

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

Franco Cassol

**O papel do transporte de umidade pelo Jato
de Baixos Níveis da América do Sul pela
observação e simulação com o modelo WRF
de uma banda frontal continental**

São Paulo

2019

Franco Cassol

**O papel do transporte de umidade pelo Jato
de Baixos Níveis da América do Sul pela
observação e simulação com o modelo WRF
de uma banda frontal continental**

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Versão corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Ricardo Hallak

São Paulo

2019

Agradecimentos

Agradeço à minha família, que apesar da distância sempre foi fundamental em todos os sentidos, principalmente aos meus pais, Álvaro e Joice, além da minha irmã.

Ao professor e orientador Ricardo Hallak, pelos ensinamentos, pelo grande suporte e pela compreensão, cada qual nos momentos que se fizeram necessários.

A todos meus amigos: os de Cachoeira do Sul, que sempre que possível volto a estar junto; os da época de Santa Maria, muitos agora colegas de profissão; e os que pude fazer até aqui em São Paulo, como os colegas de sala no LMM e da turma de mestrado, entre outros.

A todo sistema da USP e do IAG, cujas estruturas promoveram um ambiente positivo que vai além do desenvolvimento do trabalho.

E à CAPES, pela concessão financeira.

Resumo

O Jato de Baixos Níveis na América do Sul promove um transporte efetivo de calor e umidade para o sudeste do continente. Por outro lado, a região de saída do Jato de Baixos Níveis é caracteristicamente uma área de convergência de massa, em consequência da desaceleração dos ventos. Ainda na Região Sul brasileira, ocorrem as bandas continentais de precipitação frontal, que são as maiores responsáveis pelos acumulados climatológicos de chuva na região. Assim, o objetivo principal desta pesquisa é provar a hipótese de que o transporte de umidade pelo Jato de Baixos Níveis é a principal fonte de vapor d'água na formação e evolução das bandas de precipitação continental intensas associadas a frentes frias no Sul do País. O caso selecionado para este estudo deu-se pelas Regiões Sul e Sudeste do Brasil entre os dias 14 e 17 de maio de 2016, em associação à formação de um ciclone extratropical do tipo explosivo, com taxa de aprofundamento de pressão maior do que 30 hPa em 24 horas durante alguns períodos. Para realizar o estudo, empregaram-se variadas ferramentas diagnósticas observacionais e modelagem numérica atmosférica, com o uso do modelo de mesoescala WRF. Os resultados comprovam o papel do Jato de Baixos Níveis da América do Sul como principal fonte de umidade que alimenta as bandas convectivas de precipitação frontal no ramo continental no Sul e na porção sul do Sudeste do País por meio de análises quantitativas. Verificou-se que há uma sequência bem estabelecida de eventos físicos associados à região de saída do Jato de Baixos Níveis, em que o máximo da quantidade integrada do fluxo de umidade que viaja através do jato é seguido do máximo da quantidade integrada da água precipitável e, por fim, pelo máximo na quantidade integrada de precipitação à superfície. De forma complementar, a pesquisa verificou a influência que diferentes parametrizações cúmulos têm nos resultados da grade interna, de mais alta resolução espacial (3 km). Para isso, foram conduzidos três experimentos

numéricos. Inicialmente, os resultados obtidos mostraram a alta qualidade da simulação-controlada quando comparada aos conjuntos de dados observacionais (Era-interim). Em seguida, os experimentos Kain-Fritsch e Multiscale Kain-Fritsch apresentaram resultados muito semelhantes entre si e com maior correspondência em relação aos dados de reanálise. O experimento com parametrização Grell-Freitas, no entanto, induziu a formação de uma banda de precipitação continental menos intensa e menos organizada na grade interna. As mesmas características são inferidas na comparação entre os resultados das simulações quanto ao fluxo de umidade pelo Jato de Baixos Níveis, também menos efetivo no caso do experimento Grell-Freitas, refletindo na produção da banda frontal enfraquecida nos campos de precipitação da grade interna. Tais resultados indicam a necessidade de um maior número de estudos de casos semelhantes ao aqui aprofundado, bem como em relação a outros tipos de sistemas convectivos, como Complexos Convectivos de Mesoescala e Linhas de Instabilidade, também muito frequentes na região analisada.

Abstract

The South American Low-level Jet promotes an effective heat and moisture transport to the southeast region of the continent. On the other hand, the jet exit region is characteristically a mass convergence region as a result of wind desacceleration. Also, frontal precipitation bands are the main contributors to the annual climatological rain in the South Region of Brazil. Thus, the main objective of this work is to prove the hypothesis that the moisture transported by the Low-Level Jet is the major source of water vapor to the formation and evolution of the continental precipitation bands associated with cold fronts in the South Region of Brazil. The case selected for this study occurred in the Brazilian South and Southeast Regions in may 14-17, 2016. In fact, it was associated with an explosive extratropical cyclone in the Atlantic Ocean, which presented a pressure deepening rate greater than 30 *hPa* in 24 hours during some periods of time. To perform this research, it was employed the WRF mesoscale atmospheric numerical model, in addition with a variety of observational data and diagnostic tools. Through quantitative analysis, the results demonstrate that the South American Low-Level Jet is the main moisture source to the frontal convective precipitation band observed in the continental portion of the South and Southeast Regions of Brazil during the analyzed period. It has been found that there is a well-established sequence of physical events associated with the LLJ exit region: the maximum amount of integrated moisture flow traveling with the LLJ was followed by the maximum amount of integrated precipitable water and, finally, by the maximum amount of integrated surface precipitation. The secondary objective of this work is to verify the influence that different cumulus parameterization schemes have on an internal grid with higher spatial resolution (3 km). For this, three different numerical experiments were performed: the first one used the Kain-Fritsch scheme and was considered the control

simulation; the other two were the Grell-Freitas and the Multiscale Kain-Fritsch schemes. The results showed a higher quality for the Kain-Fritsch and Multiscale Kain-Fritsch simulations when compared to the observed data sets. Furthermore, these two simulations presented better results for the 3 km grid results, and were very similar to each other. In fact, the Grell-Freitas cumulus parameterization simulation generated a less organized continental rainfall band in comparison to the observed data set and to the other two simulations. Also, the Grell-Freitas experiment induced a weakened rainfall band in the 3 km simulation results. Such results suggested that a greater number of case studies must be performed in future researches, considering similar frontal rain band cases, as well as other types of convective precipitation systems, such as Mesoscale Convective Complexes and Squall Lines, which are also frequent in the analyzed region.

Lista de Siglas

AGP - Altura Geopotencial

ARW - *Advanced Research WRF*

AS - América do Sul

CAPE - Energia Potencial Disponível para Convecção

CCM - Complexo Convectivo de Mesoescala

CMORPH - *CPC MORPHing technique*

CPTEC - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos

D03 - Domínio de simulação com espaçamento horizontal de pontos de 3 km

D09 - Domínio de simulação com espaçamento horizontal de pontos de 9 km

D27 - Domínio de simulação com espaçamento horizontal de pontos de 27 km

DAM - Diferença Absoluta Média

DIF - Diferença Simples

DM - Diferença Média

DSA - Divisão de Satélites Ambientais

ECMWF - *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*

GF - Parametrização Cúmulos *Grell-Freitas*

GFS - *Global Forecast System*

GOES13 - *Geostationary Operational Environmental Satellite 13*

hPa - hectopascal(is)

INMET - Instituto Nacional de Meteorologia

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

IV - Infravermelho

JBN - Jato de Baixos Níveis

KF - Parametrização Cúmulos *Kain-Fritsch*
LC - Linhas de Corrente
LI - Linha de Instabilidade
MKF - Parametrização Cúmulos *Multi-scale Kain-Fritsch*
NCAR - *National Center for Atmospheric Research*
NCEP - *National Centers for Environmental Prediction*
NCL - Nível de Condensação por Levantamento
OLR - Radiação de Onda Longa
PNM - Pressão ao Nível Médio do Mar
PW - Água Precipitável
RDMQ - Raiz Quadrática da Diferença Média Quadrática
SCM - Sistema Convectivo de Mesoescala
TNA_c - Taxa de Aprofundamento da Pressão Central
UTC - Tempo Universal Coordenado
WRF - *Weather Research and Forecasting*
ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul

Lista de Figuras

2.1	Identificação e localização da região alvo no mapa da América do Sul	26
2.2	Regiões do mundo em que Jatós de Baixos Níveis ocorrem	28
2.3	Modelo conceitual do Jato de Baixos Níveis da América do Sul	30
2.4	Fluxograma de execução do sistema WRF-ARW para um caso real	34
3.1	Domínios das três grades utilizadas nas simulações com o WRF e altura da topografia	42
3.2	Configuração da distribuição dos níveis verticais nas coordenadas η	44
3.3	Destaque na área selecionada para realizar os somatórios e as comparações entre os resultados referentes às variáveis simuladas	50
3.4	Fluxograma da metodologia do estudo de caso e da obtenção dos resultados	51
4.1	(a): Satélite GOES13 - canal IV; (b): Análise GFS - PNM e AGP de 500 <i>hPa</i> ; (c): Análise GFS - LC e velocidade do vento em 200 <i>hPa</i> ; (d): Análise GFS - vento em 850 <i>hPa</i> e CAPE da parcela de superfície. Validade: 15/05/2016 0000 UTC	55
4.2	(a): Satélite GOES13 - canal IV; (b): Análise GFS - PNM e AGP de 500 <i>hPa</i> ; (c): Análise GFS - LC e velocidade do vento em 200 <i>hPa</i> ; (d): Análise GFS - vento em 850 <i>hPa</i> e CAPE da parcela de superfície. Validade: 15/05/2016 0600 UTC	56
4.3	(a): Satélite GOES13 - canal IV; (b): Análise GFS - PNM e AGP de 500 <i>hPa</i> ; (c): Análise GFS - LC e velocidade do vento em 200 <i>hPa</i> ; (d): Análise GFS - vento em 850 <i>hPa</i> e CAPE da parcela de superfície. Validade: 15/05/2016 1200 UTC	57

4.4	(a): Satélite GOES13 - canal IV; (b): Análise GFS - PNM e AGP de 500 <i>hPa</i> ; (c): Análise GFS - LC e velocidade do vento em 200 <i>hPa</i> ; (d): Análise GFS - vento em 850 <i>hPa</i> e CAPE da parcela de superfície. Validade: 16/05/2016 0000 UTC	58
4.5	(a): Satélite GOES13 - canal IV; (b): Análise GFS - PNM e AGP de 500 <i>hPa</i> ; (c): Análise GFS - LC e velocidade do vento em 200 <i>hPa</i> ; (d): Análise GFS - vento em 850 <i>hPa</i> e CAPE da parcela de superfície. Validade: 16/05/2016 1800 UTC	60
4.6	(a): Perfil vertical do vento para Mariscal José Félix Estigarribia (Paraguai) - análise GFS - 15/05 0600 UTC; (b): Idem a (a), mas para 15/05 1200 UTC; (c): Idem a (a), mas para 16/05 0000 UTC; (d): Perfil vertical do vento para Foz do Iguaçu - análise GFS - 15/05 0600 UTC; (e): Idem a (d), mas para 15/05 1200 UTC; (f): Idem a (d), mas para 16/05 0000 UTC	62
4.7	(a): Série temporal da temperatura de bulbo seco e componente meridional do vento - estação convencional INMET Uruguaiana-RS; (b): Série temporal da temperatura de bulbo úmido e pressão atmosférica - estação convencional INMET Uruguaiana-RS; (c): Idem a (a), mas para Chapecó-SC; (d) Idem a (b), mas para Chapecó-SC; (e) Idem a (a), mas para São Paulo-SP; (f): Idem a (b), mas para São Paulo-SP. Validade entre 14/05/2016 1200 UTC e 17/05/2016 1200 UTC	64
4.8	PNM e AGP de 500 <i>hPa</i> para (a) Reanálise ERA-Interim e (b) Simulação WRF; LC e velocidade do vento em 200 <i>hPa</i> para (c) Reanálise ERA-Interim e (d) Simulação WRF; Vento em 850 <i>hPa</i> e CAPE de superfície para (e) Reanálise ERA-Interim e (f) Simulação WRF. Válidos para 15/05/2016 às 1200 UTC	67
4.9	PNM e AGP de 500 <i>hPa</i> para (a) Reanálise ERA-Interim e (b) Simulação WRF; LC e velocidade do vento em 200 <i>hPa</i> para (c) Reanálise ERA-Interim e (d) Simulação WRF; Vento em 850 <i>hPa</i> e CAPE de superfície para (e) Reanálise ERA-Interim e (f) Simulação WRF. Válidos para 16/05/2016 0000 UTC	68

4.10	PNM e AGP de 500 <i>hPa</i> para (a) Reanálise ERA-Interim e (b) Simulação WRF; LC e velocidade do vento em 200 <i>hPa</i> para (c) Reanálise ERA-Interim e (d) Simulação WRF; Vento em 850 <i>hPa</i> e CAPE de superfície para (e) Reanálise ERA-Interim e (f) Simulação WRF. Válidos para 16/05/2016 1800 UTC	69
4.11	(a): Imagem do satélite GOES13 do canal IV - 15/05 1500 UTC; (b): Campo da simulação WRF de OLR (Wm^{-2}) - 15/05 1500 UTC; (c): Imagem do satélite GOES13 do canal IV - 16/05 0300 UTC; (d): Campo da simulação WRF de OLR (Wm^{-2}) - 16/05 0300 UTC; (e): Imagem do satélite GOES13 do canal IV - 16/05 1500 UTC; (f): Campo da simulação WRF de OLR (Wm^{-2}) - 16/05 1500 UTC.	71
4.12	Taxa de queda da PNM de 12 horas - reanálise ERA-Interim - (a) 16/05/2016 0000 UTC e (c) 16/05/2016 1200 UTC; Idem a (a) e (c), mas para a simulação WRF nos horários (b) 16/05/2016 0000 UTC e (d) 16/05/2016 às 1200 UTC.	73
4.13	Série temporal do índice TNA_c e da PNM mínima do ciclone	74
4.14	OLR - simulação-teste GF para o horário (a) 15/05/2019 1500 UTC, (c) 16/05/2019 0300 UTC e (e) 15/05/2019 1500 UTC; Idem a (a), (c) e (e), mas para a simulação-teste MKF para o horário (b) 15/05/2019 1500 UTC; (d) 16/05/2019 0300 UTC; (f) 15/05/2019 1500 UTC	76
4.15	Vento em 850 hPa - (a) Reanálise ERA-Interim; (b) Simulação-controle KF; (c) Simulação-teste GF; (d) Simulação-teste MKF no modelo WRF; Diferenças simples no campo de vento - (e) da simulação GF em relação à KF; (f) MKF em relação à KF - Validade: 15/05/2016 0600 UTC.	79
4.16	Vento em 850 hPa - (a) Reanálise ERA-Interim; (b) Simulação-controle KF; (c) Simulação-teste GF; (d) Simulação-teste MKF no modelo WRF; Diferenças simples no campo de vento - (e) da simulação GF em relação à KF; (f) MKF em relação à KF - Validade: 15/05/2016 1200 UTC.	80
4.17	Vento em 850 hPa - (a) Reanálise ERA-Interim; (b) Simulação-controle KF; (c) Simulação-teste GF; (d) Simulação-teste MKF no modelo WRF; Diferenças simples no campo de vento - (e) da simulação GF em relação à KF; (f) MKF em relação à KF - Validade: 16/05/2016 0600 UTC.	81

4.18	Perfil vertical do vento para Mariscal Jose Felix Estigarribia - reanálise ERA-Interim para: (a) 0600 UTC, (b) 1200 UTC do dia 15/05/2016 e (c) 0600 UTC do dia 16/05/2016; Perfil vertical do vento para Mariscal Jose Felix Estigarribia - experimentos KF, GF e MKF para: (d) 0600 UTC, (e) 1200 UTC do dia 15/05/2016 e (f) 0600 UTC do dia 16/05/2016	84
4.19	Perfil vertical do vento para Foz do Iguaçu - reanálise ERA-Interim para: (a) 0600 UTC, (b) 1200 UTC do dia 15/05/2016 e (c) 0600 UTC do dia 16/05/2016; Perfil vertical do vento para Foz do Iguaçu - experimentos KF, GF e MKF para: (d) 0600 UTC, (e) 1200 UTC do dia 15/05/2016 e (f) 0600 UTC do dia 16/05/2016	85
4.20	Perfil vertical do vento para Marrisca José Félix Estigarribia - experimentos (a) KF, (b) GF e (c) MKF - horários 0600 UTC (linha azul), 0900 UTC (linha roxa), 1200 UTC (linha laranja), 1500 UTC (linha vermelha) e 1800 UTC (linha verde) do dia 15/05/2016	86
4.21	Perfil vertical observado do vento em Foz do Iguaçu, obtido por sondagem atmosférica às 1200 UTC do dia 15/05/2019	86
4.22	Corte vertical com magnitude do vento - (a) Dados de reanálise ERA-Interim e experimentos (b) KF, (c) GF e (d) MKF com o WRF. Validade: 15/05/2016 1200 UTC	88
4.23	Corte vertical com magnitude do vento - (a) Dados de reanálise ERA-Interim e experimentos (b) KF, (c) GF e (d) MKF com o WRF. Validade: 16/05/2016 0600 UTC	89
4.24	(a) Precipitação - estimativa CMORPH; Precipitação e vento em 1000 hPa - experimentos (b) KF, (c) GF e (d) MKF; Diferença simples - precipitação - (e) GF em relação à KF e (f) MKF em relação à KF. Validade: 15/05/2019 0900 UTC	92
4.25	(a) Precipitação - estimativa CMORPH; Precipitação e vento em 1000 hPa - experimentos (b) KF, (c) GF e (d) MKF; Diferença simples - precipitação - (e) GF em relação à KF e (f) MKF em relação à KF. Validade: 15/05/2019 1600 UTC	93

4.26	(a) Precipitação - estimativa CMORPH; Precipitação e vento em 1000 hPa - experimentos (b) KF, (c) GF e (d) MKF; Diferença simples - precipitação - (e) GF em relação à KF e (f) MKF em relação à KF. Validade: 16/05/2019 0000 UTC	94
4.27	(a): Fluxo de umidade verticalmente integrado entre 900 e 700 hPa (sombreado em $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$ e vetores); (b): Água precipitável (sombreado em mm) e orientação do fluxo de umidade integrado verticalmente (vetores). Válidas para 15/05/2016 às 0000 UTC.	95
4.28	(a): Fluxo de umidade verticalmente integrado entre 900 e 700 hPa (sombreado em $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$ e vetores); (b): Água precipitável (sombreado em mm) e orientação do fluxo de umidade integrado verticalmente (vetores). Válidas para 15/05/2016 às 0600 UTC.	95
4.29	(a): Fluxo de umidade verticalmente integrado entre 900 e 700 hPa (sombreado em $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$ e vetores); (b): Água precipitável (sombreado em mm) e orientação do fluxo de umidade integrado verticalmente (vetores); (c): Precipitação (sombreado colorido, em $mm\ h^{-1}$) e vento em 1000 hPa (vetores); (d): Divergência de fluxo de umidade verticalmente integrado (sombreado em $kg\ m^{-2}\ s^{-1}$) e orientação do fluxo de umidade integrado verticalmente (vetores). Válidas para 15/05/2016 às 1200 UTC.	97
4.30	(a): Fluxo de umidade verticalmente integrado entre 900 e 700 hPa (sombreado em $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$ e vetores); (b): Água precipitável (sombreado em mm) e orientação do fluxo de umidade integrado verticalmente (vetores); (c): Precipitação (sombreado colorido, em $mm\ h^{-1}$) e vento em 1000 hPa (vetores); (d): Divergência de fluxo de umidade verticalmente integrado (sombreado em $kg\ m^{-2}\ s^{-1}$) e orientação do fluxo de umidade integrado verticalmente (vetores). Válidas para 16/05/2016 às 0300 UTC.	98

4.31	(a): Fluxo de umidade verticalmente integrado entre 900 e 700 <i>hPa</i> (sombreado em $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$ e vetores); (b): Água precipitável (sombreado em <i>mm</i>) e orientação do fluxo de umidade integrado verticalmente (vetores); (c): Precipitação (sombreado colorido, em $mm\ h^{-1}$) e vento em 1000 <i>hPa</i> (vetores); (d): Divergência de fluxo de umidade verticalmente integrado (sombreado em $kg\ m^{-2}\ s^{-1}$) e orientação do fluxo de umidade integrado verticalmente (vetores). Válidas para 16/05/2016 às 1200 UTC.	99
4.32	Série temporal do somatório do fluxo de umidade na área do estado do PR verticalmente integrado entre 900 e 700 <i>hPa</i> para os experimentos KF, GF e MKF	102
4.33	Série temporal do somatório da água precipitável na área do estado do PR verticalmente integrado entre 900 e 700 <i>hPa</i> para os experimentos KF, GF e MKF	102
4.34	Série temporal do somatório da precipitação na área do estado do PR para os experimentos KF, GF e MKF	103

Lista de Tabelas

3.1	Configurações principais do WRF utilizadas nas simulações	43
3.2	Principais parametrizações físicas utilizadas nas simulações com o WRF . .	45
3.3	Configurações das parametrizações cúmulos escolhidas nas simulações numéricas conduzidas	45
A.1	PNM mínima do ciclone e Índice TNA_c - valores horários entre 15/05 1200 UTC e 17/05 1100 UTC	120

Sumário

1. Introdução	21
1.1 Objetivos da Pesquisa	23
2. Revisão Bibliográfica	25
2.1 Área de Abrangência do Sistema Frontal sob Influência do JBN	25
2.1.1 Sistemas Meteorológicos Atuantes na Região de Estudo	25
2.2 Jato de Baixos Níveis da América do Sul	27
2.3 Ciclones Explosivos	31
2.4 O Modelo WRF	33
2.5 Parametrizações Físicas em Modelos Regionais	34
2.5.1 Parametrizações Cúmulos	36
2.5.1.1 <i>Kain-Fritsch Scheme</i>	37
2.5.1.2 <i>Grell-Freitas Scheme</i>	38
2.5.1.3 <i>Multi-scale Kain-Fritsch</i>	39
3. Dados e Metodologia	41
3.1 Caso selecionado	41
3.2 Configuração das simulações	41
3.3 Análises GFS	45
3.4 Reanálises ERA-Interim	45
3.5 Imagens de Satélite	46
3.6 Estações Convencionais INMET	46
3.7 Sondagens Atmosféricas	47
3.8 CMORPH	47

3.9	O índice TNA_c para identificação de ciclones extratropicais explosivos . . .	48
3.10	Estimativas da contribuição de umidade do Jato de Baixos Níveis para a precipitação na banda frontal	48
4.	<i>Resultados e Discussões</i>	53
4.1	Aspectos Sinóticos do Evento de 15 de Maio de 2015	53
4.1.1	Perfis Verticais do Vento das Análises GFS	59
4.1.2	Comportamento das variáveis medidas	61
4.2	Verificação dos Resultados das Simulações na Escala Sinótica (Domínio D27 - Experimento-controle)	63
4.2.1	Demonstração da Característica Explosiva do Ciclone Extratropical (Domínio D27 - Simulação-controle)	70
4.2.2	Verificação dos Resultados dos Campos de OLR nas Simulações-teste (Domínio D27 - MKF e GF)	73
4.3	Sobre as Simulações no Domínio D09	75
4.4	Resultados das Simulações no Domínio D03 e Diferenças entre os Experimentos	77
4.4.1	Caracterização Horizontal	77
4.4.2	Caracterização Vertical	78
4.4.3	Precipitação	87
4.5	Fluxo e divergência de umidade da simulação-controle	91
4.6	Comparações dos fluxos do JBN entre as simulações	99
5.	<i>Considerações Finais</i>	105
5.1	Conclusões	106
5.2	Sugestões para trabalhos futuros	107
	<i>Referências</i>	109
	<i>Apêndice</i>	117
A.	<i>Tabela de valores horários do Índice TNA_c e da Pressão ao Nível do Mar mínima do ciclone</i>	119

Introdução

O Jato de Baixos Níveis (JBN) da América do Sul (AS) representa um máximo de magnitude de vento que ocorre entre 1 e 2 km de altitude a leste dos Andes (Marengo et al., 2004). Este sistema promove um efetivo transporte de calor e umidade no sentido meridional que, segundo diferentes estudos, produz variados impactos, atuando como um ingrediente para ocorrência de instabilidades e Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) em geral (Salio et al., 2007), tendo papel direto na formação de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) na Bacia do Prata (Velasco e Fritsch, 1987), além do transporte de aerossóis para o sudeste sul-americano (Martins et al., 2018).

Apesar de os principais papéis concretos do JBN da AS, assim como suas principais características estruturais e comportamento climatológico - os quais serão apresentados em mais detalhes no capítulo seguinte - serem conhecidos por meio de variadas produções literárias, há lacunas a serem preenchidas no âmbito de compreensão científica sobre esse sistema. Uma das demandas identificadas diz respeito à quantificação dessa influência física do JBN no ambiente de sistemas precipitante específicos. Nesse sentido, o transporte de umidade performado pelo JBN para o sudeste do continente sul-americano, e a sua influência concreta em casos reais, são algumas incógnitas de relevância a serem abordadas.

O caso em estudo escolhido no presente trabalho foi o de uma formação e passagem de frente fria pela região sudeste da América do Sul. Frentes frias (FF), originalmente conceituadas pelo clássico modelo de Bjerknes (1919) são zonas de interface entre massas de ar de características distintas. Ocorrem em associação a distúrbios transientes de níveis superiores atmosféricos e ciclones extratropicais. As FF caracterizam-se no senso comum como sistemas associados à chuvas e mudanças abruptas na temperatura (Berry et al., 2011), o que faz com que sejam fenômenos de grande apelo ao público geral da previsão

do tempo. Dentre as implicações desempenhadas pelos cerca de 60 casos anuais (Andrade e Cavalcanti, 2004) de frentes frias no sudeste do continente sul-americano, estão o fato de elas serem as maiores responsáveis pelas chuvas na região sul do país (Quadro et al., 1996), além de incursões de ar frio, que afetam não só a porção sul, como podem causar queda significativa de temperatura até o sul da Bacia Amazônica, em um fenômeno conhecido como friagem (de Oliveira et al., 2004).

No caso em estudo ocorre um ciclo típico desse tipo de sistema no sudeste da América do Sul, com os diferentes mecanismos, como o JBN e a passagem de um distúrbio transiente, tendo seus papéis para a formação de um sistema de baixa pressão, da frente fria e da precipitação associada. Esta região compreendida entre o sul do Brasil, o Uruguai e o oceano adjacente, essencialmente entre as latitudes $20^{\circ}S$ e $35^{\circ}S$, é de alta frequência de formação de ciclones extratropicais, bem como sistemas frontais associados (Vera et al., 2002).

Para a realização do estudo pretendido, optou-se pelo uso do modelo WRF (*Weather Research and Forecasting*) (Skamarock et al., 2008). Tal ferramenta foi escolhida pois o modelo permite, por meio da simulação, obter uma grande variedade de dados meteorológicos para realizar as análises pretendidas com alta resolução temporal, horizontal e vertical. Um estudo deste tipo não seria possível utilizando informações observacionais, principalmente por escassez de medidas na região abrangida pelo Jato de Baixos Níveis, sobretudo dados que contenham caracterização vertical, necessários para o sistema do tipo JBN.

Um exemplo de outro trabalho que utilizou modelagem regional para estudar características de um sistema do tipo jato é encontrado em Garreaud e Muñoz (2005). Esse artigo apresenta uma descrição de um JBN na costa oeste da América do Sul, que ocorre em associação com a Alta Subtropical do Pacífico Sul e é um sistema análogo à outro JBN detectado na costa da Califórnia (EUA) (Parish, 2000).

Abaixo são apontados os objetivos da presente dissertação. No capítulo seguinte é apresentada a revisão bibliográfica referente aos conceitos que envolvem o desenvolvimento do trabalho. No terceiro capítulo são apresentados a metodologia e os dados utilizados. O quarto capítulo descreve e discute os resultados obtidos. No quinto capítulo, por fim, são dadas as conclusões e sugestões para trabalhos futuros são apontadas.

1.1 *Objetivos da Pesquisa*

O objetivo principal do trabalho é provar a hipótese de que o transporte de umidade pelo JBN é a principal fonte de vapor d'água para formar as bandas de precipitação continentais associadas às frentes frias observadas em deslocamento pelas regiões Sul e Sudeste do Brasil por meio de análises observacionais e modelagem numérica da atmosfera em mesoescala.

Como objetivos complementares para a pesquisa, propõe-se:

- modelar um evento de JBN associado à passagem de frente fria no Sul/Sudeste do Brasil com o modelo regional WRF e avaliar sua destreza em simular os principais fenômenos meteorológicos associados ao evento (JBN, sistema frontal e ciclone extratropical);
- demonstrar e quantificar as diferenças produzidas pelo uso de três diferentes parametrizações cúmulos (Kain-Fritsch, Grell-Freitas e Multiscale Kain-Fritsch) nas grades de mais baixa resolução espacial (27 km e 9 km) nos resultados numéricos associados ao transporte de vapor d'água pelo JBN num domínio aninhado de grade de 3 km de espaçamento horizontal, onde somente a parametrização de microfísica de nuvens é ativada.

Revisão Bibliográfica

2.1 Área de Abrangência do Sistema Frontal sob Influência do JBN

O sistema frontal escolhido para esta pesquisa influencia uma vasta área continental e oceânica durante o seu ciclo de vida. Por este motivo, as principais áreas avaliadas neste trabalho são as Regiões Sul e Sudeste do Brasil, que são as mais afetadas pelo sistema frontal no continente. As duas Regiões congregadas possuem uma área de aproximadamente 1,5 milhões de km^2 e população de cerca de 115 milhões de habitantes, correspondendo a, portanto, mais da metade da população brasileira.

A Bacia Hidrográfica do Rio Paraná está contida em boa parte da área das duas Regiões, e é apontada como a região hidrográfica que possui a maior demanda de recursos hídricos do país pelo relatório da Agência Nacional de Águas (ANA., 2013). A grande população presente, as robustas atividades agrícolas, industriais e econômicas complementares e suas demandas associadas são características marcantes da importância da região para o País e impulsionam a relevância de estudos científicos envolvendo a hidrologia, a hidrometeorologia e os fenômenos meteorológicos naquela área. A figura 2.1 mostra a delimitação e localização geográfica da região de estudo no continente sul-americano, sombreada em cor roxa.

2.1.1 Sistemas Meteorológicos Atuantes na Região de Estudo

As Regiões Sul e Sudeste do Brasil são afetadas por sistemas de precipitação de diferentes escalas de atuação temporal e espacial, alguns com características locais e de curta duração, outros que cobrem uma grande área e que possuem longa duração. Essas duas Regiões possuem diferentes regimes de precipitação sob o ponto de vista da distribuição

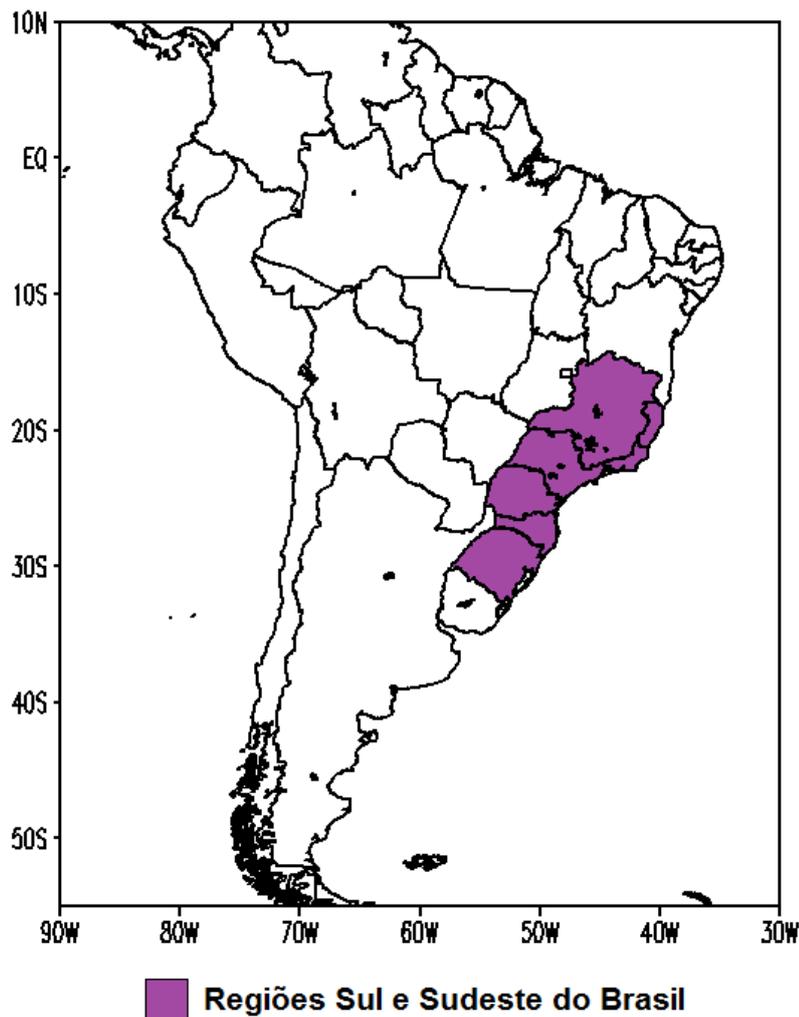


Figura 2.1: Identificação e localização da região alvo deste estudo no mapa da América do Sul

climatológica anual. Enquanto a Região Sul tem precipitação bem distribuída ao longo do ano (Rao e Hada, 1990), a Região Sudeste está submetida a uma variabilidade sazonal típica de sistema de monção, dividindo-se em estação chuvosa no verão e seca no inverno (Zhou e Lau, 1998).

Cabe destacar que a zona sudeste da América do Sul, incluindo as Regiões acima mencionadas do Brasil, possui grande frequência de ocorrência de tempestades, e essas tempestades estão entre as mais severas do mundo, conforme apontado em Zipser et al. (2006). Contudo, de forma geral e seguindo-se a subdivisão racional de escalas proposta por Orlanski (1975), destacam-se os seguintes tipos de sistemas que afetam a região de estudo, conforme (Reboita et al., 2010):

- Instabilidades locais (de mesoescala- γ);
- Circulações locais (brisas marítimas e orográficas na mesoescala- γ);
- Sistemas Convectivos de Mesoescala, que se manifestam principalmente na forma de Linhas de Instabilidade de grandes dimensões (na mesoescala- α), Linhas de Instabilidade pré-frontais (na mesoescala- β) e Complexos Convectivos de Mesoescala (também classificados na mesoescala- α);
- Frentes Frias (bandas frontais de mesoescala- α) associadas com ciclones extratropicais e distúrbios de níveis superiores da atmosfera (ambos de escala sinótica), podendo ser formadas dentro da região ou fora dela;
- Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (também na escala sinótica).

2.2 Jato de Baixos Níveis da América do Sul

Em uma definição formal, o Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBN) é um máximo relativo de magnitude de vento que ocorre nos níveis inferiores da atmosfera a leste da Cordilheira dos Andes (Marengo et al., 2004). Sistemas análogos ao do continente sul-americano são observados na América do Norte, na África, na Austrália, na Ásia e até mesmo na Antártica (Stensrud, 1996), conforme mostrado nas regiões sombreadas da figura 2.2.

Os critérios usados para definir a ocorrência do JBN em uma determinada localidade são os mesmos usados para a identificação do Jato de Baixos Níveis da América do Norte, que ocorre a leste das Montanhas Rochosas, apontados no trabalho clássico de Bonner (Bonner, 1968). Resumidamente, esses critérios estabelecem que:

1. a magnitude do vento deve apresentar um perfil do tipo jato nos baixos níveis da troposfera, em que a máxima velocidade do vento supere os 12 m s^{-1} ;
2. tal magnitude decresça até 6 m s^{-1} em relação ao mínimo relativo localizado nos níveis até 3 km acima;
3. a componente meridional do escoamento dever ser mais intensa do que a zonal.

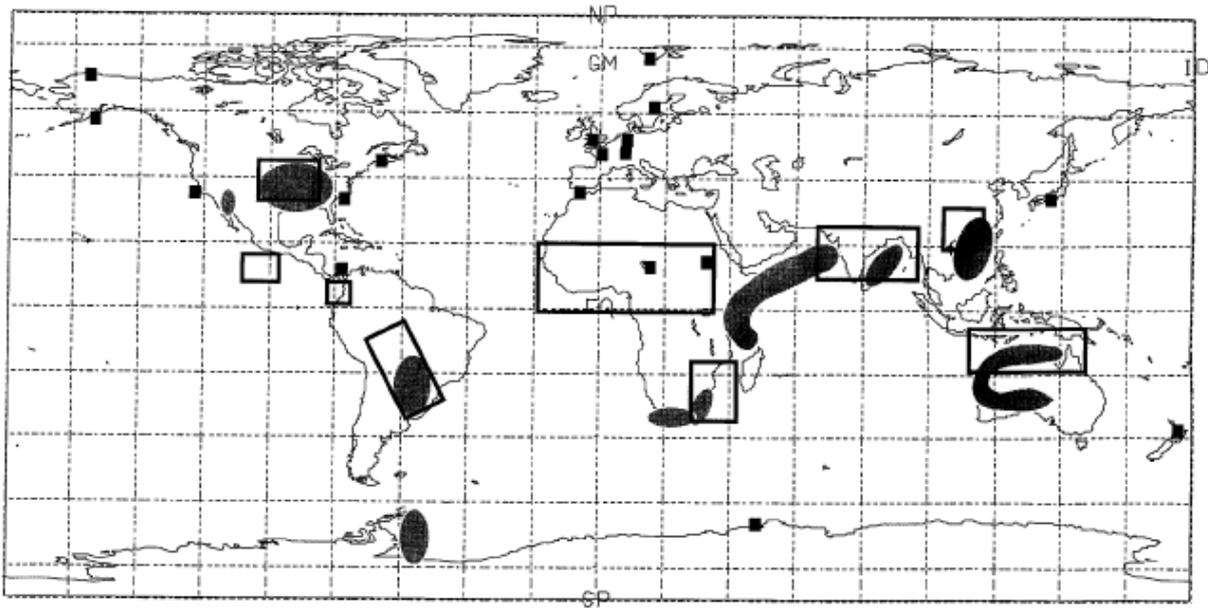


Figura 2.2: Regiões em que Jatos de Baixos Níveis ocorrem com regularidade (sombreado); Regiões em que Complexos Convectivos de Mesoescala são comumente observados (caixas); Regiões em que a existência de Jatos de Baixos Níveis foi apontada, mas sem ocorrência frequente (quadrados). Fonte: adaptado de Stensrud (1996)

Por outro lado, Oliveira et al. (2018) busca apresentar uma visão mais ampla sobre a identificação de ocorrências do jato no continente sul-americano, pois, segundo seus argumentos, os critérios tradicionais aplicados à sondagens ou dados de modelo falham em detectar um certo número de eventos de JBN na América do Sul. As imperfeições apresentadas por Oliveira et al. (2018) referem-se a casos de JBN que possuem máximo em altitudes que excedem os valores tradicionais apontados em (Bonner, 1968).

