

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

**PARAMETRIZAÇÕES CONVECTIVAS NO MODELO
WRF E SUA RELAÇÃO COM A PRECIPITAÇÃO
DURANTE CICLOGÊNESES NO SUDESTE DA
AMÉRICA DO SUL**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Erikson Magno Gomes de Oliveira

Santa Maria, RS, Brasil

2014

PPGMET/UFSM, RS

OLIVEIRA, Erikson de

Mestre

2014

**PARAMETRIZAÇÕES CONVECTIVAS NO MODELO WRF E
SUA RELAÇÃO COM A PRECIPITAÇÃO DURANTE
CICLOGÊNESES NO SUDESTE DA AMÉRICA DO SUL**

Erikson Magno Gomes de Oliveira

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Meteorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Meteorologia.**

Orientador: Prof. Everson Dal Piva

Santa Maria, RS, Brasil

2014

Ficha catalográfica elaborada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Central da UFSM, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Oliveira, Erikson Magno Gomes de
Parametrizações convectivas no modelo WRF e sua relação com a precipitação durante ciclogêneses no Sudeste da América do Sul / Erikson Magno Gomes de Oliveira.-2014.
92 p.; 30cm

Orientador: Everson Dal Piva
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2014

1. Meteorologia 2. Modelagem Atmosférica I. Dal Piva, Everson II. Título.

©2014

Todos os direitos autorais reservados a Erikson Magno Gomes de Oliveira. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita mediante a citação da fonte.

End. Eletr.: eriksonmagno@hotmail.com

**Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Ciências Naturais e Exatas
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Dissertação de Mestrado

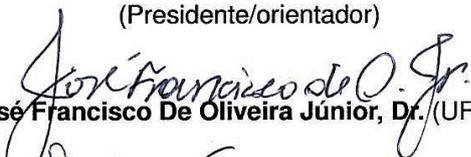
**PARAMETRIZAÇÕES CONVECTIVAS NO MODELO WRF E SUA
RELAÇÃO COM A PRECIPITAÇÃO DURANTE CICLOGÊNESES NO
SUDESTE DA AMÉRICA DO SUL**

elaborada por
Erikson Magno Gomes de Oliveira

como requisito parcial para obtenção do grau de
Mestre em Meteorologia

COMISSÃO EXAMINADORA:


Everson Dal Piva, Dr.
(Presidente/orientador)


José Francisco De Oliveira Júnior, Dr. (UFRRJ)


Simone Erotildes Teleginski Ferraz, Dr. (UFSM)

Santa Maria, 25 de fevereiro de 2014.

AGRADECIMENTOS

A Deus, acima de tudo, pelas oportunidades concedidas a cada dia.

Ao Professor Everson Dal Piva, pela orientação e ajuda e conhecimentos passados ao longo de todo o desenvolvimento do trabalho.

Aos meus pais Eliane e Lucinaldo pelo apoio, incentivo e ensinamentos que sempre me proporcionaram para que chegasse até aqui.

À Érika de Oliveira pela ajuda e incentivo, mesmo que à distância, ao longo de todos estes anos na UFSM.

À Silvia Yaguchi, essa pessoa especial, que sempre mostrou companheirismo e apoio incondicional nas etapas mais difíceis do caminho, sempre proporcionando momentos felizes.

Aos meus familiares em Maceió, por todo o incentivo e apoio ao longo destes anos de graduação e mestrado em Santa Maria.

Aos colegas de mestrado e de laboratório e do Grupo de Modelagem Atmosférica da UFSM. Em especial aos amigos Adriano Battisti, Diego Pedroso, Geovane Webler, Marcelo Diaz e Viviane Guerra, pelos bons momentos que pude compartilhar ao longo dos últimos anos. E ao Daniel Santos por toda a ajuda ao longo do desenvolvimento do trabalho.

Aos professores da Pós-Graduação em Meteorologia Ernani Nascimento, Franciano Puhales Otávio Acevedo, Simone Ferraz e Vagner Anabor, por todo o conhecimento passado ao longo do período de disciplinas, que sempre serão utilizados em meu futuro como meteorologista.

À CAPES pela concessão da bolsa de mestrado e apoio financeiro.

RESUMO

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

PARAMETRIZAÇÕES CONVECTIVAS NO MODELO WRF E SUA RELAÇÃO COM A PRECIPITAÇÃO DURANTE CICLOGÊNESES NO SUDESTE DA AMÉRICA DO SUL

AUTOR: ERIKSON MAGNO GOMES DE OLIVEIRA

ORIENTADOR: EVERSON DAL PIVA

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 25 de fevereiro de 2014.

O modelo Weather Research and Forecasting (WRF) é utilizado na simulação de 26 casos de ciclogênese no sudeste da América do Sul, na região ciclogênética próxima da foz do Rio da Prata. As simulações compreenderam 26 casos de ciclogênese nos quais foi observada precipitação sobre a região, especialmente sobre o estado do Rio Grande do Sul. Tendo em vista o importante papel das parametrizações convectivas na produção de precipitação em um modelo numérico de previsão de tempo, este estudo visa avaliar a precipitação produzida nas simulações dos casos de ciclogênese utilizando três diferentes esquemas de parametrização da convecção: Betts-Miller-Janjic (BMJ), Grell-Dévényi (GD) e Kain-Fritsch (KF), mantendo as outras opções físicas constantes, de modo a isolar o impacto do uso das diferentes parametrizações para a convecção. Para a avaliação da precipitação simulada foram utilizados índices estatísticos, com o objetivo de avaliar objetivamente o campo de chuva simulado a partir do conjunto de dados observados (TRMM e MERGE), possibilitando também uma comparação entre as simulações com os diferentes esquemas. Os resultados dos índices mostraram que em geral, o WRF representa melhor a chuva dos limiares mais fracos, com índices baseados no posicionamento (ETS, POD e RAF) tendo valores mais próximos dos ideais. O índice BIAS indicou que a área de chuva fraca é, em geral, superestimada enquanto que a de chuva moderada a forte apresentou diferenças maiores entre as simulações com os esquemas KF e BMJ e na verificação com os dois conjuntos de dados observados. As diferenças nos índices mostraram que a forma como os fluxos convectivos são tratados pelos esquemas exerce grande influência na precipitação produzida, com as maiores diferenças sendo observadas entre os esquemas KF e BMJ. As simulações com o esquema BMJ, que é baseado no ajuste convectivo dos perfis, claramente produziram menor área e volume de chuva, principalmente se comparadas às simulações com o KF. Juntamente com menor produção de precipitação, as simulações com o BMJ apresentaram, em média, menor partição de precipitação convectiva se comparada às outras. O campo de pressão ao nível do mar não apresentou diferenças muito significativas, com o WRF simulando de forma consistente com as análises FNL-GFS, o posicionamento e pressão central do ciclone.

Palavras-chave: Esquemas de convectivos. Ciclones Extratropicais. Eventos extremos de Precipitação.

ABSTRACT

Master Thesis
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

CONVECTIVE PARAMETERIZATIONS ON WRF MODEL AND ITS RELATIONSHIP WITH PRECIPITATION DURING CYCLOGENESIS OVER THE SOUTHEASTERN SOUTH AMERICA

AUTHOR: ERIKSON MAGNO GOMES DE OLIVEIRA

ADVISOR: EVERSON DAL PIVA

Local and date: Santa Maria, February 25, 2014.

The Weather Research and Forecasting (WRF) model is used in the simulation of 26 cases of cyclogenesis in southeastern South America, on the cyclogenetic region near the La Plata River mouth. The simulations comprised 26 cases of cyclogenesis in which rainfall was observed over the region, especially on the state of Rio Grande do Sul. Given the important role of convective parameterization in the production of precipitation into a numerical weather prediction model, this study aims to evaluate the precipitation produced in the simulations of cases of cyclogenesis using three different convection parameterization schemes: Betts-Miller-Janjic (BMJ), Grell-Dévényi (GD) e Kain-Fritsch (KF), keeping the other physical options, to isolate the impact of using different parameterizations for convection. For the evaluation of simulated rainfall, verification skill scores were used in order to make an objective assessment of simulated rain field from the observed data set (TRMM and MERGE), also allowing a comparison between simulations with different schemes. The results of the skill scores showed that, in general, the WRF best represents the rain of lower thresholds, with indexes based positioning (ETS, POD and RAF) with values closer to the ideal. The BIAS score indicated that the area of light rain is usually overestimated, while moderate and heavy rain showed greater differences between simulations with KF and BMJ schemes and verified with the two sets of observed data. Differences in the verification scores showed that the way how the convective flows are treated by schemes exert great influence on the precipitation produced, with the largest differences being observed between the BMJ and KF schemes. The simulations with the BMJ, which is a convective adjustment based scheme, produced clearly smaller areal coverage and rainfall volume, especially if compared to the simulations with the KF scheme. Along with lower production of precipitation, the simulations with the BMJ showed, on average, smaller partition of convective rainfall compared to others. The sea level pressure field showed no significant differences, with the WRF simulating consistently with the GFS-FNL analysis, the position and central pressure of the cyclones.

Keywords: Convective Parameterizations. Extratropical Cyclogenesis. Precipitation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Extensão da Bacia do Prata. Fonte: http://www.riosvivos.org.br/ ..	12
Figura 1.1 – Modelo conceitual de um ciclone extratropical no hemisfério sul com suas regiões de confluência: frente fria e frente quente, por onde passa a Frente Polar (linha tracejada), o escoamento vindo dos trópicos no setor quente (linhas claras) e o escoamento de ar frio (linhas pretas). A área hachurada representa a cobertura de nuvem associada ao ciclone. Adaptado de Bjerknes (1919).	16
Figura 1.2 – Padrão de nebulosidade associada a um ciclone clássico no Hemisfério Sul. O vento no sentido ciclônico segue partindo do ponto E ao ponto A. No ponto F ocorre giro anticiclônico associado à divergência de altos níveis. A letra B em branco indica a posição do centro do ciclone. Adaptado de Djuric (1994).	19
Figura 1.3 – Frequência anual de ciclones na América do Sul mostrando os 2 centros principais ciclogênicos. Adaptado de Gan e Rao (1991).	21
Figura 1.4 – Ilustração dos processos convectivos em uma nuvem cumulus. Adaptado de Dudhia (1999).	24
Figura 2.1 – Distribuição espacial dos pontos de observações pluviométricas do GTS e centros regionais. Adaptado de (ROZANTE et al., 2010).	31
Figura 2.2 – Coordenada vertical eta. Adaptado de Skamarock et al. (2005)	33
Figura 2.3 – Grade do tipo C. As letras 'h', 'u' e 'v' representam respectivamente, as variáveis termodinâmicas e as componentes zonal e meridional do vento. Adaptado de Arakawa e Lamb (1977).	34
Figura 2.4 – Mudança na entropia devido aos termos de variação de temperatura (linha preta contínua) e variação no conteúdo de umidade (linha tracejada)(Equação 2.12). Adaptado de Baldwin, Kain e Kay (2002)	37
Figura 2.5 – Topografia (m) e domínio utilizado para as simulações no WRF (região interior da caixa vermelha).	45
Figura 2.6 – Tabela de contingência 2x2 (WILKS, 2011).	47
Figura 2.7 – Visualização dos termos a , b , c e d da tabela de contingência a partir da partição de chuva simulada e observada representada pelos mesmos.	48
Figura 3.1 – Índice BIAS da verificação WRF-MERGE da precipitação acumulada nas últimas 24 h de simulação para os 8 casos. As linhas preta contínua, tracejada e traço-ponto representam respectivamente as simulações com os esquemas KF, GD e BMJ.	53
Figura 3.2 – Idem Figura 3.1, porém verificação WRF-TRMM.	54
Figura 3.3 – Índice POD da verificação WRF-MERGE da precipitação acumulada nas últimas 24 h de simulação para os 8 casos. As linhas preta contínua, tracejada e traço-ponto representam respectivamente as simulações com os esquemas KF, GD e BMJ.	55
Figura 3.4 – Idem Figura 3.3, porém verificação WRF-TRMM.	55
Figura 3.5 – Índice RAF da verificação WRF-MERGE da precipitação acumulada nas últimas 24 h de simulação para os 8 casos. As linhas preta contínua, tracejada e traço-ponto representam respectivamente as simulações com os esquemas KF, GD e BMJ.	56
Figura 3.6 – Idem Figura 3.5, porém verificação WRF-TRMM.	56

Figura 3.7 – Índice ETS da verificação WRF-MERGE da precipitação acumulada nas últimas 24 h de simulação para os 8 casos. As linhas preta contínua, tracejada e traço-ponto representam respectivamente as simulações com os esquemas KF, GD e BMJ.	57
Figura 3.8 – Idem Figura 3.7, porém verificação WRF-TRMM.	57
Figura 3.9 – Idem Figura 3.1, porém verificação WRF-TRMM para os 26 casos.	60
Figura 3.10 – Idem Figura 3.3, porém verificação WRF-TRMM para os 26 casos. ...	61
Figura 3.11 – Idem Figura 3.5, porém verificação WRF-TRMM para os 26 casos. ...	61
Figura 3.12 – Idem Figura 3.7, porém verificação WRF-TRMM para os 26 casos. ...	62
Figura 3.13 – Caso 1: (a) Campo de Pressão ao Nível do mar dentro do domínio de simulação no horário de inicialização (t=0h), interpolado para a grade do modelo; (b) e (c): Pressão ao Nível do Mar das análises do GFS para o último tempo de simulação (t=36h) e Precipitação acumulada nas últimas 24 horas de simulação obtidas do MERGE e TRMM respectivamente;(d) simulação com o esquema BMJ; (e) GD; (f) KF.	67
Figura 3.14 – Idem Figura 3.13, porém Caso 2.	68
Figura 3.15 – Idem Figura 3.13, porém Caso 3.	69
Figura 3.16 – Idem Figura 3.13, porém Caso 4.	70
Figura 3.17 – Idem Figura 3.13, porém Caso 5.	71
Figura 3.18 – Idem Figura 3.13, porém Caso 6.	72
Figura 3.19 – Idem Figura 3.13, porém Caso 7.	73
Figura 3.20 – Idem Figura 3.13, porém Caso 8.	74
Figura 3.21 – Precipitação acumulada entre as horas 0 e 6 de simulação, pressão ao nível do mar e vetor vento (acima de 10 m/s) no nível de 850 hPa, nas simulações com os esquemas KF (a), BMJ (b) e GD (c).	77
Figura 3.22 – Idem à Figura 3.21 porém precipitação acumulada em 12h de simulação.	78
Figura 3.23 – Idem à Figura 3.21 porém precipitação acumulada em 18h de simulação.	79
Figura 3.24 – Idem à Figura 3.21 porém precipitação acumulada em 24h de simulação.	80
Figura 3.25 – Idem à Figura 3.21 porém precipitação acumulada em 30h de simulação.	81
Figura 3.26 – Idem à Figura 3.21 porém precipitação acumulada em 36h de simulação.	82

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Sumário das parametrizações físicas utilizadas nas simulações com o WRF.	43
Tabela 2.2 – Opções físicas utilizadas nas simulações do WRF em conjunto com os esquemas convectivos.....	46
Tabela 2.3 – Horário de inicialização dos 26 casos simulados. Os primeiros 8 casos correspondem aos casos inicializados às 00 UTC e que verificados em relação ao MERGE e TRMM. Todos os casos foram simulados ao longo do período de 36 horas.	46
Tabela 2.4 – Limiares de chuva (mm) e classificação de intensidade.	50
Tabela 3.1 – Erro médio e Erro Absoluto (mm) da precipitação (acumulada nas últimas 24h) simulada para os 8 casos em relação ao MERGE e TRMM. ...	59
Tabela 3.2 – Erro médio (mm) da precipitação simulada para os 26 casos em relação ao TRMM para o período de 06h. A penúltima linha mostra a média do erro para os períodos de 6 horas e a última mostra o erro médio para as últimas 24 h de simulação.	63
Tabela 3.3 – Razão entre a precipitação produzida na escala de grade e a precipitação total simulada pelo WRF. Média para todos os pontos avaliados. Os valores são mostrados para cada uma das três simulações com os 26 casos (78 simulações) e estão organizados na mesma sequência da Tabela 2.3. A última linha mostra a média para cada grupo de simulações (BMJ, GD e KF). Em negrito estão o maior e o menor valores obtidos. ...	65

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

<i>AMSRE</i>	Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observing Systems
<i>AMSU</i>	Advanced Microwave Sounding Unit
<i>ARW</i>	Advanced Research WRF
<i>BMJ</i>	Parametrização de Betts-Miller-Janjic
<i>CAPE</i>	Convective Available Potential Energy
<i>CFSR</i>	Climate Forecast System Reanalysis
<i>CMORPH</i>	Climate Prediction Center morphing method
<i>CPC</i>	Climate Prediction Center
<i>CPTEC</i>	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
<i>DSA</i>	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
<i>ETS</i>	Equitable Threat Score
<i>GD</i>	Parametrização de Grell-Dévényi
<i>GFS</i>	Global Forecast System
<i>GOES</i>	Geostationary Operational Environmental Satellite
<i>GPCP</i>	Global Precipitation Climatology Project
<i>GTS</i>	Global Telecommunication System
<i>INPE</i>	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
<i>JBN</i>	Jato de Baixos Níveis
<i>KF</i>	Parametrização de Kain-Fritsch
<i>MM4</i>	Mesoscale Meteorological Model Version 4
<i>MM5</i>	Mesoscale Meteorological Model Version 5
<i>NCAR</i>	National Center for Atmospheric Research
<i>NCEP</i>	National Centers for Environmental Prediction

<i>NetCDF</i>	Network Common Data Form
<i>NOAA</i>	National Oceanic and Atmospheric Administration
<i>POD</i>	Probabilidade de Detecção
<i>PR</i>	Precipitation Radar
<i>PSU</i>	Pennsylvania State University
<i>RAF</i>	Razão de Alarme Falso
<i>RegCM3</i>	Regional Climate Model Version 3
<i>SSM/I</i>	Special Sensor Microwave Imager
<i>TCI</i>	TRMM Combined Instrument
<i>TMI</i>	TRMM Microwave Image
<i>TMPA</i>	TRMM Multisatellite Precipitation Analysis
<i>TRMM</i>	Tropical Rainfall Measuring Mission
<i>UTC</i>	Universal Time Coordinated
<i>WPS</i>	WRF Preprocessing System
<i>WRF</i>	Weather Research and Forecasting

SUMÁRIO

RESUMO	4
ABSTRACT	5
INTRODUÇÃO	12
1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	15
1.1 Ciclones Extratropicais	15
1.1.1 Ciclogênese a sotavento	18
1.1.2 Ciclogênese na América do Sul	20
1.2 Parametrizações de Convecção Cumulus	23
2 DADOS E METODOLOGIA	28
2.1 Dados utilizados	28
2.2 Modelo WRF (Weather Research and Forecast)	31
2.2.1 Esquema de Parametrização Convectiva Betts-Miller-Janjic	34
2.2.2 Esquema de parametrização convectiva Kain-Fritsch	39
2.2.3 Esquema de parametrização convectiva Grell-Dévényi	41
2.3 Microfísica de Nuvens	43
2.4 Simulações Numéricas	44
2.5 Índices Estatísticos	47
2.5.1 Razão de Alarme Falso (RAF)	48
2.5.2 Probabilidade de Detecção (POD)	49
2.5.3 BIAS	49
2.5.4 Equitable Threat Score (ETS).....	50
2.5.5 Erro Médio (EM)	51
2.5.6 Erro Médio Absoluto	51
3 RESULTADOS E DISCUSSÕES	52
3.1 Índices Estatísticos	52
3.1.1 8 Casos: Verificação com os dados MERGE e TRMM.....	52
3.1.2 26 Casos: Verificação com os dados TRMM	59
3.2 Campos de Pressão ao Nível do Mar e Precipitação	65
3.2.1 Caso 1: 11/09/2008	66
3.2.2 Caso 2: 29/06/2009	68
3.2.3 Caso 3: 29/05/2010	69
3.2.4 Caso 4: 16/06/2010	70
3.2.5 Caso 5: 12/08/2010	71
3.2.6 Caso 6: 18/08/2011	72
3.2.7 Caso 7: 17/06/2012	73
3.2.8 Caso 8: 03/05/2013	74
4 CONCLUSÕES E SUGESTÕES	83
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	85

INTRODUÇÃO

Ciclones Extratropicais são os principais sistemas que exercem influência nas condições de tempo em regiões de latitudes médias e altas da América do Sul, estando frequentemente associados a ocorrência de eventos extremos de precipitação e ondas de frio (PEZZA, 2003; NASCIMENTO et al., 2010; FOSS, 2011; PEREIRA, 2013), exercendo grande impacto à sociedade, principalmente na região centro-sul do continente sul-americano. Vários trabalhos (GAN; RAO, 1991; SINCLAIR, 1996; REBOITA, 2008) têm mostrado que a costa leste da América do Sul é uma região com alta frequência de ciclogênese associada a atuação de ondas baroclínicas vindas do oceano pacífico, ao efeito topográfico influenciado pelos Andes e ao transporte de calor e umidade de latitudes baixas em direção à região ciclogênética.

A Bacia do Prata é a segunda maior bacia hidrográfica da América do Sul, abrangendo as regiões entre o Brasil, Paraguai, Uruguai Bolívia e Argentina (Figura 1), tendo grande importância no abastecimento de água e eletricidade, entre outros fatores socio-econômicos nessas regiões. Os trabalhos de Gan e Rao (1991) e Reboita (2008) identificaram a região da saída do Rio da Prata como sendo uma das regiões ciclogênicas na América do Sul. Os autores observaram que a formação de ciclones extratropicais na região se dá ao longo de todo o ano e identificaram variações sazonais na ocorrência de ciclogêneses, com maior número ocorrendo na estação de inverno.



Figura 1: Extensão da Bacia do Prata. Fonte: <http://www.riosvivos.org.br/>

A precipitação é uma variável que apresenta grande dificuldade na representação pelos modelos de previsão numérica de tempo e também um dos mais importantes produtos da previsão para a sociedade. Devido às limitações computacionais atuais, a resolução espacial dos modelos de previsão operacionais não é suficiente para que processos de microescala, sejam resolvidos explicitamente, sendo então parametrizados. As dificuldades na previsão quantitativa de precipitação pelos modelos se devem em parte, à forma como os processos de nuvens cumulus profundas são representados nas parametrizações de convecção (SPENCER; STENSRUD, 1998) e como se dá a resposta desta convecção na escala de grade, de modo que a escolha do esquema de parametrização tem considerável impacto nas variáveis termodinâmicas e, conseqüentemente, no campo de precipitação produzido. Desta forma, uma melhor representação da convecção profunda é um fator que pode favorecer previsões de precipitação mais satisfatórias, sendo por este motivo, constante alvo de estudos de modelagem atmosférica, principalmente na avaliação da previsão em casos de precipitação extrema, como Sistemas Convectivos de Mesoescala e Ciclones Tropicais.

O esquema de parametrização convectiva tem o papel de representar a formação da convecção úmida profunda na escala sub-grade antes de haver saturação na grande escala, ocorrendo neste processo, transporte vertical de calor e vapor d'água (MOLINARI; DUDEK, 1992). Diferentes esquemas de parametrizações de convecção com diferentes funções de disparo convectivo e hipóteses de fechamento foram desenvolvidos e adicionados aos modelos de previsão. Vários estudos foram desenvolvidos nas últimas décadas com o intuito de avaliar, através de índices estatísticos de verificação, e aprimorar os esquemas de parametrização convectiva (KRISHNAMURTI, 1980; MOLINARI; DUDEK, 1992; ROCHA, 1999; SELUCHI; CHOU, 2000; BALDWIN; KAIN; KAY, 2002; KAIN, 2004; ARAKAWA, 2004; JANKOV et al., 2005; NETO, 2010). Estes estudos, entretanto, avaliam determinados esquemas convectivos em situações e ambientes específicos. Desta forma, a aplicação destes esquemas em uma região com características atmosféricas distintas da região na qual estes foram anteriormente avaliados não é óbvia (WANG; SEAMAN, 1997), de modo que uma comparação entre os diferentes esquemas convectivos se mostra necessária a fim de melhor configurar o modelo regional para uma simulação mais satisfatória dos sistemas atmosféricos na região de interesse (KRISHNA, 2012).

Este trabalho tem como objetivos avaliar através de índices estatísticos, o campo de precipitação simulado com o modelo WRF utilizando diferentes esquemas de parametrização para a convecção de sub-grade. A versão do modelo WRF utilizada foi a WRF-ARW 3.3.

Vários trabalhos, como Kuo e Low-Nam (1990), Rocha (1999) e Gilliland e Rowe (2007), têm avaliado e estudado a sensibilidade dos modelos de mesoescala à utilização diferentes esquemas convectivos na simulação de diferentes tipos de sistemas meteorológicos. Neste trabalho são realizadas simulações de casos de ciclogênese na região da

Bacia do Prata, tendo em vista que, como citado anteriormente, este é um dos principais processos geradores de precipitação na região, e em especial sobre o Rio Grande do Sul, área de maior interesse do trabalho. Os ciclones simulados neste trabalho ocorreram entre os meses de abril e setembro, de modo a avaliar a precipitação no período no qual a ciclogênese ocorre com maior frequência na região.

O trabalho é dividido da seguinte forma: no capítulo 1 é feita uma revisão bibliográfica acerca dos ciclones extratropicais, sua formação na América do Sul e o impacto das parametrizações de convecção na simulação destes sistemas em modelos de mesoescala; no capítulo 2 são apresentados os conjuntos de dados utilizados, uma descrição do modelo WRF 3.3 e a metodologia de verificação da precipitação; no capítulo 4 são apresentados os resultados obtidos e o capítulo 5 apresenta as conclusões e considerações finais.

1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

1.1 Ciclones Extratropicais

Ciclones Extratropicais são centros de baixa pressão e circulação ciclônica que se desenvolvem em regiões de gradientes horizontais de temperatura nas latitudes médias e altas sendo um importante componente do mecanismo de trocas de calor, momento e umidade, entre os trópicos e as regiões polares que constitui a Circulação Geral da Atmosfera (PEIXOTO; OORT, 1992).

Os primeiros modelos conceituais mais realísticos da formação ao decaimento de ciclones extratropicais foram introduzidos por Bjerknes (1919) e Bjerknes e Solberg (1922). Neste modelo conceitual o ciclone é caracterizado por duas linhas de convergência que separam as massas de ar frio e quente denominadas: "steering line" e "squall line", que posteriormente foram chamadas de Frente quente e Frente Fria, respectivamente, onde há movimento vertical associado ao levantamento de ar quente. Os autores definiram nestes trabalhos a estrutura dos ciclones extratropicais em termos da região de descontinuidade associadas aos ramos frio e quente do ciclone, chamada de Frente Polar, a qual representa a região de forte gradiente horizontal de temperatura que se estende ao longo do centro do ciclone, separando a massa de ar frio polar da massa de ar quente tropical. O modelo conceitual apresentado em Bjerknes (1919) é mostrado na Figura 1.1 na qual o autor mostra as regiões de encontro das diferentes massas de ar em um giro ciclônico em torno do centro do ciclone.

Na década de 1940 Charney (1947) e Eady (1949), introduziram avanços no entendimento da formação de ciclones extratropicais através da interação com distúrbios baroclínicos ondulatórios. Neste novo modelo de ciclogênese o escoamento varia substancialmente com a altura nos distúrbios baroclínicos associado ao gradiente meridional de temperatura (relação do vento térmico). Os cavados e cristas apresentam inclinação em direção a oeste com a altura ao longo de toda troposfera na fase de desenvolvimento do sistema em superfície, com a região de advecção fria localizada abaixo do cavado em níveis superiores. Neste modelo, os distúrbios baroclínicos crescem pela conversão de energia potencial associada ao gradiente de temperatura horizontal em energia cinética (HOLTON, 2004).

Sutcliffe (1947) propôs sua teoria para o desenvolvimento de ciclones em superfície em termos da distribuição vertical da divergência entre a superfície e os níveis superiores. Esta teoria parte do princípio que a ciclogênese deve estar associada a convergência em baixos níveis. Desta forma o autor obteve uma expressão diagnóstica para a diver-

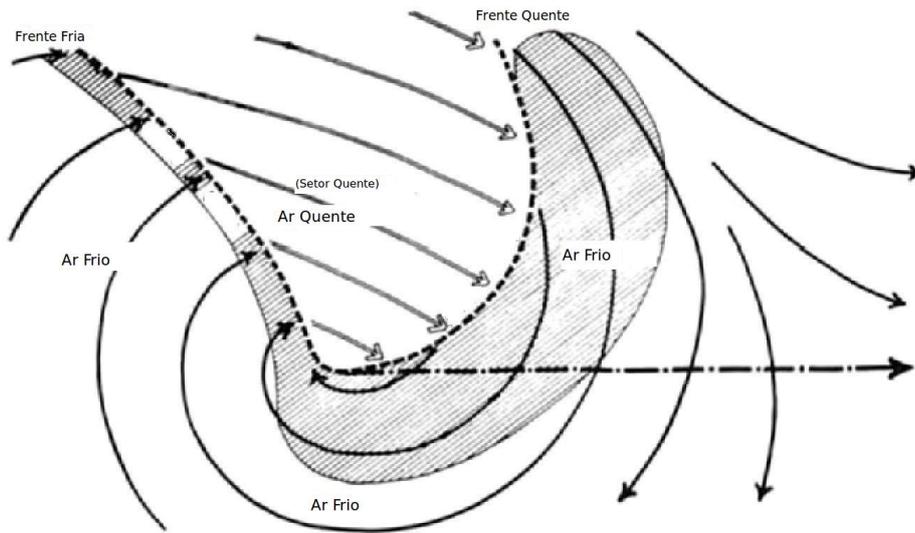


Figura 1.1: Modelo conceitual de um ciclone extratropical no hemisfério sul com suas regiões de confluência: frente fria e frente quente, por onde passa a Frente Polar (linha tracejada), o escoamento vindo dos trópicos no setor quente (linhas claras) e o escoamento de ar frio (linhas pretas). A área hachurada representa a cobertura de nuvem associada ao ciclone. Adaptado de Bjerknes (1919).

gência em superfície, sendo esta dependente da advecção de vorticidade absoluta pelo vento térmico. Para obter esta relação o autor assumiu que a divergência no nível de 500 hPa é desprezível se comparada à divergência em superfície e que a advecção de vorticidade superficial é desprezível se comparada à do nível de 500 hPa. O resultado de Sutcliffe foi considerado um avanço para aplicação operacional devido ao fato de ser necessário apenas informação sobre o geopotencial (ϕ) para se estimar o movimento vertical (MARTIN, 2006).

Peterssen (1956), dando continuidade à linha seguida por Sutcliffe, obteve uma expressão que descreve a tendência de vorticidade no nível de 1000 hPa, levando em conta também o efeito dos termos de aquecimento/resfriamento adiabático e diabático:

$$\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} = \underbrace{-\vec{V}_{g5} \cdot \vec{\nabla}_p (\zeta_5 + f)}_1 - \frac{R}{f_0} \nabla_p^2 \left[\underbrace{\overline{A_T}}_2 + \underbrace{\overline{B_A}}_3 + \underbrace{\overline{C_D}}_4 \right] \quad (1.1)$$

com

$$A_T = -\vec{V}_g \cdot \nabla_p T \quad B_A = \omega \sigma \frac{p}{R} \quad C_D = \frac{1}{C_p} \frac{dQ}{dt}$$

com os índices 0 e 5 indicando respectivamente valores das variáveis em superfície e no nível de 500 hPa e a barra superior significando uma média na camada. ζ indica a vorticidade relativa; \vec{V}_g o vento horizontal geostrófico; f o parâmetro de Coriolis; f_0 o parâmetro de Coriolis para a latitude de 45° ; σ o parâmetro de estabilidade; Q o termo de aquecimento diabático; R a constante dos gases ideais e C_p o calor específico do ar seco á pressão constante. O 1º termo da equação representa a advecção de vorticidade

absoluta geostrófica em 500 hPa pelo vento geostrófico. Advecção de vorticidade negativa no nível de 500 hPa, implicará em valor negativo para o termo 1, contribuindo para a geração de vorticidade ciclônica (negativa no hemisfério sul).

