



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/03.03.01.59-TDI

ESQUEMA DE MICROFÍSICA DE NUVENS NO MODELO ETA: DIAGNÓSTICO E TESTES DE SENSIBILIDADE

Lianet Hernández Pardo

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pela Dra.
Chou Sin Chan, aprovada em 28
de março de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L9HU3E>>

INPE
São José dos Campos
2016

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@inpe.br

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

Presidente:

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

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

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

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

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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

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



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/03.03.01.59-TDI

ESQUEMA DE MICROFÍSICA DE NUVENS NO MODELO ETA: DIAGNÓSTICO E TESTES DE SENSIBILIDADE

Lianet Hernández Pardo

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pela Dra.
Chou Sin Chan, aprovada em 28
de março de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L9HU3E>>

INPE
São José dos Campos
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Pardo, Lianet Hernández.

P214e Esquema de microfísica de nuvens no modelo ETA: diagnóstico e testes de sensibilidade / Lianet Hernández Pardo. – São José dos Campos : INPE, 2016.

xx + 99 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/03.03.01.59-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.

Orientadora : Dra. Chou Sin Chan.

1. Parametrização. 2. Microfísica de nuvens. 3. Testes de sensibilidade. 4. Precipitação. 5. Modelo Eta. I.Título.

CDU 551.576:551.509.313



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


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

Aluno (a): **Lianet Hernández Pardo**

Título: " ESQUEMA DE MICROFÍSICA DE NUVENS NO MODELO ETA: DIAGNÓSTICO E TESTES DE SENSIBILIDADE ".

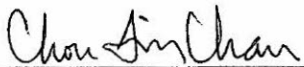
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Mestre** em
Meteorologia

Dr. Marcos Daisuke Oyama



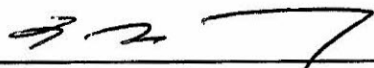
Presidente / IAE/DCTA / SJCampos - SP

Dra. Chou Sin Chan



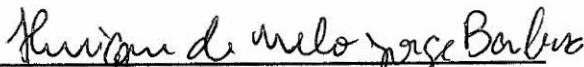
Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Luiz Augusto Toledo Machado



Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Henrique de Melo Jorge Barbosa



Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 28 de Março de 2016

AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha família e aos meus amigos pelo apoio infinito; a minha orientadora e aos professores do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia do INPE, pelo conhecimento que me transmitiram durante o mestrado; e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de estudos que me permitiu transitar esse caminho.

Gostaria também de agradecer aos membros da banca examinadora, pela disponibilidade para participar na avaliação desse trabalho.

Agradeço a Arletis Roque, pelas sugestões fornecidas e pela ajuda na adaptação do método de avaliação; a Reynier Hernández, pelo suporte com relação ao Latex e ao Linux; a Roylan Hernández e a Maibys Sierra, pelas dicas de Linux; e especialmente a Mylene Jaen, pela revisão do texto.

A Darsys Agüero, pela assistência incondicional, muito obrigada.

Agradeço também a Jorge Luís Gomes, pelas sugestões proporcionadas com relação ao esquema de microfísica, e a Gustavo Sueiro, por me mostrar os aspectos técnicos básicos para compilar e executar o modelo Eta.

RESUMO

A ocorrência de inundações e outros desastres causados por chuvas intensas, evidenciam a necessidade da previsão acurada destes eventos, aspecto aonde a modelagem numérica da atmosfera é imprescindível. Algumas situações, como no caso das precipitações em bacias pequenas, precisam de previsões com alta resolução, pois as variações devidas aos detalhes da topografia adquirem maior relevância a medida que diminui o espaçamento de grade. Por sua vez, a modelagem em alta resolução requer de um eficiente funcionamento da parametrização de microfísica, devido a que, para pequenos espaçamentos de grade, este esquema é o responsável pela produção do total de chuva no modelo. No caso do modelo Eta, pesquisas prévias verificaram que as previsões de precipitação com 1 km de espaçamento de grade apresentam uma tendência à superestimação dos núcleos de máximos acumulados, quando comparadas com as estimativas de precipitação *Merge*. Para valorar as potencialidades de alguns aspectos da parametrização de microfísica em melhorar as previsões de chuva do modelo Eta com 1 km de espaçamento de grade, foi efetuada esta pesquisa. Utilizando um método de avaliação orientado a objetos, foram selecionados cinco casos de estudo com relativamente boa distribuição espacial da chuva na previsão do modelo, num domínio centrado na região serrana do Rio de Janeiro. Em primeiro lugar, foi diagnosticada a importância relativa dos processos parametrizados, analisando as magnitudes das taxas de conversão de cada um deles e a sua frequência de ocorrência, quanto executado o modelo Eta. Posteriormente, algumas variações na configuração do esquema de microfísica foram testadas, tanto no modelo *Kinematic Driver*, quanto no Eta. O *Kinematic Driver* contribuiu na compreensão da resposta do esquema, e permitiu economizar tempo e recurso computacional. Finalmente, a precipitação prevista pelo modelo Eta mostrou forte persistência frente às modificações na microfísica testadas, porém, leves melhorias foram obtidas ao diminuir numa ordem de grandeza a taxa da coleta de água de nuvem por gotas de chuva. Isto foi evidenciado na estimação dos máximos de precipitação, embora não no seu posicionamento.

ETA MODEL CLOUD MICROPHYSICS SCHEME: DIAGNOSIS AND SENSIBILITY TESTS

ABSTRACT

The need for accurate prediction of heavy rain is highlighted by the occurrence of floods and other disasters, in which the numerical modeling of the atmosphere is essential. Predictions with high resolution are needed in most situations, like in the case of rainfall in small basins, since the variations due to topographic details become more important as the grid spacing decreases. In turn, efficient microphysics parameterizations are required by high resolution models, because, for small grid spacing, this scheme is responsible for the total of generated rain. In the case of the Eta model, previous researches showed that forecasts with 1 km of grid spacing have a trend to an overestimation of rain in the nuclei of maximum, compared with the precipitation estimated by *Merge* product. In order to assess the potentiality of some aspects of the microphysics parameterization for improving precipitation forecasts of the Eta model with 1 km of grid spacing, this research was conducted. By using an object-based evaluation method, five study cases with relatively good spatial distribution of precipitation in the model forecast were selected. The model domain was centered on the mountainous region of Rio de Janeiro. Firstly, the relative importance of parameterized processes was diagnosed by analysing its conversion rate and its frequency of occurrence in the Eta model. Later, some variations in the configuration of Ferrier's microphysics scheme were tested both on Kinematic Driver and on Eta models. The Kinematic Driver contributed to the understanding of the scheme response, and allowed to economize time and computational resource. Finally, precipitation predicted by the Eta model showed strong persistence to tested changes in microphysics, however, slight improvements were obtained by decreasing the rate of cloud water collection by raindrops. This was evidenced in the estimation of the maximum of rainfall, though not in its position.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>	
2.1	Incremento de energia de um sistema (ΔE) devido à formação de uma gota de raio R a partir de vapor de água com pressão e . e_s é a pressão de saturação do vapor com relação a uma superfície plana de água à temperatura do sistema. Fonte: Wallace e Hobbs (2006)	6
2.2	Curvas de raio das gotas (R) em função do tempo (t), que representam o crescimento a) por condensação e b) por coleta. Fonte: Wallace e Hobbs (2006)	8
4.1	Representação da grade tipo E. Cada ponto indicado por H representa as variáveis relativas à massa e cada V , às de velocidade. Δx e Δy são os espaçamentos nas direções latitudinal e longitudinal, respectivamente, e d é usado para definir a resolução horizontal do modelo. Fonte: Black (1994)	24
4.2	Localização da área de interesse do estudo. A linha descontínua limita o domínio utilizado para as rodadas do modelo Eta com 5 km de espaçamento de grade, e a linha contínua preta, o de 1 km de espaçamento de grade. O sombreado representa a altitude da superfície (m).	26
4.3	Perfis da temperatura e da razão de mistura do vapor de água usados como condições iniciais das simulações realizadas com o modelo KiD	29
4.4	Processos parametrizados pelo esquema F02	31
4.5	Diagrama representativo do esquema de microfísica de nuvens F02	32
4.6	Taxa de autoconversão em função da razão de mistura da água líquida de nuvem. As linhas identificadas como Y15 correspondem com a autoconversão calculada usando os limiares definidos por Yin et al. (2015), e a L83, com o método de Lin et al. (1983), considerando densidade unitária.	39
4.7	Intercepto da distribuição de tamanhos da chuva em função da razão de mistura das gotas de chuva. A linha identificada como T04 corresponde com o método de Thompson et al. (2004), e a denominada Z08, com o método de Zhang et al. (2008), considerando densidade unitária.	41
5.1	Acumulado de precipitação (mm/dia) correspondente ao período desde as 12 UTC do 01/01/2000 às 12 UTC do 02/01/2000. a) Previsão do modelo Eta, b) Estimativas <i>Merge</i>	46

5.2	Acumulado de precipitação (mm/dia) correspondente ao período desde as 12 UTC do 28/12/2008 às 12 UTC do 29/12/2008. a) Previsão do modelo Eta, b) Estimativas <i>Merge</i>	47
5.3	Acumulado de precipitação (mm/dia) correspondente ao período desde as 12 UTC do 04/12/2009 às 12 UTC do 05/12/2009. a) Previsão do modelo Eta, b) Estimativas <i>Merge</i>	47
5.4	Acumulado de precipitação (mm/dia) correspondente ao período desde as 12 UTC do 12/01/2011 às 12 UTC do 13/01/2011. a) Previsão do modelo Eta, b) Estimativas <i>Merge</i>	48
5.5	Acumulado de precipitação (mm/dia) correspondente ao período desde as 12 UTC do 27/12/2009 às 12 UTC do 28/12/2009. a) Previsão do modelo Eta, b) Objetos detectados na previsão, c) Estimativas <i>Merge</i> , d) Objetos detectados no <i>Merge</i>	49
5.6	Frequências dos processos parametrizados e valores absolutos das suas taxas de conversão	51
5.7	Taxas de conversão dos processos parametrizados ao dividir os eventos em classes, segundo a magnitude da conversão atingida.	52
5.8	Comparação das frequências dos processos parametrizados e dos valores absolutos de suas taxas de conversão segundo a intensidade da precipitação acumulada em 24 horas	52
5.9	Perfis verticais médios dos processos de microfísica durante 48 horas de integração, nos pontos analisados	54
5.10	Perfis verticais médios (a) da coleta de água de nuvem por gotas de chuva e (b) da autoconversão da água de nuvem para gotas de chuva	54
5.11	Geração de chuva na camada inferior da coluna situada no ponto (21,58S;44,90W), no experimento correspondente a 11/01/2011. a) Evolução da precipitação acumulada na coluna e da geração de chuva na camada superficial por autoconversão e coleta. b) Perfis de vapor de água e água líquida de nuvem na coluna.	55
5.12	Pontos onde se detectou a geração de precipitação, de forma exclusiva na camada inferior da coluna de ar, quando executado o modelo Eta com 1 km de espaçamento de grade.	55
5.13	Simulação do caso quente pelo esquema de microfísica F02 no modelo KiD. Em sombreado, se representam as razões de mistura (kg/kg) de : a) a água líquida de nuvem e b) as gotas de chuva	56
5.14	Simulação do caso profundo pelo esquema de microfísica F02 no modelo KiD. Em sombreado, se representam as razões de mistura (kg/kg) de : a) a água líquida de nuvem, b) o gelo e c) as gotas de chuva	57

5.15	Precipitação em superfície gerada pelo esquema de microfísica F02 no modelo KiD, variando as magnitudes dos processos parametrizados. A legenda indica o processo modificado em cada caso. a) Caso quente e b)-c) Caso profundo	58
5.16	Modificações introduzidas na simulação do caso profundo, ao diminuir arbitrariamente a taxa de fusão do gelo. Os valores positivos correspondem com aumentos nas magnitudes. a) Variação na taxa de fusão do gelo (kg/kg), b) Variação na razão de mistura do gelo (kg/kg), e c) Variação na razão de mistura das gotas de chuva (kg/kg)	60
5.17	Modificações introduzidas na simulação do caso profundo, ao diminuir arbitrariamente a taxa de <i>riming</i> . Os valores positivos correspondem com aumentos nas magnitudes. a) Variação na taxa de <i>riming</i> (kg/kg), b) Variação na razão de mistura da água líquida de nuvem (kg/kg) c) Variação na razão de mistura do gelo (kg/kg), e d) Variação na razão de mistura das gotas de chuva (kg/kg)	61
5.18	Precipitação em superfície gerada pelo esquema F02 no modelo KiD, na simulação do caso quente. Comparações da simulação padrão com as simulações em que: a) a autoconversão é calculada pelos métodos de Schultz (1995) (S95), Yin et al. (2015) (Y15) e Lin et al. (1983) (L83), b) o intercepto da distribuição de tamanhos da chuva é diagnosticado pelos métodos de Thompson et al. (2004) (T04) e Zhang et al. (2008) (Z08), c) a condensação é corrigida pelo método de Kogan e Martin (1994) (KM94), e d) a concentração das gotas de nuvem é alterada.	62
5.19	Precipitação em superfície gerada pelo esquema F02 no modelo KiD, na simulação do caso profundo. Comparações da simulação padrão com as simulações em que: a) a autoconversão é calculada pelos métodos de Schultz (1995) (S95), Yin et al. (2015) (Y15) e Lin et al. (1983) (L83), b) o intercepto da distribuição de tamanhos da chuva é diagnosticado pelos métodos de Thompson et al. (2004) (T04) e Zhang et al. (2008) (Z08), c) a fração de gelo e neve é variada, d) a condensação é corrigida pelo método de Kogan e Martin (1994) (KM94), e) a concentração das gotas de nuvem é alterada e f) se utilizam S95 e Z08 simultaneamente.	63
5.20	Acumulados de precipitação (mm/dia) na previsão do modelo Eta entre as 12 UTC 04/12/2009 e as 12 UTC 05/12/2009. a) Previsão original b) Previsão em que é removido o excesso de vapor de água e de água líquida de nuvem da camada superficial em alguns pontos do domínio	65
5.21	Evolução de a) a água líquida de nuvem, b) o gelo e c) a chuva no ponto situado (23S;45W). Experimento padrão.	66