O nível de 850 hPa costuma ser utilizado para verificar a ocorrência do sistema em campos de circulação atmosférica, uma vez que a máxima intensidade do vento situa-se entre 1 e 2 km de altitude. No entanto, o nível de máxima magnitude do vento pode não ser precisamente o nível de 850 hPa (Marengo et al., 2004; Oliveira et al., 2018). Além disso, a altitude do vento de máxima intensidade possui variação dependente do ciclo diário da Camada Limite Planetária (Nicolini et al., 2004).

O JBN na América do Sul desempenha um papel meteorológico muito importante, sendo um dos principais sistemas associados com atividades convectivas nas regiões compreendidas pelo Paraguai, Uruguai, norte da Argentina, e as Regiões Sul e Sudeste do Brasil, principalmente pelo transporte efetivo de ar quente e úmido das latitudes baixas

para estas regiões (Virji, 1981; Berri e Inzunza, 1993). Esse transporte de umidade de componente norte ocorre preferencialmente em duas vias bem definidas (Herdies et al., 2002): uma, em direção à região da Bacia do Prata (sudeste do continente) e a outra associada à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que influencia principalmente o Brasil Central, a Região Sudeste e parte da Região Nordeste do País.

Conforme mostrado por Salio et al. (2007), existe correspondência significativa entre a presença de JBN e a ocorrência de SCMs no sudeste do continente, em suas diferentes formas. Estes sistemas de tempo, por sua vez, representam uma fração significativa da precipitação anual na região. A associação espacial mostrada na figura 2.2 entre várias das principais regiões de ocorrência de CCMs e os sistemas de jato que ocorrem ao redor do globo reforçam o papel fundamental do JBN para a iniciação e sustentação desse tipo específico de sistema convectivo, o que já é apontado desde as primeiras investigações acerca dos CCMs (Maddox, 1983; Velasco e Fritsch, 1987).

Mais do que apenas transporte de calor e umidade, o JBN promove uma configuração dinâmica favorável ao desenvolvimento de convecção profunda. Na América do Sul, isto ocorre principalmente na região corrente abaixo do JBN, nas proximidades do Paraguai ou do Rio Grande do Sul. Quando a saída do JBN coincide com a região de entrada equatorial do Jato Subtropical de altos níveis, há indução de intensos e persistentes movimentos ascendentes (Stensrud, 1996), por conta da convergência do fluxo de massa em baixos níveis e do estabelecimento de uma célula de circulação térmica vertical direta na área (Berri e Inzunza, 1993). A presença do JBN também aumenta o cisalhamento do vento em níveis inferiores, o que é um ingrediente importante para o desenvolvimento da atividade convectiva (Oliveira et al., 2018).

Além do papel desempenhado na iniciação de sistemas convectivos, estudos têm demonstrado outras influências do JBN em diversos aspectos da Meteorologia como, por exemplo, no transporte de poluentes oriundos de queimadas do Brasil central para o sul e sudeste do continente (Martins et al., 2018).

A figura 2.3 apresenta um modelo conceitual do JBN (LLJ na figura), indicando que esse sistema apresenta perfil vertical com característica de jato de vento e que, na horizontal, o escoamento ocorre predominantemente no sentido meridional, a leste da Cordilheira dos Andes, de forma associada à circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul e acoplada aos ventos alísios da região equatorial, que são tipicamente de nordeste na região amazônica

(*Northeast Trades* na figura), cruzando a Linha do Equador e defletindo meridionalmente em aproximação com os Andes (Vera et al., 2006), direcionando-se para a região da Bacia do Prata. Essa meridionalização do escoamento na região implica em aceleração do vento para conservar a vorticidade potencial, sendo esse um mecanismo dinâmico para a ocorrência do sistema de jato (Stensrud, 1996). Sendo assim, a barreira orográfica representada pela Cordilheira dos Andes é fundamental na formação do JBN e, conseqüentemente, tem seu papel na ocorrência de sistemas convectivos no sudeste do continente sul-americano (Rasmussen e Houze Jr, 2011). Dentro deste esquema, outro fator considerável é o fato de o JBN originar-se desde a Bacia Amazônica, região onde se situa a maior floresta tropical do mundo, que produz intensa atividade de evapotranspiração, fornecendo umidade ao escoamento do JBN.

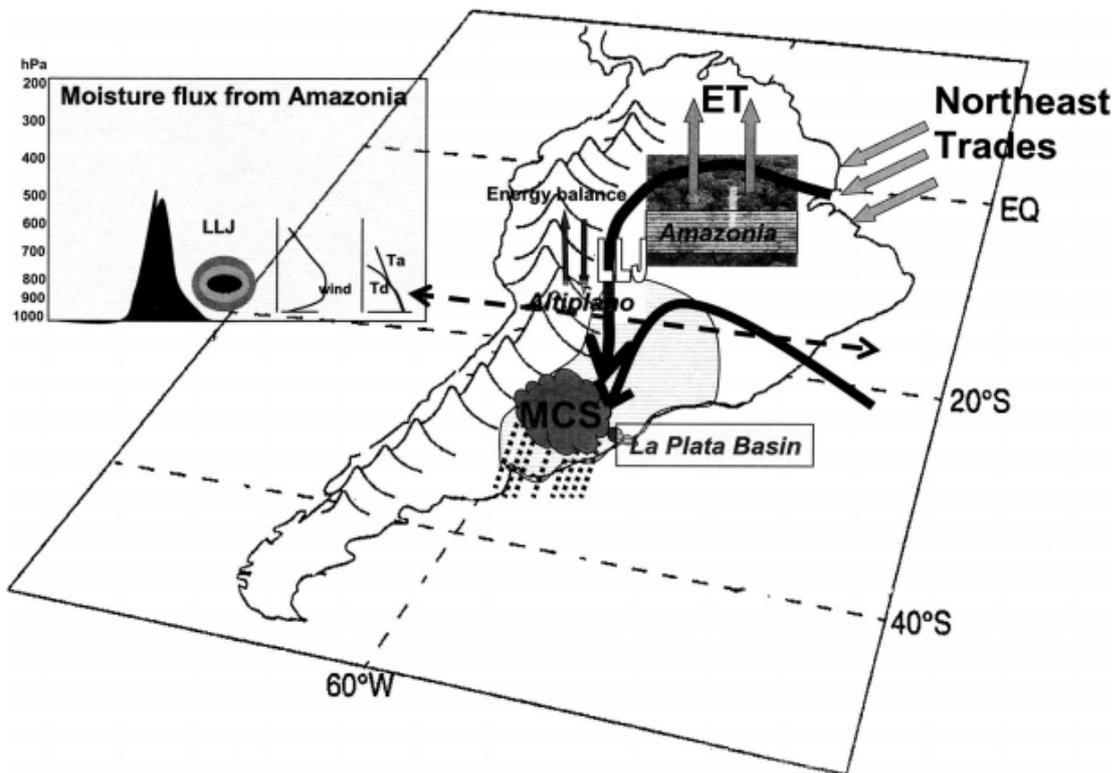


Figura 2.3: Modelo conceitual do Jato de Baixos Níveis da América do Sul. Em destaque, um corte vertical (denotado pela seta pontilhada de leste a oeste sobre o mapa da América do Sul), com a representação esquemática, da esquerda para a direita: dos Andes (sombreado em preto), do núcleo de máxima magnitude do vento em baixos níveis (sombreado em níveis de cinza), do perfil vertical da magnitude do vento num ponto sobre o qual passa o JBN e o perfil vertical da temperatura e temperatura do ponto de orvalho ambientes típicos na presença de JBN. Mais detalhes sobre a figura são dados no texto Fonte: Adaptado de Marengo et al. (2004).

A climatologia indica o norte do Paraguai, próximo à Bolívia, como a área de máxima frequência de ocorrência do JBN (Marengo et al., 2004). O ciclo anual de ocorrência do JBN é dependente da latitude. Nas latitudes mais altas, a frequência de ocorrência é maior no inverno. Nas latitudes mais baixas a frequência de ocorrência é maior no verão. Esses resultados foram apresentados em Marengo et al. (2004), que indica que existem mecanismos diferentes atuantes na formação e intensificação do JBN, que não apenas a deflexão dos alísios. Durante o inverno, ocorre maior influência de sistemas sinóticos de latitudes médias ou subtropicais, transientes ou não, proporcionando assim a maior frequência e intensidade de JBN nas latitudes mais altas.

Ainda em relação à variabilidade temporal da ocorrência, o Jato de Baixos Níveis é um sistema essencialmente noturno, por conta da influência de mecanismos de Camada Limite Planetária e seu ciclo diário de desenvolvimento (Berri e Inzunza, 1993). A associação entre a preferência noturna do JBN e o máximo relativo noturno de ocorrência de tempestades convectivas, principalmente na forma de CCMs, é bem estabelecida na América do Sul, assim como em outras regiões em que ocorre o jato noturno (Velasco e Fritsch, 1987; Durkee e Mote, 2010; Pitchford e London, 1962).

Marengo et al. (2004) descreve a complexa distribuição de ocorrência do JBN no tempo. Em linhas gerais, no verão a ocorrência na noite ou madrugada é mais frequente, porém, no inverno os horários de preferência de ocorrência são mais aleatórios. Isso ocorre por conta da predominância de diferentes mecanismos forçantes do jato em diferentes estações, com os sistemas transientes de latitudes médias sendo bem mais relevantes na estação fria. No cômputo geral, estabelece-se que, em latitudes mais baixas do que 20°S, a frequência de ocorrência é maior entre os horários das 0600 e das 1200 UTC e na estação quente, enquanto que nas latitudes mais altas que 20°S o jato é observado com maior frequência entre os horários 0000 e 0600 UTC e na estação fria.

2.3 *Ciclones Explosivos*

Algumas vezes, os sistemas frontais da América do Sul vêm associados a ciclones extratropicais que apresentam um centro de baixa pressão em superfície que se intensifica de forma muito rápida no tempo. Os ciclones explosivos ou "bombas" são sistemas caracterizados por esta rápida intensificação, com uma célere queda da pressão central do ciclone

da ordem de 24 hPa em 24 horas, ou 1 hPa por hora ao longo de, ao menos, 12 horas. A evolução desses sistemas, conforme Lim e Simmonds (2002), frequentemente não é de fácil prognóstico e, devido à sua maior intensidade, pode representar riscos potencializados à população em suas áreas de atuação. Uma vez que os ciclones explosivos têm ocorrência predominantemente marítima, tais efeitos são relevantes em especial para a navegação e demais operações em áreas costeiras (Sanders e Gyakum, 1980), mas muitas vezes produzem ventos bastante intensos na faixa costeira, quando ocorrem próximos ao continente.

Roebber (1984) explica que os ciclones explosivos tendem a ser resultado da combinação de diferentes processos intensificados em sua formação, mas a instabilidade baroclínica é o aspecto principal, como é típico na formação de ciclones extratropicais, incrementado com a liberação de calor latente pela formação de nuvens e precipitação no interior do sistema. Em adição, os demais mecanismos que podem contribuir com a baroclinia podem ser o próprio posicionamento e amplitude da onda baroclínica (cavado e crista) associados; os fluxos superficiais de calor sensível e latente, tanto ligados à região continental como à oceânica; e ao aquecimento líquido associado ao efeito de retroalimentação pela convecção (Roebber, 1984).

Um ou mais mecanismos podem atuar de forma intensificada e resultar na indução de uma ciclogênese mais intensa. Para a América do Sul, por exemplo, o estudo de Piva et al. (2008) estima que os fluxos superficiais de calor latente e sensível são forçantes que impactam na taxa de queda da pressão em até $6 \text{ hPa } 24 \text{ h}^{-1}$. No caso dos fluxos superficiais, a atuação principal se dá previamente à formação, no sentido de preparar o ambiente e favorecer a formação mais intensa do ciclone (Piva et al., 2008).

Na região ciclogênética da América do Sul, correspondente às áreas costeiras do Sul do Brasil e do Uruguai, os ciclones explosivos representam 4,1 % dos casos de todos os ciclones formados e identificados por meio de dados de reanálise NCEP/NCAR na região entre 1957 e 2010. Tal resultado foi apresentado em Bitencourt et al. (2012). O estudo climatológico também apresenta que os ciclones explosivos são mais intensos e de maior escala espacial do que os ciclones comuns, com a pressão central do sistema atingindo valores entre 12,2 e 18,8 hPa menores que a média, com gradiente mais intenso e ventos de 40 a 60 % mais fortes.

Sazonalmente, os ciclones "bomba" são fenômenos observados com maior frequência na estação fria. Isso é verificado em todos estudos climatológicos a respeito, e também é

apontado em Bitencourt et al. (2012). Segundo Lim e Simmonds (2002), a sazonalidade de ocorrência é maior no hemisfério norte do que no sul, porém, o sistema segue sendo típico de inverno em qualquer uma das regiões.

2.4 O Modelo WRF

O *Weather Research and Forecasting* (WRF) é um modelo de previsão numérica do tempo e simulação da atmosfera, compressível e não-hidrostático. O modelo foi desenvolvido em conjunto por agências como o *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) e o *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), entre outras (Skamarock et al., 2008). Neste trabalho, emprega-se a versão 3.7.1 do modelo.

Modelos atmosféricos regionais, como o WRF, são ferramentas largamente usadas em centros operacionais de meteorologia, além de serem úteis para estudos de sistemas de tempo e pesquisas no âmbito de hidrometeorologia e climatologia - por exemplo, Trapp et al. (2011); Horvath et al. (2012).

O ARW (*Advanced Research WRF*), por sua vez, é um núcleo do sistema WRF destinado à aplicações em pesquisas. A figura 2.4 ilustra o modo de operação do WRF-ARW para um caso real. No pré-processamento, define-se o domínio regional para simulação e organizam-se os dados estáticos - que incluem caracterização da superfície, topografia, uso do solo, etc - ao domínio definido (etapa *geogrid* no esquema mostrado na figura 2.4); os dados meteorológicos externos são extraídos, em geral, de um modelo global (etapa *ungrib*) e em seguida, para finalizar o pré-processamento, esses dados são acoplados às características geofísicas da região (etapa *metgrid*) para cada grade individual. Na segunda etapa, os dados anteriormente obtidos são interpolados à grade conforme a configuração geométrica escolhida para a simulação (etapa *real* na figura ilustrativa), tendo como produto final arquivos independentes contendo as condições iniciais e de contorno que, em seguida, são empregadas na simulação numérica realizada (etapa *wrf*).

O sistema de níveis verticais empregado neste modelo é o de coordenadas η , que acompanham o terreno. Nesse sistema, a coordenada η varia de 1 (junto à superfície) até 0 (topo do modelo, em um nível isobárico fixo) e é definida por (Laprise, 1992):

$$\eta = \frac{p - p_T}{p_S - p_T} \quad (2.1)$$

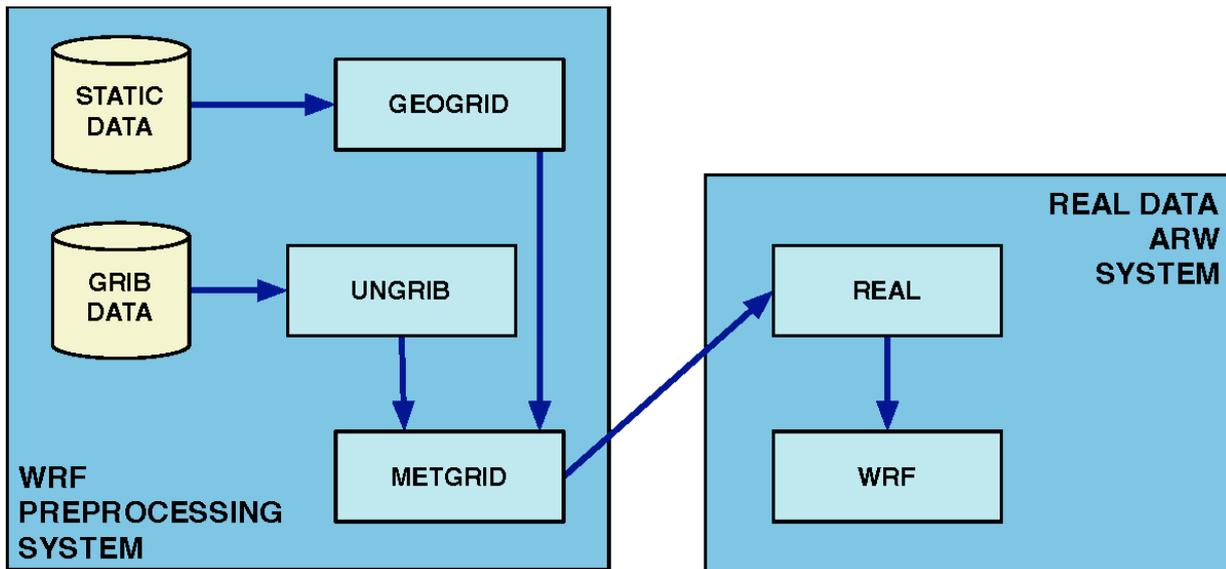


Figura 2.4: Fluxograma de execução do sistema WRF-ARW para um caso real. Fonte: Adaptado de Skamarock et al. (2008).

Na Equação 2.1, p é a pressão hidrostática no nível, p_T é a pressão hidrostática no topo do modelo e p_S é a pressão hidrostática na superfície da coluna vertical.

Outras especificidades e detalhes escolhidos e empregados nas simulações são comentados na seção 3.2.

2.5 Parametrizações Físicas em Modelos Regionais

A diminuição no espaçamento entre os pontos de grade de um modelo numérico da atmosfera propicia a representação mais detalhada das estruturas de menor escala na dinâmica da atmosfera, mas essa maior resolução não garante, por si só, maior acurácia nos resultados das simulações (Colle et al., 2000). Além do aumento da resolução, outros aprimoramentos, como melhorias nas parametrizações físicas, melhorias na assimilação de dados para a condição inicial, bem como o aumento da disponibilidade de dados para assimilação, são fundamentais para o aprimoramento da qualidade das simulações (Roebber et al., 2004).

Nos modelos atmosféricos, sempre há processos físicos que não possuem a dimensão espacial necessária para serem representados explicitamente na escala de grade. Estes são então chamados de processos de escala subgrade e devem ser parametrizados por algum modelo físico, o que consiste em aproximar o efeito exercido pelo fenômeno de subgrade

nos pontos de grade em termos de variáveis conhecidas do núcleo dinâmico do modelo (Stensrud, 2009). De fato, essas aproximações são obtidas de termos que incluem variáveis resolvidas na grade do modelo, ponderados por parâmetros cujo valor depende de uma série de considerações não explicitamente resolvidas na própria grade do modelo. Alguns exemplos de parametrizações existentes são as que representam os fluxos turbulentos de Camada Limite Planetária, os diversos processos radiativos de nuvens, atmosfera e superfície/vegetação e a microfísica de nuvens, que parametriza os processos de formação, crescimento e precipitação de hidrometeoros.

Em específico, os variados efeitos da convecção úmida atmosférica não são, em geral, simulados de forma explícita pelos modelos atmosféricos em vista de suas baixas resoluções espaciais na horizontal. Nesse sentido, as parametrizações cúmulos, também chamadas de parametrizações convectivas, são empregadas com o intuito de representar tais efeitos nessas grades de baixa resolução. Wang e Seaman (1997) e Guzmán-Rodríguez et al. (2018) citam que a convecção tem solução explícita em configurações com espaçamento de grade menor do que 4 *km*. Wang e Seaman (1997) também relatam que vários esquemas de cúmulos são desenvolvidos para atuar idealmente com espaçamentos de grade mais grossos do que 12 *km*. Por outro lado, Warner (2010) divide a atuação da parametrização convectiva de outra forma, julgando desnecessária a ativação em caso de espaçamento de grade menor ou igual a 3 *km*. Anacronismos conceituais à parte, o uso de parametrização cúmulos é uma realidade operacional em modelagem atmosférica, o que vem acompanhado da necessidade de maior conhecimento sobre o funcionamento dos principais esquemas utilizados (Oliveira et al., 2014).

Nesta pesquisa, são utilizadas grades aninhadas no modelo regional que possuem diferentes espaçamentos de pontos. No domínio mais interno, que abrange a área de interesse do trabalho, utiliza-se uma grade de espaçamento de pontos de 3 *km*, onde os esquemas de parametrização cúmulos não atuam, seguindo o recomendado por Warner (2010). Na configuração de grades aqui estabelecida, as grades mais externas, que são de 9 e 27 *km* de espaçamento, alguma parametrização convectiva previamente escolhida atua e, portanto, influencia diretamente nos resultados da simulação da grade mais interna (Warner e Hsu, 2000). Além disso, o impacto da troca da parametrização cúmulos nos resultados é apontado como o mais significativo entre todas as parametrizações a serem escolhidas (Jankov et al., 2005). As influências de diferentes parametrizações cúmulos, que atuam somente nas

grades externas do modelo, sobre os resultados do domínio mais interno serão analisadas sob as óticas dinâmica e termodinâmica, especialmente em relação às características do JBN e da banda frontal de precipitação a ele associada.

2.5.1 Parametrizações Cúmulos

A parametrização cúmulos atua para simular os efeitos da convecção úmida como um processo de subgrade (Stensrud, 2009). A presença de convecção e formação de nuvens apresenta diferentes implicações significativas na termodinâmica e na dinâmica ambiente de grande escala, pois ocorrem processos como liberação de calor latente, redistribuições verticais de calor e umidade, alterações no balanço radiativo, além de precipitação e formação de correntes verticais ascendentes e descendentes (Yamamoto, 2016).

De forma sumária, a convecção profunda representa uma fonte de aquecimento líquido e atua no transporte de calor e umidade da baixa para a alta troposfera. Yanai et al. (1973) introduz o conceito de "fonte de calor aparente" associada à formação de uma nuvem convectiva, sendo que esse aquecimento líquido é fruto da liberação de calor latente, da convergência de fluxo de calor sensível e da compressão adiabática pelo movimento subsidente compensatório no ambiente exterior à nuvem. Esses processos convectivos produzem uma estabilização termodinâmica da atmosfera - que previamente se encontra em uma situação potencialmente mais instável - mudando os perfis verticais de temperatura e umidade (Anthes, 1977).

Os principais processos cinemáticos em escala de nuvem que produzem os efeitos gerais da convecção, além do papel de controlar a evolução da nuvem, são as correntes verticais (*updrafts* e *downdrafts*) e os processos de entranhamento e desentranhamento, além do movimento subsidente compensatório (Oliveira et al., 2014; Yamamoto, 2016). Portanto, as parametrizações cúmulos mais complexas procuram simular esses processos físicos e seus efeitos.

O desenvolvimento da convecção úmida ocasiona a ocorrência de precipitação e consequente remoção de conteúdo de água da atmosfera. Os esquemas de cúmulos devem também, quando ativados, parametrizar a precipitação associada à escala da convecção representada.

Nos modelos atmosféricos só haverá formação de nuvens nos pontos de grade em que as condições forçantes para tal formação são adequadas. Nos esquemas de muitas parame-

trizações, a chamada *função de disparo* ou de inicialização é responsável por identificar os pontos em que deve ocorrer desenvolvimento convectivo. Esta etapa é tratada de forma diferente para cada esquema (Oliveira et al., 2014; Warner, 2010). Nesses tratamentos, usualmente são levados em consideração, por exemplo, parâmetros como CAPE (Energia Potencial Disponível para Convecção), como no esquema Betts-Miller (Janjić, 1994), ou forçantes dinâmicos, como no esquema Kain-Fritsch (Kain, 2004). Não é necessário haver 100 por cento de saturação no ponto de grade para uma função de disparo ser acionada.

Em seguida será apresentado um resumo teórico dos três esquemas testados no presente trabalho.

2.5.1.1 *Kain-Fritsch Scheme*

Proposto por Kain (2004), o esquema *Kain-Fritsch* (KF) é derivado do tratamento proposto por Fritsch e Chappell (1980). Sua formulação pode ser dividida em três partes: a função de disparo (inicialização), a formulação do fluxo de massa e a hipótese de fechamento (Kain, 2004).

A inicialização do esquema consiste em selecionar uma camada atmosférica de profundidade 60 *hPa*, iniciando da superfície, e utilizar suas condições termodinâmicas médias para avaliar se é uma camada candidata a gerar convecção, estimando uma elevação até o seu Nível de Condensação por Levantamento (NCL) e comparando a temperatura da parcela com a do ambiente no nível. Nas condições habituais da atmosfera, uma parcela precisa de um forçante para ser elevada até atingir uma condição de flutuabilidade positiva (se tornar menos densa que o ambiente) e se elevar espontaneamente. Movimento vertical da dinâmica de grande escala é um forçante como este. Na parametrização de Kain-Fritsch (KF), o movimento vertical é convertido em uma perturbação a ser acrescentada na temperatura da parcela ascendida até o NCL. Caso a temperatura perturbada da parcela (temperatura da parcela somada à perturbação) for maior do que a temperatura do ambiente no NCL, esta parcela torna-se candidata a gerar nuvem, o que vai acontecer caso a nuvem gerada pela parametrização tiver uma profundidade mínima estabelecida. Já se a temperatura perturbada da parcela for menor do que a temperatura do ambiente no NCL, ela é descartada, e outra parcela, um nível acima, também com propriedades médias e profundidade de 60hPa é analisada da mesma forma. Este processo é repetido até o nível de 300 *hPa* acima do nível de pressão em superfície.

A geração da nuvem e os fluxos de massa são representadas através da parametrização da velocidade vertical da parcela em cada nível vertical e dos processos de entranhamento e desentranhamento, que são também estimados nos níveis verticais ao longo de toda a extensão da nuvem gerada.

O fechamento do esquema considera que a CAPE é removida em 90% por conta da mistura e da estabilização do ambiente, que ocorrem durante o desenvolvimento da convecção, ao longo de um período de tempo pré-determinado na ordem de 30 a 60 minutos, chamado de "período convectivo" (Kain, 2004).

O bom comportamento do esquema Kain-Fritsch vem sido atestado em avaliações. Wang e Seaman (1997) aponta KF como o esquema com o melhor desempenho geral, analisando a acurácia dos resultados, os ciclos de vida dos sistemas simulados e o total precipitado, em comparação feita usando quatro esquemas convectivos para simulação de seis casos precipitantes de inverno e verão nos EUA. Para Wang e Seaman (1997), KF possui um bom tratamento das correntes *updrafts* e *downdrafts*, entranhamento e desentranhamento, e isso dá vantagem em relação a esquemas menos detalhistas com estes processos de nuvem. Segundo Gilliland e Rowe (2007), os critérios de inicialização e o fato de KF usar forçantes de níveis inferiores para impor as condições para que ocorra convecção, fazem com que essa parametrização tenha uma coerência física que pode ser determinante no tratamento correto da convecção pelo esquema. Stensrud (2009) também comenta que a inicialização do esquema KF é um diferencial, sendo um dos mais bem elaborados entre as opções existentes.

2.5.1.2 *Grell-Freitas Scheme*

O esquema Grell-Freitas (Grell e Freitas, 2014) é um aprimoramento das abordagens propostas nos esquemas Grell original (Grell, 1993) e na sua versão posterior, Grell-Dévényi (Grell e Dévényi, 2002).

A principal modernização implementada advém do fato de que nas parametrizações antigas - notadamente o esquema Grell original, assume-se que a convecção ativa ocupa uma fração pequena da caixa de grade em que ela ocorre. Essa consideração cai por terra com o aumento observado na resolução horizontal empregada operacionalmente nos modelos numéricos de previsão do tempo. GF é um esquema que tenta adaptar-se a esse problema decorrente do aumento de resolução, sendo aplicável em condições de espaçamento

horizontal menor (próximo de 10 *km*) (Fowler et al., 2016).

Também em decorrência dessa diminuição do espaçamento, GF busca possibilitar o espalhamento da subsidência compensatória para caixas de grade vizinhas ao local que contém convecção ativa. O efeito da subsidência compensatória produzida na mesma coluna da atividade convectiva pode, em condições de espaçamento horizontal relativamente refinado, inibir o desenvolvimento convectivo de uma forma não realística (Grell e Freitas, 2014).

Além disso, o esquema Grell original possui uma representação dos processos de nuvem muito simplificada, com entranhamento e desentranhamento parametrizados apenas na base e topo das nuvens. Os esquemas Grell-Freitas e Grell-Dévényi incluem esses processos ao longo de toda a extensão vertical da borda da nuvem.

Em seu processo de inicialização, assim como o esquema Kain-Fritsch, GF inclui forçantes para modelar o "disparo" do desenvolvimento convectivo. No entanto, a metodologia do esquema GF consiste em incluir perturbações de temperatura e umidade proporcionais aos fluxos, respectivamente, de calor sensível e de calor latente da base da nuvem (Grell e Freitas, 2014).

O tratamento da convecção pelo esquema GF se baseia em aplicar diferentes hipóteses de fechamento e no uso da técnica de *ensemble*, perturbando os parâmetros no cálculo dos fluxos de massa associados à atividade convectiva, gerando assim uma "parametrização por conjunto" ao representar os efeitos da convecção.

2.5.1.3 *Multi-scale Kain-Fritsch*

Como o próprio nome indica, o esquema *Multi-scale Kain-Fritsch* (aqui simbolizado como *MKF*) é resultado de alterações e adaptações na parametrização de *Kain-Fritsch* (Kain, 2004), já anteriormente descrita.

O esquema MKF foi desenvolvido buscando melhorar o desempenho da parametrização cúmulos em configurações de alta resolução, inclusive em condições de espaçamento horizontal de pontos menores do que 10 *km* (Zheng et al., 2016). Segundo o autor, o esquema KF é estruturado idealmente para um espaçamento de grade em torno de 25 *km*. Com o avanço da resolução espacial empregada nos modelos de previsão operacionais, as parametrizações existentes tornam-se obsoletas, criando demanda para adaptações à espaçamentos menores.

As mudanças gerais propostas no novo esquema incluem:

- um novo tratamento para a interação nuvem-radiação, pois, segundo Zheng et al. (2016), KF é negligente quanto ao impacto da convecção no saldo radiativo atmosférico;
- adaptação das equações paramétricas para fazer com que elas dependam da escala espacial resolvida;
- inserção de um parâmetro que defina objetivamente a escala de tempo do ajuste convectivo nas simulações.

Essa escala de tempo em KF original é um intervalo condicionado em que a CAPE é totalmente removida pela convecção, gerando estabilização da atmosfera. O parâmetro introduzido faz com que o tempo de ajuste cresça com o aumento da resolução espacial.

Por ser uma opção de parametrização mais recente, *Kain-Fritsch Multi-scale* ainda carece de testes de aplicabilidade. No entanto, os experimentos inaugurais de Zheng et al. (2016) indicam que o esquema produz melhora na previsão de localização e intensidade de sistemas precipitantes, quando aplicado em grades de espaçamento reduzido (entre 9 e 3 *km*).

Dados e Metodologia

3.1 Caso selecionado

Foi escolhido um caso em que se destaca o deslocamento de uma frente fria no continente sul-americano, associada a um ciclone extratropical explosivo sobre o Oceano Atlântico, e com sua banda frontal de nebulosidade e precipitação atingindo as Regiões Sul e Sudeste do Brasil. A escolha do caso baseou-se em análises prévias de um conjunto de casos semelhantes, onde foi privilegiado o evento de sistema frontal continental que estava associado a um ciclone extratropical explosivo na costa sul-americana. As condições sinóticas também influenciaram a escolha, buscando-se o caso em que a presença de um cavado na altura geopotencial de 500 hPa, do JBN e do ciclone extratropical explosivo estivessem bem definidos nas análises globais. O caso selecionado ocorreu entre os dias 15 e 17 de maio de 2016.

3.2 Configuração das simulações

O período escolhido para realização das simulações numéricas foi entre 1200 UTC do dia 14 e 1200 UTC do dia 17 de maio de 2016, assegurando um período mínimo de *spinup* de 12 horas entre as condições iniciais e os primeiros resultados numéricos ajustados aos balanços gradiente e geostrófico nas diversas camadas atmosféricas, característica desejável, conforme argumentado em trabalhos como, por exemplo, Vemado et al. (2007).

O método de integração no tempo utilizado é o de *Runge-Kutta* de terceira ordem, discutido em Wicker e Skamarock (2002). Já a discretização espacial no WRF utiliza o escalonamento de grade *C* de *Arakawa*. A área de simulação regional é mostrada na figura 3.1, juntamente com a altura da topografia do modelo, em *m*. A projeção geográfica

empregada é a Conforme de *Lambert*.

A configuração dos domínios de simulação consiste em três grades aninhadas, denominadas neste manuscrito como D27 (para a grade de 27 km de espaçamento entre os pontos de grade), D09 (para a de 9 km) e D03 (para a de 3 km de espaçamento). A razão de *downscaling* é de fator três. Isso atrela o decréscimo do espaçamento horizontal e do passo de tempo de integração nas grades mais internas à razão de 1/3 em relação ao domínio imediatamente anterior. O passo de tempo na grade D27 é de 90 segundos. Os detalhes básicos da configuração utilizada nas simulações estão sintetizados na tabela 3.1.

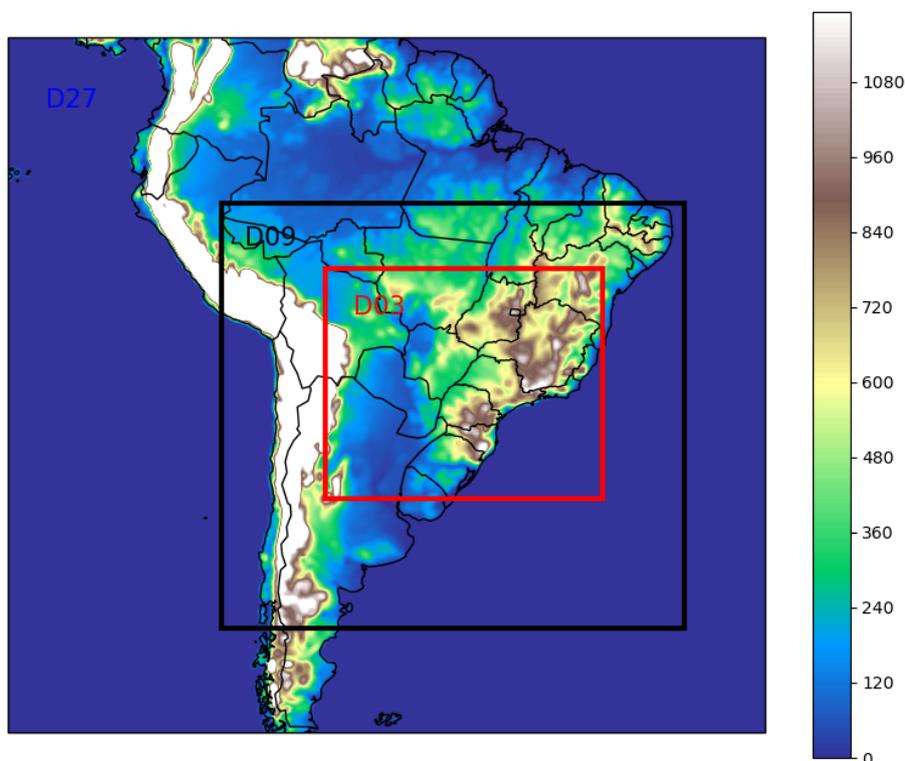


Figura 3.1: Domínios das três grades utilizadas nas simulações com o WRF e altura da topografia (sombreado em m).

O aninhamento das grades é do tipo *2-way*, que consiste em uma interação de mão dupla entre as grades. Isto é, as condições de fronteira laterais dos domínios mais internos são fornecidas pelos domínios externos para o avanço no passo de tempo da grade imediatamente interna, mas a solução obtida nas grades mais refinadas substitui o resultado obtido nas grades externas para os pontos correspondentes a esses domínios. Ou seja, a troca de informações ocorre em ambas as direções (Skamarock e Klemp, 2008).

A figura 3.2 apresenta a distribuição dos níveis verticais em coordenadas η do WRF

Tabela 3.1 - Configurações principais do WRF utilizadas nas simulações.

	D27	D09	D03
Espaçamento de grade	27 km	9 km	3 km
Passo de tempo	90 s	30 s	10 s
Pontos na orientação Leste-Oeste	281	514	919
Pontos na orientação Norte-Sul	260	475	769
Níveis Verticais	45	45	45
Topo do Modelo	50 hPa	50 hPa	50 hPa
Níveis de Solo	4	4	4

utilizada nos três domínios de simulação. No gráfico, o eixo das ordenadas é distribuído com os elementos de 1 até 45 níveis verticais configurados para simulação no modelo. Já o eixo das abscissas, corresponde à coordenada η , que varia de 1,0 (superfície) até 0,0 (topo do modelo), conforme descrito na seção 2.3. Desta figura, infere-se que a configuração empregada utiliza maior resolução de pontos na vertical nos baixos níveis do modelo, com cerca de 20 níveis entre os valores η de 1,0 e 0,8. Após isso, os níveis verticais do modelo tornam-se mais espaçados, havendo menos de 20 níveis entre os valores η de 0,8 e 0,2, aumentando um pouco a resolução acima disso, já próximo ao topo do modelo, convencionado no nível de 50 *hPa*. Dessa forma, importantes aspectos dos baixos níveis atmosféricos, como a dinâmica da Camada Limite Planetária e as interações solo-superfície-atmosfera podem ser mais bem definidos nas soluções do modelo, bem como, nos altos níveis, um maior número de camadas próximas ao topo podem controlar de forma mais efetiva a propagação vertical anômala de ondas de gravidade geradas pela reflexão de ondas no topo rígido do modelo (Lopes e Hallak, 2016).

O núcleo físico de parametrizações empregadas nesta pesquisa estão citadas na Tabela 3.2 - exceto as parametrizações cúmulos, que são mostradas na Tabela 3.3. Os esquemas referenciados na Tabela 3.2 são ativados concomitantemente nos três domínios de simulação.

