi sugerido no qual o vento em superfície sofre grande influência dos padrões de TSM, ocasionando variação da pressão ao nível médio no mar. Regiões de TSM mais quentes, favoreceriam padrões de baixa pressão sobre águas mais quentes, ao norte da CBM, ocorrendo maior magnitude dos ventos em superfície, com uma situação oposta para águas mais frias, em que se favoreceria a intensificação de padrões de alta pressão, quando não há sistemas de maior escala atuando sobre a região (PEZZI *et al.*, 2009; CAMARGO *et al.*, 2013).

4. DADOS E METODOLOGIA

Nesta seção serão apresentados os modelos numéricos utilizados para a elaboração deste trabalho, bem como as características mais importantes de cada modelo. Serão detalhados os dados utilizados para alimentação das simulações dos modelos, para a descrição da análise sinótica do evento e posterior comparação com os dados simulados e os dados utilizados. Também será exposta a metodologia do estudo, com a configuração utilizada nos modelos.

4.1. O Coupled-Ocean-Atmosphere-Wave- Sediment Transport Modeling System

O *Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport Modeling System* (COAWST) (Figura 8), é composto pelo modelo meteorológico *Weather Research and Forecast* (WRF), o modelo oceânico *Regional Ocean Modeling System* (ROMS), o modelo de ondas *Simulating WAVES Nearshore* (SWAN) e o modelo transporte de sedimentos da *Community Sediment Transport Modeling Project* (CSTM) (WARNER *et al.*, 2008), permitindo a troca de informações entre os modelos com uma frequência ajustável pelo usuário. O COAWST é capaz de acoplar os modelos através do *Model Coupling Toolkit* (MCT). Para o presente trabalho foram ativados somente o modelo atmosférico WRF e o modelo oceânico ROMS.

O desenvolvimento dessa ferramenta de modelagem acoplada possibilita uma possível melhora nas simulações de fenômenos de interação entre os meios oceânico e atmosférico, permitindo identificar a evolução dos processos que afetam as regiões costeiras e como alteram as condições na costa. O sistema de modelagem é usado para identificar a sensibilidade do modelo através da troca de variáveis entre as diferentes componentes dos modelos aplicados a um período de passagem de sistemas de escala sinótica (ZAMBON, 2009).

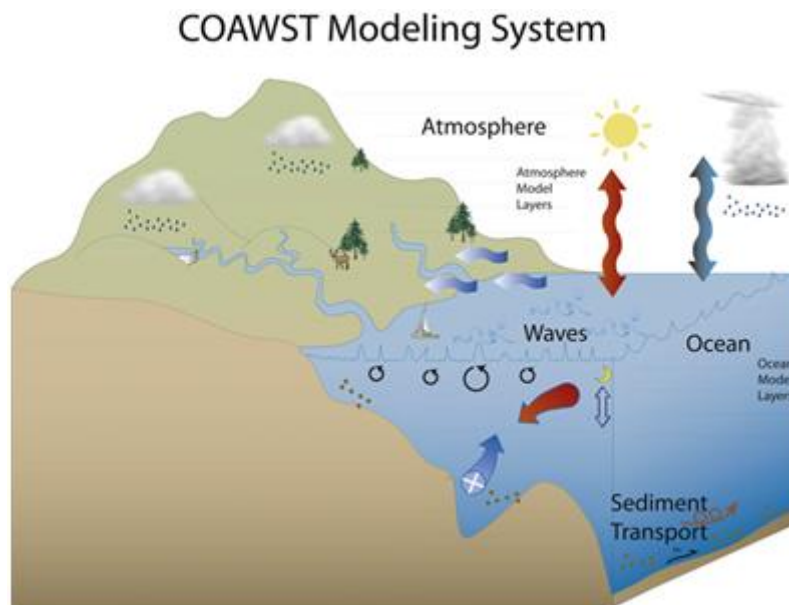


Figura 8 - O Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport Modeling System (COAWST) compreende um modelo oceânico, atmosférico, ondas, um modelo de transporte de sedimentos e um acoplador (MCT), que permite as trocas entre os modelos.
Fonte: Warner *et al.*, (2010).

Quando acoplados, as variáveis trocadas pelos modelos são (Figura 9), TSM fornecida pelo modelo oceânico ao WRF, em que são calculados e trocados fluxos de calor (h_f) e stress de superfície (τ) e pressão em superfície com o ROMS, parametrizados por equações bulk estabelecidas por Fairall *et al.*, (2003) que relacionam variáveis atmosféricas como vento em superfície a 10m (U_{wind} , V_{wind}), pressão atmosférica (P_{atm}), umidade, temperatura do ar em superfície (T_{air}), radiação de onda longa (LW_{rad}) e onda curta (SW_{rad}) (ZAMBON, 2009).

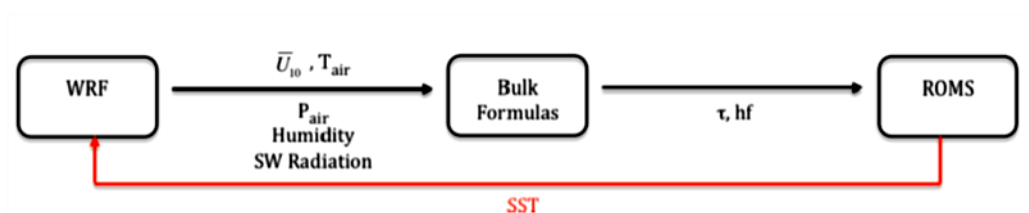


Figura 9 - Representação do acoplamento entre os modelos WRF e ROMS a partir do COAWST.
Fonte: Zambon (2009).

O WRF é um modelo desenvolvido pelo *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) além de grupos de pesquisa de diferentes universidades. Neste trabalho, foi utilizado o núcleo dinâmico *Advanced Research WRF* (ARW), que resolve as equações não-hidrostáticas de Euler, em coordenada vertical terrain-following, com atmosfera totalmente compressível e integração no tempo “time-split”.

As equações são escritas com variáveis divididas em um termo de referência, para um estado hidrostático que depende da altura e de uma perturbação.

Para as coordenadas verticais, o WRF utiliza a coordenada vertical η . Esta coordenada é similar à coordenada σ utilizada por vários modelos hidrostáticos. Ela tem valor 1 na superfície e 0 no topo da camada (figura 10).

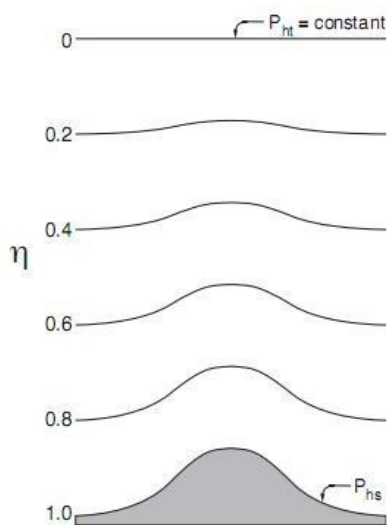


Figura 10 - Coordenada vertical η as superfícies P_{hs} e P_{ht} .

Fonte: Skamarock *et al.*, 2005.

Para integrar no tempo as equações governantes, o ARW utiliza um esquema denominado “time-split”, no qual modos de baixa frequência são integrados utilizando o esquema de Runge-Kutta de terceira ordem, e os modos acústicos (de alta frequência) são integrados com passo de tempo

menor, para manter a estabilidade numérica, através de um esquema “forward-backward” para os modos acústicos que se propagam horizontalmente, e de um esquema implícito para modos acústicos de propagação vertical e oscilações de empuxo.

O modelo WRF utiliza uma grade do tipo Arakawa-C (Arakawa e Lamb, 1977). Nela, as velocidades normais estão escalonadas a meio comprimento da grade das variáveis termodinâmicas (Figura 11).

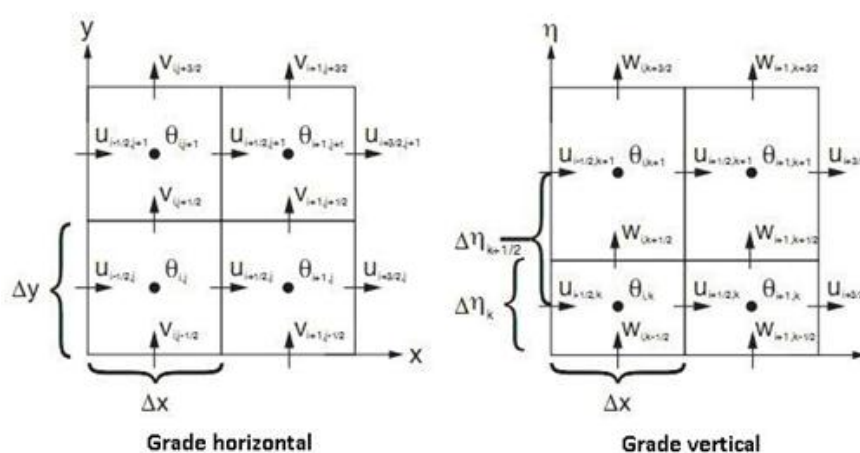


Figura 11 - Grade horizontal e vertical do Weather Research and Forecast (WRF).

Fonte: Skamarock *et al.*, 2005.

O ROMS é um modelo oceânico tridimensional de superfície livre, coordenadas seguidoras do terreno e equações primitivas. Este modelo utiliza a média de Reynolds e o método de diferenças finitas para resolver as equações de Navier-Stokes assumindo aproximações hidrostáticas e de Boussinesq (HAIDVOGEL *et al.*, 2008).

As equações hidrostáticas primitivas de momentum utilizam um esquema de passo de tempo “*Split-explicit*” realizado em um número finito de passos de tempo barotrópicos, onde cada passo baroclínico, é efetuado para desenvolver as equações de superfície livre e momento verticalmente integrado. O passo de tempo separado mantém a conservação de volume e a preservação de consistência, que são necessárias para as equações de traçadores (SHCHEPETKIN e MCWILLIAMS, 2005).

As coordenadas verticais são seguidoras do terreno e são arranjas verticalmente permitindo o aumento da resolução nas profundidades das áreas de estudo ao longo da coluna d'água. A grade padrão utiliza diferenças finitas de segunda ordem, centradas em uma grade vertical irregular, garantindo a conservação de momento e de traçadores (HAIDVOGEL *et al.*, 2000). Na horizontal, o modelo resolve as equações usando coordenadas curvilíneas ortogonais em uma grade, assim como o WRF, tipo C de Arakawa (ARAKAWA e LAMB, 1997). Os contornos de costa podem ser especificados como uma grade discretizada finita via máscara terra/mar (DIAS *et al.*, 2014).

O modelo permite diferentes escolhas de componentes para resolução de esquemas advectivos, de turbulência e de condições de borda (EZER *et al.*, 2002). As parametrizações de sugrades podem ser através da mistura de momento, que pode ser ao longo de níveis verticais, superfícies geopotenciais ou superfície isopícnais ou a mistura vertical, que pode ser tanto por esquemas de fechamentos locais ou não-locais (HAIDVOGEL *et al.*, 2000).

4.2. Escolha do ciclone Extratropical

O critério escolhido para a seleção de um CE, foi a ocorrência deste evento ser anterior a dezembro de 2010 para utilizar o banco de dados do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) (SAHA *et al.*, 2010) que abrange o período de 1979 a 2010. Logo, optou-se pelo CE que se formou entre os dias 02 de setembro de 2006 a 05 de setembro de 2006 próximo ao Estado do Rio Grande do Sul com ventos de 60 a 80 km/h. Este fenômeno causou tempo severo e condições oceânicas adversas na costa sudoeste do Atlântico Sul (PARISE *et al.*, 2009).

4.3. Dados

4.3.1. Dados de contorno para o ROMS

Os fluxos na interface oceano-atmosfera necessários para forçar o modelo, podem ser inseridos através do fornecimento de dados com fluxos de calor ou, ativando a camada limite do modelo para calcular tanto o fluxo total de calor quanto o estresse do vento através de campos atmosféricos (GOUVEIA, 2015)

Para este experimento, a forçante atmosférica utilizada no ROMS foi o *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) (SAHA *et al.*, 2010). Esse banco de dados é uma reanálise, de janeiro de 1979 a dezembro de 2010, alimentado através de dados orbitais, dados *in situ* de navios de pesquisa, boias oceanográficas e estações meteorológicas, e também através de resultados de modelagem numérica. Esta base de dados possui uma resolução vertical com 38 níveis, que se estendem desde a superfície até 1 hPa, com resolução temporal de 6 horas e horizontal de $0,5^\circ$ para níveis de pressão e de $0,312^\circ$ para variáveis na superfície.

Os dados obtidos são de fluxo incidente de onda longa, fluxo incidente de radiação solar de superfície, taxa de precipitação e pressão na superfície, umidade e temperatura do ar a 2 metros de altura e as componentes zonal e meridional do vento a 10 metros. Por fim, o arquivo é composto por valores de temperatura do ar, umidade relativa, pressão atmosférica na superfície, taxa de precipitação e fluxo líquido de radiação de onda curta.

No oceano, os dados de reanálises utilizados, como condições iniciais do experimento e contornos laterais para as bordas abertas da grade foi o *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA) versão 2.2.4 (CARTON e GIESE, 2008). Os dados de reanálise do SODA são produzidos por um modelo de circulação geral do oceano chamado *Parallel Ocean Program* (POP) e através de assimilação de dados observacionais para o período de 1871 a 2008. A resolução espacial horizontal é de $0,25^\circ$ e resolução espacial vertical com 40 níveis.

O banco de dados possui variáveis bidimensionais da altura do nível do mar e componentes zonal e meridional da velocidade integrada na vertical e variáveis tridimensionais de temperatura, salinidade e componente zonal e meridional da velocidade.

Para este experimento, o período utilizado para criação das condições iniciais foi de 1980 a 2006 e será discutido no tópico 4.3 Configuração das simulações.

4.3.2. Condições iniciais para o modelo atmosférico WRF

Igualmente como utilizado no modelo oceânico para a atmosférica em superfície as condições iniciais do modelo WRF foram alimentadas com base no banco de dados do CFSR. Esta configuração foi definida para evitar-se diferenças nos dados iniciais que poderiam afetar no resultado final do experimento.

Os níveis de pressão na atmosfera obtidos através de 39 níveis verticais com resolução horizontal de $0,5^\circ$ e resolução temporal de 6 horas para as variáveis de pressão reduzida ao nível médio do mar, altura geopotencial, umidade relativa, temperatura do ar e componentes u e v do vento.

Para as variáveis em superfície do modelo, foram utilizados a altura geopotencial, cobertura de neve, cobertura de terra, pressão, umidade específica, temperatura do ar, componentes u e v do vento, conteúdo volumétrico de umidade no solo e TSM com resolução horizontal de $0,312^\circ$ e temporal de 6 horas. Ambas as variáveis foram recortadas para o período de 01 de janeiro de 2006 a 31 de dezembro de 2006.

4.3.3. Dados para análise sinótica

As imagens do satélite GOES-12 canal infravermelho 4 do dia 31 de agosto de 2006 a 05 de setembro de 2006 foram utilizadas para interpretação sinótica dos fenômenos atmosféricos ocorridos, disponíveis na Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) que fornece imagens de satélite do Geostationary Operational Environmental Satellite 12 (GOES 12).

Também foram utilizados para análise sinótica e comparação de campos atmosféricos os dados do CFSR para observar a condição atmosférica e oceânica que este banco de dados disponibiliza durante o caso do CE. Deste conjunto de dados foram usados as variáveis de

altura geopotencial (m), temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), vento zonal e meridional (ms^{-1}), e pressão ao nível do mar (hPa), com resolução horizontal de $0,5^{\circ}$ em 3 níveis verticais (950 hPa, 500 hPa e 250 hPa) para o horário 12Z.

4.3.4. Bancos de dados utilizados para a avaliação e comparação das simulações numéricas

Para a avaliação dos dados produzidos pelos modelos, foram utilizados diversos bancos de dados.

Para a TSM simulada pelo COAWST, foram utilizados o próprio CFSR e o banco de dados *Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis* (OSTIA) (STARK *et al.*, 2007) do *Group for High Resolution Sea Surface Temperature* (GHRSSST). Este produto usa interpolação ótima (Martin *et al.*, 2007) em uma grade global de $0,054^{\circ} \times 0,054^{\circ}$ através dados *in situ* de bóias fundeadas e de deriva e por sensoriamento orbital, mais especificamente dos sensores *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR), o *Advanced Along Track Scanning Radiometer* (AATSR), o *Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager* (SEVIRI), o *Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS* (AMSRE), e o *Tropical Rainfall Measuring Mission Microwave Imager* (TMI).

Para avaliar o modelo WRF, foi utilizado o banco de dados *do Cross-Calibrated Multi-Platform Ocean Surface Wind Vector L3.0 First-Look Analyses* (MPOSW) (ATLAS *et al.*, 2011) é disponibilizado pelo *Physical Oceanography Distributed Active Archive Center* (PO.DAAC). Este banco oferece dados obtidos a partir de sensores de micro-ondas e de escaterômetros, para o período de julho de 1987 a dezembro de 2010, e foi desenvolvido para aplicações meteorológicas e oceanográficas com resolução temporal de 6 horas, resolução espacial de 25 km e cobertura global (ATLAS *et al.*, 2011).

Para comparação das saídas geradas de precipitação, foi utilizado o *NOAA CPC Morphing Technique* (CMORPH) que possui resolução espacial de $0,07^{\circ} \times 0,07^{\circ}$ e possui resolução temporal a cada 30 minutos. Este banco utilizado dados de sensores de satélites de microondas. A precipitação é produzida através do algoritmo de Ferraro (1997) e Ferraro *et al.* (2000);

Também foram utilizados dados de estações meteorológicas terrestres oriundas do da Seção de Armazenamento de Dados Meteorológicos do Instituto Nacional de Meteorologia (SADMET/INMET) para comparar a Pressão (hPa), Temperatura do Ar ($^{\circ}\text{C}$) e Velocidade do Vento (m/s) de três localizações: Rio Grande ($32,03^{\circ}\text{S}$ e $52,11^{\circ}\text{O}$), Torres ($29,21^{\circ}\text{S}$ e $49,43^{\circ}\text{O}$) e Florianópolis ($27,36^{\circ}\text{S}$ e $48,36^{\circ}\text{S}$) (Figura 12).

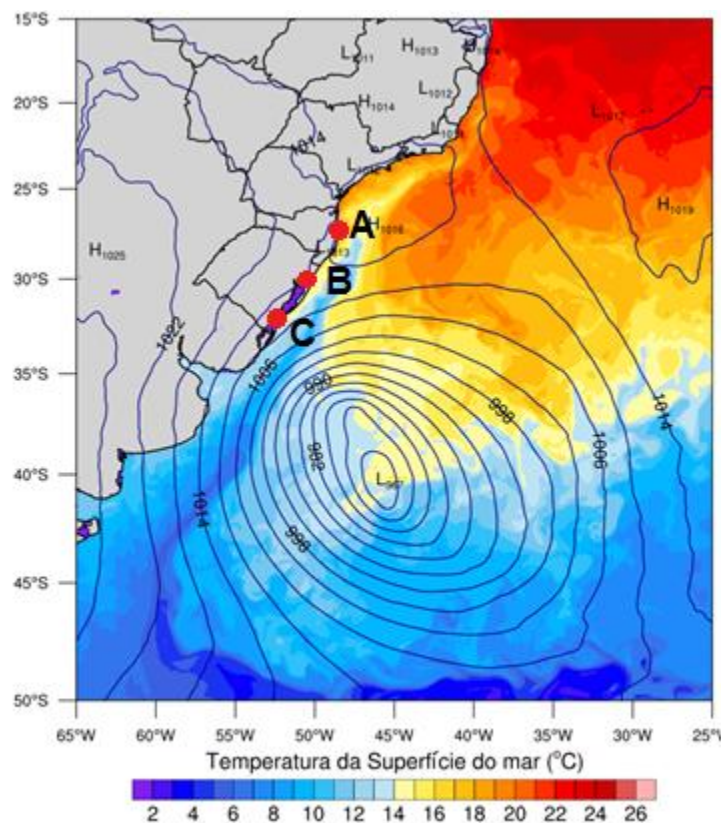


Figura 12 - Localização das estações meteorológicas utilizadas para comparação com os dados simulados pelos modelos. (a) Florianópolis, (b) Porto Alegre e (c) Rio Grande. Em segundo plano, Temperatura da Superfície do Mar (sombreado, $^{\circ}\text{C}$) e Pressão ao Nível Médio do Mar (hPa) para o dia 03 de setembro de 2006 às 18Z.