5.22	Influência das modificações no esquema de microfísica sobre os acumulados de precipitação (mm/dia) da previsão do modelo Eta entre as 12 UTC 28/12/2008 e as 12 UTC 29/12/2008. a) Previsão de precipitação original, b) Diferenças entre a previsão em que a concentração de gotas de nuvem foi aumentada para 300.10^6 m^{-3} e a original, c) Diferenças entre a previsão em que se utilizou o método Z08 e a original, e d) Diferenças entre a previsão em que se utilizou o método S95 e a original. Nas figuras b), c) e d), o sombreado representa as diferenças, e os contornos, os acumulados de precipitação na versão original	68
5.23	Tendências da média na área da precipitação gerada pelo esquema F02 no modelo Eta, com diferentes configurações, e da chuva estimada pelo CMORPH, correspondentes a: a) 27/12/2008 e b) 11/01/2011	69
5.24	Precipitação no ponto situado em (23S;45W), correspondente ao caso do dia 11/01/2011 entre as 30 e as 36 horas de integração, em diferentes experimentos	69
5.25	Fator de redução de coleta de água de nuvem por gotas de chuva, aplicado nos experimentos em que foi utilizado o método C_{Exp}	71
5.26	Influência das modificações no esquema de microfísica sobre os acumulados de precipitação (mm/dia) da previsão do modelo Eta entre as 12 UTC 28/12/2008 e as 12 UTC 29/12/2008. Diferenças entre a precipitação acumulada em 24 horas nos experimentos em que foi reduzida a coleta e no experimento padrão. A coleta foi reduzida pelo método a) $C_{.1}$ e b) C_{Exp} . O sombreado representa as diferenças, e os contornos os acumulados de precipitação na previsão original.	72
5.27	Tendências da média na área da precipitação gerada pelo esquema F02 no modelo Eta, com diferentes configurações, e da chuva estimada pelo CMORPH, correspondentes a: a) 27/12/2008, b) 03/12/2009, c) 26/12/2009 e d) 11/01/2011	73
5.28	Tendências da média na área da precipitação gerada pelo esquema F02 no modelo Eta, com diferentes configurações, nos experimentos com tratamento especial à camada superficial, e da chuva estimada pelo CMORPH, correspondentes a: a) 03/12/2009, b) 11/01/2011	74
5.29	Diferenças geradas num ponto do domínio, produto da introdução da modificação $C_{.1}$ no algoritmo de microfísica. As figuras se referem aos campos de: a) Coleta de água líquida de nuvem por gotas de chuva, b) Água líquida de nuvem, c) Autoconversão, d) Gelo, e) Deposição e f) Chuva	75

A.1	Situação sinótica correspondente às 12 UTC do 01/01/2000 a partir de dados de CFSR. Em sombreado se representa a umidade específica em superfície (g/kg), a pressão no nível médio do mar (hPa) é indicada pelos contornos pretos, e as linhas de corrente indicam o vento no nível de 200 hPa	95
A.2	Situação sinótica correspondente às 12 UTC do 28/12/2008, a) Carta sinótica da Marinha do Brasil, b) Dados de CFSR. Em sombreado se representa a umidade específica em superfície (g/kg), a pressão no nível médio do mar (hPa) é indicada pelos contornos pretos, e as linhas de corrente indicam o vento no nível de 200 hPa	96
A.3	Situação sinótica correspondente às 12 UTC do 04/12/2009, a) Carta sinótica da Marinha do Brasil, b) Dados de CFSR. Em sombreado se representa a umidade específica em superfície (g/kg), a pressão no nível médio do mar (hPa) é indicada pelos contornos pretos, e as linhas de corrente indicam o vento no nível de 200 hPa	97
A.4	Situação sinótica correspondente às 12 UTC do 27/12/2009, a) Carta sinótica da Marinha do Brasil, b) Dados de CFSR. Em sombreado se representa a umidade específica em superfície (g/kg), a pressão no nível médio do mar (hPa) é indicada pelos contornos pretos, e as linhas de corrente indicam o vento no nível de 200 hPa	98
A.5	Situação sinótica correspondente às 12 UTC do 12/11/2011, a) Carta sinótica da Marinha do Brasil, b) Dados de CFSR. Em sombreado se representa a umidade específica em superfície (g/kg), a pressão no nível médio do mar (hPa) é indicada pelos contornos pretos, e as linhas de corrente indicam o vento no nível de 200 hPa	99

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
4.1 Coordenadas geográficas dos pontos escolhidos para o diagnóstico	38
5.1 Datas das previsões de precipitação do modelo Eta avaliadas para escolher os casos de estudo	45
5.2 Valores dos índices de avaliação aplicados aos casos de estudo	46
5.3 Situação sinótica em baixos níveis correspondente aos casos de estudo escolhidos.	50
5.4 Resultados do método de avaliação orientado a objetos aplicado a alguns dos casos de estudo antes e depois de introduzidas as modificações S95, Z08, e $N=300.10^6 \text{ m}^{-3}$	70
5.5 Resultados do método de avaliação orientado a objetos aplicado aos casos de estudo com e sem modificação da coleta	76

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	3
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	5
2.1 Microfísica de nuvens	5
2.1.1 Nuvens quentes	5
2.1.1.1 Nucleação de gotículas de água	5
2.1.1.2 Crescimento das gotas por condensação	7
2.1.1.3 Crescimento das gotas por coleta	9
2.1.2 Nuvens frias	10
2.1.2.1 Nucleação de partículas de gelo	10
2.1.2.2 Crescimento do gelo a partir do vapor de água	11
2.1.2.3 Crescimento do gelo por <i>riming</i>	12
2.1.2.4 Crescimento do gelo por agregação	12
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	13
3.1 Parametrizações de microfísica	13
3.2 Testes de sensibilidade e modificações aos esquemas de microfísica	17
4 METODOLOGIA	23
4.1 Modelo Eta	23
4.1.1 Configuração	25
4.2 Modelo KiD	27
4.3 Parametrização de microfísica de Ferrier et al. (2002)	30
4.4 Seleção dos casos de estudo	34
4.4.1 Método de avaliação orientado a objetos	35
4.4.1.1 Detecção e análise dos objetos	35
4.4.1.2 Determinação dos pares de objetos observação-previsão	36
4.4.1.3 Avaliação dos índices de verificação	37
4.5 Diagnóstico da importância relativa dos processos de microfísica parametrizados	38
4.6 Modificações no esquema de microfísica de nuvens	39
4.6.1 Modificações no cálculo da autoconversão	39

4.6.2	Modificações no intercepto da distribuição de tamanhos da chuva . . .	41
4.6.3	Correção ao método de ajuste à saturação	42
4.6.4	Outras modificações	42
5	RESULTADOS	45
5.1	Escolha dos casos de estudo	45
5.2	Diagnóstico do funcionamento da parametrização de microfísica de nuvens de Ferrier et al. (2002)	50
5.3	Modificações ao esquema de microfísica de nuvens	56
5.3.1	Testes no modelo KiD	56
5.3.1.1	Sensibilidade do esquema a variações nas taxas de conversão dos processos de microfísica representados	57
5.3.1.2	Sensibilidade do esquema a modificações na sua configuração	61
5.3.2	Testes no modelo Eta	64
5.3.2.1	Efeito das modificações na autoconversão, no intercepto da distribuição de tamanhos da chuva e na concentração de gotículas de nuvens na previsão de precipitação do modelo Eta	67
5.3.2.2	Efeito das modificações na coleta de água de nuvem por gotas de chuva na previsão de precipitação do modelo Eta	71
6	CONCLUSÕES	77
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	79
	APÊNDICE A - Mapas sinóticos dos casos de estudo	95

1 INTRODUÇÃO

Segundo projeções de mudanças climáticas, as probabilidades de incidência de eventos de chuva extrema em algumas regiões do Brasil tendem a aumentar (MARENGO, 2008), o que poderia incrementar a ocorrência de desastres, como inundações, por exemplo, que atribuem especial importância às precipitações nas bacias dos rios. Porém, o impacto da chuva na superfície depende de vários fatores, entre eles: localização, duração e condições prévias do solo, o que faz com que a previsão das consequências de um evento meteorológico seja mais complicada. Compete à meteorologia o fornecimento dos detalhes da precipitação prevista, com a maior acurácia possível, tarefa em que a modelagem numérica desempenha um papel primordial.

A previsão do tempo recebeu um forte impulso com o desenvolvimento dos recursos computacionais. Eles permitem que a resolução das equações que governam o comportamento da atmosfera seja realizada em um período de tempo relativamente curto, suficiente para antecipar a ocorrência dos eventos meteorológicos com um nível de acurácia razoável. No entanto, a discretização das equações, mesmo com uma resolução considerada alta, não possibilita que todos os fenômenos sejam resolvidos, mas aqueles que acontecem nas escalas maiores. Por sua vez, os efeitos dos processos da sub-grade têm que ser incluídos nas equações, para obter resultados realistas e diminuir o erro das previsões, aspecto discutido precocemente por Charney (1951). O termo “parametrizações” refere-se às formulações dos efeitos dos processos da sub-grade em termos das variáveis resolvidas explicitamente no modelo.

Nos modelos de previsão numérica do tempo, os processos de mudança de fase da água na atmosfera, tendo em conta o calor latente associado, seus fluxos e as interações entre os hidrometeoros, são representados mediante a “parametrização de microfísica de nuvens”. Este esquema é responsável pela produção de chuva no modelo, junto à “parametrização de cumulus”¹. Porém, quando a resolução do modelo é suficientemente alta, considera-se que a convecção é resolvida na grade e, nesse caso, o total de chuva é produzido pela parametrização de microfísica de nuvens (DONE et al., 2004; SCHWARTZ et al., 2009).

Avaliar a capacidade do esquema de microfísica de prever adequadamente a precipitação é uma tarefa complicada, visto que a maioria dos modelos são executados empregando resoluções onde é necessário usar uma combinação deste tipo de parametrização, com uma parametrização de cumulus. Assim, a precipitação prevista é

¹A parametrização de cumulus também é chamada “parametrização de convecção”

o resultado da interação entre eles.

Uma validação do modelo Eta, do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC)/ Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), com espaçamento de grade de 8 km e 40 km, respectivamente, mostrou que as previsões superestimam a quantidade de eventos de chuvas fracas e subestimam a quantidade de chuvas fortes. Com 8 km de espaçamento de grade obtiveram-se melhores resultados para eventos de chuva moderada ou forte do que com espaçamentos de 40 km e o contrário aconteceu com as chuvas fracas (VIEIRA et al., 2013). Porém, as conclusões que podem ser geradas com relação ao comportamento do esquema de microfísica, usando este tipo de validação, ainda ficam ambíguas, pois nessas escalas é imprescindível a parametrização de cumulus.

Para excluir os efeitos da parametrização de convecção, é necessário aumentar a resolução até que seja possível produzir chuva somente com a parametrização de microfísica. Apesar de que os erros devidos a deslocamentos na posição dos sistemas são mais evidentes em alta resolução, várias pesquisas mostram melhorias nas previsões de precipitação a medida que se diminui o espaçamento de grade (ROBERTS; LEAN, 2008; ROBERTS et al., 2009).

Devido à melhor descrição das estruturas, o aumento da resolução causa o aumento do realismo do resultado, mas não necessariamente da acurácia da previsão, como argumentado por Mass et al. (2002). Ao “enxergar” com maior detalhe, a validação da simulação de um modelo de alta resolução é mais exigente e, portanto, mais sensível a erros, sobretudo no posicionamento dos sistemas. No caso do modelo Eta, as rodadas feitas com 1 km de espaçamento de grade apresentam forte superestimação dos acumulados de chuva, especialmente em zonas de máximo bem localizadas (HERNÁNDEZ et al., 2015). Isto sugere que é necessário ajustar alguns dos fatores que intervêm na produção de precipitação no modelo, um dos quais é a parametrização de microfísica de nuvens.

O modelo regional Eta², desenvolvido e usado operacionalmente no CPTEC desde 1996 é uma versão do código do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP)³ e originado na Universidade de Belgrado (MESINGER; JANJIC, 1974)⁴. Seu nome se deriva da letra grega η (eta), que denota a coordenada vertical utilizada (MESINGER, 1984). O modelo usa como esquema de microfísica o algoritmo de Ferrier

²<http://etamodel.cptec.inpe.br>

³http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/wrkstn_eta

⁴O artigo de Mesinger e Janjic (1974) é a primeira referência ao modelo precursor do Eta.

et al. (2002), que inclui seis tipos de hidrometeoros, mistura de fases entre $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, e distribuições exponenciais dos tamanhos das partículas.

Para compreender melhor o efeito provocado por mudanças no esquema de microfísica de nuvens sobre a geração de precipitação, resultaria útil isolar esse algoritmo dos complicados mecanismos que atuam nos modelos de previsão numérica do tempo e o clima. Porém, é necessário implementar um ambiente relativamente realista, e introduzir variações nele, de forma que seja possível analisar as respostas da microfísica. Uma ferramenta empregada por numerosos autores para atingir esse objetivo é o modelo *Kinematic Driver* (KiD) (SHIPWAY; HILL, 2012). Este modelo está desenhado de forma flexível para facilitar a incorporação de qualquer parametrização de microfísica, e permitir a realização de comparações entre esquemas e de testes de sensibilidade, sem requerer uma alta capacidade de cômputo.

1.1 Objetivos

A presente pesquisa tem como objetivo principal determinar a sensibilidade do esquema de microfísica de Ferrier et al. (2002) a variações na sua configuração, para avaliar a potencialidade destas modificações de melhorar a previsão de precipitação do modelo Eta em alta resolução.

As suposições adotadas na construção do esquema de microfísica afetam a geração de chuva no modelo. Baseado nisso, para atingir a finalidade principal, é possível estabelecer um conjunto de objetivos específicos:

- Definir a importância dos processos incluídos no esquema de microfísica de nuvens de Ferrier et al. (2002), mediante o estudo das componentes das tendências devido a cada um deles.
- Propor mudanças nos parâmetros e equações do esquema de microfísica de Ferrier et al. (2002), visando ajustar a produção de chuva nele.
- Determinar vias para reduzir a precipitação gerada pelo esquema de microfísica de Ferrier et al. (2002), mediante a realização de testes de sensibilidade no modelo KiD.
- Realizar testes de sensibilidade no modelo Eta, para analisar o efeito provocado pelas mudanças no esquema de Ferrier et al. (2002) sobre a previsão de precipitação.

A seguir, no capítulo 2, detalha-se a fundamentação teórica desta pesquisa. No capítulo 3, apresenta-se a revisão da bibliografia vinculada ao tema. A metodologia e os dados que foram usados constituem o conteúdo do capítulo 4. Por outro lado, no capítulo 5 se comentam os resultados obtidos e, finalmente, as conclusões são apresentadas no capítulo 6.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

É sabido a importância de introduzir os fenômenos de microfísica de nuvens nos modelos de previsão do tempo. Porém, para compreender qualquer parametrização, é necessário ter um conhecimento básico dos processos físicos que a fundamentam. Ainda existem muitas incertezas na descrição das mudanças de fase e da formação de hidrometeoros na atmosfera, pela natureza caótica da mistura de gases e partículas em suspensão que a compõem e pela dificuldade para obter observações diretas. A seguir, apresenta-se um resumo dos principais aspectos relacionados com a formação de nuvens e de partículas precipitantes.

2.1 Microfísica de nuvens

O estudo dos processos de microfísica de nuvens comumente separa os que acontecem nas nuvens quentes, com temperaturas maiores do que $0^{\circ}C$, daqueles que ocorrem a temperaturas abaixo de $0^{\circ}C$, nuvens frias, pois estes últimos envolvem maior variedade de fases e são mais complexos.

2.1.1 Nuvens quentes

2.1.1.1 Nucleação de gotículas de água

Segundo [Kashchiev \(2000\)](#), a nucleação é a etapa inicial das transições de fase¹, quando aparecem os precursores da nova fase no sistema, como resultado de flutuações aleatórias na sua densidade. Ele argumenta que, em geral, a “força” que causa a nucleação é a necessidade da mudança para um estado com menor energia livre de Gibbs. O texto de [Hobbs \(2000\)](#) pode ser consultado para discernir os critérios para o estado de equilíbrio e as transformações espontâneas, baseado na definição dessa grandeza.