Como um dos objetivos é mensurar as diferenças nos resultados advindos do uso de diferentes parametrizações cúmulos, dois testes numéricos são conduzidos com a finalidade de fazer tal avaliação. As demais configurações das simulações nos dois testes não mudam em relação à simulação controle, apenas as escolhas do esquema de cúmulos, conforme

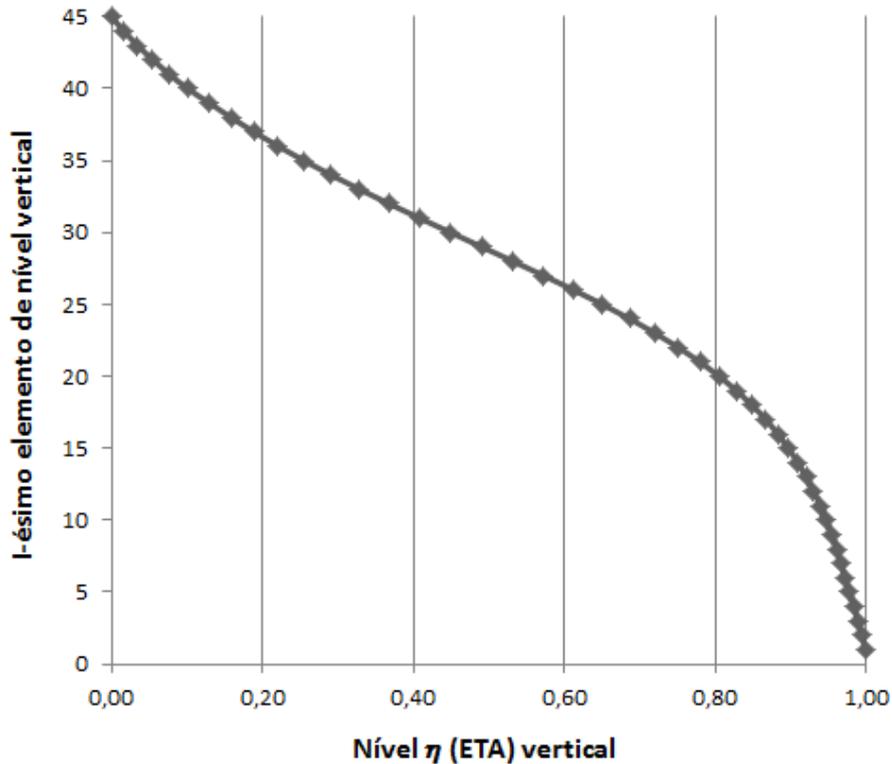


Figura 3.2: Configuração da distribuição dos níveis verticais nas coordenadas η do WRF.

mostrado na Tabela 3.3. Em resumo, a simulação-controlada foi configurada com o uso do esquema de *Kain-Fritsch Scheme* (KF), conforme mencionado na tabela 3.3, enquanto os testes são feitos substituindo-se KF pelo esquema *Grell-Freitas Scheme* (GF) e, posteriormente, pelo *Multi-scale Kain-Fritsch Scheme* (MKF), cujas descrições de metodologia constam na seção 2.4.

Utilizando o domínio de mais baixa resolução e maior dimensão horizontal, é fundamental que os sistemas de escala sinótica e as circulações de grande escala estejam bem simulados. Estes aspectos são analisados em comparações com dados de reanálise ERA-Interim e imagens de satélite. Mais detalhes sobre os dados utilizados são apresentados adiante. O domínio com espaçamento horizontal de 9 km é um domínio intermediário na simulação, necessário para o cumprimento da razão de *downscaling*. Já a grade de resolução mais alta, que possui 3 km de espaçamento horizontal, é disposta de forma a abranger em seu interior, sem violar as bordas, toda a região de ocorrência do sistema precipitante frontal em continente. A investigação da estrutura do JBN e dos sistemas precipitantes simulados, bem como aspectos das circulações locais, são efetuadas principalmente com o

Tabela 3.2 - Principais parametrizações físicas utilizadas nas simulações com o WRF.

Parametrização	Esquema usado
Microfísica	Purdue Lin Scheme (Lin et al., 1983)
Radiação de Onda Curta	Dudhia Shortwave Scheme (Dudhia, 1989)
Radiação de Onda Longa	RRTM Longwave Scheme (Mlawer et al., 1997)
Camada Limite	Yonsei University Scheme (Hong et al., 2006)
Camada superficial	MM5 Similarity theory (Jiménez et al., 2012)
Modelo de superfície	Noah Land Surface Model (Chen e Dudhia, 2001)

Tabela 3.3 - Configurações das parametrizações cúmulos escolhidas nas simulações numéricas conduzidas (simulação-controle e testes)

Nome	Simulação-Controle	Teste GF	Teste MKF
Esquema	Kain-Fritsch	Grell-Freitas	Multi-scale Kain-Fritsch
D27	Ativado	Ativado	Ativado
D09	Ativado	Ativado	Ativado
D03	Desativado	Desativado	Ativado

uso dos resultados desse domínio de 3 km de espaçamento entre os pontos de grade.

3.3 Análises GFS

Os dados utilizados neste trabalho para formar condições iniciais e de fronteiras para o WRF são as Análises do GFS (Global Forecast System) em intervalos de seis horas e com $0,5^\circ$ de espaçamento horizontal. Essas análises são úteis também para a caracterização sinótica do caso escolhido, dando uma visão geral do evento através dos próprios dados assimilados na simulação com o WRF. Os dados do GFS estão disponíveis em ftp://nomads.ncdc.noaa.gov/GFS/analysis_only.

3.4 Reanálises ERA-Interim

Para a avaliação da simulação dos sistemas sinóticos pelo WRF, os resultados principais da simulação no domínio D27 são também comparados com dados de reanálise ERA-Interim (Berrisford et al., 2009; Dee et al., 2011), que são produzidos pelo European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), disponíveis em <http://apps.ecmwf.int/datasets/data>

full-daily/levtype=sfc/. Os dados de reanálise foram obtidos em níveis isobáricos, com espaçamento horizontal de $0,703125^\circ$, com resolução temporal de 6 horas e englobando todo o período de tempo do caso em estudo. Com este produto, é possível realizar a comparação dos resultados do WRF com dados meteorológicos independentes, complementando a comparação efetuada com as análises do GFS. Além disso, é possível comparar os dois conjuntos de análises globais, a fim de obter indicações sobre a qualidade dessas análises.

3.5 *Imagens de Satélite*

Assim como os campos de variáveis meteorológicas extraídas de dados de reanálise, as imagens de satélite são úteis para caracterizar o caso ocorrido e avaliar a simulação realizada com o WRF através da comparação das características fundamentais, como tipo de nuvem predominante e estruturas de mesoescala presentes em cada momento.

Foram obtidas para o período de interesse imagens do satélite GOES13 - canal infravermelho (IV). O produto está disponível no acervo de imagens de satélite da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (DSA - CPTEC), no link: <http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes.formulario.logic?i=br>.

3.6 *Estações Convencionais INMET*

Alguns dados de estações meteorológicas convencionais de superfície são empregados para verificar o comportamento de algumas variáveis meteorológicas observadas no decorrer do caso. As estações meteorológicas convencionais do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) possuem sensores que medem parâmetros meteorológicos essenciais. As variáveis são lidas e registradas por observadores. Os dados obtidos para serem usados no presente trabalho estão disponíveis com três leituras diárias, nos horários das 0000, 1200 e 1800 UTC. Os dados podem ser acessados no Banco de Dados para Ensino e Pesquisa do site do INMET, no link: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep>.

3.7 Sondagens Atmosféricas

Outra fonte de dados observacionais de utilidade para os resultados e caracterização do evento aqui estudado são as sondagens atmosféricas. Usualmente as sondagens são obtidas nos principais aeroportos do país duas vezes por dia, nos horários convencionados das 0000 e 1200 UTC, por meio do lançamento de um balão meteorológico com os sensores necessários. Os dados são obtidos a partir do link: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

As sondagens atmosféricas contêm informações de temperatura, umidade e vento ao longo de toda a extensão vertical da troposfera, fornecendo uma visão ampla dos perfis verticais das variáveis e da estrutura termodinâmica atmosférica. O grande diferencial destes dados é exatamente a relevância dos dados de altitude, diferentemente de estações meteorológicas fixas em superfície. Em se tratando de um estudo de Jato de Baixos Níveis, como é o trabalho aqui descrito, o reconhecimento da estrutura vertical atmosférica é fundamental na análise do caso.

3.8 CMORPH

São utilizados dados de estimativas de precipitação via satélite CMORPH (CPC MORPHing technique) como dados observacionais de precipitação a serem comparados com os resultados gerados pelas simulações para esta variável.

Os dados de precipitação CMORPH possuem disponibilidade a cada 30 minutos com espaçamento de $0,07277^\circ$ em latitude e longitude (o que corresponde a 8 km de espaçamento na região equatorial). Tais dados são resultados de uma técnica de estimativa de precipitação que incorpora dados de observações de vários satélites (Joyce et al., 2004).

Cabe salientar que estas estimativas de precipitação, assim como qualquer outro dado de observação remota, devem ser utilizados com ressalvas, pois podem possuir diferentes problemas e erros em representar a realidade ocorrida no evento por conta de dificuldades operacionais de medições, calibrações e amostragens. Dessa forma, reforça-se a importância de incorporar outras ferramentas de dados observacionais, como estações meteorológicas de superfície e radiossondagens, tanto para dados de precipitação quanto para dados que caracterizem a estrutura dinâmica e termodinâmica de um sistema de interesse.

3.9 O índice TNA_c para identificação de ciclones extratropicais explosivos

A rápida redução de pressão no sistema ciclônico é o aspecto que define a intensidade da ciclogênese. Sendo assim, Sanders e Gyakum (1980) propõe um índice de identificação de ciclones explosivos. O índice é denominado Taxa de Aprofundamento da Pressão Central (TNA_c) e é dado por:

$$TNA_c = \frac{\Delta p_c \operatorname{sen}(60^\circ)}{24hPa |\operatorname{sen}(\bar{\phi})|} \quad (3.1)$$

Na Equação 3.6, Δp_c é a queda da PNM em relação ao dado de 24 horas anterior, e $\bar{\phi}$ é a média da latitude da posição do centro do ciclone ao longo do período de 24 horas. O índice é adimensional, mas a nomenclatura usada pelos autores para o valor é o "Bergeron" (Sanders e Gyakum, 1980).

Segundo Sanders (1986), o índice classifica o ciclone como explosivo quando supera o valor de 1,0 Bergeron. Sendo o desenvolvimento explosivo "fraco" quando $1,0 \leq TNA_c \leq 1,2$, "moderado" quando $1,3 \leq TNA_c \leq 1,8$ e "forte" quando $TNA_c > 1,8$.

Como já comentado na seção 2.3, e a grosso modo, ciclones explosivos apresentam queda de pressão de $1 hPa h^{-1}$ durante 24 horas, ou simplesmente $24 hPa dia^{-1}$. Porém, o índice TNA_c é um conceito mais completo, que incrementa alguns parâmetros de ajuste.

3.10 Estimativas da contribuição de umidade do Jato de Baixos Níveis para a precipitação na banda frontal

As variáveis fluxo integrado de umidade e divergência do fluxo integrado de umidade têm sido usadas com frequência para definir a origem do vapor d'água que alimenta sistemas meteorológicos precipitantes e em escoamentos predominantes. Por exemplo, Chen (1985) usa o Fluxo Integrado e a Divergência de Fluxo em um estudo a respeito da distribuição de umidade ao redor do mundo e os principais sentidos de transportes atmosféricos desta propriedade. Van Zomeren e Van Delden (2007) avalia a associação da medida da divergência de fluxo integrado em baixos níveis com a ocorrência de tempestades, concluindo que tal índice fornece informações relevantes e que, quando usada juntamente com outro índice de instabilidade dinâmica, pode ser usado como um preditor de tempestades.

Quadro et al. (2011) também usa variáveis semelhantes na estimativa climatológica do transporte e da convergência de fluxo de umidade associado à ZCAS em um estudo acerca das principais características da precipitação que acompanha esse sistema. Wang e Paegle (1996) integra verticalmente o fluxo de umidade para realizar quantificações climatológicas do transporte dessa propriedade e seu papel no ciclo hidrológico das regiões de estudo.

A formulação empregada para quantificar o transporte de umidade associado ao JBN - e que possui implicações na precipitação gerada no caso em estudo - é:

$$\vec{Q} = \frac{1}{g} \int_{700}^{900} q\vec{V} dp \quad (3.2)$$

O vetor fluxo (\vec{Q}) pode ser expresso nas duas componentes horizontais. Dito de outro modo, é a integração do fluxo de umidade específica nas componentes zonal e meridional:

$$Q_x = \frac{1}{g} \int_{700}^{900} qu dp \quad (3.3)$$

$$Q_y = \frac{1}{g} \int_{700}^{900} qv dp \quad (3.4)$$

Nestas equações, q é a umidade específica, u e v são as componentes zonal e meridional do vento \vec{V} e g é a aceleração da gravidade. Os limites de integração de todas as variáveis escolhidas foi entre os níveis verticais de 900 hPa e 700 hPa para a estimativa ser feita precisamente na camada atmosférica onde o Jato de Baixos Níveis ocorre, eliminando ao máximo as contribuições de outras fontes de umidade.

Além do Fluxo por si só da variável, são determinadas as regiões de divergência ou convergência desse fluxo e a associação destes padrões com a convecção formada no caso em estudo. A formulação da divergência do fluxo de umidade dá-se da seguinte maneira:

$$\text{div}Q = \frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} \quad (3.5)$$

É notável a semelhança estrutural da formulação dos fluxos com o conceito de Água Precipitável (PW), que consiste na quantidade de vapor d'água contido em uma camada vertical atmosférica:

$$PW = \frac{1}{g} \int_t^s q dp \quad (3.6)$$

em que os limites de integração t e s referem-se ao topo e à superfície, respectivamente.

Para realizar comparações mais consistentes entre as estimativas referentes ao fluxo de umidade e a consequente resposta na evolução do sistema precipitante, foi selecionada uma área restrita em que ocorre a passagem da banda frontal, a fim de se obter a somatória das variáveis em área e gerar, assim, séries temporais para o comportamento das variáveis. Esta área é destacada na Figura 3.3 e envolve, aproximadamente, o estado do Paraná, onde a banda precipitante passou com plena configuração, causando chuvas robustas essencialmente na noite do dia 15 para o dia 16/05. A análise dos resultados para esta área é elaborada em um intervalo de tempo restrito, entre às 1200 UTC do dia 15/05 e às 1200 UTC do dia 16/05.

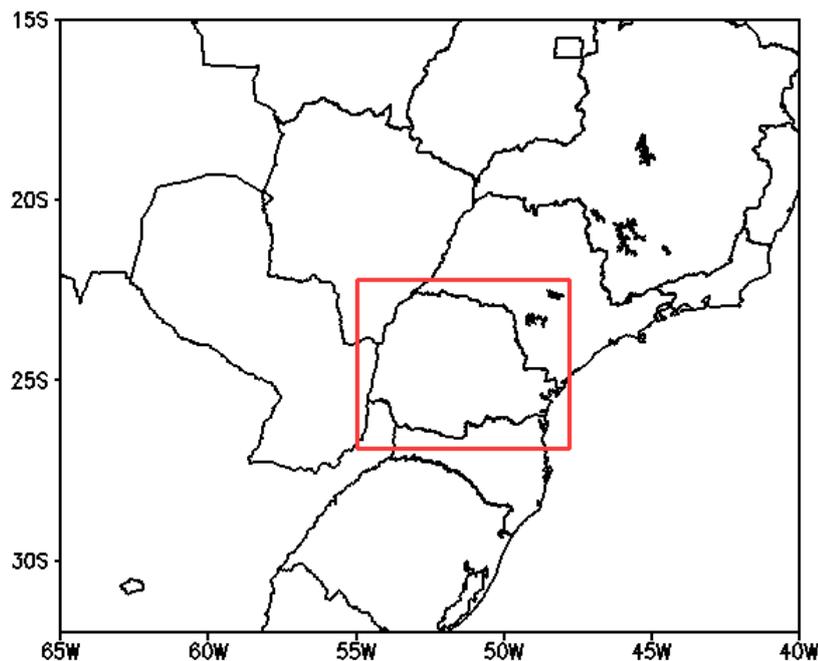


Figura 3.3: Destaque na área selecionada para realizar os somatórios e as comparações entre os resultados referentes às variáveis simuladas (caixa vermelha).

Por fim, a metodologia empregada no estudo do caso e as tarefas cumpridas em cada etapa podem ser resumidas no fluxograma apresentado na figura 3.4. Basicamente, a seleção do caso é cumprida com a verificação da aplicabilidade do caso escolhido aos objetivos do trabalho, além de uma caracterização detalhada da escolha. Após essa etapa, apresentada nos resultados, analisam-se as simulações, em que cada domínio possui objetivos específicos, de acordo com sua escala espacial, seja na simulação-controle ou nas simulações-teste. Tais verificações estão, portanto, resumidas e apresentadas na figura 3.4.

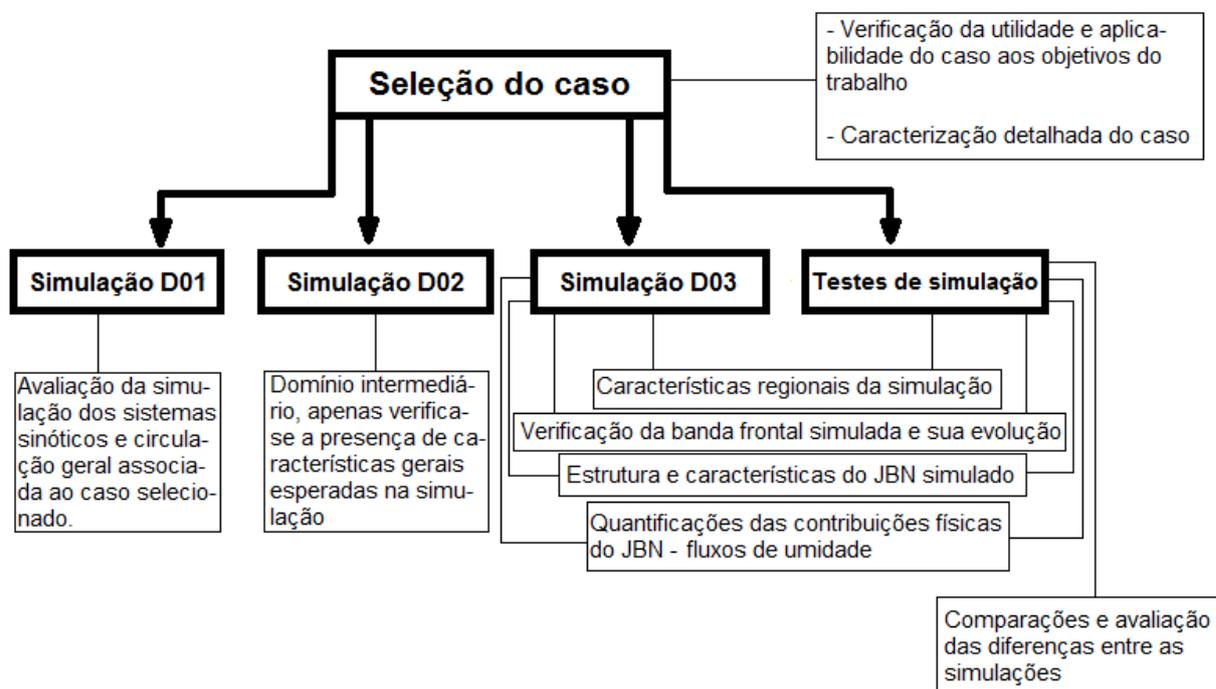


Figura 3.4: Fluxograma da metodologia do estudo de caso e da obtenção dos resultados.

Resultados e Discussões

4.1 Aspectos Sinóticos do Evento de 15 de Maio de 2015

O desenvolvimento do sistema frontal escolhido para estudo de caso neste trabalho apresenta características sinóticas bem definidas. As Figuras 4.1, 4.2 e 4.3 mostram a fase de iniciação e desenvolvimento do ciclone extratropical e do sistema frontal por meio das imagens do satélite GOES13 e de campos em escala sinótica das análises GFS para, respectivamente, 0000 UTC, 0600 UTC e 1200 UTC de 15/05/2016. Pela análise da sequência temporal do campo de altura geopotencial (AGP) em 500 *hPa*, observa-se o deslocamento de oeste de um cavado de níveis médios, que se aproxima do continente sul-americano (Figura 4.1-b) e avança na altura da Argentina nos horários seguintes (Figuras 4.2-b e 4.3-b). A linha tracejada espessa em preto nas Figuras 4.1-b, 4.2-b e 4.3-b marca o eixo desse cavado em 500 *hPa*.

Como consequência do ajuste dinâmico quase-geostrófico, o cavado de 500 *hPa* propicia a diminuição na pressão atmosférica à superfície a leste de sua localização, como verificado pelo aprofundamento do campo de pressão reduzida ao nível do mar (PNM) na altura do Uruguai, destacado pela linha tracejada espessa em vermelho na Figura 4.2-b (0600 UTC). No horário seguinte (1200 UTC), a intensificação da redução da pressão em superfície produz um centro fechado de baixa pressão de 1007 hPa, conforme destacado pela linha tracejada vermelha na Figura 4.3-b.

Situações sinóticas como a descrita acima tipicamente conduzem à formação de convecção úmida profunda no sul do Brasil, Uruguai e leste da Argentina. Pela análise das imagens do satélite GOES13 no canal IV, apresentada com escala de cores em realce segundo a temperatura de brilho dos pixels em Kelvin, a iniciação da convecção profunda

ocorre entre os horários das 0000 UTC (4.1-a) e 0600 UTC (4.2-a) no Uruguai. A cobertura de nebulosidade convectiva e cirrus associados é observada entre o Uruguai e o estado do Rio Grande do Sul. Com a consolidação da queda de pressão e instabilização dinâmica a leste do cavado de níveis médios, a nebulosidade se organiza em forma de sistema frontal. A Figura 4.3-a, válida para 1200 UTC do dia 15 de maio, corrobora a evolução desse processo, pois mostra que o ciclone extratropical está em maturação e a nebulosidade associada começa a mostrar estrutura de nuvem vírgula invertida de escala sinótica, como característico nestes sistemas (Browning, 1986).

As linhas de corrente (LC) em 200 *hPa* nos três instantes abordados nas Figuras 4.1-c (0000 UTC), 4.2-c (0600 UTC) e 4.3-c (1200 UTC) mostram o lento deslocamento para leste de um cavado nas linhas de corrente (LC). As LC divergem sobre o Uruguai e Rio Grande do Sul nos três horários analisados, o que confere suporte dinâmico à convecção profunda nestas áreas. Com as mesmas figuras também se detecta o jato de vento em níveis superiores, que se intensifica ao longo do tempo na retaguarda da frente fria também em intensificação à superfície, por conta da instabilidade baroclínica associada ao intenso gradiente de temperatura à superfície produzido pelo avanço do sistema de alta pressão pelo leste do continente, com estrutura horizontal em superfície bastante meridional. O centro deste sistema de alta pressão encontra-se aproximadamente em $63^{\circ}W$, $50^{\circ}S$, com 1030 *hPa*.

O JBN está bastante ativo neste caso em estudo. A circulação no nível de 850 *hPa* destaca primeiro a presença de escoamento de norte no centro e oeste do Paraguai às 0000 UTC (Figura 4.1-d) e, nas horas seguintes, sua configuração de noroeste sobre o Paraguai às 0600 UTC (Figura 4.2-d), com sua saída sobre o Rio Grande do Sul e às 1200 UTC (Figura 4.3-d) já atingindo as áreas de Santa Catarina e sul do Paraná. O fluxo de noroeste caracteriza-se e intensifica-se principalmente nos horários das 0600 UTC e 1200 UTC do dia 15. Por, tipicamente, transportar calor e umidade pelo fluxo de componente norte para as regiões mais ao sul da AS, as regiões situadas aproximadamente na saída do JBN aparecem em atividade convectiva nas imagens do infravermelho das 0600 UTC (Figura 4.2-a), que corresponde ao início da formação do sistema frontal, e às 1200 UTC (Figura 4.3-a), com a nebulosidade frontal já tomando totalmente o Rio Grande do Sul e o sul de Santa Catarina.

O transporte de calor e umidade pelo fluxo de massa associado ao JBN induz o aumento

dos valores de CAPE, observado às 0600 UTC (Figura 4.2-d) e 1200 UTC (Figura 4.3-d). Esta afirmação é corroborada pelo fato de que, tipicamente, os valores de CAPE à superfície aumentam com o aquecimento superficial diurno, enquanto que, no caso aqui estudado, o aumento de CAPE ocorre nos horários da madrugada e início da manhã de 15/05/2016, antes e durante o nascer do sol, respectivamente, afetando uma área do mapa que coincide com a presença do JBN. Os maiores valores de CAPE nesses mapas chegam a transcender os $1400 J kg^{-1}$ às 1200 UTC (Figura 4.3-d, com valores de CAPE em sombreado).

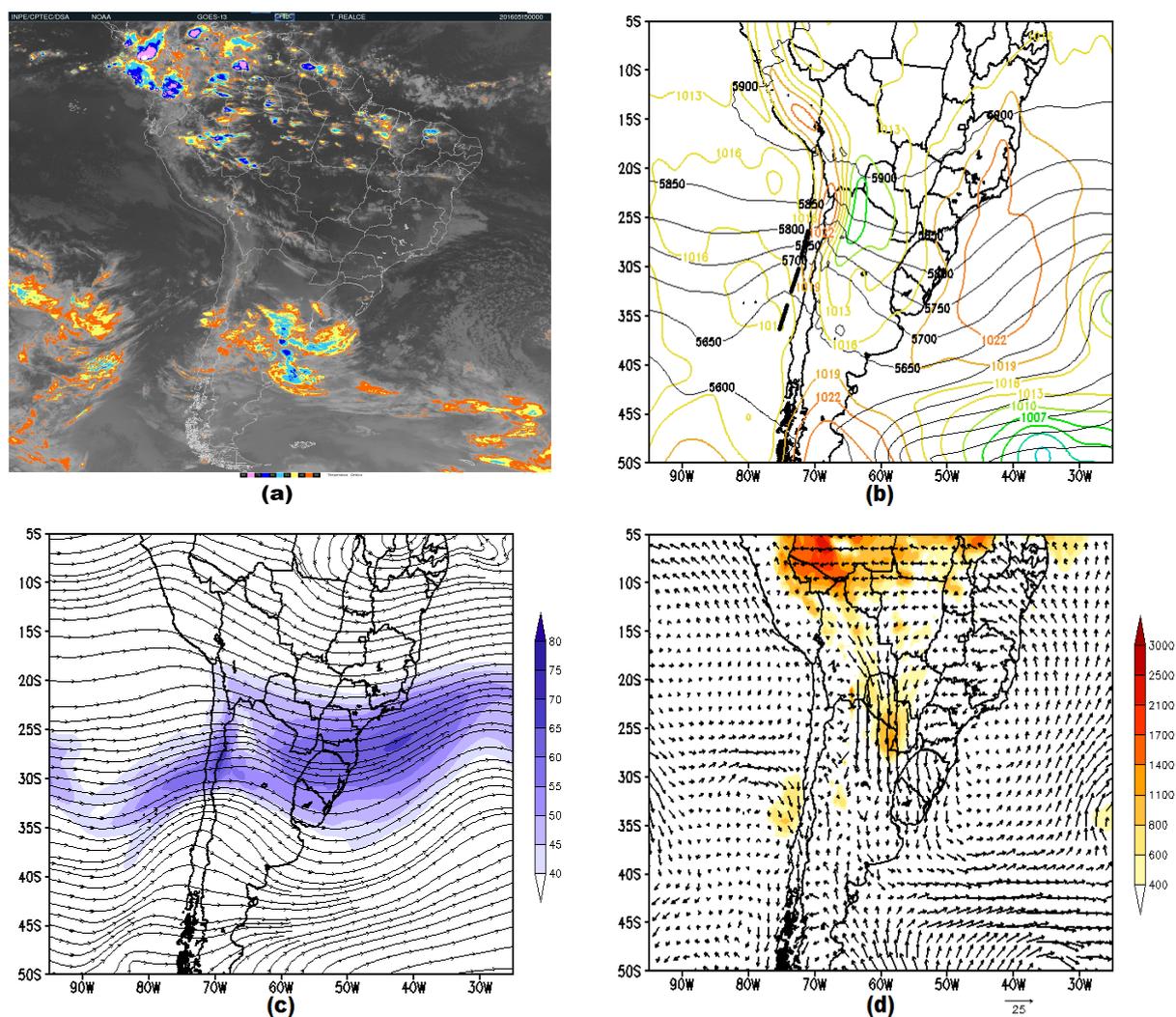


Figura 4.1: (a): Imagem do satélite GOES13 do canal IV; (b): Análise GFS com campos de PNM (isolinhas coloridas, em hPa) e AGP de 500 hPa (isolinhas pretas, em metros geopotenciais); (c): Análise GFS com campo de LC e velocidade do vento em 200 hPa ; (d): Análise GFS com campos de vento em 850 hPa (vetores) e CAPE da parcela de superfície (sombreado em $J kg^{-1}$). Válidos para 15/05/2016 às 0000 UTC.

A frente fria associada ao ciclone extratropical avança pela Região Sul e parte das Regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil ao longo do restante do dia 15 e durante o dia

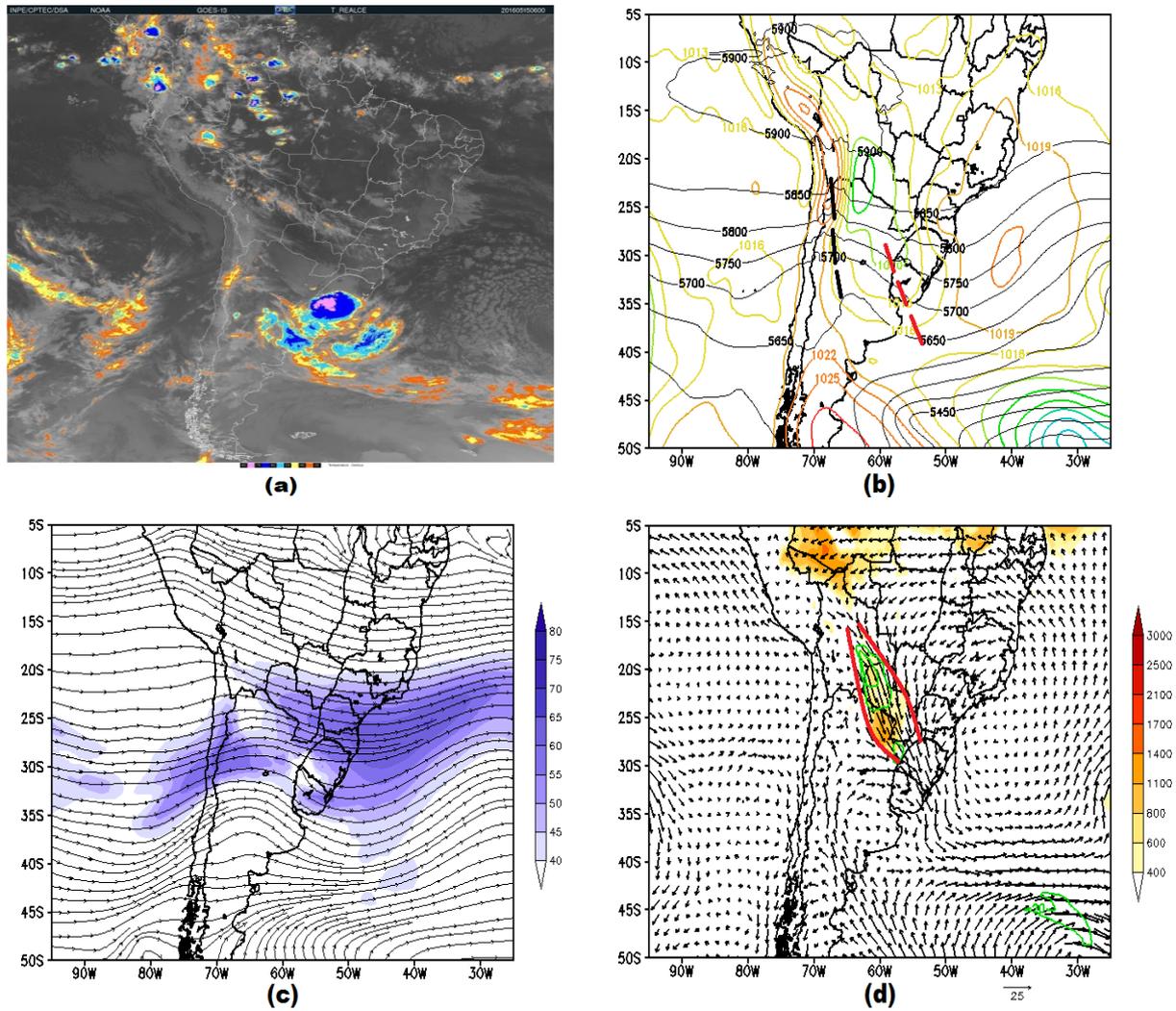


Figura 4.2: (a): Imagem do satélite GOES13 do canal IV; (b): Análise GFS com campos de PNM (isolinhas coloridas, em hPa) e AGP de 500 hPa (isolinhas pretas, em metros geopotenciais); (c): Análise GFS com campo de LC e velocidade do vento em 200 hPa ; (d): Análise GFS com campos de vento em 850 hPa (vetores) e CAPE da parcela de superfície (sombreado em Jkg^{-1}). Válidos para 15/05/2016 às 0600 UTC.

16. A sequência das Figuras 4.4-a a d, válidas para 0000 UTC de 16/05/2016, denota esta evolução do sistema frontal conforme citado, com a ocorrência de sistemas convectivos e, como será visto adiante, precipitação associada. Outro aspecto notável no horário 0000 UTC do dia 16, é que o ciclone extratropical não só se encontra completamente desenvolvido, como também em estágio avançado, visto pelo centro fechado de pressão atmosférica (Figura 4.4-b), com intenso gradiente horizontal de pressão, e pela assinatura da nebulosidade associada (Figura 4.4-a).

Em específico, vê-se que os cavados de níveis superiores (Figuras 4.4-b, para 500 hPa , e c, para 200 hPa) deslocam-se para leste e entram em fase com a baixa em superfície,

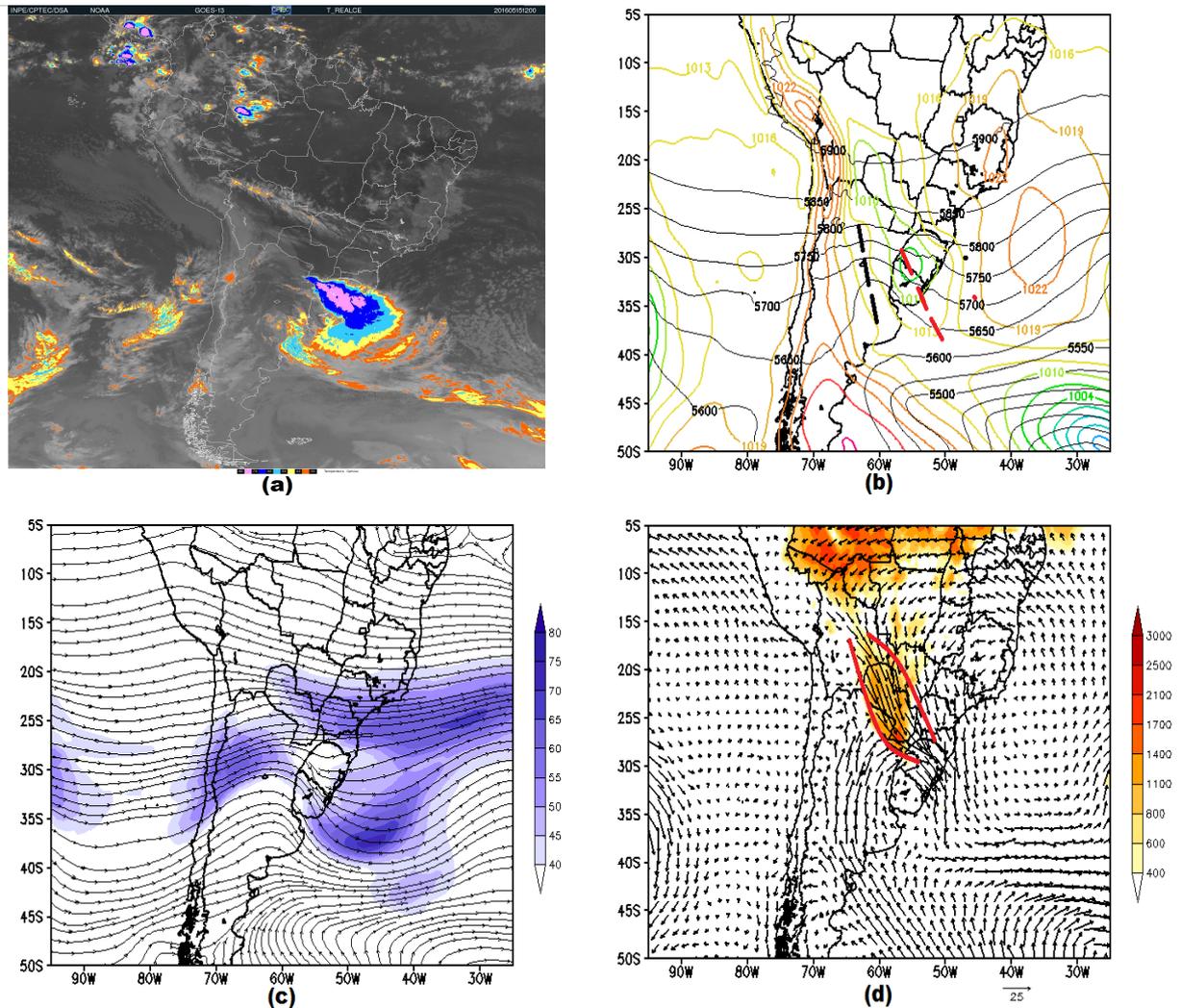


Figura 4.3: (a): Imagem do satélite GOES13 do canal IV; (b): Análise GFS com campos de PNM (isolinhas coloridas, em hPa) e AGP de 500 hPa (isolinhas pretas, em metros geopotenciais); (c): Análise GFS com campo de LC e velocidade do vento em 200 hPa ; (d): Análise GFS com campos de vento em 850 hPa (vetores) e CAPE da parcela de superfície (sombreado em Jkg^{-1}). Válidos para 15/05/2016 às 1200 UTC.

denotando então a oclusão da baixa em superfície. O cavado de 500 hPa amplifica-se, enquanto seu eixo adquire inclinação mais meridional, conforme o tracejado de destaque na Figura 4.4-b.

As configurações da circulação em 850 hPa vinculada ao JBN se modificam no horário das 0000 UTC de 16/05/2016 (Figura 4.4-d). O escoamento de sentido noroeste na zona de vanguarda do sistema frontal se mantém, mas a configuração observada não apresenta padrão de JBN tão bem definido como nos horários anteriores. A região espacial com CAPE de valores mais altos acompanha a região de vanguarda da banda de nebulosidade convectiva associada à frente fria observada por satélite, com valores que ultrapassam

$1000 J kg^{-1}$ em uma área significativa. Por se tratar de dados de uma análise de modelo global, valores de CAPE da ordem de $1000 J kg^{-1}$ são normalmente altos para indicação de instabilidade atmosférica, de acordo com limiares encontrados em Nascimento (2005), utilizados corriqueiramente para definir os critérios de instabilidade para cálculos de CAPE obtidos por medidas de radiossondagens.