4.4. Configuração das simulações

O domínio (Figura 12) está compreendido entre as latitudes de 07°S a 55°S e as longitudes entre 70°W a 15°W . A fim de não introduzir erros de borda,

após a realização das simulações, os dados foram recortados para uma grade menor, delimitada entre 15°S e 50°S e 65°O e 25°O.

Para o modelo oceânico ROMS, a resolução na horizontal da grade é de 1/12°, o que permite a representação da mesoescala (Dias *et al.* 2014), com 45 níveis verticais e a condição de contorno do modelo é aberta no Leste e no Sul e, fechada no Oeste e Norte.

O *Spin-up* é o nome dado ao período de simulação para que o modelo atinja o equilíbrio dinâmico. Após este período é possível obter a condição inicial do experimento para a simulação pode ser considerada válida no ponto de vista de estabilidade (DIAS, 2013). Neste estudo, o *spin-up* da condição inicial do modelo ROMS foi de 26 anos, de janeiro de 1980 a agosto de 2006, sem o acoplamento, sendo utilizado o resultado simulado para o mês de agosto de 2006 como condição inicial para a realização do experimento. Para mais detalhes sobre as parametrizações utilizadas no ROMS, consultar a seção Anexo 9.3.

Para o modelo WRF, foram utilizados 45 níveis, também com 1/12° de resolução espacial, com exceção do campo de TSM que, por ser prescrita, possui a resolução do CFSR, de 0,312°. Por fim, o *spin-up* do modelo atmosférico foi de um mês, iniciando no dia 01 de agosto de 2006. Para mais detalhes sobre as parametrizações utilizadas e a altura dos níveis verticais utilizados no WRF, consultar a seção Anexo 9.2 e 9.3.

Foram executadas duas simulações para o CE em questão (tabela 1). Na primeira foi utilizado somente o modelo atmosférico WRF, com tempo de integração de 01 de agosto de 2006 a 10 de setembro de 2006, com um passo de tempo de 20s. Após a execução do WRF, foi acoplado o modelo ROMS (COAWST), utilizando a mesma configuração da simulação não acoplada.

Pretende-se ao configurar um experimento acoplado e outro com o modelo atmosférico, analisar o comportamento do sistema em questão, e observar diferenças que podem ser resultantes entre os modelos COAWST (ROMS+WRF) e WRF.

Tabela 1 - Configuração dos experimentos.

Experimento	Período de integração	Espaçamento horizontal (km)	Passo de tempo (s)
WRF	01/08/2006	~9	20
COAWST (ROMS+WRF)	a 10/09/2006		

4.5. Metodologia de análise dos dados

Para avaliar a capacidade dos experimentos em representar o oceano e a atmosfera da área de estudo, as soluções do modelo foram comparadas com dados de TSM do CFSR e OSTIA e vento do MPOSW. Portanto, foi necessário degradar os dados simulados para a resolução de grade destes bancos de dados.

Para a comparação dos campos na superfície, para o modelo WRF, foram elaborados gráficos de dispersão correlacionando a velocidade do vento simulada com a mesma variável do MPOSW e CFSR. Para analisar quão eficiente foram as simulações, foi calculada a raiz quadrada do desvio quadrático médio (RMSD), dada por:

$$RMSD = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^n (M - O_k)^2}{n}} \quad (1)$$

Onde M_k representa a variável simulada e O_k a variável observada e n o número de observações.

Da mesma forma, para o COAWST, foram elaborados gráficos de dispersão que correlacionam a TSM simulada com os bancos de dados do CFSR e OSTIA.

Também foram gerados Diagramas de Taylor comparando os dados das estações meteorológicas *in situ* com os dados simulados, buscando compreender as diferenças entre a simulação e o observado. O diagrama de Taylor busca fornecer informações sobre a correlação, Desvio Padrão (DP) e o RMSD.

Para caracterizar o ambiente sinótico do evento estudado, foram comparadas as imagens de satélite do GOES-12, para as 00Z e 12Z, juntamente com os dados de magnitude do vento e altura geopotencial em 250 hPa, altura geopotencial e temperatura do ar a 500 hPa, temperatura do ar a 10 m, vento a 10 m e pressão ao nível médio do mar do CFSR do dia 01 a 05 de setembro de 2006.

Para acompanhar a evolução do sistema em questão, foram elaborados mapas em três níveis de pressão: a divergência, altura geopotencial e vorticidade relativa em 250 hPa, a temperatura do ar e altura geopotencial em 500 hPa e a vorticidade relativa e divergência em 950 hPa,

Também, a fim de observar as diferenças entre as trajetórias simuladas, foram extraídos os pontos de mínima pressão central do CE, a cada 6 horas, além de um gráfico comparando o valor das pressões centrais para observar possíveis diferenças entre eles.

No que tange sobre a influência dos FCLS, foram gerados mapas comparando os FCLS entre as simulações e o CFSR, bem como a TSM e a pressão ao nível médio do mar, para buscar em qual momento os fluxos de calor foram mais intensos. Para entender como estava a estabilidade da Camada Limite Marinha Atmosférica (CLAM), foi subtraído o valor da TSM pelo valor da Temperatura do Ar a 2 metros, para encontrar em qual setor do CE há maior instabilidade atmosférica e onde os fluxos de calor podem ser mais intensos.

Por fim, foi comparada a Precipitação simulada através dos modelos, com os dados do CFSR e CMORPH para buscar possíveis diferenças nestes e para encontrar possíveis áreas de convergência de ventos e umidade.

5. RESULTADOS

5.1. Avaliação do modelo atmosférico WRF

Os resultados do RMSD espacial (Figura 13B e 13D), apontou a maior fonte de erros entre o modelo e os bancos de dados em uma área entre a costa do Brasil e Uruguai para o CFSR e entre o Brasil e a Argentina para o MPOSW. Esta região possui RMSE de 5 m/s pode ser explicado por ser uma zona próxima a uma intensa frente oceânica: a CBM. A instabilidade proveniente das águas quentes e salinas da CB, com as águas frias e menos salinas da CM, resulta em grande atividade de mesoescala marcada pela formação de meandros e vórtices (Legeckis e Gordon, 1992; Lentini *et al.*, 2002) que podem afetar a estabilidade da CLAM e o padrão de ventos na região.

Ao observar-se o gráfico de correlação e verificar um r-valor de 0,94 (Figura 13A e 13C) para ambos os bancos de dados, julgou-se viável continuar com a análise dos dados simulados.

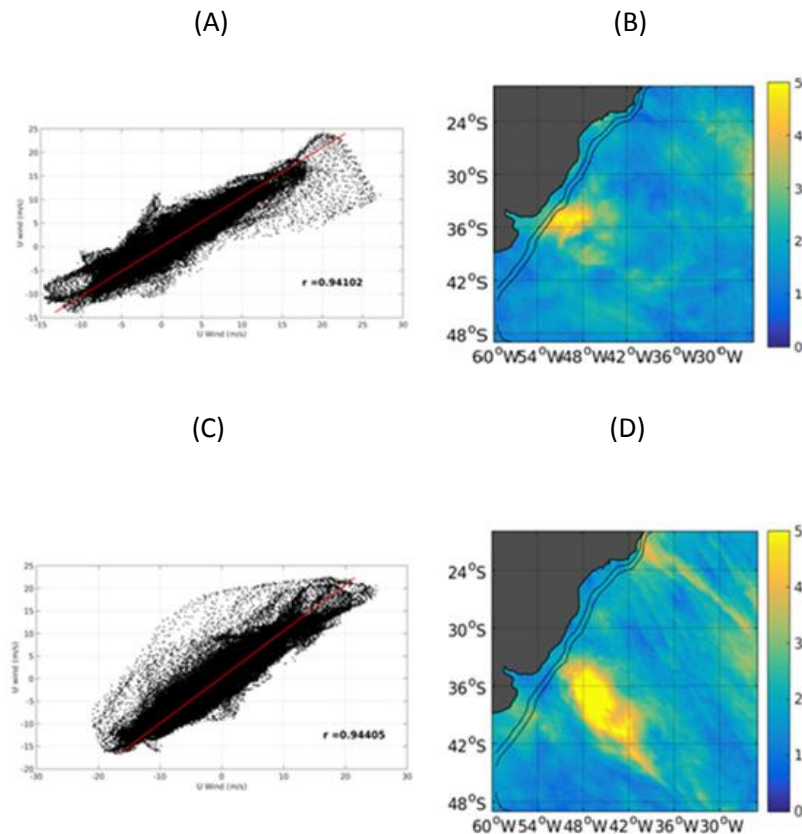


Figura 13 - Gráfico de correlação entre a velocidade do vento do CFSR e a simulada pelo WRF (A)(m/s) e RMSD espacial (B) (m/s) para o período de 27 de agosto a 08 de setembro de 2006 para a região de estudo. Idem para as figuras C e D, porém comparando as saídas do WRF com o MPOSW.

5.2. Avaliação do modelo acoplado COAWST

Para a avaliação do modelo acoplado COAWST, foi comparado a TSM simulada pelo sistema acoplado com os dados de reanálise do CFSR e a TSM do OSTIA, para o período de 27 de agosto a 08 de setembro de 2006.

É observado que para este modelo, a maior fonte de erros estende-se ao largo da costa da América do Sul, com um RMSD próximo a 5°C para ambos os bancos de dados (Figura 14B e 14D). Este erro deve-se primariamente à condição inicial utilizada no modelo oceânico ROMS que introduziu esta fonte de erros na simulações. O modelo oceânico simulou a CB menos intensa, o que permitiu a CM fluir mais para o norte.

Ao verificar-se o gráfico de correlação entre a TSM simulada e a TSM do CFSR e OSTIA (Figura 14A e 14C), encontrou-se um r-valor de 0,94 e 0,66, respectivamente. Esta diferença encontrada deve-se sobretudo às características de cada banco de dados, como por exemplo a resolução horizontal e a fonte de dados usadas para gerar cada banco de dados. Porém, ao encontrar um r-valor significativo ao comparar a TSM simulada com o CFSR, optou-se continuar com a análise dos dados obtidos.

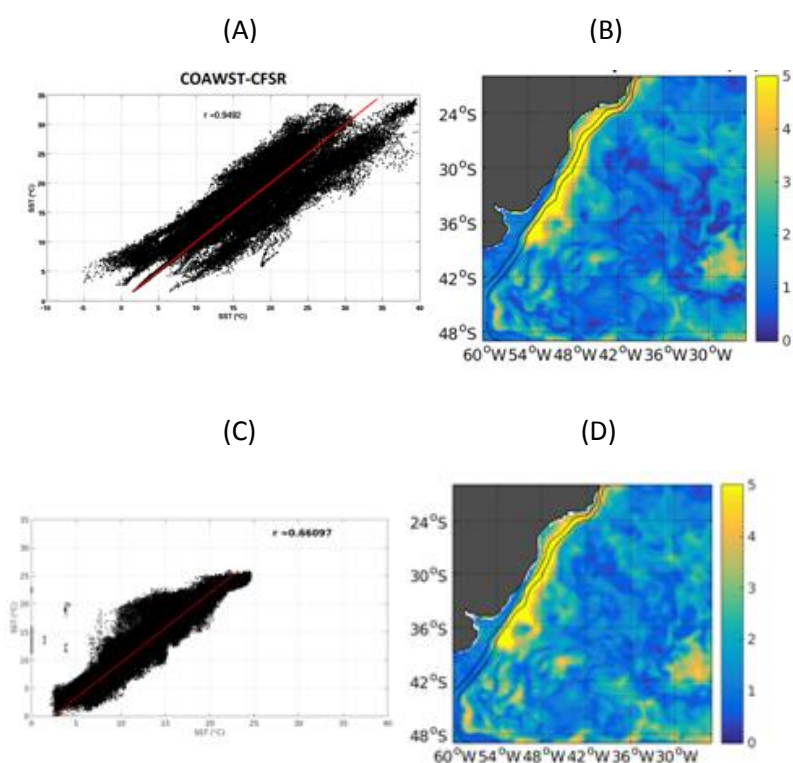


Figura 14 - Gráfico de correlação entre a TSM do CFSR e a simulada pelo COAWST (A) e RMSD espacial (B). Idem para as figuras C e D, porém comparando as saídas do COAWST com os dados do OSTIA.

5.3. Comparação entre os dados simulados, o CFSR e estações meteorológicas *in situ*

Foram comparados os dados de três estações meteorológicas automáticas com os dados simulados pelo WRF e pelo COAWST através da

elaboração de diagramas de Taylor. Os diagramas gerados (Figura 15) fornecem informações sobre o DP (eixo Y), a correlação (eixo curvo) e o RMSD (eixo destacado em azul) entre o WRF (preto) e o COAWST (vermelho) quando estes são comparados com os dados das respectivas estações (cinza).

Ao analisar os dados gerados, observa-se que a maioria dos dados simulados possuem correlação maior que 0,8, com exceção para a velocidade do vento nas três estações analisadas, que possuem correlação de 0,4 para o WRF e 0,5 (Figura 15C) em Florianópolis, 0,3 para o WRF e 0,35 para o COAWST em Torres (Figura 15F) e 0,6 para o WRF e 0,67 para o COAWST em Rio Grande (Figura 15I). Esta baixa correlação pode estar relacionado a topografia das três regiões analisadas. Santos-Alamillos *et al.* (2013), ao comparar os dados simulados pelo modelo WRF com dados de estações, demonstraram que a velocidade do vento pode sofrer variações devido à capacidade do modelo atmosférico em simular a morfologia do terreno em torno das estações analisadas, com peso maior nesta particularidade do que a resolução da grade utilizada no modelo.

Quanto ao RMSD, observou-se, de modo geral, que os erros entre estações e modelos estão entre 0,2 e 3, sendo classificados como baixos valores de RMSD. Os maiores erros estão em Florianópolis e Torres para a velocidade do vento, com RMSD próximos a 2 e 3, respectivamente.

Dentre as três variáveis analisadas, a pressão e temperatura foram as que mais apresentaram concordância com as estações meteorológicas. Sugere-se que estes resultados são provenientes das parametrizações utilizadas pelo modelo atmosférico bem como a altura dos níveis verticais do modelo.

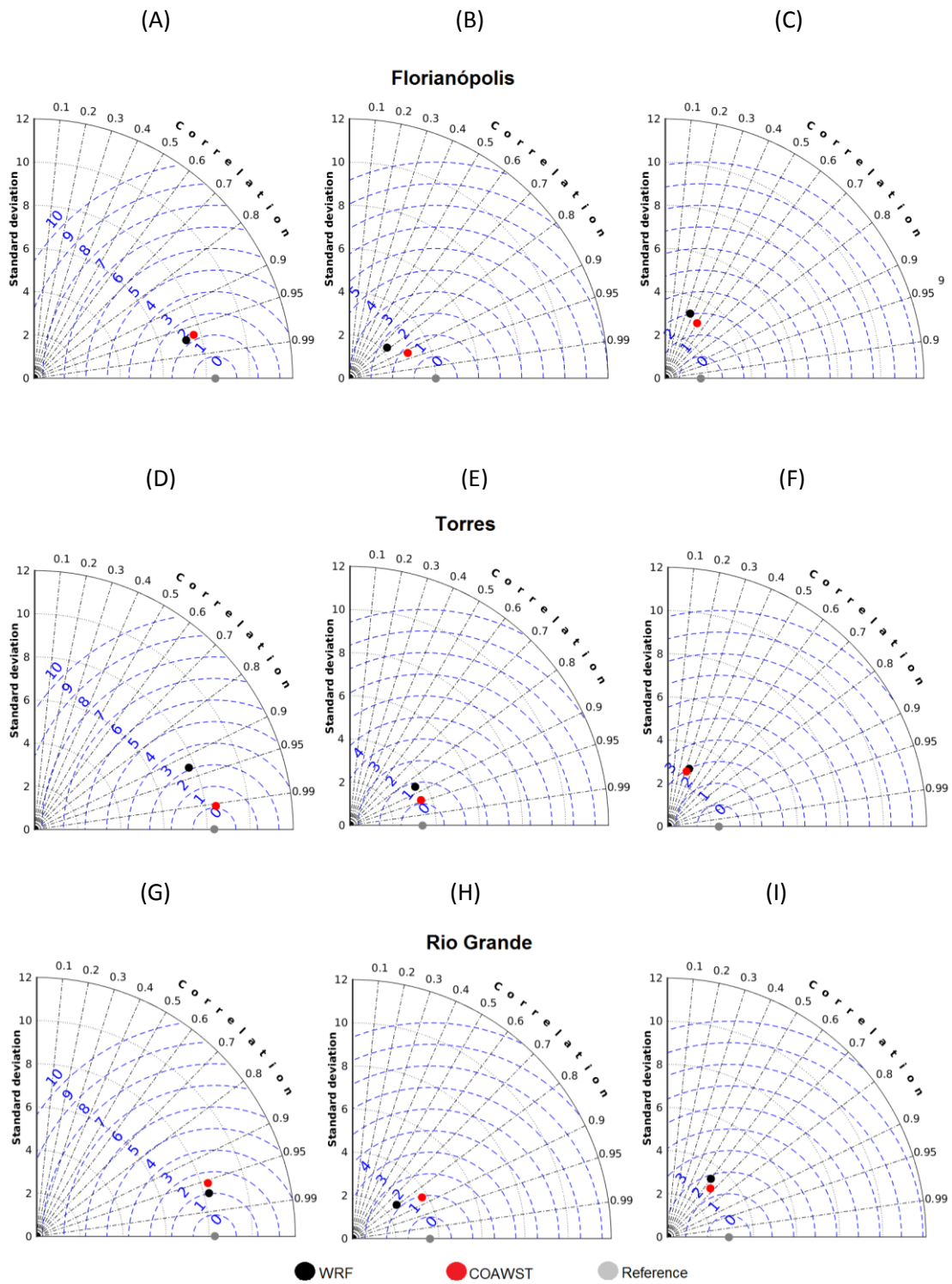


Figura 15 - Diagramas de Taylor para as estações meteorológicas em Florianópolis: (A) Pressão, (B) Temperatura e (C) Velocidade do Vento; Torres: (D) Pressão, (E) Temperatura e (F) Velocidade do Vento e Rio Grande: (G) Pressão, (H) Temperatura e (I) Velocidade do Vento.

5.4. Análise Sinótica

A ciclogênese foi considerada quando há o fechamento de isóbaras na superfície para a Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM). Este evento ocorreu a partir do dia 02 de setembro de 2006, às 12Z, porém, para compreender a condição atmosférica anterior ao evento, a análise sinótica foi iniciada a partir do dia 01 de setembro.

No dia 01 de setembro de 2006, através das imagens do satélite GOES-12 (Figura 16A) observa-se uma ampla banda de nebulosidade sobre o extremo sul do Brasil, Uruguai e Argentina. Em 250 hPa e 500 hPa (Figura 16B e 16C), observa-se a presença dos jatos de altos níveis paralelos às isolinhas de altura geopotencial devido ao balanço geostrófico. Em 850 hPa (Figura 16D) em 25°S e 60°O é encontrado uma baixa térmica, a Baixa do Chaco.

No dia 02 de setembro de 2006, a banda de nebulosidade (Figura 17A) próxima à região Sul do Brasil, adquire uma forma espiralada, característica de um CE, com a presença dos ramos frontais. Em altos e médios níveis (Figuras 17B e 17C), ocorre a presença de um cavado que se encontra sobre a região sul do Brasil e Uruguai, juntamente com ventos com velocidades próximas a 40 m/s. Em 250 hPa, este cavado é contornado pelos jatos Subtropical e Polar. Em 850 hPa (Figura 17D), é observado pela primeira vez o fechamento da isolinha de altura geopotencial, caracterizando a ciclogênese do evento com ventos próximos a 30 m/s sobre a região sul do Brasil e oceano adjacente.

No dia 03 de setembro, é observado o deslocamento do sistema para sudeste (Figura 18A). Pode-se observar na imagem de satélite o ramo frontal do CE, bem como o setor frio deste evento sobre o oceano. Em 500 hPa (Figura 18C), o vórtice ciclônico intensificado, está em fase com relação ao nível de 850 hPa (Figura 18D), refletindo o estágio maduro do ciclone, caracterizando grandes gradientes de altura geopotencial. Em altos níveis o cavado reflete o comportamento da atmosfera em níveis médios (Figura 18B).