Supondo a formação de uma gotícula de água de raio R , à temperatura e pressão constantes, em um ambiente livre de partículas sólidas ou líquidas em suspensão (nucleação homogênea), o incremento de energia do sistema é representado na Equação 2.1:

$$\Delta E = 4\pi R^2\sigma - \frac{4}{3}\pi R^3nkT \ln \frac{e}{e_s} \quad (2.1)$$

O primeiro termo se refere ao o trabalho requerido para criar a interface vapor-

¹No texto se faz referência às transições de fase de primeira ordem.

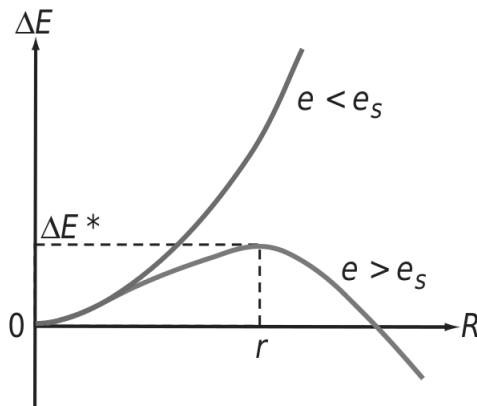


Figura 2.1 - Incremento de energia de um sistema (ΔE) devido à formação de uma gota de raio R a partir de vapor de água com pressão e . e_s é a pressão de saturação do vapor com relação a uma superfície plana de água à temperatura do sistema. Fonte: Wallace e Hobbs (2006)

líquido, onde σ representa a energia superficial². O segundo termo expressa a variação da energia livre de Gibbs no sistema, onde n é a quantidade de moléculas de água por unidade de volume e k , a constante de Boltzmann. e simboliza a pressão do vapor de água e e_s é a pressão de saturação do vapor com relação a uma superfície plana de água à temperatura do sistema (T) (WALLACE; HOBBS, 2006; HOBBS, 2000).

Como explicado por Houze (1994) e Wallace e Hobbs (2006), na figura 2.1 se mostra que, quando existe subsaturação: $\ln \frac{e}{e_s} < 0$, ΔE é positivo e aumenta com R , o que não favorece a formação de gotas. Neste tipo de situação, embora as interações entre as moléculas possam formar pequenas gotas aleatoriamente, elas se evaporam de imediato. No caso de supersaturação ($\ln \frac{e}{e_s} > 0$), ΔE pode ser positivo ou negativo, dependendo do raio da gota. A equação de Kelvin (Equação 2.2) expressa a magnitude do raio crítico (r) em função da saturação e da temperatura. Para os valores do raio maiores do que r , ΔE diminui e o crescimento das gotículas é favorecido.

$$r = \frac{2\sigma}{nkT \ln \frac{e}{e_s}} \quad (2.2)$$

Assim, as gotículas que conseguem alcançar este raio devido às colisões aleatórias das

²Neste caso, o valor numérico da energia superficial coincide com o da tensão superficial

moléculas de água, continuarão crescendo espontaneamente. O valor do raio crítico depende fortemente da umidade relativa, enquanto a dependência da temperatura é relativamente fraca nas temperaturas troposféricas (HOUZE, 1994).

È possível achar a relação entre a umidade relativa (UR) e o raio crítico, lembrando que $UR = (e/e_s)100$. A $5^\circ C$, por nucleação homogênea, para $UR = 112\%$, $r \approx 0,01\mu m$, e para $UR = 100.12\%$, $r \approx 1\mu m$, portanto, o raio que a gotícula precisa atingir para sobreviver, em correspondência com os valores de supersaturação que se alcançam na atmosfera (1%), é muito grande para ser alcançado por colisões aleatórias, o que explica a ausência de este tipo de processo na prática (WALLACE; HOBBS, 2006; HOUZE, 1994; FLETCHER et al., 2011).

A nucleação heterogênea acontece quando o vapor de água entra em contato ou contém água em outra fase ou partículas de outras espécies químicas. Essas superfícies, se hidrofílicas, são chamadas de “núcleos de condensação” (CCN, por sua sigla em inglês), e são os lugares preferenciais para a formação dos agrupamentos de moléculas de água em estado líquido. Considerando que o raio de curvatura da gotícula, ao se espalhar na superfícies do CCN, é maior do que seria se a mesma quantidade de moléculas tivesse se agrupado em ausência de CCN, a umidade relativa necessária para se encontrar em equilíbrio é menor (HOUZE, 1994).

Se os CCN forem solúveis em água, a eficiência da nucleação será reforçada. A pressão de saturação do vapor de água sobre uma dissolução é geralmente menor que sobre uma superfície de água pura, $\frac{e}{e_s}$ aumenta, o valor do raio crítico diminui, e, portanto, a nucleação acontece mais facilmente (HOUZE, 1994; FLETCHER et al., 2011).

2.1.1.2 Crescimento das gotas por condensação

A Equação 2.3 (WALLACE; HOBBS, 2006) expressa a taxa de crescimento por condensação de uma gotícula isolada, com raio R , situada em um ambiente supersaturado, com densidade do vapor de água ρ_v :

$$R \frac{dR}{dt} = G_l S \quad (2.3)$$

onde $G_l = D \frac{\rho_v}{\rho_l}$, ρ_l é a densidade da água líquida, D é o coeficiente de difusão, que representa o fluxo de vapor de água através de uma superfície de área unitária, em presença de um gradiente unitário na densidade do vapor, e S é a supersaturação

do ambiente.

A Equação 2.3 é válida para $R \geq 1 \mu m$, pois negligencia o efeito do soluto e da curvatura da gotícula, que seriam significativos para raios menores. A velocidade de crescimento da gota por condensação é inversamente proporcional ao seu raio, ou seja, durante um intervalo inicial, o raio aumenta rapidamente, como mostrado na figura 2.2, mas a sua taxa de crescimento diminui com o tempo, até ser negligenciável (WALLACE; HOBBS, 2006).

As distribuições de tamanhos das gotículas, obtidas por medições diretas e por cálculos que consideram crescimento por condensação, mostram boa concordância durante os primeiros minutos do crescimento, até a gotícula alcançar o raio de $10 \mu m$. Porém, segundo a Equação 2.3, o tempo necessário para chegar até o raio de $1 mm$, típico das gotas de chuva, seria de várias dezenas de horas, enquanto, na realidade, uma nuvem cumulo pode desenvolver-se e precipitar em questão de 30 minutos. Portanto, o crescimento somente por condensação não é suficiente para justificar a formação de gotas de chuva, outros mecanismos devem ser considerados (CHANDRASEKAR, 2010).

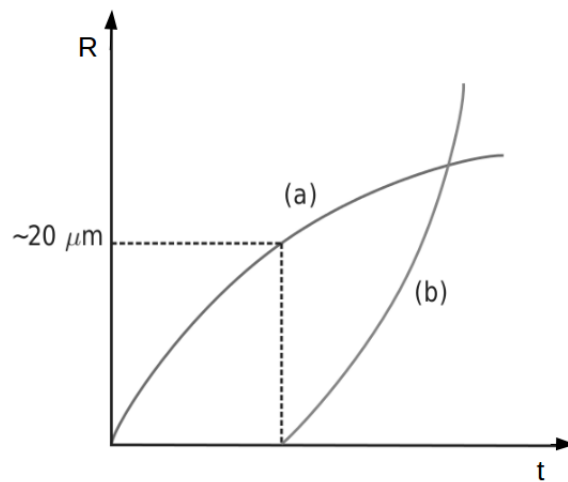


Figura 2.2 - Curvas de raio das gotas (R) em função do tempo (t), que representam o crescimento a) por condensação e b) por coleta.

Fonte: Wallace e Hobbs (2006)

2.1.1.3 Crescimento das gotas por coleta

Devido ao balanço entre as forças de gravidade, atrito e empuxo, durante a queda, as gotículas alcançam uma velocidade constante chamada “velocidade terminal”. Como esta velocidade depende da massa do corpo, as gotículas maiores colidem com as menores que se encontram no seu caminho, embora estas podem ser repelidas por efeitos aerodinâmicos, seguindo as linhas de corrente ao redor da gota coletora, como indicado por Wallace e Hobbs (2006). A distância crítica (y) entre as linhas que passam pelos centros das gotas na direção vertical (distância máxima que permite o choque), é usada para definir a seção transversal efetiva de colisão πy^2 . A Equação 2.4 expressa a eficiência de colisão, em termos da seção transversal efetiva e a geométrica $\pi(R_1 + R_2)^2$:

$$E = \frac{y^2}{(R_1 + R_2)^2} \quad (2.4)$$

onde R_1 é o raio da gota coletora e R_2 o raio da gotícula.

A colisão não garante a união das gotículas, de fato, a eficiência da coleta, E_c , se define como o produto da eficiência de colisão e a de coalescência E' . A coalescência depende da relação entre a energia do choque e a energia superficial (associada com a tensão superficial) da água. Isso determina a deformação devido ao impacto e a quantidade de ar que fica preso, que pode evitar o contato físico entre as gotas, e produzir um choque elástico (WALLACE; HOBBS, 2006).

Na figura 2.2, a linha b representa o crescimento de uma gota, segundo o modelo de coleta contínua em uma nuvem monodispersa. Pode-se observar que a taxa da coleta é negligenciável para raios menores do que $20 \mu m$, mas se incrementa rapidamente e predomina sobre o crescimento por condensação, depois de um intervalo inicial.

O modelo de coleta contínua permite calcular a taxa de crescimento de uma gota de massa m_1 , com velocidade terminal de queda v_1 , se movimentando através de uma nuvem com gotículas de velocidade terminal v_2 . Considerando que as gotículas estão distribuídas uniformemente:

$$\frac{dm_1}{dt} = K(R_1, R_2)w_l \quad (2.5)$$

onde w_l representa o conteúdo de água líquida relativo às gotículas de raio R_2 , isto é,

a quantidade de água líquida por unidade de volume de ar, em kg/m^3 , e $K(R_1, R_2)$ é chamado “Núcleo da coleta”, e se define como:

$$K(R_1, R_2) = E_c \pi (R_1 + R_2)^2 (v_1 - v_2) \quad (2.6)$$

Ao considerar que as gotículas seguem uma distribuição polidispersa, a equação 2.5 se torna:

$$\frac{dm_1}{dt} = \frac{4\pi\rho_l}{3} \int K(R_1, R_2) n(R_2) R_2^3 dR_2 \quad (2.7)$$

Porém, o tempo previsto pelo modelo de coleta contínua para que as gotículas atinjam as dimensões características de gotas de chuva é maior, por um fator de dois ou mais, que o tempo medido em observações. Esta falha provém de desconsiderar o aspecto estocástico da coleta, o que pode ser enfrentado tomando como base a Equação da Coleta Estocástica, que é obtida a partir da análise da coagulação de gotas que experimentam um movimento browniano (PRUPPACHER; KLETT, 2012).

Segundo o modelo de coleta estocástica, para o caso hipotético de uma nuvem espacialmente homogênea em todos os instantes de tempo, o número total de gotas de tamanho k ($N_k = n_k V$) evolui da forma descrita pelo Equação 2.8.

$$\frac{dN_k}{dt} = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^{\infty} A_{i,k-i} N_i N_{k-i} - N_k \sum_{i=1}^{\infty} A_{ik} N_i \quad (2.8)$$

Na Equação 2.8, $A_{ik} \equiv \frac{K_{ik}}{V}$ representa a probabilidade de coalescência entre qualquer par k e i por unidade de tempo.

2.1.2 Nuvens frias

2.1.2.1 Nucleação de partículas de gelo

A nucleação homogênea do gelo a partir da água líquida é análoga à nucleação de gotas a partir do vapor: o núcleo deve alcançar as dimensões críticas para sobreviver e continuar crescendo. A magnitude característica das dimensões da partícula de gelo, considerada como um poliedro, é o raio da esfera inscrita nela, e é função da temperatura. As condições para a nucleação homogênea do gelo a partir da água líquida ocorrem a temperaturas menores que $-35^\circ C$ e $-40^\circ C$, portanto, é possível

a presença de água superesfriada nas nuvens, no intervalo de $0^{\circ}C$ a $-40^{\circ}C$ (HOUZE, 1994).

No entanto, a nucleação homogênea do gelo diretamente da fase gasosa não acontece naturalmente na atmosfera. Neste caso, o tamanho crítico dos núcleos tem uma dependência forte da temperatura e da umidade relativa. Estimções teóricas da taxa de agregação das moléculas na fase gasosa, para formar partículas de gelo de tamanho crítico, indicam que este tipo de nucleação ocorre somente a temperaturas menores que $-65^{\circ}C$ e com supersaturação de, aproximadamente, 1000%, o que é improvável na atmosfera (HOUZE, 1994).

Por observações das partículas das nuvens, tem-se determinado que os cristais de gelo se formam, a partir do vapor, a temperaturas entre $0^{\circ}C$ e $-40^{\circ}C$. Como a nucleação homogênea não ocorre nesse intervalo de temperaturas, os cristais devem-se formar por processos heterogêneos. Os núcleos de gelo, como no caso dos núcleos de condensação com relação às gotas, reduzem o tamanho que deve alcançar a agrupação de moléculas para se manter estável na nova fase. Porém, os requisitos necessários para que uma partícula seja núcleo de gelo fazem com que estes núcleos não sejam tão comuns na atmosfera: eles precisam ter uma estrutura similar à do cristal de gelo (HOUZE, 1994).

2.1.2.2 Crescimento do gelo a partir do vapor de água

A pressão de saturação do vapor com relação à água líquida é maior do que aquela com relação ao gelo. Portanto, as partículas de gelo crescem mais rapidamente a partir do vapor do que as gotas de água. Em uma nuvem com mistura de fases, contendo água superesfriada, o ar está perto da saturação com relação à água líquida, e em supersaturação com relação ao gelo. O crescimento do gelo a partir do vapor disponível diminui a pressão de vapor do ambiente, causando a subsaturação com relação à água líquida e a evaporação das gotas (WALLACE; HOBBS, 2006; CHANDRASEKAR, 2010).

A taxa de crescimento da partícula de gelo a partir do vapor pode ser calculada de forma semelhante à taxa de crescimento das gotas por condensação, mas com o inconveniente de que sua forma não é esférica. No entanto, considerando uma partícula de gelo esférica, com raio R , obtém-se:

$$\frac{dm}{dt} = \frac{C}{\epsilon_o} G_i S \quad (2.9)$$

onde $G_i = D\rho_v$, m representa a massa da partícula de gelo, C sua capacidade eletrostática, ϵ_o a permissividade do vácuo, e S a fração de supersaturação (WALLACE; HOBBS, 2006).

O produto $G_i S$ é máximo em $-14^\circ C$, principalmente porque a diferença entre a pressão de vapor de saturação sobre água e sobre gelo é máxima nessa temperatura (WALLACE; HOBBS, 2006).

2.1.2.3 Crescimento do gelo por *riming*

O crescimento por *riming* consiste no congelamento das gotículas superesfriadas na superfície das partículas de gelo com que colidem. A eficiência da coleta por este processo não é bem conhecida teórica ou empiricamente, mas geralmente se considera alta ou máxima (igual a 1). O grau de *riming* atingível é determinado principalmente pela razão de mistura da água líquida (HOUZE, 1994).

Quando o grau de *riming* provoca dificuldade para distinguir a forma original do cristal de gelo, a partícula chama-se *graupel*. Os granizos se produzem por casos extremos de crescimento por *riming*. Eles se formam em nuvens convectivas vigorosas e com alto conteúdo de água líquida. Se a coleta de água por este processo se produz muito rápido, a superfície do agregado de cristais de gelo pode atingir a temperatura de $0^\circ C$ e ficar coberta por uma camada em estado líquido (gelo “úmido”) (WALLACE; HOBBS, 2006).