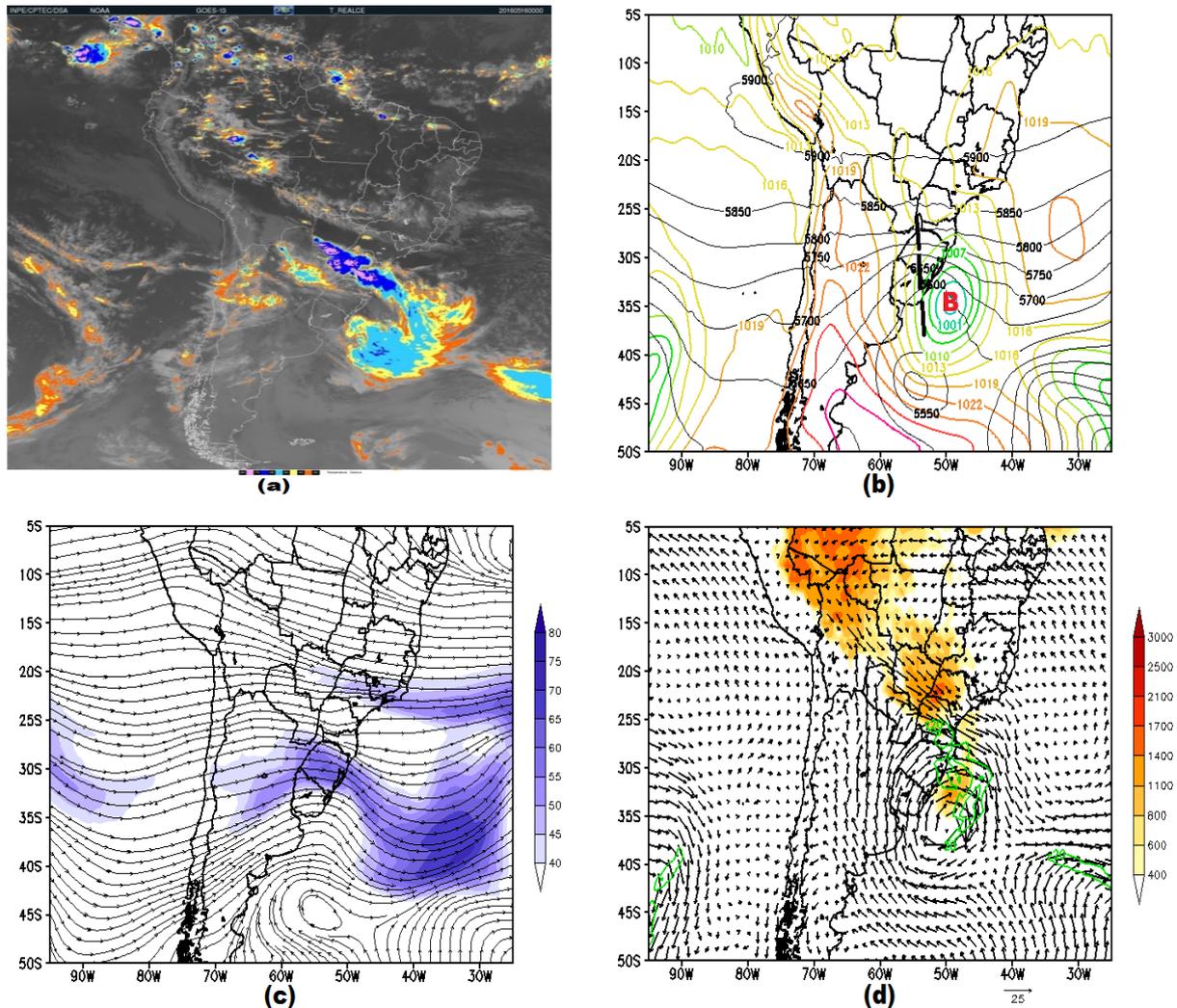


Figura 4.4: (a): Imagem do satélite GOES13 do canal IV; (b): Análise GFS com campos de PNM (isolinhas coloridas, em hPa) e AGP de 500 hPa (isolinhas pretas, em metros geopotenciais); (c): Análise GFS com campo de LC e velocidade do vento em 200 hPa ; (d): Análise GFS com campos de vento em 850 hPa (vetores) e CAPE da parcela de superfície (sombreado em $J kg^{-1}$). Válidos para 16/05/2016 às 0000 UTC.

Nas imagens de satélite e nos campos de PNM e AGP de 500 hPa, representados respectivamente pelas Figuras 4.5-a e b - que são válidas para o horário 1800 UTC do dia 16/05/2016 - são notáveis estes aspectos do sistema, típicos para o estágio de oclusão. Nesse estágio avançado do sistema, o centro de baixa pressão chega, em meio à região oceânica -

em torno das coordenadas $42^{\circ}W$, $37^{\circ}S$ - a valores de menos de $992 hPa$ de pressão reduzida ao nível do mar nesse horário (Figura 4.5-b). Como descrito, o desenvolvimento do ciclone leva à oclusão do sistema frontal e praticamente à sobreposição entre o cavado de níveis médios e a baixa de superfície. Porém, o que chama a atenção neste caso, é que todo o processo ocorre num período de aproximadamente 24 horas.

Nota-se também na imagem de satélite (Figura 4.5-a), que no fim do dia 16 ocorre formação de sistemas convectivos de pequena escala no estado de São Paulo, destacados pelo círculo em vermelho sobre a imagem, associados com a frente fria, mas que se localizam de forma descolada da banda de nebulosidade e na retaguarda da zona frontal. A Figura 4.5-d mostra valores elevados de CAPE nessa região, chegando a até $2500 J kg^{-1}$, sendo esse um aspecto que indica instabilidade suficiente para formação de células convectivas profundas, desde que haja mecanismos de levantamento das parcelas de ar de baixos níveis de forma a superar a inibição convectiva (Nascimento, 2005).

4.1.1 Perfis Verticais do Vento das Análises GFS

Em relação à caracterização do JBN pelos dados do GFS, além dos campos horizontais analisados anteriormente, é fundamental analisar o perfil vertical do vento obtido com estes dados, a fim de se aplicar os critérios de Bonner (1968) para a precisa verificação da ocorrência ou não do fenômeno JBN. Para essa verificação, denotada doravante como "critérios de Bonner", foram escolhidas duas localizações: uma, nas coordenadas correspondentes à cidades de Mariscal José Felix Estigarribia ($22.03^{\circ}S$, $60.61^{\circ}W$), no norte do Paraguai, e outra, em Foz do Iguaçu ($25.54^{\circ}S$, $54.58^{\circ}W$), no estado do Paraná, Brasil, em função de suas posições geográficas no mapa em relação ao JBN. Sendo assim, a Figura 4.6 contém perfis verticais de vento para as cidades mencionadas para três horários: 0600 UTC e 1200 UTC do dia 15/05 e 0000 UTC do dia 16/05.

De forma geral, a análise dos perfis verticais da magnitude do vento nas localizações acima citadas corrobora que a atuação do JBN se dá essencialmente na primeira metade do dia 15/05, período anterior à passagem da frente fria por tais localidades, o que coincide com o início e intensificação dos sistemas convectivos associados à banda frontal descritos nas análises sinóticas. O perfil vertical da magnitude do vento mostra configuração muito

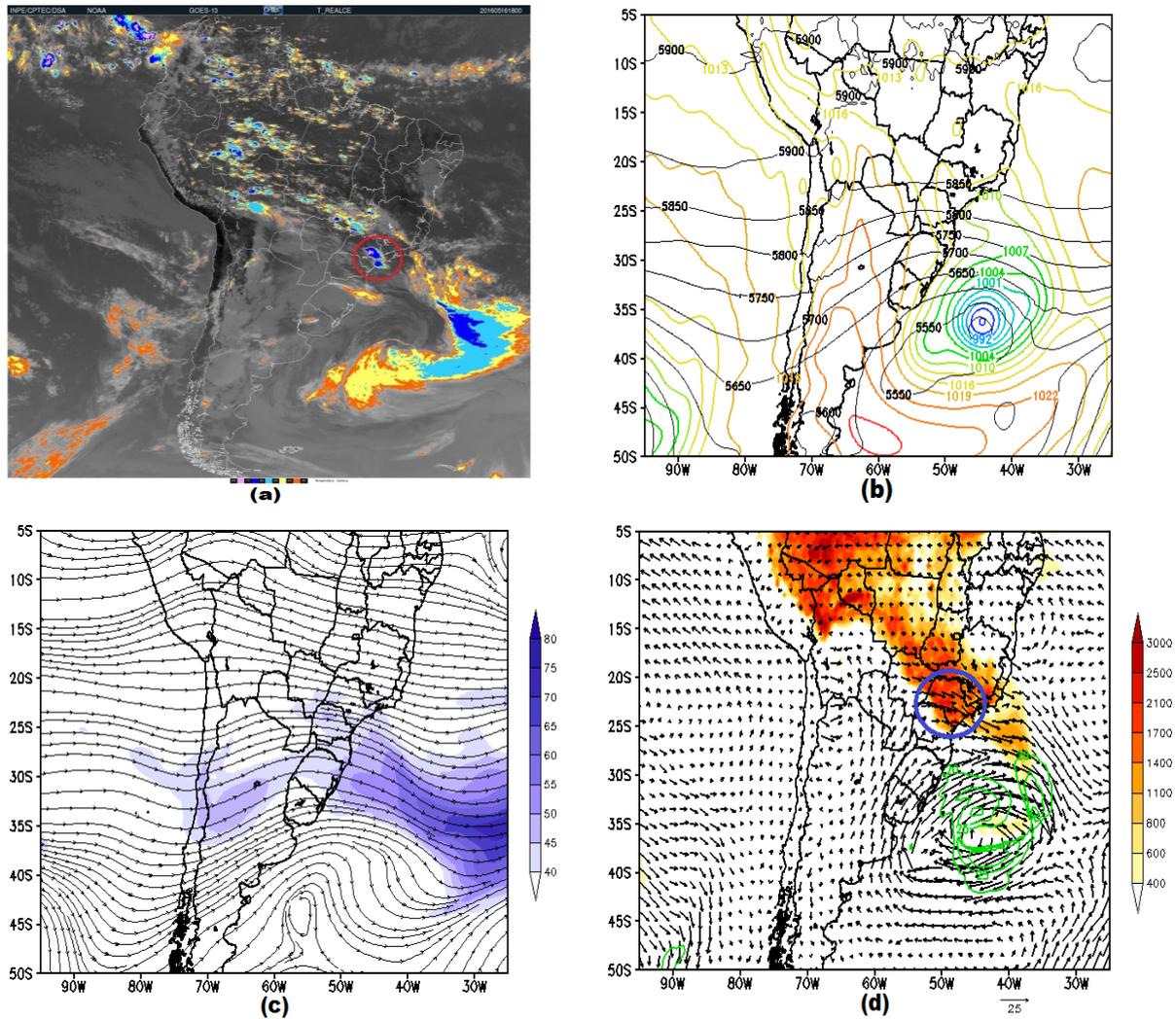


Figura 4.5: (a): Imagem do satélite GOES13 do canal IV; (b): Análise GFS com campos de PNM (isolinhas coloridas em hPa) e AGP de 500 hPa (isolinhas pretas em metros geopotenciais); (c): Análise GFS com campo de LC e velocidade do vento em 200 hPa ; (d): Análise GFS com campos de vento em 850 hPa (vetores) e CAPE da parcela de superfície (sombreado em Jkg^{-1}). Válidos para 16/05/2016 às 1800 UTC.

bem definida do JBN para a sua parte corrente-acima, isto é, na região do Paraguai e sul da Bolívia, neste período correspondente à primeira metade do dia 15. Isso é ilustrado com as Figuras 4.6-a e 4.6-b, que são relativas aos horários das 0600 UTC e 1200 UTC do dia 15, respectivamente. Nota-se nas figuras, que o nível isobárico de máximo relativo na magnitude do vento é o de 800 hPa, com magnitude de cerca de $26 m s^{-1}$ em ambos os horários. A partir das 1200 UTC, o perfil do tipo jato se desfaz nessa localidade e o fluxo se desconfigura. Mesmo assim, durante a noite do dia 15 para o dia 16/05, nota-se novamente, em alguns horários, um escoamento intensificado nos níveis inferiores. A Figura 4.6-c, válida para as 0000 UTC do dia 16, demonstra esse aspecto para essa região

corrente-acima do fluxo, com o máximo chegando à 20 m s^{-1} neste horário citado para a cidade de Mariscal Estigarribia.

As mesmas características não se podem inferir em relação à região de saída do jato, isto é, corrente-abaixo do fluxo do JBN. No horário das 0600 UTC do dia 15 (Figura 4.6-d), o perfil ainda satisfaz aos critérios de Bonner, com padrão de jato observado na distribuição vertical de magnitude do vento, máximo de vento no nível isobárico de 900 hPa com magnitude de cerca de 18 m s^{-1} e diminuição de intensidade do vento em cerca de 6 m s^{-1} em relação ao mínimo relativo de vento nos níveis adjacentes acima. No entanto, nos horários seguintes ocorre uma rápida intensificação na magnitude do vento em níveis acima, de forma que, a rigor, os critérios de Bonner não sejam mais satisfeitos a partir do horário das 1200 UTC (Figura 4.6-e) nesta localidade. A partir dessa primeira metade do dia 15 então, o JBN não se define mais e o perfil não apresenta configuração típica do fenômeno, como visto na Figura 4.6-f, válida para o horário das 0000 UTC do dia 16/05/2016 em Foz do Iguaçu.

4.1.2 Comportamento das variáveis medidas

Para completar a análise do ciclo de vida do sistema frontal estudado, a Figura 4.7 apresenta o comportamento de algumas variáveis ao longo da passagem do sistema. Os gráficos mostram as séries temporais das variáveis temperatura de bulbo seco e de bulbo úmido, pressão atmosférica e a componente meridional do vento obtidas de estações convencionais do INMET para três cidades: Uruguaiana (Latitude: $29,74^{\circ}\text{S}$, Longitude: $57,08^{\circ}\text{W}$), Chapecó (Latitude: $27,09^{\circ}\text{S}$, Longitude: $52,61^{\circ}\text{W}$) e São Paulo (Latitude: $23,54^{\circ}\text{S}$, Longitude: $46,63^{\circ}\text{W}$). As séries de dados destas estações convencionais estão disponíveis em três horários sinóticos diários: 0000, 1200 e 1800 UTC.

Para Uruguaiana, a passagem do sistema frontal - conforme observado também nas imagens de satélite e campos meteorológicos das figuras anteriores - ocorre logo após as 1200 UTC do dia 15/05. Nos horários anteriores a esse, nota-se queda persistente da pressão atmosférica na estação (linha e pontos vermelhos na Figura 4.7-b) e vento meridional com componente negativa, isso é, com componente de norte (linha e pontos vermelhos na Figura 4.7-a). Algumas horas depois da passagem do sistema, é notável a resposta nas variáveis:

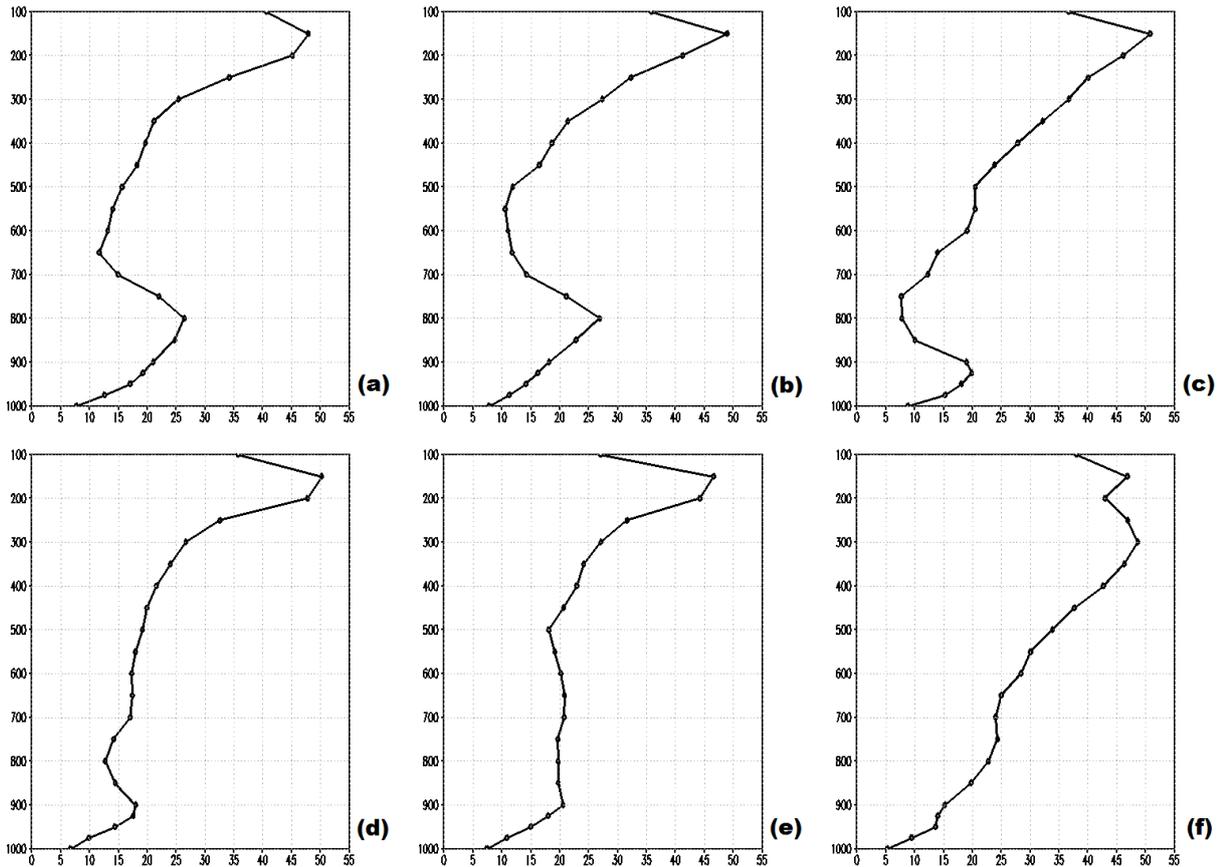


Figura 4.6: (a): Perfil vertical da magnitude do vento para o local de Mariscal José Félix Estigarribia (Paraguai), obtido da análise GFS às 0600 UTC do dia 15/05; (b): Idem a (a), mas válido para às 1200 UTC do dia 15/05; (c): Idem a (a), mas válido para às 0000 UTC do dia 16/05; (d): Perfil vertical da magnitude do vento para o local de Foz do Iguaçu, obtido da análise GFS às 0600 UTC do dia 15/05; (e): Idem a (d), mas válido para às 0600 UTC do dia 15/05; (f): Idem a (d), mas válido para às 0000 UTC do dia 16/05.

o vento adquire componente meridional de sul no fim do dia 15/05 (medida das 0000 UTC do dia 16/05 na Figura 4.7-a); tendência de queda nas temperaturas (a partir da medida das 1800 UTC do dia 15/05 nas Figuras 4.7-a e 4.7-b) e aumento da pressão atmosférica (Figura 4.7-b).

Nas outras localidades, o padrão de comportamento das variáveis meteorológicas é o mesmo, ainda que os tempos de resposta à passagem do sistema sejam um poucos distintos. O ciclo temporal dessas variáveis corresponde ao modelo clássico conceitual descrito em livros-texto básicos de meteorologia sinótica, como (Petterssen, 1956) e (Wallace e Hobbs, 2006).

Para Chapecó, a passagem da frente é observada entre o fim do dia 15 e início do dia 16/05. O vento meridional inverte o seu sentido, passando de norte para sul entre

0000 UTC e 1200 UTC do dia 16 (Figura 4.7-c). Enquanto isso, a tendência esperada de aumento de pressão (Figura 4.7-d) e queda das temperaturas na estação de Chapecó se manifesta após o horário 1800 UTC do dia 16. Os horários dessas mudanças nas variáveis de superfície não se diferenciam excessivamente em relação aos horários de Uruguaiana, até pela relativa proximidade geográfica das duas cidades.

Em São Paulo, as temperaturas apresentam tendência de aumento nos dois dias que antecedem a passagem do sistema, refletindo a situação pré-frontal de ventos com componente noroeste. A passagem do sistema frontal é registrada na tarde do dia 16/05. A pressão atmosférica está em queda até as 1800 UTC do dia 16 (Figura 4.7-f) e o vento meridional sopra com componente do quadrante norte durante esse período (Figura 4.7-e). Desta forma, as inversões das tendências nas variáveis para as medidas da estação da cidade de São Paulo só são notadas nos horários finais mostrados nas Figuras 4.7-e e 4.7-f).

4.2 Verificação dos Resultados das Simulações na Escala Sinótica (Domínio D27 - Experimento-controle)

Nesta subseção, os resultados obtidos na grade de 27 km de espaçamento horizontal do modelo WRF são analisados de forma a verificar o grau qualitativo de correspondência entre os resultados simulados pelo WRF e os da reanálise ERA-Interim, com foco nos padrões de circulação fundamentais em diferentes níveis atmosféricos e nos campos de pressão à superfície, complementando-se com análises de imagens do satélite GOES13, quando necessário. Essas avaliações são performadas usando os resultados do experimento-controle, sem necessariamente apresentar no documento os resultados dos experimentos-teste, pois as diferenças essenciais entre as simulações não estão nos campos sinóticos básicos e, baseado na avaliação feita dos resultados, assume-se que a análise feita apenas com o experimento-controle fornece informações suficientes sobre o comportamento das simulações em escala sinótica

As Figuras 4.8, 4.9 e 4.10 colocam lado a lado alguns campos de interesse provenientes das análises Era-Interim e os campos correspondentes obtidos das simulações WRF para, respectivamente, os horários das 1200 UTC do dia 15/05/2016, e das 0000 UTC e 1200 UTC do dia 16/05/2016.

Na sequência temporal dos campos de PNM e AGP apresentados, nota-se a corres-

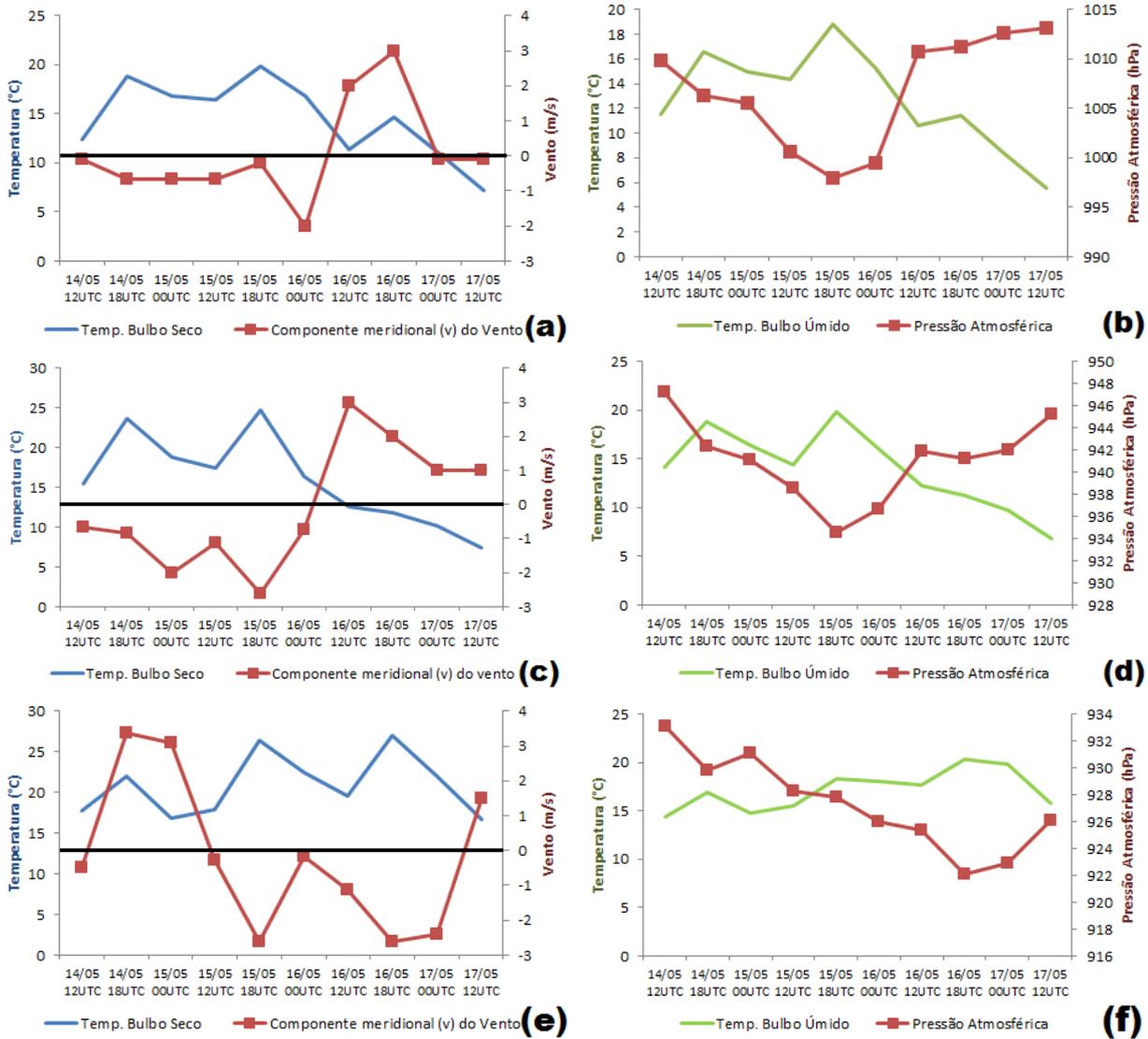


Figura 4.7: (a): Série temporal de temperatura de bulbo seco (linha contínua azul) e componente meridional do vento (linha e pontos vermelhos) obtidas da estação convencional do INMET em Uruguaiana-RS; (b): Série temporal de temperatura de bulbo úmido (linha contínua verde) e pressão atmosférica (linha e pontos vermelhos) obtidas da estação convencional do INMET em Uruguaiana-RS; (c): Idem a (a), mas para a cidade de Chapecó-SC; (d): Idem a (b), mas para a cidade de Chapecó-SC; (e): Idem a (a), mas para a cidade de São Paulo-SP; (f): Idem a (b), mas para a cidade de São Paulo-SP. Todas válidas para o período entre 14/05/2016 às 1200 UTC e 17/05/2016 às 1200 UTC.

pondência qualitativa positiva entre os campos comparados. Em especial, verifica-se concordância no posicionamento e na amplitude do cavado de níveis médios e superiores e dos sistemas de pressão à superfície, o que denota concordância tridimensional entre os conjuntos de dados. Desperta a atenção o ciclone extratropical em intensificação nas latitudes entre o Uruguai e o RS. A partir das 1200 UTC do dia 15/05, o campo de pressão à superfície apresenta uma isóbara totalmente fechada de 1007 hPa sobre o noroeste do

Uruguai e fronteira com o estado do Rio Grande do Sul nos dados do ERA-Interim (Figura 4.8-a). Apesar desse sistema fechado não estar perfeitamente caracterizado na simulação (Figura 4.8-b), o abaixamento da pressão ocorre exatamente na mesma região e no mesmo horário. Observa-se também o deslocamento de oeste do cavado de 500 hPa em ambos os campos. As semelhanças são também observadas nos horários posteriores, das 0000 UTC do dia 16/05 (Figuras 4.9-a e b) e das 1800 UTC de 16/05 (Figuras 4.10-a e b), quando o ciclone extratropical atinge, respectivamente, o estágio maduro e segue em seu ciclo de vida para o estágio de oclusão. O centro do ciclone encontra-se aproximadamente nas coordenadas 35°S e 50°W em ambos os campos às 0000 UTC (Figuras 4.9-a e 4.9-b) e nas coordenadas 36°S e 44°W às 1800 UTC do dia 16 (Figuras 4.10-a e 4.10-b). Nestes mesmos horários, também em níveis médios observa-se correspondência qualitativa entre os cavados baroclínicos das reanálises e das simulações com o WRF.

Em relação aos campos de circulação em altos níveis atmosféricos, pequenas diferenças espaciais são perceptíveis entre as reanálises ERA-Interim (Figuras 4.8-c e 4.9-c) e os resultados simulados (Figuras 4.8-d e 4.9-d), embora, de forma geral, observa-se concordância na estrutura de ambos os jatos: o Jato Subtropical, com núcleo em torno de 25°S, e o Jato Polar, com dois núcleos de máxima magnitude, um em torno de 30°S, e outro, em torno de 35°S. Identifica-se, também, que o núcleo de máximas velocidades do Jato Subtropical é menos intenso na simulação WRF, enquanto, de forma oposta, o núcleo de máximas magnitudes do Jato Polar está mais intenso na simulação. Contudo, tais diferenças não ultrapassam os 10 % nos valores de magnitude do vento. O Jato Polar de Altos Níveis está diretamente associado à formação da zona frontal de superfície, pois ele se intensifica na faixa de máximo gradiente térmico em níveis inferiores, que é uma característica comum das frentes frias (Wallace e Hobbs, 2006).

Em relação à circulação de baixos níveis (nível de 850 hPa), também há semelhança robusta (qualitativa) entre os padrões demonstrados nas reanálises e os da simulação nos três horários analisados. Em especial, destaca-se a comparação entre a posição e magnitude do JBN entre ambos os conjuntos de dados às 1200 UTC de 15/05/2016 (Figura 4.8-e e f), horário de máxima definição do fenômeno. Por outro lado, a variável CAPE nessas mesmas figuras e nos demais horários (Figuras 4.9-e e f e 4.10-e e f) contém diferenças significativas, com os campos simulados mais intensos nos 3 horários. Esta diferença é explicada pelo aumento de resolução espacial horizontal e vertical na simulação, o que

proporciona maior detalhamento dos processos radiativos de superfície e da CLP, como o aquecimento diurno da superfície e dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível e latente. O maior detalhamento desses processos alteram diretamente os valores calculados de CAPE para as parcelas que iniciam seu levantamento a partir da superfície, que é função da temperatura e temperatura do ponto de orvalho de superfície, além do perfil vertical de temperatura do ar medido pela sonda. Estas influências da resolução do modelo regional são mais facilmente identificadas nos mapas na região amazônica, onde se observa uma vasta área com valores acima de 2000 Jkg^{-1} , além de algumas faixas mais estreitas com valores que transcendem os 3000 Jkg^{-1} , o que não é observado nas reanálise ERA-Interim. Para as reanálises, verificam-se algumas faixas de CAPE acima de 2000 Jkg^{-1} somente às 0000 UTC de 16/05/2016 (Figura 4.9-e), que corresponde ao horário posterior ao de máximo aquecimento diurno, o que não é o caso nos horários das 1200 UTC de 15/05/2016 (Figura 4.8-e) e 1800 UTC de 16/05/2016 (Figura 4.10-e).

No estágio avançado do ciclone extratropical, no horário das 1800 UTC do dia 16/05 (Figura 4.10), a passagem da frente fria pela altura do estado de São Paulo produz precipitação à superfície, consumindo, assim, a energia disponível representada pelo CAPE na região, como verificado na (Figura 4.10-f), enquanto que a reanálise ERA-Interim aponta CAPE de mais de 1100 Jkg^{-1} na região, uma vez que não há precipitação nos dados da reanálise e, portanto, não há como consumir o CAPE e resfriar a superfície por precipitação. A própria análise do GFS neste horário aponta CAPE bastante elevado, sem a lacuna de CAPE na região de São Paulo (ver Figura 4.5-d).

Para auxiliar a análise da banda frontal simulada, a Figura 4.11 mostra a comparação entre imagens do satélite GOES13 no canal infravermelho (Figuras 4.11-a, 4.11-c e 4.11-e) e campos da variável OLR - Radiação de Onda Longa Emergente, em Wm^{-2} - como simulado no experimento-controle (Figuras 4.11-b, 4.11-d e 4.11-f), respectivamente para os horários das 1500 UTC do dia 15/05/2016, 0300 UTC do dia 16 e 1500 UTC também do dia 16. A variável OLR é, então, usada para atestar a assinatura do sistema de nebulosidade simulado, uma vez que os valores menores de radiação de onda longa, destacados nos campos do WRF mostrados, estão associados a menores temperaturas de emissão e, portanto, associam-se com a nebulosidade de níveis superiores da troposfera. Dessa forma, pode-se identificar na simulação, em especial, a nebulosidade originada por meio de convecção profunda. As imagens de satélite no canal infravermelho são obtidas através do

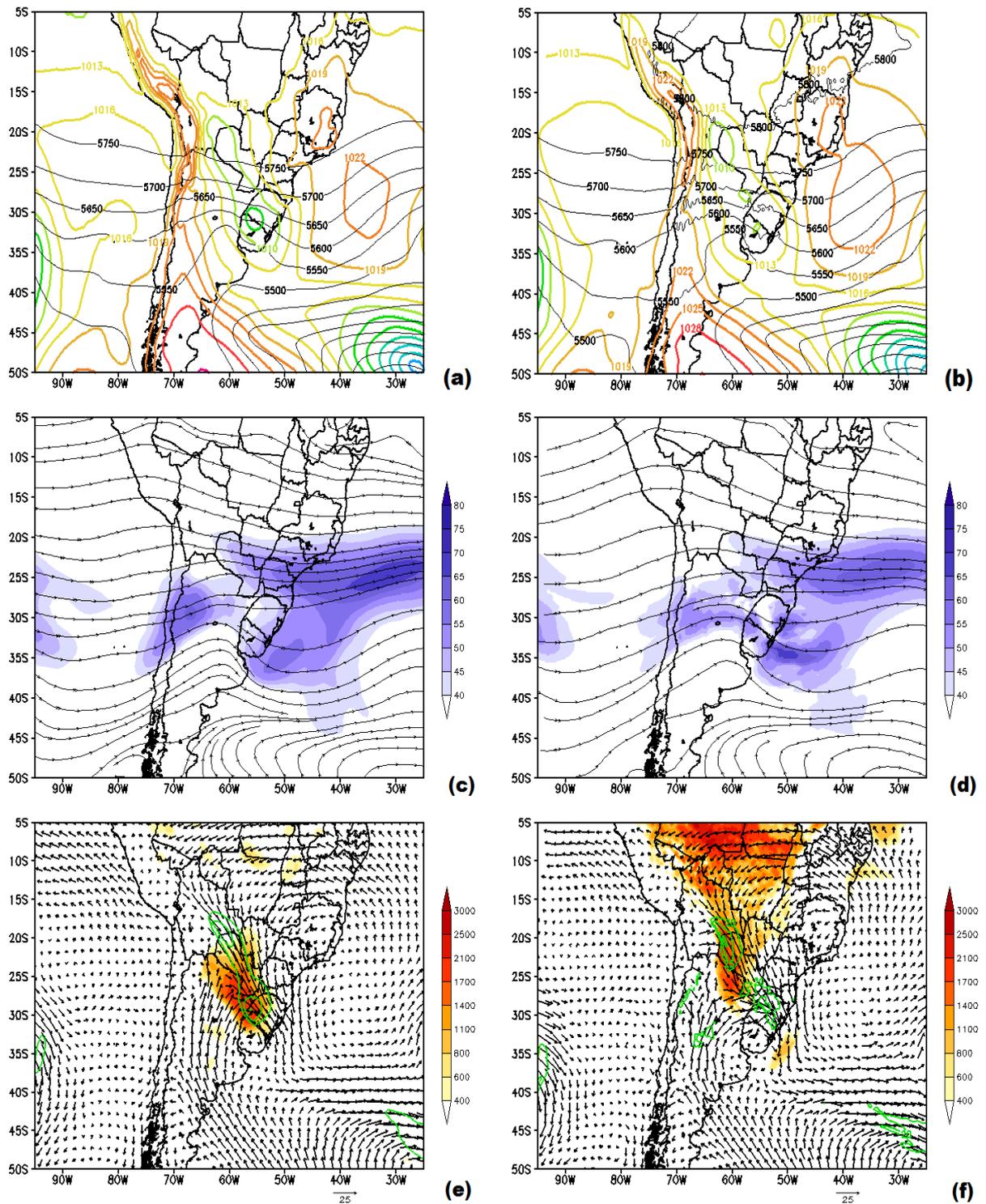


Figura 4.8: Campos de PNM (isolinhas coloridas em hPa) e AGP de 500 hPa (isolinhas pretas em metros geopotenciais) para (a) Reanálise ERA-Interim e (b) Simulação WRF; Campos de LC e velocidade do vento (sombreado colorido) em 200 hPa para (c) Reanálise ERA-Interim e (d) Simulação WRF; Campos de vento em 850 hPa (vetores) e CAPE da parcela de superfície (sombreado em $J kg^{-1}$) para (e) Reanálise ERA-Interim e (f) Simulação WRF. Válidos para 15/05/2016 às 1200 UTC.

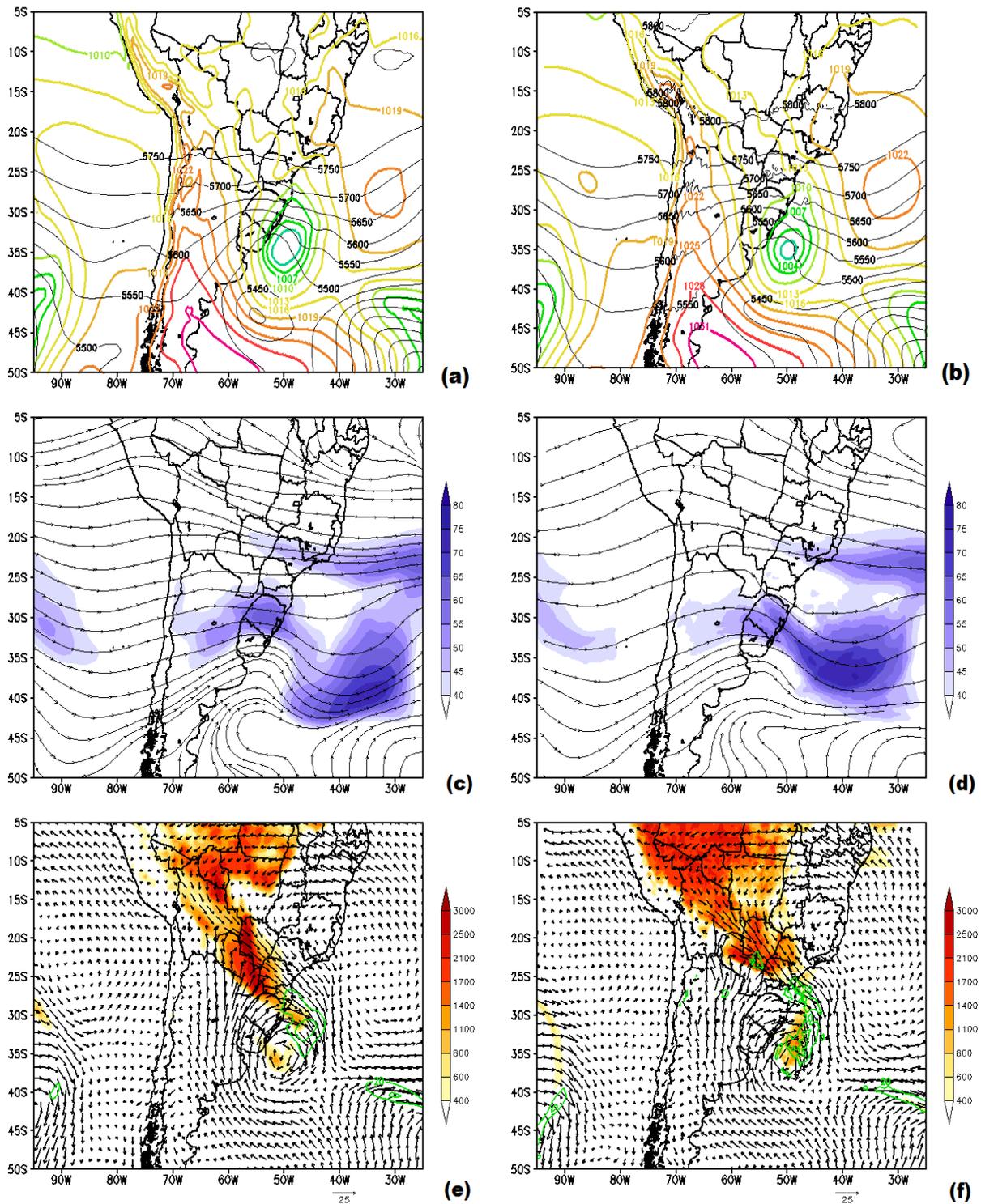


Figura 4.9: Campos de PNM (isolinhas coloridas em hPa) e AGP de 500 hPa (isolinhas pretas em metros geopotenciais) para (a) Reanálise ERA-Interim e (b) Simulação WRF; Campo de LC e velocidade do vento (sombreado colorido) em 200 hPa para (c) Reanálise ERA-Interim e (d) Simulação WRF; Campos de vento em 850 hPa (vetores) e CAPE da parcela de superfície (sombreado em $J kg^{-1}$) para (e) Reanálise ERA-Interim e (f) Simulação WRF. Válidos para 16/05/2016 às 0000 UTC.