O 2º termo representa a advecção de temperatura média na camada entre 1000 e 500 hPa pelo vento geostrófico. Advecção quente implica em valores positivos de advecção e negativos do laplaciano. Desta forma, advecção quente na camada favorecerá a geração de vorticidade ciclônica em superfície.

O 3º termo é o termo de aquecimento/resfriamento adiabático e o 4º termo representa o aquecimento/resfriamento diabático.

Desta forma, a ciclogênese ocorre em regiões com advecção de vorticidade ciclônica nos altos níveis (o que geralmente ocorre corrente abaixo de um cavado de nível superior), e gradiente térmico horizontal, com advecção fria a oeste do cavado em superfície e quente a leste. Este padrão de advecção é uma consequência da defasagem entre o sistema em superfície e o cavado em níveis superiores, que está deslocado para oeste em relação ao sistema em superfície no estado inicial de desenvolvimento do ciclone. Em um ciclone em desenvolvimento, o termo de aquecimento/resfriamento adiabático age de forma a frear o aprofundamento do sistema a partir do resfriamento associado aos movimentos ascendentes próximos ao núcleo do ciclone. Já o termo diabático contribui positivamente para o desenvolvimento do sistema e geração de vorticidade ciclônica em superfície a partir do aquecimento da média e alta troposfera associado à liberação de calor latente durante a formação de nuvens.

O aquecimento diabático devido à formação de nuvens em um ciclone extratropical favorece a intensificação dos movimentos verticais acompanhado por intensificação da convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis da troposfera (DANARD, 1964). Assim, estes fatores favorecem o aprofundamento do sistema. Como mostrado na equação omega, a liberação de calor latente é um importante fator no diagnóstico do movimento vertical (BLUESTEIN, 1993):

$$\left(\nabla_p^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = -\frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} [-V_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f)] - \frac{R}{\sigma p} \nabla_p^2 (-V_g \cdot \nabla_p T) - \frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} (-K \zeta_g) - \frac{R}{\sigma p} \nabla_p^2 \left(\frac{1}{C_p} \frac{dQ}{dt} \right) \quad (1.2)$$

sendo f o parâmetro de Coriolis, $\sigma = -\left(\frac{\alpha}{\theta}\right) \frac{\partial \theta}{\partial p}$ o parâmetro de estabilidade, com θ a temperatura potencial e α o volume específico; v_g a componente geostrófica do vento, ζ_g a vorticidade relativa; R a constante dos gases; K o termo de fricção; C_p o calor específico à pressão constante e Q o termo diabático. O último termo no lado direito da equação atua então como forçante ao movimento vertical ascendente no caso de aquecimento diabático ($Q > 0$). Este aquecimento diabático pode se apresentar na forma de: aquecimento

devido à liberação de calor latente, radiativo, ou por fluxo de calor sensível. O movimento ascendente resultante desta forçante implica em convergência nos níveis inferiores da troposfera, por conservação de massa, como mostrado pela equação da continuidade:

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = - \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (1.3)$$

Gutowski, Branscome e Stewart (1992) estudaram o impacto do aquecimento latente na evolução de distúrbios transientes em latitudes médias, comparando-se os resultados com experimentos sem umidade. Os autores encontraram que os maiores efeitos causados pelo aquecimento latente foram associados com o aumento dos transportes verticais, com intensificação da conversão de energia disponível da perturbação em energia cinética de perturbação e fluxos de calor meridionais mais fortes. Desta forma, no experimento com aquecimento latente, a intensificação do distúrbio foi mais rápida do que no experimento seco.

A nebulosidade característica de um ciclone extratropical em desenvolvimento é geralmente na forma mostrada na Figura 1.2, com uma região larga de nebulosidade estratiforme associada à frente quente (região C), e uma região mais estreita de nuvens cumuliformes associada à frente fria (regiões D e E).

No modelo conceitual de um ciclone extratropical clássico, a banda frontal quente localiza-se na vanguarda da frente quente, onde o ar quente e úmido tropical avança e é levantado pelo ar frio polar, provocando chuvas estratiformes. A região localizada no setor quente que sofre ascensão à medida que ocorre o avanço da frente fria é chamada de esteira transportadora quente (regiões D e E da Figura 1.2). É nesta região que se inicia o desenvolvimento de nuvens de grande extensão vertical paralelas à frente fria, devido ao levantamento do ar quente e úmido vindo de latitudes mais baixas pelo ar frio de origem polar, que posteriormente são deslocadas para leste pelo escoamento médio ao longo dos pontos EDC, causando precipitação ao longo deste caminho (HOUZE; HOBBS, 1982).

1.1.1 Ciclogênese a sotavento

A presença de cadeias montanhosas como a cordilheira dos Andes age como uma barreira, que modifica o escoamento e leva ao desenvolvimento de sistemas de baixa pressão a sotavento das montanhas. Vários estudos, como os de Buzzi et al. (1987), Tibaldi, Buzzi e Malguzzi (1980) estudaram a ciclogênese a sotavento nas regiões das cadeias montanhosas da América do Norte e nos Alpes, e observaram que apesar de terem diferenças em relação à orientação e geometria, as cadeias montanhosas exercem

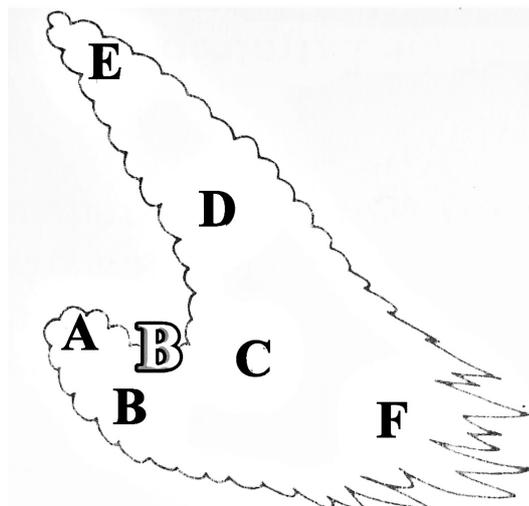


Figura 1.2: Padrão de nebulosidade associada a um ciclone clássico no Hemisfério Sul. O vento no sentido ciclônico segue partindo do ponto E ao ponto A. No ponto F ocorre giro anticiclônico associado à divergência de altos níveis. A letra B em branco indica a posição do centro do ciclone. Adaptado de Djuric (1994).

de maneira semelhante influencia na formação de sistemas em superfície. Os autores observaram também que inicialmente, a cordilheira bloqueia o deslocamento do sistema nos baixos níveis, porém em níveis superiores continua a avançar, de modo que o sistema perde a inclinação na vertical. À medida que o sistema em altos níveis avança o sistema de baixa pressão em superfície é dissipado, posteriormente substituído pela baixa formada a sotavento. O desenvolvimento dessas baixas orográficas está associado à ação do aquecimento de maior frequência adiabático do escoamento superficial que ao descer ao longo do terreno inclinado da cordilheira é comprimido por se deslocar em direção a pressões mais altas (fenômeno conhecido como vento föehn), formando-se assim um sistema de núcleo quente e limitado aos níveis inferiores da troposfera (NEWTON, 1956; WALLACE; HOBBS, 2006).

A ocorrência do fenômeno de ventos secos e quentes que descendem à leste dos Andes similar ao vento föehn é conhecido localmente como vento zonda. Seluchi et al. (2003) mostraram que a atuação do vento zonda está associada a um aquecimento de 10 – 15°C localmente, e temperatura do ponto de orvalho decrescendo entre 15 – 20°C.

O desenvolvimento de um ciclone a partir deste sistema de baixa pressão orográfico e seu posterior deslocamento ocorre quando há a ação de um cavado de níveis superiores que atravessa a cadeia de montanhas. O desenvolvimento do ciclone passa então a ser continuado por ação da instabilidade baroclínica (GAN; RAO, 1992).

1.1.2 Ciclogênese na América do Sul

Os ciclones extratropicais constituem um dos principais fenômenos que influenciam as condições de tempo na região Sul do Brasil, frequentemente estando associados a altas taxas de precipitação e fortes ventos (NASCIMENTO et al., 2010; REBOITA et al., 2010; FOSS, 2011). A costa leste da América do Sul é identificada como sendo uma região de alta frequência de formação de ciclones extratropicais (NECCO, 1982; SINCLAIR, 1996; REBOITA, 2008). A atuação destes sistemas sobre a região é observada ao longo de todo o ano, ocorrendo com maior intensidade durante o inverno, quando a região de gradientes horizontais de temperatura mais intensos está deslocada para latitudes mais baixas.

Gan e Rao (1991), utilizando dados de cartas de superfície entre 1979 e 1988, encontraram duas regiões com maior frequência de ciclogêneses na América do Sul: sobre o Uruguai próximo à região de saída do Rio da Prata (em torno de $31^{\circ}\text{S}, 55^{\circ}\text{O}$) e na costa leste da Argentina (em torno de $42^{\circ}\text{S}, 62^{\circ}\text{O}$). Os autores sugeriram que o máximo encontrado sobre o Uruguai esteja associado com a ciclogênese à sotavento dos Andes. A maior frequência de ciclogênese ocorreu no mês de maio, enquanto que a menor ocorreu em dezembro. A frequência de ciclogênese também apresentou uma significativa variação interanual, com mais ocorrências em anos de El Niño (fase negativa do Índice de Oscilação Sul). A Figura 1.3 mostra os resultados obtidos pelos autores da frequência anual de ciclogêneses na América do Sul.

Mendes et al. (2007) analisaram os fatores que favorecem o surgimento e intensificação dos ciclones extratropicais nas regiões ciclogênicas da América do Sul. Os autores utilizaram dados de reanálise para um período de 25 anos e identificação dos sistemas baseada em mínimos de pressão à superfície do mar. Os autores encontraram um máximo de ciclogênese na costa leste da Argentina, com maior frequência de ciclogênese durante os meses de inverno e média de 112 ciclones ao longo do ano. Os autores observaram também o papel determinante dos Andes na formação dos ciclones que se formam nas regiões analisadas. As cadeias de montanhas atuam como canalizador de calor e umidade em direção às latitudes mais altas, com isso, induzindo a formação de ciclones a sotavento associados à atuação de cavados de níveis superiores. Estes cavados ao seguirem o seu deslocamento para leste encontram a região de forte gradiente horizontal de temperatura e altos valores de umidade a leste da cadeia montanhosa, iniciando assim a ciclogênese.

Reboita (2008) utilizou dados de reanálise NCEP (KALNAY et al., 1996) e um sistema de rastreamento automático de ciclones baseado em mínimos de vorticidade relativa, permitindo a identificação de ciclones menos intensos. A autora obteve resultados semelhantes aos observados nos trabalhos anteriores e encontrou que há uma terceira região de formação de ciclones na América do Sul, localizada próximo à costa das regiões

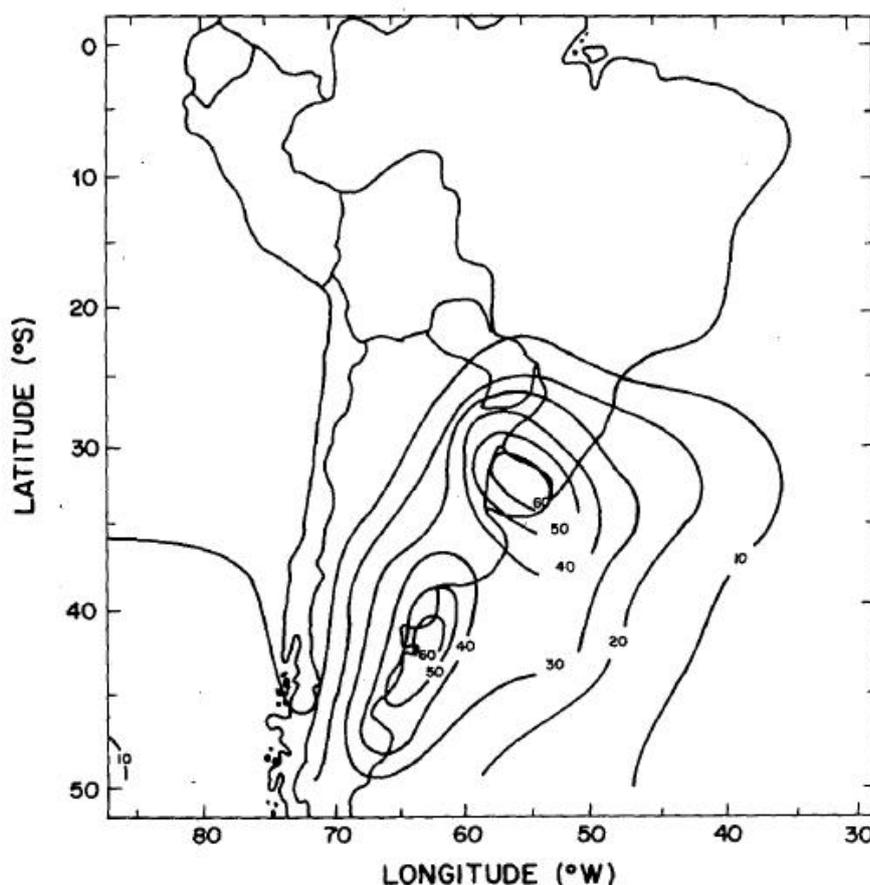


Figura 1.3: Frequência anual de ciclones na América do Sul mostrando os 2 centros principais ciclogênicos. Adaptado de Gan e Rao (1991).

Sul e Sudeste do Brasil (em torno de 25°S).

Seluchi e Saulo (1998) realizaram simulações de um caso de ciclogênese intensa na costa leste da Argentina com o objetivo de identificar os principais forçantes para o desenvolvimento do sistema. O autor observou que o sistema de superfície foi influenciado pela ação de uma onda fraca em níveis altos da troposfera. A formação inicial do ciclone esteve associada à ação da topografia através da desestabilização da atmosfera em baixos níveis a leste dos Andes à medida que o cavado atravessa as regiões de alta topografia da cordilheira e o escoamento sofre aquecimento adiabático. Este processo intensificou o sistema de baixa pressão inicialmente localizado no norte da Argentina, fortalecendo também a advecção de umidade sobre a região. Após realizarem simulações com remoção do aquecimento e resfriamento latente observaram que não ocorreu a formação do ciclone em superfície nesta situação, indicando que estes processos desempenharam um papel decisivo, sendo o processo mais importante para a intensificação do sistema.

Funatsu, Gan e Caetano (2004) estudaram um caso de ciclogênese sobre o Uruguai associado à atuação de um vórtice ciclônico de altos níveis, utilizando uma análise

de vorticidade potencial isentrópica. Os autores observaram que a cordilheira dos Andes desempenhou um papel importante na formação inicial do sistema, bem como na inclinação do ciclone em superfície para leste em relação ao vórtice de altos níveis, favorecendo a advecção de vorticidade ciclônica em níveis médios e altos que juntamente com a canalização de ar quente para a região associado à atuação do Jato de Baixos Níveis (JBN) (MARENGO et al., 2004), favoreceu a intensificação do ciclone. Os autores observaram também que a anomalia de temperatura associada ao JBN foi um fator importante antes da ciclogênese, enquanto que os processos diabáticos foram mais importantes na fase madura do ciclone.

Pinto (2010) utilizando dados de reanálises NCEP estudou os mecanismos associados às conversões de energia e intensificação de três casos de ciclones nas três regiões ciclogênicas identificadas em trabalhos anteriores na América do Sul. O autor observou que no caso de ciclogênese na região da Bacia do Prata, o sistema apresentou características de ciclogênese do tipo bomba e natureza baroclínica, com forte contribuição da liberação de calor latente na geração de energia potencial disponível.

Pereira (2013) fez um estudo da ocorrência de ciclones na região da Bacia do Prata e sua relação com eventos extremos na região utilizando o modelo regional RegCM3, reanálises do modelo ERA-Interim e dados pluviométricos do CPC. A autora utilizou um sistema de rastreamento de ciclones baseado em mínimos de vorticidade relativa e técnica dos quantis para avaliar os eventos extremos. Os resultados obtidos foram condizentes com os de trabalhos anteriores, com máximo de ocorrência de ciclones na região entre o Uruguai e o Sul do Brasil e nos meses de inverno. Em relação aos casos de ciclones associados a extremos chuvosos, os resultados mostraram que a maior frequência ocorreu nos meses de outono e verão, enquanto que a área afetada por extremos de chuva associados a estes ciclones foi maior no inverno, abrangendo quase todo o Sul do Brasil, sul do Paraguai, Uruguai e nordeste da Argentina.

Santos (2012) estudou, utilizando Análise de Agrupamento, dados pluviométricos e reanálises CFSR/NCEP, os padrões atmosféricos associados a eventos extremos de precipitação no Rio Grande do Sul na estação da primavera. Entre os padrões encontrados pelo autor, a formação de um ciclone extratropical associado a forte advecção de calor em baixos níveis e suporte do jato em altos níveis foi um padrão encontrado que favorece à ocorrência de extremos de precipitação em todas as regiões analisadas do Rio Grande do Sul.

1.2 Parametrizações de Convecção Cumulus

A necessidade de parametrizar os processos de formação de chuva pelas nuvens convectivas, tanto nos modelos globais quanto nos regionais, ao invés de resolvê-los de forma explícita, vem do fato de que o poder de processamento disponível atualmente torna inviável a utilização de grades com escala da mesma ordem que o processo convectivo em modelos utilizados de maneira operacional, nos quais o tempo de simulação deve ser o mais curto possível (MOLINARI; DUDEK, 1992; GAO; LI, 2008). Com isso, vários esquemas de parametrização convectiva foram desenvolvidos e incorporados aos modelos atmosféricos tridimensionais com o objetivo de representar a convecção e seu resultado na grande escala (KUO, 1974; ANTHES, 1977; FRITSCH; CHAPPELL, 1980; BETTS; MILLER, 1993; KAIN; FRITSCH, 1990; GRELL, 1993). O resultado da convecção subgrade na grande escala se dá através da distribuição do calor associado à condensação do vapor, e do transporte de umidade dos níveis inferiores aos níveis superiores da atmosfera pelas correntes verticais (ANTHES, 1977). O uso de parametrizações para convecção cumulus tenta associar os movimentos verticais, a liberação de calor latente e sua interação com a grande escala a variáveis de maior escala que são resolvidas pelo modelo (COTTON; ANTHES, 1989; STENSRUD, 2007), obtendo como produto a precipitação convectiva que ocorre na subgrade. A parametrização destes processos é realizada a partir da representação dos fluxos verticais (*updraft* e *downdraft*) incluindo os processos de entranhamento e desentranhamento de ar saturado da nuvem, e sua influência na dinâmica com a grande escala se dá a partir da mudança nos perfis verticais de temperatura e umidade, redistribuição de calor e no saldo radiativo da atmosfera, modificado pela presença das nuvens convectivas. A representação destes processos no esquema convectivo pode ser feito de modo indireto, como ocorre no esquema Betts-Miller-Janjic, (do tipo ajuste convectivo) ou de forma direta, como ocorre nos esquemas Kain-Fritsch e Grell-Dévényi, esquemas utilizados neste trabalho. A Figura 1.4 ilustra os processos convectivos de nuvens cumulus representados nas parametrizações. A parametrização convectiva atua de modo que a remoção da instabilidade atmosférica pode ocorrer sem a necessidade de haver saturação na escala de grade, que na maioria das configurações utilizadas para os modelos é bem maior do que a escala na qual a instabilidade convectiva ocorre (MOLINARI; DUDEK, 1992).

Com o objetivo de representar os processos associados à convecção nas nuvens cúmulos, um esquema de parametrização deve em sua estrutura conseguir identificar, a partir da informação obtida pelas variáveis na escala de grade:

- Onde e quando o desenvolvimento convectivo pode ocorrer (Função de disparo convectivo);

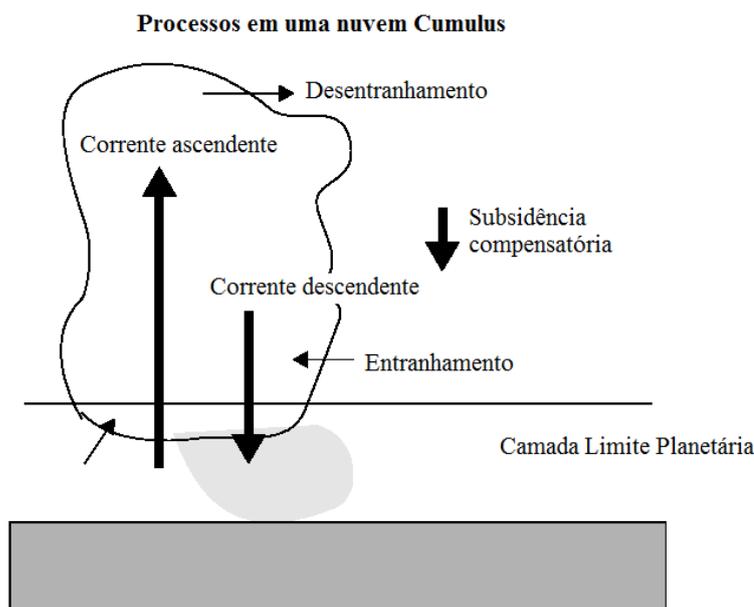


Figura 1.4: Ilustração dos processos convectivos em uma nuvem cumulus. Adaptado de Dudhia (1999).

- Qual o mecanismo responsável pelo disparo da convecção;
- Como a convecção, quando presente, modifica os perfis verticais de temperatura e umidade ao longo da caixa de grade;
- Como se dá a interação entre a convecção e os processos dinâmicos na escala de grade.

A liberação de calor latente constitui um importante fator como fonte de energia para o desenvolvimento e intensificação dos ciclones extratropicais (DANARD, 1964; GUTOWSKI; BRANSCOME; STEWART, 1992; SELUCHI; SAULO, 1998; ROCHA, 1999; WALLACE; HOBBS, 2006). O estudo do papel deste mecanismo na estrutura e desenvolvimento dos ciclones foi realizado através do uso de modelos numéricos, principalmente para os sistemas que têm parte ou todo o ciclo de vida em áreas oceânicas (KUO; LOW-NAM, 1990; SELUCHI; SAULO, 1998; ROCHA, 1999; PIVA; MOSCATI; GAN, 2008; GOZZO, 2010). Aqui são apresentados alguns dos trabalhos que estudaram o impacto da escolha da parametrização convectiva na simulação da precipitação em modelos de mesoescala e sua avaliação utilizando índices estatísticos.

Kuo e Low-Nam (1990), usaram o modelo de mesoescala PSU/NCAR para simular nove ciclones extratropicais intensos sobre o Atlântico Norte com o objetivo de encontrar o impacto da liberação de calor latente, fluxos superficiais de energia, resolução vertical e condições iniciais e de fronteira do modelo na previsão dos ciclones. Os autores encontraram que a intensidade e a estrutura simulada dos sistemas foram muito sensíveis ao tipo de parametrização de precipitação utilizada, com diferenças nas partições de chuva gerada pelo esquema na escala de grade e de subgrade nas diferentes simulações. Os

autores observaram que o modelo obteve resultados melhores para o aprofundamento do sistema com a utilização do esquema Arakawa-Schubert e com o esquema explícito em relação ao esquema convectivo de Kuo. Entretanto, na média para os nove casos, o esquema de escala de grade foi responsável por 90% da precipitação total nas simulações com o esquema Arakawa-Schubert. Apesar destas diferenças, a simulação do total de precipitação foi similar nas simulações com os diferentes esquemas. Os autores sugeriram então que o diferente aprofundamento do sistema esteve associado à distribuição vertical e horizontal do calor latente liberado nas diferentes simulações.

Reed, Grell e Kuo (1993) realizaram simulações de um ciclone extratropical no Atlântico Norte utilizando duas parametrizações convectivas Kuo e Grell aplicadas ao modelo PSU/NCAR MM4. Foi observado que o aprofundamento do ciclone foi substancialmente menor no experimento sem liberação de calor latente. A taxa de aprofundamento também foi sensível ao esquema de parametrização convectiva utilizada, sendo esta a característica que exerceu maior impacto na diferença entre as simulações.

Kuo, Reed e Liu (1996) utilizando a versão MM5 do modelo da PSU/NCAR simularam um ciclone extratropical sobre o Atlântico Norte, de modo a avaliar o impacto de diferentes esquemas para a convecção e microfísica, bem como da resolução horizontal na simulação do sistema. Os autores observaram que houveram diferenças significativas na partição de precipitação entre convectiva e de escala de grade nas simulações com os diferentes esquemas. As simulações com os esquemas Kain-Fritsch, Betts-Miller e Grell, apresentaram partição de precipitação resolvida na escala de grade maior do que a convectiva na maior parte do período, enquanto que a simulação com o esquema Kuo apresentou a maior parte da precipitação total como sendo devido ao esquema convectivo.

Wang e Seaman (1997) realizaram um estudo comparativo utilizando quatro diferentes esquemas de parametrização convectiva: Anthes-Kuo (ANTHES, 1977), Betts-Miller (BETTS, 1986), Grell (GRELL, 1993) e Kain-Fritsch (KAIN, 1993). As simulações foram realizadas para seis casos, três de verão e três de inverno, utilizando o modelo PSU/NCAR MM5. Neste trabalho, os autores avaliaram o desempenho do modelo de mesoescala com as diferentes parametrizações de convecção utilizando os índices estatísticos Equitable Threat Score, Bias Score e Erro Médio em relação à precipitação associada aos sistemas simulados. Os autores observaram que as simulações apresentaram índices superiores para os casos de inverno e com a parametrização convectiva de Kain-Fritsch e melhora nos índices com o aumento da resolução espacial da simulação. Em geral, os índices estatísticos foram melhores para a previsão volumétrica de precipitação do que para a previsão da área de chuva e do pico de precipitação máxima, indicando que o modelo subestima a área de chuva mais forte, porém aumentando a área de chuva mais fraca, com isto tendo uma boa previsão de volume total. As simulações com os diferentes esquemas convectivos apresentaram grande variação na partição de

chuva produzida pelos esquemas convectivos e explícito, variando também em relação ao tipo de caso (verão e inverno). As simulações com o esquema Grell produziram menor quantidade de chuva convectiva. Os autores sugerem que este comportamento está associado ao valor utilizado para o parâmetro de eficiência de precipitação do esquema.

Rocha (1999), simulando o ciclo de vida de um ciclone que se desenvolveu na região subtropical do Atlântico Sul em um ambiente de fraca baroclinia, observaram que para este tipo de sistema o aquecimento latente toma um papel essencial na taxa de aprofundamento do ciclone. A parametrização convectiva de Kain Fritsch obteve resultados mais satisfatórios do que a de Kuo para períodos de simulação mais longos, com esta última apresentando um ciclone mais intenso do que o observado, devido ao maior aquecimento latente produzido pela parametrização convectiva. A intensidade mais fraca do ciclone simulado com a parametrização de Kain-Fritsch esteve associada com o resfriamento na baixa troposfera pela evaporação na corrente descendente (*downdraft*) que é representado neste esquema. Foi também observado variação na partição de chuva devido aos esquemas convectivo e de escala de grade para as simulações com os esquemas Kuo e Kain-Fritsch, com este último respondendo por aproximadamente 50% da precipitação total

Gallus e William (1999), utilizaram o modelo Eta operacional do NCEP para simular três casos de chuva extrema ocorridos nos Estados Unidos associados a diferentes sistemas meteorológicos e obter o impacto da variação na resolução horizontal da grade, bem como da escolha da parametrização convectiva na previsão quantitativa de precipitação. Os resultados das simulações mostraram que o esquema Betts-Miller-Janjic obteve melhores resultados quanto à localização do pico de chuva, porém subestimou significativamente o volume de chuva, mesmo com o aumento na resolução espacial. Já o esquema Kain-Fritsch, simulou melhor os picos de chuva e com significativa melhora da representação destes picos com o aumento na resolução, entretanto estes picos foram deslocados de sua região de ocorrência.

Jankov et al. (2005) realizaram um estudo com o objetivo de avaliar o impacto das parametrizações físicas na previsão de chuva associada a 8 casos de Sistemas Convectivos de Mesoescala. O estudo foi realizado utilizando o modelo regional WRF com diferentes parametrizações para convecção (Kain-Fritsch e Betts-Miller e explícito), camada limite e microfísica. A avaliação da precipitação para as diferentes simulações foi obtida através de índices estatísticos (ETS, BIAs, correspondence ratio), de modo a quantificar as diferenças associadas à variação nos esquemas físicos. Os autores observaram que a configuração do modelo com melhor desempenho variou com o tempo de simulação e de acordo com o limiar de precipitação analisado. Foi observado também que a precipitação produzida pelo modelo foi mais sensível à variação no esquema de convecção em relação aos outros esquemas físicos. A simulação utilizando o esquema de Kain-Fritsch apresentou maior taxa de chuva se comparado à que utilizou o esquema de Betts-Miller,

porém produzindo também uma menor área de chuva fraca.

2 DADOS E METODOLOGIA

Neste capítulo são apresentados: os dados utilizados como condição inicial, de contorno e para a validação das simulações realizadas com o modelo regional; o modelo numérico regional utilizado (WRF-ARW V3.3) e sua configuração nas simulações realizadas em relação às parametrizações físicas e resolução espacial. Também são descritos, as parametrizações de convecção cumulus utilizadas e os índices estatísticos para verificação da precipitação em relação aos dados observados.

2.1 Dados utilizados

Como condições iniciais e de fronteira para as simulações com o modelo WRF, foram utilizados dados de análise NCEP (National Centers for Environmental Prediction) FNL Operational Model Global Tropospheric Analysis. Estes dados possuem resolução espacial de $1^\circ \times 1^\circ$ de latitude \times longitude e resolução temporal de 6 horas e 26 níveis de pressão na vertical entre 1000 e 10 hPa. Os dados FNL são análises do modelo GFS-NCEP (Global Forecast System), porém são disponibilizadas algumas horas depois das análises que servem como condição inicial do modelo, de modo que as análises FNL possuem maior quantidade de dados observacionais. Estas análises estão disponíveis para o período de julho de 1999 até o período atual, em formato GRIB para a utilização no modelo WRF em <http://rda.ucar.edu/>.

Para a identificação dos casos e geração dos campos de pressão ao nível do mar em conjunto com a precipitação observada, foram utilizados dados de análise do modelo Global Forecast System do NCEP (GFS-NCEP). Estas análises estão disponíveis em http://nomads.ncdc.noaa.gov/data.php#hires_weather_datasets para o período entre 2004 ao período atual. As análises do GFS-NCEP possuem resolução horizontal de 1° de latitude por 1° de longitude e 26 níveis de pressão na vertical. Para a análise sinótica e identificação dos casos, foram utilizadas também imagens do canal infra-vermelho dos satélites GOES-10 e 12 disponibilizadas pela Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA-CPTEC-INPE) em <http://satellite.cptec.inpe.br>.