2.1.2.4 Crescimento do gelo por agregação

As partículas de gelo podem crescer por colisão e agregação com outras, devido à diferença em suas velocidades terminais. Os cristais de gelo em forma de discos têm velocidades similares, o que diminui sua probabilidade de colisão. Contrariamente, as partículas que sofreram *riming* têm alta probabilidade de colisão, porque sua velocidade depende em maior medida das suas dimensões e do grau de *riming* (WALLACE; HOBBS, 2006).

A probabilidade de adesão é determinada principalmente pelo tipo de partícula e pela temperatura. Os cristais com formas complexas tendem a se aderir facilmente. Esta probabilidade aumenta com a temperatura, pois as superfícies se tornam mais “viscosas” (WALLACE; HOBBS, 2006).

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Para conseguir previsões acuradas, os modelos numéricos devem ter em conta os processos da sub-grade, o que se faz a partir de parametrizações, reproduzindo os efeitos dos fenômenos desta escala, em função das variáveis resolvidas pelo sistema de equações da dinâmica do modelo. Sem a parametrização dos processos da sub-grade mais significativos, as integrações do modelo cessam de ser realistas em um período curto, de um ou dois dias, para o escoamento de grande escala, a menos de 1 hora para as simulações de processos da escala das tormentas (KALNAY, 2003).

Por sua vez, a parametrização dos processos de microfísica de nuvens é particularmente importante. Estes processos intervêm acentuadamente na disposição dos campos meteorológicos. Além da influência direta na precipitação e na umidade, modificam a temperatura do ar, devido à absorção e liberação de calor latente pelas mudanças de fase da água, e às interações das nuvens com a radiação.

Uma revisão do estado da arte, com relação aos esquemas de microfísica já desenvolvidos e às modificações realizadas por vários autores é apresentada a seguir.

3.1 Parametrizações de microfísica

Inicialmente, nos modelos de baixa resolução, a saturação na grade era manipulada sem incluir as nuvens e a precipitação como variáveis explícitas, senão adicionando uma função de liberação de calor latente, e provendo precipitação imediatamente em baixo, na superfície. Esses modelos somente necessitavam acrescentar o vapor de água como variável advectada, além das variáveis dinâmicas do modelo, como comentado por Dudhia (2014).

Com o desenvolvimento dos meios de computo e da modelagem numérica, se tornou possível reproduzir a evolução das nuvens mediante parametrizações explícitas, ou seja, incorporando equações adicionais aos sistemas de equações básicos dos modelos, para prognosticar os tipos de partículas e as fases da água. As tendências contidas nestas equações têm componentes devido à advecção, ao transporte turbulento e aos processos de microfísica.

Todos os esquemas de microfísica de nuvem têm como objetivo prever ou simular os fluxos da água na atmosfera, assim como as suas transformações de fase, para finalmente permitir a previsão de precipitação. A simulação destes fenômenos é baseada na distinção de categorias (espécies), não só para as fases da água, mas também para os tipos de agregados e seus tamanhos. Atualmente são utilizadas duas

ou mais categorias para a água líquida (gotículas de nuvem, gotas de chuva, garoa), uma para o vapor de água e várias para o gelo (gelo de nuvem, neve, *graupel*, etc), embora os primeiros esquemas consideravam somente as fases gasosa e líquida. Aliás, algumas parametrizações de microfísica incluem espécies de aerossóis (THOMPSON; EIDHAMMER, 2014).

Um dos esquemas mais simples é o do Kessler (1969). Este esquema representa a condensação e a evaporação na nuvem de acordo com o nível de saturação, a produção de chuva, tanto por autoconversão quanto por coleta de água de nuvem, sua evaporação e velocidade de queda.

As parametrizações de microfísica se agrupam tipicamente em enfoques “*bulk*” e “*bin*”. Os enfoques *bin* resolvem a equação da tendência da função de distribuição de tamanhos dos hidrometeoros (f_k , onde k representa cada espécie de hidrometeoros), o que permite que a distribuição de tamanhos evolua livremente, acorde com a situação simulada (Equação 3.1).

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \rho f_k}{\partial t} + \frac{\partial \rho u f_k}{\partial x} + \frac{\partial \rho v f_k}{\partial y} + \frac{\partial \rho (w - V_t(m)) f_k}{\partial z} \\ & = \left(\frac{\partial f_k}{\partial t} \right)_{nucl} + \left(\frac{\partial f_k}{\partial t} \right)_{c/e} + \left(\frac{\partial f_k}{\partial t} \right)_{d/s} + \left(\frac{\partial f_k}{\partial t} \right)_{s/f} + \left(\frac{\partial f_k}{\partial t} \right)_{col} \dots + \frac{\partial}{\partial x_j} \left(K \frac{\partial}{\partial x_j} \rho f_k \right) \end{aligned} \quad (3.1)$$

Na Equação 3.1 u , v e w são as componentes da velocidade do vento e V_t é a velocidade de queda que depende da massa da partícula, do tipo de hidrometeoro, e da densidade do ar (ρ). Os termos da direita da equação representam as taxas de conversão devidas aos processos de microfísica, como a nucleação $(.)_{nucl}$, a condensação/evaporação $(.)_{c/e}$, a deposição/sublimação $(.)_{d/s}$, a solidificação/fusão $(.)_{s/f}$, as transformações devidas às colisões entre as partículas $(.)_{col}$, etc. O último termo da direita determina as mudanças produzidas pelo transporte turbulento com coeficiente K .

Para resolver a Equação 3.1 são aplicados métodos de discretização de f_k em dependência da massa, de forma análoga à discretização no espaço usada comumente na resolução das equações primitivas. Os enfoques mais clássicos dividem cada espécie segundo intervalos de massa i (*bins*) e, para cada uma destas subcategorias, formulam uma equação da tendência de f_k ($f_{i,k}$) (BERRY; REINHARDT, 1974a; BERRY; REINHARDT, 1974b; BERRY; REINHARDT, 1974c). Assim, a quantidade de equações

é proporcional ao número de *bins* definidos e à quantidade de tipos de hidrometeoros. Outras abordagens resolvem as equações das tendências referidas aos momentos de $f_{i,k}$ e portanto, a quantidade de equações se amplifica segundo a quantidade de momentos considerados (YOUNG, 1975; ENUKASHVILY, 1980; TZIVION et al., 1987; TZIVION et al., 1989).

Os momentos das funções de distribuição se definem como:

$$M_k^n = \int_0^\infty m^n f_k(m) dm \quad (3.2)$$

onde m representa a massa. Desta forma, a concentração de partículas constitui o momento zero, e a massa do conteúdo do hidrometeoros em questão, o primeiro momento.

Por sua vez, os enfoques *bulk* utilizam as equações das tendências dos momentos de f_k , considerando que a quantidade de *bins* é 1. Assim, o número de equações se reduz à quantidade de momentos, vezes a quantidade de espécies de hidrometeoros. Para isso, deve-se assumir uma distribuição de tamanhos específica para o total de hidrometeoros da mesma espécie, o que limita a versatilidade destes esquemas. Comumente, são utilizadas funções exponenciais inversas ao estilo de Marshall e Palmer (1948), ou distribuições gamma, como nos trabalhos de Ziegler (1985) e Ferrier (1994). Porém, devido ao seu baixo requerimento de recurso de cômputo, com relação aos *bins*, os enfoques *bulk* são amplamente aplicados, e numerosas técnicas têm sido desenvolvidas para melhorar seu funcionamento.

Os esquemas do tipo *bulk* que predizem somente a razão de mistura (massa), são chamados “esquemas *single-moment*” (LIN et al., 1983; RUTLEDGE; HOBBS, 1983), enquanto os “*double-moment*” permitem prever também a concentração, são mais flexíveis e podem ser aplicados em diversos ambientes (ZIEGLER, 1985; FERRIER, 1994; THOMPSON et al., 2004; LIM; HONG, 2010). Os esquemas “*triple-moment*” prevêem, além das propriedades anteriores, a reflectividade de cada espécie de hidrometeoro (LOFTUS, 2012; MILBRANDT; YAU, 2005). Quanto maior a quantidade de momentos previstos, melhor a aplicabilidade do esquema de microfísica. Gilmore et al. (2004) descrevem as limitações dos esquemas que predizem somente a razão de mistura.

Em geral, os enfoques *bin* requerem uma alta capacidade computacional e não podem ser implementados operacionalmente, mas são empregados com propósitos de pes-

quiza, em ocasiões para configurar os parâmetros usados nos esquemas *bulk*. Assim é possível combinar a acurácia de um tipo de esquema, com a eficiência computacional do outro. A técnica consiste em calcular os processos de microfísica para uma ampla variedade de condições atmosféricas de forma *offline*, usando um esquema *bin*, e incluir os resultados em tabelas que serão usadas pelo esquema *bulk* de maneira *online*. Esse enfoque foi aplicado no esquema de microfísica do modelo *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS) (COTTON et al., 2003), ao incorporar, por exemplo, tabelas com a percentagem de aerossóis que são ativados em dependência da sua concentração e tamanho, assim como da velocidade vertical e da temperatura (MEYERS et al., 1997; SALEEBY; COTTON, 2004; SALEEBY; HEEVER, 2013).

Onishi e Takahashi (2012) desenvolveram um esquema “híbrido”, onde os processos quentes são calculados mediante um enfoque *bin*, e os processos frios com um algoritmo *bulk*. Desta forma, o alto investimento computacional que implica o uso de um enfoque *bin* é usado somente nos processos de microfísica que são relativamente bem conhecidos, enquanto aqueles menos conhecidos são tratados com o enfoque mais eficiente computacionalmente, porém, menos robusto.

Recentemente, modelos que calculam o movimento do fluido por *Large-Eddy Simulations* têm sido aplicados ao cálculo dos processos de microfísica de nuvens, introduzindo o conceito de “super-gota”, um grande número de gotas com igual tamanho e posição (RIECHELMANN et al., 2012; ANDREJCZUK et al., 2009; ANDREJCZUK et al., 2010; SHIMA et al., 2009).

Os cálculos das taxas de conversão de cada processo de microfísica se realizam de formas diferentes nos esquemas *bulk* e *bin*. Geralmente, nos esquemas *bulk*, esses cálculos têm um caráter mais empírico ou aproximado, enquanto nos esquemas *bin*, é comum a resolução numérica de equações diferenciais que descrevem os fenômenos. Por exemplo, nesse tipo de parametrização, o crescimento das gotas por condensação é calculado mediante a resolução da Equação da Difusão, e o crescimento por colisão e coalescência, pela Equação da Coleta Estocástica. Por sua vez, nos esquemas *bulk*, é frequente o uso do ajuste à saturação para o cálculo da condensação/evaporação e da deposição/sublimação, assim como de expressões predefinidas em função da quantidade de água líquida de nuvem e de chuva, para o cálculo da autoconversão e do crescimento por coleta.

A escolha do esquema de microfísica a usar em um modelo não é trivial, nesse sentido, Khain et al. destacam que:

[...] é difícil escolher entre os esquemas de microfísica. As vantagens e desvantagens relativas de cada um deles devem ser cuidadosamente avaliadas [...]. É crítico identificar com antecedência as falhas na representação de cada processo de microfísica e tentar melhorar um determinado algoritmo. Porém, alguns defeitos dos esquemas de microfísica são parte integral do desenho e, portanto, altamente resistentes a aperfeiçoamentos. (2015, p.253, tradução nossa).

3.2 Testes de sensibilidade e modificações aos esquemas de microfísica

A aplicação de testes de sensibilidade constitui um passo útil para ajustar os esquemas de microfísica de nuvens. Os experimentos tradicionais consistem em definir diferentes configurações da microfísica, uma das quais é considerada o padrão, e comparar os resultados das rodadas dos modelos usando cada uma delas. Mediante esse método tem sido demonstrado que as saídas dos modelos são altamente sensíveis a mudanças nos parâmetros da microfísica de nuvens.

Planche et al. (2015) analisaram a influência de mudanças na concentração de gotas de nuvem na evolução da nebulosidade e a precipitação, num esquema de microfísica utilizado no modelo unificado de *Met Office* (DAVIES et al., 2005). Essa parametrização é do tipo *bulk* e *single-moment*, portanto, a concentração de gotas de nuvem é um parâmetro, não uma variável prognosticada. Estudaram dois casos de convecção com características contrastantes, um dos quais teve mais influência dos processos da fase sólida, devido à baixa altura do nível de congelamento (caso “frio”), enquanto no outro a camada limite era mais profunda (caso “quente”). Determinaram que a precipitação é sensível às variações na concentração de gotas de nuvem quando a coleta é mais significativa do que a fusão do gelo. No caso quente, ao triplicar a concentração das gotas de nuvem a precipitação variou o 17%. Porém, no caso frio, a precipitação foi praticamente insensível às variações neste parâmetro. Os resultados obtidos foram similares para diferentes valores de espaçamento de grade, desde 1 km até 100 m.

Com o objetivo de caracterizar a sensibilidade das saídas do modelo à formulação dos parâmetros da sua física, e contribuir ao entendimento das incertezas do modelo, Posselt e Vukicevic (2010) exploraram a relação funcional entre magnitudes parametrizadas e as variáveis previstas numa versão em uma coluna do *Goddard Cumulus Ensemble* da *National Aeronautics and Space Administration* (TAO; SIMPSON, 1993; TAO et al., 2003). Eles examinaram o efeito de modificações nas velocidades de queda, nos interceptos das distribuições de tamanhos dos hidrometeoros precipitantes, na

densidade da neve e do *graupel*, e no limiar para a autoconversão, e determinaram que, entre as magnitudes testadas, os parâmetros que definem a velocidade de queda da neve e o *graupel*, assim como o intercepto da distribuição de tamanhos da chuva e o limiar para a autoconversão têm o maior efeito na taxa de precipitação acumulada.

O modelo Eta mostrou-se sensível as variações em alguns parâmetros da microfísica de nuvens, segundo o exposto por Gomes (), que realizou testes com 20 km, 10 km e 5 km de espaçamento de grade, onde a precipitação foi gerada usando um esquema de convecção, além do esquema de microfísica de Ferrier et al. (2002). O autor modificou vários parâmetros do esquema de microfísica de nuvens, procurando o melhor ajuste para a previsão de precipitação. Foram testados o efeito da ventilação nas gotas de chuva e na neve, a taxa de coalescência das gotas, a taxa de agregação dos cristais de gelo, a velocidade terminal de queda das gotas de chuva e da neve e a umidade relativa necessária para o início da condensação. Somente as velocidades terminais da chuva e da neve e a umidade relativa crítica mostraram-se suficientemente influentes na produção de precipitação.

As configurações que irão ser testadas podem ser desenhadas de forma que somente mude um parâmetro por vez, ou de maneira que se usem diferentes combinações dos valores dos parâmetros ajustáveis e/ou das expressões matemáticas que conformam os esquemas. Comumente, esquemas de microfísica completamente diferentes são empregados na realização de testes de sensibilidade, o que constitui uma forma eficiente de avaliar a relação custo-benefício relativa ao uso de algoritmos de alta demanda de recurso de cômputo (LIU; MONCRIEFF, 2007; BRYAN; MORRISON, 2012; DEARDEN, 2009).