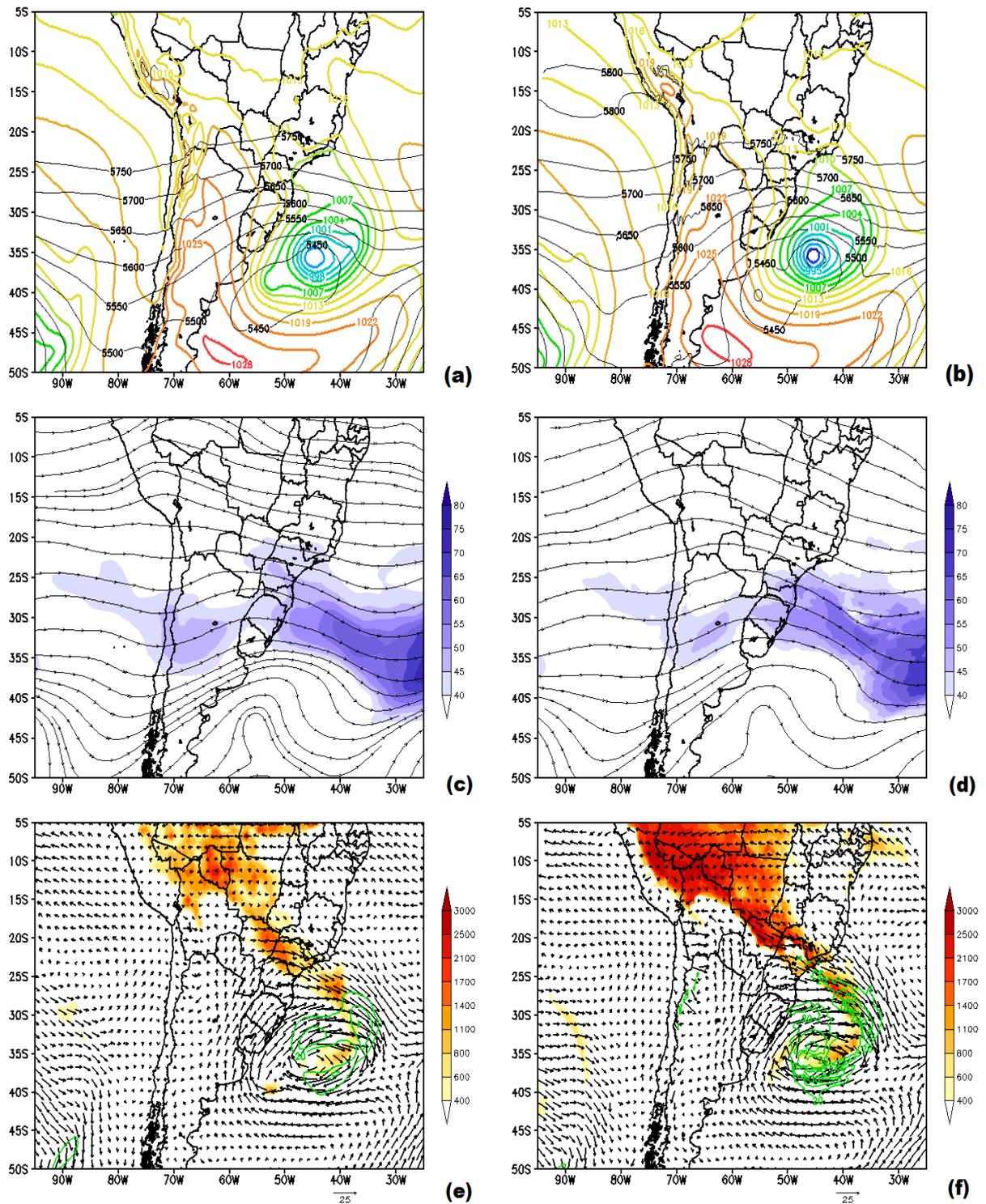


Figura 4.10: Campos de PNM (isolinhas coloridas em hPa) e AGP de 500 hPa (isolinhas pretas em metros geopotenciais) para (a) Reanálise ERA-Interim e (b) Simulação WRF; Campo de LC e velocidade do vento (sombreado colorido) em 200 hPa para (c) Reanálise ERA-Interim e (d) Simulação WRF; Campos de vento em 850 hPa (vetores) e CAPE da parcela de superfície (sombreado em $J kg^{-1}$) para (e) Reanálise ERA-Interim e (f) Simulação WRF. Válidos para 16/05/2016 às 1800 UTC.

mesmo conceito, em que se associam menores valores de OLR a menores temperaturas de brilho. Em suma, ambos os conjuntos de dados são diretamente comparáveis.

A análise da Figura 4.11 mostra, em geral, a boa qualidade da simulação no experimento-controle, por conta da significativa correspondência espacial entre a banda de nebulosidade simulada e as imagens do satélite GOES13, com algumas diferenças pontuais de profundidade no interior do domínio da nebulosidade. No horário das 1500 UTC do dia 15/05/2016 (Figuras 4.11-a e b), a nebulosidade apresenta um aspecto ainda não bem definido, influenciando boa parte do estado do Rio Grande do Sul, além de uma larga região oceânica. Às 0300 UTC de 16/05/2016 (Figura 4.11-c e d), a banda frontal adquire forma de linha sobre o continente, enquanto, sobre o oceano, é marcante o aspecto de nuvem do tipo vírgula invertida em ambas as figuras. No continente, a banda de nebulosidade encontra-se no seu maior nível de profundidade vertical, abrangendo parte dos estados de Santa Catarina, sul do Mato Grosso do Sul e quase todo o Paraná. Há excelente concordância qualitativa na assinatura da banda frontal simulada em relação às imagens obtidas pelo satélite GOES13.

No horário das 1500 UTC do dia 16/05/2016, a banda frontal observada com o satélite não mostra atividade significativa sobre o continente (Figura 4.11-e), enquanto que o WRF simula uma fração remanescente de banda de nebulosidade sobre o estado de São Paulo (Figura 4.11-f), uma vez que as condições para maior sobrevivência da banda frontal permanecem na simulação, com altos valores de CAPE no continente nas horas imediatamente anteriores, a forte intensidade do ciclone extratropical na costa sul do Brasil e a posição do eixo do cavado de 500 hPa, mostrados nas figuras anteriores.

4.2.1 *Demonstração da Característica Explosiva do Ciclone Extratropical (Domínio D27 - Simulação-controle)*

A rápida intensificação do ciclone extratropical, já no oceano, é demonstrada na Figura 4.12, que apresenta os campos de taxa de queda da pressão ao nível médio do mar para os dados de reanálise ERA-Interim (Figuras 4.12-a e 4.12-c) e para os dados simulados com o WRF (Figuras 4.12-b e 4.12-d) para os intervalos, respectivamente, entre 1200 UTC do dia 15/05/2016 e 0000 UTC do dia 16 e entre 0000 UTC do dia 16 e 1200 UTC do mesmo dia. Dessa forma, as figuras são válidas para os horários mostrados, mas com base na taxa de queda de pressão calculada para uma janela de 12 horas anteriores. A queda de pressão é a variável que aponta a região onde o ciclone está se intensificando ou, então, o

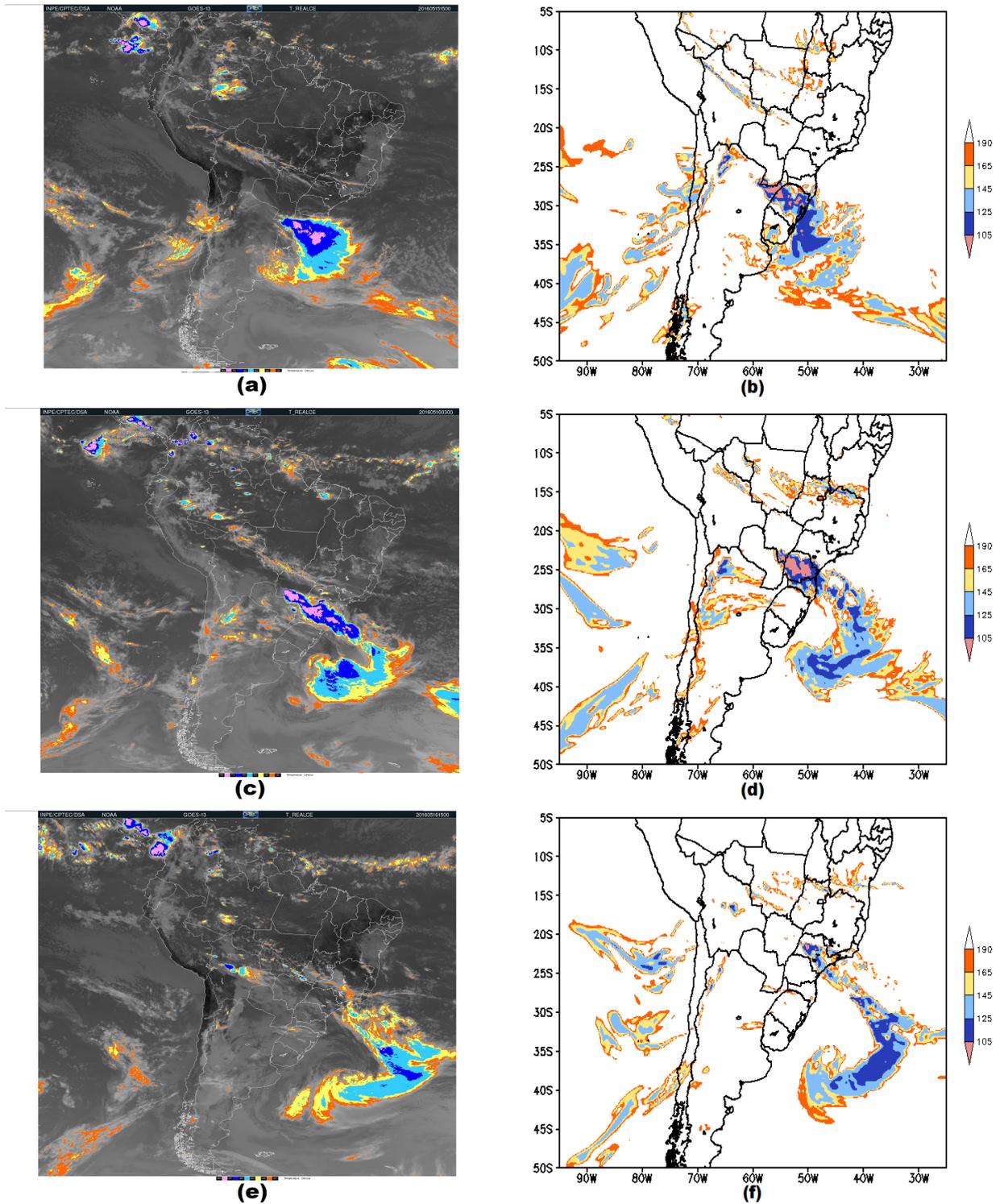


Figura 4.11: (a): Imagem do satélite GOES13 do canal IV - 15/05 1500 UTC; (b): Campo da simulação WRF de OLR (Wm^{-2}) - 15/05 1500 UTC; (c): Imagem do satélite GOES13 do canal IV - 16/05 0300 UTC; (d): Campo da simulação WRF de OLR (Wm^{-2}) - 16/05 0300 UTC; (e): Imagem do satélite GOES13 do canal IV - 16/05 1500 UTC; (f): Campo da simulação WRF de OLR (Wm^{-2}) - 16/05 1500 UTC.

ponto geográfico em que seu centro de mínima pressão está passando em um determinado intervalo de tempo. A unidade de medida típica para esta variável é $hPa\ 24\ h^{-1}$, ou simplesmente $hPa\ dia^{-1}$.

Os campos de taxa de queda de pressão estão acompanhados do próprio campo de PNM na Figura 4.12, para melhor compreensão do fenômeno. Nota-se a boa correspondência dos campos de ambas as variáveis entre a simulação WRF e os campos obtidos com os dados ERA-Interim em ambos os horários. A taxa de queda da pressão no núcleo do ciclone chega a valores que ultrapassam $30\ hPa\ dia^{-1}$ no campo de subtração simples, mas tal taxa sustenta-se apenas entre o final do dia 15/05/2016 e o início do dia 16. Nessas figuras, os valores sombreados correspondem às áreas onde a taxa de queda da PNM supera os $12\ hPa\ dia^{-1}$. Durante o mesmo período, essa faixa se estende ao longo de grande parte do cavado frontal, a partir do núcleo do ciclone. A intensidade da taxa de queda da PNM diminui a partir da parte final do dia 16, não passando mais de valores de $24\ hPa\ dia^{-1}$.

Como observado, o rápido desenvolvimento do ciclone indica a possibilidade de que o mesmo se enquadre na categoria de ciclone extratropical explosivo. Para oferecer uma comprovação desta afirmativa, realiza-se uma investigação sobre o grau de intensificação do sistema ciclônico durante o seu desenvolvimento, conforme metodologia proposta na seção 2.2. A verificação da intensificação do ciclone é, portanto, empregada por meio da aplicação do índice TNA_c , proposto em Sanders e Gyakum (1980). O índice foi, assim, calculado com os dados simulados pelo modelo WRF em todos os horários a partir das 1200 UTC do dia 15/05/2016, sempre usando-se uma janela de 24 horas anteriores, conforme indica o aludido método. Os dados obtidos do índice são mostrados na Figura 4.13, que contém também os valores de PNM mínima no centro do ciclone extratropical (em hPa).

Os resultados da Figura 4.13 indicam que o índice supera o limiar de 1,0 unidade (destacado com uma linha preta no gráfico) das 0200 UTC do dia 16/05/2016 às 2300 UTC do dia 16/05. O máximo valor do índice chega a 1,7709 às 1200 UTC do dia 16. Esses valores - e a sustentação dos mesmos acima do limiar definido por quase 24 horas - ilustram a rápida intensificação do ciclone e permitem classificá-lo como um sistema de desenvolvimento explosivo.

Os valores de PNM mínima no centro identificado do ciclone da Figura 4.13 demonstram a tendência de queda da PNM do sistema ao longo de sua evolução. Na etapa final do ciclo de vida do fenômeno, já no dia 17/05, em que o ciclone se encontra afastado na região

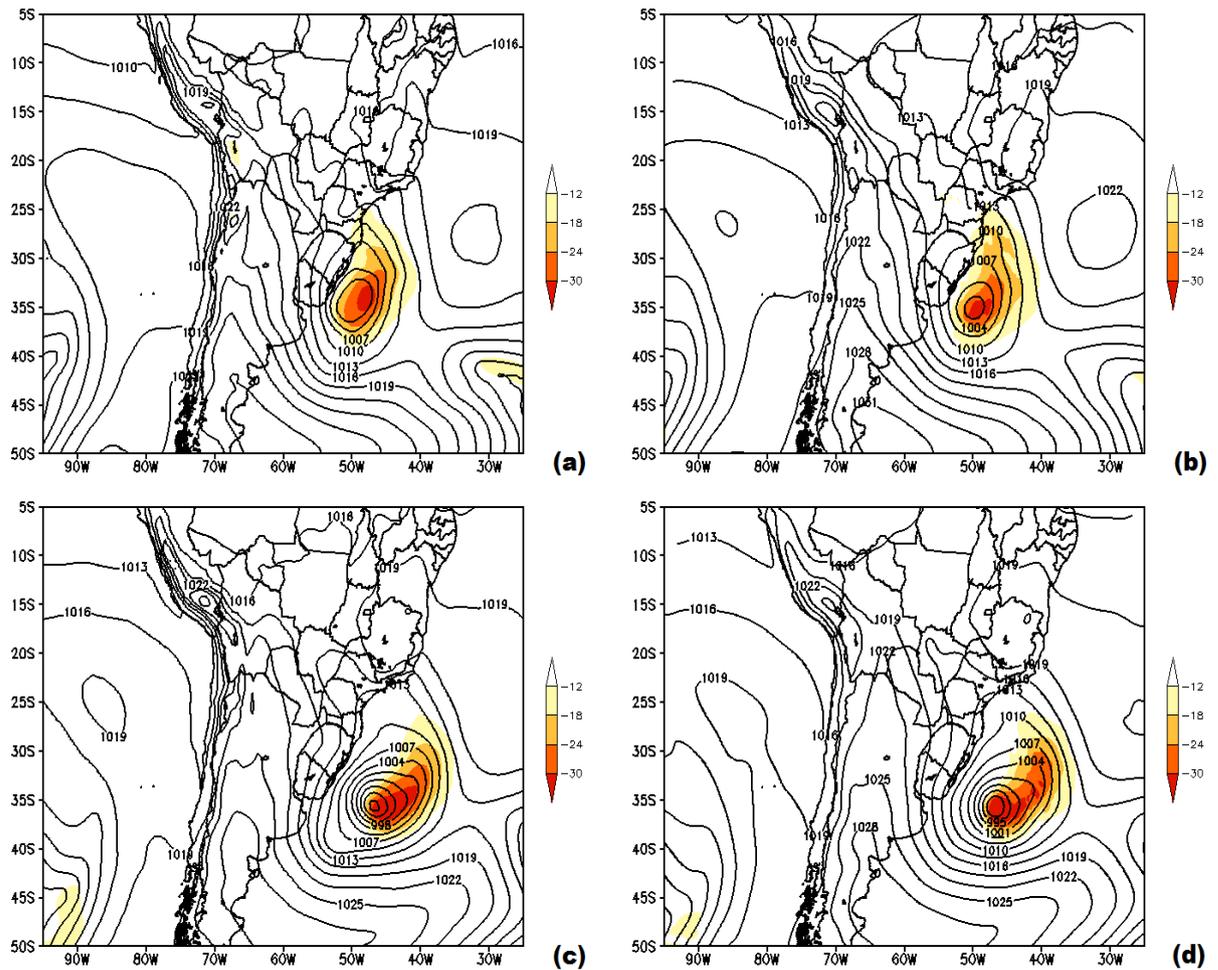


Figura 4.12: Taxa de queda da PNM ($hPa \text{ dia}^{-1}$) em relação ao dado de 12 horas anteriores estimada com a reanálise ERA-Interim para (a) 16/05/2016 às 0000 UTC e (c) 16/05/2016 às 1200 UTC; Taxa de queda da PNM ($hPa \text{ dia}^{-1}$) em relação ao dado de 12 horas anteriores simulada com o WRF para (b) 16/05/2016 às 0000 UTC e (d) 16/05/2016 às 1200 UTC.

oceânica, os valores simulados de PNM alcançam patamares menores que 980 hPa, após as 0600 UTC do dia 17.

Para complementar, uma tabela com os valores horários do índice TNA_c é anexada no apêndice A. Nesta tabela, também constam os valores horários da própria variável PNM mínima do sistema ciclônico, em hPa.

4.2.2 Verificação dos Resultados dos Campos de OLR nas Simulações-teste (Domínio D27 - MKF e GF)

Em vista dos bons resultados obtidos pela comparação de campos de OLR da simulação-controle contra a nebulosidade observada por satélite, é conveniente e relevante avaliar as alterações desse mesmo campo de OLR para as outras simulações-teste, externando-se,

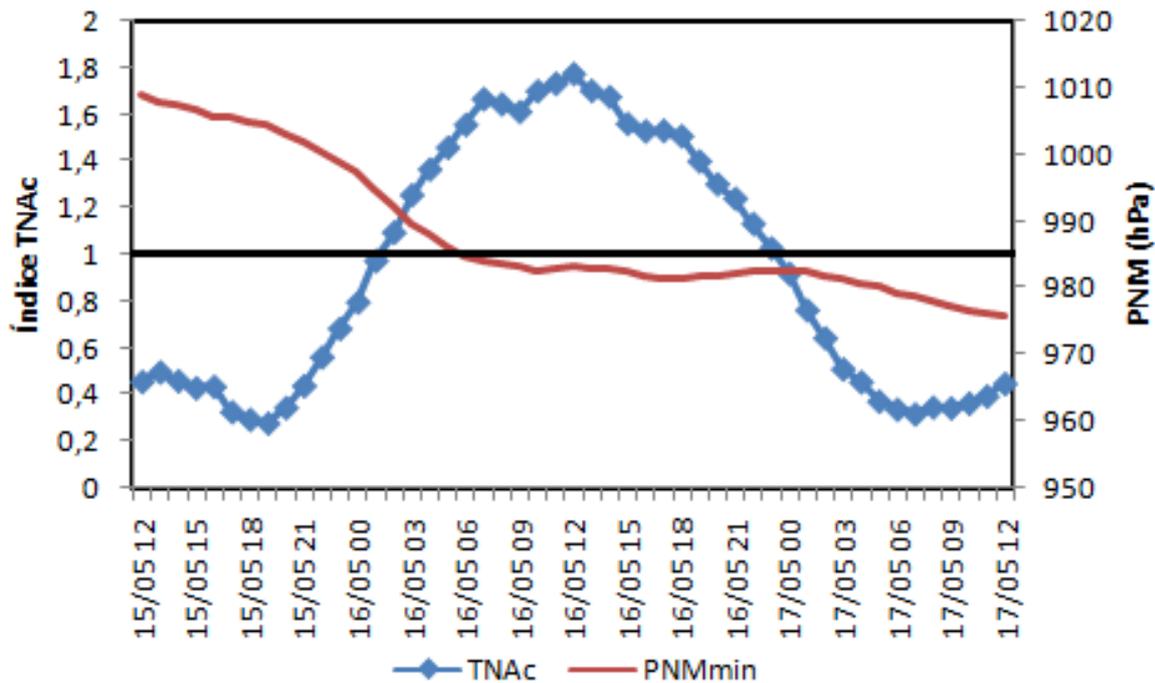


Figura 4.13: Série temporal do índice TNA_c (linha e pontos azuis) e da PNM mínima do ciclone (linha contínua vermelha, em hPa).

dessa forma, os aspectos importantes nas variações produzidas pela alternância de parametrizações cúmulos. A Figura 4.14 apresenta os resultados simulados de OLR para os mesmos horários da Figura 4.11 (1500 UTC do dia 15/05 e 0300 UTC e 1500 UTC do dia 16/05) para as simulações-teste GF (Figuras 4.14-a, c e e) e MKF (Figuras 4.14-b, d e f). Os resultados dão conta de uma banda continental de nebulosidade alinhada e que avança com grande correspondência de fase, sem haver alguma simulação com atraso em relação às outras. Porém, a nebulosidade simulada por MKF aproxima-se mais dos resultados da simulação-controle KF (ver figura 4.11), com maior área de abrangência espacial de nebulosidade com topo frio, enquanto que a extensão da cobertura de nebulosidade profunda resolvida no teste GF é menor ao longo da evolução do sistema, como pode ser visto nos campos de OLR nos estados de Santa Catarina e Paraná no horário das 0300 UTC do dia 16 (Figuras 4.14-c e d). Por outro lado, durante o final da passagem do sistema, a simulação MKF dissipa a nebulosidade na área continental mais cedo do que as outras duas simulações. No horário das 1500 UTC (Figura 4.14-f), a cobertura de nebulosidade profunda sobre o continente em MKF é praticamente inexistente, enquanto que a simulação GF (Figura 4.14-e) concorda em maior grau com o campo obtido pela simulação-controle,

descrito anteriormente na Figura 4.11.

Esta comparação entre os campos de OLR simulados nas 3 diferentes simulações D27 evidenciam as diferenças estruturais entre as bandas simuladas devidas à escolha da parametrização cúmulos, o que implica em diferenças em outros resultados relacionados ao sistema frontal, como, por exemplo, nos campos de precipitação (campos não mostrados). Após a próxima seção, onde se apresenta uma breve descrição dos resultados da simulação-controle na grade intermediária (9 km de espaçamento de grade), discutem-se os resultados para a grade de maior resolução espacial (3 km de espaçamento) com foco nas diferenças entre as três simulações induzidas pela alternância das parametrizações cúmulos usadas nas grades externas.

4.3 Sobre as Simulações no Domínio D09

O domínio D09 (9 km de espaçamento horizontal entre os pontos) é utilizado nas simulações como uma grade intermediária entre os domínios de 27 e 3 km de espaçamento de pontos. O emprego deste domínio intermediário é condição necessária para manter o fator 3 de *downscaling* no processo de aninhamento, que é uma configuração recomendada na literatura e que está estabelecida como uma das condições no modelo WRF (Skamarock e Klemp, 2008). Neste sentido, uma opção secundária para obter simulações com uma grade de 3 km de espaçamento seria o uso do fator 9 a partir da grade de 27 km, o que não é recomendado na literatura. E uma terceira opção, também não recomendada por questões de incompatibilidade entre a física de diferentes modelos e diferenças significativas entre escalas de grades, seria a simulação direta de uma grade de 3 km, sem aninhamento, partindo unicamente das condições iniciais e de fronteira de um modelo global.

Considerando o exposto no último parágrafo, a avaliação nesta grade de 9 km é feita meramente no sentido de atestar que os padrões de circulação dos sistemas meteorológicos sinóticos e, em especial o escoamento que caracteriza o Jato de Baixos Níveis, estejam contidos e representados na simulação no domínio de forma adequada em relação aos resultados das outras grades. Registra-se, portanto, que os campos básicos tridimensionais e as características do ciclone extratropical e, em especial, do JBN foram bem capturados nas três simulações no domínio D09, com o mesmo ciclo de desenvolvimento do JBN em relação aos resultados dos outros domínios. No entanto, as figuras com tais resultados não

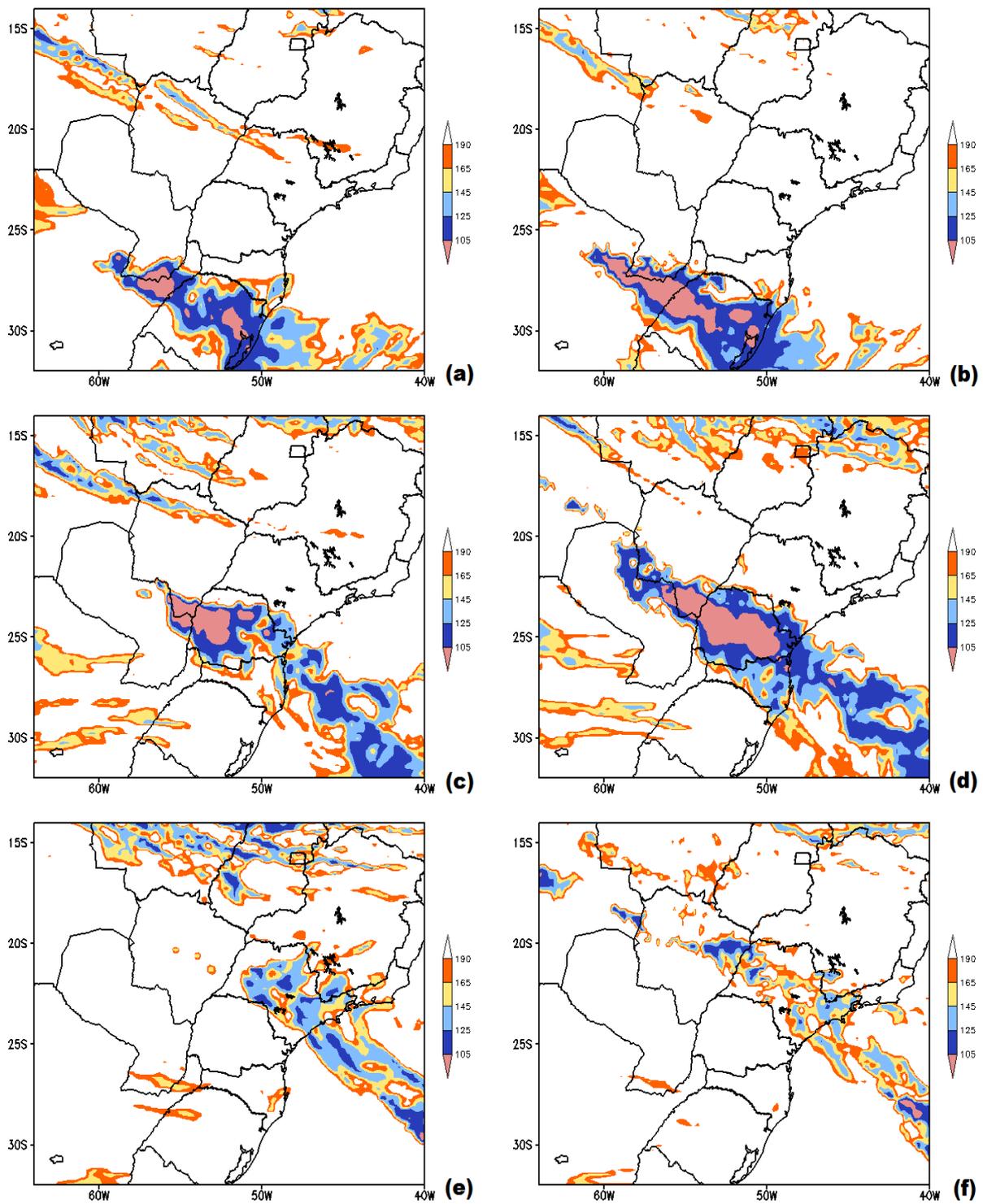


Figura 4.14: Campo da simulação WRF de OLR (Wm^{-2}) para a simulação-teste GF para o horário (a) 15/05/2019 às 1500 UTC; (c) 16/05/2019 às 0300 UTC; (e) 15/05/2019 às 1500 UTC; Campo da simulação WRF de OLR (Wm^{-2}) para a simulação-teste MKF para o horário (b) 15/05/2019 às 1500 UTC; (d) 16/05/2019 às 0300 UTC; (f) 15/05/2019 às 1500 UTC.

são mostradas na presente dissertação, para economia de espaço e maior brevidade.

4.4 Resultados das Simulações no Domínio D03 e Diferenças entre os Experimentos

4.4.1 Caracterização Horizontal

Nesta subseção, os resultados explorados têm foco mais restrito ao JBN, à banda frontal do caso em análise e às relações entre eles, bem como nas diferenças entre as simulações nestes aspectos em função da escolha de parametrização cúmulos das grades externas.

Como demonstrado nas seções anteriores, o Jato de Baixos Níveis atua espacialmente no setor de vanguarda da frente fria que se forma e passa pela Região Sul do Brasil. Essa atuação ocorre, basicamente, durante a primeira metade do dia 15/05/2016, período de validade das Figuras 4.15 e 4.16, que apresentam os campos horizontais de vento (direção e magnitude) para os horários 0600 UTC e 1200 UTC do dia 15/05 dos dados, respectivamente, ERA-Interim (Figuras 4.15-a e 4.16-a), simulação-controle KF (Figuras 4.15-b e 4.16-b), simulação-teste GF (Figuras 4.15-c e 4.16-c) e simulação-teste MKF (Figuras 4.15-d e 4.16-d), além dos campos de diferença simples (vetores e magnitudes) entre a simulação-controle e os testes GF (Figuras 4.15-e e 4.16-e) e MKF (Figuras 4.15-f e 4.16-f) para os mesmos horários.

Como ilustrado nas figuras mencionadas no parágrafo anterior, a máxima magnitude do JBN se dá sobre o Paraguai, com núcleo de magnitude que transcende 25 m s^{-1} na borda oeste da entrada do JBN, o que é verificado tanto nos dados de reanálise ERA-Interim, quanto nas três diferentes simulações. Observa-se grande semelhança entre os campos ERA-Interim (Figura 4.15-a) e as simulações baseadas em Kain-Fritsch (Figuras 4.15-b e d). No entanto, há diferença notável de magnitude do JBN e de sua distribuição espacial entre a simulação-teste GF (Figura 4.15-c) e as outras duas, bem como em relação ao Era-Interim, sendo o jato simulado em GF menos intenso, chegando, pontualmente, a diferenças de 7 m s^{-1} em relação à simulação-controle, como mostra a Figura 4.15-e, e também à simulação MKF, uma vez que esta última não apresenta diferenças de magnitude do escoamento significativas em relação à KF (vide Figura 4.15-f).

Com o passar do tempo, o Jato estende-se espacialmente e passa a ter um máximo

também na área de saída, sobre a Região Sul do Brasil, com magnitude semelhante ao núcleo corrente-acima. Essa característica é mostrada em todos os campos horizontais da Figura 4.16. Porém, a posição geográfica desse máximo de magnitude é a característica física de maior discrepância das simulações em relação ao campo de circulação do ERA-Interim, pois o ERA apresenta tal núcleo no oeste do estado do Rio Grande do Sul, enquanto que as simulações dão conta de um núcleo localizado um pouco mais ao norte. Este erro de fase das simulações em relação à reanálise ERA-Interim se dá devido à proximidade do estado do RS à fronteira inferior do domínio simulado, principalmente pela presença da circulação ciclônica associada ao vórtice ainda em desenvolvimento sobre o continente.

Posteriormente, já às 0600 UTC de 16/05/2016, o JBN se desconfigura no sentido de critérios de Bonner, ao não satisfazer as condições usuais, e ocorre o avanço da frente fria em direção ao norte/nordeste. Na zona de vanguarda da frente, o escoamento de noroeste segue fazendo-se presente, como visto em todos os campos horizontais da Figura 4.17. Nesse ínterim, a diferença de magnitude das circulações entre as simulações-teste e controle segue significativa no caso do experimento GF. Nota-se que a correspondência de fase da circulação geral de escala sinótica é visualmente comparável entre as simulações KF (Figura 4.17-b), MKF (Figura 4.17-d) e reanálise Era-Interim (Figura 4.17-a), o que não é observado na simulação GF (4.17-c). O campos de diferença mostrado na Figura 4.17-f demonstra a resposta da intensidade das circulações em mesoescala, resolvidas nestas simulações de 3 km, em função da escolha do tipo de parametrização cúmulos dos experimentos, mesmo quando essas parametrizações são baseadas num mesmo núcleo de hipóteses (parametrizações KF e MKF). Por fim, a Figura 4.17-e mostra que a escolha de parametrizações cúmulos muito diferentes entre si em grades externas de mais baixa resolução, como GF e KF, resulta em campos de diferenças de magnitude muito dispersos em grande parte do domínio simulado, denotando não somente diferenças na intensidade das circulações de mesoescala-*beta*, mas também na sua fase.

4.4.2 Caracterização Vertical

Para caracterizar a ocorrência do JBN na simulação sob os critérios de Bonner, examina-se, a seguir, o perfil vertical do vento em localidades de interesse. As Figuras 4.18 e 4.19 apresentam os perfis verticais para os três mesmos horários dos campos horizontais anteriormente analisados (0600 UTC e 1200 UTC do dia 15 e 0600 UTC do dia 16) para

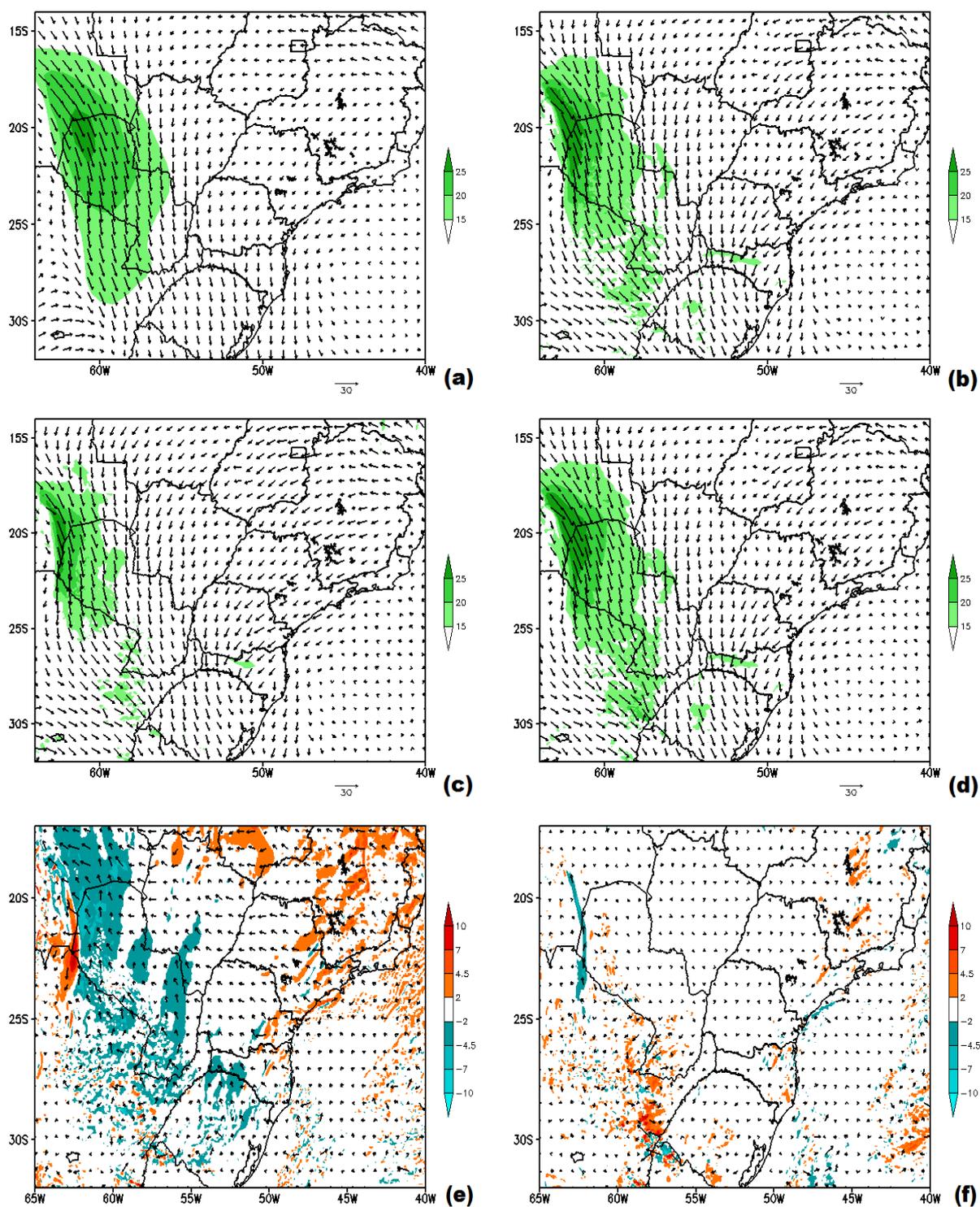


Figura 4.15: Campos de vento (vetores) e magnitude do vento (sombreado colorido em ms^{-1}) em 850 hPa, para magnitudes iguais ou superiores a 15 ms^{-1} , para: (a) Reanálise ERA-Interim; (b) Simulação-controle KF; (c) Simulação-teste GF; (d) Simulação-teste MKF no modelo WRF no domínio D03; Diferenças simples no campo de magnitude do vento (sombreado colorido em ms^{-1}) e vetor diferença (vetores) do vento: (e) da simulação GF em relação à KF e (f) MKF em relação à KF. Válidos para: 15/05/2016 às 0600 UTC.