A precipitação é uma variável que, devido à sua grande importância e variação espacial, necessita de uma rede de observações contínuas e pouco espaçadas para uma representação adequada. Na América do Sul entretanto, a baixa densidade de observações de estações meteorológicas de superfície e radares em algumas regiões e a quase inexistência sobre os oceanos dificulta a avaliação precisa da precipitação e outras variáveis meteorológicas (DUBREUIL, 2005; PINTO et al., 2009). A avaliação da precipitação

prevista é geralmente realizada utilizando dados de estações interpolados para uma grade regular, porém devido à distribuição irregular e baixa densidade das observações, estes dados interpolados acabam tendo baixa qualidade em algumas regiões (ROZANTE et al., 2010). Desta forma, recentemente, vários estudos têm feito uso de estimativas de precipitação por satélites, principalmente nas regiões em que as observações de estações são escassas sobre o continente e em estudos de sistemas que se deslocam sobre o oceano (OKE; FROST; BEESLEY, 2009; MAUSSION et al., 2010; WANG et al., 2011; JUNZHI; A-XING; ZHENG, 2012; CAMPAROTTO et al., 2013). Entre os principais produtos de estimativa de precipitação por satélite a partir de diferentes algoritmos estão: GPCP (Global Precipitation Climatology Project)(HUFFMAN et al., 1997); CMORPH (Climate Prediction Center morphing method)(JOYCE et al., 2004) e TMPA (TRMM Multisatellite Precipitation Analysis)(HUFFMAN et al., 2007).

Neste trabalho, para a avaliação do modelo WRF-ARW em relação à precipitação associada aos eventos de ciclogênese, foram utilizados duas fontes de dados baseados no produto TMPA. Estes dados foram utilizados na verificação das simulações do modelo utilizando os índices estatísticos descritos posteriormente neste capítulo.

Os dois conjuntos de dados utilizados são descritos brevemente a seguir:

- O satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), lançado em 1997 tem sua atividade direcionada para realizar estimativas de precipitação e liberação de calor relacionados aos sistemas convectivos que ocorrem nas regiões dos trópicos (KUMMEROW et al., 1998). Neste trabalho utilizou-se o conjunto de dados derivados a partir de estimativas dos sensores a bordo do TRMM intitulado 3B42 V7 descrito em Huffman et al. (2007). Este conjunto de dados consiste de um combinado entre as estimativas obtidas através dos sensores de microondas a bordo dos satélites de órbita baixa: TRMM Microwave Image (TMI), a bordo do TRMM; Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observing Systems (AMSR-E) no satélite Aqua; Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) nos satélites da rede Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) e Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) nos satélites da NOAA. Apesar de compreender dados obtidos a partir de vários satélites de órbita baixa, existe uma área significativa que não é coberta por estes sensores. Desta forma, o produto TMPA utiliza as estimativas dos sensores de microondas onde estão disponíveis, e estimativas obtidas através de sensores infra-vermelho onde não há medidas dos sensores microondas. Esta segunda fonte de dados utiliza o produto do GPCP, que consiste de um combinado entre satélites geossíncronos GEO-IR e satélites da série GOES. O conjunto TMPA utiliza também o produto TCI (TRMM Combined Instrument) que emprega dados de dois sensores presentes no TRMM, TMI e PR (Precipitation Radar) para calibração do produto combinado inicial. Após o processo de calibração, os campos contendo

estimativas dos vários satélites com resolução temporal de 3 horas são somados para o período de 1 mês, e então combinados com os dados de análises mensais baseados em pluviômetros, gerados pelo GPCP. O produto mensal combinado é então finalmente redimensionado para o período de 3 horas e grade horizontal de $0.25 \times 0.25^\circ$.

As estimativas resultantes do algoritmo são então disponibilizadas em produtos mensais (3B43), diários (3B42 V7 derived) e a cada 3 horas (3B42 V7). O produto utilizado neste trabalho consiste de acumulados de precipitação a cada 3 horas, com resolução espacial de $0.25 \times 0.25^\circ$, abrangendo a região entre 50°N e 50°S . Os dados 3B42 estão disponíveis para o período entre 1998 e os dias atuais no formato NetCDF em <http://mirador.gsfc.nasa.gov/>

- O segundo conjunto de dados utilizados na avaliação do WRF em relação à precipitação é o produto denominado MERGE utilizado pelo CPTEC e descrito em Rozante et al. (2010). Os dados MERGE são resultados da combinação das informações de precipitação acumulada obtidos a partir de estimativas do satélite TRMM em tempo real (produto TMPA 3B42RT) e observações de superfície para a região da América do Sul. O produto 3B42RT provém dos mesmos dados de estimativas presentes no produto descrito anteriormente, porém, como é um produto desenvolvido para utilização em tempo real, as estimativas 3B42RT passam por processos diferentes de calibração. A calibração do 3B42RT é feita utilizando dados climatológicos mensais do TCI e TMI, porém sem a calibração pelos dados de análises pluviométricas do GPCP como é feito no 3B42 V7.

No MERGE, os dados de estimativas 3B42RT são combinados com dados observados nas rede pluviométrica GTS (Global Telecommunication System) e plataformas de coletas de dados de centros regionais, somando aproximadamente 1500 estações. Esta combinação possibilita então maior confiabilidade para a comparação do campo de precipitação com as simulações numéricas. A Figura 2.1 mostra a distribuição espacial destes pontos de observações utilizados no produto MERGE.

A combinação entre os dados observados em superfície e as estimativas de satélite é realizada, inicialmente, localizando na grade dos dados 3B42RT os pontos nos quais há observações de superfície. Em seguida, as estimativas de precipitação dos satélites são desconsideradas nestes pontos de grade e também nos 24 pontos no entorno deste. Para o processo de espacialização dos dados foi utilizada a metodologia descrita em Rozante et al. (2010) a qual consiste em duas interações do método de Barnes, no qual é atribuído um peso para a observação em função da distância entre a observação e o ponto de grade.

Os dados MERGE são interpolados para uma grade horizontal de 0.20° de latitude

e longitude, contendo acumulados a cada 24 horas, iniciando às 12 UTC e disponibilizados em formato binário.

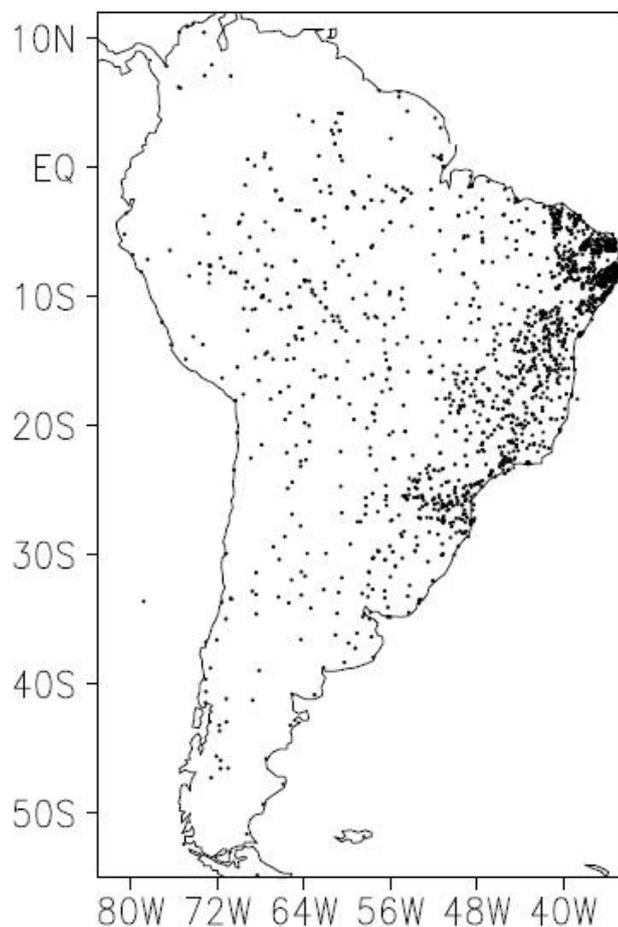


Figura 2.1: Distribuição espacial dos pontos de observações pluviométricas do GTS e centros regionais. Adaptado de (ROZANTE et al., 2010).

2.2 Modelo WRF (Weather Research and Forecast)

O WRF é um modelo totalmente compressível, não hidrostático (resolve o movimento vertical de maneira direta), com opção hidrostática, de mesoescala e alta resolução. Foi desenvolvido através da colaboração entre vários centros de pesquisa, entre eles, o National Center for Atmospheric Research (NCAR) e o National Center for Environmental Prediction (NCEP/NOAA), tendo como objetivo, aperfeiçoar o entendimento e a previsão de sistemas atmosféricos na mesoescala (SKAMAROCK et al., 2005), sendo disponibilizado gratuitamente em <http://www.mmm.ucar.edu/WRF/users>.

O modelo possui dois núcleos de solução dinâmica: o Advanced Research WRF (ARW), desenvolvido primariamente pelo NCAR, e o Nonhydrostatic Mesoscale Model

(NMM), desenvolvido pelo NCEP.

O WRF-ARW é composto das seguintes componentes principais: WPS, ARW e pós-processamento.

- WPS (WRF Preprocessing System): constituído de três programas, tem a tarefa de preparar os dados de entrada (dados FNL-NCEP utilizados neste trabalho) para serem usados no programa 'real.exe', onde está localizado o núcleo dinâmico:
 - geogrid: define os domínios da simulação, a partir dos valores definidos pelo usuário no arquivo 'namelist.wps'. Este programa também interpola os dados de solo, uso da terra, altitude do terreno e outras características geográficas.
 - ungrid: lê e converte os arquivos GRIB em um formato intermediário. Esses dados GRIB contêm as variáveis meteorológicas obtidas de um modelo de maior escala, que servirão como as condições iniciais e de fronteira lateral.
 - metgrid: faz a interpolação dos dados meteorológicos convertidos do formato GRIB para os domínios definidos pelo geogrid para serem inseridos no programa 'real.exe'.
- O ARW é o componente responsável por resolver a dinâmica dentro do modelo WRF, englobando também as parametrizações físicas. Neste núcleo dinâmico são resolvidas as equações de Euler não-hidrostáticas em uma atmosfera completamente compressível, com integração "time-split", usando o esquema de Runge-Kutta de 3^a ordem para os modos de baixa-frequência (significantes meteorologicamente), enquanto que os modos de alta frequência (acústicos) são integrados com passo de tempo menor para manter a estabilidade numérica.

A interpolação vertical realizada pelo ARW é feita para a coordenada sigma (σ) (PHILLIPS, 1957) que é uma generalização da coordenada que acompanha o terreno nos níveis mais próximos da superfície, como ilustrado na Figura 2.2 e é definida como:

$$\sigma = \frac{p - p_t}{p_s - p_t} \quad (2.1)$$

sendo p_s a pressão à superfície, p_t a pressão no topo do domínio e p a pressão no nível de interesse. A coordenada σ assume valores entre 1 (superfície) e 0 (topo).

Os cálculos das variáveis meteorológicas realizadas pelo ARW são feitas utilizando as equações de conservação na forma de fluxo, escritas como em Skamarock et al. (2005):

- Conservação do momento

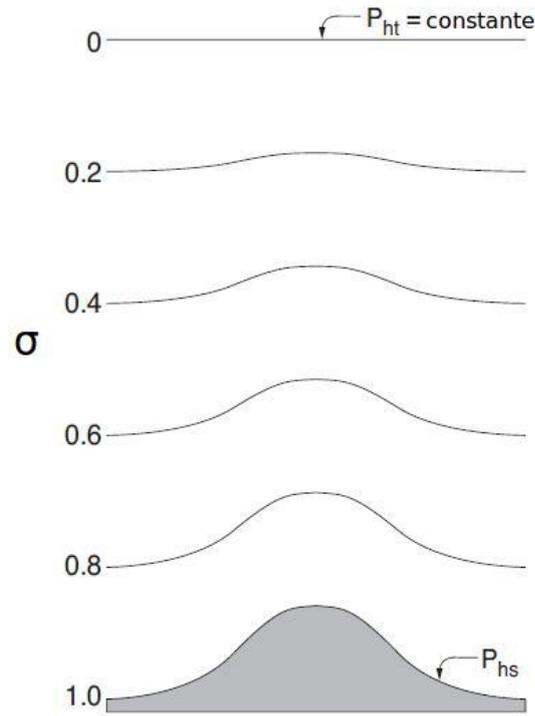


Figura 2.2: Coordenada vertical eta. Adaptado de Skamarock et al. (2005) .

$$\frac{\partial U}{\partial t} + (\nabla \cdot V u) - \frac{\partial}{\partial x}(p\Phi_\eta) + \frac{\partial}{\partial \eta}(p\Phi_x) = F_U \quad (2.2a)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + (\nabla \cdot V v) - \frac{\partial}{\partial y}(p\Phi_\eta) + \frac{\partial}{\partial \eta}(p\Phi_y) = F_V \quad (2.2b)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + (\nabla \cdot V w) - g\left(\frac{\partial p}{\partial \eta} - \mu\right) = F_W \quad (2.2c)$$

- Conservação da energia termodinâmica

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + (\nabla \cdot V \theta) = F_\theta \quad (2.3)$$

- Conservação de massa

$$\frac{\partial \mu}{\partial t} + (\nabla \cdot V) = 0 \quad (2.4)$$

- Tendência de geopotencial

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} + \frac{1}{\mu}[(V \cdot \nabla \Phi) - gW] = 0 \quad (2.5)$$

sendo $V = (U, V, W) = \mu(u, v, w)$ e μ representando a massa por unidade de área. Os termos F_U, F_V, F_W, F_θ representam termos forçantes resultantes da física do

modelo, mistura turbulenta, projeções esféricas e rotação da terra.

A condição inicial é obtida a partir da interpolação espacial das variáveis meteorológicas presentes nas análises do modelo de maior escala, feita ainda no WPS. O modelo WRF-ARW utiliza uma grade do tipo C (ARAKAWA; LAMB, 1977) para a discretização horizontal destas variáveis. Neste esquema de grade as componentes da velocidade normais às paredes da grade estão escalonadas a meio comprimento de grade das variáveis termodinâmicas (Figura 2.3).

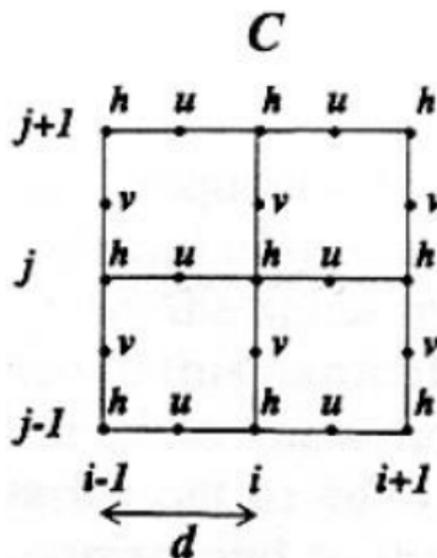


Figura 2.3: Grade do tipo C. As letras 'h', 'u' e 'v' representam respectivamente, as variáveis termodinâmicas e as componentes zonal e meridional do vento. Adaptado de Arakawa e Lamb (1977).

Existem vários esquemas para representação de convecção que podem ser incorporados em modelos de previsão numérica usando diferentes tratamentos para a representação da convecção, transporte de calor e umidade e conseqüente produção de chuva. Neste trabalho são utilizados os esquemas Betts-Miller-Janjic (BMJ), Kain-Fritsch (KF) e Grell-Devenyi (GD), que foram adaptados e estão presentes no WRF. Estes esquemas são descritos resumidamente a seguir.

2.2.1 Esquema de Parametrização Convectiva Betts-Miller-Janjic

O esquema de parametrização convectiva desenvolvido por Betts, Miller e Janjic (BETTS, 1986; BETTS; MILLER, 1993; JANJIC, 1994) é um esquema estático, do tipo ajuste convectivo, no qual a convecção profunda é vista como um processo termodinâmico consistindo em transporte de calor e umidade aos níveis superiores a fim de reduzir ou remover a instabilidade condicional. Neste tipo de esquema, existe um perfil crítico de umidade e temperatura para que o processo convectivo se inicie. Quando o ambiente de grande escala atinge esse nível de instabilidade, os perfis de temperatura e umidade são

ajustados pela convecção para perfis de referência estáveis, tendo como sub-produto a precipitação. No esquema original são usados dois perfis termodinâmicos de referência baseados em perfis observados, um para convecção profunda e outro para convecção rasa.

O ajuste do perfil termodinâmico é feito de forma defasada (lagged) gerando uma resposta do processo convectivo suavizada o que, segundo o autor, é uma representação mais realística.

Os autores dividiram a estrutura do esquema convectivo em quatro partes principais:

- Especificação da escala de tempo de ajuste convectivo;
- Encontrar o topo e a base da nuvem;
- Separação entre convecção rasa e profunda;
- Determinação dos perfis de referência.

A estrutura formal do esquema descrita em Betts e Miller (1993) inicia-se a partir da equação de tendência termodinâmica em grande escala aplicada a um vetor $\vec{S}(\theta^*, q^*)$, com * indicando valores no ponto de saturação:

$$\frac{\partial \vec{S}}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla \vec{S} - \bar{\omega} \frac{\partial \vec{S}}{\partial p} - g \frac{\partial \vec{N}}{\partial p} - g \frac{\partial \vec{F}}{\partial p} \quad (2.6)$$

sendo $\bar{\omega}$ a velocidade vertical média; \vec{N} é o vetor fluxo radiativo; \vec{F} é o vetor fluxo convectivo no ponto (θ^*, q^*) .

O vetor fluxo convectivo é definido como:

$$-g \frac{\partial \vec{F}}{\partial p} = \frac{\vec{R} - \vec{S}}{\tau} \quad (2.7)$$

sendo \vec{R} o perfil termodinâmico de referência e τ o tempo de ajuste convectivo. Ao longo deste período de ajuste convectivo, \vec{S} é modificado em direção a \vec{R} .

Os autores simplificaram então a Equação 2.6, assumindo que a advecção horizontal de grande escala e o efeito radiativo são pequenos em comparação à advecção vertical no desenvolvimento convectivo. Com isto:

$$\frac{\partial \vec{S}}{\partial t} = -\bar{\omega} \frac{\partial \vec{S}}{\partial p} + \frac{\vec{R} - \vec{S}}{\tau} \quad (2.8)$$

Se a forçante de grande escala se mantém estável durante períodos maiores do que τ , então a atmosfera alcança um estado de quase equilíbrio no qual, a mudança local de \vec{S} é aproximadamente zero. Então:

$$\vec{R} - \vec{S} \approx \bar{\omega} \left(\frac{\partial \vec{S}}{\partial p} \right) \tau \quad (2.9)$$

Para tempos de ajuste convectivo pequenos, a atmosfera se aproxima do estado de referência \vec{R} , podendo substituir \vec{S} por \vec{R} no termo de advecção vertical, dando:

$$\vec{R} - \vec{S} \approx \bar{\omega} \tau \left(\frac{\partial \vec{R}}{\partial p} \right) \quad (2.10)$$

A partir desta expressão, o fluxo convectivo (\vec{F}) pode ser calculado como:

$$\vec{F} = \int \frac{\vec{R} - \vec{S}}{\tau} \frac{dp}{g} \approx \int \bar{\omega} \frac{\partial \vec{R}}{\partial p} \frac{dp}{g} \quad (2.11)$$

Esta expressão mostra que os fluxos convectivos estão associados à estrutura do perfil de referência R . Desta forma, se um perfil de referência realístico é escolhido, conseqüentemente, os fluxos convectivos, incluindo também a precipitação terão uma estrutura similar à obtida através de métodos diagnósticos (BETTS; MILLER, 1993).

Janjic (1994) propôs modificações ao esquema original a fim de obter uma melhor representação da precipitação. As principais modificações propostas foram:

- O perfil de convecção é variável e dependente de um parâmetro chamado de “eficiência de nuvem” que caracteriza o regime de convecção. Este parâmetro depende da temperatura média, da espessura e da variação de entropia da nuvem, e é inversamente proporcional ao tempo de relaxação (que representa a escala de tempo ao longo do qual o ajuste convectivo em direção ao estado de equilíbrio ocorre (BETTS, 1986). A eficiência medida por este parâmetro diz respeito ao transporte de entalpia em direção aos níveis mais altos ao longo da coluna convectiva ao mesmo tempo em que a precipitação é produzida.
- Existem vários estados de equilíbrio de referência, ao invés de apenas um. O perfil termodinâmico de referência a ser escolhido depende do parâmetro de eficiência de nuvem.

No esquema, como descrito em Betts e Miller (1993), o esquema inicia encontrando a base e o topo da nuvem. Inicialmente é encontrada a camada mais instável nos primeiros 200mb da troposfera. A base da nuvem é definida como o Nível de Condensação por Levantamento (NCL) de uma parcela que se encontra nesta camada. O topo, é definido como o nível de equilíbrio seguindo a razão adiabática úmida a partir da base da nuvem. A partir da base da nuvem e da razão adiabática úmida é estimado um perfil de referência (“first guess adjustment profile”) tanto para a temperatura, quanto para a umidade específica. Após serem calculados, estes perfis são corrigidos, de modo que o

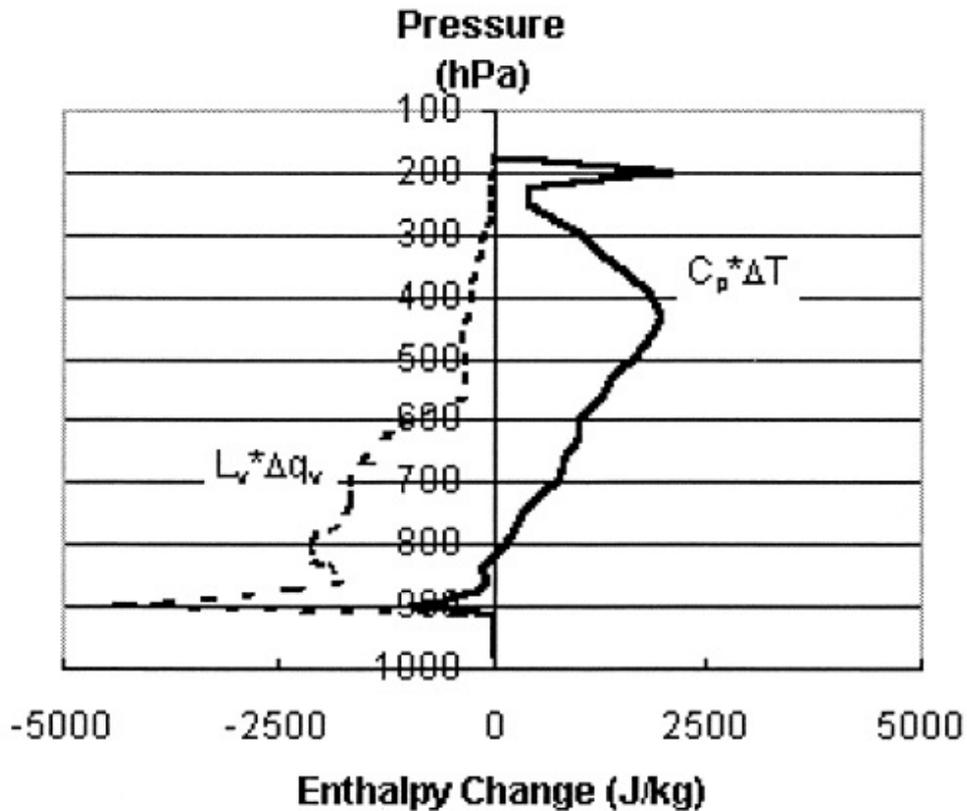


Figura 2.4: Mudança na entropia devido aos termos de variação de temperatura (linha preta contínua) e variação no conteúdo de umidade (linha tracejada)(Equação 2.12). Adaptado de Baldwin, Kain e Kay (2002)

aquecimento latente (dh) seja proporcional à variação do conteúdo de umidade na coluna total. Desta forma o perfil de referência apresenta diminuição na quantidade de umidade, principalmente em baixos níveis, e aquecimento, principalmente nos médios e altos níveis. O perfil dos termos da Equação 2.12 para os perfis de referência são mostrados na Figura 2.4 de Baldwin, Kain e Kay (2002).

$$dh = \int_{p_B}^{p_T} C_p(T_R - \bar{T}) = - \int_{p_B}^{p_T} L(q_R - \bar{q}) \quad (2.12)$$

sendo L o calor latente e T_R e q_R os perfis de referência e p_B e p_T indicam a base e o topo da nuvem convectiva, respectivamente.

O perfil de referência de θ no esquema BM é computado até o nível de congelamento seguindo uma fração do lapse rate adiabático úmido ($\Gamma_m = \frac{\partial \theta}{\partial p}$):

$$\theta_R(p) = \bar{\theta}_B + 0,85\Gamma_m(p_B - p) \quad (2.13)$$

sendo o subscrito B indicação de valores na base da nuvem.

Acima do nível de congelamento o perfil segue a curva adiabática úmida até o topo da nuvem.

O perfil de referência de umidade q_R no esquema BMJ é calculado a partir do perfil de temperatura, após a especificação do parâmetro de depressão da pressão para saturação $\delta = (\text{pressão no nível de saturação} - \text{pressão})$ em três níveis: base da nuvem δ_B , nível de congelamento δ_F e topo da nuvem δ_T , com a variação de δ_R ocorrendo de forma linear entre os três níveis:

- entre p_B e p_F :

$$\delta_R(p) = \frac{(p_B - p)\delta_F + (p - p_F)\delta_B}{p_B - p_F} \quad (2.14)$$

- entre p_F e p_T :

$$\delta_R(p) = \frac{(p_F - p)\delta_T + (p - p_T)\delta_F}{p_F - p_T} \quad (2.15)$$

Os valores definidos pelos autores para δ_B , δ_F , δ_T são valores para uma condição insaturada (negativos), -25 mb, -40 mb e -20 mb, respectivamente. Estes perfis de referência de temperatura e umidade são então ajustados até satisfazerem a condição da equação 2.12.

Após os ajustes para os perfis de referência, a ocorrência ou não de chuva é determinada e, se esta ocorre, a taxa de precipitação é estimada a partir dos perfis de referência e do perfil inicial do ponto de grade:

$$PR = \int_{p_B}^{p_T} \left(\frac{q_R - \bar{q}}{\tau} \right) \frac{dp}{g} = -\frac{c_p}{L} \int_{p_B}^{p_T} \left(\frac{T_R - \bar{T}}{\tau} \right) \frac{dp}{g} \quad (2.16)$$

sendo τ o tempo de relaxação e g a gravidade. Caso $PR < 0$, então o esquema de convecção rasa é ativado, sem produção de precipitação.

No estágio final, o perfil da coluna é próximo do perfil de referência, com uma condição estável e diminuição do conteúdo de umidade, principalmente nos baixos níveis. No esquema BMJ, esta mudança nos perfis de temperatura e umidade, não ocorre na camada sob a nuvem. Desta forma, exceto pela determinação da base da nuvem o esquema não leva em conta as condições atmosféricas nos níveis mais baixos. No esquema BMJ, os detalhes do processo convectivo que leva ao estado final não são representados, como em outros esquemas do tipo fluxo de massa.

Baldwin, Kain e Kay (2002) e Stensrud (2007) apontam que o esquema BMJ é mais sensível ao conteúdo de umidade na camada de nuvem do que à instabilidade da atmosfera. Baldwin, Kain e Kay (2002) mostraram que a precipitação produzida pelo esquema é muito sensível a variações na umidade relativa na camada de nuvem, mantendo-se o mesmo perfil de temperatura. Stensrud (2007) aponta que em caráter operacional observou-se que o esquema BMJ frequentemente não é ativado quando não há altos valores de umidade em médios níveis, mesmo em situações de CAPE (Convective Available Potential Energy) elevado e forçantes de baixos níveis removendo o CIN (Convective

Inhibition).

Ao longo dos anos, o esquema BMJ vem sendo otimizado por centros de pesquisa, principalmente o NCEP, com o objetivo de produzir melhores resultados para a aplicação operacional. Com isto, muitos detalhes e parâmetros do esquema BMJ adotado no WRF não são os mesmos utilizados inicialmente no esquema original, com o objetivo de obter um melhor desempenho do esquema para grades com resoluções mais altas, através de modificações no mecanismo de disparo convectivo (SKAMAROCK et al., 2005).

2.2.2 Esquema de parametrização convectiva Kain-Fritsch

O esquema de parametrização convectiva Kain-Fritsch (KAIN; FRITSCH, 1990; KAIN, 1993) é derivado do esquema de parametrização Fritsch-Chapell (FRITSCH; CHAPPELL, 1980) e utiliza um modelo de nuvem unidimensional com a ocorrência de entranhamento e desentranhamento ao longo de toda a extensão vertical da nuvem, parametrizando assim de forma mais realística a interação da nuvem com o ambiente externo.

No esquema KF, a convecção atua no sentido de consumir o CAPE (Energia potencial disponível para convecção) da coluna atmosférica a partir do rearranjo de massa na vertical. A corrente ascendente remove altos valores de θ_e da baixa troposfera para os níveis superiores, gerando a convecção e consumindo o CAPE em cada ponto de grade ao longo do período convectivo. A mudança no perfil vertical da atmosfera é resultado dos processos de entranhamento/desentranhamento, subsidência e evaporação na corrente descendente. O esquema KF é dividido em 3 partes seguindo Kain (2004):

- Função de disparo convectivo: esta função tem como tarefa identificar as camadas que servirão como fonte para o fluxo de massa da corrente ascendente da nuvem convectiva (Updraft Source Layers, USL). Esta identificação é feita em uma camada de aproximadamente 60 hPa logo acima da superfície dentro da qual, com base na altura do Nível de Condensação por Levantamento (NCL), e na velocidade vertical média na camada, é calculada a perturbação de temperatura em relação ao ambiente para uma parcela no NCL:

$$\delta T = k(w_g - c(z))^{1/3} \quad (2.17)$$

sendo k um número unitário de unidade $K.s^{1/3}.cm^{1/3}$, w_g a velocidade vertical na escala de grade ($cm.s^{-1}$) e $c(z)$ é um limiar de velocidade vertical dado por:

$$c(z) = \begin{cases} w_0 \cdot \left(\frac{Z_{NCL}}{2000}\right) & \text{se } Z_{NCL} \leq 2000 \\ w_0 & \text{se } Z_{NCL} > 2000 \end{cases} \quad (2.18)$$

sendo $w_0 = 2\text{cms}^{-1}$ e Z_{NCL} a altura do NCL (m).

A partir da perturbação de temperatura, a parcela é avaliada quanto à flutuabilidade em relação ao ambiente, podendo ou não continuar como candidata no disparo da convecção. Caso a parcela não seja flutuante, ou seja, se for mais densa que o ambiente, o processo é repetido na camada logo acima até chegar a uma camada que esteja 300 hPa acima da superfície. Se a parcela for flutuante em relação ao ambiente, esta continua como candidata a iniciar a convecção e sua velocidade vertical na base da nuvem é calculada:

$$w_p = 1 + 1,1 \left[\frac{(Z_{NCL} - Z_{USL})\delta T}{T_A} \right]^{1/2} \quad (2.19)$$

sendo Z_{USL} a altura da base da USL e T_A é a temperatura do ambiente.

Acima do NCL a velocidade vertical da parcela é calculada em cada nível, levando em conta os efeitos de entranhamento e desentranhamento. Se a velocidade vertical w_p for positiva ao longo de uma camada de 3-4 km, a camada é então escolhida como a fonte para o fluxo de massa ascendente M_u , iniciando o processo de convecção. O esquema quantifica o CAPE da parcela escolhida no passo anterior e então define a intensidade do fluxo de massa na corrente ascendente para que pelo menos 90% do CAPE seja consumido.