Por exemplo, Dearden (2010) analisou a sensibilidade da precipitação em superfície gerada por nuvens rasas do tipo cumulus, simuladas com três esquemas de microfísica diferentes, entre os quais variava o nível de complexidade. Estabeleceram que, para concentrações de gotículas típicas de nuvens imersas em massas de ar marítimas sub-tropicais não contaminadas, são preferíveis os esquemas *double-moment* para simular o tipo de nuvem em questão. Mas isso só dentro de determinado regime meteorológico: aquele em que a velocidade vertical na base da nuvem não exceda 2 m/s, para maiores valores, o aumento na complexidade do esquema não se justifica.

Morrison et al. (2009) estudaram a representação da formação e evolução da precipitação estratiforme numa linha de instabilidade idealizada usando um esquema *double-moment*, e compararam com a versão *single-moment* dessa parametrização. A precipitação estratiforme gerada pelo esquema *single-moment* foi negligenciável,

quando comparada com o resultado obtido ao empregar o esquema *double-moment*. Essa particularidade pode influenciar fortemente as previsões, tendo em conta que a dificuldade em representar a região estratiforme é capaz de gerar superestimativas de precipitação na porção convectiva da nuvem, devido à concentração da chuva nessa área.

Por sua vez, Sato et al. (2015) compararam o funcionamento de dois esquemas *bulk*, um *single-moment* e outro *double-moment*, e um esquema *bin*. Eles acharam que o *single-moment* tende a produzir maior quantidade de precipitação em superfície, e que ela inicia antes do que nos outros esquemas.

Pode-se citar a pesquisa de Dasari e Salgado (2015), que testa a sensibilidade do modelo *Advanced Research Weather Research and Forecasting* (SKAMAROCK et al., 2005) a quatro parametrizações de microfísica diferentes: Kessler (KESSLER, 1969), Lin (LIN et al., 1983), Thompson (THOMPSON et al., 2004; THOMPSON et al., 2006) e Ferrier (FERRIER, 1994; FERRIER et al., 1995) ao reproduzir um episódio de chuva extrema. O experimento usando o esquema de Ferrier gerou a maior área de chuva máxima e, em geral, 30% de chuva a mais que os outros. Os melhores resultados foram obtidos usando os esquemas de Lin e Thompson. Os autores sugerem que o excesso de chuva produzido pelos esquemas de Ferrier e Kessler pode estar relacionado com a geração excessiva de água de nuvem.

Aspectos integrais do desenho dos esquemas de microfísica, como a forma da distribuição de tamanhos dos hidrometeoros, têm sido rigorosamente testados (e.g. Kovačević e Čurić (2015)). Roh e Satoh (2014) examinaram os efeitos das distribuições de tamanhos dos hidrometeoros nas previsões feitas com um esquema de microfísica do tipo *bulk* e *single moment*. Os autores acharam que esse aspecto afeta a frequência de nuvens baixas, médias e cumulus congestus. Por outro lado, Colle et al. (2005) mostra a sensibilidade do modelo MM5 (*Pennsylvania State University – National Center for Atmospheric Research Mesoscale Model*) ao valor do intercepto para a distribuição de tamanhos da neve.

A partir dos resultados dos testes de sensibilidade, é possível mitigar as deficiências dos esquemas de microfísica. Assim, numerosas pesquisas sugerem adaptações nos aspectos da microfísica que produzem maior influência nos resultados (e.g. Wilkinson et al. (2013), Zhang et al. (2006), Dudhia et al. (2008)).

Nos esquemas *bulk*, o fato de assumir funções de distribuição de tamanhos fixas constitui uma fonte de erros. Estas funções representam o comportamento médio,

se muitas medições são levadas em conta, mas os casos pontuais podem apresentar consideráveis desvios, ou chegar a conter bi-modalidade (PRABHA et al., 2011; WARNER, 1969; KOROLEV, 1994).

Para determinar a forma da distribuição de tamanhos, são necessárias tantas equações como parâmetros ajustáveis tenha a função escolhida (dois, no caso da distribuição exponencial, e quatro para a gamma). Num esquema *single-moment*, por exemplo, só pode variar um parâmetro, enquanto o(s) outro(s) deve(m) ser fixo(s). Para superar esse problema, uma prática frequente consiste em estabelecer relações entre os parâmetros das distribuições de tamanhos, obtidas a partir de observações, de simulações com esquemas *bin*, ou de forma empírica.

Thompson et al. (2004), implementaram uma dependência da temperatura para o intercepto da distribuição de tamanhos da neve, considerando que esta poderia ser a via mais simples de parametrizar o efeito dos agregados de neve, evitando os erros que se produzem por não incluir esta espécie de forma explícita no esquema de microfísica. Além disso, modificaram o intercepto da distribuição de tamanhos das gotas de chuva, ao introduzir uma relação em função da razão de mistura da chuva, para simular a transição de gotas de nuvem a chuva, através da garoa. Esta expressão foi utilizada também por Thompson et al. (2006) com algumas adaptações.

Porém, a relação proposta por Thompson et al. (2004) para o intercepto da distribuição de tamanhos da chuva pode não ser adequada para a simulação de eventos de chuva estratiforme e convectiva, por ter sido elaborada com vistas a outras situações, além de não ter sido comprovada por observações (ZHANG et al., 2008). Segundo Abel e Boutle (2012), o valor do intercepto usado por eles subestima as taxas de precipitação de intensidade moderada.

Zhang et al. (2008) derivaram uma relação entre o intercepto da distribuição de tamanhos e o conteúdo de gotas de chuva, a partir de observações, enquanto Abel e Boutle (2012) ajustaram uma relação entre esse parâmetro e a inclinação da função exponencial.

Alguns autores têm tentado simular a existência de multimodalidade nas distribuições de tamanhos, tanto introduzindo novas espécies, como a garoa, por exemplo (SALEEBY; COTTON, 2004; SANT et al., 2013), quanto empregando funções de distribuição bimodais (THOMPSON et al., 2008).

A adequada representação dos processos da fase líquida é importante, não só porque

eles determinam a estrutura das nuvens quentes, mas também porque as gotículas podem coexistir com as partículas de água sólida, e a sua interação influencia os processos do gelo. Consequentemente, o aprimoramento da descrição dos processos das nuvens quentes, deve preceder eventuais melhorias na fase sólida.

Comparações do funcionamento de diferentes esquemas mostram que a taxa de autoconversão é comumente superestimada pelos *bulk*, especialmente nas etapas iniciais da evolução das nuvens. Como consequência, a precipitação se forma muito cedo na maioria dos casos (LE CAM; ISAKA, 1989; GERESDI, 1998).

Existem duas tendências históricas no cálculo da autoconversão em esquemas *bulk*. Uma delas consiste na utilização de fórmulas empíricas, baseadas em Kessler (1969); e o outro enfoque, basa-se em fórmulas derivadas de integrações da Equação de Coleta Estocástica, das quais, talvez a mais simples é a de Berry (1968). Várias formulações têm sido derivadas, seguindo os enfoques de Kessler (1969) e Berry (1968), como tentativas de obter uma melhor representação da autoconversão (e.g. Beheng (1994)).

Liu e Daum (2004) derivaram os diferentes esquemas do tipo (KESSLER, 1969) a partir da Equação de Coleta Contínua e generalizaram uma expressão que inclui o efeito da forma da distribuição de tamanhos das gotas de nuvem, assim como da sua concentração e do conteúdo de água líquida. Finalmente, desenvolveram uma nova parametrização que elimina aspectos incorretos e/ou inessários de parametrizações anteriores.

O método proposto por Ghosh e Jonas (1998) consiste em diagnosticar o valor do limiar usado na fórmula de Kessler (1969), em função da taxa de autoconversão escolhida, utilizando a expressão de Berry (1968).

De igual forma, Yin et al. (2015) fundamentaram a implementação de um novo enfoque para a parametrização da autoconversão em nuvens quentes, a partir de dados de observações por satélite. Como resultado, estabeleceram uma relação funcional entre o limiar da fórmula de Kessler (1969) e a altitude.

Outro aspecto questionável presente em muitos esquemas *bulk* é o algoritmo de ajuste à saturação. Esse método basa-se na consideração de que as mudanças de fase ocorrem de forma contínua, até o sistema atingir o estado de saturação. Porém, na realidade, a condensação e a deposição dependem fortemente da presença das partículas que funcionem como núcleos para a mudança de fase.

Embora o ajuste à saturação forneça bons resultados na simulação de nuvens não precipitantes com velocidade vertical máxima de aproximadamente 15 m/s, por exemplo (CLARK, 1973; KOGAN, 1979), os resultados podem ser diferentes quando são considerados cumulus de pouco desenvolvimento vertical (velocidade vertical máxima de 2 m/s) (ÁRNASON; GREENFIELD, 1972). O erro introduzido por assumir esse algoritmo é proporcional a $\frac{S_m}{S_o}$, onde S_o é a supersaturação original e S_m é a supersaturação que permanece ainda depois de acontecer a mudança de fase. Nos casos em que S_o atinge valores muito altos, como em situações de forte convecção, o erro relacionado com negligenciar S_m é baixo (KOGAN; MARTIN, 1994).

Trabalhando sobre essa linha, Kogan e Martin (1994) quantificaram o erro introduzido em esquemas *bulk* que consideram o ajuste à saturação no cálculo da condensação e formularam expressões para corrigi-lo, dependendo da concentração de núcleos de condensação.

4 METODOLOGIA

A seguir, descreve-se a metodologia de trabalho, assim como as ferramentas e os dados empregados nesta pesquisa.

4.1 Modelo Eta

O modelo regional Eta permite, a partir da integração numérica das equações que governam a atmosfera, prever a pressão em superfície, as componentes horizontais do vento, a temperatura, a umidade específica, a energia cinética turbulenta e os hidrometeoros. Este modelo, originado na Universidade de Belgrado, tem sido atualizado e adaptado para vários usos operacionais e de pesquisa. Mesinger et al. (2012) resume as modificações implementadas durante anos no CPTEC/INPE em resposta à detecção de erros nos seus resultados e à identificação das suas fontes, ou devido ao intuito de obter uma melhor representação da realidade ao incluir novas características fisicamente justificadas.

O nome do modelo provem da coordenada vertical utilizada, que se simboliza com a letra grega η . A escolha desta coordenada tem como objetivo eliminar em grande medida os erros no cálculo da força do gradiente de pressão, da advecção e da difusão horizontal em uma superfície muito inclinada, problema que sofrem os algoritmos baseados na coordenada *sigma* (PHILLIPS, 1957). De forma similar a esta, a coordenada η é baseada na pressão e normalizada, o que conduz a expressões relativamente simples das equações da atmosfera (MESINGER, 1984).

Mesinger (1984) definiu a coordenada η como:

$$\eta = \left(\frac{p - p_t}{p_{sfc} - p_t} \right) \left(\frac{p_{ref}(z_{sfc}) - p_t}{p_{ref}(z_o) - p_t} \right) \quad (4.1)$$

onde p_t é a pressão no topo do domínio, p_{sfc} e z_{sfc} são a pressão e a elevação da fronteira inferior do modelo, respectivamente; p_{ref} é uma pressão de referência, função da distância sobre o nível no mar. O segundo fator da equação se deriva da relação pressão-altura para uma atmosfera padrão e é responsável pelas superfícies quase-horizontais definidas por esta coordenada.

No plano horizontal, o modelo utiliza uma grade do tipo E, que consiste na sobreposição de duas grades C. As variáveis referentes à massa se calculam em pontos diferentes dos da velocidade e, como resultado, cada ponto referido à massa se en-

contra rodeado por 4 pontos onde se calcula a velocidade, e vice versa. A distância entre dois pontos de massa ou de velocidade adjacentes se usa para definir a resolução horizontal do modelo (letra d na Figura 4.1).

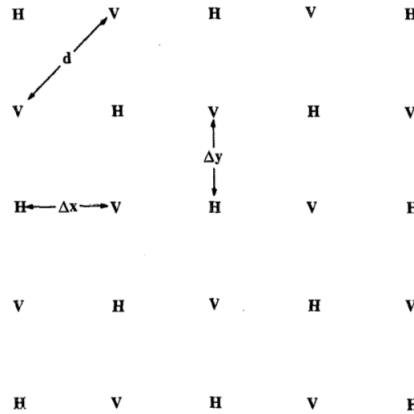


Figura 4.1 - Representação da grade tipo E. Cada ponto indicado por H representa as variáveis relativas à massa e cada V , às de velocidade. Δx e Δy são os espaçamentos nas direções latitudinal e longitudinal, respectivamente, e d é usado para definir a resolução horizontal do modelo.

Fonte: Black (1994)

Esta grade se encontra sobre um sistema de latitude-longitude gerado a partir da rotação do sistema de coordenadas terrestre de forma que a interseção entre o Equador e o meridiano zero se posicione no centro do domínio do modelo. Isso se faz para minimizar a convergência dos meridianos sobre a área de interesse.

As condições de fronteira laterais se estabelecem através de linhas de pontos simples ao longo dos limites do domínio horizontal¹. Os valores das variáveis são prescritos em todos os pontos dessas linhas, com exceção da componente tangencial do vento, que só é prescrita se o sentido da componente normal for para dentro do domínio, no caso contrário, se calcula por extrapolação dos valores do interior da área de integração. Os valores das variáveis na linha adjacente à fronteira se calculam como a média entre os valores no contorno e nos pontos vizinhos da região de integração, funcionando como amortecimento (MESINGER, 1977).

A fronteira superior do domínio é designada pelo usuário, estabelecendo um valor de pressão fixo, por exemplo, 25 ou 50 hPa, enquanto a fronteira inferior é especificada

¹Quando se faz referência a uma linha de pontos de grade, seja na direção x ou y , deve-se lembrar que, na grade E, isso implica duas linhas (Ver <http://www.meted.ucar.edu/nwp/pcu2/etdom3.htm#top>).

ao introduzir dados de topografia. Tanto no limite superior, quanto no inferior, se considera que a velocidade vertical é nula. Na superfície, dados de temperatura e umidade devem ser fornecidos.

As integrações numéricas do modelo empregam a técnica de particionamento explícito (*split-explicit*) (GADD, 1978), que permite usar passos de tempo diferentes para distintos termos nas equações. Ao manipular os termos relacionados com as ondas de gravidade, se usa o esquema de diferenciação temporal “*Forward-Backward*”, modificado para evitar o problema da separação das soluções das duas sub-grades C na grade E. O procedimento consiste, primeiramente, em integrar esses termos na equação de movimento ou na de continuidade, utilizando o esquema *Forward* e, posteriormente, utilizar o *Backward*, na outra equação. Este esquema é estável e neutro com passos de longitude igual a duas vezes o passo permitido pela condição de Courant–Friedrichs–Lewy (CFL) para o esquema *leapfrog* (MESINGER, 1974; MESINGER, 1977; MESINGER; POPOVIC, 2010). O passo temporal empregado no ajuste das ondas de gravidade define o passo de tempo fundamental do modelo, que equivale à metade do passo usado na diferenciação dos termos da advecção, resolvidos mediante o método *Euler-backward*.

No modelo, se usa o esquema de diferenciação espacial, desenvolvido por Janjic (1984) para a grade E, aplicando os postulados de Arakawa (1966), que conserva a energia e a enstrofia na advecção horizontal.

Além das características anteriores, a possibilidade de utilizar o modo não hidrostático tem sido implementada no modelo Eta segundo Janjic et al. (2001).