O sistema, no dia 04 de setembro, continua seu caminho sentido sudeste. A nebulosidade na região (Figura 19A) começa a se dissipar, sendo observado na imagem de satélite somente a nebulosidade associada ao ramo frontal do CE. Em altos níveis (Figura 19B), o cavado está amplificado quando

comparado com o dia anterior, isto deve-se à ação da advecção fria. Em 500 hPa (Figura 19C), é observado que o vórtice ciclônico neste nível está alinhado com a baixa pressão em 850 hPa (figura 19D), contribuindo para o enfraquecimento do sistema, como verificado pela abertura da isolinha de altura geopotencial.

No dia 05 de setembro, o CE não é observado na imagem de satélite, porém é observado a desconfiguração do sistema (Figura 20A). Na figura 20D é observada a influência do escoamento dos ventos em superfície para regiões de baixa latitude no oceano, caracterizando uma menor influência da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). O escoamento deste vento é observado em médios níveis (Figura 20C), onde há uma grande área com temperaturas menores, na região onde há a atuação de ventos de sul na superfície. Em altos níveis (Figura 20B), é observada a influência do jato subtropical na latitude próxima a Santa Catarina, em aproximadamente 28°S.

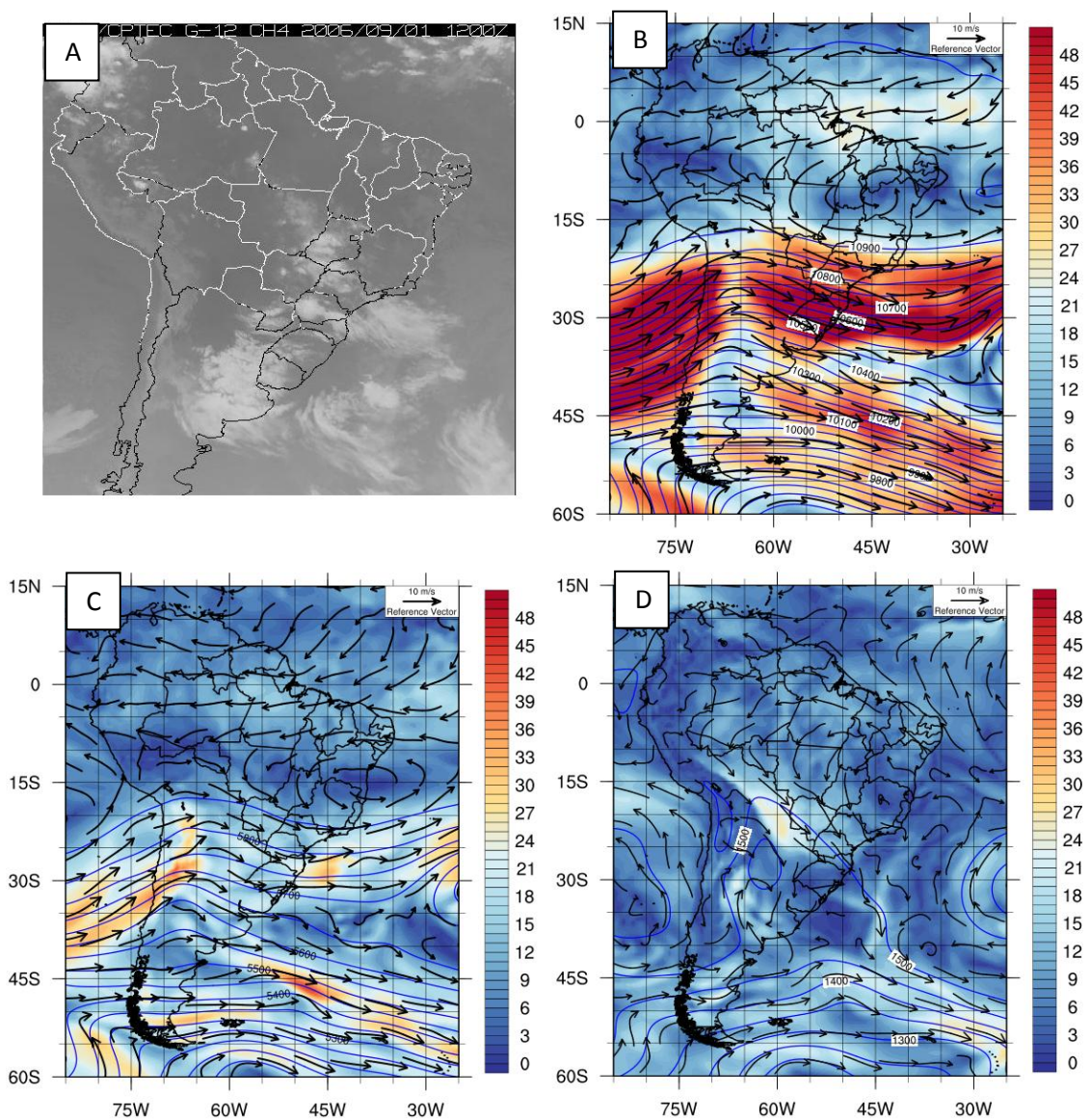


Figura 16- (A) Imagem GOES-12 canal IR-4 para o dia 01 de setembro de 2006 as 12Z; e altura geopotencial (mgp, linha azul) e direção e velocidade do vento (m/s, vetor e sombreado) em 250 hPa (B), 500 hPa (C), 850 hPa (D).

Fonte: Imagem 16A: INPE-DSA, 2015.

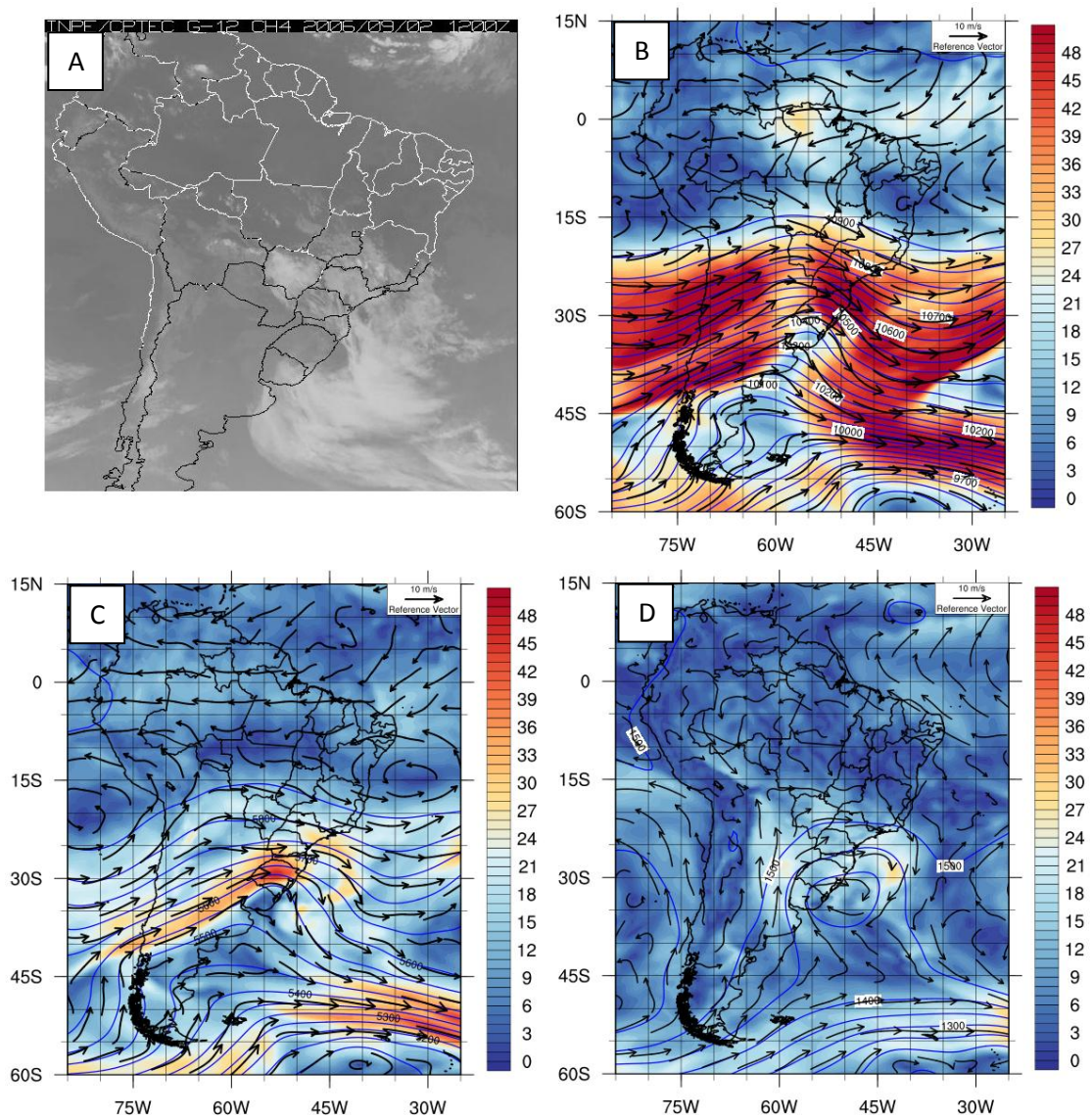


Figura 17 - Idem à figura 16, porém para o dia 02 de setembro às 12Z.

Fonte: Imagem 17A, INPE-DSA, 2015.

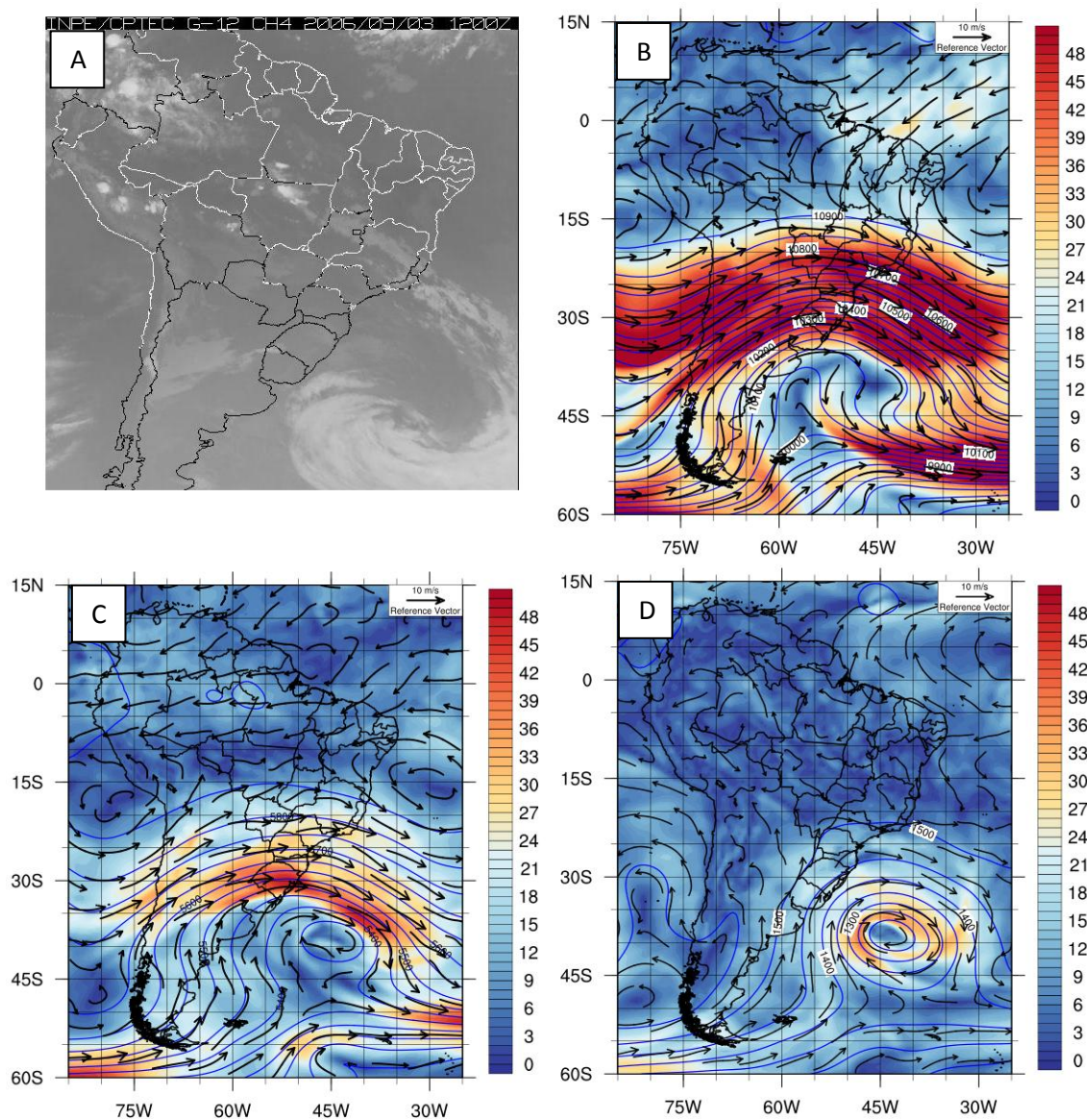


Figura 18 - Idem à figura 16, porém para o dia 03 de setembro às 12Z.

Fonte: Imagem 18A, INPE-DSA, 2015.

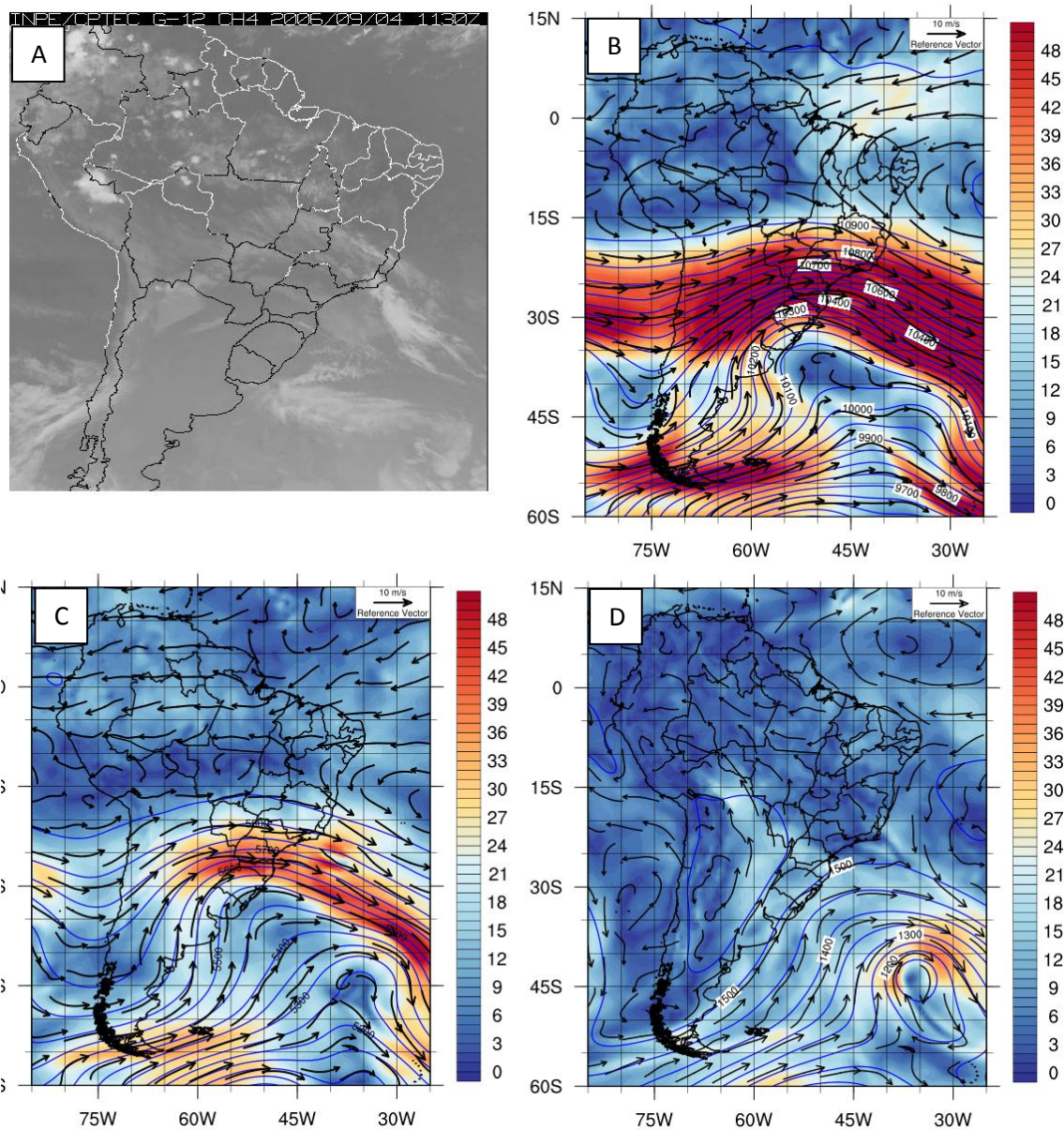


Figura 19 - Idem à figura 16, porém para o dia 04 de setembro às 12Z.

Fonte: Imagem 19A, INPE-DSA, 2015.

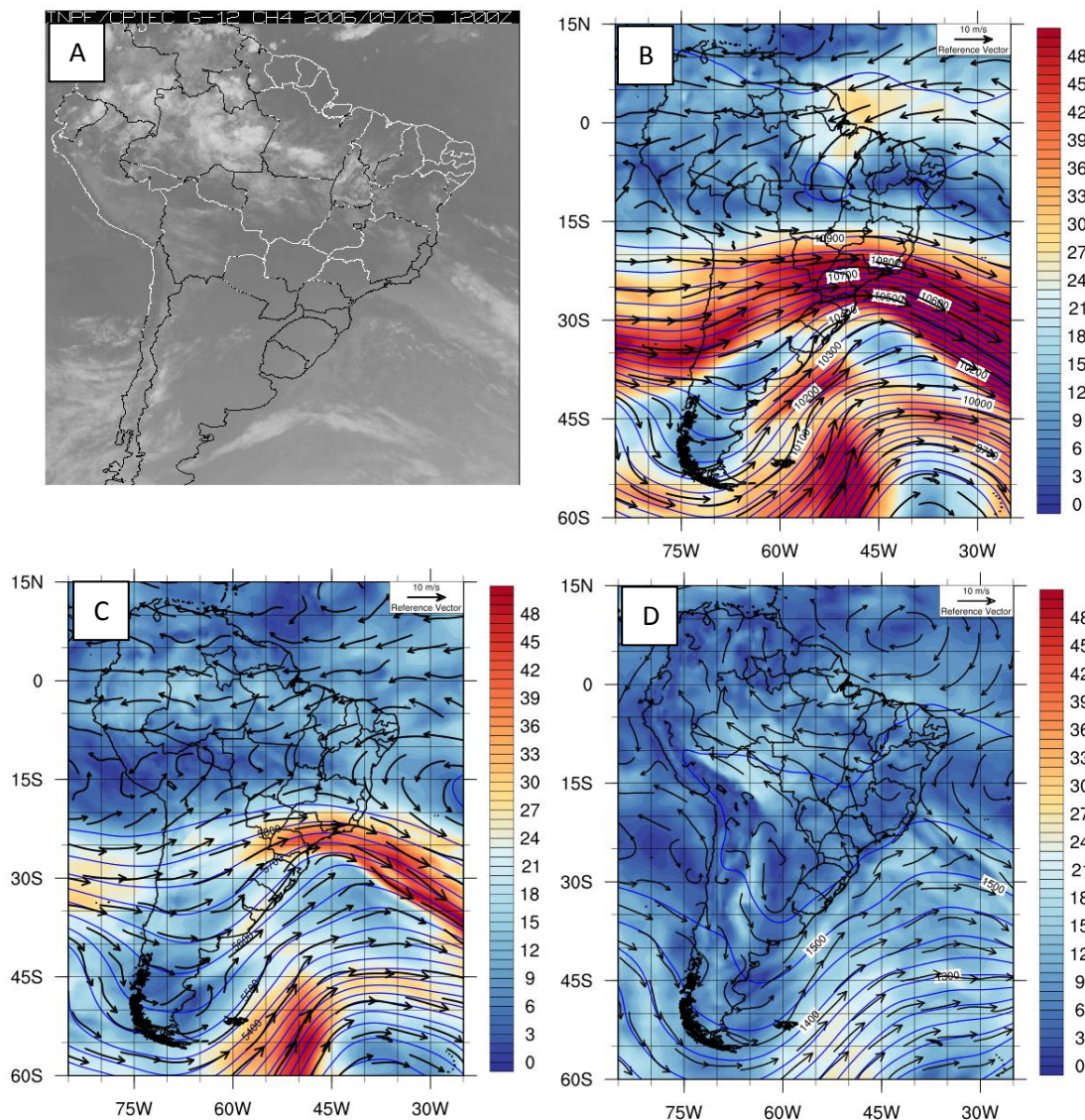


Figura 20 - Idem à figura 16, porém para o dia 05 de setembro às 12Z.