- **Formulação do fluxo de massa:** As correntes ascendente (updraft) e descendente (downdraft) são parametrizadas com base nos perfis de temperatura e umidade da nuvem. A corrente ascendente se origina na USL e sua intensidade inicial é dependente da velocidade vertical no NCL. Ao longo da corrente ascendente ocorre entranhamento do ar ambiente mais seco (não-saturado) e desentranhamento de ar mais úmido da nuvem para o ambiente. A corrente descendente é formada por ar não-saturado gerado a partir da evaporação que ocorre na corrente ascendente. Uma fração do ar saturado da corrente ascendente é disponibilizada para evaporação, compondo assim a corrente descendente. Esta fração de água líquida que evapora dita a magnitude relativa entre os fluxos de massa das correntes descendente e ascendente. Na versão mais recente do esquema KF, a corrente descendente se inicia entre 150 e 200 hPa acima da USL até se tornar mais quente que o ambiente ou encontrar a superfície. A formulação para estes fluxos é descrita em Kain e Fritsch (1993).
- **Hipótese de fechamento:** No esquema KF, a hipótese de fechamento é baseada no rearranjo de massa na coluna atmosférica a partir dos movimentos ascendente, descendente e dos fluxos de massa do ambiente até que pelo menos 90% do CAPE seja removido pela convecção durante o período em que o esquema está ativo.

Na versão mais nova do esquema, o CAPE utilizado na hipótese de fechamento é calculado a partir de uma parcela de entranhamento, o que segundo o autor leva a representações mais realísticas da precipitação (KAIN, 2004).

2.2.3 Esquema de parametrização convectiva Grell-Dévényi

O esquema Grell-Devenyi (GRELL, 1993; GRELL; DEVENYI, 2001; GRELL; DÉVÉNYI, 2002), consiste de um "ensemble" de várias hipóteses de fechamento e é baseado no esquema convectivo mais antigo descrito em Grell (1993), que é uma adaptação do esquema de Arakawa e Schubert (1974). No esquema utilizado no presente estudo, além de um "ensemble" de hipóteses de fechamento, no novo esquema foram incluídos também os efeitos do entranhamento e desentranhamento ao longo das bordas das correntes ascendente e descendente da nuvem, ao invés de apenas na base e no topo da nuvem, como no esquema mais antigo. A estrutura do esquema original foi mantida no esquema GD, e é dividida em:

- Controle Estático: modelo de nuvem que determina as propriedades das correntes ascendentes e descendentes, incluindo os processos de entranhamento e desentranhamento.
- Controle Dinâmico, que representa a modulação da convecção pelo ambiente;
- Feedback, que representa a modificação do ambiente pela convecção, determinando os perfis verticais de temperatura e umidade finais, sendo obtidos como resultado da ação do fluxo de massa compensatório do ambiente e do desentranhamento no topo e na base da nuvem;

No esquema GD dentro do Controle Estático, alguns parâmetros que compõem o modelo de nuvem são variados, com cada variação representando um membro do "ensemble" dentro do esquema. Os parâmetros que são modificados em cada membro foram escolhidos devido à sensibilidade do modelo de nuvem em relação à mudança nos mesmos.

No esquema, o entranhamento ocorre seguindo a hipótese de entranhamento:

$$\mu_u = \mu_{ue}(z, \lambda) - \mu_{ud}(z, \lambda) = \frac{1}{m_u(z, \lambda)} \frac{\partial m_u(z, \lambda)}{\partial z} \quad (2.20)$$

sendo μ_u a taxa de entranhamento líquido da corrente ascendente, μ_{ue} a taxa de entranhamento bruta, μ_{ud} a taxa de desentranhamento total, m_u indica o fluxo de massa da corrente ascendente e λ denota o tipo de ensemble. A taxa de entranhamento líquido é escrita da mesma forma para a corrente descendente.

O fluxo de massa m_u é normalizado pelo fluxo de massa na base da nuvem m_b :

$$m_u(z, \lambda) = m_b(\lambda)\eta_u(z, \lambda) \quad (2.21)$$

em que, η_u é o fluxo de massa da corrente ascendente normalizado.

Dadas as condições iniciais e valores para os parâmetros $\mu_{ue}(z, \lambda)$ e $\mu_{ud}(z, \lambda)$, as equações 2.20 e 2.21 são utilizadas junto com a equação da pluma estacionária (GRELL, 1993) para estimar as propriedades da nuvem, como o fluxo de massa normalizado, perfis de condensação e evaporação normalizados, energia estática úmida e conteúdo de água líquida para cada membro do "ensemble" (GRELL; DÉVÉNYI, 2002). A formulação completa dessas propriedades é descrita em Grell (1993).

Um "ensemble" de diferentes hipóteses de fechamento comumente utilizados em esquemas de parametrização convectiva é usado no Controle Dinâmico do esquema GD. Os parâmetros são variados com o objetivo de obter diferentes valores para o fluxo de massa na base da nuvem m_b . Estas hipóteses são baseadas em: a) um estado de equilíbrio estável entre a forçante de grande escala e a resposta da nuvem. Esta hipótese de fechamento possui 2 "subensembles", totalizando 7 variações, baseados na variação do parâmetro $A(\lambda)$ que representa uma medida integral da flutuabilidade associada à nuvem; b) remoção da instabilidade pela convecção similar ao esquema Kain-Fritsch. Esta hipótese possui 3 variações dentro do esquema, associadas ao tempo de remoção da instabilidade dte ; c) convergência de umidade, similar ao apresentado por Krishnamurti, Low-Nam e Pasch (1983), no qual a precipitação total é assumida ser proporcional à advecção vertical de umidade integrada. Dentro desta hipótese são feitas 3 variações do parâmetro de umedecimento de Kuo; d) consideração que o fluxo de massa na base da nuvem é proporcional ao fluxo de massa do ambiente em algum nível inferior da troposfera (l_t) (FRANK; COHEN, 1987). Nesta hipótese são feitas 3 variações no parâmetro l_t . São então realizadas 16 variações dentro do controle dinâmico. Para cada uma destas variações no controle dinâmico são variados também os parâmetros descritos anteriormente no controle estático, o que resulta em um total de 13824 membros do "ensemble". No modelo WRF, por padrão, são utilizados 144 membros.

A Tabela 2.1 mostra um quadro comparativo com as principais características dos três esquemas convectivos utilizados.

Tabela 2.1: Sumário das parametrizações físicas utilizadas nas simulações com o WRF.

Esquema convectivo		
BMJ	Não apresenta uma formulação para os fluxos convectivos. A camada abaixo da base da nuvem não é alterada pelo esquema. Possui formulação tanto para convecção profunda quanto rasa.	Os perfis termodinâmicos são ajustados para perfis de referência, que são calculados de modo a conservar a entalpia. Para a produção de precipitação, deve haver redução de umidade ao longo do perfil, proporcional ao aquecimento latente.
GD	Apresenta um modelo de nuvem no qual os fluxos convectivos são representados de forma direta (corrente ascendente e descendente com entranhamento e desentranhamento). Dentro da formulação dos fluxos, alguns parâmetros são variados, com cada configuração compreendendo um membro do "ensemble"	As diferentes hipóteses de fechamento utilizadas no esquema atuam no cálculo do fluxo de massa na base da nuvem, com a média da atuação de cada membro sendo dada como resposta ao modelo de nuvem dentro do esquema, o qual produz precipitação.
KF	Apresenta um modelo de nuvem unidimensional no qual são representados os fluxos convectivos de forma direta.	A intensidade da corrente ascendente é dependente da quantidade de CAPE, com entranhamento e desentranhamento ocorrendo ao longo de toda a camada das correntes ascendente e descendente. O processo convectivo ocorre até que 90% do CAPE seja consumido.

2.3 Microfísica de Nuvens

A microfísica de nuvens é desempenhada (na configuração utilizada neste trabalho) pelo esquema de Lin, Farley e Orville (1983). Este é um modelo de nuvem bidimensional e dependente do tempo, incorporado ao WRF, adequado para simulações de casos reais e de alta resolução. No modelo, seis formas de água são simuladas, divididos em: vapor d'água, água da nuvem, gelo da nuvem, chuva, neve e granizo/graupel, sendo um dos primeiros esquemas a conter representação de neve, permitindo assim a simulação de uma nova forma de gelo entre as que já eram contidas nos esquemas anteriores. Desta forma, o esquema permite uma melhor representação física do gelo

e também da formação de granizo. O esquema utiliza a aproximação "bulk" para representar o campo de precipitação, assumindo distribuição por tamanho das partículas. No esquema estão presentes também mecanismos de formação de granizo por colisão e por congelamento de gotas de chuva, bem como processos de evaporação e sublimação de partículas precipitantes fora da nuvem.

2.4 Simulações Numéricas

As simulações com o modelo WRF foram realizadas, utilizando uma grade única, por limitação de processamento. Esta grade tem limites entre 41°S e 25°S e latitude e 63°W e 45°W de longitude (Figura 2.5). A grade possui resolução horizontal de 25km x 25km e 36 níveis verticais. As simulações abrangeram períodos de 36h com saídas a cada 3 horas. A análise realizada utilizando os índices estatísticos para a verificação da precipitação simulada pelos dados observados foi feita utilizando as últimas 24 horas de simulação. Os casos simulados foram escolhidos de modo que as últimas 24 horas de simulação compreendessem o período em que ocorre precipitação associada à ciclogênese na região estudada permitindo o "spin-up" pelo modelo dos processos precedentes ao desenvolvimento convectivo.

Em relação às opções físicas, a configuração utilizada é a mostrada na tabela 2.2. A representação da precipitação por modelos de previsão numérica apresenta imprecisões associadas a vários fatores, entre eles as condições iniciais e as parametrizações físicas, bem como na interação entre estas parametrizações. Mesmo para casos com forçante de grande escala bem definida, a mudança nos esquemas de camada limite planetária, microfísica e convectivo, levam a diferenças na convecção e conseqüentemente precipitação simuladas. Desta forma, neste trabalho, com o objetivo de inferir o impacto da mudança na parametrização de convecção na precipitação, as configurações do WRF foram mantidas em todas as simulações, exceto pelas parametrizações de convecção cumulus, de modo que as diferenças entre as simulações estejam associadas aos diferentes esquemas convectivos e sua interação com as outras parametrizações e com a escala de grade. Assim, para cada caso, foram realizadas três simulações, utilizando em cada uma destas uma parametrização de convecção: Kain-Fritsch (KF), Betts-Miller-Janjic (BMJ) e Grell-Dévényi (GD). Com isto, foram realizadas 78 simulações, três para cada um dos 26 casos.

Os casos simulados compreenderam períodos nos quais ocorreu a formação de um ciclone extratropical na região da Bacia do Prata e precipitação associada à ciclogênese sobre o estado do Rio Grande do Sul entre os anos de 2007 e 2013. Como observado na literatura, o período de inverno apresenta maior frequência de ocorrência

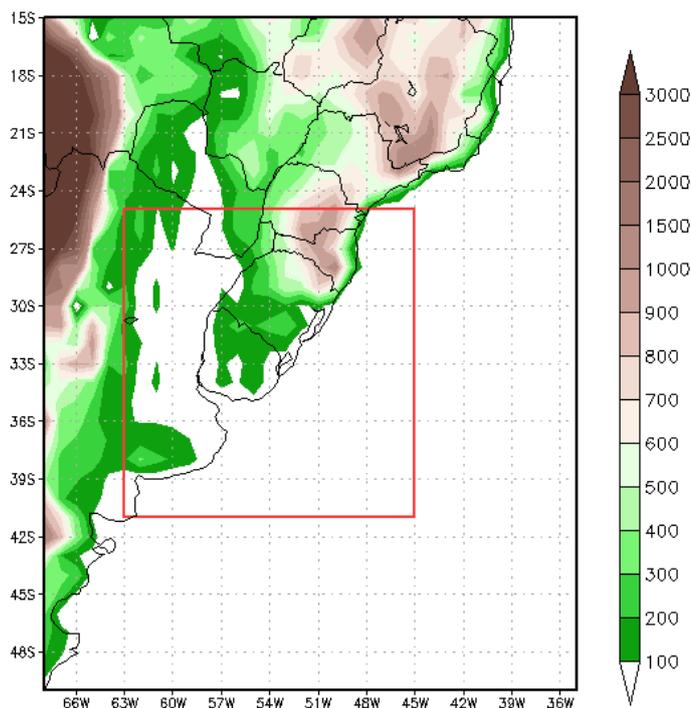


Figura 2.5: Topografia (m) e domínio utilizado para as simulações no WRF (região interior da caixa vermelha).

de formação de ciclones extratropicais na região estudada. Por este motivo, o trabalho é limitado a casos de ciclogênese que ocorreram entre os meses de abril e setembro quando a região ciclogênica da Bacia do Prata está mais ativa.

Inicialmente foram selecionados casos nos quais o horário de inicialização da simulação ocorreu às 00 UTC, de modo que o horário inicial de verificação das últimas 24 horas de simulação se desse às 12 UTC, desta forma podendo ser comparados com os dados diários MERGE. Desta forma, foram reunidos 8 casos inicializados às 00 UTC, a partir dos quais foram calculados os índices estatísticos em relação ao MERGE e ao TRMM. Os índices estatísticos de verificação foram então calculados para todos os 26 casos simulados em relação ao TRMM apenas. A Tabela 2.3 mostra as datas e horários de inicialização dos 26 casos simulados.

Tabela 2.2: Opções físicas utilizadas nas simulações do WRF em conjunto com os esquemas convectivos.

Opções Físicas	
Microfísica de nuvens	Lin (LIN; FARLEY; ORVILLE, 1983)
Radiação de Onda longa	Esquema RRTM (MLAWER et al., 1997)
Radiação de Onda curta	Esquema Dudhia (DUDHIA, 1989)
Camada Superficial	Teoria de Similaridade MM5 (DYER; HICKS, 1970; PAULSON, 1970; WEBB, 1970)
Cobertura do solo	Esquema Noah Land Surface Model (CHEN; DUDHIA, 2001)
Camada Limite Planetária	Esquema Yonsei University (HONG; NOH; DUDHIA, 2006)

Tabela 2.3: Horário de inicialização dos 26 casos simulados. Os primeiros 8 casos correspondem aos casos inicializados às 00 UTC e que verificados em relação ao MERGE e TRMM. Todos os casos foram simulados ao longo do período de 36 horas.

caso	horário de inicialização
1	00 UTC 11/09/2008
2	00 UTC 29/06/2009
3	00 UTC 29/05/2010
4	00 UTC 16/06/2010
5	00 UTC 12/08/2010
6	00 UTC 18/08/2011
7	00 UTC 18/06/2012
8	00 UTC 03/05/2013
9	06 UTC 06/08/2007
10	06 UTC 13/05/2009
11	06 UTC 21/07/2009
12	06 UTC 21/07/2010
13	06 UTC 20/04/2011
14	06 UTC 27/08/2011
15	06 UTC 19/09/2011
16	12 UTC 21/07/2008
17	12 UTC 01/08/2008
18	12 UTC 15/07/2009
19	12 UTC 26/09/2009
20	12 UTC 25/04/2010
21	12 UTC 22/04/2011
22	12 UTC 06/06/2011
23	18 UTC 11/08/2008
24	18 UTC 30/07/2010
25	18 UTC 12/09/2010
26	18 UTC 15/07/2011

2.5 Índices Estatísticos

A precipitação, por ser uma variável que apresenta grande variabilidade espacial, torna-se de difícil previsão pelos modelos quanto à sua intensidade e localização. Wang e Seaman (1997) apontaram que a grande dificuldade na previsão da precipitação está associada a: não total entendimento dos processos associados a esta; limitação da precisão nas condições iniciais para as simulações; e à representação dos processos que levam à precipitação de subgrade e na escala de grade. Desta forma, somando a estes fatores a importância da variável precipitação para a sociedade em seus diversos setores, métodos de verificação da precipitação prevista são frequentemente utilizados com o objetivo de identificar deficiências em relação à previsão desta variável em situações específicas ou mais gerais, bem como para avaliação dos modelos e da configuração utilizada (CHOU; SILVA, 1999; JANKOV et al., 2005; BROWN et al., 2007; MESINGER, 2008; KRISHNA, 2012; YAGUCHI, 2013). Stanski, Wilson e Burrows (1989) definem verificação como sendo um método objetivo de avaliar e quantificar a relação entre o par previsão-observação, podendo levar a uma mudança no modo como a previsão é realizada em direção a uma evolução no desempenho (no caso de uma previsão não satisfatória), ou não (no caso de uma previsão satisfatória). A verificação pode então ser uma ferramenta para comparação entre capacidades relativas de diferentes sistemas de previsão ou configurações para um mesmo evento, podendo também fornecer meios para melhoras nas previsões através de aperfeiçoamentos metodológicos (WILKS, 2011).

Para a avaliação da precipitação associada aos casos de ciclogênese simulada pelo modelo foram calculados índices estatísticos de verificação quantitativa de precipitação baseados na tabela de contingência 2x2 (Figura 2.6)(SCHAEFER, 1990; WILKS, 2011), na qual cada elemento (**a,b,c,d**) contém a informação da ocorrência ou não do evento pela simulação do modelo e pela observação. A ocorrência ou não do evento pode também ser avaliada a partir de limiares de chuva, por exemplo, chuva acima de 10 mm. Os índices calculados foram: Probabilidade de Detecção (POD), Razão de Alarme Falso (RAF), BIAS score e Equitable Threat Score (ETS).

		Observado		
		sim	não	
Previsto	sim	a (<i>hit</i>)	b (<i>false alarm</i>)	$a+b = P$
	não	c (<i>miss</i>)	d (<i>correct negative</i>)	
		$a+c = O$		$N = a+b+c+d$

Figura 2.6: Tabela de contingência 2x2 (WILKS, 2011).

Sendo, no caso deste trabalho a variável estudada a precipitação, os elementos da tabela de contingência têm a seguinte interpretação:

a - número de pontos nos quais foi prevista e observada chuva igual ou acima do limiar;

b - número de pontos nos quais foi prevista e não observada chuva igual ou acima do limiar;

c - número de pontos nos quais não foi prevista e foi observada chuva igual ou acima do limiar;

d - número de pontos nos quais não foi prevista nem observada chuva igual ou acima do limiar.

A Figura 2.7 ilustra o significado dos termos em relação à partição de chuva (ou não-chuva) representada por estes. Observa-se que uma previsão perfeita seria composta apenas dos termos **a** e **d**, e os conjuntos previsão e observação estariam sobrepostos.

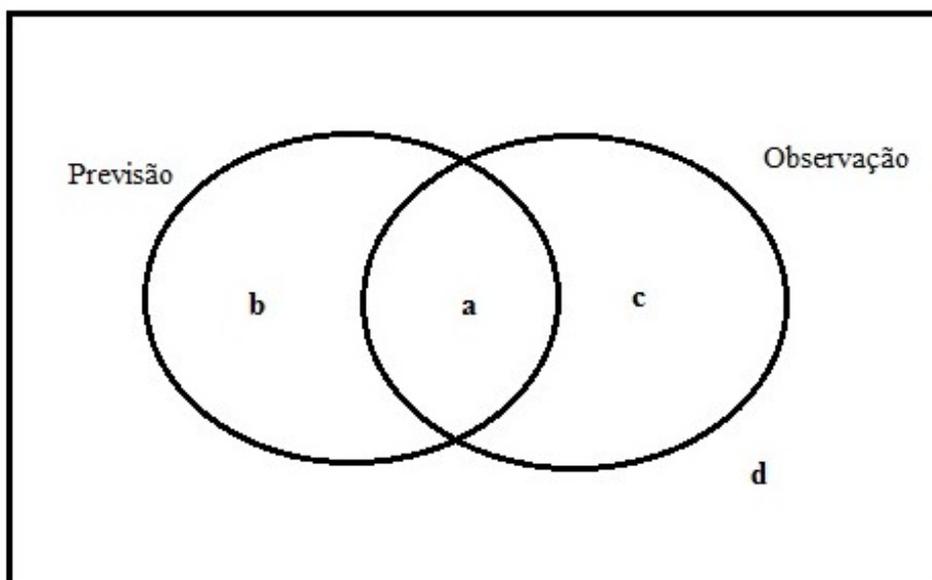


Figura 2.7: Visualização dos termos **a**, **b**, **c** e **d** da tabela de contingência a partir da partição de chuva simulada e observada representada pelos mesmos.

Com base nesta tabela, os índices estatísticos de verificação utilizados neste trabalho são definidos:

2.5.1 Razão de Alarme Falso (RAF)

A Razão de Alarme Falso é a fração das ocorrências simuladas que não foram observadas (ou seja, alarmes falsos) em relação ao total de ocorrências na simulação. A

RAF assume valores entre 0 e 1, com RAF mais próximo de 1 indicando maior número de pontos simulados que não foram observados e $RAF = 0$, o índice perfeito.

$$RAF = \frac{b}{a + b} \quad (2.22)$$

2.5.2 Probabilidade de Detecção (POD)

A probabilidade de detecção é a fração do evento "sim" observado que foi detectado pela simulação. A POD assume valores entre 0 e 1, com $POD < 1$ indicando que a simulação não representou algumas ocorrências que haviam sido observadas. $POD = 1$ indica que a simulação detectou todas as ocorrências observadas. A POD não diz entretanto em relação aos eventos simulados que não foram observados, sendo então melhor utilizado em conjunto com a RAF.

$$POD = \frac{a}{a + c} \quad (2.23)$$

2.5.3 BIAS

O índice BIAS avalia a frequência de ocorrência de eventos de chuva simulada em relação ao que foi observado (no caso de a variável analisada ser a precipitação). O BIAS assume valores entre 0 e $+\infty$, com o valor de 1 indicando o índice perfeito. $BIAS < 1$ indica menor frequência de chuva produzida pela simulação em relação ao observado, enquanto que $BIAS > 1$ indica mais pontos de chuva simulados em relação ao observado (superestimativa da área de chuva). Na Figura 2.7, o BIAS é obtido comparando-se a área dos conjuntos representando a simulação e a observação. Nota-se que mesmo que não haja intersecção entre os conjuntos ($a=0$) BIAS pode ter o valor de 1, ou seja, não leva em conta se a chuva produzida detectou a observação ou se ocorreu como alarmes falsos. Desta forma, não é um índice para ser analisado isoladamente .

$$BIAS = \frac{a + b}{a + c} \quad (2.24)$$

ou seja,

$$BIAS = \frac{Previsto}{Observado} \quad (2.25)$$

Tabela 2.4: Limiares de chuva (mm) e classificação de intensidade.

classificação de Intensidade	Limiar de chuva (mm)
chuva/não-chuva	0,3
chuva fraca	2,5; 6,3
chuva moderada	12,7; 19
chuva forte	25,4; 38,1; 50,8

2.5.4 Equitable Threat Score (ETS)

O índice ETS (também chamado de Gilbert Skill Score) é largamente utilizado na verificação da previsão de chuva utilizando uma sequência de limiares (TARTAGLIONE, 2010), sendo derivado do Treat Score (TS, também conhecido como Critical Success Index). Segundo Mesinger (2008) o ETS vem sendo utilizado extensivamente no NCEP como o principal índice para verificação do desempenho da previsão da precipitação. O ETS varia entre $-\frac{1}{3}$ e 1, sendo melhor o desempenho da previsão quanto mais próximo o índice estiver de 1.

O TS mede a fração de simulações "sim" corretas em relação a todo o conjunto de ocorrências "sim" (simulação + observação), indicando quão bem a variável prevista correspondeu à observada. No índice TS a não detecção do evento é penalizada da mesma forma que o alarme falso, porém não sendo possível quantificar o tipo de erro (não detecção ou alarme falso) utilizando apenas esta índice.

Uma das primeiras aplicações do TS foi a previsão de tornados realizada por Finley (1884). Gilbert (1884) sugeriu uma nova formulação para o TS excluindo os acertos que ocorrem de forma aleatória o que contribui para aumentar o número de acertos da previsão. Este novo índice ficou conhecido como Gilbert Skill Score. Desta forma, o ETS é calculado na formulação mostrada a seguir.

$$AT = \frac{P \cdot O}{N}$$

$$ETS = \frac{a - AT}{P + O - a - AT} \quad (2.26)$$

sendo AT o termo de acertos aleatórios, P o número de ocorrências de chuva prevista, O número de ocorrências observadas e N o número total de pontos avaliados.

A precipitação é avaliada de acordo com a intensidade. Para isto, utilizam-se limiares de chuva correspondentes às categorias: chuva/não-chuva, chuva fraca, chuva moderada e chuva forte. Estes limiares correspondem aos utilizados por Chou e Silva (1999) para a América do Sul e Mesinger (2008) para a região dos Estados unidos, sendo também os limiares utilizados em avaliações de previsões de precipitação pelo NCEP. Os limiares são mostrados na Tabela 2.4.

2.5.5 Erro Médio (EM)

O Erro Médio também foi calculado, com o objetivo de avaliar a previsão volumétrica de precipitação, indicando superestimativa ou subestimativa média na simulação. Com isto, o Erro Médio pode ser um indicador da quantidade de calor latente produzido pela simulação (WANG; SEAMAN, 1997). O Erro Médio é definido como:

$$EM = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (P_P - P_O) \quad (2.27)$$

sendo P_P a precipitação prevista (mm), P_O a precipitação observada (mm) e N o número total de pontos avaliados.

2.5.6 Erro Médio Absoluto

O Erro Médio Absoluto mede a magnitude média do erro da simulação. Diferente do EM, o EMA não é favorecido por erros compensatórios, porém, não dá informação da direção do erro. O EMA é dado pela seguinte expressão:

$$EMA = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N |P_P - P_O| \quad (2.28)$$

Para o cálculo dos índices foi feito um programa em linguagem FORTRAN o qual faz a verificação, dentro do domínio de estudo, das simulações do modelo WRF com as diferentes parametrizações de convecção, utilizando nesta verificação os dados observados das duas fontes utilizadas. Para as verificações, os dados foram comparados em uma mesma grade de $0.25 \times 0.25^\circ$ graus utilizando a função *gr2stn* do software GRADS, a qual interpola os dados para a grade especificada utilizando o método de interpolação bilinear. Na descrição dos resultados as verificações utilizando os dados 3B42 V7 serão chamadas de verificações WRF-TRMM e as realizadas com o conjunto de dados MERGE, WRF-MERGE.

3 RESULTADOS E DISCUSSÕES

3.1 Índices Estatísticos

Os índices estatísticos para a verificação objetiva da precipitação são apresentados a seguir. Os índices foram calculados para o acumulado das últimas 24h de simulação. Para os 8 casos analisados inicialmente em relação aos dois conjuntos de dados observados, as 24h finais de simulação iniciam-se às 12 UTC. O conjunto total de 26 casos é analisado posteriormente em relação aos dados do TRMM com diferentes horários de inicialização. A verificação do WRF com os índices baseados na tabela de contingência é feita a partir dos limiares definidos anteriormente. As verificações são mostradas separadamente para os dois conjuntos de dados utilizados (MERGE e TRMM) a seguir.

3.1.1 8 Casos: Verificação com os dados MERGE e TRMM

A Figura 3.1 mostra o índice BIAS score na verificação das simulações com o WRF em relação ao MERGE. Observa-se que para o limiar de chuva/não-chuva (0,3 mm), todas as simulações apresentaram $BIAS > 1$, indicando um maior número de ocorrências de chuva acima deste limiar em relação ao dado observado. O mesmo é verificado em relação ao TRMM na Figura 3.2, porém com BIAS superior para as três simulações. Este BIAS levemente superior das simulações na avaliação com o TRMM em relação à avaliação com o MERGE, indica que o conjunto de dados MERGE apresentou maior número de pontos com precipitação acima deste limiar em relação ao TRMM, o que evidencia as diferenças nas metodologias de construção dos dois conjuntos de dados. Em relação aos dois conjuntos de dados observados, as simulações utilizando o esquema KF mostrou índice BIAS maior em relação às outras simulações, comportamento semelhante ao obtido por Rozante (2008) em simulações para Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) na região central da América do Sul. Este comportamento foi observado não somente no limiar chuva/não-chuva, mas também nos limiares de chuva fraca e moderada, indicando que o esquema KF, que é baseado na presença e remoção de CAPE e apresenta formulação para a corrente descendente na nuvem, foi mais ativo. As simulações utilizando o esquema BMJ apresentaram valores de BIAS inferior às outras simulações em todos os limiares de chuva acima de 6,3 mm, com valores menores do que 1. Este comportamento foi observado utilizando os dois conjuntos de dados, sendo mais acentuado na verificação com o TRMM, quando a subestimativa de precipitação do WRF foi maior. As simulações

com o GD obtiveram valores intermediários de BIAS em relação às simulações com KF e BMJ, tanto na avaliação com o MERGE quanto em relação ao TRMM. As simulações GD apresentaram valores de BIAS mais próximos de 1 para os limiares de chuva moderada entre 6,3 e 25,4 mm na avaliação com o MERGE, e pouca diferença em relação às simulações KF para os limiares de chuva forte.

Observa-se nas figuras 3.1 e 3.2 que para os limiares de chuva forte, (acima de 25,4 mm) o índice BIAS foi bem menor na comparação com o TRMM em relação à comparação com o MERGE. Este comportamento indica que as observações com o TRMM apresentaram maior número de pontos de chuva forte em relação aos dados MERGE. Este comportamento concorda com o resultado mostrado em Rozante (2008), no qual os dados de precipitação das estimativas do TRMM foram comparados com dados de estação para o acumulado de 24 h em casos de SCM na América do Sul. O autor comparou a média das precipitações observadas nas estações ao redor dos sistemas estudados com a média dos pontos de grade da precipitação do TRMM na mesma região. Para a maioria dos casos foi encontrado que o TRMM mostra valores mais altos de precipitação em relação às estações. O autor sugere que esta superestimativa pode estar associada à metodologia utilizada na obtenção das estimativas do TRMM que leva em conta a temperatura de topo das nuvens, que nos casos de SCM são extremamente frios.

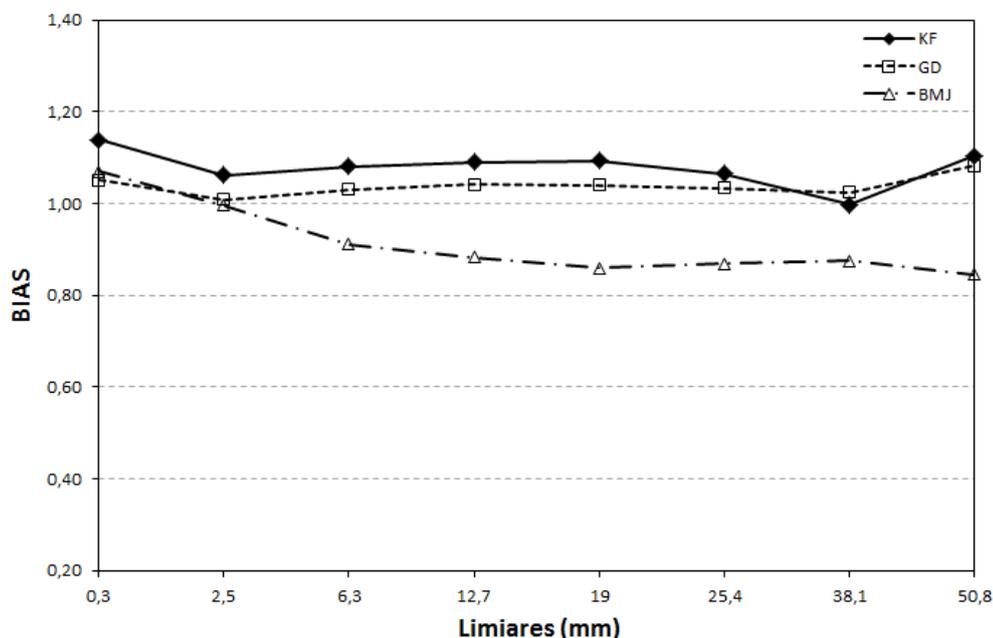


Figura 3.1: Índice BIAS da verificação WRF-MERGE da precipitação acumulada nas últimas 24 h de simulação para os 8 casos. As linhas preta contínua, tracejada e traço-ponto representam respectivamente as simulações com os esquemas KF, GD e BMJ.