4.1.1 Configuração

O modelo Eta foi configurado para rodar em modo não hidrostático, com espaçamento de grade horizontal de 1 km. O domínio foi definido a partir do ponto central localizado em (22,1S;42,8W), com 405 pontos na direção x e 507 pontos na direção y . No pós-processamento, esta área foi limitada à região compreendida entre os 20,45° e os 23,77° de latitude Sul, e desde os 40,81° até os 46,70° de longitude Oeste, abrangendo o estado do Rio de Janeiro e partes de Minas Gerais, São Paulo e Espírito Santo, assim como uma porção do oceano (Figura 4.2).

A escolha desta área deve-se à localização das bacias da região Serrana do Rio de Janeiro, do médio Paraíba do Sul, também no Rio de Janeiro, e das bacias do Sapucaí e Verde, em Minas Gerais, que se caracterizam por terem resposta rápida

ao escoamento durante eventos de chuvas extremas. Estas bacias são relativamente pequenas, o que reforça a utilidade da versão do modelo de 1 km de espaçamento de grade, onde se representa melhor o formato da montanha e a declividade do terreno.

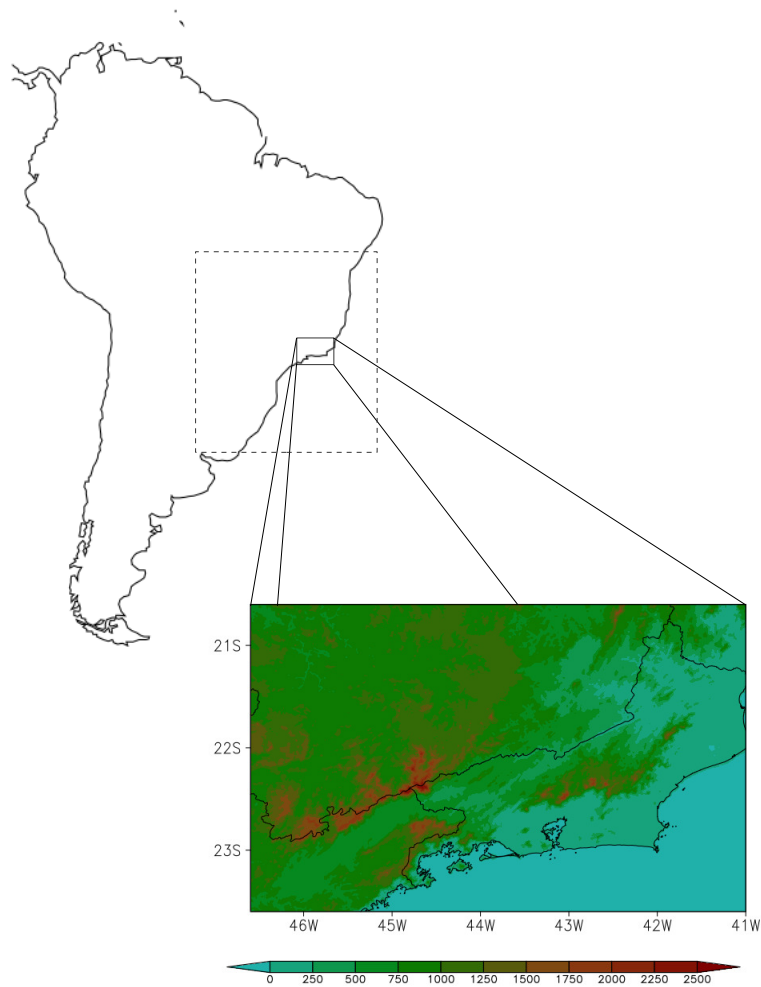


Figura 4.2 - Localização da área de interesse do estudo. A linha descontínua limita o domínio utilizado para as rodadas do modelo Eta com 5 km de espaçamento de grade, e a linha contínua preta, o de 1 km de espaçamento de grade. O sombreado representa a altitude da superfície (m).

Além disso, o passo temporal usado foi de 2 s, e cada simulação se estendeu por 48 horas, começando às 12 UTC. Como condições iniciais, o modelo recebeu dados de CFSR (*Climate Forecast System Reanalysis*) do NCEP (*National Centers for*

Environmental Prediction) (SAHA et al., 2010b).

As condições de fronteira laterais foram atualizadas a cada 6 horas a partir de interpolações das previsões realizadas pelo modelo com 5 km de espaçamento de grade, que, por sua vez, empregou como condições iniciais e de contorno laterais, os dados do CFSR. A configuração deste “aninhamento” é ilustrada na figura 4.2.

Na vertical, se usaram 50 níveis, com topo em 50 hPa. Como condições de contorno inferiores, foram prescritos a temperatura e a umidade do solo, de CFSR, e a temperatura superficial do mar, obtida do produto L4 (*Level 4*) do GHRSSST (*Group for High Resolution Sea Surface Temperature*)². Estes campos de temperatura da superfície do mar se beneficiam de observações *in situ* e de informações provenientes de medições por satélite.

Para parametrizar os processos de microfísica de nuvens, se empregou o esquema de Ferrier et al. (2002). Não se incluiu parametrização de cumulus, por considerar que a convecção é resolvida na grade, assim, a precipitação foi produzida totalmente de forma explícita. Com relação às demais parametrizações, se utilizaram os esquemas implementados de forma padrão na versão operacional do modelo³. O cálculo da troca vertical turbulenta seguiu o esquema proposto por Mellor e Yamada (1974) e Mellor e Yamada (1982), tendo em conta a teoria de Monin e Obukhov (1954) na camada superficial, com as funções de estabilidade de Paulson (1970). As parametrizações de Fels e Schwarzkopf (1975) e Lacis e Hansen (1974) foram utilizadas para representar os processos radiativos relacionados com ondas longas e curtas, respectivamente. Enquanto que, para simular as condições do solo, se utilizou o esquema de superfície continental NOAH (EK et al., 2003).

4.2 Modelo KiD

Como parte desta pesquisa, o esquema de microfísica de Ferrier et al. (2002) foi implementado no modelo KiD, para a realização de testes de sensibilidade.

O modelo *Kinematic Driver* (KiD) é uma ferramenta desenhada para a intercomparação de esquemas de microfísica usando uma componente de advecção comum, dada a necessidade de explicar as diferenças nos comportamentos desses esquemas (SHIPWAY; HILL, 2012). Ele não foi elaborado com o objetivo de representar acu-

²Os dados estão disponíveis em: http://data.nodc.noaa.gov/ghrsst/L4/GLOB/NCDC/AVHRR_OI, e a informação sobre o produto L4 pode ser consultada em: <https://www.ghrsst.org/products-and-services/product-specification/l4-gridded-sst>

³Ver o site <http://etamodel.cptec.inpe.br>

radamente a dinâmica atmosférica, mas para constituir um entorno flexível para o forçamento das parametrizações de microfísica. Exemplos de aplicações deste modelo podem ser encontrados nas publicações de [Field et al. \(2012\)](#), [Onishi e Takahashi \(2012\)](#) e [\(DEARDEN et al., 2011\)](#).

A quantidade de dimensões do seu domínio tem sido ampliada na medida que novas versões do modelo foram desenvolvidas, mas, nesta pesquisa, somente foi usada a sua versão numa coluna.

Na vertical, a grade do modelo é definida de modo que pode ser usada como a grade do tipo descrito por Lorenz ([LORENZ, 1960](#)) ou como a de Charney e Philips ([CHARNEY; PHILLIPS, 1953](#)), em dependência do esquema de advecção usado. O esquema padrão para o cálculo da advecção é o *Total Variance Diminishing* ([LEONARD et al.,](#)).

No modelo, a pressão de Exner, definida segundo a Equação 4.2 é usada como coordenada vertical:

$$\Pi = \left(\frac{p}{p_o} \right)^{\frac{R_d}{c_p}} = \frac{T}{\theta} \quad (4.2)$$

Na Equação 4.2, p é a pressão, p_o é a pressão no nível de referência (1000 hPa), R_d é a constante do ar seco, c_p é o calor específico do ar seco a pressão constante, T é a temperatura absoluta e θ é a temperatura potencial.

As variáveis previstas no modelo são a temperatura potencial, a razão de mistura do vapor de água, os hidrometeoros e os aerossóis. Os dois últimos estão representados de forma adaptável à quantidade de espécies requerida pelo esquema de microfísica. Além disso, a quantidade de momentos e o número de bins também são facilmente ajustáveis.

Na versão do modelo KiD acessível online⁴, vários esquemas de microfísica estão disponíveis, porém, o esquema de [Ferrier et al. \(2002\)](#) teve que ser incorporado para seu uso nesta pesquisa. Na implementação deste esquema, foram respeitadas a maioria das configurações padrão do modelo, com exceção da componente do calor latente na tendência da temperatura, que ele está desenhado para desconsiderar.

As integrações do KiD usadas nesta pesquisa se estenderam por 1,1 h (4000 s), com

⁴<http://appconv.metoffice.com/microphysics/index.shtml>

um passo de tempo de 1 s, em cada um dos quais o algoritmo de microfísica foi executado. Na vertical o domínio foi dividido em 120 níveis verticais.

Várias versões das condições iniciais estão disponíveis para o uso no modelo. Elas têm sido adaptadas para reproduzir determinadas situações a partir da definição de diferentes perfis de temperatura potencial e vapor de água. O perfil baseado na campanha RICO (RAUBER et al., 2007) foi empregado nesta pesquisa, depois de realizadas algumas modificações (Figura 4.3).

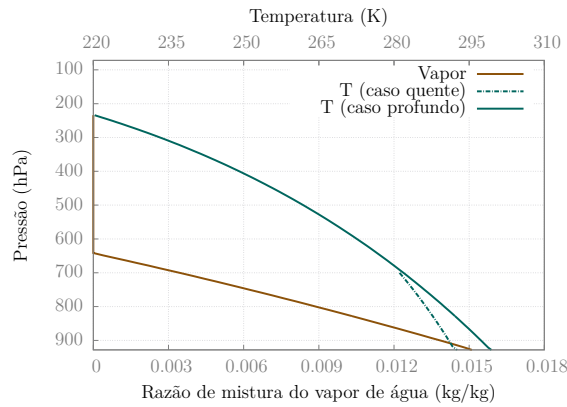


Figura 4.3 - Perfis da temperatura e da razão de mistura do vapor de água usados como condições iniciais das simulações realizadas com o modelo KiD

Dois casos distintos foram simulados, com alturas máximas de 3000 m e 11 000 m, respectivamente. O primeiro só reproduziu processos quentes, enquanto o segundo, mais profundo, incluiu a formação de gelo e sua interação com a água líquida. No resto do texto, estes casos serão referenciados como “caso quente” e “caso profundo”.

Nas simulações realizadas, a velocidade vertical foi descrita mediante a função:

$$w(t) = \begin{cases} w_o \sin \frac{\pi t}{t_o} & se \ t < t_1 \\ 0 & se \ t \geq t_1 \end{cases} \quad (4.3)$$

onde t representa o tempo, em segundos. O parâmetro w_o tomou os valores de 2 m/s e 5 m/s, nos casos quente e profundo, respectivamente, enquanto para t_o se utilizaram 1800 s e 1200 s. t_1 foi igual a 3600 s no caso quente, e 2400 s no caso profundo.

4.3 Parametrização de microfísica de Ferrier et al. (2002)

O esquema de microfísica desenvolvido por Ferrier et al. (2002) (F02) permite prognosticar o vapor de água, o conteúdo de água líquida e de gelo das nuvens (velocidade de queda nula) e a precipitação, tanto líquida quanto sólida. Em adição, ao prever o grau de *riming*, esta parametrização diferencia entre a neve e o *graupel*⁵. Em lugar de usar uma variável prognóstica para cada espécie, se utiliza somente uma variável que representa o total de hidrometeoros formados. Assim, o modelo advecta a razão de mistura do total de hidrometeoros (q_{total}) e a razão de mistura do vapor de água (q_v). As frações de gelo (F_i) e de chuva (F_r) se consideram fixos em cada camada da coluna até o próximo cálculo da microfísica.

$$F_i = \frac{q_i}{q_{total}} \quad (4.4)$$

$$F_r = \frac{q_r}{(q_r + q_w)} \quad (4.5)$$

Nas equações 4.4 e 4.5, q_i representa a razão de mistura do total de gelo (gelo de nuvem e neve), q_r a razão de mistura da chuva e q_w a da água líquida de nuvem.

Se supõe que os tamanhos dos hidrometeoros precipitantes seguem distribuições exponenciais. O diâmetro médio da neve varia entre $50 \mu m$ e $1000 \mu m$ e depende da temperatura segundo Houze et al. (1979). Por sua vez, o diâmetro médio das gotas de chuva varia de $50 \mu m$ a $450 \mu m$, e o intercepto da distribuição de tamanhos da chuva varia segundo a Equação 4.6, mas garantindo um valor mínimo de $1.10^4 m^{-4}$.

$$N_{o,r} = \begin{cases} \frac{R_{qr}}{\pi \rho_l D_{min}^4} & R_{qr} < R_{qrMin} \\ 8.10^6 & R_{qrMin} < R_{qr} < R_{qrMax} \\ \frac{R_{qr}}{\pi \rho_l D_{max}^4} & R_{qr} > R_{qrMax} \end{cases} \quad (4.6)$$

Na Equação 4.6, R_{qr} representa a média temporal do conteúdo de chuva, em kg/m^3 . Os limiares R_{qrMin} e R_{qrMax} constituem o conteúdo de chuva para gotas de diâmetro médio igual a $50 \mu m$ (D_{min}) e $450 \mu m$ (D_{max}), respectivamente. Entretanto, ρ_l é a densidade da água líquida, considerada como $1000 kg/m^3$.

A parametrização admite a “mistura de fases” no intervalo de $0^\circ C$ a $-10^\circ C$; para

⁵No texto se utilizará somente o termo “neve”

temperaturas menores que $-10^{\circ}C$, o esquema representa somente a fase sólida, e para as maiores que $0^{\circ}C$, permite a presença de neve, além da água em estado líquido. Se estabelece que a razão entre a neve e o total de água sólida (F_l) é de 0,2 ou de 0,1; se a temperatura estiver entre $-8^{\circ}C$ e $-3^{\circ}C$.

A figura 4.4 mostra graficamente os processos parametrizados pelo esquema F02. Um detalhe importante é que não se consideram os processos de conversão de gelo de nuvem em neve. São calculados aportes à quantidade total de gelo, e se garante a razão F_l , em função da temperatura.