Fonte: Imagem 20A, INPE-DSA, 2015.

5.5. Evolução do sistema

Nesta seção serão discutidos a evolução do sistema, comparando os dados simulados com o banco de dados do CFSR para os dias 02 a 5 de setembro de 2006, nos níveis de 950 hPa (vorticidade relativa), 500 hPa (temperatura e altura geopotencial) e em 250 hPa (vorticidade relativa e altura geopotencial). Foram escolhidos estes níveis e variáveis para visualizar a estrutura vertical e dimensão do sistema.

Também serão abordadas as trajetórias simuladas e a evolução temporal do ponto de mínima pressão no centro do CE.

A vorticidade relativa ciclônica (apenas valores negativos) e a divergência em 250 hPa e em 950 hPa (Figura 21, 22 e 23) apresentam intensidade elevada nas simulações quando comparadas com o CFSR. Os valores máximos de vorticidade relativa ciclônica em foram de $-3,24 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ para o WRF e $-3,16 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ para o COAWST, contrastando com $-2,98 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ para o CFSR, ambos para o dia 02 de setembro de 2006 em 950 hPa.

Os valores máximos de divergência foram de $2,18 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ e $2,17 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ para o WRF e COAWST, respectivamente e de $2,23 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ para o CFSR no dia 02 de setembro em 250 hPa, associado ao outro CE formado na região, como comentado na análise sinótica.

Analisando os campos simulados, no dia 02 de setembro (Figura 21), os núcleos de vorticidade relativa (Figura 21J, 21K e 21L), convergência em 950 hPa (21G, 21H e 21I) e divergência em 250 hPa (Figura 21A, 21B e 22I) predominam sobre a região Sul do Brasil, antecedendo o surgimento da baixa pressão em superfície, aliado com o posicionamento de um cavado em altos níveis, indicando condição favorável para a formação ciclônica em superfície associada a divergência em níveis superiores.

Os ramos frontais do CE, em baixos níveis, são visíveis no dia 03 de setembro (Figura 22G, 22H, 22I) nos dois modelos simulados, próximo a 40°S . A vorticidade ciclônica (Figura 22J, 22K e 22L) se distribui sobre o ramo frio até a costa da região sudeste do Brasil, coincidindo com a imagem de satélite do mesmo horário (Figura 19B). Esta frente fria é mais intensa que o ramo quente. O campo da altura geopotencial revela uma extensão maior para o cavado em 250 hPa (Figuras 22D, 22E e 22F), fornecendo suporte ao ciclone, como observado no campo da vorticidade relativa no mesmo nível.

No dia 04 de setembro é observado um declínio da vorticidade relativa ciclônica em, indicando o enfraquecimento do sistema, devido à proximidade do ramo frio com o ramo quente do CE (Figuras 23K e 23L), levando à oclusão do sistema, como observado nas Figuras 23G, 23H e 23I, pois a convergência em baixos níveis diminui, refletindo no campo da divergência em altos níveis,

que apresenta baixos valores (Figura 23B e 23C), com exceção do CFSR (Figura 23A) que aponta altos valores de divergência para o dia.

Quanto as diferenças encontradas, visualiza-se campos mais intensos de vorticidade relativa em baixos níveis no modelo acoplado (Figuras 21L, 22L e 23L), quando comparado com o modelo WRF (Figuras 21K, 22K e 23K). É observado, na figura 22L que o ramo frio do CE no COAWST está mais avançado quando comparado com WRF e CFSR, ou seja, a oclusão no COAWST ocorre de antes do que no WRF.

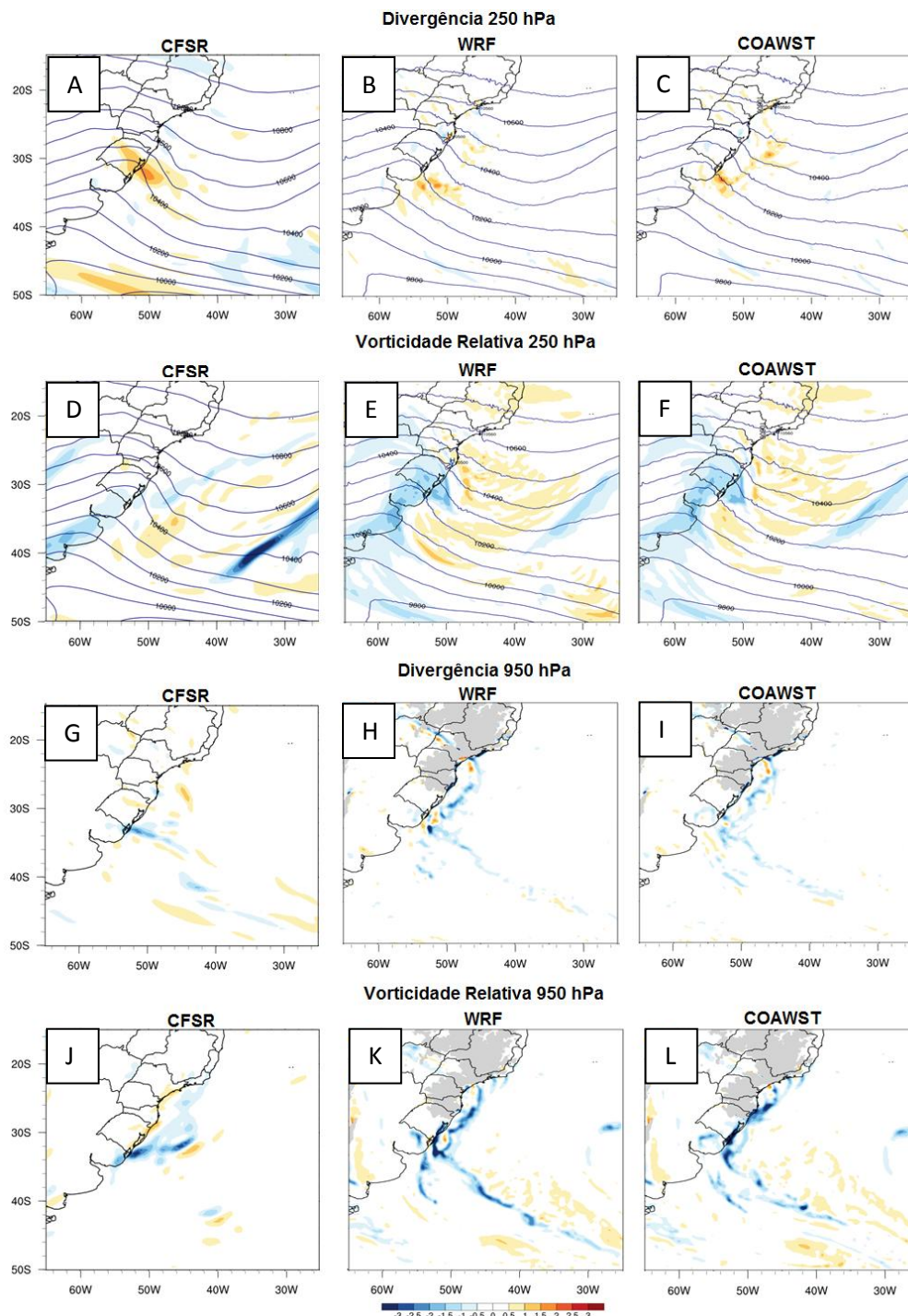


Figura 21 – Divergência dos ventos (10^{-4} s^{-1} , sombreado) e Altura Geopotencial(mgp, linhas) em 250 hPa para o CFSR (A), WRF (B) e COAWST (C); Vorticidade Relativa (10^{-4} s^{-1} , sombreado) e Altura Geopotencial(mgp, linhas) em 250 hPa para o CFSR (D), WRF (E) e COAWST (F); Divergência dos ventos (10^{-4} s^{-1} , sombreado) para o CFSR (G), WRF (H) e COAWST (I) em 950 hPa; Vorticidade relativa (10^{-4} s^{-1} , sombreado) para o CFSR (J), WRF (K) e COAWST (L) em 950 hPa para o dia 02 de setembro de 2006 as 12Z.

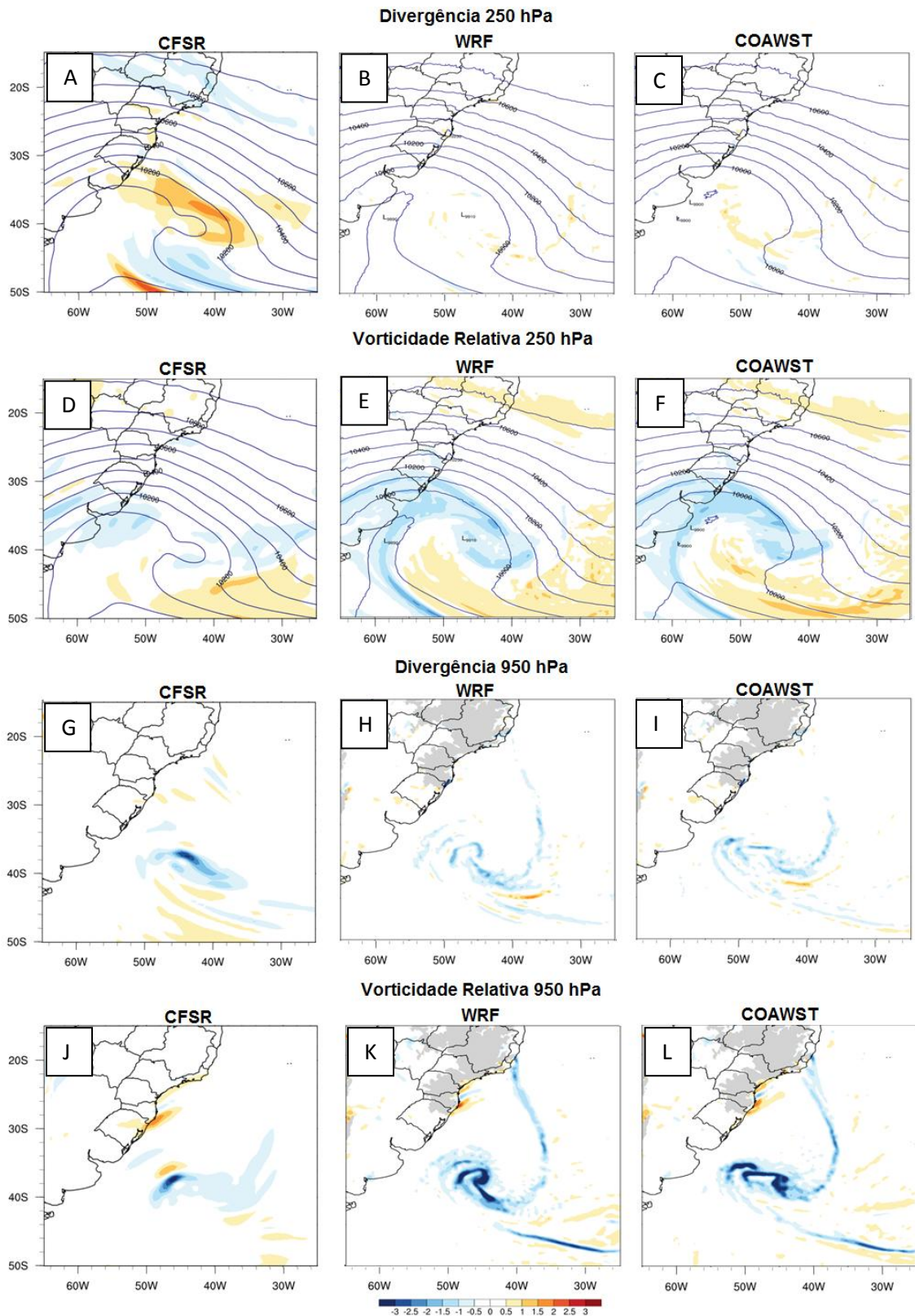


Figura 22 - Idem a figura 21, porém para o dia 03 de setembro de 2006.

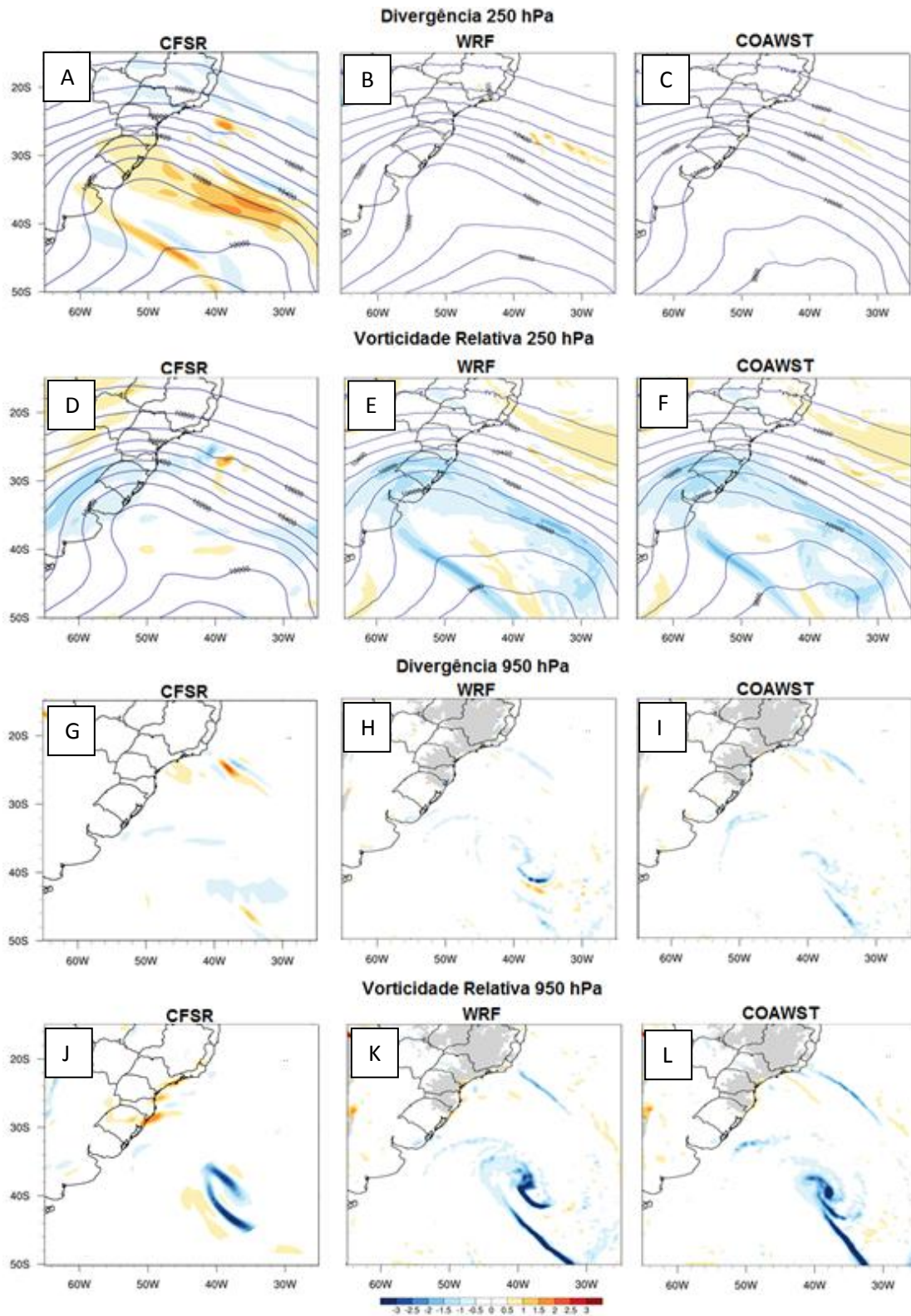


Figura 23 - Idem a figura 21, porém para o dia 04 de setembro de 2006

A evolução do campo de altura geopotencial e temperatura do ar em 500 hPa foi semelhante entre as simulações de ambos os modelos e do CFSR (Figura 24).

A influência da ondulação ciclônica em 250 hPa no dia 02 de setembro de 2006 reflete no campo de altura geopotencial em médios níveis, gerando um cavado observado nas figuras 24A, 24B e 24C, sobre o Uruguai e Sul do Brasil. No dia 03 de setembro (Figuras 24D, 24E, 24F) o cavado se amplifica e fecha suas isóbaras, formando um vórtice ciclônico, de núcleo mais quente. Neste episódio a simulação do COAWST demonstrou uma área quente central menor que a simulação com o WRF e o CFSR, caracterizando uma maior convergência em baixos níveis como observado na figura 23K.

Por fim, nas Figuras 24G, 24H e 24I, para o dia 04 de setembro, é observado a desestruturação do centro de baixa pressão com encontro dos dois ramos do CE e conseqüente rompimento do suprimento da parcela de ar em baixos níveis. O CE que inicialmente possui uma inclinação vertical para oeste em relação à baixa pressão em superfície, como observado partir do máximo aprofundamento da pressão em 03 de setembro (Figuras 22K e 22L), o CE passa a estar alinhado com o centro do sistema em superfície, demonstrando uma configuração barotrópica.

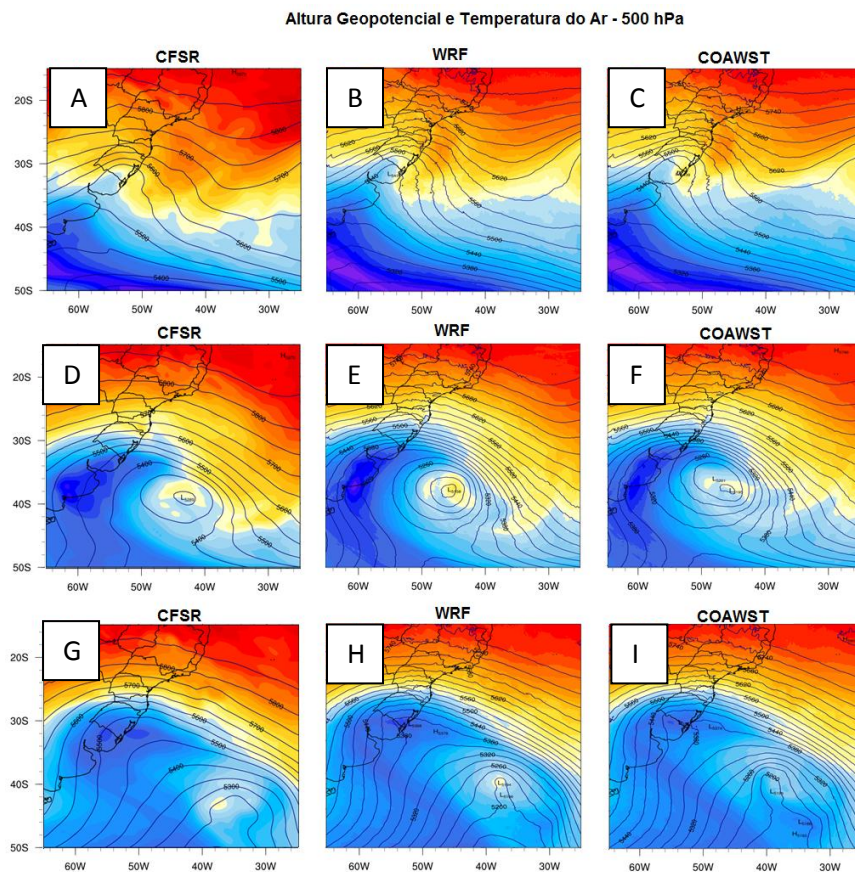


Figura 24 - Altura geopotencial (mgs, contorno) e temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$, sombreado) em 500 hPa para CFSR (A,D e G), WRF (B,E e H) e COAWST (C,F e I) para os dias 02 (A,B e C), 03 (D,E e F) e 04 (G,H e I) de setembro de 2006.