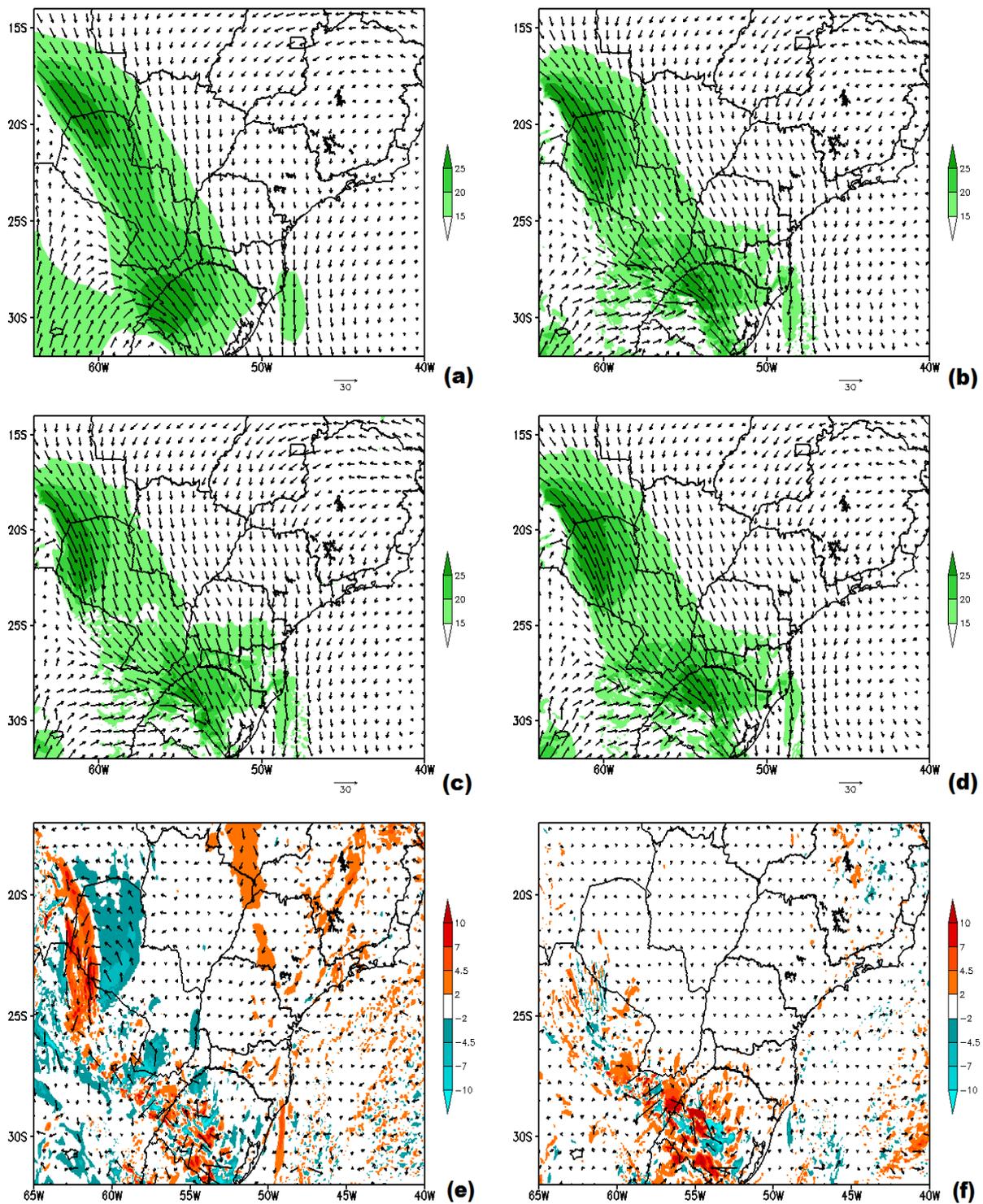


Figura 4.16: Campos de vento (vetores) e magnitude do vento (sombreado colorido em ms^{-1}) em 850 hPa, para magnitudes iguais ou superiores a 15 ms^{-1} , para: (a) Reanálise ERA-Interim; (b) Simulação-controle KF; (c) Simulação-teste GF; (d) Simulação-teste MKF no modelo WRF no domínio D03; Diferenças simples no campo de magnitude do vento (sombreado colorido em ms^{-1}) e vetor diferença (vetores) do vento: (e) da simulação GF em relação à KF e (f) MKF em relação à KF. Válidos para: 15/05/2016 às 1200 UTC.

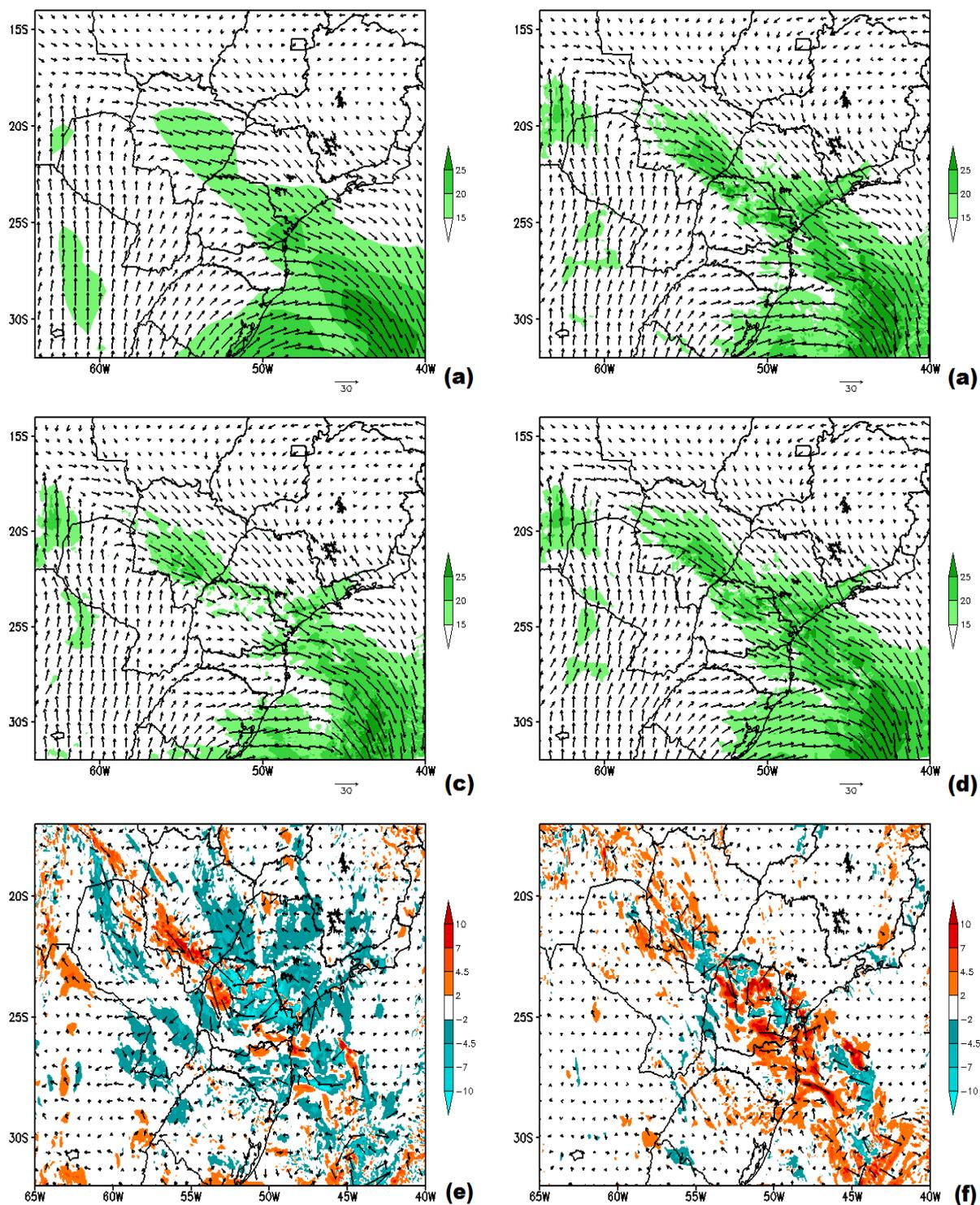


Figura 4.17: Campos de vento (vetores) e magnitude do vento (sombreado colorido em ms^{-1}) em 850 hPa, para magnitudes iguais ou superiores a $15 ms^{-1}$, para: (a) Reanálise ERA-Interim; (b) Simulação-controle KF; (c) Simulação-teste GF; (d) Simulação-teste MKF no modelo WRF no domínio D03; Diferenças simples no campo de magnitude do vento (sombreado colorido em ms^{-1}) e vetor diferença (vetores) do vento: (e) da simulação GF em relação à KF e (f) MKF em relação à KF. Válidos para: 16/05/2016 às 0600 UTC.

as análises ERA-Interim (Figuras 4.18 e 4.19 - a, b, c) em paralelo com os perfis das três simulações (Figuras 4.18 e 4.19 - d, e e f), em que a linha amarela refere-se ao experimento KF, a linha verde, ao MKF e a linha rosa, ao GF.

No horário das 0600 UTC do dia 15/05/2019, a análise ERA-Interim apresenta o Jato em sua máxima configuração em Mariscal José Félix Estigarribia, no Paraguai, com magnitude de 25 m s^{-1} no nível de 850 hPa (Figura 4.18-a). Às 1200 UTC (Figura 4.18-b), a magnitude do jato nesse mesmo ponto geográfico diminui de forma leve, assim como a taxa de variação vertical da velocidade do vento em torno do seu máximo. Nos resultados das três simulações, por outro lado, o JBN está em processo de intensificação no horário das 0600 UTC do dia 15 (Figura 4.18-d), atingindo o seu máximo às 1200 UTC (Figura 4.18-e), com magnitude que chega aos 30 m s^{-1} nas simulações KF e MKF, e um pouco menos no experimento GF, todas com máxima magnitude no nível isobárico de 850 hPa, concordando também com ERA-Interim. Como já mostrado nos campos de vento horizontal em 850 hPa, a simulação GF apresenta JBN menos intenso nessa localidade, em relação à KF e MKF. De todo modo, os critérios de Bonner são respeitados tanto nos dados de Era-Interim, quanto nas três simulações ao longo desta primeira metade do dia 15 para o ponto em análise, estando o JBN muito bem definido nas simulações, em especial às 1200 UTC do dia 15/05/2019. Observa-se também maior intensidade do vento nas simulações, em relação às reanálises globais, possivelmente por conta de um nível de detalhamento maior nas circulações de mesoescala meso- β associadas às simulações de maior resolução.

Um aspecto instigante dos perfis apresentados, é que o nível isobárico de máxima magnitude do JBN sobre o Paraguai, local de maior magnitude do escoamento do jato, é o de 850 hPa, tanto na reanálise ERA, como nas três simulações regionais com o WRF. O mesmo não pode ser dito sobre os dados da análise GFS (ver Figura 4.6), em que, como apresentado antes, o nível de máxima magnitude é o de 800 hPa. Além disso, percebe-se nesses perfis GFS uma assinatura geral discrepante em relação às análises ERA-Interim e às próprias simulações, lembrando que as análises GFS foram usadas nas condições iniciais e de fronteira para as simulações efetuadas.

O comportamento na porção corrente-abaxo do jato, ilustrado pelos perfis verticais para a localidade correspondente à Foz do Iguaçu, possui outra natureza. O sistema se dá em um nível isobárico mais baixo, de forma menos intensa e, por isso, possui identificação mais restrita de acordo com a definição teórica. Nos dados de reanálise ERA-Interim,

sequer é possível detectá-lo (Figuras 4.19-a e b). Enquanto que, nas simulações, o JBN satisfaz os critérios de Bonner no horário das 0600 UTC do dia 15/05/2016 (Figura 4.19-d), com magnitude de cerca de 20 m s^{-1} nas três simulações e máximo aproximado no nível de 900 hPa. Já no horário seguinte, a aceleração do fluxo em níveis de altitude imediatamente mais elevados fazem com que o jato não satisfaça os critérios de definição do JBN nesse local, por não haver diminuição da magnitude do vento nos níveis acima do máximo no perfil, exceto, em partes, à simulação GF (linha rosa), que representa uma queda um pouco maior de magnitude do vento imediatamente acima do máximo, tanto para as 0600 UTC, quanto para as 1200 UTC. Apesar disso, como visto nos campos horizontais, o sentido do fluxo se dá na direção típica do sistema de JBN da América do Sul. Esses comportamentos descritos para Foz do Iguaçu são concordantes com o que foi apresentado para os dados de análise GFS (ver Figura 4.6).

Após a primeira metade do dia 15/05, o JBN perde sua configuração no aspecto clássico. Embora haja, no período noturno seguinte, já no dia 16/06/2016 às 0600 UTC, um fluxo acelerado em baixos níveis na figura escolhida da localidade do Paraguai (Figura 4.18-c e f), e que não se observa na região corrente-abaxo (Figura 4.19-c e f), tal configuração não se faz relevante para a análise do JBN, uma vez que a atuação essencial do jato deu-se no dia anterior. Verifica-se que no horário da Figura 4.19 a circulação horizontal já está bastante alterada pelo deslocamento continental do sistema de frente fria, mudando de sentido na região (ver Figura 4.17, cujos campos mostram que a circulação em 850 hPa sobre o Paraguai já advém do setor sul).

A Figura 4.20 mostra a evolução temporal do perfil vertical do vento simulado nos três diferentes experimentos, (a) KF, (b) GF e (c) MKF para a localização de Mariscal José Félix Estigarribia, no Paraguai. Os intervalos de tempo escolhidos para essa verificação foram entre 0600 UTC e 1800 UTC do dia 15/05, com perfis mostrados a cada três horas. Como já indicado anteriormente, o jato vai intensificando-se a partir das 0600 UTC até alcançar a máxima magnitude no horário das 1200 UTC (linha laranja) no nível isobárico de 850 hPa, isso nos três experimentos. Entretanto, a intensidade desse máximo difere entre os experimentos. MKF aponta um jato que transcende os 30 m s^{-1} em magnitude, KF não atinge esse patamar, enquanto que na simulação GF os valores não passam de 25 m s^{-1} .

Após o horário de máxima magnitude e plenitude de configuração do JBN, o escoamento desintensifica-se gradualmente. Os experimentos KF e MKF possuem grande semelhança

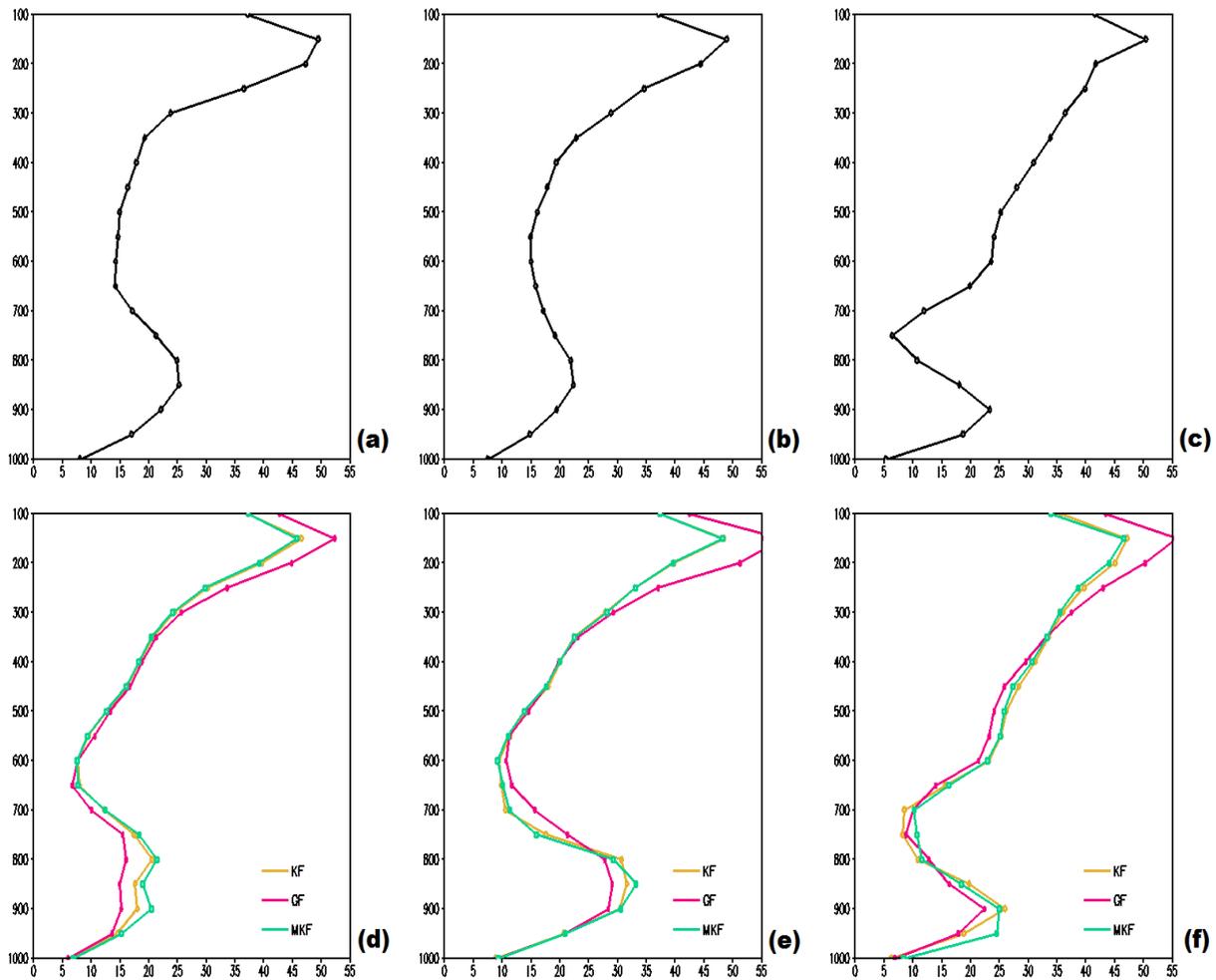


Figura 4.18: Perfil vertical do vento para Mariscal Jose Felix Estigarribia (Paraguai) da reanálise ERA-Interim para os horários: (a) 0600 UTC, (b) 1200 UTC do dia 15/05/2016 e (c) 0600 UTC do dia 16/05/2016; Perfil vertical simulado do vento para Mariscal Jose Felix Estigarribia dos experimentos KF (linha amarela), GF (linha rosa) e MKF (linha verde) para os horários: (d) 0600 UTC, (e) 1200 UTC do dia 15/05/2016 e (f) 0600 UTC do dia 16/05/2016.

no padrão observado dessa evolução temporal, com algumas diferenças pontuais. Em geral, a desintensificação do jato começa pelos níveis mais baixos, como nota-se pelos perfis das 1500 UTC (linha vermelha), mas GF apresenta um máximo residual no nível mais elevado (800 hPa) que chega a superar o valor do horário anterior. Estes e outros aspectos indicam que a simulação GF, novamente, diferencia-se mais em relação às demais na evolução temporal dos perfis verticais do vento.

Em termos de dados observacionais de perfis verticais, foi obtida a sondagem atmosférica realizada em Foz do Iguazu no dia 15/05/2019 às 1200 UTC, considerado o horário mais próximo à máxima concordância do JBN aos critérios de Bonner. Esse perfil,

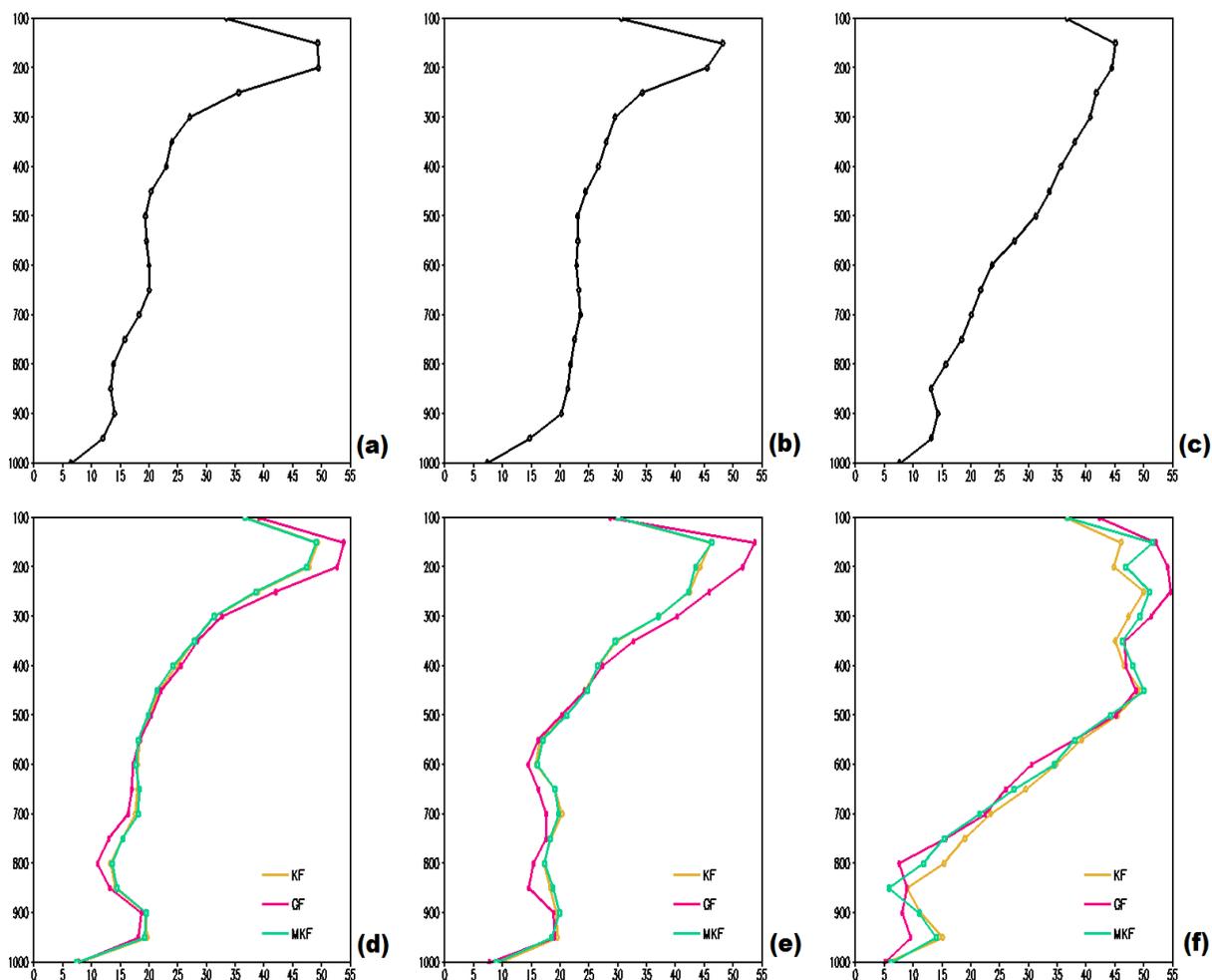


Figura 4.19: Perfil vertical do vento para Foz do Iguaçu da reanálise ERA-Interim para os horários: (a) 0600 UTC, (b) 1200 UTC do dia 15/05/2016 e (c) 0600 UTC do dia 16/05/2016; Perfil vertical simulado do vento para Foz do Iguaçu dos experimentos KF (linha amarela), GF (linha rosa) e MKF (linha verde) para os horários: (d) 0600 UTC, (e) 1200 UTC do dia 15/05/2016 e (f) 0600 UTC do dia 16/05/2016.

mostrado na Figura 4.21, apresenta, em linhas gerais, uma assinatura semelhante à da variação da magnitude do vento com a altitude dos resultados simulados no mesmo local e horário (Figura 4.19-e), com exceção do valor de máxima magnitude, maior nos dados da sondagem atmosférica. Por outro lado, a máxima magnitude do vento horizontal ocorre no nível isobárico de 900 hPa , o que concorda com o observado nas simulações. Pelo aspecto geral da sondagem entre a superfície e os 800 hPa , pode-se dizer que o JBN apresenta-se mais bem caracterizado no dado observado em comparação aos dados de modelos numéricos para Foz do Iguaçu.

As Figuras 4.22 e 4.23 mostram cortes verticais meridionais contendo o campo de magnitude do vento em tratamento sombreado. Os cortes foram efetuados na longitude fixa de

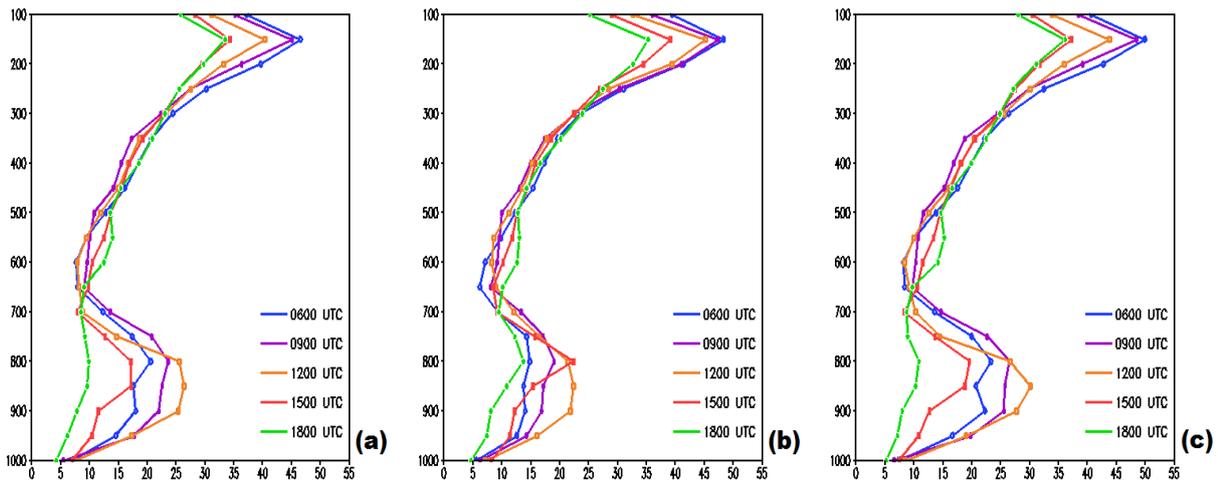


Figura 4.20: Perfil vertical do vento para Marriscal José Félix Estigarribia dos experimentos: (a) KF, (b) GF e (c) MKF para os horários 0600 UTC (linha azul), 0900 UTC (linha roxa), 1200 UTC (linha laranja), 1500 UTC (linha vermelha) e 1800 UTC (linha verde) do dia 15/05/2016.

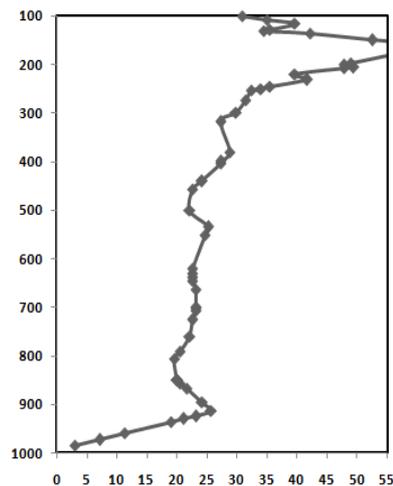


Figura 4.21: Perfil vertical observado do vento em Foz do Iguaçu, obtido por sondagem atmosférica às 1200 UTC do dia 15/05/2019

$60^{\circ}W$, por ser uma faixa correspondente à região de máxima intensidade do JBN, como denotado pelos campos horizontais já analisados. Os horários escolhidos são, respectivamente e nas duas figuras, 1200 UTC do dia 15/05 e 0600 UTC do dia 16/05, com os conjuntos ERA-Interim (a), experimento KF (b), experimento GF (c) e experimento MKF (d).

Os campos das 1200 UTC do dia 15 (Figura 4.22) são claros em relação à presença do máximo de magnitude do vento do tipo jato em baixos níveis isobáricos para a faixa longitudinal mostrada, com poucas diferenças entre as figuras, mesmo que os dados ERA-

Interim (Figura 4.22-a) tenham um menor grau de refinamento espacial. De forma geral, a extensão da região que transcende o limiar de 12 m s^{-1} abrange desde, aproximadamente, 17°S até 25°S de latitude. Todos os dados também concordam com a faixa de máxima magnitude ficando entre os níveis isobáricos de 800 hPa e 900 hPa. A maior diferença, no entanto, está na magnitude apontada pela simulação GF, a única cujos valores não chegam aos 25 m s^{-1} , como já apontado nos perfis verticais.

Se por um lado o JBN na simulação GF é menos intenso, por outro, a circulação de níveis superiores, como pode ser atestado nos campos mostrados, possui maiores magnitudes na simulação GF, com as faixas de valores que transcendem 40 e 50 m s^{-1} sendo espacialmente mais abrangentes. Entretanto, salienta-se que essa diferença na circulação de nível superior não é tão significativa quando posta em termos relativos, uma vez que o escoamento em altos níveis da troposfera é várias vezes mais intensa do que os valores dessas diferenças. Portanto, essa discrepância não é mais relevante para os resultados do que as diferenças de magnitude simulada do JBN.

A título de comparação, no período noturno seguinte, a Figura 4.23 - válida para as 0600 UTC do dia 16 - mostra que o sistema do tipo JBN aparece de forma residual, entre 20°S e 25°S , e entre 900 hPa e níveis bem próximos à superfície, seja nos dados ERA-Interim, seja nas simulações com o WRF. Isto mostra que o decaimento do sistema JBN ocorre de cima para baixo, desde que as circulações de escalas maiores diminuam a magnitude do vento acima dos 900 hPa. Há, ainda, correspondência entre os resultados simulados e a reanálise ERA-Interim.

4.4.3 Precipitação

As Figura 4.24, 4.25 e 4.26, válidas, respectivamente, para os horários 0900 UTC e 1600 UTC do dia 15/05 e 0000 UTC do dia 16/05, apresentam o campo de precipitação estimada via satélite CMORPH (a) acumulada em 1 hora, e os campos simulados de precipitação acumulada em 1 hora acrescidos dos campos de vento no nível de 1000 hPa, para os experimentos KF (b), GF (c) e MKF (d) na grade D03 do WRF. São também mostrados os campos de magnitude da diferença simples entre as simulações-teste GF (e) e MKF (f), ambas em relação à simulação-controle KF.

A convecção em desenvolvimento, em fase inicial, começa a produzir picos de precipitação na primeira metade do dia 15/05/2016, por volta das 0900 UTC (Figura 4.24),

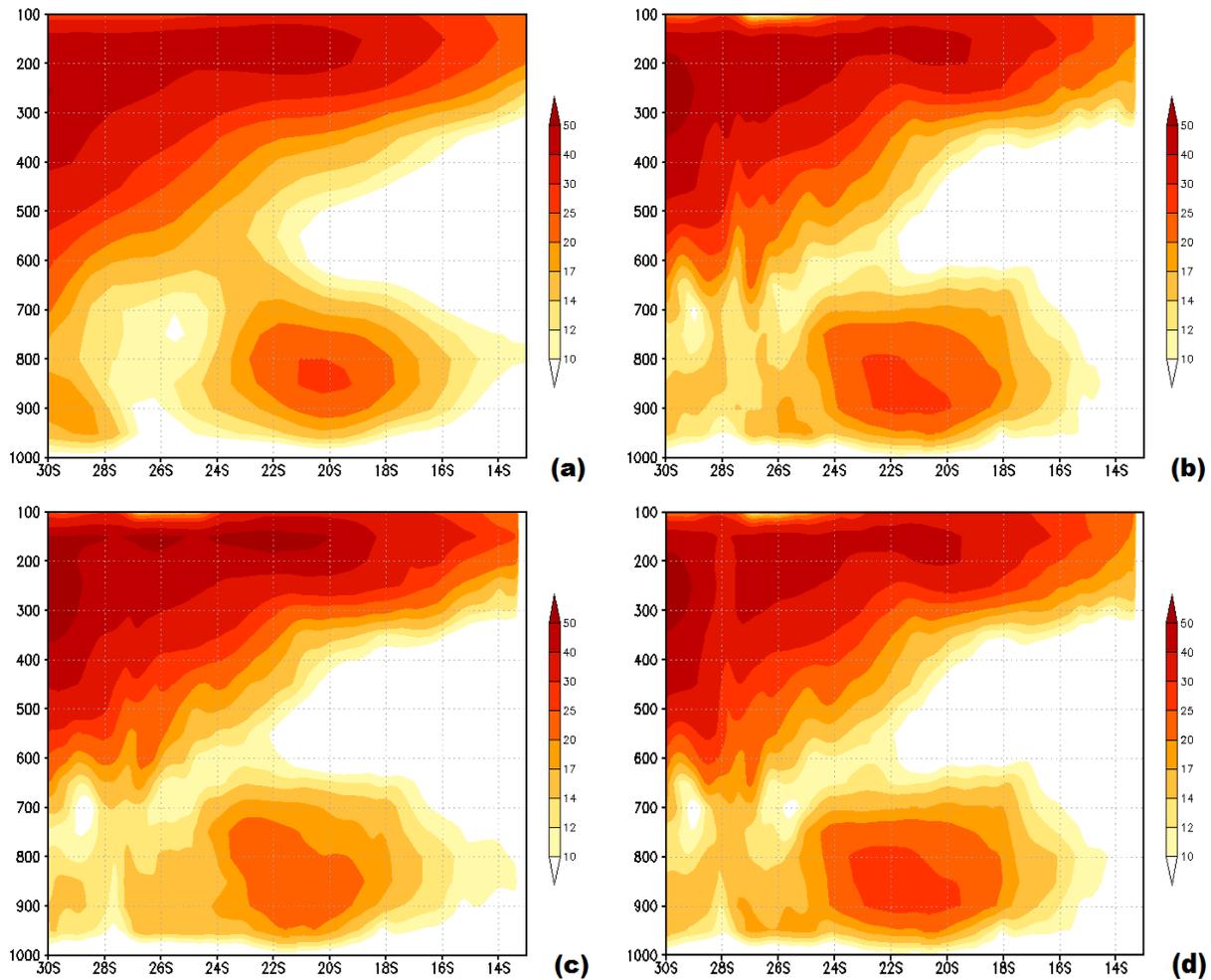


Figura 4.22: Corte vertical contendo magnitude do vento (sombreado colorido em $m s^{-1}$) para: (a) Dados de reanálise ERA-Interim e experimentos (b) KF, (c) GF e (d) MKF com o WRF no domínio D03. Válidos para: 15/05/2016 às 1200 UTC.

cujos centros mais intensos se localizam na porção sudoeste do estado do Rio Grande do Sul, juntamente à fronteira com a Argentina e o Uruguai. As três simulações (Figuras 4.24-b, c e d) e as estimativas observacionais CMORPH (Figura 4.24-a) concordam com essa iniciação e apresentam os picos de precipitação de natureza e forma semelhante entre si, contendo apenas algumas diferenças pontuais de posicionamento.