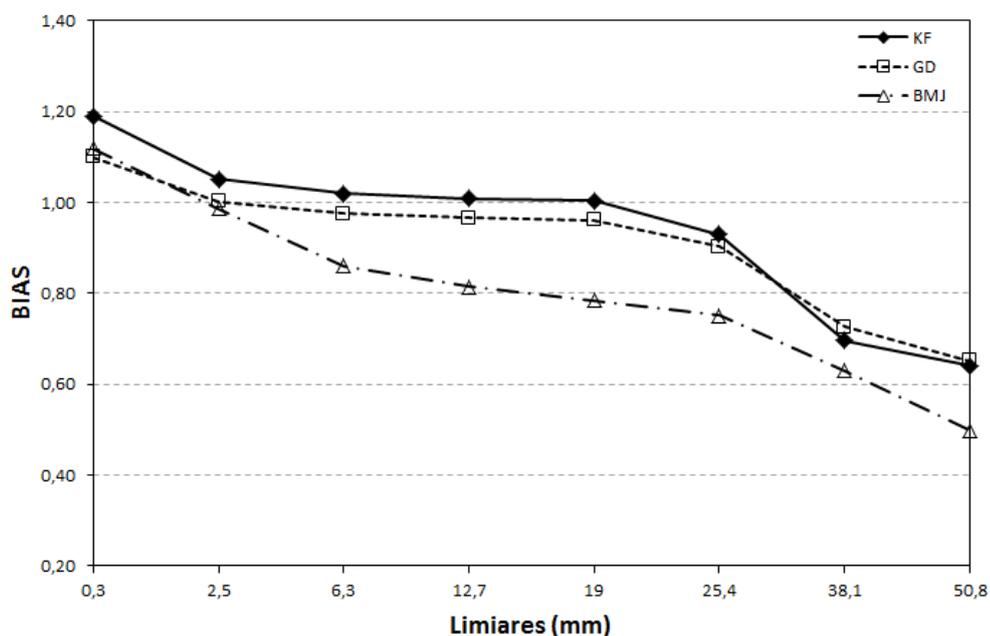


Figura 3.2: Idem Figura 3.1, porém verificação WRF-TRMM.

As Figuras 3.3 e 3.4 mostram o índice POD em relação ao MERGE e TRMM respectivamente. Como descrito no capítulo anterior, este índice mede a razão entre a chuva que foi detectada pela simulação e o total de chuva observado. Inicialmente, observa-se que as simulações com os três esquemas convectivos apresentaram o mesmo comportamento, com valores do POD maiores para os limiares de chuva fraca (chegando a próximo de 0,9), decrescendo para os limiares de chuva mais forte (chegando a valores de POD abaixo de 0,2). As simulações com o esquema KF apresentaram POD maior em relação às simulações com o GD e o BMJ, principalmente na verificação com o MERGE. Na verificação com o TRMM, a diferença entre as simulações foi menor, principalmente entre a simulação KF e a GD. Como observado no índice BIAS score, a simulação com o BMJ obteve índice mais baixo em relação às outras simulações, indicando subestimativa de precipitação, o que foi observado também através do índice POD que mostra um desempenho pior em relação à detecção de chuva observada.

As Figuras 3.5 e 3.6 mostram o índice Razão de Alarme Falso das simulações em relação ao MERGE e TRMM respectivamente. A partir das figuras observa-se que as simulações com os três esquemas apresentaram o mesmo comportamento, e valores próximos. O número de alarmes falsos foi menor para os limiares de chuva mais fraca, aumentando para a chuva mais forte. As simulações com o BMJ tiveram RAF ligeiramente mais alto do que as GD e KF. Este comportamento, associado ao BIAS e POD mais baixos indicam que as simulações BMJ produziram menos pontos de chuva forte, e com mais erros na localização dos pontos que foram produzidos. As simulações com o GD e o KF apresentaram poucas diferenças neste índice, porém é possível observar uma maior

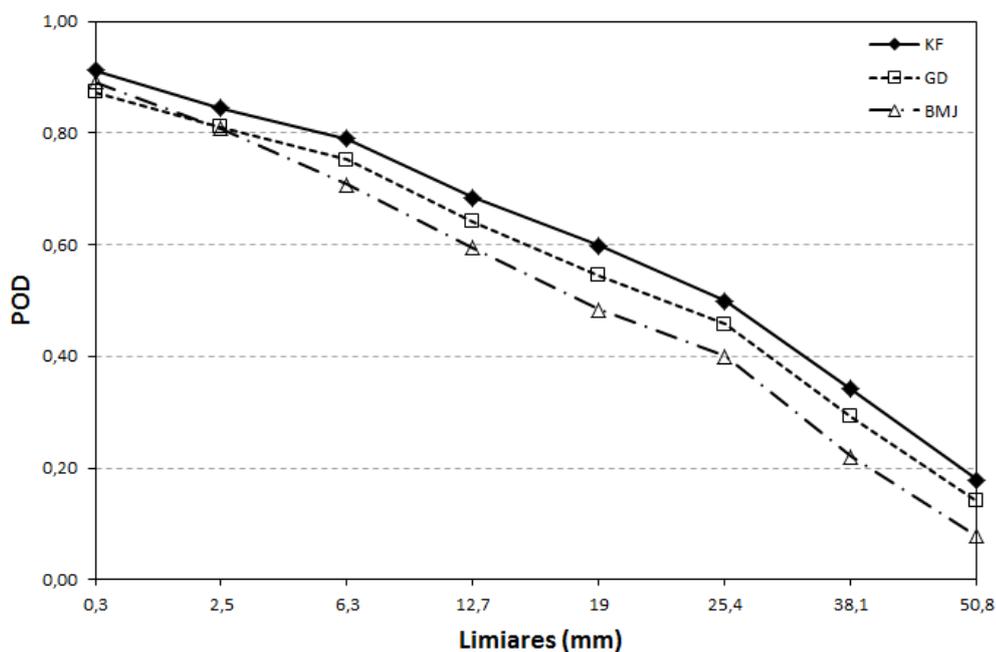


Figura 3.3: Índice POD da verificação WRF-MERGE da precipitação acumulada nas últimas 24 h de simulação para os 8 casos. As linhas preta contínua, tracejada e traço-ponto representam respectivamente as simulações com os esquemas KF, GD e BMJ.

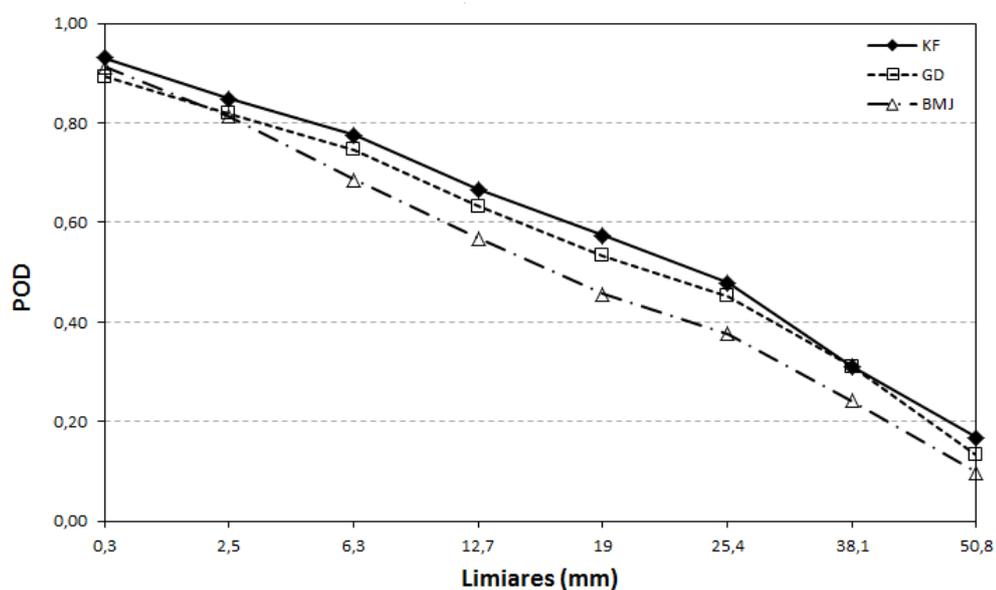


Figura 3.4: Idem Figura 3.3, porém verificação WRF-TRMM.

ocorrência de alarmes falsos na simulação com o GD para os limiares acima de 12,7 mm em relação ao MERGE, e no limiar de chuva mais forte (50,8 mm) em relação ao TRMM.

Os índices ETS calculados em relação ao MERGE e ao TRMM são mostrados nas figuras 3.7 e 3.8 respectivamente. No limiar de chuva/não-chuva (0,3 mm) as simulações com o BMJ obtiveram ETS mais próximo do valor ideal em relação aos dois conjuntos de dados, mostrando uma maior correspondência com as observações neste limiar. Para os

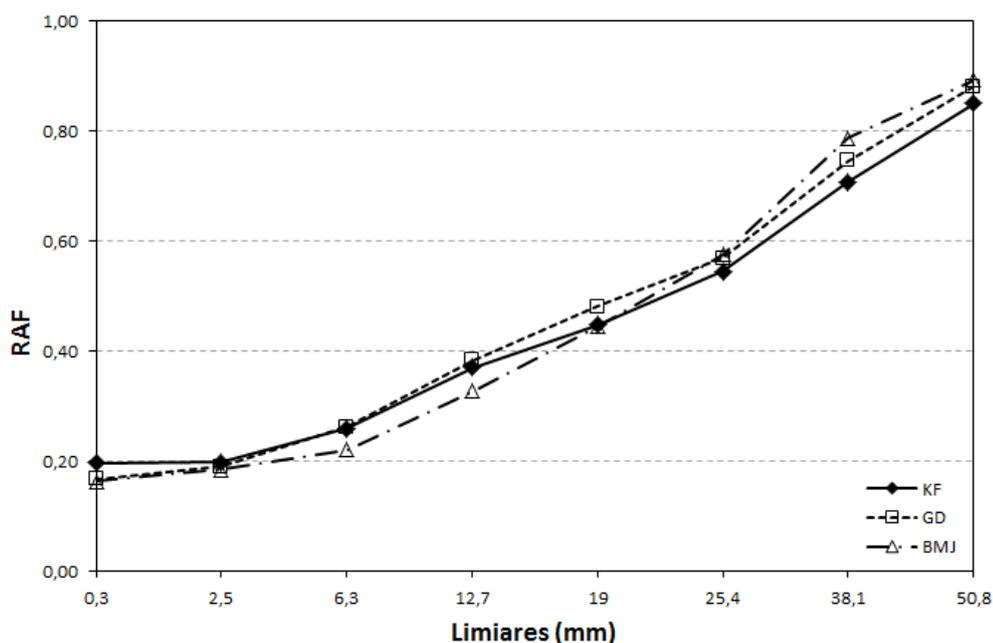


Figura 3.5: Índice RAF da verificação WRF-MERGE da precipitação acumulada nas últimas 24 h de simulação para os 8 casos. As linhas preta contínua, tracejada e traço-ponto representam respectivamente as simulações com os esquemas KF, GD e BMJ.

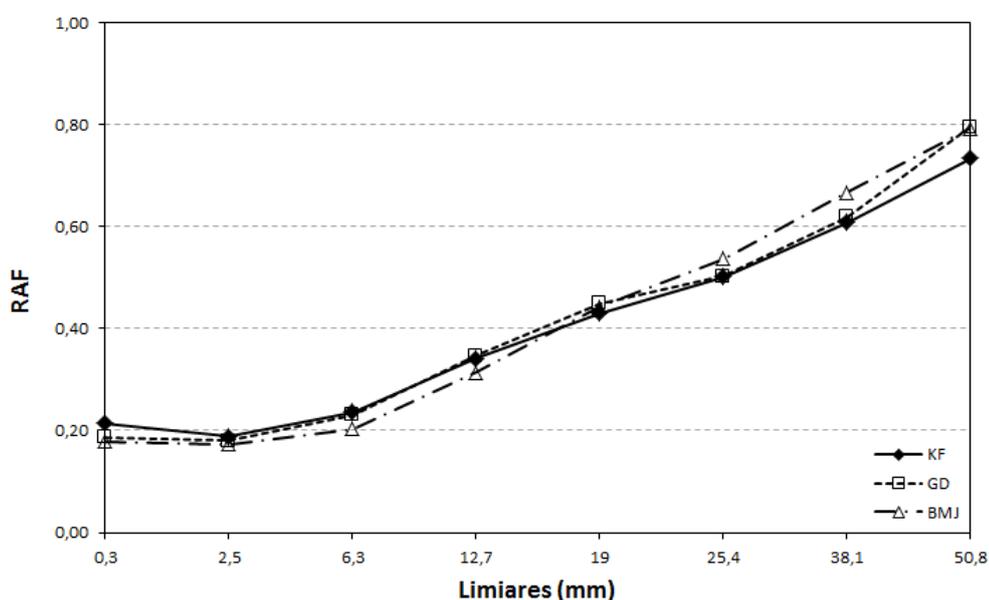


Figura 3.6: Idem Figura 3.5, porém verificação WRF-TRMM.

limiares de chuva acima de 2,5 mm as simulações com o KF apresentaram melhor desempenho na representação da precipitação observada nos limiares de chuva moderada a forte, com índice ETS superior em relação às simulações com o esquema GD. Este comportamento foi semelhante no índice calculado em relação ao TRMM e indica menor discrepância entre os pontos de chuva simulados e observados, tanto em relação a não detecções quanto a alarmes falsos. As simulações com o esquema BMJ apresentaram os

menores valores de ETS para os limiares acima de 2,5 mm. Os menores valores de ETS para as simulações com o BMJ foram associados com o maior número de ocorrências não detectadas (parâmetro **c** da tabela de contingência), como indicado pelo menor valor do índice POD, uma vez que o ETS é penalizado tanto pela não-deteccção quanto pelos alarmes falsos.

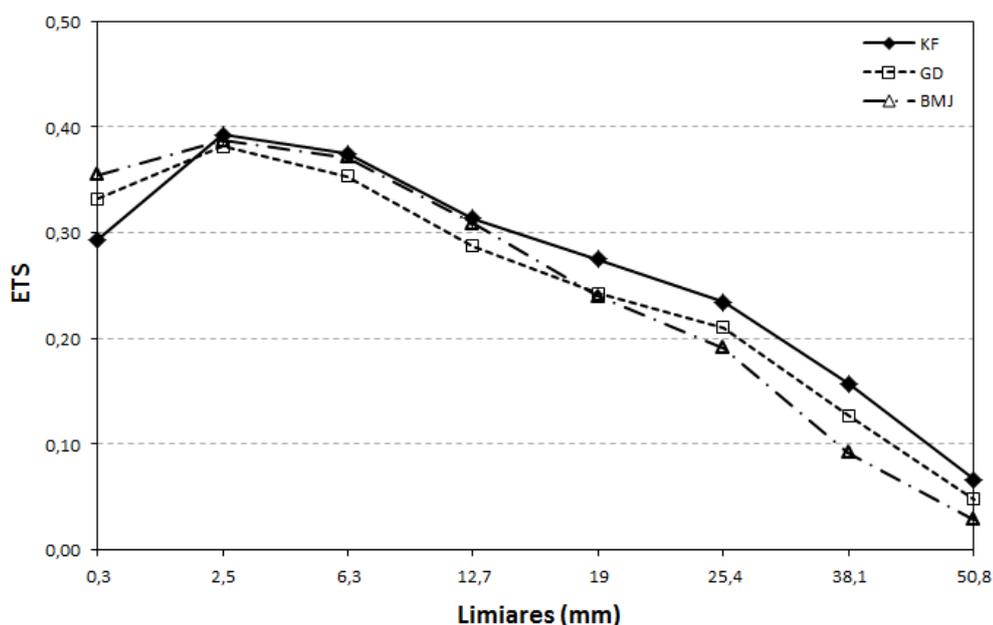


Figura 3.7: Índice ETS da verificação WRF-MERGE da precipitação acumulada nas últimas 24 h de simulação para os 8 casos. As linhas preta contínua, tracejada e traço-ponto representam respectivamente as simulações com os esquemas KF, GD e BMJ.

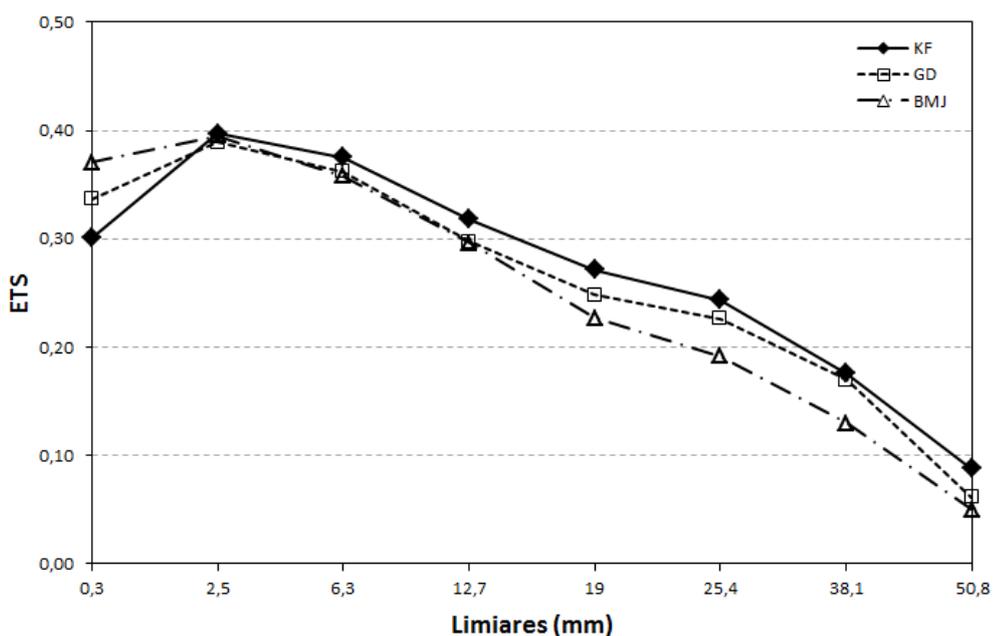


Figura 3.8: Idem Figura 3.7, porém verificação WRF-TRMM.

A Tabela 3.1 mostra o Erro Médio e o Erro Médio Absoluto, calculados para as simulações do WRF em relação aos dois conjuntos de dados observados para as últimas 24 h de simulação. Este erro mostra o quanto a simulação volumétrica de precipitação foi, em média, diferente do observado, podendo indicar também se o modelo apresenta uma tendência de subestimativa ou superestimativa. Observa-se que as simulações com o esquema KF, que possui uma hipótese de fechamento baseada na remoção de CAPE na coluna atmosférica, apresentaram maiores valores de EM, tanto em relação ao MERGE quanto ao TRMM, indicando em média maior volume de chuva produzido nestas simulações, concordando com o BIAS mais elevado que havia sido observado, principalmente nos limiares de chuva moderada a fraca, conforme as Figuras 3.1 e 3.2. As simulações com o esquema BMJ apresentaram os menores valores de EM, com uma tendência de subestimativa em relação aos dois conjuntos de dados observados, porém, maior em relação ao TRMM. Em relação aos dados observados MERGE, as simulações com o BMJ obtiveram valor de Erro Médio mais próximo de 0 (-0,63 mm), indicando previsão de volume total mais próximo do observado nas últimas 24 de simulação. Este resultado indica que, apesar do $BIAS < 1$ para os limiares de chuva mais forte, o $BIAS > 1$ para a chuva fraca compensou as subestimativas, para ter um volume mais próximo do observado, tendo em vista que a área de chuva fraca é bem maior do que a de chuva forte.

A tendência de subestimativa das simulações BMJ em relação ao TRMM e às simulações com o GD e KF concorda com os menores valores de BIAS apresentados nestas simulação, indicando menor área e volume de chuva produzidos. Este resultado apresenta um comportamento semelhante ao obtido em Jankov et al. (2005) para a região dos Estados Unidos, que encontraram que as simulações com o esquema BMJ produziram menor volume de chuva em relação as simulações com o esquema KF. As simulações com o esquema GD apresentaram valores de EM intermediários em relação a ambos os conjuntos de dados observados, com Erro Médio positivo, porém menor do que nas simulações com o KF. Os valores de EM foram menores na comparação com o TRMM, o que concorda com o comportamento observado com o índice BIAS, indicando maior volume de chuva nas observações TRMM em relação ao MERGE, de modo que as simulações com o WRF mostram uma maior subestimativa, principalmente as simulações com o esquema BMJ.

As simulações com os três esquemas convectivos apresentaram valores próximos do Erro Médio Absoluto (Tabela 3.1), com menor erro nas simulações com o BMJ em relação ao MERGE e para as simulações com o KF em relação ao TRMM. O menor valor do EMA nas simulações com o BMJ em relação ao MERGE, associado ao EM mais próximo de zero, indica que estas simulações apresentaram em média magnitudes de erro menores, porém com tendência de estes erros ocorrerem mais significativamente como subestimativas. As simulações mostraram valores menores do EMA em relação ao MERGE, com aproximadamente 1 mm a menos do que o índice calculado em relação ao

TRMM. Este comportamento indica que a magnitude média dos erros na precipitação foi menor em relação ao MERGE, que é o conjunto de dados que possui maior influência das observações em superfície nos pontos sobre o continente.

Tabela 3.1: Erro médio e Erro Absoluto (mm) da precipitação (acumulada nas últimas 24h) simulada para os 8 casos em relação ao MERGE e TRMM.

Índice Estatístico	Conjunto de dados	Esquema		
		KF	GD	BMJ
Erro Médio	MERGE	1,39	0,79	-0,63
	TRMM	-0,69	-1,22	-2,70
Erro Médio Absoluto	MERGE	9,27	9,54	9,09
	TRMM	10,19	10,54	10,37

3.1.2 26 Casos: Verificação com os dados TRMM

Nesta seção, os 26 casos de ciclogênese simulados com diferentes horários de inicialização, são comparados, utilizando os índices estatísticos de verificação, com os dados de precipitação observada TRMM para as últimas 24h de simulação. Os casos simulados ocorreram entre 2007 e 2013, incluindo os oito casos utilizados na verificação com o MERGE, e compreendem períodos de ciclogênese na região da Bacia do Prata nos quais foi observada precipitação sobre a região.

A Figura 3.9 mostra o índice BIAS calculado para o conjunto de 26 casos. Observa-se que o comportamento obtido inicialmente na verificação com os 8 casos se manteve, com as simulações produzindo uma maior área de chuva fraca ($BIAS > 1$ para o limiar 0,3 mm). As simulações utilizando o esquema KF apresentaram valores de BIAS mais próximos da unidade, com leve subestimativa de chuva forte, indicando simulação da área de chuva mais próxima do observado para a maioria dos limiares de chuva. Da mesma forma que com os 8 casos, as simulações com o esquema BMJ apresentaram os menores valores de BIAS, principalmente para os limiares de chuva mais forte. As simulações com o esquema GD apresentaram o mesmo comportamento das simulações com os outros esquemas, com BIAS maior para chuva fraca, diminuindo para os limiares mais altos, apresentando mais uma vez valores intermediários do índice.

A Figura 3.10 mostra o índice POD para os 26 casos em relação ao TRMM. Seguindo a mesma tendência observada para os 8 casos, as simulações do WRF tiveram melhor detecção da precipitação fraca observada, com índice chegando a 0,91 para a simulação com o KF no limiar de chuva/não-chuva. O desempenho das diferentes simulações em relação ao POD se mantiveram, com a simulação com o KF apresentando os

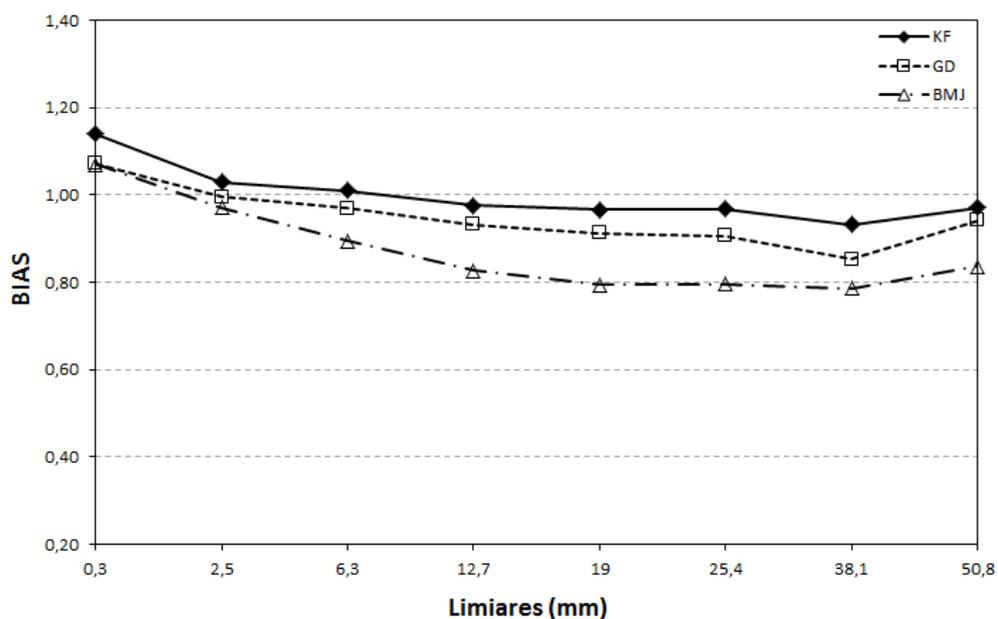


Figura 3.9: Idem Figura 3.1, porém verificação WRF-TRMM para os 26 casos.

melhores resultados também para este conjunto maior de casos, seguida pela simulações com o GD e BMJ. O índice POD próximo de zero nos limiares de chuva forte contrastam com o RAF mais próximo de 1 observado na Figura 3.11. Como sugere o baixo valor de POD, o alto RAF não necessariamente indica que o WRF produziu mais chuva do que havia sido observada, mas que esta pode ter sido produzida em uma região deslocada da posição correta. O RAF apresentou um comportamento semelhante ao observado com os 8 casos, porém com menor diferença entre as simulações com os diferentes esquemas, podendo-se identificar um número levemente maior de alarmes falsos para o limiar de chuva mais forte nas simulações com o BMJ.

O índice ETS para o conjunto de 26 casos é mostrado na Figura 3.12. Observe-se que para este maior conjunto de casos, as simulações obtiveram valor de ETS mais próximo do valor ideal no limiar de chuva fraca a moderada em relação à avaliação inicial com 8 casos, porém o comportamento das simulações em relação ao índice se manteve. As simulações com o esquema KF obtiveram valores superiores às demais, exceto para o limiar de chuva/não-chuva (0,3 mm), indicando maior destreza na representação da precipitação associada à ciclogênese. As simulações com os esquemas GD e BMJ apresentaram o mesmo comportamento, porém com valores de ETS mais baixo (exceto no limiar de 0,3 mm), com as simulações com o GD obtendo ETS intermediário em relação às outras duas.

Os melhores valores obtidos nos índices estatísticos das simulações com os esquemas GD e KF em relação ao BMJ, indica que estes esquemas mais sofisticados, com tratamentos explícitos para os fluxos da nuvem, incluindo corrente ascendente, entranhamento e desentranhamento, bem como com a inclusão da corrente descendente,

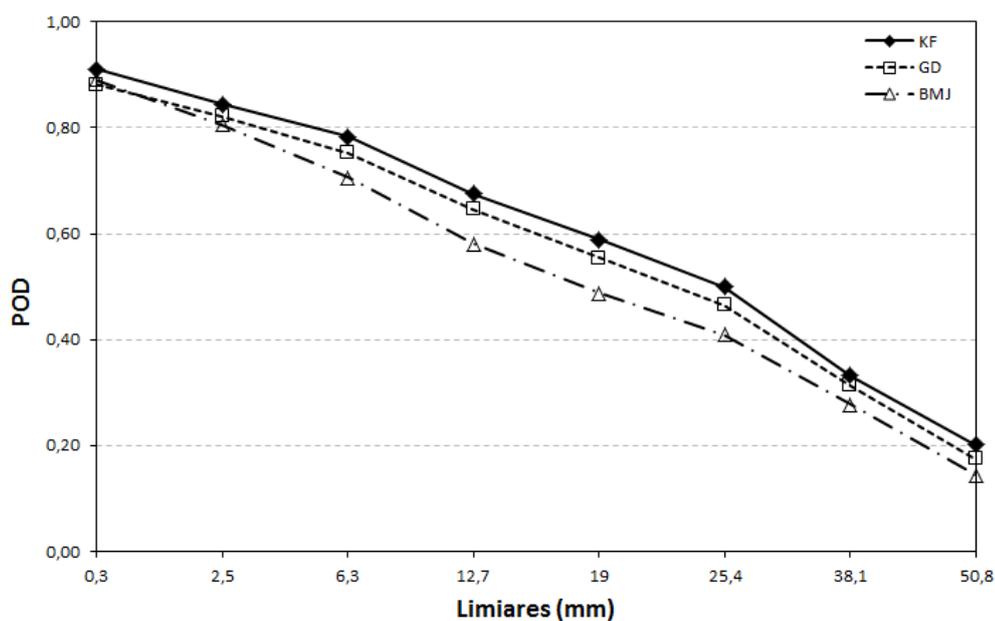


Figura 3.10: Idem Figura 3.3, porém verificação WRF-TRMM para os 26 casos.

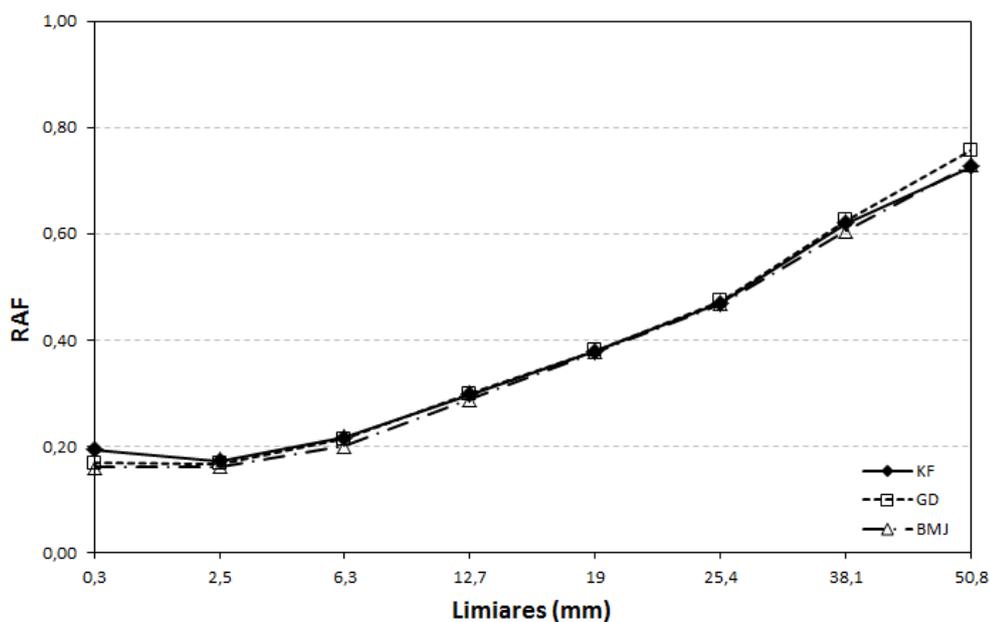


Figura 3.11: Idem Figura 3.5, porém verificação WRF-TRMM para os 26 casos.

conseguem ter uma melhor representação dos processos associados à precipitação de ciclogênese na região estudada. Wang e Seaman (1997) observaram que as simulações com os esquemas KF e GD, que possuem representação da corrente descendente úmida tiveram uma melhor simulação das características de mesoescala das tempestades, simulando de forma mais condizente com as observações o deslocamento das linhas de instabilidade, bem como as mudanças de direção dos ventos e o resfriamento após a passagem das linhas de instabilidade.