A figura 25 mostra as trajetórias do CE simulados pelo WRF (linha preta), pelo COAWST (linha vermelha) e dos dados reproduzidos do CFSR (linha branca) a partir do ponto de mínima pressão a cada 6 horas entre os dias 02 a 05 de setembro de 2006. É observada a formação do CE sobre o continente para ambos os dados simulados, porém para o CFSR, o ponto de mínima pressão encontrado está no oceano.

As simulações apontam o centro de baixa pressão ao sul dos dados de reanálise do CFSR. De modo geral, a simulação com o COAWST foi mais semelhante ao comparar com o CFSR. As maiores diferenças estão principalmente nos estágios iniciais e de máximo desenvolvimento do CE, enquanto que a partir do dia 03 de setembro as 12Z as simulações possuem trajetórias semelhantes aos do CFSR.

Em Pullen *et al.* (2015) é apresentado a comparação entre simulações feitas com o WRF solo e com o COAWST para o ciclone Catarina, que atuou

na costa Sul do Brasil. Foi verificado que o acoplamento fornece uma melhor representação do trajeto do fenômeno quando comparado com a simulação utilizando somente o modelo atmosférico WRF, assim como o observado no presente trabalho.

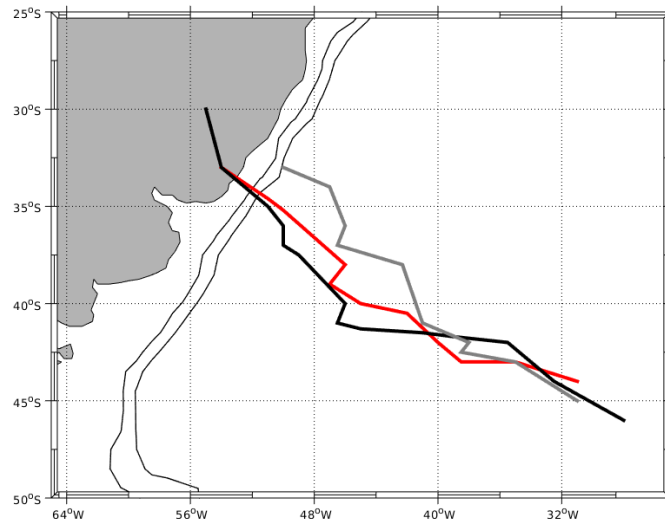


Figura 25 - Trajetória do ciclone extratropical a partir do CFSR (linha branca), WRF (linha preta) e COAWST (linha vermelha) entre os dias 02 a 05 de setembro de 2006. As linhas escuras adjacentes ao continente representam as isóbatas de 200 m e 1000 m.

A evolução da pressão central do CE, na figura 26, mostra a diferença entre os dados do CFSR e as simulações do WRF e COAWST para os dias 02 de setembro a 05 de setembro de 2006. A diferença de pressão encontrada entre a reanálise e as simulações é maior principalmente no dia 02 de setembro, onde a pressão do CFSR é de 1011 hPa, do WRF 1002 hPa e COAWST 998 hPa. Também é observada uma grande diferença no dia 05 de setembro, onde a pressão é 969 hPa no CFSR, 979 hPa para o WRF e 975 hPa para a simulação acoplada.

Zambon (2009) e Warner *et al.* (2010) relataram o mesmo resultado. Ao simularem CEs com o modelo acoplado COAWST, verificaram uma desintensificação desses CE com relação aos dados de controle. Da mesma maneira, ao simularem utilizando somente o modelo WRF, foi verificado um ciclone com pressão central mais intensa.

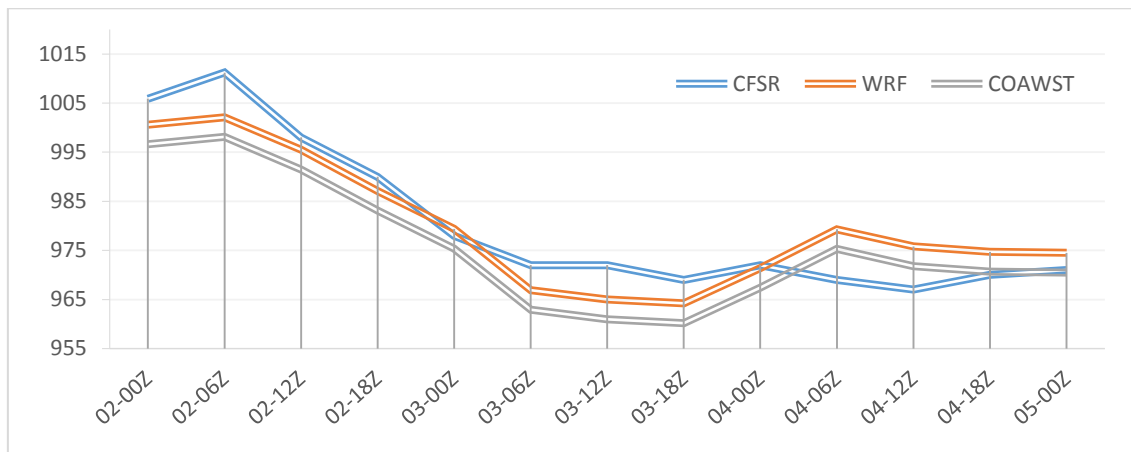


Figura 26 - Série temporal extraída a partir do ponto de mínima pressão do ciclone para os dias 02 a 05 de Setembro de 2006.

5.6. A Temperatura da Superfície do Mar, os Fluxos de Calor Latente e Sensível e a Estabilidade da Camada Limite Atmosférica Marinha durante o evento

Os campos de TSM (Figuras 27, 28 e 29) demonstram o esperado para a região: águas mais quentes, oriundas da CB localizadas ao norte 35°S e águas mais frias, da CM, localizadas ao sul da mesma latitude. Porém, o COAWST possui sobre a CB, águas menos aquecidas quando comparado com a simulação da TSM prescrita do WRF, o ramo frio da CM avança mais para o norte. Porém, apesar do contraste térmico da região, com massas com características distintas, o padrão de temperatura do ar (Figuras 30, 31 e 32) não segue a frente a oceanográfica, onde se espera uma atmosfera turbulenta no ramo quente da CB, logo a temperatura do ar segue a circulação do sistema atmosférico de maior escala na região.

Os FCL simulados pelo COAWST e WRF foram comparados com os dados de reanálise do CFSR para os dias 02 a 04 de setembro 2006. Em geral, os fluxos simulados pelo modelo acoplado foram mais satisfatórios que os fluxos simulados pelo modelo WRF, principalmente no dia 03 e 04 de setembro.

No início do evento, no dia 02 de setembro (Figura 27B, 27E, 24H), o FCL sobre a costa do RS e Uruguai apresentou valores 240 W/m² tanto para o WRF e 300 W/m² para o CFSR, já para o COAWST, o FCL é de aproximadamente 40 W/m². Este último valor deve-se ao alongamento da CM

para a costa brasileira, diminuindo os valores de TSM e por consequência, o FCL.

O FCS para o dia 02 de setembro (Figuras 27C, 27F e 27I) possui valores máximos próximos a 40 W/m^2 próximo a região de convergência dos ventos, na costa Sul do Brasil. Sobre a região de formação do CE, a transferência dos FCS é do oceano para a atmosfera é baixa.

A partir do dia 03 de setembro, o FCL aumenta, com a intensificação dos ventos em superfície devido ao aprofundamento do CE. É observado, principalmente no modelo WRF que os fluxos ultrapassam os 600 W/m^2 , enquanto que o COAWST aponta 500 W/m^2 e o CFSR aproximadamente 570 W/m^2 próximo à costa região Sul do Brasil e Uruguai. Esta diferença entre os modelos é explicada pela diferença entre ter a TSM prescrita, como no modelo WRF e a TSM ativa no modelo acoplado, pois a troca de informações entre os modelos ajuda a frear o aumento destes fluxos.

O FCS no dia 03 de setembro (Figuras 28C, 28F e 28H) é máximo para o período, com valores próximos a 240 W/m^2 para o CFSR, 400 W/m^2 para o WRF e 320 W/m^2 para o COAWST. Sobre as águas mais frias a sul e a leste do CE, no setor quente, os FCS são negativos, ou seja, ocorre transferência dos FCS da atmosfera para o oceano, indicando retirada de calor da atmosfera.

A situação observada no dia 04 de setembro é uma diminuição nos valores de FCL, apesar de valores acima de 600 W/m^2 no modelo WRF, é observada que a área de fluxos intensos é menor do a área do dia anterior. No CFSR e COAWST é observado FCL de aproximadamente 500 W/m^2 .

Os FCS no dia 04 de setembro (Figuras 29C, 29F e 29I) apresentam valores negativos próximos ao setor quente do CE, associados à advecção quente, e também devido o setor quente estar posicionado sobre uma região de escoamento com ventos de norte, associados ao anticiclone do Atlântico Sul.

Durante o evento, é observado que a transferência do FCL para a atmosfera ocorre sobre as águas quentes da CB, como demonstrado por Pezzi *et al.* (2005, 2009). Esses resultados demonstram que os FCL são efetivos na fase de desenvolvimento do ciclone, principalmente no dia 03 de setembro, quando a magnitude dos ventos em superfície são maiores, como observado previamente por Gan (2004).

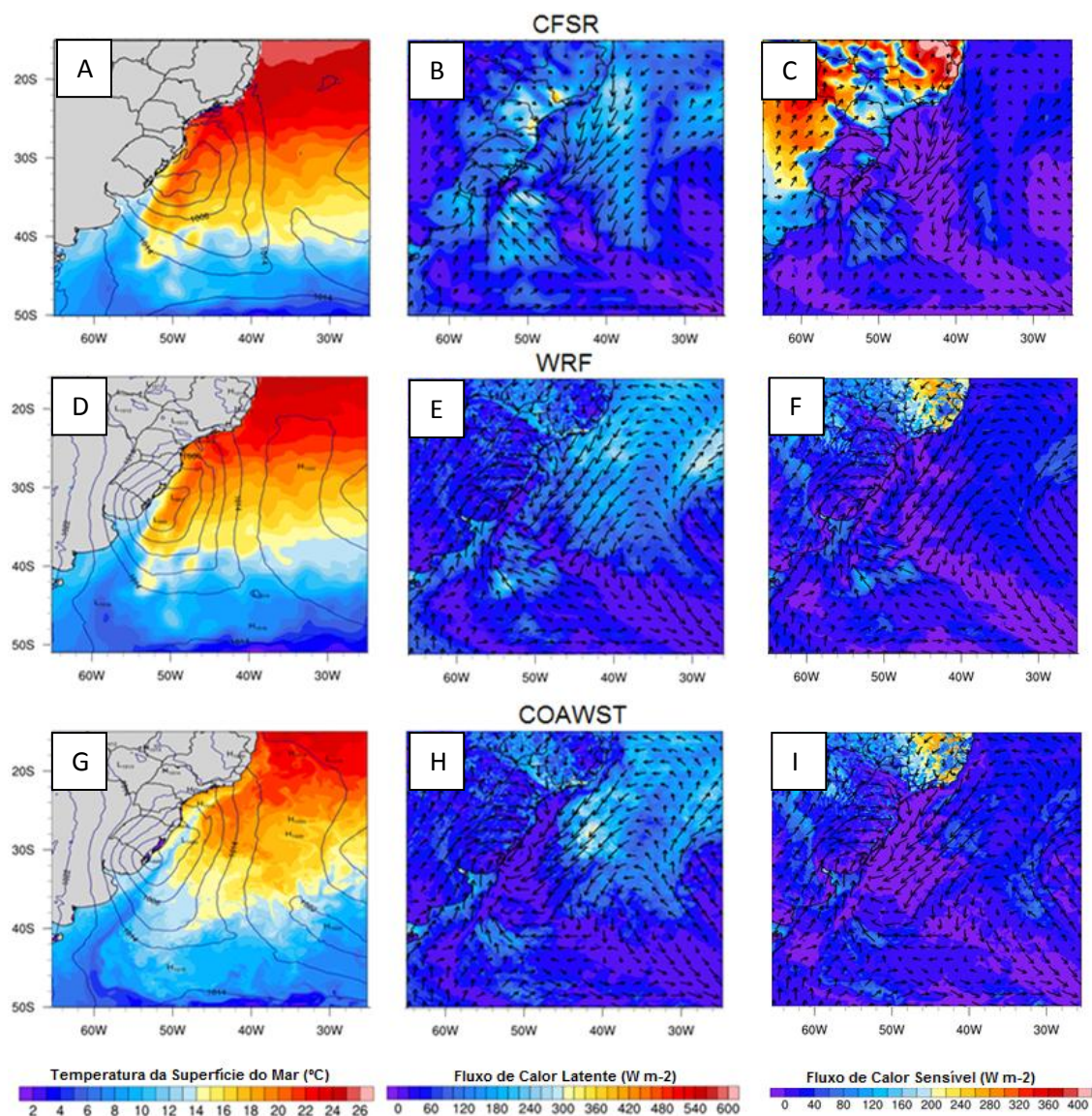


Figura 27 - Temperatura da Superfície do Mar (°C, sombreado) e Pressão ao Nível Médio do Mar para o CFSR (A); Fluxo de Calor Latente (W/m^2) e magnitude do vento a dez metros (m/s) para o CFSR (B); Fluxo de Calor Sensível (W/m^2) e magnitude do vento a dez metros (m/s) (C) para o CFSR. As mesmas variáveis citadas anteriormente são aplicadas para as figuras D, E e F para o WRF e G, H e I para o COAWST. A data é 02 de setembro de 2006.

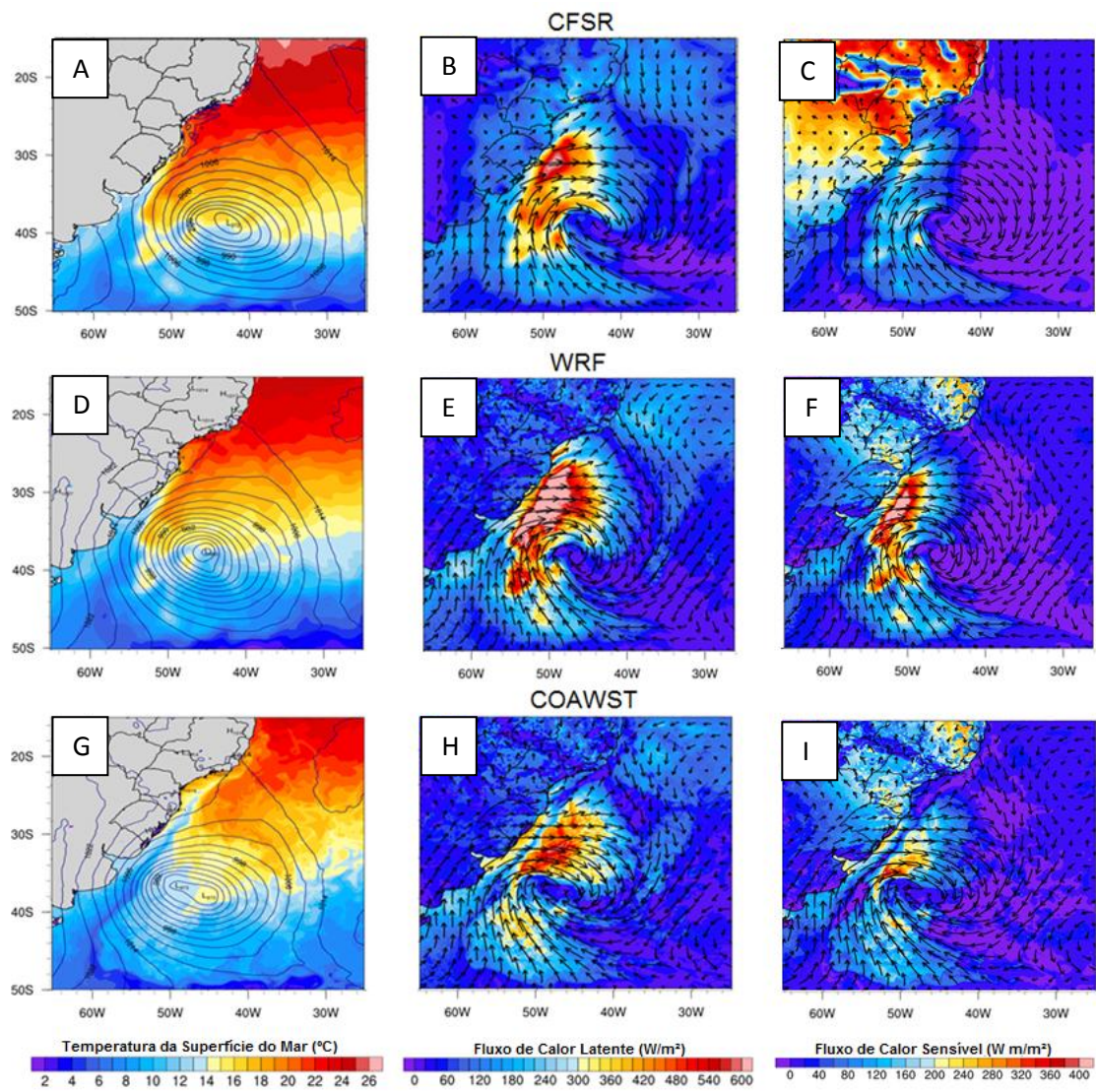


Figura 28 - Idem a figura 27, porém para o dia 03 de setembro de 2006.

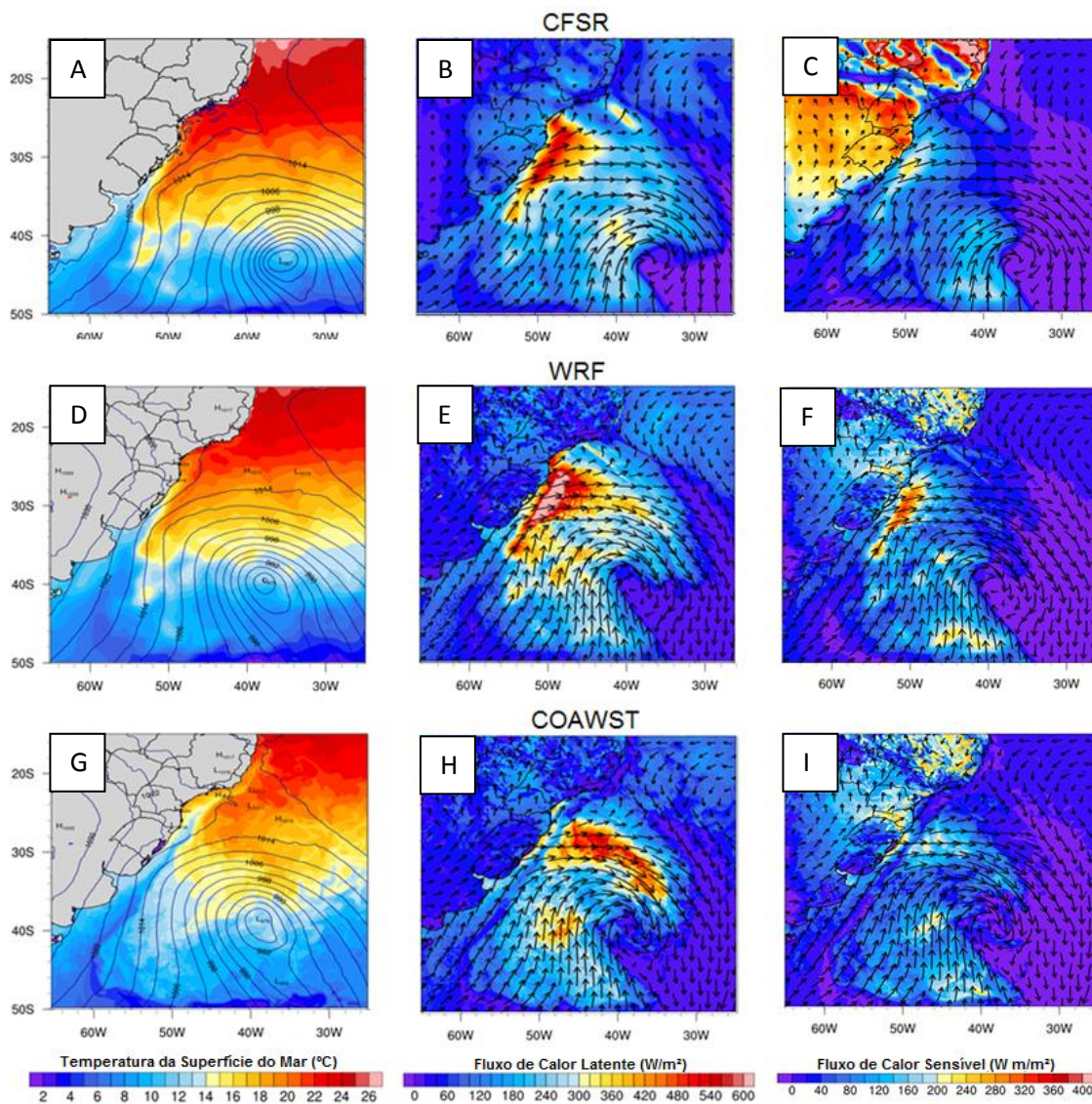


Figura 29 - Idem a figura 27, porém para o dia 04 de setembro de 2006.