Nos horários seguintes, a banda frontal toma uma maior organização, alinhando-se de forma aproximada à direção noroeste-sudeste (Figura 4.25). Os campos simulados de precipitação à superfície lembram a estrutura horizontal de uma linha de instabilidade, com a porção dianteira formada por uma série de Cbs alinhados e, na retaguarda, apresentando precipitação estratiforme (Figuras 4.25-b a d). Esses campos simulados são uma resposta às forçantes dinâmicas de escala sinótica, marcando a interface entre a massa fria e a

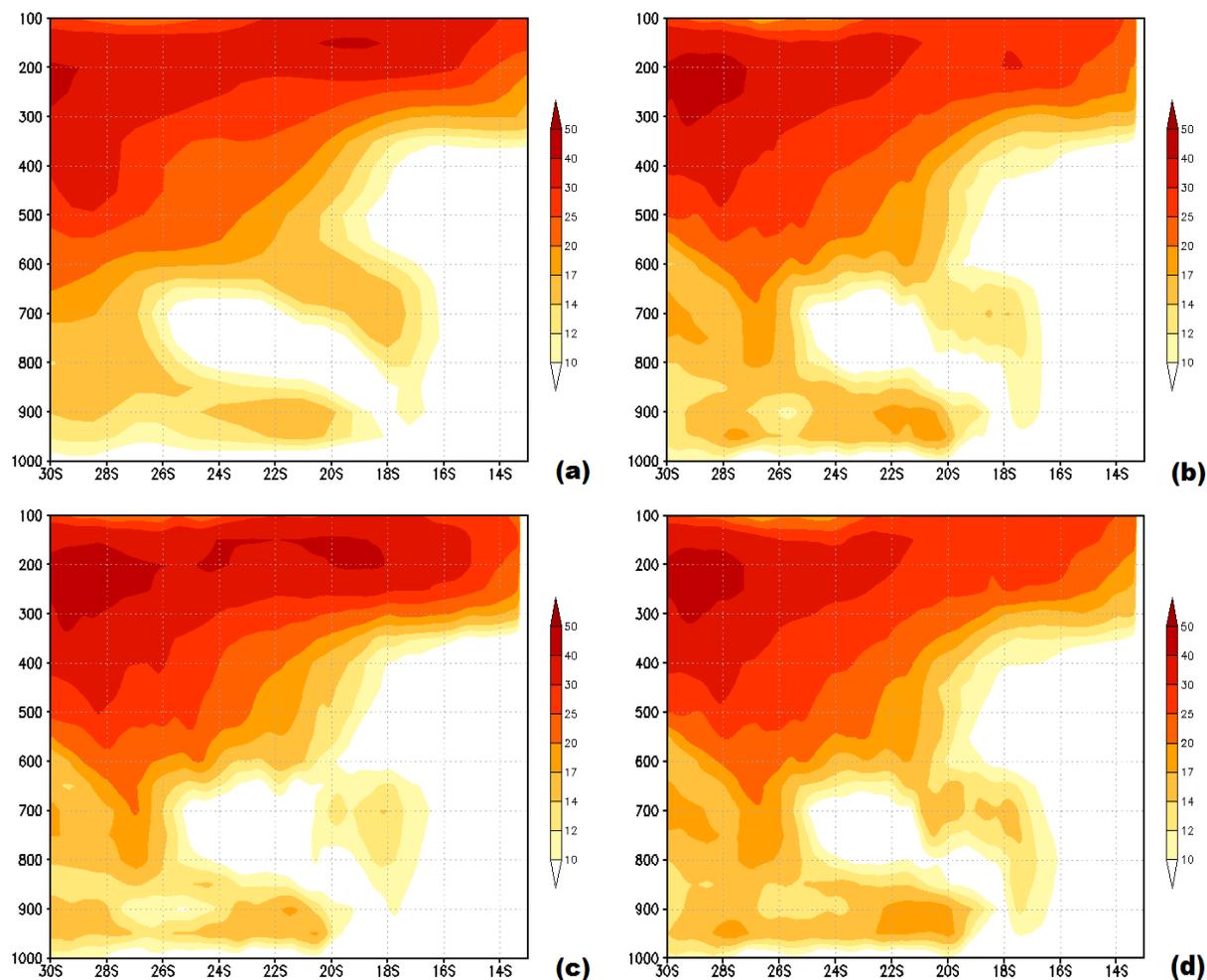


Figura 4.23: Corte vertical contendo magnitude do vento (sombreado colorido em ms^{-1}) para: (a) Dados de reanálise ERA-Interim e experimentos (b) KF, (c) GF e (d) MKF com o WRF no domínio D03. Válidos para: 16/05/2016 às 0600 UTC.

quente, o escoamento de noroeste em baixos níveis e delineando a banda de precipitação. Estas mesmas características são observadas por meio da estimativa CMORPH para o mesmo horário (Figura 4.25-a).

Concomitantemente à consolidação do estágio maduro da banda frontal, nota-se uma maior semelhança entre as características simuladas nos experimentos KF e MKF, enquanto GF, a exemplo do que ocorre com outras variáveis já analisadas, passa a divergir em detalhes em relação aos outros dois experimentos. Esse aspecto é realçado pela análise das figuras de diferenças entre as simulações, que mostram que as diferenças entre KF e MKF restringem-se à faixa espacial da banda precipitante simulada nos dois experimentos, apenas alternando, de forma aparentemente balanceada, entre valores negativos e positivos na subtração dos campos (Figura 4.25-f). Por outro lado, as diferenças entre GF e KF

(Figura 4.25-e) apresentam maior variância espacial, e há predomínio da maior intensidade da banda de precipitação frontal simulada no experimento KF, como se nota pela presença mais marcante das faixas negativas, obtidas da subtração entre o campo simulado no experimento KF e o no GF. Observam-se várias faixas de valores que ultrapassam os 17 mm h^{-1} de diferença.

As diferenças inferidas entre as simulações, que são caracterizadas por pequenas discrepâncias na localização das células convectivas resolvidas, seguem presentes ao longo de todo o período de ocorrência da simulação do caso. No caso de diferenças dessa natureza, o campo de Diferença Simples entre as simulações é muito útil para verificar a alternância entre diferenças positivas e negativas na região das bandas frontais simuladas. Esse é o tipo de diferença observada, principalmente, na comparação entre as simulações KF e MKF, como já visto no horário 1600 UTC do dia 15, e como segue no horário 0000 UTC do dia 16/05, mostrado na Figura 4.26-f, onde valores negativos e positivos se alternam na faixa espacial correspondente à banda frontal, caracterizando uma leve defasagem. Porém, ao ver os campos da própria variável, nota-se qualitativamente a semelhança de configuração da banda frontal simulada em MKF (Figura 4.26-d) em relação à simulada em KF (Figura 4.26-b). O mesmo não pode ser dito sobre a precipitação relativa à simulação GF que, a grosso modo, subestima a banda frontal em relação aos outros dois experimentos, como já evidenciado pelo predomínio de valores de diferenças negativas, com faixas robustas ultrapassando o limiar de plotagem de 17 mm h^{-1} , tanto na Figura 4.25-e, quanto na Figura 4.26-e. Além disso, o experimento GF deixa lacunas na precipitação simulada, como visto, por exemplo, na região correspondente ao oeste do estado do Paraná na Figura 4.26-c. Essas lacunas não são observadas nos demais experimentos e, no horário mostrado, também não se fazem presentes nas estimativas CMORPH.

Já em relação aos dados CMORPH, a evolução da banda frontal simulada ocorre em boa concordância de fase, embora o CMORPH apresente a zona de precipitação com maior dispersão espacial - mas em fase com a cobertura de nebulosidade - porém com picos internos de precipitação menos intensos, visto que na Figura 4.25-a não há chuva que transcenda os 35 mm h^{-1} , diferentemente das três simulações, que apontam taxa de até 45 mm h^{-1} de precipitação. Essas discrepâncias entre os resultados simulados e as estimativa via satélite são de especial importância para este estudo, que busca explicar as fontes de tais erros, principalmente considerando-se que a simulação de precipitação com precisão de fase

e amplitude é uma das tarefas mais difíceis de um modelo numérico de previsão, conforme chamam a atenção Roebber et al. (2004). Na Figura 4.26, as mesmas características comentadas são a marca na relação qualitativa entre os campos de precipitação CMORPH e as simulações com o WRF.

4.5 Fluxo e divergência de umidade da simulação-controle

Na análise dos campos espaciais referentes aos fluxos de umidade simulados no domínio D03, dois aspectos principais são observados durante o caso:

1. a presença constante de um significativo fluxo de umidade no sentido noroeste-sudeste na zona dianteira da frente fria, com o Jato de Baixos Níveis atuando predominantemente na metade inicial do dia 15/05/2016 e promovendo um fluxo de umidade relacionado com a banda precipitante frontal, cuja formação ocorre nesse período de tempo;
2. a correspondência espacial da divergência do fluxo com a zona de avanço da banda frontal.

A situação que precede a formação da frente fria, na noite do dia 14 para o dia 15/05, em que ainda não há registro de precipitação e organização do sistema, é ilustrada pelas Figuras 4.27 e 4.28, com campos do Fluxo de Umidade verticalmente integrado entre os níveis de 900 hPa e 700 hPa e Água Precipitável na coluna atmosférica acompanhada da orientação do fluxo de umidade em vetores, válidas para os horários 0000 UTC e 0600 UTC do dia 15/05, respectivamente.

O fluxo de umidade apresenta uma região com valores entre 300 e 400 $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$ formando-se a partir do norte do Paraguai e da Bolívia às 0000 UTC (Figura 4.27-a), que corresponde à região de máxima intensidade observada e também climatológica do JBN. No horário seguinte, o fluxo de umidade encontra-se intensificado, com valores que ultrapassam os 300 e 400 $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$ estendendo-se até o sul do Paraguai e nordeste da Argentina, mas com máximo na mesma posição anterior, agora com valores chegando a 500 $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$ (Figura 4.28-a). A consequência da ocorrência e da intensificação desse fluxo de umidade é um aumento significativo da água precipitável na área do Paraguai e nordeste da Argentina, que passa de uma região com cerca de 35 mm, com poucos pontos

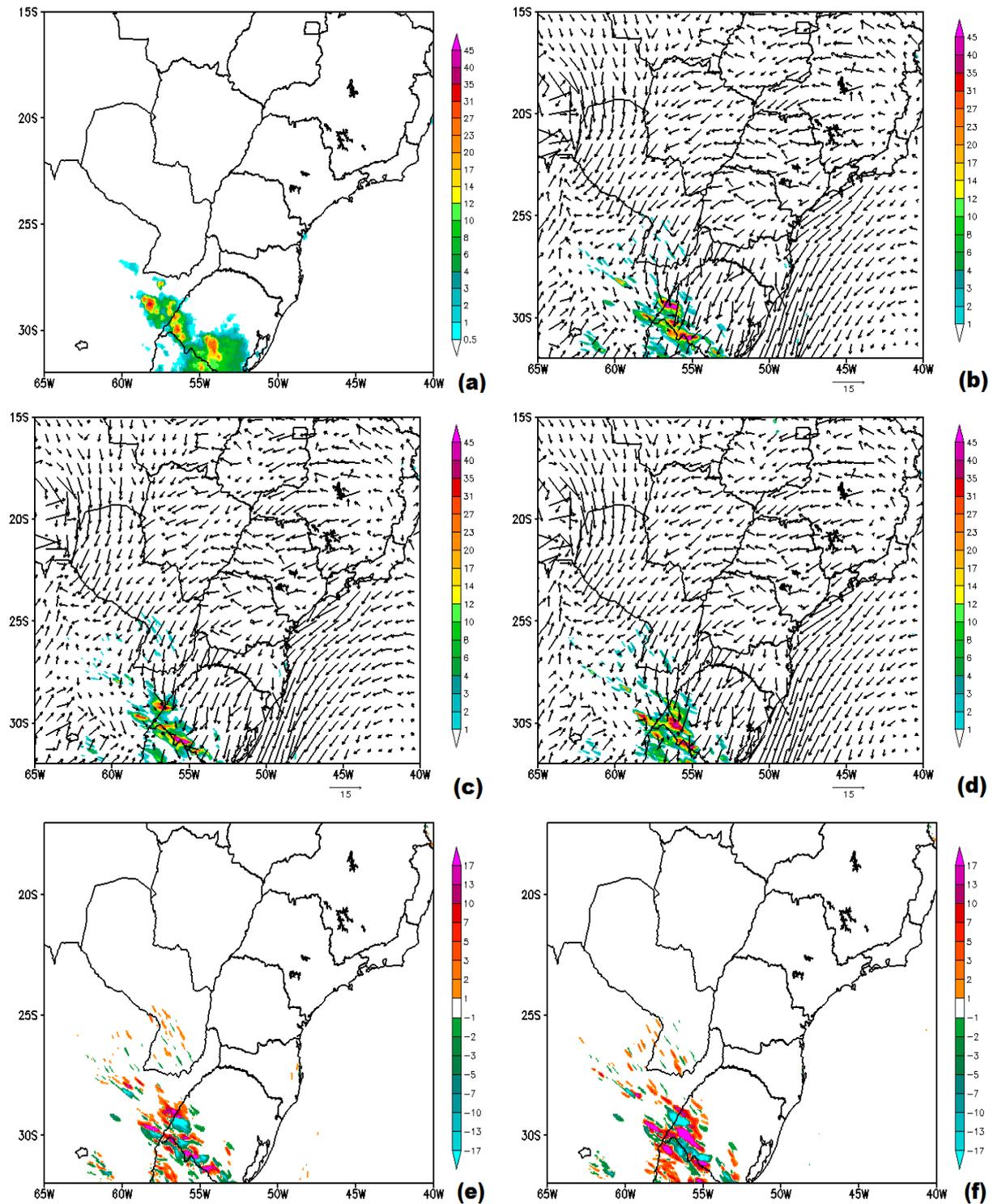


Figura 4.24: (a) Campo de precipitação ($mm h^{-1}$) estimada via satélite CMORPH; Campo de precipitação (sombreado em $mm h^{-1}$) e vento em 1000 hPa (vetores em $m s^{-1}$) simulados com o WRF nos experimentos (b) KF, (c) GF e (d) MKF; Diferença simples no campo de precipitação (sombreado em $mm h^{-1}$): (e) da simulação GF em relação à KF e (f) MKF em relação à KF. Válidas para: 15/05/2016 às 0900 UTC.

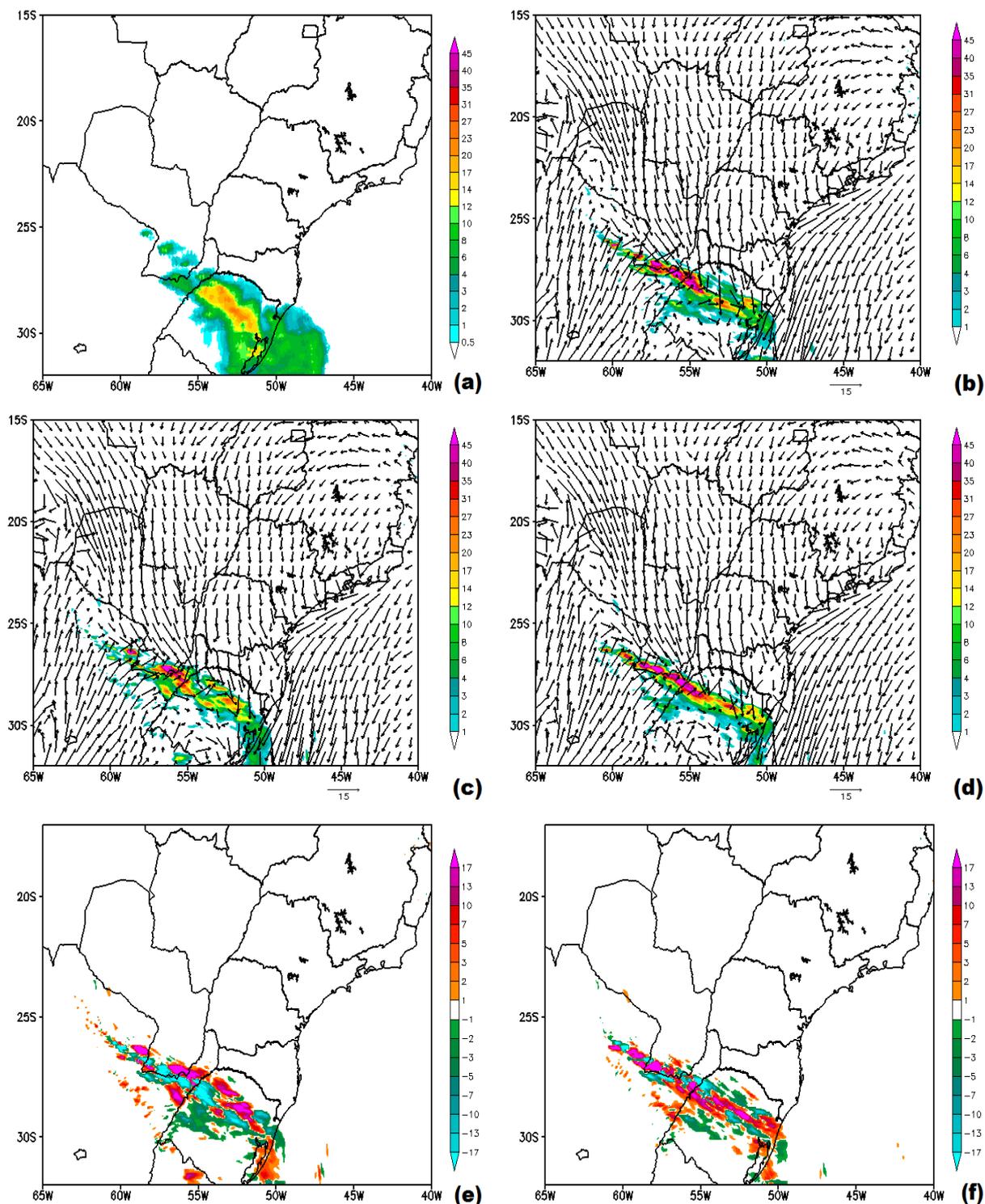


Figura 4.25: (a) Campo de precipitação ($mm\ h^{-1}$) estimada via satélite CMORPH; Campo de precipitação (sombreado em $mm\ h^{-1}$) e vento em 1000 hPa (vetores em $m\ s^{-1}$) simulados com o WRF nos experimentos (b) KF, (c) GF e (d) MKF; Diferença simples no campo de precipitação (sombreado em $mm\ h^{-1}$): (e) da simulação GF em relação à KF e (f) MKF em relação à KF. Válidas para: 15/05/2016 às 1600 UTC.

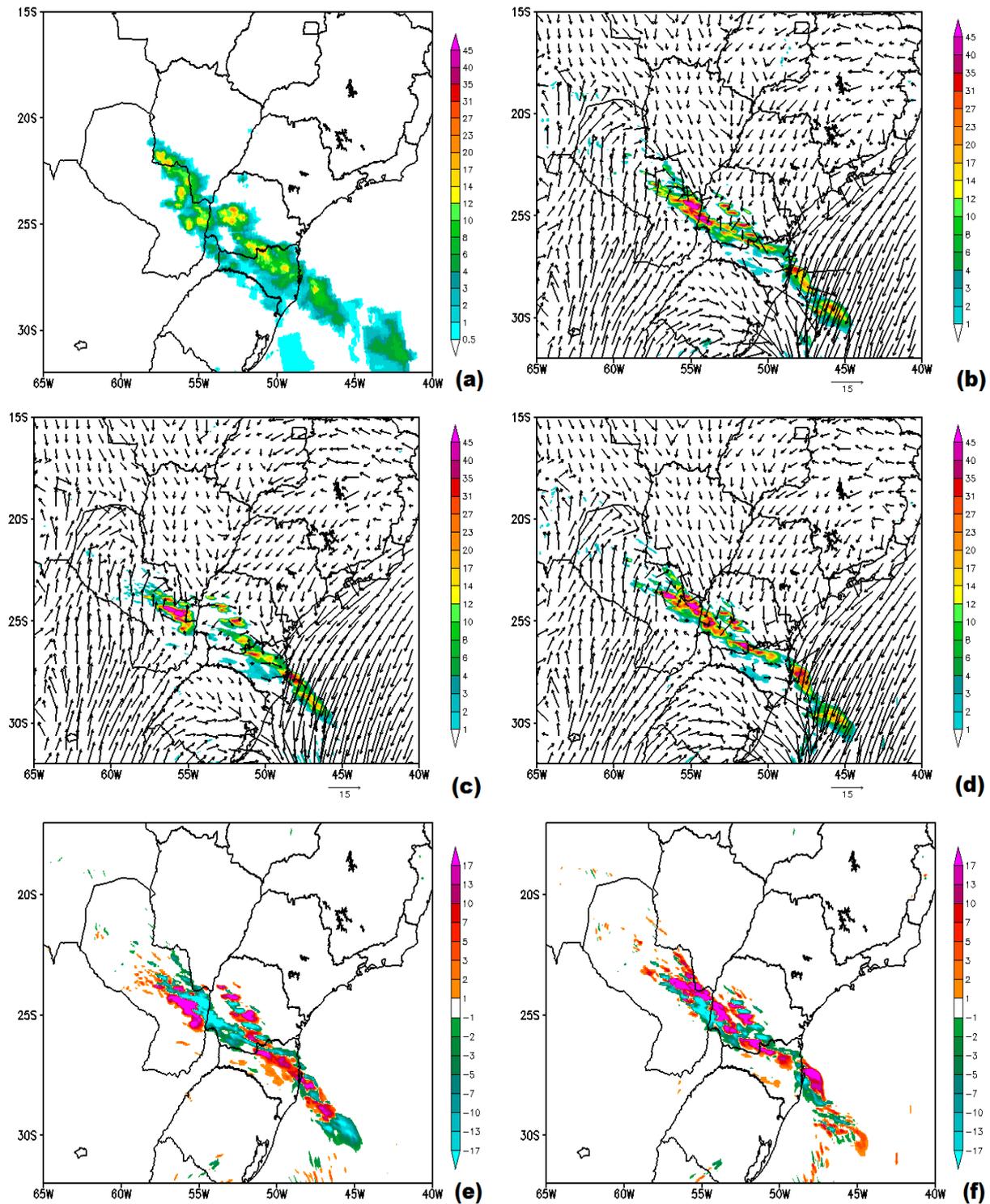


Figura 4.26: (a) Campo de precipitação ($mm h^{-1}$) estimada via satélite CMORPH; Campo de precipitação (sombreado em $mm h^{-1}$) e vento em 1000 hPa (vetores em $m s^{-1}$) simulados com o WRF nos experimentos (b) KF, (c) GF e (d) MKF; Diferença simples no campo de precipitação (sombreado em $mm h^{-1}$): (e) da simulação GF em relação à KF e (f) MKF em relação à KF. Válidas para: 16/05/2016 às 0000 UTC.

chegando a 40 *mm* às 0000 UTC (Figura 4.27-b) para uma vasta área de valores de mais de 40 *mm* e picos de até 45 *mm* na região às 0600 UTC do dia 15 (Figura 4.28-b).

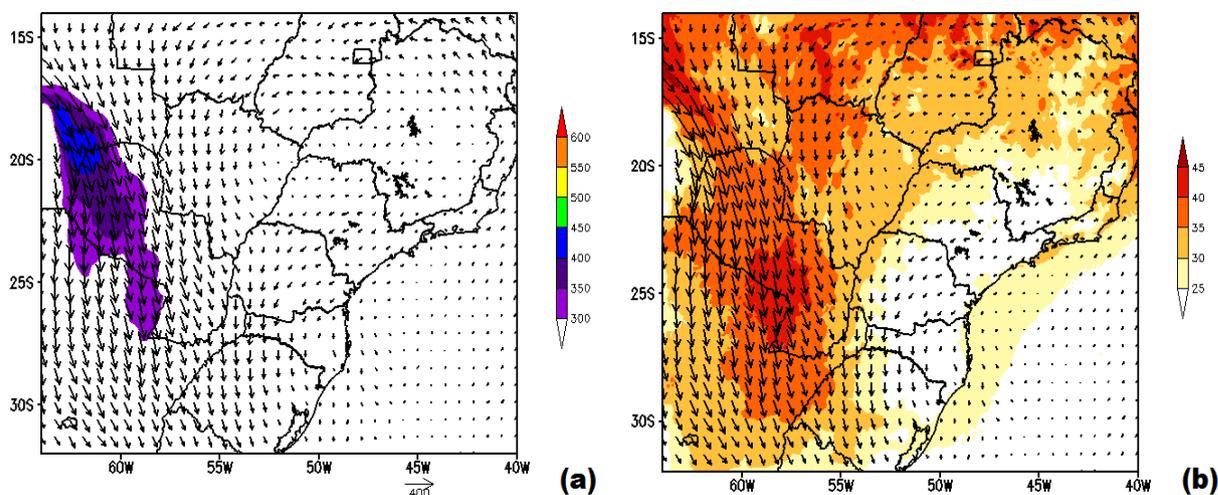


Figura 4.27: (a): Fluxo de umidade verticalmente integrado entre 900 e 700 *hPa* (sombreado em $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$ e vetores); (b): Água precipitável (sombreado em *mm*) e orientação do fluxo de umidade integrado verticalmente (vetores). Válidas para 15/05/2016 às 0000 UTC.

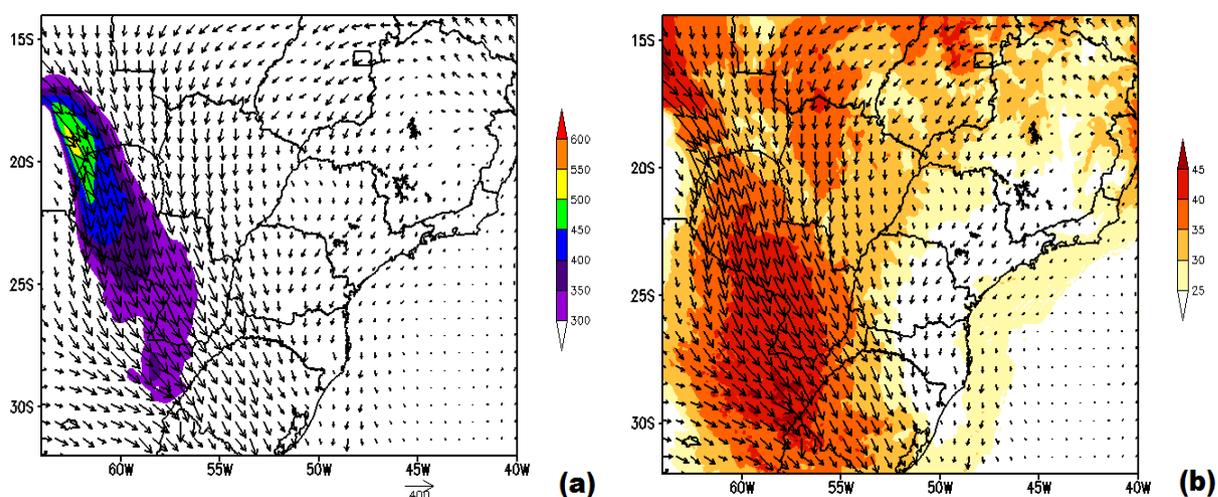


Figura 4.28: (a): Fluxo de umidade verticalmente integrado entre 900 e 700 *hPa* (sombreado em $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$ e vetores); (b): Água precipitável (sombreado em *mm*) e orientação do fluxo de umidade integrado verticalmente (vetores). Válidas para 15/05/2016 às 0600 UTC.

Em seguida, na metade inicial do dia 15/05, o fluxo de umidade segue atuando e causando, a uma taxa semelhante, acúmulo de água precipitável na região referida. Às 1200 UTC, uma vasta área de encontra-se com valores de mais de 45 *mm* (Figura 4.29-b). Por outro lado, o fluxo de umidade adquire um máximo na área de saída, corrente-abaixo, já ingressando no território do Rio Grande do Sul com valores que superam 550 $kg\ m^{-1}$

s^{-1} , enquanto gradualmente perde um pouco de força na região do norte do Paraguai, ainda mantendo um fluxo com picos de até $450 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ neste local (Figura 4.29-a).

Neste meio tempo, inicia-se a formação da convecção, que vem a se organizar sobre o sul do Brasil na forma de uma banda frontal. Essa organização - já com valores pontuais de chuva forte, entre 25 e 45 mm h^{-1} - é notada no campo de precipitação do horário das 1200 UTC do dia 15 (Figura 4.29-c), assim como a organização de uma faixa de valores de convergência (divergência negativa) de fluxo de umidade acompanhando a região da zona frontal, como se pode ver pela faixa de valores predominantemente negativos, mostrados em cores frias, com picos de até mais de $5 \cdot 10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ no campo de divergência de fluxo verticalmente integrado para o mesmo horário (Figura 4.29-d). Esta faixa de convergência de fluxo de umidade alterna com locais de valores divergentes, em cores quentes, localizados principalmente na retaguarda da zona frontal.

No decorrer do restante do dia 15/05 e nas primeiras horas do dia 16/05, a banda frontal de natureza convectiva se consolida e avança pelo sul do Brasil, assim como a configuração da faixa de convergência de umidade na região correspondente à dianteira da banda frontal. O fluxo de umidade, por sua vez, segue sendo observado e proveniente do setor noroeste, mas a medida em que avança junto à evolução do padrão de circulação do caso, a sua influência corrente-acima, desde o Chaco, diminui. Deste modo, os picos observados do fluxo de umidade na parte final do dia se dão principalmente na região de vanguarda da frente fria e não mais no norte do Paraguai.

A Figura 4.30 ilustra esse comportamento das variáveis, onde notam-se: a banda frontal organizada e com faixa consistente de forte precipitação, com picos superando o limiar de 45 mm h^{-1} (Figura 4.30-c); a convergência de fluxo de umidade com uma faixa consolidada de valores na casa - e até superando o limiar - de $5 \cdot 10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ de convergência acompanhando o avanço da banda frontal, além da presença de alguns pontos e uma faixa de divergência de fluxo compensatória na retaguarda da zona frontal, mas cujos valores atingem no máximo $2 \cdot 10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (Figura 4.30-d); e o fluxo de umidade na dianteira da banda frontal, com valores que transcendem os $400 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ em uma vasta área, com picos de cerca de $550 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ entre a região oeste do Paraná, Paraguai e sul do Mato Grosso do Sul, neste horário mostrado (Figura 4.30-a).

Já em relação à água precipitável, num cômputo geral ela não torna a aumentar, como ocorreu constantemente nos horários anteriores e foi mostrado nas Figuras 4.27-b, 4.28-

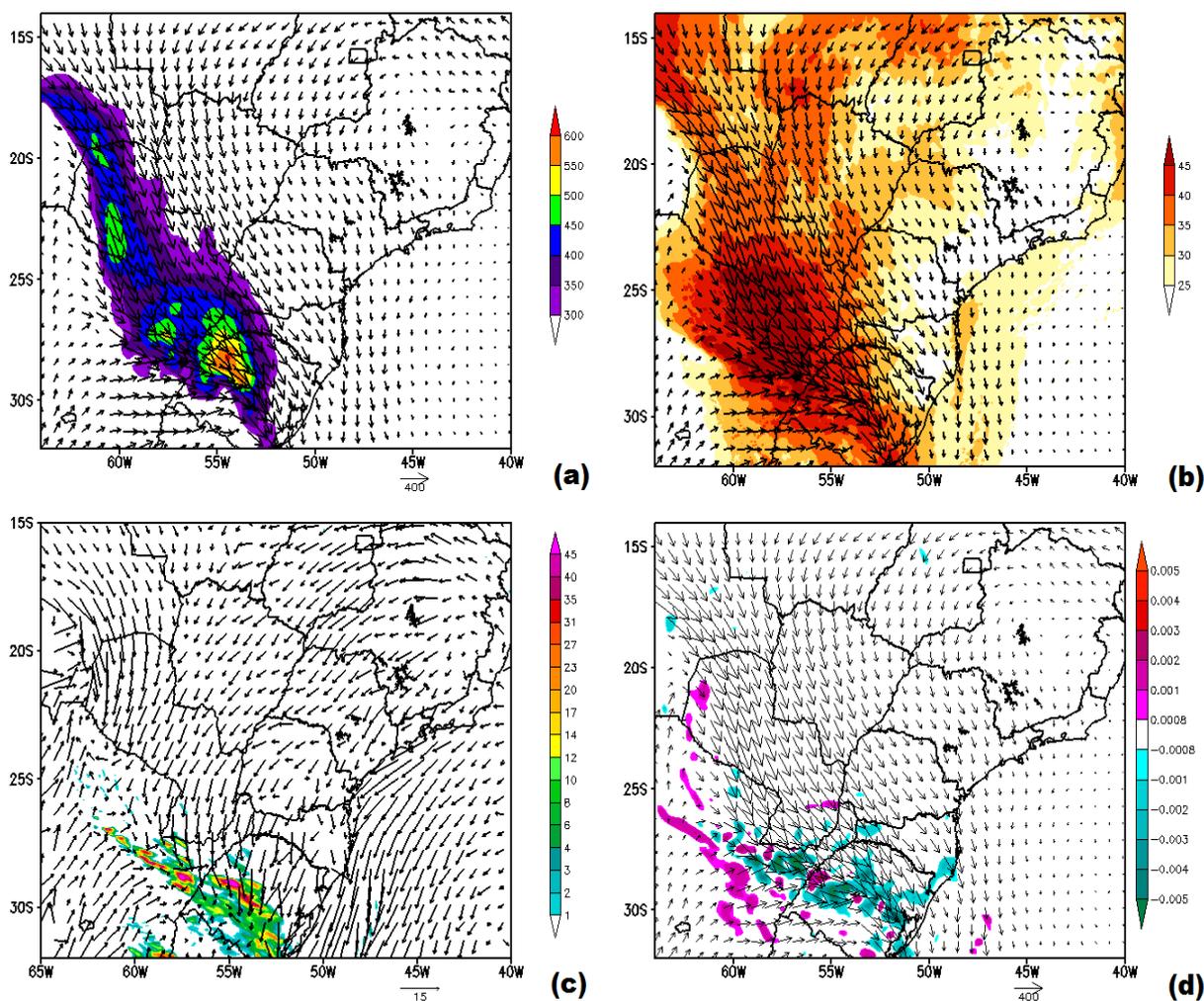


Figura 4.29: (a): Fluxo de umidade verticalmente integrado entre 900 e 700 hPa (sombreado em $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$ e vetores); (b): Água precipitável (sombreado em mm) e orientação do fluxo de umidade integrado verticalmente (vetores); (c): Precipitação (sombreado colorido, em $mm\ h^{-1}$) e vento em 1000 hPa (vetores); (d): Divergência de fluxo de umidade verticalmente integrado (sombreado em $kg\ m^{-2}\ s^{-1}$) e orientação do fluxo de umidade integrado verticalmente (vetores). Válidas para 15/05/2016 às 1200 UTC.

b e 4.29-b. A área com maiores valores do acumulado da variável PW acompanham a evolução dinâmica do caso, e seus picos são observados na região do Paraguai, superando os 45 mm . Na área de ocorrência da maior parte da precipitação, que é corrente-abaxio a esse máximo, os valores são um pouco menores, em partes por conta do uso de parte da umidade para formação de nuvens e precipitação.

O sistema segue seu avanço e, ao longo do dia 16/05, a atividade convectiva da frente fria diminui bastante, tornando a banda frontal menos intensa e menos extensa, apresentando convecções mais pontuais e desorganizadas, principalmente ao adentrar o estado de São Paulo, como atesta-se no horário 1200 UTC do dia 16 (Figura 4.31-c). Neste mesmo

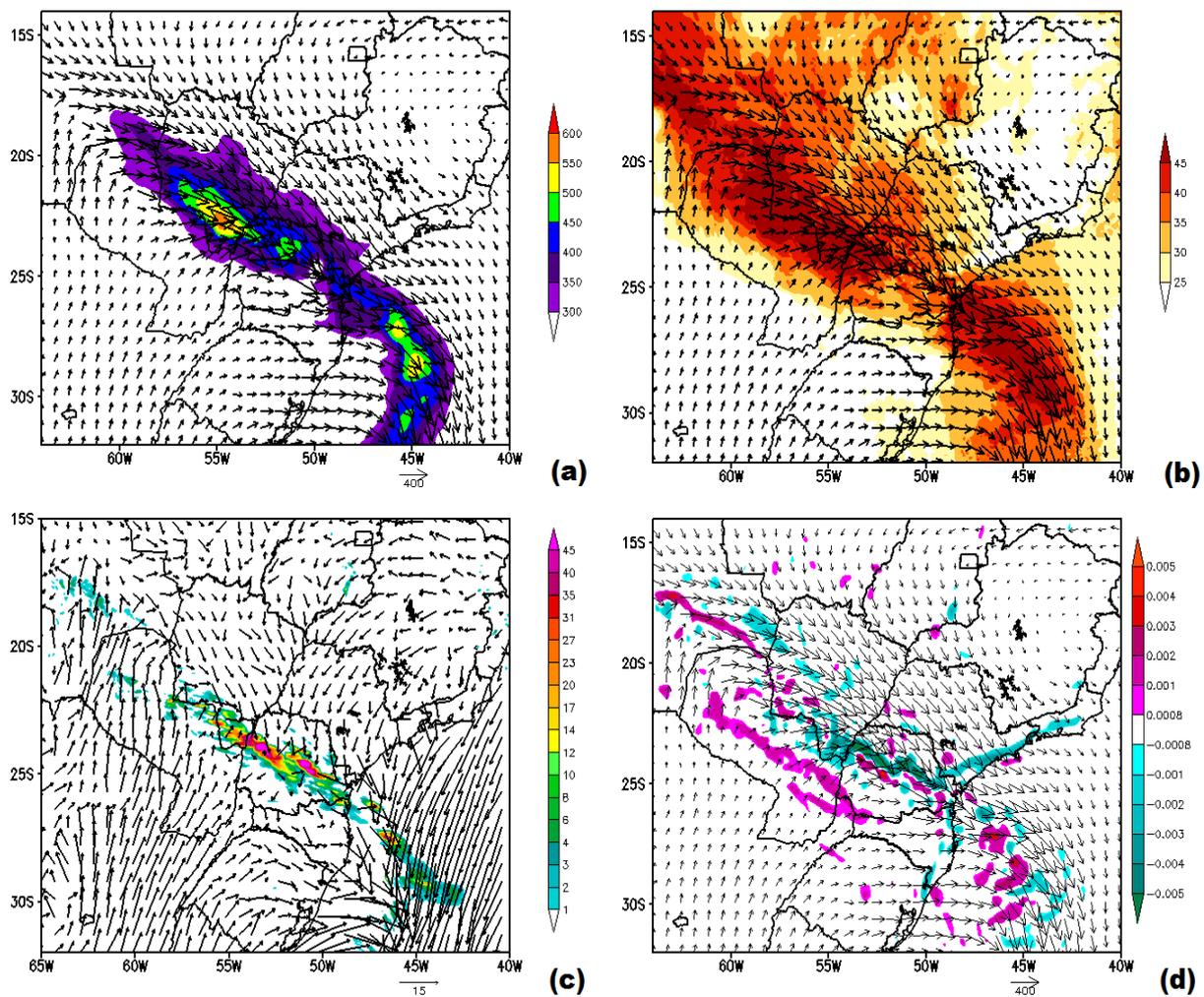


Figura 4.30: (a): Fluxo de umidade verticalmente integrado entre 900 e 700 hPa (sombreado em $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$ e vetores); (b): Água precipitável (sombreado em mm) e orientação do fluxo de umidade integrado verticalmente (vetores); (c): Precipitação (sombreado colorido, em $mm\ h^{-1}$) e vento em 1000 hPa (vetores); (d): Divergência de fluxo de umidade verticalmente integrado (sombreado em $kg\ m^{-2}\ s^{-1}$) e orientação do fluxo de umidade integrado verticalmente (vetores). Válidas para 16/05/2016 às 0300 UTC.

horário, a Figura 4.31-d revela que o padrão de convergência de fluxo de umidade perdeu configuração, praticamente se desfazendo juntamente com o enfraquecimento da banda frontal.

A diminuição na intensidade do fluxo de umidade de noroeste precede a desintensificação da atividade convectiva. Às 1200 UTC - e também nos campos relativos a várias horas anteriores, em figuras não mostradas no documento - o fluxo no setor noroeste em relação à banda frontal aponta intensidade menor do que o demonstrado durante o turno anterior, com a região no canto noroeste da Figura 4.31-a não apresentando fluxos de umidade que superem os $300\ kg\ m^{-1}\ s^{-1}$. O fluxo de umidade intensificado na dianteira do

sistema frontal avança para a região oceânica, seguindo a propagação de todo o padrão de circulação.