A inclusão da corrente descendente permite a formação de novos sistemas convectivos geradores de precipitação, a partir tempestade inicial onde a corrente se formou. Este processo se dá pelo deslocamento do ar frio e seco associado à corrente descendente, para fora da tempestade, quando este ar descendente encontra a superfície (processo chamado na literatura de "outflow boundary" ou "gust front"). À medida que este ar mais frio e seco se desloca, ar mais quente e úmido do ambiente é levantado pela convergência dos ventos com diferentes densidades, podendo ser este um mecanismo gerador de novas tempestades (HOUZE, 1993).

No esquema BMJ, os perfis termodinâmicos são ajustados de forma a representar a ação Grams et al. (2006) observou também que o modelo ETA utilizando o esquema BMJ apresentou BIAS negativo e menor taxa de precipitação comparado com as observações para a simulação de Sistemas Convectivos de Mesoescala. Os autores sugerem que a não representação dos processos associados à corrente descendente nos níveis abaixo da base da nuvem levaram a simulações mais irrealísticas das características de mesoescala dos sistemas, como a formação da piscina de ar frio. Os autores sugeriram que o esquema BMJ atuou de forma rápida na remoção da umidade na atmosfera, de modo que estruturas que poderiam estar associadas com a atuação do esquema de escala de grade, frequentemente não chegaram a se desenvolver, levando a subestimativa da precipitação, conforme no presente estudo.

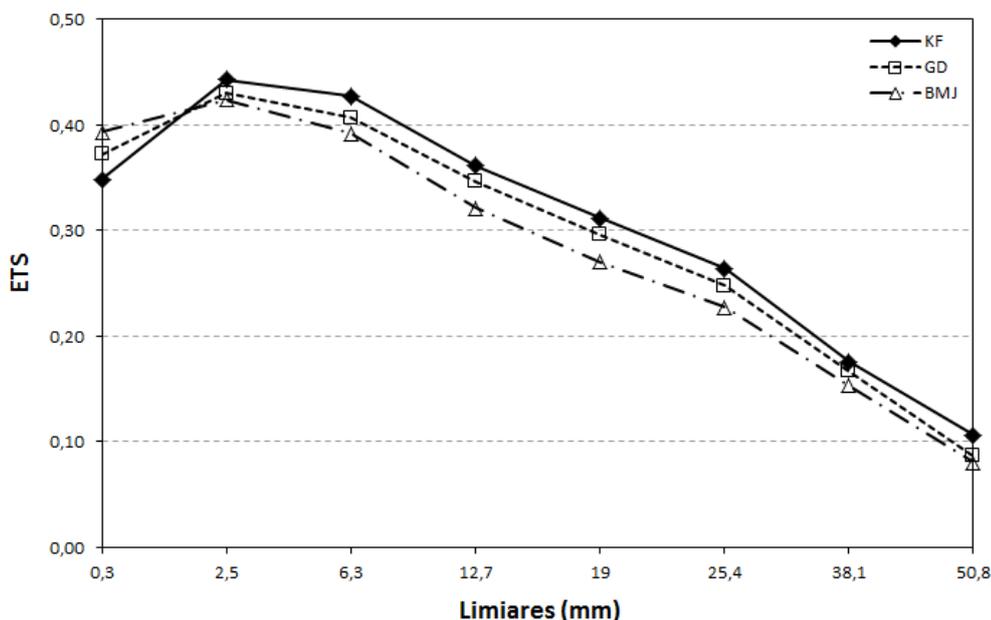


Figura 3.12: Idem Figura 3.7, porém verificação WRF-TRMM para os 26 casos.

A Tabela 3.2 mostra o Erro Médio da precipitação total simulada calculado para os 26 casos em relação ao TRMM a cada 06h. Esta análise foi possível devido à maior resolução temporal dos dados TRMM, não sendo então realizada em relação ao MERGE. Esta análise visa mostrar a evolução temporal do comportamento da precipitação nas

simulações com os diferentes esquemas.

As simulações com o KF obtiveram menores valores (em módulo) de EM em todo o período, indicando simulação volumétrica da precipitação mais próxima das observações do TRMM. Em média para o acumulado mm/6h, a simulação com o KF obteve EM mais próximo de 0, e os experimentos com o esquema BMJ, o valor mais distante. Apesar destas diferenças, as simulações com os três esquemas tiveram uma tendência de subestimativa da precipitação. O EM tomando-se o acumulado das últimas 24h apresentou o mesmo comportamento de subestimativa, com valores mais próximos de 0 para as simulações com o KF e menores valores nas simulações com o BMJ.

O EM foi menor em módulo, para as simulações com os três esquemas, nas primeiras horas de simulação, quando os sistemas de precipitação associados à ciclogênese estavam em fase de formação, e o modelo em fase de inicialização dos processos úmidos ("spin-up"). As subestimativas de precipitação nas simulações foram menores também no último período (30-36h), o que pode estar associado com o decaimento dos sistemas de precipitação associados à formação do ciclone na região estudada, ou seu deslocamento para fora do domínio de simulação.

Tabela 3.2: Erro médio (mm) da precipitação simulada para os 26 casos em relação ao TRMM para o período de 06h. A penúltima linha mostra a média do erro para os períodos de 6 horas e a última mostra o erro médio para as últimas 24 h de simulação.

Erro Médio (mm)			
	KF	GD	BMJ
0-6	-0,17	-0,26	-0,54
6-12	-0,58	-0,71	-1,15
12-18	-0,27	-0,57	-0,94
18-24	-0,25	-0,58	-0,88
24-30	-0,20	-0,47	-0,77
30-36	0,03	-0,23	-0,36
Média (6h)	-0,24	-0,47	-0,77
Acum. últimas 24h	-0,53	-1,31	-2,86

Como citado no capítulo anterior, a produção de precipitação nas simulações é resultado da interação entre os vários esquemas de parametrização, e destes com a escala de grade. A produção de precipitação pode tanto ocorrer associado diretamente à parametrização convectiva quanto ao esquema explícito na escala de grade (precipitação não convectiva). Nos arquivos de saída das simulações com o WRF, estas duas formas de precipitação produzida são dadas separadamente. Desta forma, de modo a quantificar a atuação dos esquemas convectivos na precipitação associada aos casos de ciclogênese simulados, a fração da precipitação produzida na escala de grade (variável RAINNC nas saídas do WRF) foi comparada com a precipitação total. A Tabela 3.3 mostra a média para todos os pontos avaliados, da razão entre a precipitação produzida na escala de

grade e a precipitação total para os 26 casos acumulada nas últimas 24h de simulação.

Observa-se na Tabela 3.3 que a partição de precipitação resolvida na escala de grade (e conseqüentemente a convectiva) apresentara grande variação em relação aos acumulados em 24h, para os 26 casos. A fração da partição de precipitação na escala de grade (subgrade) variou de 0,98 (0,02) no caso 18, a 0,21 (0,79) no caso 21. Em geral, as simulações com os esquemas BMJ, GD e KF apresentaram comportamento semelhante em relação às partições de chuva, com a maior diferença entre as partições de precipitação ocorrendo no caso 16 entre as simulações com o GD e BMJ. Na média para todos os casos (última linha da tabela) observa-se que as partições de precipitação foram semelhantes para os três esquemas convectivos, com o esquema GD respondendo pela maior fração de chuva em relação às demais em média, 31,5% e o esquema BMJ apresentando menor partição de chuva resolvida na subgrade, 29,3%.

A partição maior da precipitação resolvida na escala de grade em relação à resolvida pelo esquema convectivo foi observada também por Kuo, Reed e Liu (1996) na simulação de um ciclone extratropical no Atlântico Norte, utilizando diferentes parametrizações para a convecção. Nesse estudo, os autores observaram que as simulações com os esquemas BMJ, KF e Grell original (GRELL, 1993), apresentaram maior partição de precipitação devido ao esquema de escala de grade, principalmente no experimento com o esquema Grell. A partição de precipitação convectiva foi maior nas horas iniciais de simulação, sendo posteriormente superada pela precipitação da escala de grade para os horários mais avançados da simulação, caindo para menos de 10% nas simulações com o Grell e para em torno de 30% nas simulações com o BMJ e KF. Os autores indicaram que este comportamento revela que à medida que o tempo de simulação avança, mais e mais pontos de grade se tornam saturados, permitindo então uma maior atuação na geração de precipitação, da microfísica na escala de grade. Esta característica de maior partição de precipitação resolvida na escala de grade pode ser observada também na Tabela 3.3 a qual avalia as partições da precipitação total acumulada nas últimas 24h de simulação.

Tabela 3.3: Razão entre a precipitação produzida na escala de grade e a precipitação total simulada pelo WRF. Média para todos os pontos avaliados. Os valores são mostrados para cada uma das três simulações com os 26 casos (78 simulações) e estão organizados na mesma sequência da Tabela 2.3. A última linha mostra a média para cada grupo de simulações (BMJ, GD e KF). Em negrito estão o maior e o menor valores obtidos.

caso	Parametrização Convectiva		
	BMJ	GD	KF
1	0,68	0,63	0,71
2	0,71	0,70	0,70
3	0,90	0,86	0,83
4	0,65	0,74	0,74
5	0,88	0,79	0,79
6	0,72	0,66	0,60
7	0,75	0,87	0,76
8	0,53	0,54	0,62
9	0,95	0,92	0,92
10	0,63	0,66	0,65
11	0,89	0,79	0,84
12	0,79	0,83	0,85
13	0,45	0,37	0,40
14	0,65	0,58	0,56
15	0,79	0,72	0,84
16	0,83	0,70	0,76
17	0,67	0,70	0,72
18	0,98	0,95	0,94
19	0,56	0,55	0,60
20	0,55	0,48	0,55
21	0,21	0,25	0,28
22	0,78	0,80	0,82
23	0,66	0,63	0,64
24	0,65	0,61	0,64
25	0,90	0,84	0,85
26	0,64	0,65	0,54
	0,707	0,685	0,698

3.2 Campos de Pressão ao Nível do Mar e Precipitação

Os campos de precipitação total e pressão ao nível do mar simulados e observados são mostrados nas figuras a seguir. Nos campos observados (Figuras a, b e c), a pressão ao nível do mar é proveniente das análises FNL do GFS nas figuras (a), interpoladas para a grade do modelo pelo programa metgrid no pré-processamento, e das análises do GFS nas Figuras (b) e (c), ambas com $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ de espaçamento horizontal. Os campos de precipitação nas Figuras (b) e (c) mostram os acumulados nas últimas 24h de simulação das observações MERGE e TRMM, respectivamente. As figuras (d), (e) e (f)

mostram os campos de pressão ao nível do mar no último horário de simulação ($t=36h$) e a precipitação total acumulada nas últimas 24h para as simulações com o WRF. São mostrados os campos para os 8 casos iniciais da Tabela 2.3, os quais foram comparados com os dois conjuntos de dados de observações.

Observa-se, em uma análise subjetiva a partir dos campos gerados, que em geral, a posição do ciclone em superfície no horário final de simulação foi bem representada pelas simulações, não sendo observadas grandes variações na posição e pressão mínima no centro do ciclone para as simulações com os diferentes esquemas convectivos, tendo em geral uma boa representação dos casos de ciclones mais intensos. O ciclone simulado no caso 7 (Figura 3.19), foi de fraca intensidade, evidenciada pelo fraco gradiente de pressão em torno do centro do sistema e apresentou uma maior diferença em relação ao campo de pressão ao nível do mar em relação às análises do GFS. As simulações deste sistema (Figuras 3.19d, 3.19e e 3.19f) mostraram um sistema de baixa pressão ainda não bem definido.

No campo de precipitação, é possível observar, na maioria dos casos, o comportamento das observações do TRMM em relação ao MERGE que havia sido constatado no BIAS e no EM e no trabalho de Rozante (2008). As observações com o TRMM apresentam maiores áreas de chuva forte do que as observações do MERGE. Isto se deve, como citado anteriormente, pelo mecanismo de estimativa dos satélites baseados na temperatura de topo das nuvens, que é incluído no algoritmo dos dados TRMM, levando a superestimativas de precipitação associadas aos topos altos das nuvens que se formam nos sistemas de precipitação na região estudada (ROZANTE, 2008).

A precipitação simulada com o WRF, em geral, foi correspondente com os campos observados, com principal diferença entre os campos ocorrendo na localização dos pontos de chuva mais forte (sombreado mais escuro) e em uma maior área de chuva mais fraca (sombreado mais fraco), como havia sido observado nos índices BIAS e RAF, que mostraram tendência de superestima no limiar de chuva fraca e maior ocorrência de alarmes falsos para os limiares de chuva mais forte.

3.2.1 Caso 1: 11/09/2008

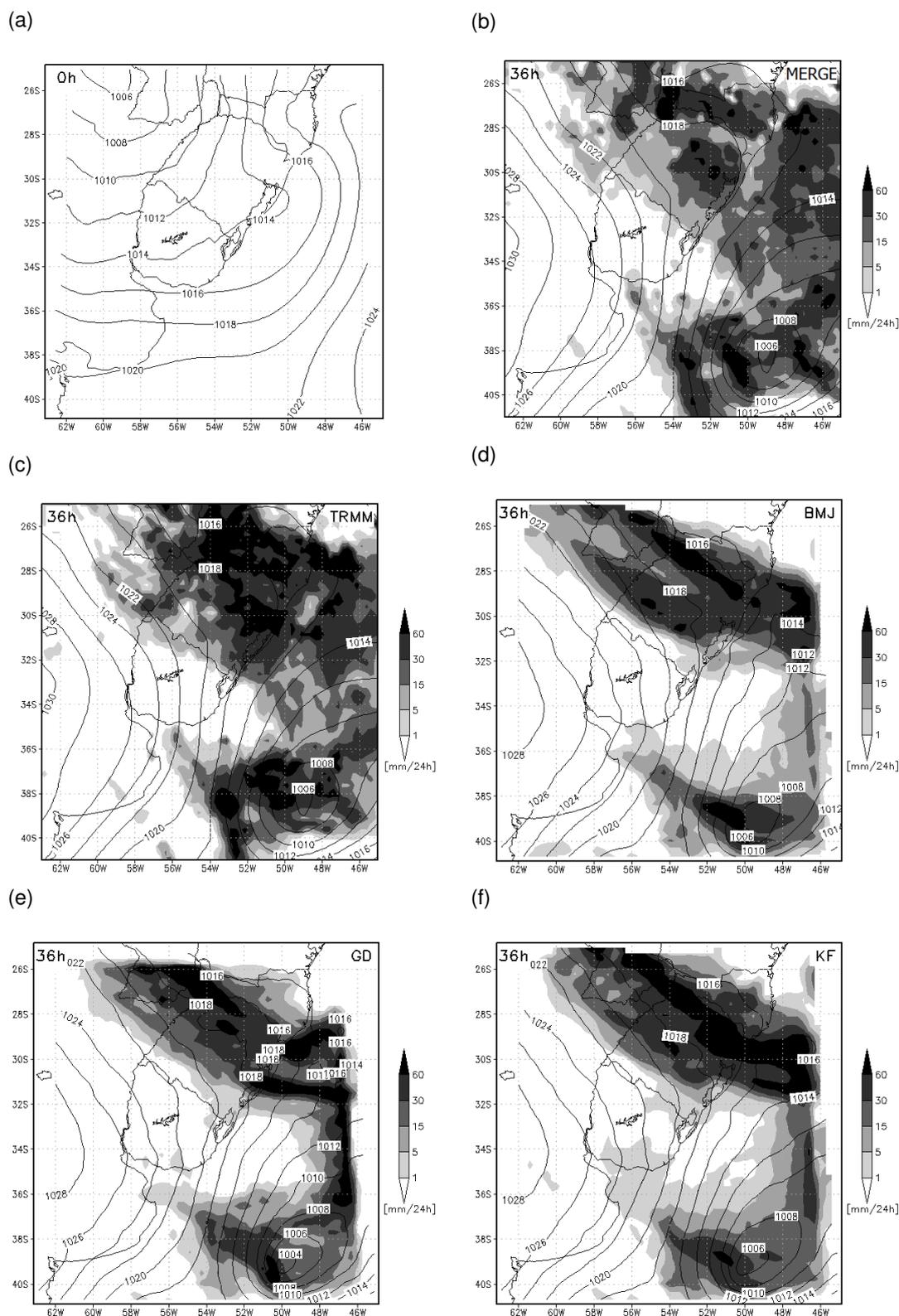


Figura 3.13: Caso 1: (a) Campo de Pressão ao Nível do mar dentro do domínio de simulação no horário de inicialização ($t=0h$), interpolado para a grade do modelo; (b) e (c): Pressão ao Nível do Mar das análises do GFS para o último tempo de simulação ($t=36h$) e Precipitação acumulada nas últimas 24 horas de simulação obtidas do MERGE e TRMM respectivamente; (d) simulação com o esquema BMJ; (e) GD; (f) KF.

3.2.2 Caso 2: 29/06/2009

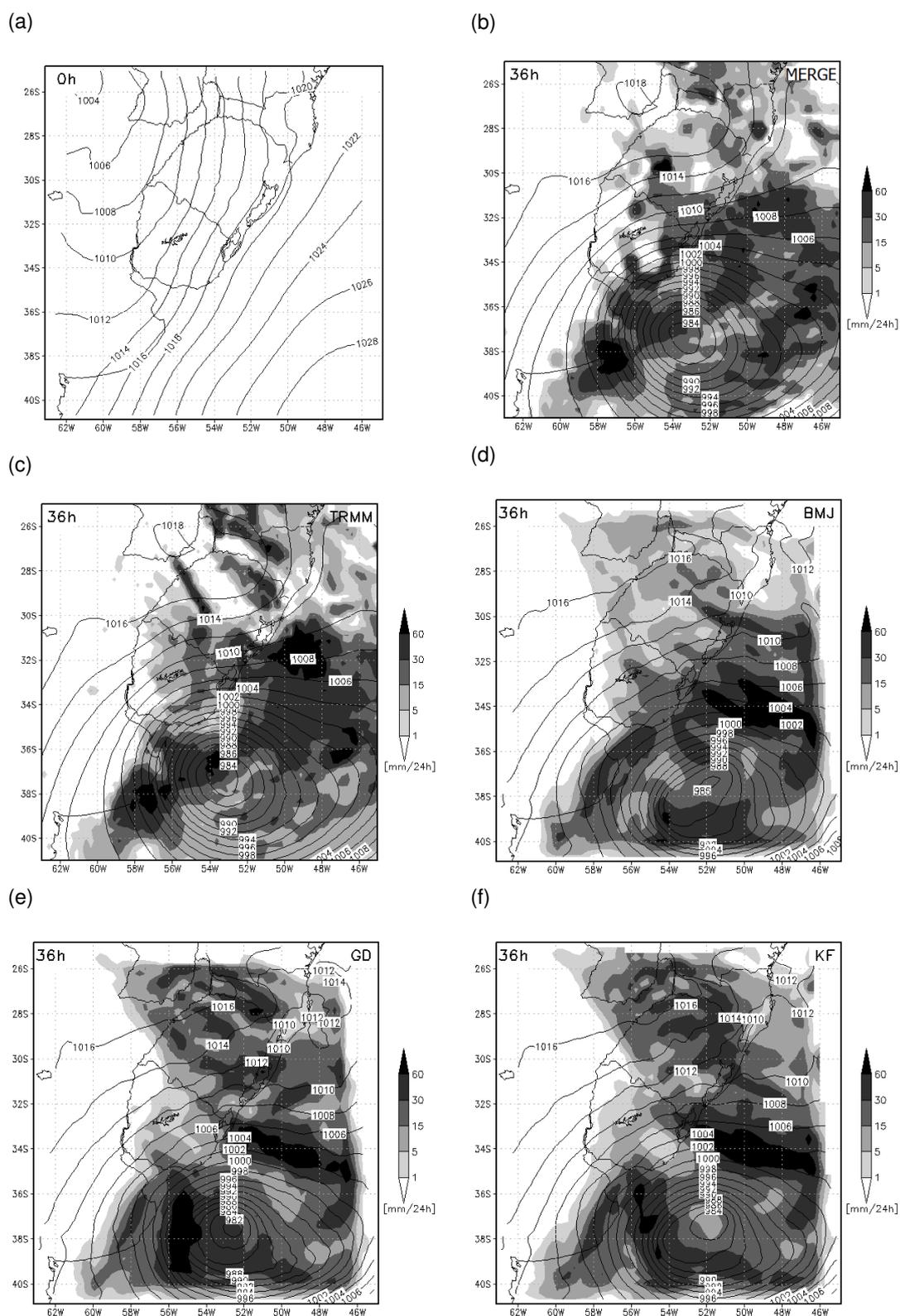


Figura 3.14: Idem Figura 3.13, porém Caso 2.

3.2.3 Caso 3: 29/05/2010

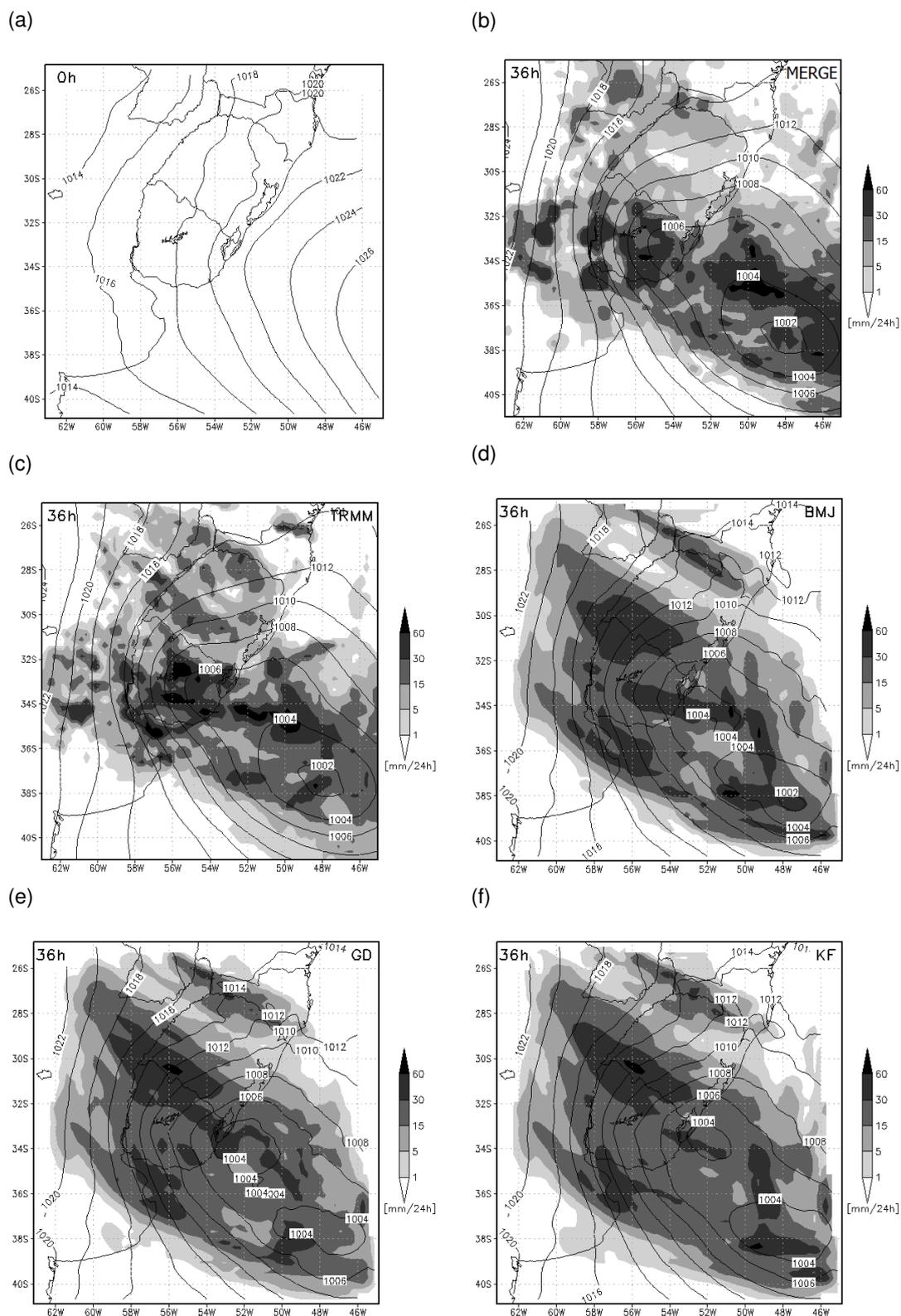


Figura 3.15: Idem Figura 3.13, porém Caso 3.

3.2.4 Caso 4: 16/06/2010

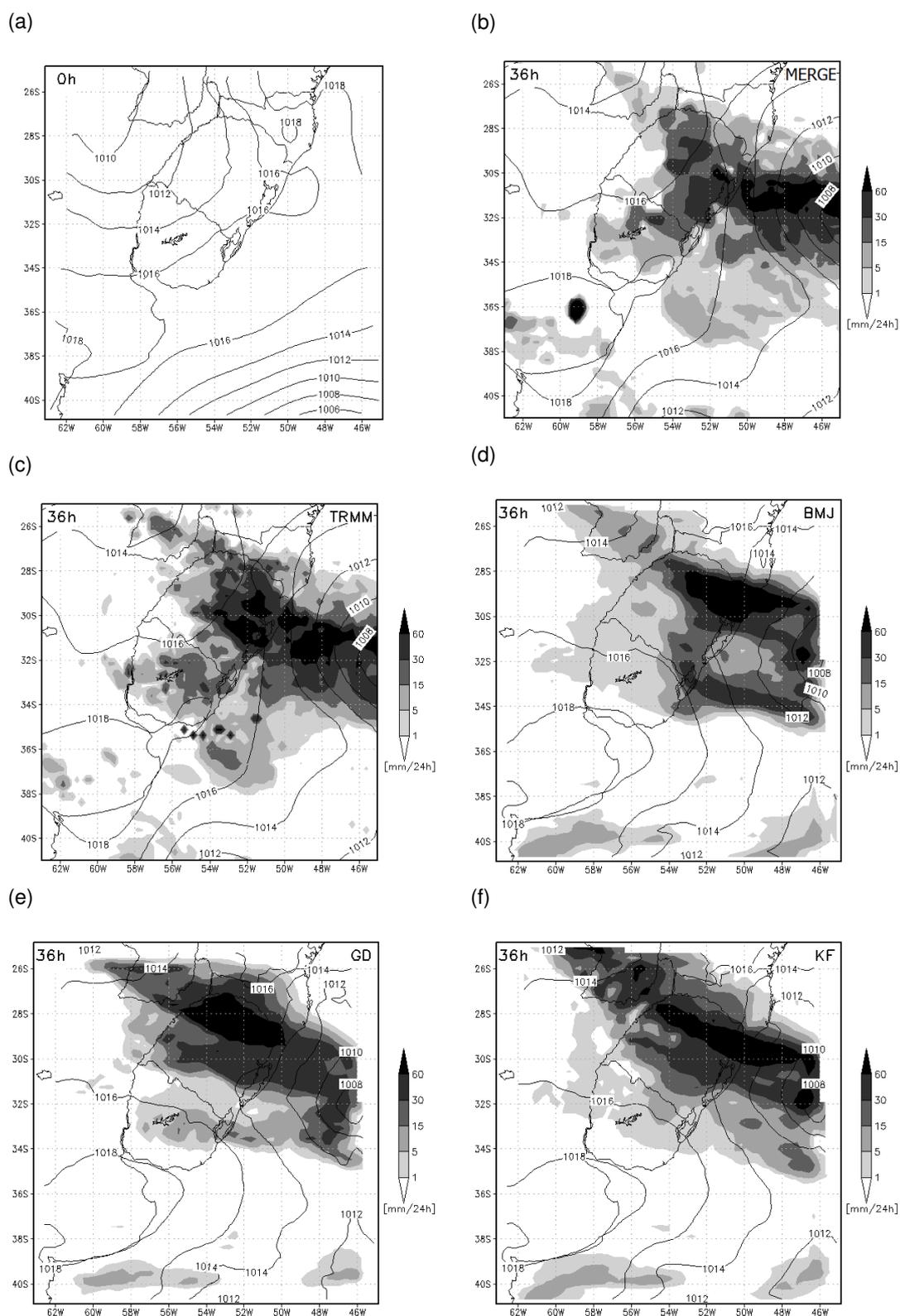


Figura 3.16: Idem Figura 3.13, porém Caso 4.

3.2.5 Caso 5: 12/08/2010

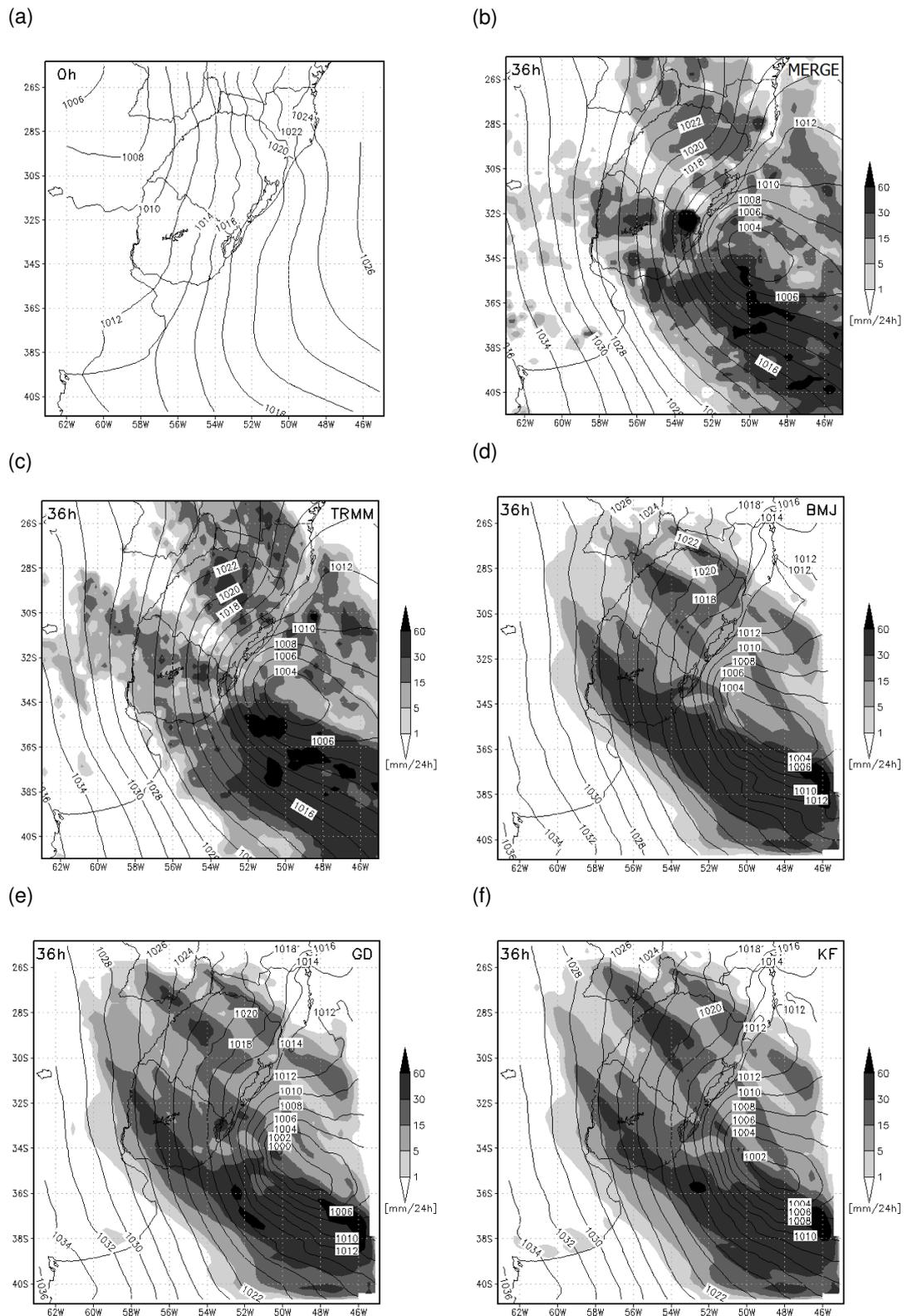


Figura 3.17: Idem Figura 3.13, porém Caso 5.