Como comentado anteriormente, valores de TSM maiores que a temperatura do ar, indicam instabilidade da CLAM, apontando para a modulação da atmosfera por parte do oceano. Este efeito é observado nas figuras seguintes.

No dia 02 de setembro, as figuras 26B, 26E e 26F indicam baixos valores de FCL sobre a região de convergência dos ventos em superfície. Da mesma forma os FCS também são negativos na região (figuras 26C, 26F e 26I),

indicando uma transferência de calor da atmosfera para o oceano. Este efeito é visualizado nas figuras 30A, 30B e 30C. Sobre a região de convergência dos ventos, próxima a costa Sul do Brasil, os valores da diferença entre a TSM e a temperatura do ar são negativos, indicando uma estabilidade da CLAM, indicando uma atmosfera 2°C mais quente no CFSR e WRF e -3°C para o COAWST.

No dia 03 de setembro (Figuras 31A, 31B e 31C), período em que os fluxos de calor são máximos, a CLAM torna-se instável no setor frio do CE, com TSM 4°C mais quente que a atmosfera, para todos os dados. Isto ocorre devido à advecção de temperaturas mais frias provenientes de latitudes maiores. O oposto ocorre no setor quente do CE. A massa de ar quente oriunda do norte possui uma temperatura do ar maior que a TSM, assim a CLAM se estabiliza e a atmosfera cede calor sensível para o oceano, e os FCL não são intensos nessa região, quando comparados com o setor frio. Por fim, no dia 04 de setembro (Figuras 32A, 32B e 32C) a área instável da CLAM próxima a costa aumenta devido a trajetória do CE para sudeste.

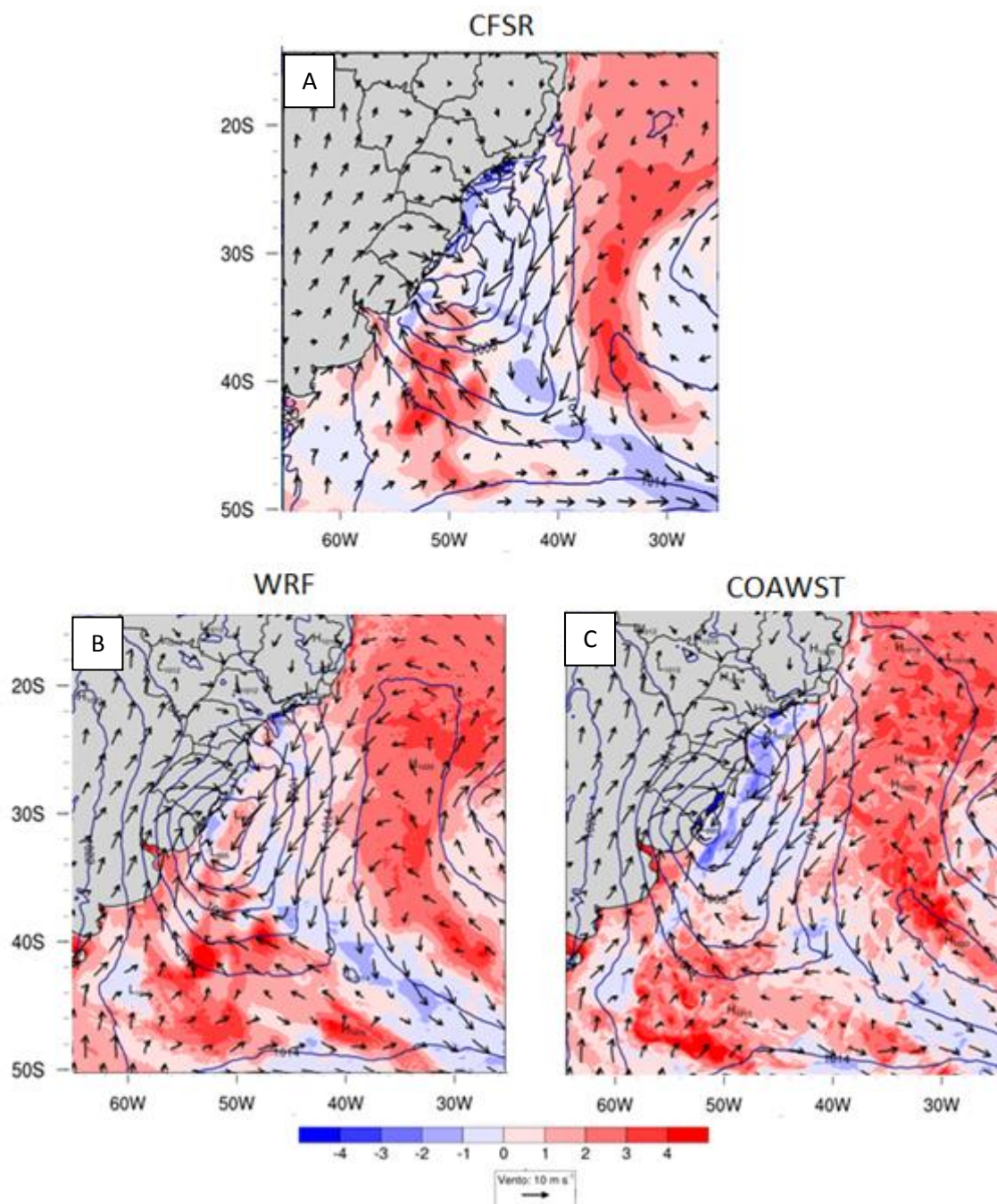


Figura 30 - Diferença entre a Temperatura da Superfície do Mar e a Temperatura do Ar (em cor, °C), direção e velocidade do vento a 10 metros (vetor, m/s) e Pressão ao Nível Médio do Mar (contorno, hPa) para o CFSR e os dados simulados pelo WRF e COAWST para o dia 02 de Setembro de 2006.

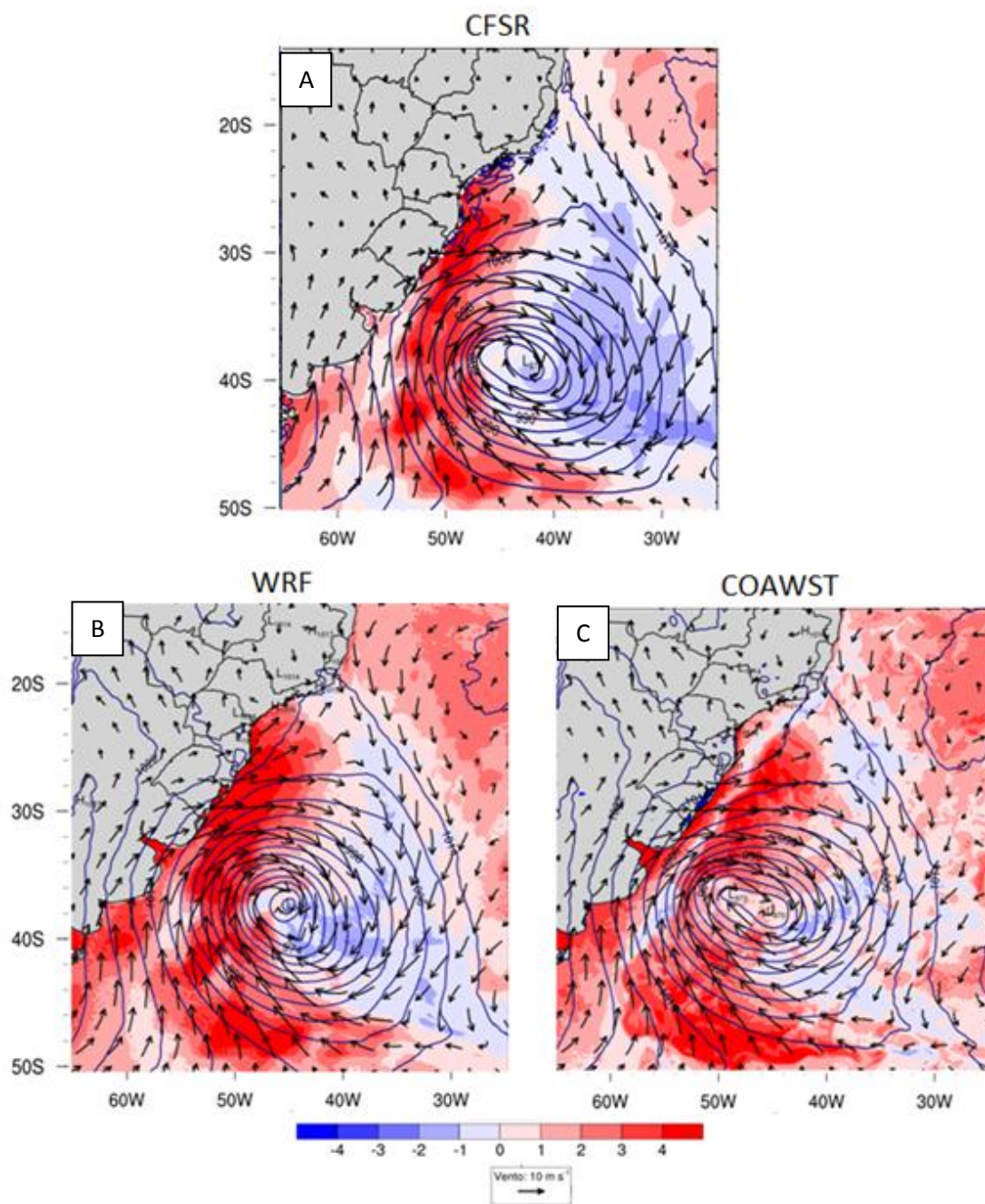


Figura 31 - Idem a figura 30, porém para o dia 03 de Setembro de 2006.

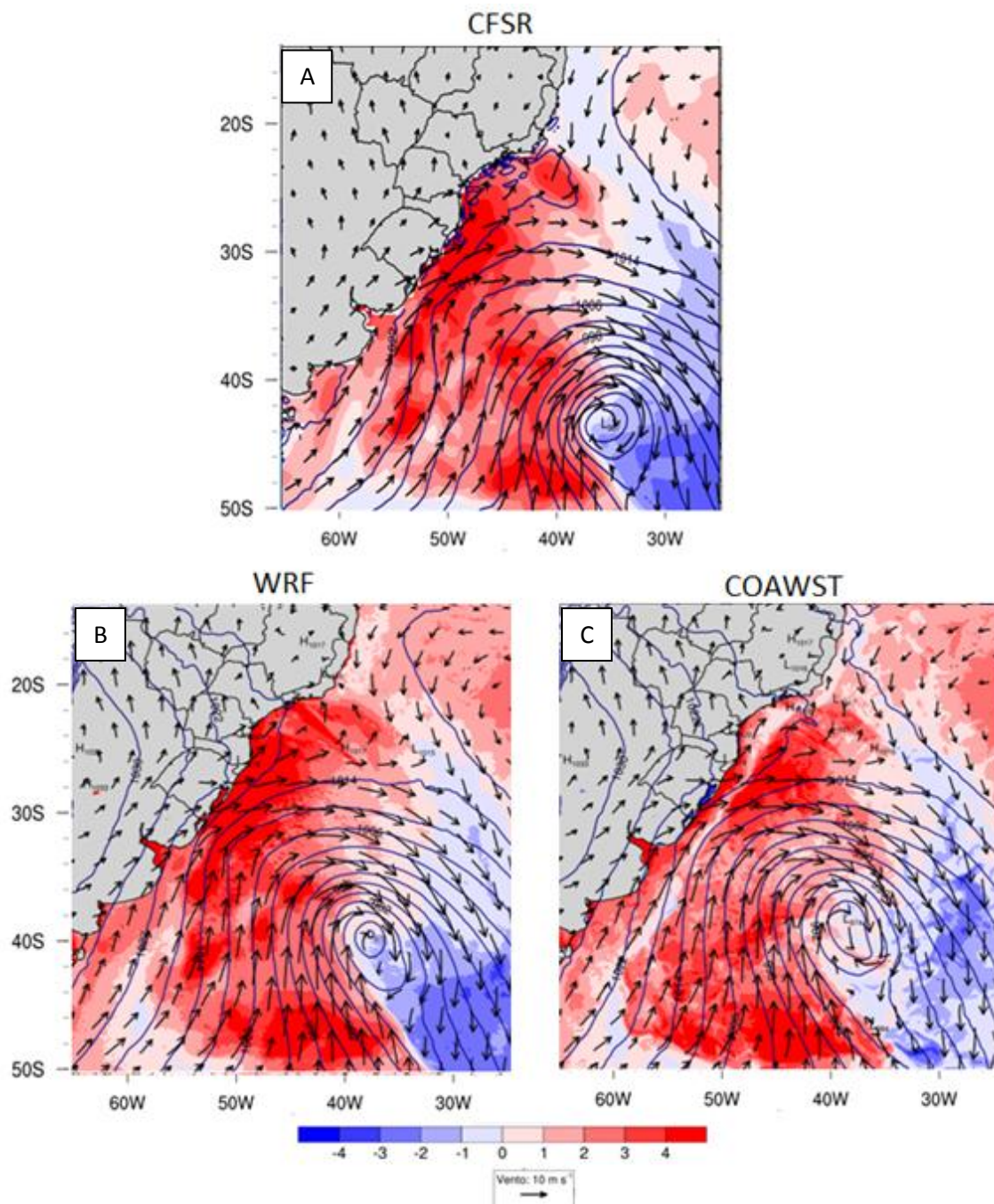


Figura 32 - Idem a figura 30, porém para o dia 04 de Setembro de 2006.

5.7. Comparação entre precipitação do CFSR, CMORPH, WRF e COAWST

Nas seções anteriores foram discutidos a influência dos fluxos de calor e da TSM no evento estudado. Foi abordado que, em baixos níveis o setor frio do CE proporciona fluxos de calor mais elevados por conta da instabilidade

atmosférica do setor e que a convergência em superfície a elevação da parcela de ar para níveis superiores.

Nesta seção será apresentada uma comparação entre as precipitações diárias acumuladas para o CFSR, o CMORPH, o WRF e o COAWST a fim de encontrar padrões entre a precipitação, o FCL e a convergência em baixos níveis.

No dia 02 de setembro, são verificados os maiores valores de precipitação acumulada diária para as simulações com picos próximos a 48 mm. Observa-se, nos dados simulados e no CMORPH (Figura 33A) o padrão de frente fria e frente quente que formarão o CE. Como o CFSR (Figura 33B, 34B e 35B) possui somente dados modelados para a precipitação, seus valores ficam abaixo do esperado quando comparado com o CMORPH, que possui dados de sensoriamento orbital. Neste dia, observa-se como o padrão de convergência dos ventos em baixos níveis visualizados nas figuras 21K e 21L proporcionam a elevação da parcela de ar, que precipita na forma de chuva (Figuras 33D e 33F)

Para o dia 03 de setembro, a precipitação (Figura 34) também está associada à atividade convectiva em baixos níveis (Figuras 22K e 22L) proporcionando chuva nos dois setores do CE. Por fim, no dia 04 de setembro, é observado uma queda na precipitação acumulada (Figura 35), devido a menor atividade convectiva (Figuras 23K e 23L), quando o CE começa a entrar em oclusão.

Os dados simulados possuem valores de precipitação maior do que o CMORPH. Neste caso, estes valores podem estar associados ao tipo de parametrização cumulus utilizada nos modelos.

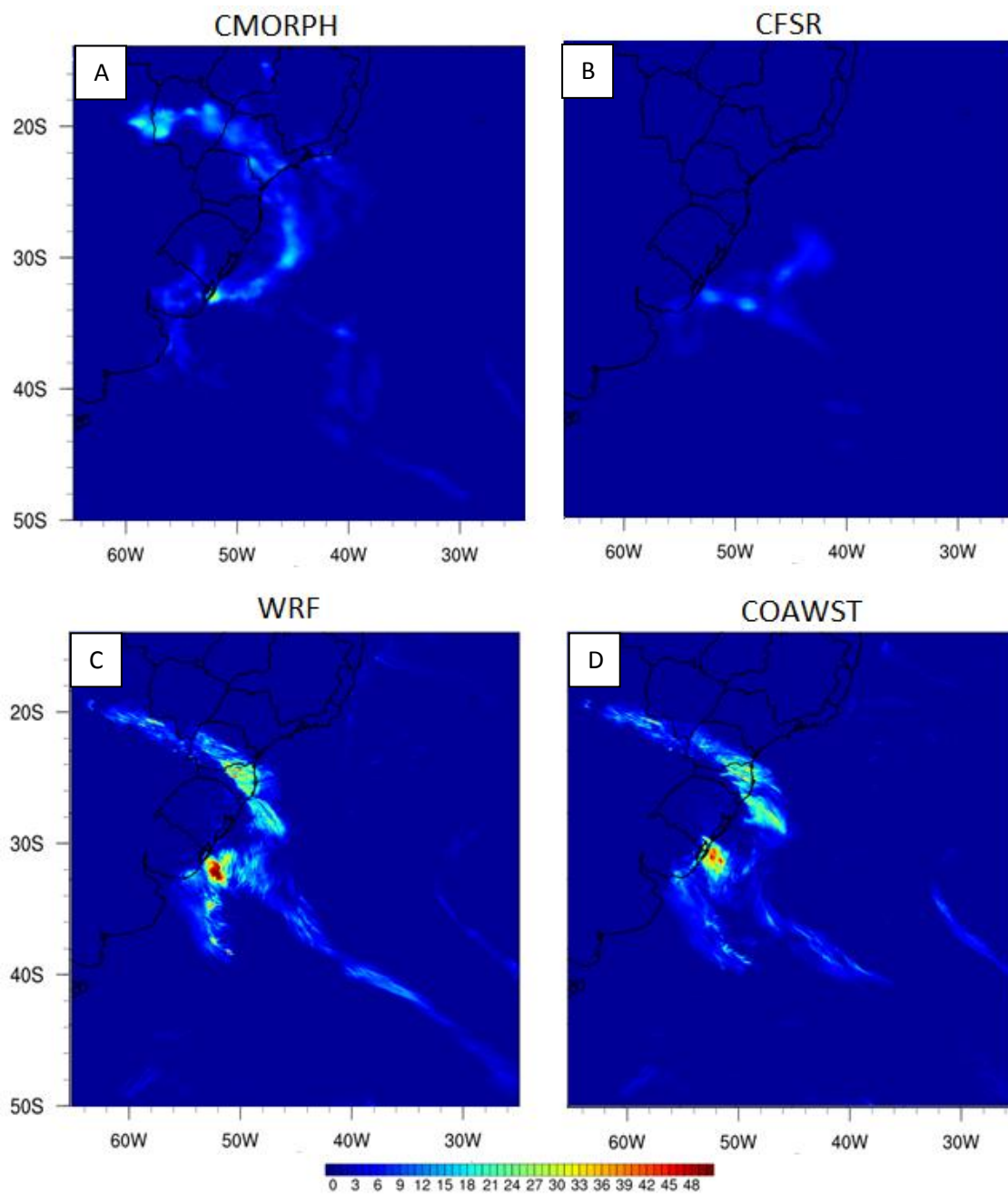


Figura 33 - Precipitação diária acumulada para o dia 02 de Setembro de 2006 para os banco de dados CMORPH (A) e CFSR (B) e as saídas geradas pelo modelo WRF (D) e COAWST (E).