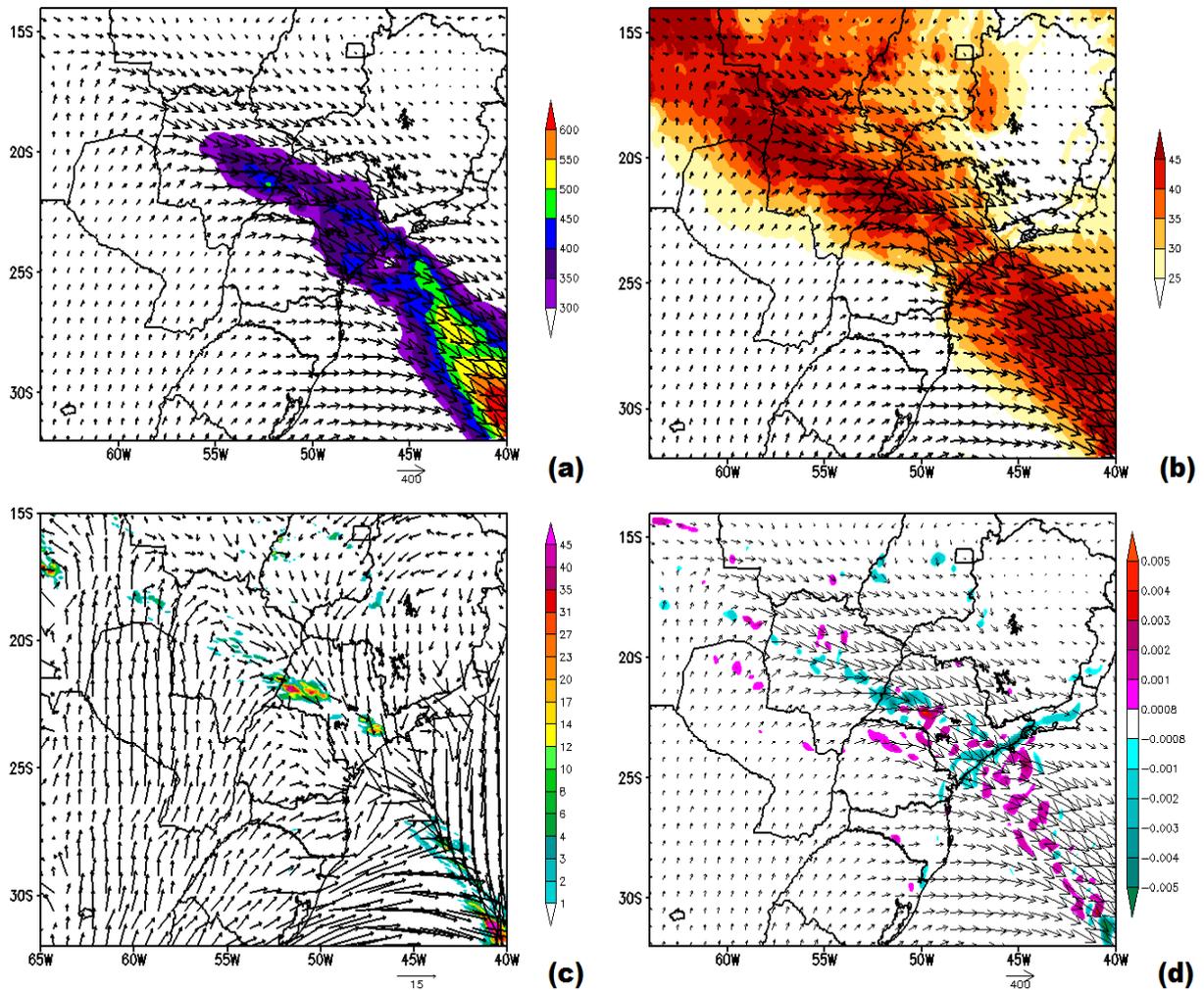


Figura 4.31: (a): Fluxo de umidade verticalmente integrado entre 900 e 700 hPa (sombreado em $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$ e vetores); (b): Água precipitável (sombreado em mm) e orientação do fluxo de umidade integrado verticalmente (vetores); (c): Precipitação (sombreado colorido, em $mm\ h^{-1}$) e vento em 1000 hPa (vetores); (d): Divergência de fluxo de umidade verticalmente integrado (sombreado em $kg\ m^{-2}\ s^{-1}$) e orientação do fluxo de umidade integrado verticalmente (vetores). Válidas para 16/05/2016 às 1200 UTC.

4.6 Comparações dos fluxos do JBN entre as simulações

Na Figura 4.32 são apresentadas as séries temporais do somatório sobre a área selecionada no PR (Figura 3.3) do fluxo de umidade verticalmente integrado no Jato de Baixos Níveis para os três experimentos: KF (linha azul), GF (linha vermelha) e MKF (linha verde). Esse método foi descrito na seção 3.9. De forma análoga, para verificar as

possíveis diferenças de fase no tempo, os somatórios totais sobre a mesma área são apresentados para as variáveis Água Precipitável (Figura 4.33) e Precipitação (Figura 4.34) simuladas nos experimentos do WRF.

Nestas figuras, nota-se um ciclo de vida bem definido entre as variáveis. O fluxo de umidade sobre a área intensifica-se gradualmente na segunda metade do dia 15/05 e atinge seu máximo às 0000 UTC do dia 16/05 para o caso do experimento KF e 0100 UTC do mesmo dia para o experimento MKF, ambos com valores de somatório de cerca de $6,7 \cdot 10^7 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$. Já o experimento GF apresenta o máximo do fluxo de umidade às 2100 UTC do dia 15/05, com valor de somatório total de cerca de $6,1 \cdot 10^7 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, mesmo patamar que os outros dois experimentos apresentam no mesmo horário. Porém, nos horários seguintes o fluxo simulado no experimento GF entra em declínio e destoa do padrão de evolução temporal das outras duas simulações, chegando a uma diferença máxima no somatório de cerca de $1,0 \cdot 10^7 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ entre 0300 UTC e 0400 UTC do dia 16/05, o que corresponde a mais de 15% da magnitude total dos fluxos de umidade simulados nesse intervalo de tempo nos outros dois experimentos.

A Figura 4.33 comprova que o transporte de umidade pelo JBN causa acúmulo de água precipitável na região de sua saída. No caso dos experimentos KF (linha azul) e MKF (linha verde), os máximos valores ocorrem logo nos horários seguintes ao máximo do fluxo de umidade, sendo, portanto, entre 0100 UTC e 0200 UTC do dia 16/05 nos dois casos, o que denota o ciclo de variação da variável como uma resposta ao fluxo de umidade. Quanto ao experimento GF, mesmo este adiantando o máximo do fluxo de umidade em relação aos outros dois experimentos, o mesmo não ocorre na análise da variável PW , cujo máximo do somatório sobre a área restrita coincide em horário entre as três simulações e também em magnitude, ficando entre valores de $7,7 \cdot 10^6$ e $7,8 \cdot 10^6 \text{ mm}$ nos três experimentos. Por outro lado, a simulação GF volta a ter discrepância mais significativa em relação às demais, após a ocorrência do sistema precipitante, representando um acúmulo de água precipitável maior após a chuva, o que é explicado pelo menor volume precipitado e menor intensidade da banda frontal simulada no experimento GF, que leva à uma menor remoção da umidade atmosférica. Esta diferença total entre os valores dos somatórios chega a cerca de $6 \cdot 10^5 \text{ mm}$ em valores absolutos, mas não ultrapassa a marca de 10% da magnitude total de PW nos horários correspondentes.

O comportamento da variável precipitação somada na área (Figura 4.34), por sua vez,

apresenta um pico bem definido nas simulações KF (linha azul) e MKF (linha verde), e bimodal em GF (linha vermelha). Nos horários anteriores e posteriores à passagem da banda precipitante frontal, este somatório encontra-se total ou quase totalmente zerado, pelo caráter discreto da precipitação e pela resposta à forçante representada pela dinâmica frontal. Obviamente, esta é uma característica diferente das variáveis contínuas, como o conteúdo e transporte de umidade atmosférica. Para as três simulações, o somatório significativo de precipitação surge às 1800 UTC do dia 15/05 e aumenta rapidamente nas horas seguintes, até atingir o máximo entre 0200 UTC e 0300 UTC do dia 16 no caso dos experimentos KF e MKF, logo nos horários posteriores, portanto, do máximo do somatório de água precipitável, que por sua vez ocorre em seguida da máxima intensidade do fluxo de umidade do Jato de Baixos Níveis na região. Tudo isso, novamente, atesta o ciclo de comportamento da variável e suas respostas mútuas no decorrer da evolução temporal do caso estudado. Ambos os máximos dos somatórios de precipitação nas simulações KF e MKF estão em torno do valor de $5,5 \cdot 10^5 \text{ mm}$ na área restrita ao PR, com pequena diferença de valor entre si.

Em relação ao experimento GF, o máximo do somatório da precipitação na área ocorre apenas às 0500 UTC do dia 16/05 - horário em que há uma relativa intensificação da banda frontal simulada em GF - com magnitude do somatório em torno de $4,3 \cdot 10^5 \text{ mm}$, que é um valor compatível com o somatório da mesma variável para os outros dois experimentos no mesmo horário. Porém, a diferença entre os máximos do somatório - que não coincidem em horário - é robusta, e supera os 20% da magnitude do próprio máximo de somatório de precipitação. No entanto, na comparação horária da série temporal, a diferença do somatório de precipitação do experimento GF em relação às demais chega a $2,1 \cdot 10^5 \text{ mm}$ em termos absolutos e ao patamar de 50% da magnitude às 0000 UTC do dia 16/05. Portanto, a precipitação é a variável de maior discrepância no comportamento do experimento GF em relação às demais simulações, o que corrobora estudos que apontam a grande sensibilidade da precipitação à mudanças de configurações em simulações numéricas (Roebber et al., 2004).

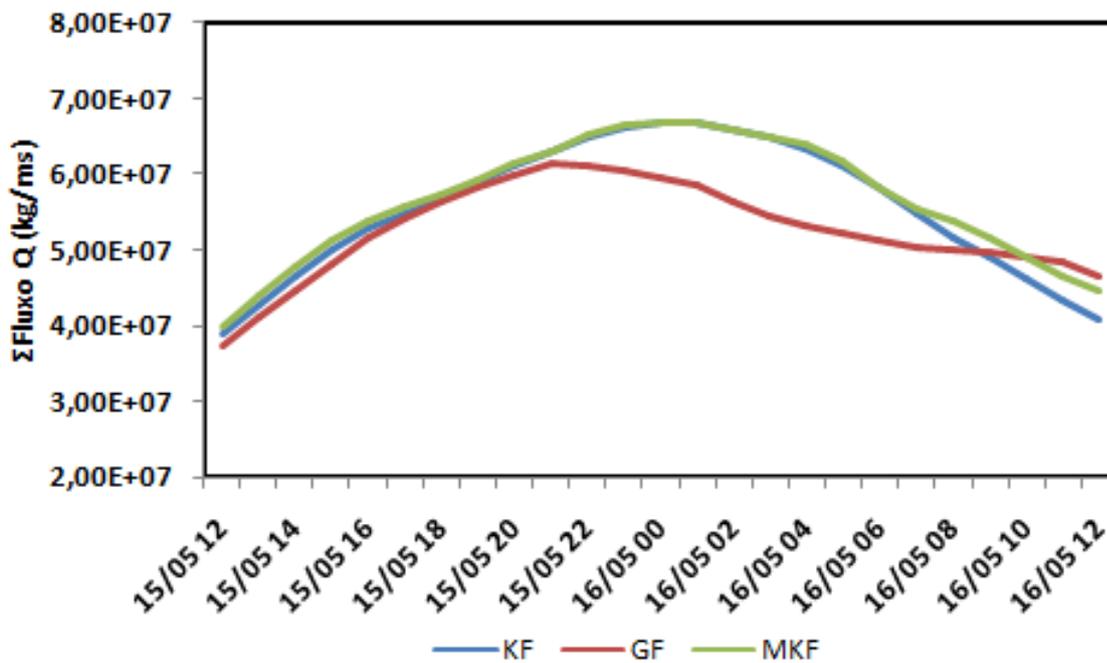


Figura 4.32: Série temporal do somatório do fluxo de umidade ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) na área do estado do PR verticalmente integrado entre 900 e 700 hPa para os experimentos KF (linha azul), GF (linha vermelha) e MKF (linha verde).

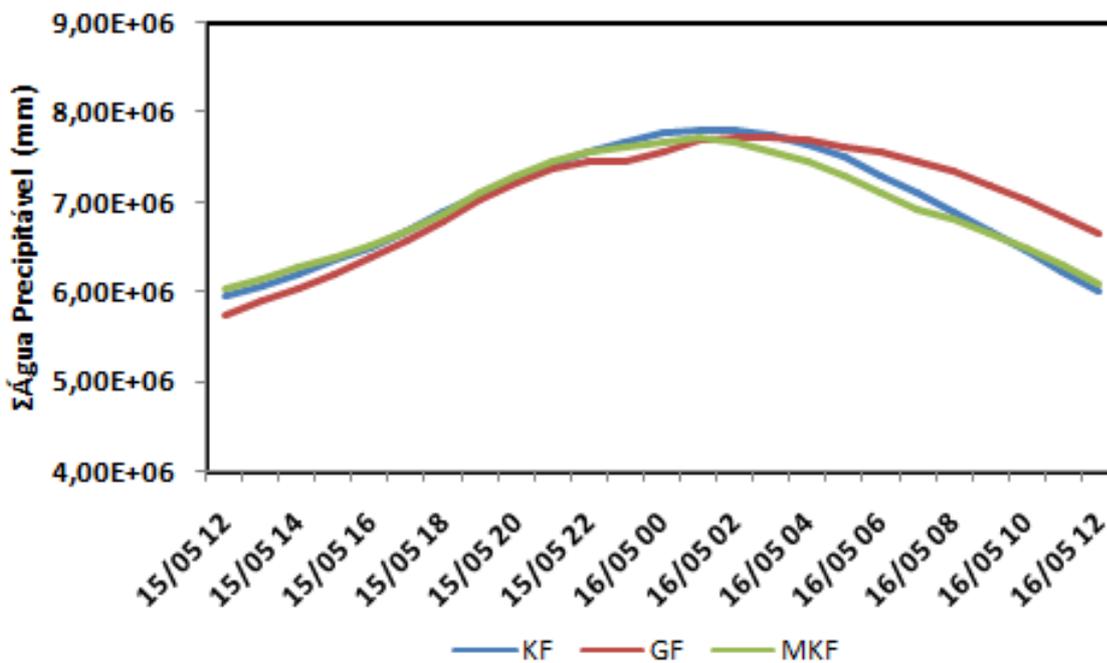


Figura 4.33: Série temporal do somatório da água precipitável (mm) na área do estado do PR verticalmente integrado entre 900 e 700 hPa para os experimentos KF (linha azul), GF (linha vermelha) e MKF (linha verde).

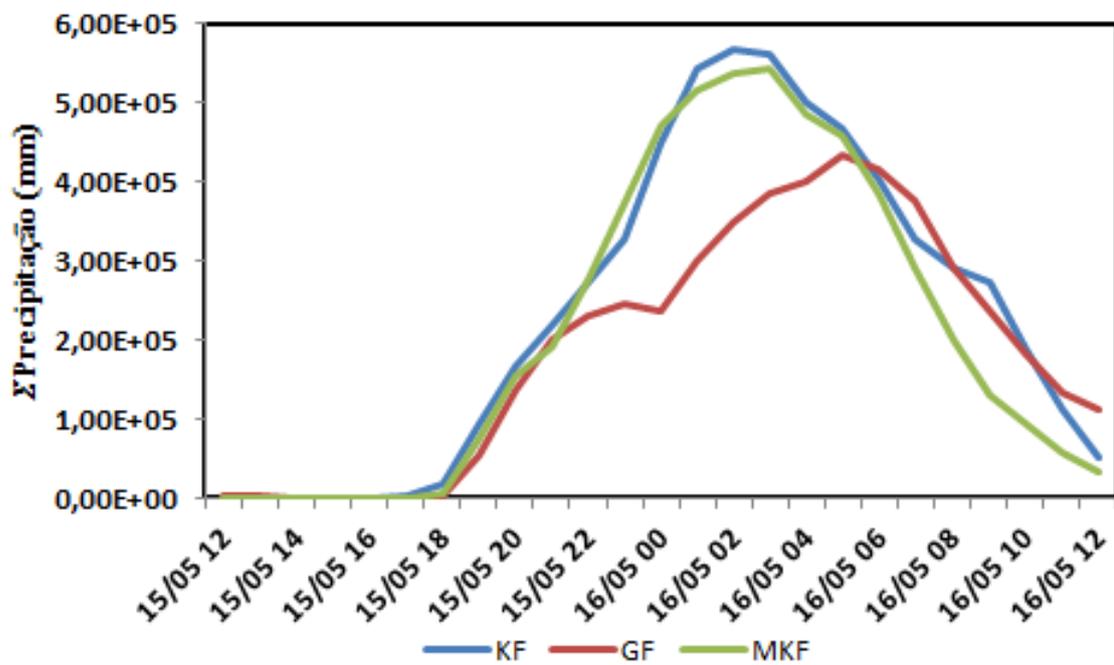


Figura 4.34: Série temporal do somatório da precipitação (mm) na área do estado do PR para os experimentos KF (linha azul), GF (linha vermelha) e MKF (linha verde).

Considerações Finais

Inicialmente, a escolha do caso para estudo baseou-se na premissa de que um evento com características sinóticas muito bem definidas deveria proporcionar condições iniciais e de fronteira adequadas para as simulações numéricas em mesoescala com o modelo WRF, o que foi comprovado com os resultados obtidos. As características sinóticas procuradas para o fenômeno foram:

1. presença de um ciclone extratropical em intensificação no Oceano Atlântico junto à costa sul do Brasil e Uruguai;
2. um cavado transiente no geopotencial de 500 hPa sobre o continente com eixo meridional orientado na direção próxima a norte-sul;
3. presença explícita do JBN nos campos de vento das análises de modelos globais;
4. constatação da presença dos Jatos Polar e Subtropical de altos níveis;
5. campos de precipitação em superfície estimados por satélite, bem como imagens de satélite no canal infravermelho indicativos de presença de convecção profunda.

As exigências impostas pelos critérios de 1 a 5 descritos acima levaram à escolha de um evento em que o ciclone extratropical associado adquiriu características de um ciclone do tipo explosivo, intensificando-se a taxas maiores do que 30 hPa em 24 horas em alguns momentos entre os dias 15 e 16 de maio de 2016. Contudo, as análises efetuadas com os diversos conjuntos de dados também mostraram que o fato do ciclone extratropical ser do tipo explosivo não foi determinante para a busca da comprovação da hipótese sobre o JBN como fonte de umidade para o ramo frontal continental, sendo que os resultados aqui

apresentados fornecem entendimentos importantes para outros episódios semelhantes, mas que não necessariamente sejam associados a ciclones explosivos.

5.1 Conclusões

Pode-se afirmar que a escolha do caso para estudo dentro dos critérios estabelecidos na metodologia foi decisiva para o sucesso das simulações, obtendo-se uma simulação-controlada com alto grau de realismo em sua grade externa - de 27 km de espaçamento entre os pontos da grade horizontal - quando comparados os resultados simulados às reanálises globais e dados observados disponíveis. A partir do sucesso na simulação numérica em menor grau de resolução, pôde-se aprofundar a pesquisa com a introdução de mais duas grades de maior resolução espacial (9 e 3 km, respectivamente), usando-se o esquema de aninhamento simultâneo e bidirecional de grades do WRF. Com isso, aumenta-se a confiabilidade nos resultados da grade mais interna (3 km), uma vez que o domínio é alimentado por conjuntos de dados de qualidade adequada, provenientes da grade imediatamente externa, a qual possui um equacionamento físico compatível com a grade interna.

Quanto aos objetivos do trabalho, a pesquisa descrita nesta monografia destaca o papel do JBN da América do Sul como principal fonte de umidade que alimenta a convecção profunda observada nos ramos continentais das frentes frias observadas no Sul e Sudeste do Brasil. Demonstrou-se que duas variáveis físicas, em especial, explicam a contribuição do JBN na precipitação da banda frontal estudada: o fluxo de vapor d'água integrado verticalmente entre 900 e 700 hPa; e a água precipitável, calculada como a integral do vapor d'água disponível numa coluna atmosférica com base de $1 m^2$. A partir da análise desses dois campos meteorológicos, em conjunção com o campo de vento no nível de máxima magnitude do vento associado ao JBN e o campo de precipitação oriundo da parametrização de microfísica de nuvens, comprova-se, portanto, a hipótese de que o JBN é a principal fonte de umidade para a convecção úmida e profunda no ramo continental do sistema observado. Ressalta-se, por oportuno, que esta conclusão é válida somente para o caso estudado em específico.

O principal resultado desta pesquisa é a indicação de que há uma sequência bem estabelecida de eventos físicos associados à região de saída do Jato de Baixos Níveis, em que o máximo da quantidade integrada do fluxo de umidade que viaja através do jato é seguido

do máximo da quantidade integrada da água precipitável e, por fim, pelo máximo na quantidade integrada de precipitação à superfície, o que indica explicitamente a contribuição predominante do JBN para a precipitação observada.

Em relação à abordagem secundária proposta nos objetivos - de que a escolha da parametrização cúmulos usada nos domínios mais externos de simulação (grades de 27 e 9 km de espaçamento) são determinantes na qualidade dos resultados numéricos na grade de alta resolução espacial (grade de 3 km) - os resultados enfatizaram a hipótese de que a escolha da parametrização de cúmulos exercem uma influência significativa, tanto nos campos derivados das equações da dinâmica (vento, divergência e transporte integrado de umidade), como nos campos de água precipitável integrada na coluna e precipitação à superfície. Dentro deste conceito, duas conclusões principais dos resultados são aqui ressaltadas:

1. a parametrização de Grell-Freitas induziu diferenças significativas nos resultados numéricos em todas as grades, em comparação à simulação-controle (Kain-Fritsch);
2. os resultados da parametrização Multiscale Kain-Fritsch mostraram-se extremamente semelhantes aos de Kain-Fritsch tradicional, em todas as grades.

5.2 Sugestões para trabalhos futuros

Os resultados obtidos nesta pesquisa reforçam a ideia de que a sequência de eventos na saída do JBN, que relaciona o aumento de transporte integrado de umidade ao aumento da água precipitável e esta, em seguida, à precipitação, merece ser comprovada por meio de um maior número de estudos de caso.

Sugere-se também um maior número de estudos de caso que verifiquem e quantifiquem a influência das diversas parametrizações cúmulos disponíveis no modelo WRF, normalmente acionadas somente em grades externas, nos resultados das grades internas de alta resolução espacial, que geralmente dependem somente das parametrizações de microfísica de nuvens para tratar a água em suas três fases.

Indica-se, ainda, que tais investigações devem ser abordados não só para casos análogos ao aqui apresentado, mas também para ocorrências de outros tipos de sistemas convectivos e precipitantes na região analisada, assim como para outras áreas de interesse.

Referências Bibliográficas

- ANA. Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil: 2013, Agência Nacional de Águas, 2013
- Andrade K. M., Cavalcanti I. F., Climatologia dos sistemas frontais e padrões de comportamento para o verão na América do Sul. In Congresso Brasileiro de Meteorologia , vol. 13, 2004
- Anthes R. A., A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model, Monthly Weather Review, 1977, vol. 105, p. 270
- Berri G. J., Inzunza J. B., The effect of the low-level jet on the poleward water vapour transport in the central region of South America, Atmospheric Environment. Part A. General Topics, 1993, vol. 27, p. 335
- Berrisford P., Dee D., Fielding K., Fuentes M., Kallberg P., Kobayashi S., Uppala S., The ERA-interim archive, ERA report series, 2009, pp 1–16
- Berry G., Reeder M. J., Jakob C., A global climatology of atmospheric fronts, Geophysical Research Letters, 2011, vol. 38
- Bitencourt D. P., Fuentes M. V., de Souza Cardoso C., Climatologia de Ciclones Explosivos Para a Área Ciclogénica da América do Sul, Revista Brasileira de Meteorologia, 2012, vol. 28
- Bjerknes J., On the structure of moving cyclones, Monthly Weather Review, 1919, vol. 47, p. 95
- Bonner W. D., Climatology of the low level jet, Mon. Wea. Rev, 1968, vol. 96, p. 833

- Browning K. A., Conceptual models of precipitation systems, *Weather and Forecasting*, 1986, vol. 1, p. 23
- Chen F., Dudhia J., Coupling an advanced land surface–hydrology model with the Penn State–NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity, *Monthly Weather Review*, 2001, vol. 129, p. 569
- Chen T.-C., Global water vapor flux and maintenance during FGGE, *Monthly Weather Review*, 1985, vol. 113, p. 1801
- Colle B. A., Mass C. F., Westrick K. J., MM5 precipitation verification over the Pacific Northwest during the 1997–99 cool seasons, *Weather and Forecasting*, 2000, vol. 15, p. 730
- de Oliveira P. J., da Rocha E. J. P., Fisch G., Kruijt B., Ribeiro J. B. M., Efeitos de um evento de friagem nas condições meteorológicas na Amazônia: um estudo de caso, *Acta amazônica*, 2004, vol. 34, p. 613
- Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M., Balsamo G., Bauer d. P., et al., The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 2011, vol. 137, p. 553
- Dudhia J., Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model, *Journal of the atmospheric sciences*, 1989, vol. 46, p. 3077
- Durkee J. D., Mote T. L., A climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America, *International Journal of Climatology*, 2010, vol. 30, p. 418
- Fowler L. D., Skamarock W. C., Grell G. A., Freitas S. R., Duda M. G., Analyzing the Grell–Freitas convection scheme from hydrostatic to nonhydrostatic scales within a global model, *Monthly Weather Review*, 2016, vol. 144, p. 2285
- Fritsch J. M., Chappell C. F., Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parameterization, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1980, vol. 37, p. 1722–1733

- Garreaud R., Muñoz R. C., The low-level jet off the west coast of subtropical South America: Structure and variability, *Monthly Weather Review*, 2005, vol. 133, p. 2246
- Gilliland E. K., Rowe C. M., A comparison of cumulus parameterization schemes in the WRF model. In *Proceedings of the 87th AMS Annual Meeting & 21th Conference on Hydrology*, vol. 2, 2007
- Grell G. A., Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations, *Monthly Weather Review*, 1993, vol. 121, p. 764
- Grell G. A., Dévényi D., A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques, *Geophysical Research Letters*, 2002, vol. 29, p. 38
- Grell G. A., Freitas S. R., A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling, *Atmos. Chem. Phys*, 2014, vol. 14, p. 5233
- Guzmán-Rodríguez L., Anabor V., Puhales F., Impacto dos esquemas parametrização convectiva do modelo WRF na previsão da precipitação, previsão determinística vs. previsão por conjunto., *Acta de las Jornadas Científicas de la Asociación Meteorológica Española*, 2018, vol. 1
- Herdies D. L., da Silva A., Silva Dias M. A., Nieto Ferreira R., Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2002, vol. 107, p. LBA
- Hong S.-Y., Noh Y., Dudhia J., A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes, *Monthly weather review*, 2006, vol. 134, p. 2318
- Horvath K., Koracin D., Vellore R., Jiang J., Belu R., Sub-kilometer dynamical downscaling of near-surface winds in complex terrain using WRF and MM5 mesoscale models, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2012, vol. 117
- Janjić Z. I., The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes, *Monthly Weather Review*, 1994, vol. 122, p. 927

- Jankov I., Gallus Jr W. A., Segal M., Shaw B., Koch S. E., The impact of different WRF model physical parameterizations and their interactions on warm season MCS rainfall, *Weather and forecasting*, 2005, vol. 20, p. 1048
- Jiménez P. A., Dudhia J., González-Rouco J. F., Navarro J., Montávez J. P., García-Bustamante E., A revised scheme for the WRF surface layer formulation, *Monthly Weather Review*, 2012, vol. 140, p. 898
- Joyce R. J., Janowiak J. E., Arkin P. A., Xie P., CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution, *Journal of Hydrometeorology*, 2004, vol. 5, p. 487
- Kain J. S., The Kain–Fritsch convective parameterization: an update, *Journal of applied meteorology*, 2004, vol. 43, p. 170
- Laprise R., The Euler equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable, *Monthly weather review*, 1992, vol. 120, p. 197
- Lim E.-P., Simmonds I., Explosive cyclone development in the Southern Hemisphere and a comparison with Northern Hemisphere events, *Monthly Weather Review*, 2002, vol. 130, p. 2188
- Lin Y.-L., Farley R. D., Orville H. D., Bulk parameterization of the snow field in a cloud model, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 1983, vol. 22, p. 1065
- Maddox R. A., Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes, *Monthly Weather Review*, 1983, vol. 111, p. 1475
- Marengo J. A., Soares W. R., Saulo C., Nicolini M., Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP–NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability, *Journal of Climate*, 2004, vol. 17, p. 2261
- Martins L. D., Hallak R., Alves R. C., de Almeida D. S., Squizzato R., Moreira C. A., Beal A., da Silva I., Rudke A., Martins J. A., Long-range transport of aerosols from biomass burning over southeastern south America and their implications on air quality, *Aerosol and Air Quality Research*, 2018, vol. 18, p. 1734

- Mlawer E. J., Taubman S. J., Brown P. D., Iacono M. J., Clough S. A., Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1997, vol. 102, p. 16663
- Nascimento E. d. L., Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2005, vol. 20, p. 121
- Nicolini M., Salio P., Ulke G., Marengo J., Douglas M., Paegle J., Zipser E., South American low-level jet diurnal cycle and three-dimensional structure, *Clivar Exchanges*, 2004, vol. 9, p. 6
- Oliveira E. M. G. d., et al., Parametrizações convectivas no modelo WRF e sua relação com a precipitação durante ciclogêneses no sudeste da América do Sul. Dissertação de Mestrado em Meteorologia UFSM, 2014
- Oliveira M. I., Nascimento E. L., Kannenberg C., A New Look at the Identification of Low-Level Jets in South America, *Monthly Weather Review*, 2018, vol. 146, p. 2315
- Orlanski I., A rational subdivision of scales for atmospheric processes, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1975, pp 527–530
- Parish T. R., Forcing of the summertime low-level jet along the California coast, *Journal of Applied Meteorology*, 2000, vol. 39, p. 2421
- Petterssen S., *Weather analysis and forecasting. Second Edition. vol. I*, McGraw-Hill, New York, 1956, 428 p.
- Pitchford K. L., London J., The low-level jet as related to nocturnal thunderstorms over midwest United States, *Journal of Applied Meteorology*, 1962, vol. 1, p. 43
- Piva E. D., Moscati M. C. d. L., Gan M. A., Papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície associado a um caso de ciclogênese na costa leste da América do Sul, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2008, vol. 23, p. 450
- Quadro M. F., Dias M. A. F. S., Herdies D. L., de Gonçalves L. G. G., Análise climatológica da precipitação e do transporte de umidade na região da ZCAS, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2011, vol. 27

- Quadro M. F., Machado L., Calbete S., Batista N., Oliveira G. d., Climatologia de precipitação e temperatura, *Climanálise (Boletim de Monitoramento e Análise Climática)*, Especial de, 1996, vol. 10
- Rao V., Hada K., Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation, *Theoretical and Applied Climatology*, 1990, vol. 42, p. 81
- Rasmussen K. L., Houze Jr R. A., Orographic convection in subtropical South America as seen by the TRMM satellite, *Monthly Weather Review*, 2011, vol. 139, p. 2399
- Reboita M. S., Gan M. A., da Rocha R. P., Ambrizzi T., Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2010, vol. 25
- Roebber P. J., Statistical analysis and updated climatology of explosive cyclones, *Monthly Weather Review*, 1984, vol. 112, p. 1577
- Roebber P. J., Schultz D. M., Colle B. A., Stensrud D. J., Toward improved prediction: High-resolution and ensemble modeling systems in operations, *Weather and Forecasting*, 2004, vol. 19, p. 936
- Salio P., Nicolini M., Zipser E. J., Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet, *Monthly Weather Review*, 2007, vol. 135, p. 1290
- Sanders F., Explosive cyclogenesis in the west-central North Atlantic Ocean, 1981–84. Part I: Composite structure and mean behavior, *Monthly weather review*, 1986, vol. 114, p. 1781
- Sanders F., Gyakum J. R., Synoptic-dynamic climatology of the “bomb”, *Monthly Weather Review*, 1980, vol. 108, p. 1589
- Skamarock W. C., Klemp J. B., A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications, *Journal of Computational Physics*, 2008, vol. 227, p. 3465

- Skamarock W. C., Klemp J. B., Dudhia J., Gill D. O., Barker D. M., Duda M. G., Huang X.-Y., Wang W., Powers J. G., A Description of the Advanced Research WRF Version 3, NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR, 2008
- Stensrud D. J., Importance of low-level jets to climate: A review, *Journal of Climate*, 1996, vol. 9, p. 1698
- Stensrud D. J., Parameterization schemes: keys to understanding numerical weather prediction models. Cambridge University Press, 2009
- Trapp R. J., Robinson E. D., Baldwin M. E., Diffsenbaugh N. S., Schwedler B. R., Regional climate of hazardous convective weather through high-resolution dynamical downscaling, *Climate dynamics*, 2011, vol. 37, p. 677
- Van Zomeren J., Van Delden A., Vertically integrated moisture flux convergence as a predictor of thunderstorms, *Atmospheric research*, 2007, vol. 83, p. 435
- Velasco I., Fritsch J. M., Mesoscale convective complexes in the Americas, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1987, vol. 92, p. 9591
- Vemado F., Pereira Filho A. J., Hallak R., Haas R., Desempenho das previsões do sistema ARPS para São Paulo. In *Anais. São Paulo: IAG-USP* , 2007
- Vera C., Baez J., Douglas M., Emmanuel C., Marengo J., Meitin J., Nicolini M., Noguez-Paegle J., Paegle J., Penalba O., et al., The South American low-level jet experiment, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2006, vol. 87, p. 63
- Vera C. S., Vigliarolo P. K., Berbery E. H., Cold season synoptic-scale waves over subtropical South America, *Monthly Weather Review*, 2002, vol. 130, p. 684
- Virji H., A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds, *Monthly Weather Review*, 1981, vol. 109, p. 599
- Wallace J. M., Hobbs P. V., *Atmospheric science: an introductory survey*. vol. 92, Elsevier, 2006
- Wang M., Paegle J., Impact of analysis uncertainty upon regional atmospheric moisture flux, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1996, vol. 101, p. 7291

- Wang W., Seaman N. L., A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model, *Monthly Weather Review*, 1997, vol. 125, p. 252
- Warner T. T., *Numerical weather and climate prediction*. Cambridge University Press, 2010
- Warner T. T., Hsu H.-M., Nested-model simulation of moist convection: The impact of coarse-grid parameterized convection on fine-grid resolved convection, *Monthly weather review*, 2000, vol. 128, p. 2211
- Wicker L. J., Skamarock W. C., Time-splitting methods for elastic models using forward time schemes, *Monthly weather review*, 2002, vol. 130, p. 2088
- Yamamoto R., *Investigando Linhas de Instabilidade na Amazônia através da sensibilidade à parametrização de convecção*. Dissertação de Mestrado em Ciências Atmosféricas IAG/USP, 2016
- Yanai M., Esbensen S., Chu J.-H., Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1973, vol. 30, p. 611
- Zheng Y., Alapaty K., Herwehe J. A., Del Genio A. D., Niyogi D., Improving high-resolution weather forecasts using the Weather Research and Forecasting (WRF) Model with an updated Kain–Fritsch scheme, *Monthly Weather Review*, 2016, vol. 144, p. 833
- Zhou J., Lau K., Does a monsoon climate exist over South America?, *Journal of climate*, 1998, vol. 11, p. 1020
- Zipser E. J., Cecil D. J., Liu C., Nesbitt S. W., Yorty D. P., Where are the most intense thunderstorms on Earth?, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2006, vol. 87, p. 1057

Apêndice

Apêndice A

Tabela de valores horários do Índice TNA_c e da Pressão ao Nível do Mar mínima do ciclone

Como dito na seção 4.2.1, essa seção de apêndice é criada para apresentar os valores horários do índice TNA_c estimados a partir dos resultados da simulação-controle com o WRF. Estes dados são apresentados na Tabela A.1, que também contém os valores da PNM mínima do sistema ciclônico ao longo de sua evolução.

Estes resultados comprovam a sentença de que o índice TNA_c supera o limiar de classificação de ciclones de desenvolvimento explosivo (valor de 1,0 Bergeron) no intervalo de tempo entre 0200 UTC do dia 16/05/2016 2300 UTC do dia 16/05, sendo que esse índice é calculado usando uma janela de tempo com dados das 24 horas anteriores ao horário que consta na Tabela.

Em relação aos dados de PNM apresentados, estes referem-se aos valores de PNM mínima relativa ao centro do sistema de baixa pressão em atuação na região de interesse, sistema o qual a frente fria ocorre em associação. Os dados mostram a tendência de queda rápida da PNM, por conta da intensificação do ciclone. Isso ocorre até o fim da primeira metade do dia 16/05/2016, quando o processo de intensificação finalmente perde velocidade.

Tabela A.1 - Valores horários da PNM mínima do sistema de baixa pressão (em hPa) e do Índice TNA_c no intervalo entre 1200 UTC do dia 15 e 1100 UTC do dia 17/05/2016.

Horário	PNM (hPa)	Índ. TNA_c	Horário	PNM (hPa)	Índ. TNA_c
15/05 1200	1008,82	0,4575	16/05 1200	983,195	1,7709
15/05 1300	1007,71	0,4983	16/05 1300	982,995	1,6992
15/05 1400	1007,34	0,4609	16/05 1400	982,917	1,6734
15/05 1500	1006,63	0,4308	16/05 1500	982,380	1,5587
15/05 1600	1005,56	0,4364	16/05 1600	981,660	1,5267
15/05 1700	1005,38	0,3284	16/05 1700	981,229	1,5285
15/05 1800	1004,85	0,2961	16/05 1800	981,242	1,5057
15/05 1900	1004,24	0,2806	16/05 1900	981,639	1,3985
15/05 2000	1002,93	0,3462	16/05 2000	981,848	1,3007
15/05 2100	1001,89	0,4397	16/05 2100	982,216	1,2395
15/05 2200	1000,45	0,5621	16/05 2200	982,342	1,1323
15/05 2300	998,933	0,6840	16/05 2300	982,457	1,0271
16/05 0000	997,204	0,7967	17/05 0000	982,417	0,9191
16/05 0100	994,690	0,9735	17/05 0100	982,356	0,7632
16/05 0200	992,298	1,0942	17/05 0200	981,843	0,6441
16/05 0300	989,630	1,2544	17/05 0300	981,305	0,5114
16/05 0400	988,007	1,3640	17/05 0400	980,552	0,4566
16/05 0500	986,198	1,4569	17/05 0500	980,098	0,3736
16/05 0600	984,898	1,5541	17/05 0600	979,339	0,3395
16/05 0700	983,959	1,6637	17/05 0700	978,742	0,3191
16/05 0800	983,666	1,6421	17/05 0800	977,966	0,3486
16/05 0900	983,112	1,6092	17/05 0900	977,466	0,3453
16/05 1000	982,652	1,6978	17/05 1000	976,681	0,3652
16/05 1100	982,798	1,7296	17/05 1100	976,319	0,3957