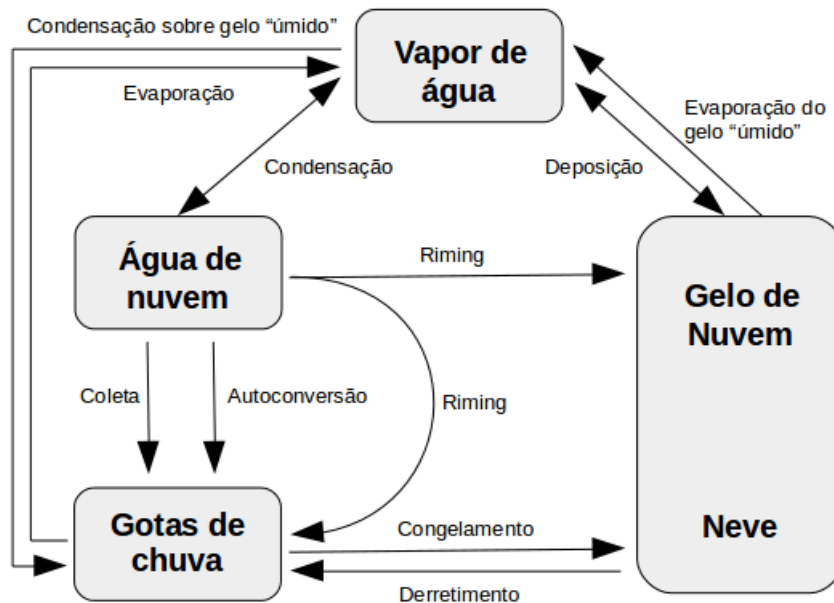


Figura 4.4 - Processos parametrizados pelo esquema F02

Para ajustar a umidade da grade, permitindo incluir a possível saturação na sub-grade, multiplicam-se as razões de mistura de saturação com relação à água líquida e com relação ao gelo (q_{sw} e q_{si} , respectivamente) por um fator que depende do espaçamento de grade.

No diagrama da figura 4.5 é representado o funcionamento do algoritmo de micro-física F02, de forma simplificada. Nele, o nível vertical é simbolizado com a letra L ($L = 1$ corresponde ao topo e L_m à superfície). A temperatura, em graus Celsius, representa-se como T , e T_n é o seu valor atualizado tendo em conta as transferências

de calor latente.

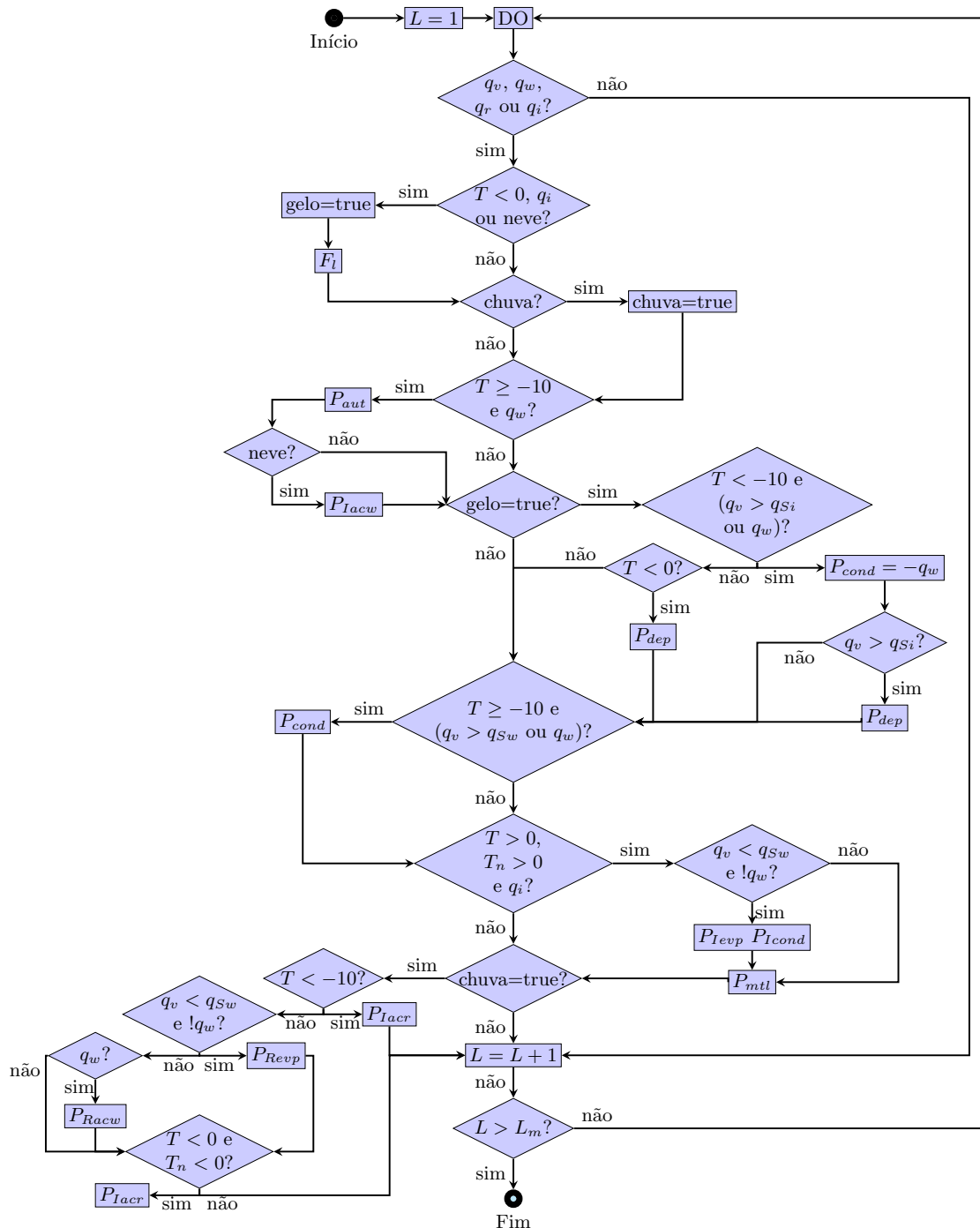


Figura 4.5 - Diagrama representativo do esquema de microfísica de nuvens F02

Quando a temperatura sobrepassa $-10^{\circ}C$, o esquema calcula as mudanças de fase entre a água líquida e o vapor d’água (P_{cond}): condensação, se houver supersatu-

ração na camada, ou evaporação, caso contrário. Para isso se usa o algoritmo de [Asai \(1965\)](#). Este método efetua o ajuste à saturação, considerando as variações que sofrem as propriedades do meio pela liberação (absorção) de calor latente, de forma simultânea às mudanças de fase da água. Em consequência, não se condensa (evapora) o total da supersaturação (déficit de saturação) inicial, mas se realiza um processo iterativo em que um Δq_w é calculado, e imediatamente a temperatura e a pressão de vapor de saturação são atualizadas, até a parcela atingir saturação.

No cálculo da deposição ou da sublimação (P_{dep}) se utiliza a mesma lógica do esquema de [Asai \(1965\)](#), se a temperatura for menor do que $-10^\circ C$ e houver supersaturação com relação ao gelo. Nestas condições, se tiver água líquida, ela será evaporada, aumentando a quantidade de vapor disponível para a deposição. A expressão usada é diferente se estiver na camada de mistura.

A formação e crescimento de gotas de chuva se produz por “autoconversão”, coleta de água líquida de nuvem durante a queda (no texto, este processo será mencionado usando simplesmente o termo “coleta”), *riming*, fusão do gelo e condensação sobre o gelo semifundido.

A autoconversão (P_{aut}), processo em que as gotículas de água se unem por colisão e coalescência, é calculada, segundo [Kessler \(1969\)](#), como função linear do excesso de água líquida de nuvem, acima de um valor crítico (Equação 4.7).

$$P_{aut} = \begin{cases} k(q_w - q_{limiar}) & se \quad q_w > q_{limiar} \\ 0 & se \quad q_w \leq q_{limiar} \end{cases} \quad (4.7)$$

Na Equação 4.7, k é a taxa de autoconversão e q_{limiar} , o limite inferior da razão de mistura da água líquida de nuvem para a ocorrência de autoconversão.

Ao calcular o *riming* (P_{Iacw}), o volume da partícula de gelo mantém-se fixo, supondo que a água líquida coletada se infiltra nos seus poros. A água pode se congelar (P_{acwI}) ou ficar em estado líquido (P_{acwR}) em torno do gelo e se adicionar à chuva (Equação 4.8).

$$P_{Iacw} = P_{acwI} + P_{acwR} \quad (4.8)$$

A fusão do gelo (P_{mt}), que contribui a aumentar a massa da chuva, é avaliado em

função da condutividade térmica, da temperatura, da ventilação, da densidade do ar e do calor latente de fusão da água.

Separadamente, se calcula a evaporação e a condensação que ocorre na superfície do gelo semifundido (P_{Ievp} e P_{Icond} , respectivamente), conhecido como gelo “úmido”, e a evaporação da chuva (P_{Revp}).

Para calcular a solidificação das gotas de chuva de forma heterogênea (P_{Iacr}), se utiliza o método de Bigg (1953), usado também por Lin et al. (1983), que inclui o congelamento das gotas por choques com as partículas de neve, se houver, levando em conta a diferença entre suas velocidades de queda (MURAKAMI, 1990).

O esquema emprega tabelas para avaliar os coeficientes de ventilação que intervêm na condensação e deposição, a coleta de água líquida de nuvem por gotas de chuva (P_{Racw}), a massa da precipitação, a taxa de precipitação e a velocidade de queda da precipitação em função da massa.

Para tentar melhorar o desempenho de um algoritmo, o primeiro passo é identificar seus erros e diagnosticar suas fontes. Posteriormente, pode-se incursionar em modificações ao procedimento estabelecido, baseado nas teorias disponíveis. Estas etapas resumem a metodologia planejada nesta pesquisa, que será detalhada a seguir.

4.4 Seleção dos casos de estudo

A seleção dos casos de estudo foi realizada com base na comparação entre as previsões de precipitação do modelo, desde as 24 até as 48 horas de integração, e as estimativas de acumulados de precipitação *Merge*, para o mesmo período de tempo.

O produto *Merge* (ROZANTE et al., 2010), gerado no CPTEC/INPE, tem $0,25^\circ$ de espaçamento de grade e frequência diária. Ele é obtido a partir de uma combinação entre observações de precipitação e as estimativas feitas usando o satélite TRMM. O algoritmo utiliza um esquema de interpolação que atribui pesos aos dados em dependência da distância ao ponto em questão, e permite melhorar as estimativas do TRMM.

Os dados do *Merge* não têm a resolução ideal para avaliar previsões de 1 km de espaçamento de grade, o que constitui um problema comum na modelagem em alta resolução, não só na hora de avaliar os resultados, mas para a definição de condições iniciais e de contorno. Contudo, o método de avaliação utilizado nesta pesquisa

possibilitou contornar parcialmente essa dificuldade ao proporcionar um critério de comparação quantitativo que não depende da correspondência ponto a ponto entre a previsão e a observação. Este método foi empregado recentemente por [Hernández et al. \(2015\)](#) para avaliar às previsões de precipitação do modelo Eta com 5 km e 1 km de espaçamento de grade.

4.4.1 Método de avaliação orientado a objetos

Os métodos convencionais de verificação “ponto a ponto” têm a desvantagem de não levar em conta a distribuição espacial dos valores nos campos verificados, dessa forma, não é possível avaliar adequadamente os erros na geometria e nos deslocamentos nos sistemas. No entanto, novos métodos têm sido desenvolvidos que relacionam o campo da previsão com o da observação levando em conta suas semelhanças segundo a detecção de padrões espaciais. [Roque et al. \(2014\)](#) desenvolveram um algoritmo de avaliação das previsões do modelo *Advanced Regional Prediction System* utilizando imagens de satélite, baseado no Método de Avaliação-Diagnóstico Orientado a Objetos ([DAVIS et al., 2006](#); [DAVIS et al., 2009](#)). Mas tarde, esse algoritmo foi adaptado por [Hernández et al. \(2015\)](#) para avaliar previsões do modelo Eta.

O algoritmo desenvolvido por [Roque et al. \(2014\)](#) e utilizado [Hernández et al. \(2015\)](#) se divide em três etapas: detecção e análise dos objetos, determinação dos pares de objetos observação-previsão, e avaliação dos índices de verificação.

4.4.1.1 Detecção e análise dos objetos

Para detectar os objetos nos campos analisados, em primeiro lugar, se realizou uma convolução. Este processo tem como objetivo suavizar os campos para evitar obter fronteiras muito irregulares, o que se consegue aplicando a Equação 4.9.

$$C(x, y) = \sum_{u,v} \phi(u, v) f(x - u, y - v) \quad (4.9)$$

Na Equação 4.9, f representa o campo sem processar, C o campo processado, e ϕ é a função filtro. u e v denotam as coordenadas sobre a matriz do filtro, e x e y , as coordenadas sobre a matriz que contém os dados que se devem suavizar.

Se utilizou um filtro “circular”, definido pela função:

$$\phi(u, v) = \begin{cases} \frac{1}{A} & \text{se } (u - u_c)^2 + (v - v_c)^2 \leq R \\ 0 & \text{se } (u - u_c)^2 + (v - v_c)^2 > R \end{cases} \quad (4.10)$$

onde A é a quantidade de pontos do filtro que se encontram dentro do círculo de raio R , centrado em (u_c, v_c) .

O campo de precipitação acumulada na previsão foi suavizado com um filtro de tamanho 15×15 , enquanto que, devido à sua baixa resolução, não se aplicou convolução ao campo da observação *Merge*, pois esse processo diminuiria ainda mais os detalhes disponíveis.

Após a convolução, a detecção de objetos na observação e na previsão se completou segundo a comparação dos valores dos campos com determinados limiares. Desta forma, são eliminados os valores baixos de precipitação, segundo a Equação 4.11:

$$C(x, y) = \begin{cases} C(x, y) & \text{se } C(x, y) \geq P \\ 0 & \text{se } C(x, y) < P \end{cases} \quad (4.11)$$

onde P representa o limiar definido. Em cada caso, o limiar foi calculado segundo:

$$P = \mu_c + \frac{\sigma_c}{2} \quad (4.12)$$

Aqui, μ_c é a média dos valores de C maiores que 1, e σ_c é o desvio padrão.

4.4.1.2 Determinação dos pares de objetos observação-previsão

A determinação da correspondência entre os objetos da previsão e da observação se realizou com base em algumas das suas propriedades geométricas (centroide, área e perímetro), assim como na média dos valores de C dentro do objeto.

As coordenadas do centroide foram calculadas como a média dos valores das abscisas e das ordenadas dentro do objeto analisado. A área corresponde à quantidade de pontos de grade no interior do objeto e o perímetro à quantidade de pontos na sua fronteira.

Para a seleção dos pares se utilizou a medida da distância euclidiana entre cada objeto da previsão e da observação, segundo a expressão definida pela Equação 4.13

$$D = \sqrt{10 \left(\frac{d_{cent}}{N_{dist}} \right)^2 + \left(\frac{d_{area}}{N_{area}} \right)^2 + \left(\frac{d_{per}}{N_{per}} \right)^2 + \left(\frac{d_{media}}{N_{media}} \right)^2} \quad (4.13)$$

onde, d_{cent} , d_{area} , d_{per} e d_{media} representam as diferenças nas posições dos centroides, nas áreas, nos perímetros e nas médias de C para cada par de objetos, respectivamente. N_{dist} , N_{area} , N_{per} e N_{media} são magnitudes utilizados para normalizar as expressões.

Como se nota pela Equação 4.13, o termo relacionado com as posições dos objetos é o que mais influencia o valor de D . Portanto, este aspecto tem maior importância na seleção dos pares. Os pares com menores valores de D são definidos como a melhor correspondência entre os objetos da observação e da previsão.

Para evitar os erros introduzidos por eventos muito localizados, que têm uma área de influência restringida, os objetos com menos de 500 pontos de grade no seu interior, foram desconsiderados.

4.4.1.3 Avaliação dos índices de verificação

Para a verificação da qualidade das previsões foi empregada a fração entre a média dos valores de C no interior do objeto detectado na previsão e a média no interior do objeto observado (BIAS).