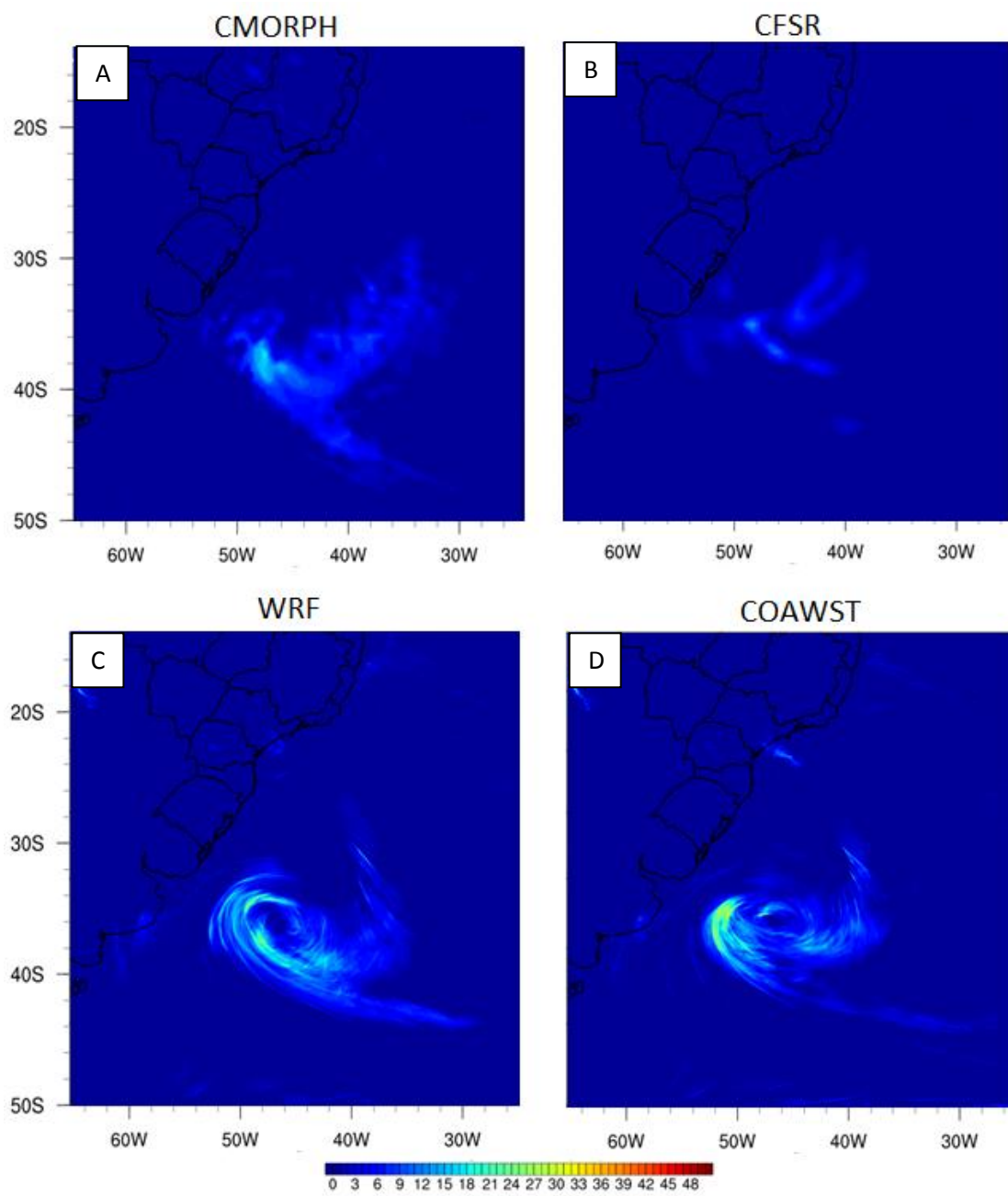


Figura 34 - Idem a figura 22, porém para o dia 03 de Setembro de 2006.

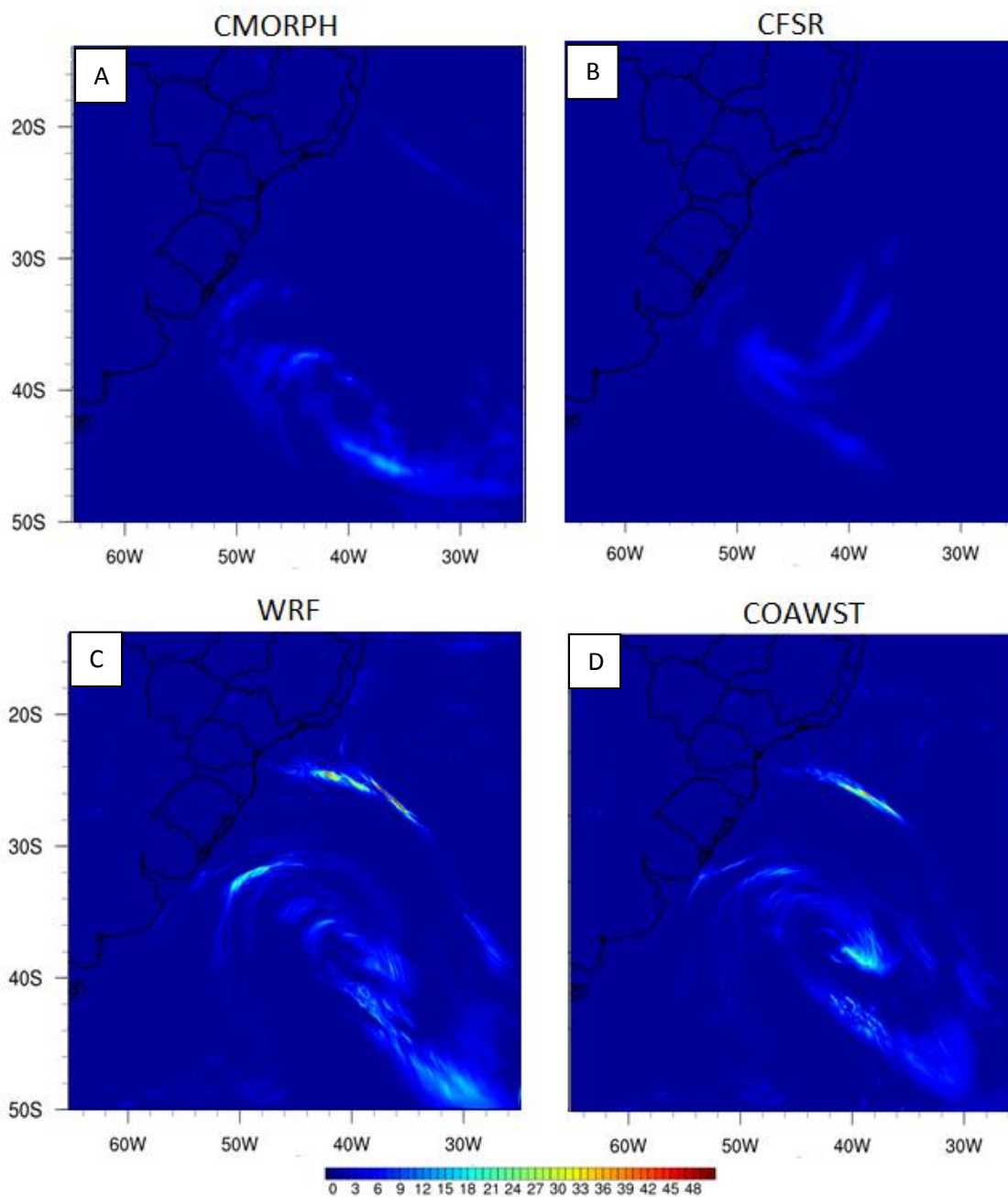


Figura 35 - Idem a figura 22, porém para o dia 04 de Setembro de 2006.

Para obter um melhor entendimento entre a relação da divergência, FCL e precipitação, foi elaborado um corte latitudinal em 40°S para o dia 03 de setembro, dia em que ocorre o máximo valor do FCL e estágio de maturação do CE.

Neste dia, próximo a 45°S (Figura 36A e 36B), foi observado que na zona central do CE, a instabilidade da CLAM (Figura 31), aliada a velocidade dos ventos em superfície (Figura 28B, 28E e 28H) proporciona um incremento

no FCL nos modelos (600 W/m^2 no WRF e 400 W/m^2 no COAWST). Esta umidade proveniente do oceano para a atmosfera e encontra-se sobre uma região de convergência dos ventos, com valores de $-1,2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ para o WRF e $-1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ para o COAWST. Ela então é elevada para níveis superiores, ocasionando a precipitação na forma de chuva (19 mm no WRF e 17 mm no COAWST).

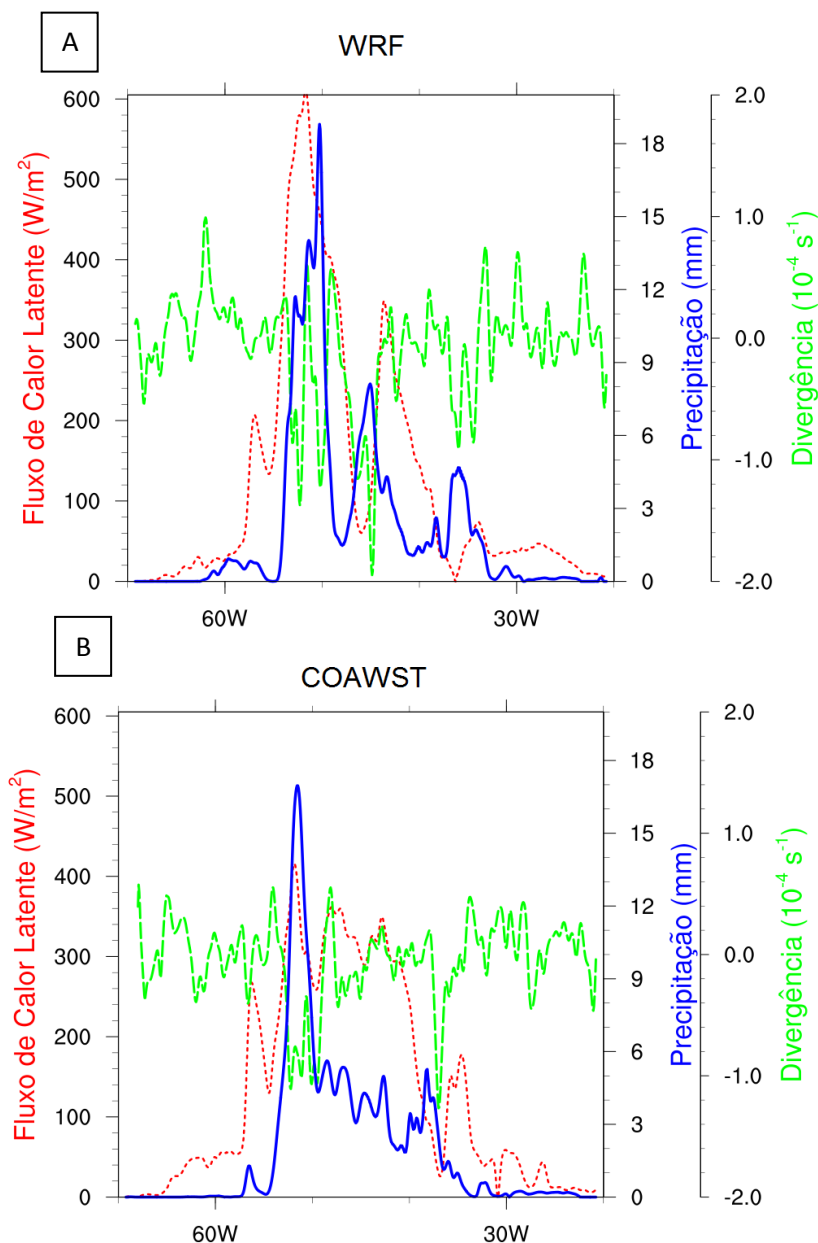


Figura 36 – Corte zonal em 45°S. Fluxo de Calor Latente (W/m^2), Precipitação (mm) e Divergência (10^{-4} s^{-1}) para o modelo WRF (A) e COAWST (B) para o dia 03 de setembro de 2006 as 12Z.

6. CONCLUSÕES

Este trabalho mostrou um estudo de um ciclone extratropical que se desenvolveu no Atlântico Sudoeste através de uma abordagem numérica, com investigação do efeito do Fluxo de Calor Latente na interface oceano-atmosfera no comportamento do CE.

A análise sinótica evidencia a ciclogênese do evento em 850 hPa no dia 02 de setembro de 2006, caracterizando o CE como sendo do tipo A.

A modelagem acoplada representa uma ferramenta que pode possibilitar melhores resultados sobre os processos de interações que ocorrem entre o oceano e a atmosfera. Destaca-se neste trabalho o ineditismo em simular um CE na região através de modelagem numérica em altíssima resolução, que fornece um nível de detalhamento maior, além da vantagem da TSM estar ativa no modelo acoplado, oferecendo assim uma troca de informações entre os modelos enquanto que no modelo atmosférico WRF, a TSM prescrita não sofre influência das variáveis atmosféricas.

A simulação com o COAWST apresentou algumas diferenças em relação com a simulação utilizando somente o WRF. Porém, de modo geral, não houve grandes modificações na estrutura e intensidade dos ciclones. Destaca-se a grande diferença observada entre os FCL simulados, com valores máximos próximos à costa nos dois modelos, com diferença de 104 W/m^2 no dia 03 de setembro, onde o WRF apontou um máximo de 687 W/m^2 e o COAWST 583 W/m^2 , e o FCS apresentou valores próximos a 400 W/m^2 no WRF e 320 W/m^2 no COAWST. Estes máximos atuaram no estágio de desenvolvimento e maior aprofundamento do ciclone, sendo fraco no período anterior ao máximo desenvolvimento do CE e de posterior enfraquecimento, conforme verificado por Piva *et al.* (2008). Apesar disto, cabe ressaltar que estes valores de FCL são superestimados quando comparados com os trabalhos de Arsego (2012) e Gozzo (2010), destacando o caráter extremo do evento. Por fim, cabe ressaltar que a diferença encontrada nos FCL entre os modelos pode estar relacionada ao fato do oceano ser ativo no COAWST que desempenha um papel chave no equilíbrio do FCL.

Apesar dos padrões espaciais de pressão e vento apresentarem uma semelhança entre os modelos, ao analisar a comparação entre os dados *in situ* com as simulações, observa-se discrepâncias entre estes que pode ser explicado pelo uso das parametrizações escolhidas nos modelos atmosféricos, bem como a capacidade do modelo em simular a topografia do terreno, conforme comentado por Santos-Alamillos *et al.* (2013).

A trajetória simulada para ambos os modelos apresentou a mesma característica da trajetória comparada com o CFSR, com o caminho percorrido para sudeste.

Foi observado como a instabilidade da CLAM, além dos efeitos de mesoescala do evento podem afetar os fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera. No setor frio do CE foi observado uma intensa região de fluxos de calor associada a esta instabilidade. Esta umidade do oceano para a atmosfera, por meio da convergência de ventos em baixos níveis é carregada para níveis superiores e é precipitada na forma de chuva.

O sistema acoplado COAWST representa uma importante ferramenta na avaliação de fenômenos de interação oceano-atmosfera. No entanto, são necessárias mais análises e a exploração de outras fontes de dados para a criação da condição inicial para os modelos. Para trabalhos futuros sugere-se a aplicação de testes de sensibilidade das parametrizações atmosféricas, principalmente nas parametrizações físicas do tipo *cumulus*, que pode ter ocasionado uma maior precipitação durante o evento quando comparado com bancos de dados como o CMORPH e CFSR. Também se sugere a elaboração de condições iniciais mais acuradas para o modelo regional ROMS, bem como um ajuste fino nas suas parametrizações de mistura oceânica.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEVEDO, O. C.; PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; Atmospheric boundary layer adjustment to the synoptic cycle at the Brazil Malvinas Confluence, South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. D22, p. 1-12, 2010.

ARAKAWA, A.; LAMB, V. R. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. **Methods Computational Physics**, v. 17, p. 173-265, 1997.

ARSEGO, D. A.. **Fluxos de Calor e Transferência de Energia Calorífica entre o Oceano e a Atmosfera Sobre Estruturas Oceânicas de Mesoescala no Atlântico Sul**, p.96, Dissertação (Mestrado em Meteorologia), PPGM/UFSM, Santa Maria, 2012.

ATLAS, R.; HOFFMAN, R. N.; ARDIZZONE, J.; LEIDNER, S. M.; JUSEM, J. C.; SMITH, D. K.; GOMBOS, D. A cross-calibrated, multiplatform ocean surface wind velocity product for meteorological and oceanographic applications. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, 92, 157-174, 2011.

BARRY, L.; CRAIG, G. C. e THUBURN, J. Poleward heat transport by the atmospheric heat engine. **Nature**, v. 415, p. 774–777, 2002.

BJERKNES, J. e SOLBERG H. Life Cycle of Cyclones and the Polar Front Theory of Atmospheric Circulation. **Geof. Publ.**, v. 3 (1), p. 3-18, 1922.

BJERKNES, J. On the Structure of Moving Cyclones. **Geof. Publ.**, v. 1(2), p. 1-8, 1919.

BONATTI, J.P.; RAO, V.B. Mesoscale perturbations and termohaline fronts in the South Atlantic Ocean. **Dyn. Atm. Oceans.**, 30, 1-24, 1999.

BOSART, L. F.; LACKMANN, G. M. Post-landfall tropical cyclone reintensification in a weakly-baroclinic environment: A case study of hurricane David (September 1979). **Monthly Weather Review.**, v. 123, p. 3268-3291. 1995.

BOUTLE, I. A. **Boundary-Layer Processes in Mid-latitude Cyclones**. Tese (Doutorado em Meteorologia) - University of Reading, 2009.

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.

CARLSON, T., Mid-Latitude Weather Systems., **Harper Collins**, 507 pp, 1998.

CHANG, S. W.; HOLT, T. R.; SASHEGYI, K. D. A numerical study of the ERICA IOP 4 marine cyclone. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 1, p. 27-46, 1996.

CHELTON, D.; SCHLAX, M.; WITTER, D.; RICHMAN, J. Geosat altimeter observations of the surface circulation of the southern ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, p. 17.877-17.903, 1990.

DA ROCHA, R. P. **Impacto de Parametrizações de Convecção em Ciclogênese sobre o Oceano**. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1999.

DAL PIVA, E. **Estudo de caso sobre o papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície em processos de ciclogênese de costa leste ocorrido na costa da América do Sul**. Tese (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001.

DIAS, D. F. **Determinação dos padrões de desova e da sobrevivência das larvas da sardinha-verdadeira (*Sardinella brasiliensis*) na plataforma continental sudeste do Brasil, utilizando modelagem baseada em indivíduo** / Daniela Faggiani Dias. – Sao Jose dos Campos: INPE, 2013.

DIAS, D. F.; PEZZI, L. P.; GHERARDI, D. F. M.; CAMARGO, R. Modeling the Spawning Strategies and Larval Survival of the Brazilian Sardine (*Sardinella brasiliensis*). **Progress in Oceanography**, v. 123, p. 38–53, 2014.

DOURADO, M. S.; CANIAUX, G. Surface heat budget in an oceanic simulation using data from Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. C8, p. 16623-16640, 2001.

DOURADO, M. S.; OLIVEIRA, A. P. Observational description of the atmospheric and oceanic boundary layer over the Atlantic Ocean. **Rev. Bras. Oceanogr**, 49(1/2), 49-59, 2001.

DUDHIA, J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model, **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 46, p. 3077–3107, 1989.

EZER, T.; H. ARANGO; SHCHEPETKIN, A. F. “Developments in terrain-following ocean models: intercomparisons of numerical aspects”, **Ocean Modelling**, v.4, p. 249-267, 2002.