3.2.6 Caso 6: 18/08/2011

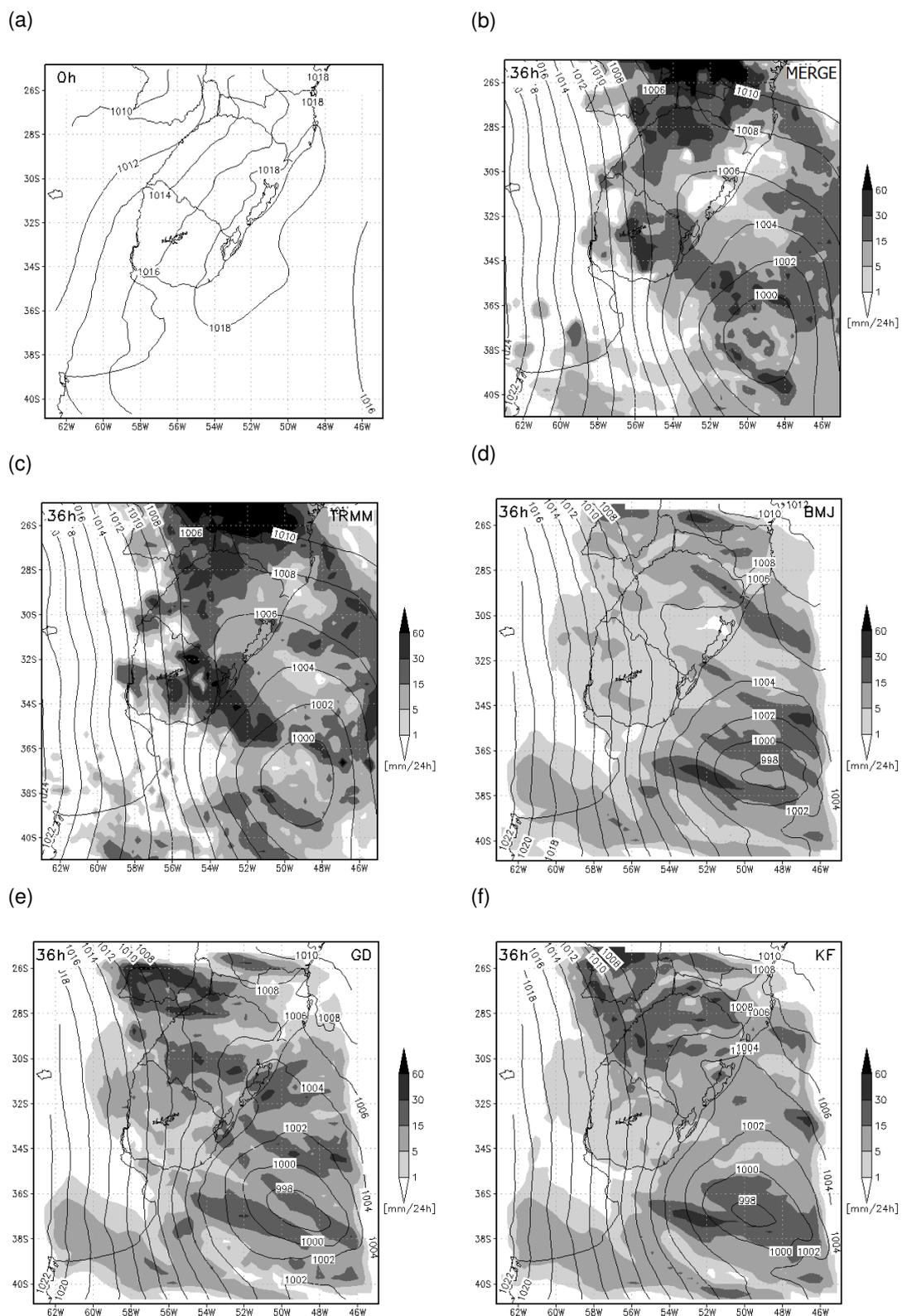


Figura 3.18: Idem Figura 3.13, porém Caso 6.

3.2.7 Caso 7: 17/06/2012

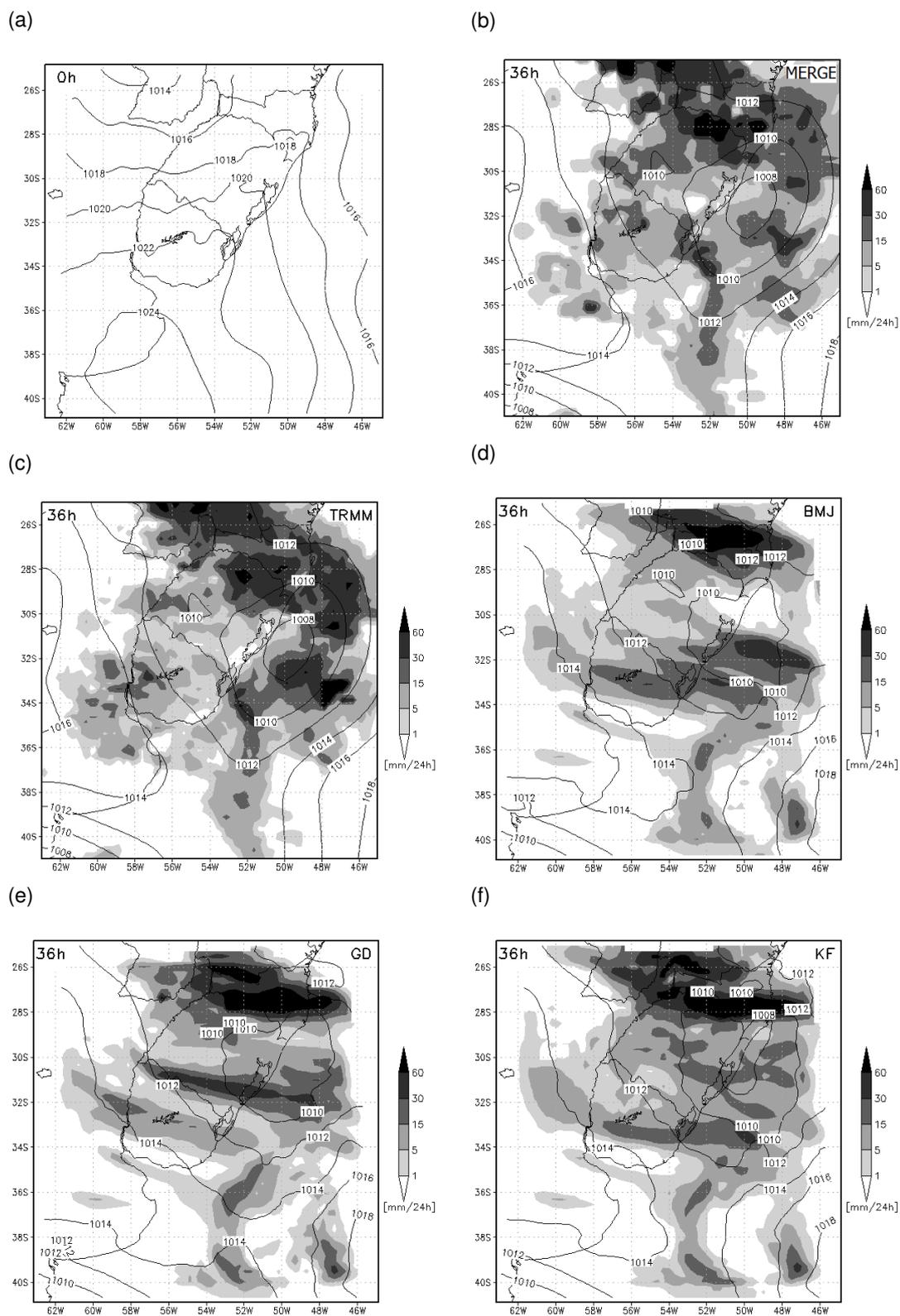


Figura 3.19: Idem Figura 3.13, porém Caso 7.

3.2.8 Caso 8: 03/05/2013

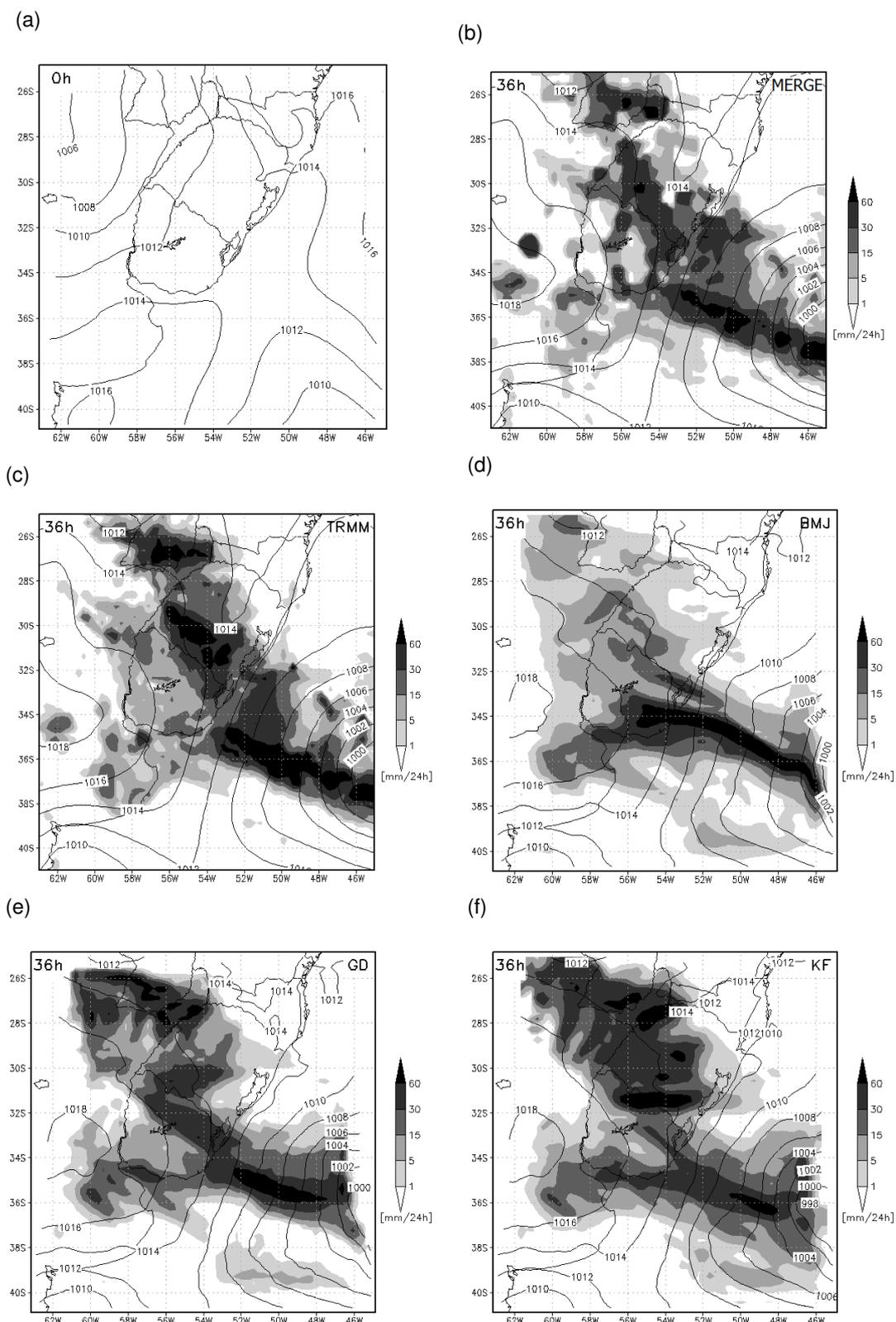


Figura 3.20: Idem Figura 3.13, porém Caso 8.

As Figuras 3.21 a 3.26 mostram a evolução dos campos de precipitação e pressão ao nível do mar simulados para o caso 8. A partir da evolução dos campos a cada 6h é possível observar, inicialmente (Figura 3.21) a presença de um cavado em superfície no lado noroeste do domínio, sobre o norte da Argentina, se estendendo até o oeste do Rio Grande do Sul. Este padrão é frequentemente observado em casos de ciclogênese na região, estando associado ao transporte de calor e umidade das latitudes mais baixas para esta região. Neste estágio, as simulações mostram precipitação associada à atuação deste cavado na região entre a Argentina, Uruguai e oeste do Rio Grande do Sul. A simulação com o esquema KF mostra acumulados mais altos de precipitação em relação às outras, seguido da simulação com o GD.

O esquema KF tem seu disparo convectivo baseado na presença de CAPE, e continua até que 90% do CAPE seja consumido, enquanto que o esquema BMJ é baseado no ajuste do perfil termodinâmico para perfis de referência, redistribuindo calor e umidade. Desta forma, se o perfil termodinâmico inicial do ambiente não é suficientemente úmido, o ajuste para perfis de referência não produzirá quantidade suficiente de precipitação (BALDWIN; KAIN; KAY, 2002). O esquema GD, por sua vez, é disparado por diferentes funções de disparo (convergência de umidade, remoção do CAPE, etc) de modo que a média entre as atuações das diferentes funções é devolvido como resultado para o modelo. A simulação com o esquema GD apresentou nesta simulação (e também para o grande conjunto de dados simulados apresentados anteriormente) um resultado intermediário entre as simulações com o KF e BMJ.

Nos tempos de simulação seguintes este comportamento se mantém, com a simulação com o KF produzindo maior acumulado de precipitação, com pico localizado sobre o Uruguai e divisa com o Rio Grande do Sul (acima de 90 mm), comportamento similar ao produzido na simulação com o GD. O experimento com o BMJ, entretanto, produziu menores acumulados, não apresentando o pico de precipitação sobre o Uruguai e mostrando pressão central do ciclone ligeiramente mais alta nas primeiras 24h de simulação, podendo-se associar o ciclone menos intenso inicialmente, com a menor produção de precipitação, e conseqüente liberação de calor latente, o que é identificado como um mecanismo importante na intensificação de ciclones extratropicais. No estágio final das simulações, o ciclone se deslocou da região do domínio, e observa-se o deslocamento de um sistema de alta pressão a partir da região central da Argentina, o que deve ter levado a incursão de ar frio sobre a região, estabilizando a atmosfera.

A Figura 3.20 mostrou que no acumulado das últimas 24h de simulação os experimentos com os esquemas KF e GD conseguiram captar de maneira mais satisfatória os altos acumulados de precipitação que haviam sido observados sobre a metade oeste do Rio Grande do Sul e sul do Paraguai, enquanto que a simulação com o BMJ não obteve uma boa representação da chuva sobre o continente em relação aos altos acumulados. Desta forma, não apenas o disparo convectivo foi mais expressivo na simulação com o

KF, como também a manutenção do ambiente favorável à formação de novos sistemas de precipitação sobre a região, produzindo assim maiores acumulados, o que pode se mostrar favorável para previsão antecipada de chuvas de grande intensidade.

Os resultados destas simulações para o caso 8 mostraram o mesmo padrão observado para o conjunto de casos simulados, com as simulações que utilizaram o esquema KF produzindo maior área de chuva forte, e as simulações com o BMJ mostrando menor volume de precipitação. As simulações com o esquema GD mostraram resultados intermediários para a maioria dos índices, o que pode estar relacionado com a precipitação produzida pelo esquema ser resultado do comportamento médio dos diferentes membros presentes no esquema convectivo.

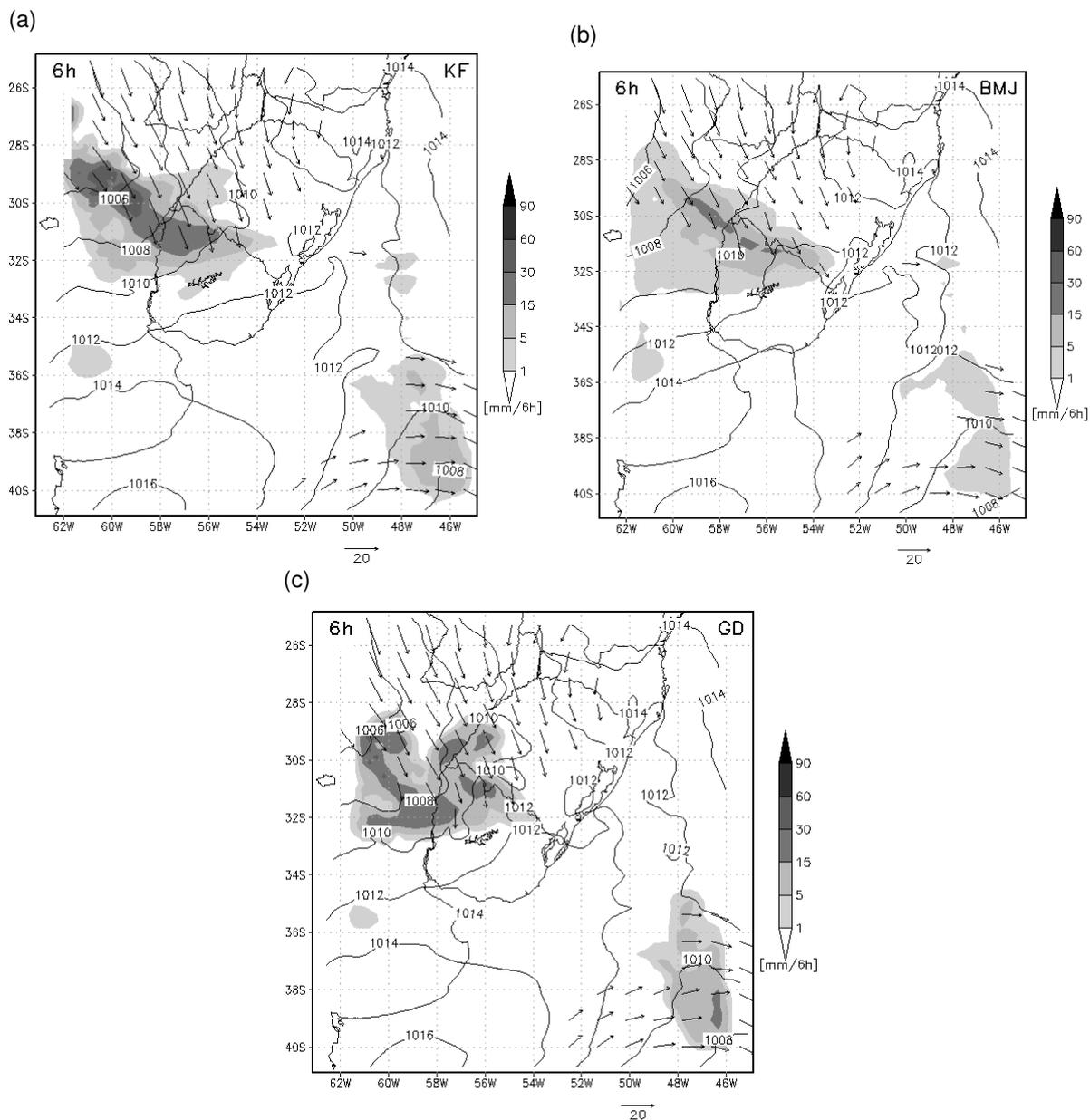


Figura 3.21: Precipitação acumulada entre as horas 0 e 6 de simulação, pressão ao nível do mar e vetor vento (acima de 10 m/s) no nível de 850 hPa, nas simulações com os esquemas KF (a), BMJ (b) e GD (c).

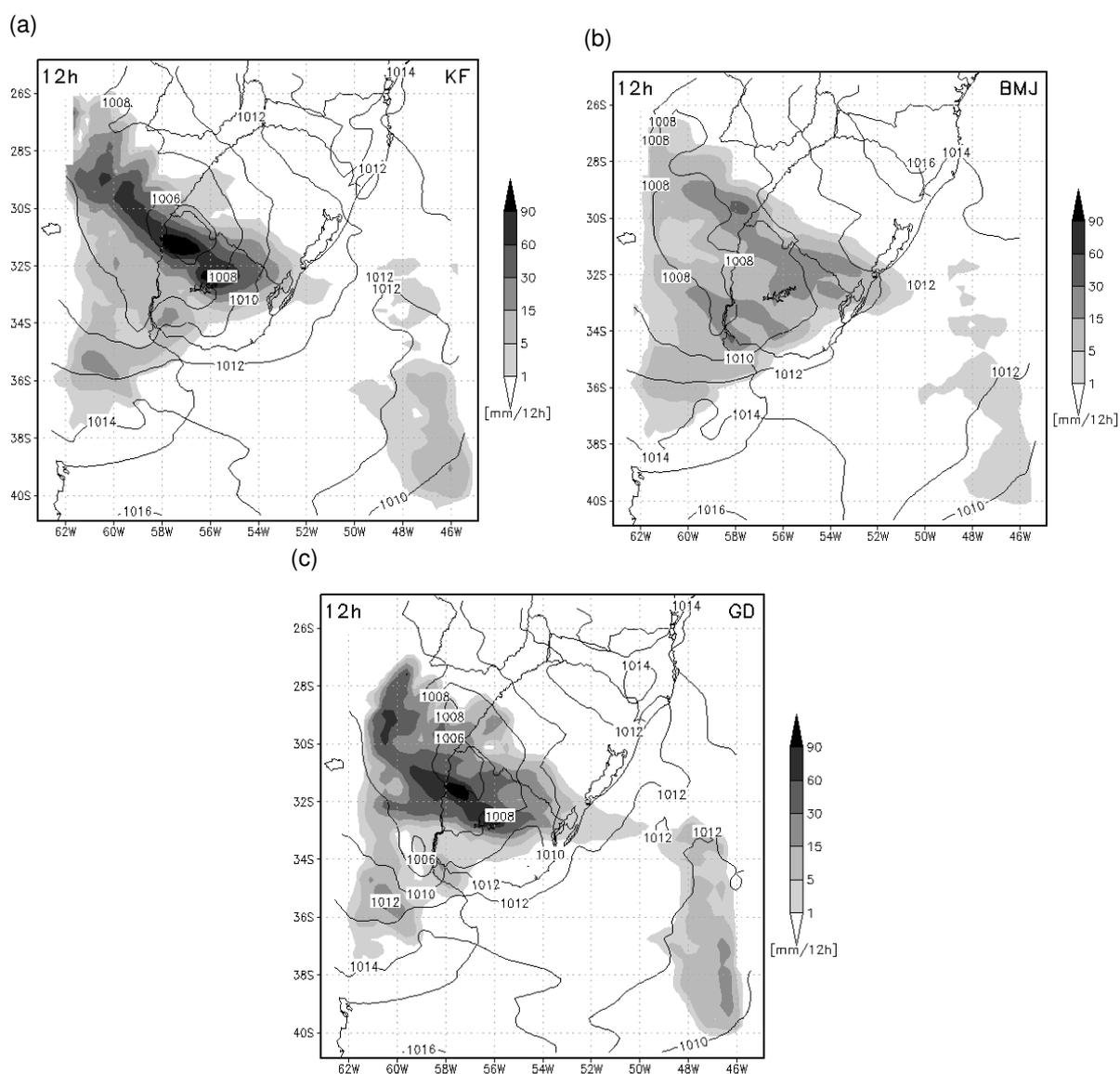


Figura 3.22: Idem à Figura 3.21 porém precipitação acumulada em 12h de simulação.

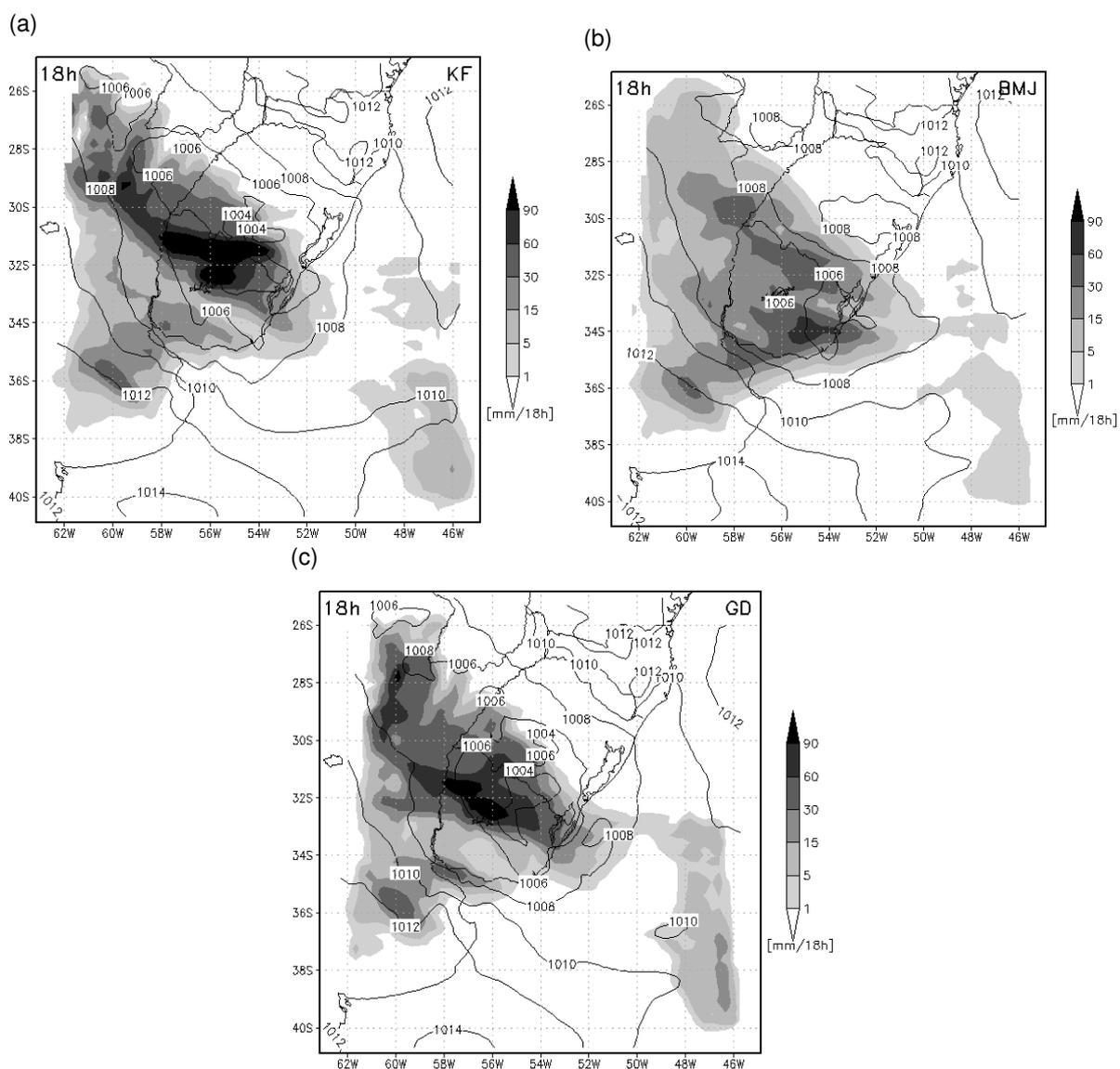


Figura 3.23: Idem à Figura 3.21 porém precipitação acumulada em 18h de simulação.

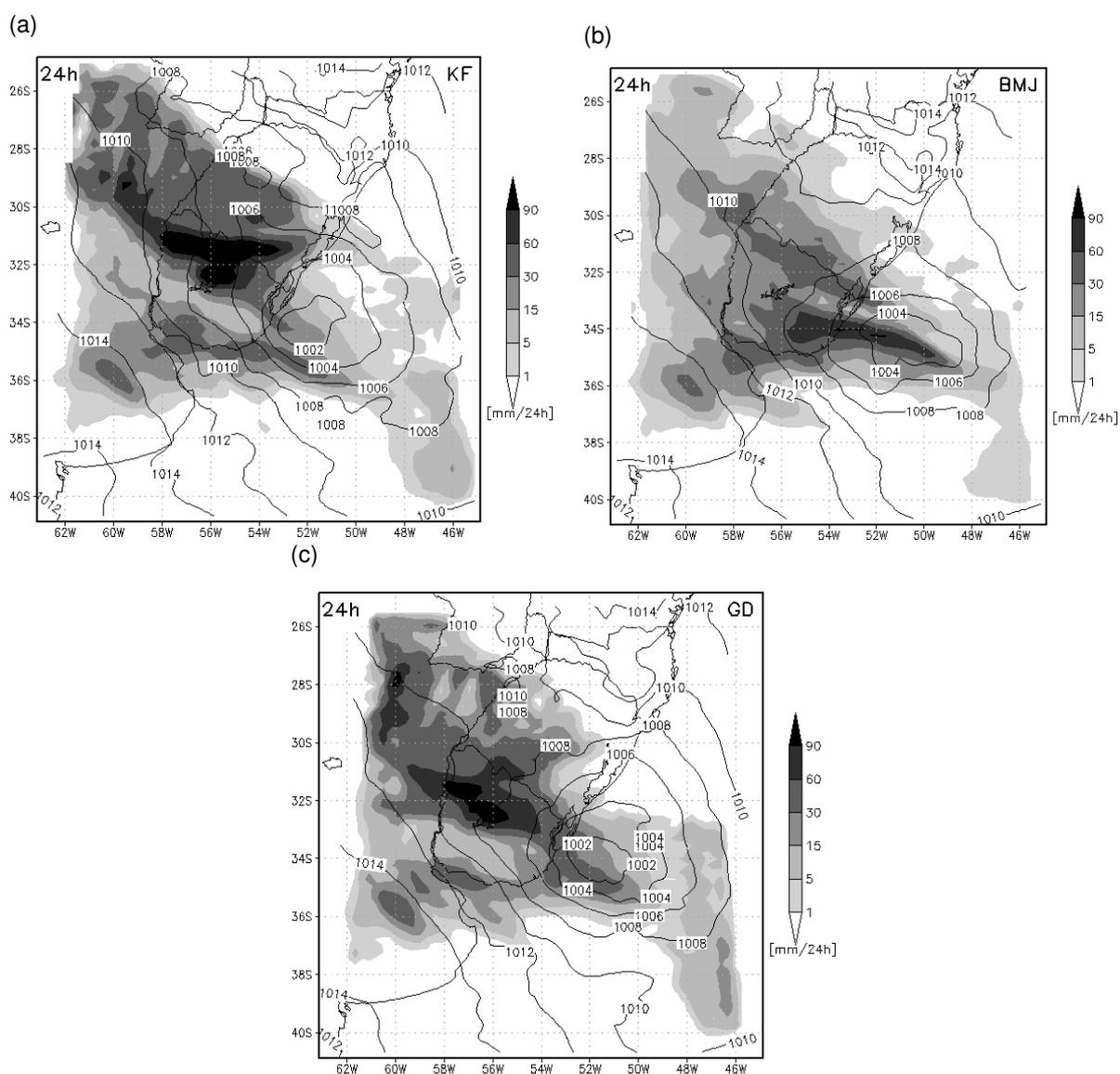


Figura 3.24: Idem à Figura 3.21 porém precipitação acumulada em 24h de simulação.