FAIRALL, C. W.; E. F. BRADLEY; J. E.HARE; A. A. GRACHEV; J. B. EDSON, BULK Parameterization of Air Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm. **J. Climate**, 16, 571 591, 2003.

FERRARO, R. R. SSM/I derived global rainfall estimates for climatological applications. **J. Geophys. Res.**, 102, 16715-16735, 1997.

FERRARO, R. R.; WENG, F.; GRODY, N. C.; ZHAO, L. Precipitation characteristics over land from the NOAA-15 AMSU sensor. **Geophys. Res. Ltr.**, 27, 2669-2672, 2000.

FREITAS, R. A. P.; SOUZA, R. B.; SANTINI, M. F.; SANTOS, D. C. **Efeito do vento sobre a Corrente Costeira do Brasil estimado através de dados de reanálise e do deslocamento de um derivador de superfície.** XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Gramado/RS, 2012.

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 1293-1302, 1991.

GARSTANG, M.; BETTS, A. K. A Review of the Tropical Boundary Layer and Cumulus Convection: Structure, Parameterization, and Modelling. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 55, p. 1195-1205, 1974.

GODSKE, C. L.; BERGERON, T.; BJERKNES, J.; BUNDGAARD, R. C. Dynamic Meteorology and Weather Forecasting. **Amer. Meteor. Soc.**, 800 pp, 1957.

GOZZO, L.F. **Simulação numérica da influência dos fluxos em ciclones na costa leste do sul do Brasil**, 2010, 121 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

GRELL, G. A., e DÉVÉNYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques, **Geophysics Research. Letters.**, v. 29(14), p. 1693, 2002.

GYAKUM, J.R. On the Evolution of the QE II Storm. II: Dynamic and Thermodynamic Structure. **Monthly Weather Review**, v. 111, 1156–1173, 1983b.

HAIIDVOGEL, D. B.; ARANGO, H.; BUDGELL, W.P.; CORNUELLE, B.D.; CURCHITSER, E.; DI LORENZO, E.; FENNEL, K.; GEYER, W.R.; HERMANN, A.J.; LANEROLLE, L.; LEVIN, J.; MCWILLIAMS, J.C.; MILLER, A.J.; MOORE, A.M.; POWELL, T.M.; SHCHEPETKIN, A.F.; SHERWOOD, C.R.; SIGNELL, R.P.; WARNER, J.C.; WILKIN, J. Ocean forecasting in terrain following coordinates: formulation and skill assessment of the regional ocean modeling system. **Journal of computational Physics**, v. 227, p. 3595–3624, 2008.

HAIIDVOGEL, D. B.; BECKMANN, A Numerical Ocean Circulation Modeling. **Imperial College Press**. 1999.

HALTINER, G J. The effects of sensible heat exchange on the dynamics of baroclinic waves (Sensible heat transfer influence on dynamic stability of harmonic perturbations superimposed on zonal current, using Lorentz two-level model). **Tellus**, 19, n. 2, p. 183-198, 1967.

HOLTON, J. R. An Introduction to Dynamic Meteorology, 4a ed., 529 pp., **Academic Press**, United States of America, 2004.

HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I. A New on Southern Hemisphere Storm Tracks. **Journal of Climate**, v. 18, p. 4108-4129, 2005.

KUO, Y. H.; REED, R. J.; LOW-NAM, S. Effects of surface energy fluxes during the early development and rapid intensification stages of seven explosive cyclone in the western Atlantic. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 457-476, 1991.

KUO, Y.H.; LOW-NAM, S. Prediction of Nine Explosive Cyclones over the Western Atlantic Ocean with a Regional Model. **Monthly Weather Review**, v. 118, p. 3–25, 1990.

KUO, Y. H.; REED, R.J. Numerical simulation of an explosively deepening cyclone in the Eastern Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 10, p. 2081-2105, 1988.

LEGECKIS, R.; GORDON, A.L. Satellite Observations of the Brazil and Falkland currents - 1975 to 1976 and 1978. **Deep Sea Research**, v. 29(3A) p. 375-401, 1982.

LENTINI; C.A.D.; OLSON, D.B.; PODESTA, G.P. Statistics from the Brazil Current rings observed from AVHRR: 1993 to 1998, **Geophys. Res. Lett.**, v. 29 (16), 2002.

LESLIE, L.M.; HOLLAND, G. J. e LYNCH, A. H. Australian East-Coast Cyclones. Part II: Numerical Modeling Study. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 3037–3054, 1987.

LIU, W. T.; XIE, X.; POLITO, P. S.; SHANG-PING, X.; HASHIZUME, H., Atmospheric Manifestation of Tropical Instability Wave Observed by MPOSW and Tropical Rainfall Measuring Mission. **Geophysical Research Letters**, August 16, 2000 v. 27, n. 16, p. 2545.

MAK, M. Influence of Surface Sensible Heat Flux on Incipient Marine Cyclogenesis. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 55, p. 820–834, 1998.

MATANO, R. P.; SCHLAX, M. G.; CHELTON, D. B. Seasonal variability in the southwestern Atlantic, *J. Geophys. Res.*, v98, p. 18027–18035, 1993.

MELLOR, G.L.; YAMADA, T. Development of a turbulent closure model for geophysical fluid problems. **Rev. Geophys.**, v. 20: p. 851-875, 1982.

MENDES, D. **Regimes de circulação no Atlântico Sul e sua relação com a localização e intensidade de sistemas activos e com o balanço de vapor na região**. Tese de Doutoramento em Física, Universidade de Lisboa, 115 pg, 2006.

METAXAS, D. A. Evidence on the importance of diabatic heating as a divergence factor in the Mediterranean, **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 27, n. 1, p. 69-80, 1978.

MLAWER, E. J.; TAUMBMAN, S. J.; BROWN, P. D.; IACONO, M. J. e CLOUGH, S. A. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **Journal of Geophysical Research**, v. 102 (D14), 1997.

MONIN, A.S.; OBUKHOV, A.M. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. **Contrib. Geophys.** Inst. Acad. Sci., USSR, v. 151, p. 163–187, 1954.

NECCO, G. V. Comportamiento de Vortices Ciclonicos En El Area Sudamerica Durante El FGGE: Ciclogenesis. **Meteorologica**, v. 13 (1), p. 7-19, 1982a.

NUSS, W.A. e ANTHES, R.A. A Numerical Investigation of Low-Level Processes in Rapid Cyclogenesis. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 2728–2743, 1987.

ODA, T. O. **Influência da temperatura da superfície do mar na formação de ciclones marítimos**. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004.

PALMA, E. D.; MATANO, R. P.; PIOLA, A. R.: A numerical study of the Southwester Atlantic Shelf circulation: Barotropic response to tidal and wind forcing, **J. Geophys. Res.**, 109, 2004

PALMÉN, E; NEWTON, C. W. Atmospheric Circulation Systems: Their Structure and Physical Interpretation. New York: Academic Press, p. 603, 1969.

PARISE, C. K.; CALLIARI, L. J.; KRUSCHE, N. Extreme Storm Surges in the South of Brazil: Atmospheric Conditions and Shore Erosion. **Brazilian Journal of oceanography**, v. 57(3), p. 175-188, 2009.

PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level Circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, Elsevier, v. 26, n. 1, p. 1–73, 1991.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. Variabilidade de mesoescala e interação oceano-atmosfera no Atlântico Sudoeste. In: **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo, Brasil: Oficina de Textos, 2009. p. 385– 405.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; DOURADO, M. S.; GARCIA, C. A. E.; MATA, M. M.; SILVA DIAS, M. A. F. Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas confluence region. **Geophys. Res. Lett.**, v. 32, 2005.

PIOLA, A. R.; MATANO, R. P.; PALMA, E. D.; MÖLLER, O. O.; CAMPOS, E. J. D. The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. **Geophysical Research Letters**, v. 32, p. 01-04, 2005.

PULLEN, J.; R. H. SEO, ALLARD; MILLER, A. J.; CHEN, S.; PEZZI, L. P.; CHU, P.; SMITH, T. Coupled ocean-atmosphere forecasting at short and medium time scales. In: **The Science of Ocean Prediction, The Sea**, Volume 17, N. Pinardi, P. Lermusiaux and K. Brink, 2015.

REBOITA, M. S. **Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade**. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG–USP, 2008.

REED, R. J. e SIMMONS, A. J. Numerical simulation of an explosively deepening cyclone over the north Atlantic that was unaffected by concurrent surface energy fluxes. **Weather and Forecasting**, v. 6, n. 1, p. 117-122, 1991.

ROEBBER, P.J. The Role of Surface Heat and Moisture Fluxes Associated with Large-Scale Ocean Current Meanders in Maritime Cyclogenesis. **Monthly Weather Review**, v. 117, p. 1676–1694, 1989.

RUSSO, L. **Interação oceano atmosfera sobre o Atlântico sudoeste na região da Confluência Brasil Malvinas**. 2009. 123 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

SAHA, S., S. MOORTHY, X. WU, J. WANG, S. NADIGA, P. TRIPP, D. BEHRINGER, Y. HOU, H. CHUANG, M. IREDELL, M. EK, J. MENG, R. YANG, M. PEÑA MENDEZ, H. VAN DEN DOOL, Q. ZHANG, W. WANG, M. CHEN, AND E. BECKER. The NCEP Climate Forecast System Version 2. **Journal of Climate**, 2013.

SARDIE, J.M e WARNER, T. T. A numerical study of the development mechanisms of polar lows, **Tellus**, v. 37a(5), 460-477, 1985.

SANTOS-ALAMILLOS, F. J.; POZO-VÁZQUEZ, D.; RUIZ-ARIAS, J.A.; LARA-FANEGO, V.; TOVAR-PESCADOR, J. Analysis of WRF Model Wind Estimate Sensitivity to Physics Parameterization Choice and Terrain Representation in Andalusia (Southern Spain), *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 52, p. 1592-1609 , 2013.

SATO, N. Influences of intraseasonal disturbances on the oceanic mixed layer in the western North Pacific ITCZ region, **Geophys. Res. Lett.**, v. 32, 2005.

SCHULTZ, D.M., KEYSER, D.; BOSART, L.F. The Effect of Large-Scale Flow on Low- Level Frontal Structure and Evolution in Midlatitude Cyclones. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 1767–1791, 1998.

SHAPIRO, M.A; KEYSER, D. Fronts, jet streams and the tropopause Extratropical Cyclones, the Erik Palmén Memorial Volume, Newton C.W. e Holopainen, E., **Amer. Met. Soc.**, p. 167-191, 1990.

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**. NCAR Technical Notes, NCAR/TN-468+STR, 2005.

STEPHENS, G. L. Radiation profiles in extended water clouds. Part II: Parameterization schemes, **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 35, p. 2123–2132, 1978.

STULL, R. B. An Introduction to Boundary Layer Meteorology, 1st ed., 663 pp., **Kluwer Academic Publishers**, The Netherlands, 1989.

TALLEY, L. D.; PICKARD, G. L.; EMERY, W. J.; SWIFT, J. H. Descriptive Physical Oceanography: An Introduction. Boston: **Elsevier**, 2011.

WALLACE, M., J.; HOBBS, P., V. Atmospheric Sciences: An Introduction Survey. New York: **Academic Press**, 467 p, 2006.

WARNER, J.C., SHERWOOD, C.R., SIGNELL, R.P., HARRIS, C., ARANGO, H.G. Development of a three dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment transport model. **Computers and Geosciences**, 34, 1284–1306, 2008.

WARNER, J.C., ARMSTRONG, B., HE R., ZAMBON, J.B. Development of a Coupled Ocean– Atmosphere–Wave–Sediment Transport (COAWST). Modeling System. **Ocean Modelling**, 35, 230– 244, 2010.

ZAMBON, J.B. **An Examination of Tropical Cyclone Dynamics Utilizing the 3 Way Coupled Ocean Atmosphere Wave Sediment Transport (COAWST) Model**. Dissertação de Mestrado, p.140, Department of Marine, Earth and Atmospheric Sciences, North Carolina State University, North Carolina, 2009.

8. ANEXO

9.1. Parametrizações utilizadas no WRF

A fim de esquematizar as parametrizações utilizadas neste estudo, as próximas subseções irão proporcionar um breve resumo das condições utilizadas no modelo atmosférico WRF acoplado e solo.

9.1.1. Camada limite na superfície

Os fluxos de superfície no ARW são calculados de acordo com a teoria da similaridade de Monin-Obukhov (MONIN e OBUKHOV, 1954). A similaridade é um método no qual variáveis da CLA são arranjadas entre si em grupos adimensionais, para que seja possível a determinação de relações empíricas entre esses grupos que sejam válidas independentemente do local e do tempo. Além de fornecer os fluxos de momento, calor e umidade para a CLA, o esquema de camada na superfície também interage com os esquemas de radiação e com a precipitação oriunda dos esquemas de convecção e microfísica.

9.1.2. Interação solo-atmosfera

A parametrização de física do solo de física do solo utiliza informações da camada limite atmosférica na superfície, radiação e precipitação, junto com informações das variáveis de estado e propriedades da superfície, para gerar os fluxos de calor e umidade acima do solo. Essa parametrização não fornece tendências, mas atualiza as variáveis de estado a cada passo de tempo (GOZZO, 2012).

Neste estudo foi utilizado a parametrização MM5. Esta parametrização é baseada na parametrização de cinco camadas do modelo de circulação atmosférica de mesoescala MM5. A umidade do

solo é fixa de acordo com o uso da terra e o período do ano (GOZZO, 2012).

9.1.3. Radiações de onda longa e curta

O esquema radiativo calcula o aquecimento atmosférico devido à convergência do fluxo radiativo e balanço de energia radiativa no solo. Neste estudo optou-se pelo uso do *Rapid Radiative Transfer Method* (RRTM) também baseado no modelo de circulação atmosférica de mesoescala MM5 (MLAWER *et al.* 1997). Este esquema vale-se de tabelas pré-definidas para representar processos radiativos e de vapor d'água, ozônio, CO₂, gases traço (CO, NO_x, O₃, SO₂) e nuvens.

A parametrização de radiação de onda curta escolhida para este trabalho é a de DUDHIA (1989), também do MM5. Neste esquema onde a radiação solar descendente é obtida computando os efeitos de espalhamento por gases, absorção por vapor d'água e albedo e absorção por nuvens. Para as propriedades das nuvens, foram utilizadas tabelas retiradas de STEPHENS (1978).

9.1.4. Convecção

Os processos de formação e desenvolvimento de nuvens se dão em escalas de dezenas a centenas de metros, muito menores do que a resolução horizontal utilizada por modelos de mesoescala como o WRF. Por isso, estes fenômenos são de escala de subgrade em tais modelos e devem ser parametrizados.

Neste trabalho foi utilizada a parametrização de Grell-Devenyi. Este esquema utiliza única nuvem com fluxos *downdraft* e *updraft* e compensação de movimento que determina os perfis de aquecimento e umidade. Este esquema é útil para escalas de grade menores, como por exemplo de 10 a 30 Km de resolução horizontal, permitindo um equilíbrio entre a precipitação resolvida em escala e de precipitação convectiva (GRELL e DEVENYI, 2002). Por fim, o controle dinâmico é baseado na

convergência de umidade e na energia potencial convectiva disponível (SKAMAROCK *et al.*, 2005).

9.1.5. Microfísica

A parametrização de microfísica resolve explicitamente os processos de vapor de água, nuvem e precipitação. Para as simulações deste estudo, foi utilizado o WSM5 (HONG *et al.*, 2004) que substitui o esquema de parametrizações NCEP5 do modelo WRF. Este esquema representa vapor de água, chuva, neve, água de nuvem e gelo de nuvem. Este esquema possibilita a ocorrência de água resfriada e o derretimento de neve precipitada.

9.2. Níveis verticais do modelo WRF

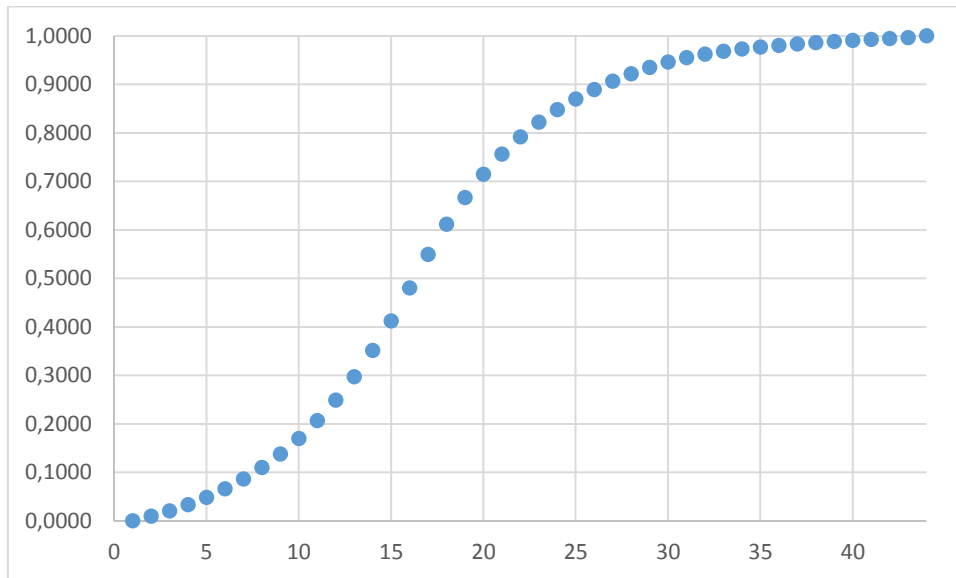
Como na seção 4.1 e demonstrado na figura 10, o modelo atmosférico WRF utiliza níveis verticais η na sua arquitetura. Para este estudo, os experimentos seguiram as seguintes premissas (comunicação pessoal, HACKEROTT, 2015):

- I. Quarenta e quatro níveis verticais, onde o primeiro nível está a 30 metros acima da superfície (1000 hPa) e o último está localizado a 50 hPa. Esta premissa busca diminuir a instabilidade que o modelo gera ao utilizar o primeiro nível vertical mais próximo à superfície.
- II. A diferença de altitude entre dois níveis é menor que 1000 m e maior que 15 m. Esta condição foi utilizada para diminuir a instabilidade;

Os valores dos níveis η utilizados foram: 1.0000, 0.9963, 0.9944, 0.9925, 0.9905, 0.9883, 0.9859, 0.9832, 0.9802, 0.9768, 0.9728, 0.9681, 0.9622, 0.9549, 0.9459, 0.9348, 0.9217, 0.9064, 0.8891, 0.8698, 0.8478, 0.8220, 0.7916, 0.7561, 0.7146, 0.6665, 0.6115, 0.5492, 0.4801, 0.4121,

0.3512, 0.2970, 0.2488, 0.2065, 0.1697, 0.1376, 0.1099, 0.0862, 0.0660, 0.0483, 0.0332, 0.0204, 0.0095, 0.0000. Eles estão exemplificados na figura 36.

Figura 37- Níveis verticais utilizados no modelo atmosférico WRF.



9.3. Teste de sensibilidade das parametrizações no modelo atmosférico WRF

Nesta seção são apresentados os 5 testes de sensibilidade nas parametrizações realizados no modelo atmosférico WRF a fim de buscar melhores resultados nas simulações (Tabela 2). Para definir o arranjo de parametrizações, foram gerados mapas do FCL quando esta variável possuía máximos valores no dia 03 de setembro (Figuras não apresentadas). Todos os esquemas de parametrizações anteriores resultaram em FCL maiores que 800 W/m² para o dia em questão.

Tabela 2 - Parametrizações utilizadas em cada teste realizado.

	Teste 1	Teste 2	Teste 3	Teste 4	Teste Final
Camada Limite Superficial	MM5	MM5	Monin-Obukhov	Monin-Obukhov	Monin-Obukhov
Esquema de Camada Limite	Mellor-Yamada-Janjic	YSU	YSU	YSU	YSU
Interação Solo-Atmosfera	MM5	MM5	MM5	MM5	MM5
Radiação de onda longa	RRTM	RRTM	RRTM	RRTM	RRTM
Radiação de onda curta	Goddard	Goddard	Goddard	Dudhia (MM5)	Dudhia (MM5)
Cumulus	Betts-Miller-Janjic	Betts-Miller-Janjic	Kain-Frisch	Kain-Frisch	Grell-Devenyi
Microfísica	WSM5	WSM5	WSM5	WSM5	WSM5