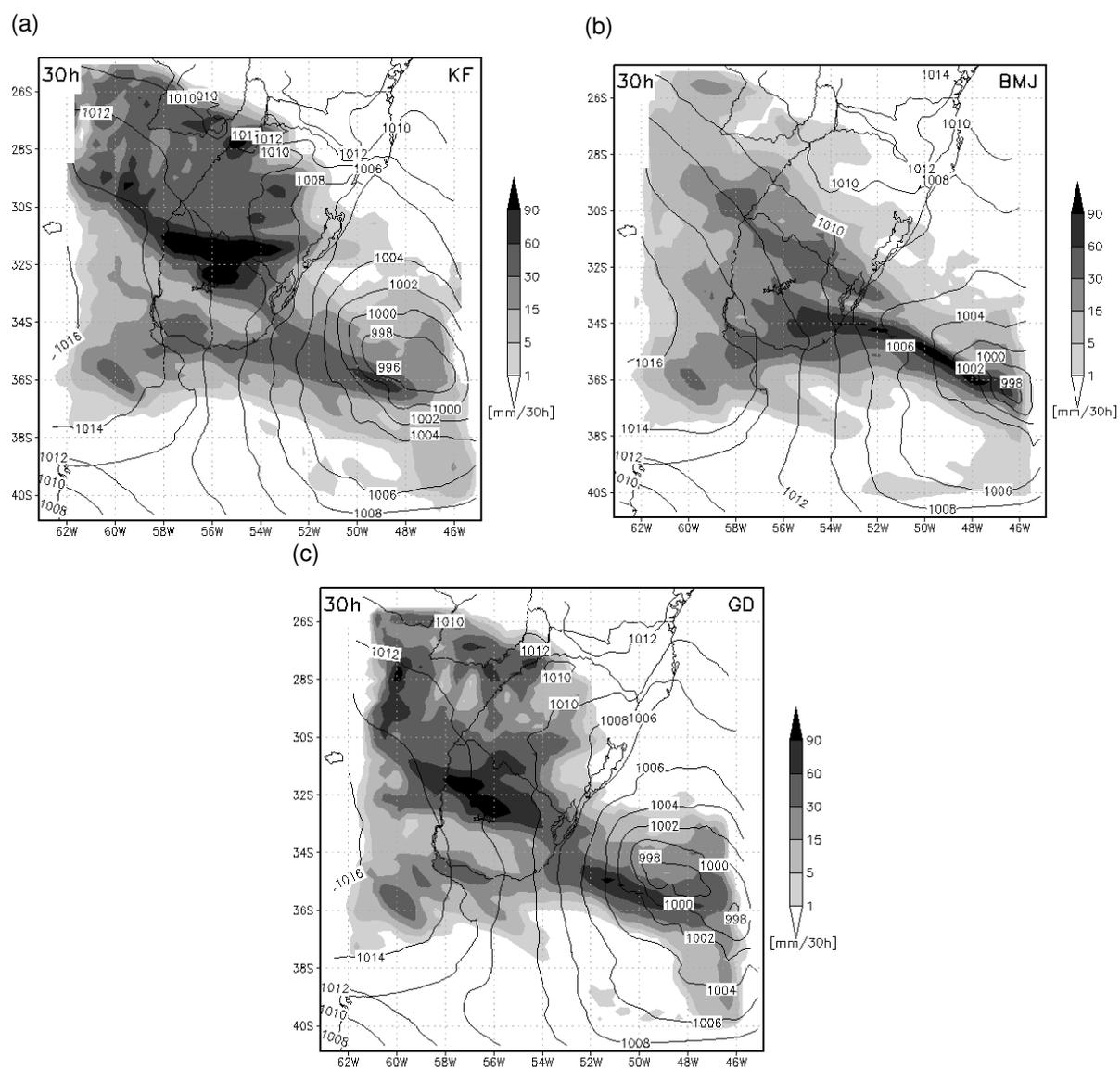


Figura 3.25: Idem à Figura 3.21 porém precipitação acumulada em 30h de simulação.

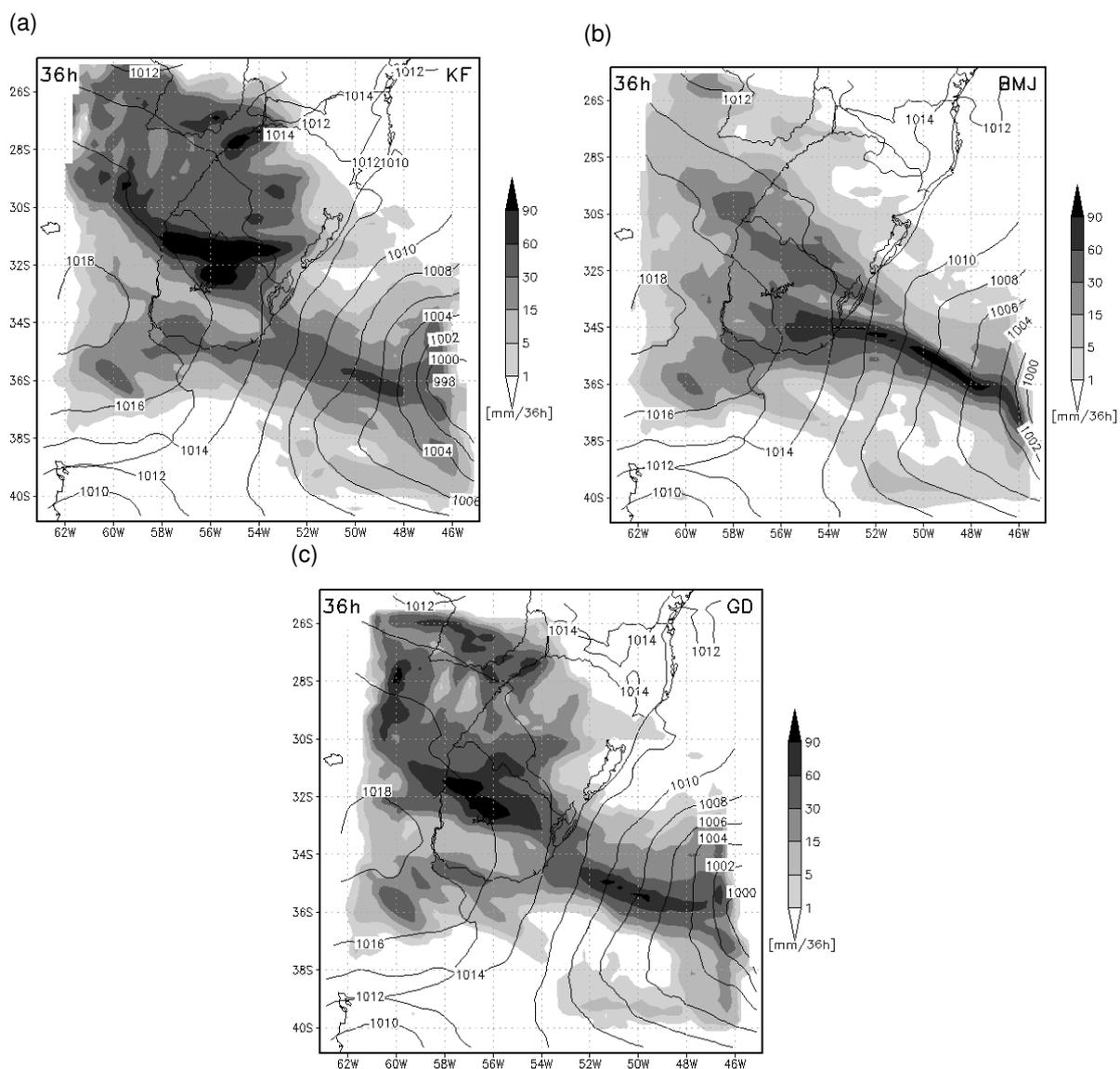


Figura 3.26: Idem à Figura 3.21 porém precipitação acumulada em 36h de simulação.

4 CONCLUSÕES E SUGESTÕES

A partir dos resultados obtidos, as conclusões obtidas são descritas a seguir.

Através do índice estatístico BIAS score foi observado que as simulações que utilizaram o esquema convectivo KF produziram uma maior área de chuva enquanto que as simulações com o esquema BMJ obtiveram a menor área de precipitação, principalmente nos limiares de chuva moderada a forte. Este comportamento foi observado nos índices calculados em relação aos dois conjuntos de dados observados (MERGE e TRMM), porém com diferenças nos valores dos índices. O BIAS calculado em relação ao TRMM foi menor do que o calculado em relação ao MERGE em quase todos os limiares para as simulações com os três esquemas, apresentando subestimativa da área de chuva produzida pelo WRF. Além das subestimativas de precipitação pelo WRF, este resultado indicou também que as estimativas TRMM mostram área de chuva maior do que os dados MERGE, os quais possuem maior influência de observações de superfície em seu campo de precipitação observada.

Em relação aos índices que avaliam o posicionamento da chuva simulada, as simulações com os três esquemas obtiveram comportamento semelhante. As simulações com o esquema KF obtiveram valores mais próximos da unidade no índice POD e no índice ETS (exceto no limiar de chuva mais fraca), enquanto que o índice RAF não indicou grandes diferenças entre as simulações com os três esquemas. Desta forma, observou-se que as simulações com o esquema KF, que é baseado na hipótese de um rearranjo de massa que permite a remoção da energia potencial disponível, identificou de maneira mais satisfatória a distribuição observada, o que levou a índices melhores, principalmente para a precipitação moderada a forte e se comparado às simulações com o esquema BMJ, baseado no ajuste dos perfis atmosféricos para perfis de referência. Os índices obtidos pelas simulações com o esquema KF apresentaram valores e comportamentos mais próximos do que os obtidos nas simulações com o GD, com as simulações com o KF obtendo valores ligeiramente mais altos de BIAS e melhores para o POD e ETS. Estes dois esquemas se diferem do esquema de ajuste convectivo BMJ, pela sua representação explícita dos fluxos convectivos, com a inclusão dos processos de entranhamento e desentranhamento e da corrente descendente, desta forma podendo apresentar de forma mais realística estruturas de mesoescala associadas às tempestades, como a ocorrência do *outflow* associado à corrente descendente, mecanismo que pode levar ao desenvolvimento de novas tempestades ao longo do processo convectivo.

A avaliação volumétrica da precipitação através do Erro Médio mostrou maior volume de chuva nas simulações com o esquema KF, e menor com o BMJ. Estas diferenças no volume de precipitação podem estar associadas aos diferentes tratamentos dos processos convectivos nos esquemas e na interação entre o esquema convectivo e a mi-

crofísica na escala de grade, que respondeu, em média, por maior parte da precipitação, principalmente nas simulações com o esquema BMJ. Observa-se então, que as diferenças apresentadas nas simulações com estes diferentes esquemas estão relacionadas com a forma na qual o fluxo convectivo é representado, afetando assim o ambiente na escala de grade de formas distintas, podendo ou não levar à manutenção do sistema atual ou ao desenvolvimento de novos sistemas de precipitação nas vizinhanças, impactando então o campo de precipitação produzido.

Os campos de pressão ao nível médio do mar apresentaram boa concordância em uma análise subjetiva, com o mostrado pelas análises GFS/NCEP, não ocorrendo grandes diferenças em relação à intensidade e posicionamento do centro do ciclone simulado em seu estágio final. No campo espacial de precipitação total, foi possível observar, em geral, maiores áreas de acumulados de precipitação nas simulações com o esquema KF em relação às simulações com o esquema BMJ principalmente. A evolução temporal do caso 8 mostra também este comportamento, com a simulação com o KF produzindo maiores acumulados desde o início do processo de ciclogênese, enquanto que a simulação com o BMJ mostraram pouca precipitação sobre o continente e a com o esquema GD obteve um comportamento intermediário, como em relação aos índices.

É possível observar também em relação aos dados observados que os campos de precipitação dos dados MERGE apresentam menores áreas de chuva forte do que os dados TRMM, comportamento que foi observado também nos índices estatísticos pelo fato de que as simulações com o WRF mostraram subestimativa ($EM < 0$ e $BIAS < 1$) em relação a estes últimos. Esta tendência de mostrar maiores acumulados em relação às estações de superfície foi observada também em outros trabalhos que utilizaram os dados de estimativas do TRMM para a porção centro-sul da América do Sul, podendo estar associado com os topos frios das tempestades que se desenvolvem nesta região.

Como pontos sugeridos para serem observados em trabalhos futuros estão:

- Estender a metodologia para as demais estações do ano de modo a identificar diferenças no desempenho do WRF e das parametrizações;

- Avaliar diferentes configurações de opções físicas associadas ao processo convectivo, incluindo esquemas para camada limite planetária e de microfísica;

- Utilizar, na avaliação da precipitação, diferentes conjuntos de dados observados, de modo a avaliar de maneira mais extensa o desempenho do WRF na simulação da precipitação na Bacia do Prata.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANTHES, R. A. A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. **Monthly Weather Review**, v. 105, n. 3, p. 270–286, 1977.

ARAKAWA, A. The cumulus parameterization problem: Past, present, and future. **J. Climate**, v. 17, p. 2493–2525, 2004.

ARAKAWA, A.; LAMB, V. R. Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model. **Methods Computational Physics**, v. 17, p. 173–265, 1977.

ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part i. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 3, p. 674–701, 1974.

BALDWIN, M. E.; KAIN, J. S.; KAY, M. P. Properties of the convection scheme in ncep's eta model that affect forecast sounding interpretation. **Weather and forecasting**, v. 17, n. 5, p. 1063–1079, 2002.

BETTS, A. K. A new convective adjustment scheme. part i: Observational and theoretical basis. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 112, p. 677–691, 1986.

BETTS, A. K.; MILLER, M. J. The betts-miller scheme. the representation of cumulus convection in numerical models of the atmosphere. **Amer. Meteor. Soc., Meteor. Mon.**, v. 24, n. 46, p. 107–121, 1993.

BJERKNES, J. On the structure of moving cyclones. **Geof. Publ**, v. 1, n. 2, p. 1–8, 1919.

BJERKNES, J.; SOLBERG, H. Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. **Geof. Publ**, v. 3, n. 1, p. 3–18, 1922.

BLUESTEIN, H. B. Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. volume ii. observations and theory of weather systems. Oxford University Press, New York, p. 595, 1993.

BROWN, B. G.; BULLOCK, R.; GOTWAY, J. H.; AHJEVYCH, D.; DAVIS, C.; GILLELAND, E.; HOLLAND, L. Application of the mode object-based verification tool for the evaluation of model precipitation fields. In: **Preprints, 22nd Conf. on Weather Analysis and Forecasting and 18th Conf. on Numerical Weather Prediction, Park City, Utah, Amer. Meteor. Soc. A.** [S.l.: s.n.], 2007. v. 10.

BUZZI, A.; SPERANZA, A.; TIBALDI, S.; TOSI, E. A unified theory of orographic influences upon cyclogenesis. **Meteorology and Atmospheric Physics**, Springer, v. 36, n. 1-4, p. 91–107, 1987.

CAMPAROTTO, L. B.; BLAIN, G. C.; GIAROLLA, A.; ADAMI, M.; CAMARGO, M. B. de. Validação de dados termopluiométricos obtidos via sensoriamento remoto para o estado de são paulo. **R. Bras. Eng. Agríc. Ambiental**, SciELO Brasil, v. 17, n. 6, p. 665–671, 2013.

CHARNEY, J. G. The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. **Journal of Meteorology**, v. 4, n. 5, p. 135–162, 1947.

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**, v. 129, n. 4, p. 569–585, 2001.

CHOU, S. C.; SILVA, M. G. A. J. da. Avaliação objetiva das previsões de precipitação do modelo regional eta. **Climanálise**, v. 1, n. 1, p. 1–17, 1999.

COTTON, R. W.; ANTHES, R. A. Storm and cloud dynamics. **Orlando: Academic Press**, p. 883, 1989.

DANARD, M. On the influence of released latent heat on cyclone development. **J. Appl. Meteorol**, v. 3, p. 27–37, 1964.

DJURIC, D. **Weather analysis**. [S.l.]: Prentice Hall Upper Saddle River, NJ, 1994.

DUBREUIL, V. Clima e teledetecção: uma abordagem geografica. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 1, n. 1, 2005.

DUDHIA, J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, n. 20, p. 3077–3107, 1989.

_____. **PSU/NCAR mesoscale modeling system tutorial class notes and user's guide: MM5 modeling system version 2**. [S.l.]: Mesoscale and Microscale Meteorology Division, National Center for Atmospheric Research, 1999.

DYER, A.; HICKS, B. Flux-gradient relationships in the constant flux layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 96, n. 410, p. 715–721, 1970.

EADY, E. Long waves and cyclone waves. **Tellus**, v. 1, p. 33–52, 1949.

FINLEY, J. P. Tornado prediction. **Amer Meteor J**, n. 1, p. 85–88, 1884.

FOSS, M. **Condições atmosféricas conducentes à ocorrência de tempestades convectivas severas na América do Sul**. 2011. 145 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2011.

FRANK, W. M.; COHEN, C. Simulation of tropical convective systems. part i: A cumulus parameterization. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 44, n. 24, p. 3787–3799, 1987.

FRITSCH, J. M.; CHAPPELL, C. F. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure system. part i: Convective parameterization. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 37, n. 8, p. 1722–1733, 1980.

FUNATSU, B. M.; GAN, M.; CAETANO, E. A case study of orographic cyclogenesis over south america. **Atmosfera**, Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM, v. 17, n. 2, p. 91–113, 2004.

GALLUS, J.; WILLIAM, A. Eta simulations of three extreme precipitation events: Sensitivity to resolution and convective parameterization. **Weather and forecasting**, v. 14, n. 3, p. 405–426, 1999.

GAN, M.; RAO, B. V. Surface cyclogenesis over south america. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 293–302, 1991.

GAN, M. A.; RAO, V. B. **Ciclogêneses e ciclones sobre a América do Sul**. 1992. 195 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — INPE, São José dos Campos, 1992.

GAO, S.; LI, X. **Cloud-resolving modeling of convective processes**. [S.l.]: Springer, 2008.

GILBERT, G. K. **Finley's tornado predictions**. [S.l.]: American Meteorological Journal, 1884. 166-172 p.

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**. [S.l.: s.n.], 2007. v. 2.

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

GRAMS, J. S.; JR, W. A. G.; KOCH, S. E.; WHARTON, L. S.; LOUGHE, A.; EBERT, E. E. The use of a modified ebert-mcbride technique to evaluate mesoscale model qpf as a function of convective system morphology during ihop 2002. **Weather and forecasting**, v. 21, n. 3, p. 288–306, 2006.

GRELL, G.; DEVENYI, D. Parameterized convection with ensemble closure/feedback assumptions. In: **9th conference on Mesoscale Processes**. [S.l.: s.n.], 2001. p. 12–16.

GRELL, G. A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 3, p. 764–787, 1993.

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

GUTOWSKI, W. J.; BRANSCOME, L. E.; STEWART, D. A. Life cycles of moist baroclinic eddies. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 49, n. 4, p. 306–319, 1992.

HOLTON, J. **1992. An introduction to Dynamic Meteorology**. New York: Academic Press, 2004. 535 p.

HONG, S.-Y.; NOH, Y.; DUDHIA, J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. **Monthly Weather Review**, v. 134, n. 9, p. 2318–2341, 2006.

HOUZE, J. R. A.; HOBBS, P. V. Organization and structure of precipitating cloud systems. **Adv. Geophys**, v. 24, p. 225–315, 1982.

HOUZE, R. A. **Cloud dynamics**. San Diego: Academic Press, 1993. 573 p.

HUFFMAN, G. J.; ADLER, R. F.; ARKIN, P.; CHANG, A.; FERRARO, R.; GRUBER, A.; JANOWIAK, J.; MCNAB, A.; RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U. The global precipitation climatology project (gpcp) combined precipitation dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 1, p. 5–20, 1997.

HUFFMAN, G. J.; BOLVIN, D. T.; NELKIN, E. J.; WOLFF, D. B.; ADLER, R. F.; GU, G.; HONG, Y.; BOWMAN, K. P.; STOCKER, E. F. The trmm multisatellite precipitation analysis (tampa): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, n. 1, p. 38–55, 2007.

JANJIC, Z. I. The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 122, p. 927–945, 1994.

JANKOV, I.; JR, W. A. G.; 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**, v. 20, n. 6, p. 1048–1060, 2005.

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**, v. 5, n. 3, p. 487–503, 2004.

JUNZHI, L.; A-XING, Z.; ZHENG, D. Evaluation of trmm 3b42 precipitation product using rain gauge data in meichuan watershed, poyang lake basin, china. **Journal of Resources and Ecology**, BioOne, v. 3, n. 4, p. 359–366, 2012.

KAIN, J. S. Convective parameterization for mesoscale models: The kain-fritsch scheme. **The representation of cumulus convection in numerical models**, **Meteor. Monogr**, v. 46, p. 165–170, 1993.

_____. The kain-fritsch convective parameterization: An update. **J. Appl. Meteor.**, v. 43, n. 1, p. 170–181, 2004.

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, n. 23, p. 2784–2802, 1990.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J. et al. The ncep/ncar 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437–471, 1996.

KRISHNA, K. O. Customization of wrf-arw model with physical parameterization schemes for the simulation of tropical cyclones over north indian ocean. **Natural Hazards**, v. 63, p. 1337–1359, 2012.

KRISHNAMURTI, T. N. Cumulus parameterization and rainfall rates i. **Mon. Wea. Rev.**, v. 108, p. 465–472, 1980.

KRISHNAMURTI, T. N.; LOW-NAM, S.; PASCH, R. Cumulus parameterization and rainfall rates ii. **Mon. Wea. Rev.**, v. 111, n. 4, p. 815–828, 1983.

KUMMEROW, C.; BARNES, W.; KOZU, T.; SHUE, J.; SIMPSON, J. The tropical rainfall measure mission (trmm) sensor package. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, v. 15, p. 809–817, 1998.

KUO, K. L. Further studies of the parameterizations of the influence of cumulus convection on large scale flow. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, p. 1232–1240, 1974.

KUO, K. L.; LOW-NAM, S. Prediction of nine explosive cyclones over the western atlantic ocean with a regional model. **Monthly Weather Review**, v. 118, p. 3–25, 1990.

KUO, Y.-H.; REED, R. J.; LIU, Y. The erica iop 5 storm. part iii: Mesoscale cyclogenesis and precipitation parameterization. **Monthly weather review**, v. 124, n. 7, p. 1409–1434, 1996.

- 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**, v. 22, n. 6, p. 1065–1092, 1983.
- 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**, v. 17, n. 12, p. 2261–2280, 2004.
- MARTIN, J. E. **Mid-latitude atmospheric dynamics: a first course**. Chichester: John Wiley & Sons, 2006.
- MAUSSION, F.; SCHERER, D.; FINKELNBURG, R.; RICHTERS, J.; YANG, W.; YAO, T. Wrf simulation of a precipitation event over the tibetan plateau, china-an assessment using remote sensing and ground observations. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, v. 7, p. 3551–3589, 2010.
- MENDES, D.; SOUZA, E. P.; TRIGO, I. F.; MIRANDA, P. On precursors of south american cyclogenesis. **Tellus A**, Wiley Online Library, v. 59, n. 1, p. 114–121, 2007.
- MESINGER, F. Bias adjusted precipitation threat scores. **Advances in Geosciences**, Copernicus GmbH, v. 16, n. 16, p. 137–142, 2008.
- 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**, American Geophysical Union, v. 102, n. D14, p. 16663–16, 1997.
- MOLINARI, J.; DUDEK, M. Parameterization of convective precipitation in mesoscale numerical models: A critical review. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 2, p. 326–344, 1992.
- NASCIMENTO, E. L.; ANABOR, V.; FOSS, M.; PIVA, E. D. O episódio de tempo severo de 7 de setembro de 2009 nos contextos sinótico e climatológico. In: XVI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2010, Belém, Brasil. **Anais em CD-ROM**. Belém: Soc. Brasileira de Meteorologia, 2010.
- NECCO, G. Comportamiento de vórtices ciclónicos en el área sudamericana durante el fge: Trayectorias y desarrollos. **Meteorologica**, v. 13, p. 21–34, 1982.
- NETO, A. V. P. **Avaliação e ajustes da parametrização de Kain-Fritsch sobre a região do Centro de Lançamento de Alcântara**. 2010. 117 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.
- NEWTON, C. Mechanisms of circulation change during a lee cyclogenesis. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 13, p. 528–539, 1956.
- OKE, A.; FROST, A.; BEESLEY, C. The use of trmm satellite data as a predictor in the spatial interpolation of daily precipitation over australia. In: **18th World IMACS Congress and MODSIM09 International Congress on Modelling and Simulation**, edited by RS Anderssen, RD Braddock, and LTH Newham. [S.l.: s.n.], 2009. p. 3726–3732.
- PAULSON, C. A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. **Journal of Applied Meteorology**, v. 9, n. 6, p. 857–861, 1970.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of Climate**. New York: American Institute of Physics, 1992. 520 p.

PEREIRA, N. **CICLONES EXTRATROPICAIS E EVENTOS EXTREMOS CHUVOSOS SOBRE A BACIA DO RIO DA PRATA**. 2013. 96 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

PETERSEN, S. **Weather Analysis and Forecasting**. [S.l.]: McGraw-Hill, 1956.

PEZZA, A. B. **Ondas de Frio na América do Sul e as Trajetórias dos Ciclones e Anticiclones Extratropicais: Climatologia Sinótica**. 2003. 369 p. Tese (Doutorado) — Tese de Doutorado. IAG/USP, 2003.

PHILLIPS, N. A. A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. **Journal of Meteorology**, v. 14, n. 2, p. 184–185, 1957.

PINTO, J. R. D. **ESTUDO DA ESTRUTURA E ENERGÉTICA DOS DISTÚRBIOS DE ESCALA SINÓTICA NA COSTA LESTE DA AMÉRICA DO SUL**. 2010. 90 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

PINTO, L. I. C.; COSTA, M. H.; LIMA, F.; DINIZ, L.; SEDIYAMA, G.; PRUSKI, F. Comparação de produtos de precipitação para a América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, SciELO Brasil, v. 24, n. 4, p. 461–472, 2009.

PIVA, E. D.; MOSCATI, M. L.; GAN, M. A. Papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície associados a um caso de ciclogênese na costa leste da América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 4, p. 450–476, 2008.

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

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P. D.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul : Uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185–204, 2010.

REED, R. J.; GRELL, G. A.; KUO, Y.-H. The erica iop 5 storm. part ii: Sensitivity tests and further diagnosis based on model output. **Monthly weather review**, v. 121, n. 6, p. 1595–1612, 1993.

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

ROZANTE, J. R. **Experimentos com o Modelo Regional Eta em Diferentes Configurações Durante o Período SALLJEX e Mecanismos de Mesoescala Associados ao Desenvolvimento de SCM**. 2008. 207 p. Tese (Ph.D.) — INPE, São José dos Campos, 2008.

ROZANTE, J. R.; MOREIRA, D. S.; GONCALVES, L. G. G. de; VILA, D. A. Combining trmm and surface observations of precipitation: technique and validation over south america. **Weather and Forecasting**, v. 25, n. 3, p. 885–894, 2010.

SANTOS, D. C. dos. **Padrões Atmosféricos Associados A Extremos De Precipitação Na Primavera No Estado Do Rio Grande Do Sul**. 2012. 95 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2012.

SCHAEFER, J. T. The critical success index as an indicator of warning skill. **Weather and Forecasting**, v. 5, n. 4, p. 570–575, 1990.

SELUCHI, M.; CHOU, S. Ajuste del esquema convectivo de betts-miller en el modelo eta/cptec. comm. In: **11th Brazilian Conference of Meteorology, Proceedings of the 11th Brazilian Conference of Meteorology, Rio de Janeiro, Brazil**. [S.l.: s.n.], 2000.

SELUCHI, M. E.; NORTE, F. A.; SATYAMURTY, P.; CHOU, S. C. Analysis of three situations of the foehn effect over the andes (zonda wind) using the eta–cptec regional model. **Weather & Forecasting**, v. 18, n. 3, 2003.

SELUCHI, M. E.; SAULO, A. C. Possible mechanisms yielding an explosive coastal cyclogenesis over south america: experiments using a limited area model. **Aust. Meteor. Mag.**, v. 47, p. 309–320, 1998.

SINCLAIR, M. R. An extended climatology of extratropical cyclones over the southern hemisphere. **Weather and Climate**, v. 15, p. 21–32, 1996.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; WANG, W.; POWERS, J. G. A description of the advanced research wrf version 2. **NCAR Tech Note**, p. 468, 2005.

SPENCER, P. L.; STENSRUD, D. J. Simulating flash flood events: Importance of the subgrid representation of convection. **Monthly weather review**, v. 126, n. 11, p. 2884–2912, 1998.

STANSKI, H. R.; WILSON, L. J.; BURROWS, W. R. **Survey of common verification methods in meteorology**. [S.l.]: World Meteorological Organization, 1989.

STENSRUD, D. J. **Parameterization schemes: keys to understanding numerical weather prediction models**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2007.

SUTCLIFFE, R. A contribution to the problem of development. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 73, n. 317-318, p. 370–383, 1947.

TARTAGLIONE, N. Relationship between precipitation forecast errors and skill scores of dichotomous forecasts. **Weather and Forecasting**, v. 25, n. 1, p. 355–365, 2010.

TIBALDI, S.; BUZZI, A.; MALGUZZI, P. Orographically induced cyclogenesis: Analysis of numerical experiments. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 9, p. 1302–1314, 1980.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science: An Introductory Survey**: 2nd edition. [S.l.]: Academic Press, 2006. 483 p.

WANG, C.-C.; HUANG, H.-L.; LI, J.-L.; LEOU, T.-M.; CHEN, G. T.-J. An evaluation of the performance of the cwb nfs model for warm-season rainfall distribution and propagation over the east asian continent. **Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences**, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences, v. 22, n. 1, p. 49–69, 2011.

WANG, W.; SEAMAN, N. L. A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 2, p. 252–278, 1997.

WEBB, E. Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 96, n. 407, p. 67–90, 1970.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. [S.l.]: Access Online via Elsevier, 2011. 704 p.

YAGUCHI, S. M. **SIMULAÇÃO EM ALTA RESOLUÇÃO DO CICLO DIURNO DA PRECIPITAÇÃO EM REGIÃO DE TOPOGRAFIA COMPLEXA**. 2013. 100 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.