Além disso, foi calculado o Índice de Êxito Crítico (CSI, por sua sigla em inglês) desde duas perspectivas diferentes:

- orientado a objetos: tendo em conta a quantidade de objetos pareados e a quantidade que ficou sem par, na observação e na previsão;
- e diretamente aos pontos do interior dos objetos pareados: para avaliar a sua sobreposição.

O CSI se define, segundo a Equação 4.14, como a relação entre a quantidade de eventos previstos de forma acertada e o número total de eventos que aconteceram (acertos mais falhas) mais os falsos alarmes. Seu valor oscila entre 0 e 1, e aumenta segundo diminui a quantidade de falhas e falsos alarmes. A diferença nos enfoques

utilizados está no elemento que é considerado como “evento”, que pode ser o objeto em geral ou os seus pontos interiores.

$$CSI = \frac{Acertos}{Acertos + Falhas + FalsosAlarmes} \quad (4.14)$$

Finalmente, para avaliar as previsões de forma mais completa calculou-se o CSI combinado (CSI_c), produto do CSI orientado a objetos ou CSI total (CSI_t) e a média dos valores de CSI dos pares de objetos (CSI_o) (Equação 4.15).

$$CSI_c = CSI_t \left(\frac{1}{n_o} \sum_{n_o} 10.CSI_o \right) \quad (4.15)$$

Na Equação 4.15, n_o representa a quantidade de pares de objetos.

4.5 Diagnóstico da importância relativa dos processos de microfísica parametrizados

O diagnóstico do funcionamento do esquema de microfísica F02 consistiu na análise das taxas de conversão dos processos parametrizados, para determinar a sua importância relativa. Para isso, foram analisados seus perfis verticais em pontos selecionados de forma independente em cada caso de estudo, durante cada chamada à microfísica, em 48 horas de integração (480 chamadas em total). A escolha destes pontos garantiu a inclusão de diferentes regimes de precipitação, com o objetivo de diversificar a amostra (Tabela 4.1).

Tabela 4.1 - Coordenadas geográficas dos pontos escolhidos para o diagnóstico

Data	Coordenadas	Precipitação	Classificação
31/12/1999	(22,75S;45,16W)	153,35 mm/24 h	Alto
	(22,81S;45,41W)	64,51 mm/24 h	Meio
27/12/2008	(21,35S;42,87W)	65,57 mm/24 h	Meio
	(21,42S;42,45W)	22,19 mm/24 h	Baixo
03/12/2009	(22,51S;41,69W)	95,86 mm/24 h	Alto
	(22,46S;41,93W)	72,57 mm/24 h	Meio
26/12/2009	(22,37S;45,11W)	88,06 mm/24 h	Meio
	(22,41S;45,01W)	34,89 mm/24 h	Baixo
11/01/2011	(21,58S;44,90W)	108,61 mm/24 h	Alto
	(21,54S;44,78W)	63,79 mm/24 h	Meio
	(21,58S;45,10W)	8,55 mm/24 h	Baixo

Como apresentado na tabela 4.1, os pontos escolhidos para este estudo foram classificados segundo a precipitação acumulada neles durante as últimas 24 horas de previsão do modelo, com o objetivo de realizar intercomparações. As denominações de “altos”, “meios” e “baixos” acumulados basearam-se nos limiares de 95 mm/24 h e 35 mm/24 h.

4.6 Modificações no esquema de microfísica de nuvens

Para tentar ajustar a previsão de precipitação do modelo Eta, com a configuração definida na secção 4.1.1, se realizaram testes de sensibilidade modificando alguns aspectos do algoritmo de microfísica de nuvens F02. As variações testadas, baseadas na literatura precedente ou em análises empíricas, são descritas a seguir.

4.6.1 Modificações no cálculo da autoconversão

A parametrização de microfísica de nuvens F02 emprega o método de Kessler (1969) para o cálculo da autoconversão. Segundo essa abordagem, a taxa de conversão das gotas de nuvem, produto de colisões entre elas, para gotas de chuva, é calculada a partir da Equação 4.7. Ela depende de um limiar para a quantidade de água de nuvem (q_{limiar}), previamente definido, e de uma constante (k). Para ajustar a intensidade da conversão da água líquida de nuvem para gotas de chuva, é possível introduzir variações nos valores destas magnitudes.

A figura 4.6 ilustra as taxas de autoconversão calculadas segundo diferentes métodos, nela pode ser distinguida a influência do limiar definido em cada caso.

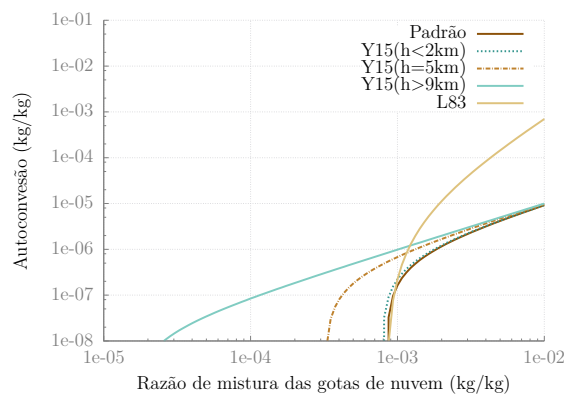


Figura 4.6 - Taxa de autoconversão em função da razão de mistura da água líquida de nuvem. As linhas identificadas como Y15 correspondem com a autoconversão calculada usando os limiares definidos por Yin et al. (2015), e a L83, com o método de Lin et al. (1983), considerando densidade unitária.

Uma das variantes testadas é o método de [Yin et al. \(2015\)](#). Eles estabelecem o limiar para a autoconversão em função da altitude, a partir de observações de satélite (Equação 4.16). O uso desse limiar permite à autoconversão ocorrer nos níveis altos da atmosfera, onde o conteúdo de água líquida é baixo.

$$q_{limiar} = -\frac{5 \cdot 10^{-4}}{\rho} \ln \frac{z}{9492,2} \quad (4.16)$$

Na Equação 4.16, z representa a altitude medida em metros, ρ simboliza a densidade do ar ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$), e q_{limiar} está expressado em kg/kg . Produto das limitações dos dados utilizados, a relação definida somente é válida para altitudes entre 2 km e 9,2 km.

Considerando que a autoconversão só é importante na criação das primeiras gotas de chuva, [Schultz \(1995\)](#) limita o cálculo desse processo aos instantes em que o conteúdo de gotas de chuva é zero. Baseado nesse enfoque, outro dos testes efetuados nesta pesquisa consistiu em calcular a taxa de autoconversão sob a condição de que a razão de mistura da chuva não fosse maior do que $10^{-5} \text{ kg}/\text{kg}$. A premissa utilizada por [Schultz \(1995\)](#) resultou muito estrita para as condições do esquema F02, segundo alguns testes realizados previamente, o que motivou a escolha do limiar mencionado.

A abordagem de [Berry \(1968\)](#) descreve a evolução da taxa de autoconversão em dependência do conteúdo de água de nuvem, com base em avaliações da Equação de Coleta Estocástica. Segundo [Beheng e Doms \(1986\)](#), essa formulação pode incluir também o efeito da coleta, causando superestimação da taxa de autoconversão. Como alternativa, a expressão de [Lin et al. \(1983\)](#), baseada em [Berry \(1968\)](#), foi introduzida no esquema F02 para a realização de testes de sensibilidade. Eles definiram a taxa da autoconversão como função da razão de mistura da água de nuvem, e introduziram um limiar nesta magnitude (Equação 4.17). Nos experimentos realizados, para o cálculo da autoconversão pelo método de Lin, se empregou o mesmo limiar usado pelo método padrão do esquema F02.

$$P_{aut} = \begin{cases} \frac{1,0 \cdot 10^{-3} \rho (q_w - q_{limiar})^2}{1,2 \cdot 10^{-4} + \left(\frac{1,569 \cdot 10^{-18} N_{cb}}{D_b \rho (q_w - q_{limiar})} \right)} & se \quad q_w > q_{limiar} \\ 0 & se \quad q_w \leq q_{limiar} \end{cases} \quad (4.17)$$

Na Equação 4.17, q_w é a razão de mistura da água de nuvem, em kg/kg ; N_{cb} , a concentração das gotículas na base da nuvem, em m^{-3} ; e ρ , a densidade do ar, em

$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$. $D_b = \frac{\sigma_R}{\mu_R}$, é a dispersão relativa das gotas na base da nuvem, onde σ_R corresponde ao desvio padrão do raio das gotículas e μ_R à sua média. Se considerou $D_b = 0,146$, segundo [Simpson e Wiggert \(1969\)](#), para condições continentais, e $N_{cb} = 200 \cdot 10^6 \text{m}^{-3}$.

4.6.2 Modificações no intercepto da distribuição de tamanhos da chuva

No esquema F02, é assumida uma distribuição exponencial para os tamanhos das gotas de chuva, com diâmetro entre 50 e 450 μm . O intercepto da distribuição é diagnosticado em função do conteúdo de chuva médio, como comentado na secção 4.3.

Como variações na configuração do esquema, se consideraram os métodos de [Thompson et al. \(2004\)](#) e [Zhang et al. \(2008\)](#), que estimam o intercepto da distribuição de tamanhos da chuva segundo a razão de mistura das gotas de chuva.

No método de [Thompson et al. \(2004\)](#), empregou-se a seguinte relação:

$$N_{o,r} = \frac{N_{1,r} - N_{2,r}}{2} \tanh\left(\frac{4(q_{ro} - q_r)}{q_{ro}}\right) + \frac{N_{1,r} + N_{2,r}}{2} \quad (4.18)$$

onde $N_{1,r} = 1 \cdot 10^{10} \text{m}^{-4}$ é o limite superior para o valor do intercepto; $N_{2,r} = 8 \cdot 10^6 \text{m}^{-4}$, o limite inferior, q_r é a razão de mistura da chuva, e $q_{ro} = 1 \cdot 10^{-4} \text{kg/kg}$ é, em essência, a razão de mistura de transição entre os dois regimes, como mostrado na figura 4.7.

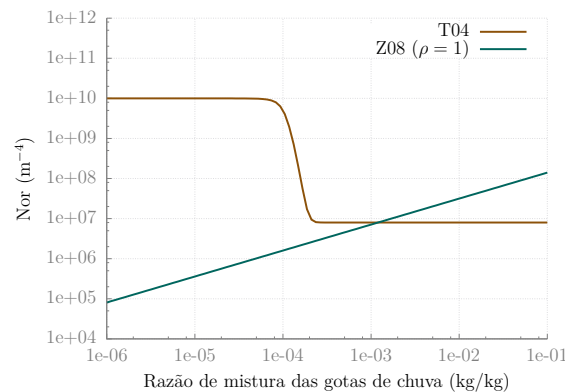


Figura 4.7 - Intercepto da distribuição de tamanhos da chuva em função da razão de mistura das gotas de chuva. A linha identificada como T04 corresponde com o método de [Thompson et al. \(2004\)](#), e a denominada Z08, com o método de [Zhang et al. \(2008\)](#), considerando densidade unitária.

A formulação de [Thompson et al. \(2004\)](#) gera altas (baixas) quantidades de chuva leve (forte), o que não concorda com observações de eventos meteorológicos de verão, segundo [Zhang et al. \(2008\)](#). Em contraposição, eles propuseram uma relação baseada em observações (Equação 4.19), que constituiu a base de um dos testes realizados nesta pesquisa.

$$N_{o,r} = 7,106.10^6(1000\rho q_r)^{0,648} \quad (4.19)$$

4.6.3 Correção ao método de ajuste à saturação

Como comentado por [Kogan e Martin \(1994\)](#), usualmente, o método de ajuste à saturação introduz erros nos resultados por superestimação da quantidade de água condensada. Como correção, eles definiram a Equação 4.20:

$$C_c = (\alpha_1 + \alpha_2 S)C + \alpha_3 S \quad (4.20)$$

onde C_c representa a taxa de condensação corrigida e C , a taxa de condensação calculada pelo método de ajuste à saturação, expressadas em $\text{g.kg}^{-1} \cdot (10\text{s})^{-1}$. Por sua vez, $S = S_o/\Delta t$, onde S_o é a supersaturação dinâmica, ou supersaturação calculada no modelo em cada passo de tempo da microfísica, antes do ajuste à saturação, definida segundo:

$$S_o = \frac{q_v - q_{sat}}{q_{sat}} \quad (4.21)$$

onde q_v é a razão de mistura do vapor de água, e q_{sat} , a razão de mistura de saturação.

As constantes α_1 , α_2 e α_3 dependem da concentração de núcleos de condensação (CCN) no ambiente, que no teste aqui aplicado foi considerada como 800 cm^{-3} . Para esta quantidade de CCN, $\alpha_1 = 2,0$, $\alpha_2 = 0,87$ e $\alpha_3 = -0,52$.

A correção à condensação foi restrita aos valores positivos dessa variável, evitando afetar a taxa de evaporação das gotículas de nuvem.

4.6.4 Outras modificações

A proporção entre gelo de nuvem e neve é considerada constante e igual a 0,2 no esquema F02, como detalhado no capítulo anterior. Ao efetuar os novos experimentos,

esse parâmetro foi modificado para adquirir os valores de 0,1; e 0,4.

Ao contrário da proposta de mudança na autoconversão, esta modificação não está relacionada com um processo específico, mas alteraria diretamente a magnitude dos processos relacionados com a fase sólida, e indiretamente a quantidade de vapor de água, água líquida de nuvem e gotas de chuva.

Da mesma forma, foi variada a concentração de gotas de nuvem, considerada como $200 \cdot 10^6 \text{ m}^{-3}$ no esquema original, para $100 \cdot 10^6 \text{ m}^{-3}$, $190 \cdot 10^6 \text{ m}^{-3}$, $210 \cdot 10^6 \text{ m}^{-3}$ e $300 \cdot 10^6 \text{ m}^{-3}$ nos testes.

Não todas as modificações aqui descritas foram testadas no modelo Eta. Os experimentos foram implementados previamente no modelo KiD, para determinar as combinações mais convenientes.

Nas parametrizações, os cálculos das taxas de conversão dos processos estão sujeitos a numerosas aproximações que podem introduzir erros nas previsões. Comumente, as expressões empregadas estão baseadas em ajustes a observações ou em análises empíricas, e precisam ser adaptadas às condições de estudo. Portanto, foram efetuados experimentos no KiD com o objetivo de estudar o efeito de variar os processos parametrizados numa ordem de magnitude. Os resultados obtidos contribuíram ao melhor entendimento do funcionamento do esquema de microfísica.

O efeito das variações testadas no esquema de microfísica de nuvens foi analisado mediante comparações do campo de precipitação acumulada desde as 24 até as 48 horas de integração, correspondente à previsão, com os respectivos dados do *Merge*. Além disso, foi examinada a variação temporal da precipitação em superfície, comparando a média espacial da previsão com a da estimativa de precipitação do sistema CMORPH (*Climate Prediction Center Morphing Technique*) (CLIMATE..., 2011).

A técnica CMORPH emprega estimativas de precipitação derivadas de observações de microondas por satélites de órbita baixa. Nos intervalos em que a informação de microondas não está disponível, as estimativas obtidas em outros horários se transportam mediante informação proveniente de imagens infravermelhas feitas com satélites geostacionários. Mais informação com relação ao procedimento usado para gerar estas estimativas pode-se encontrar no artigo de Joyce et al. (2004).

Por outro lado, foi analisada a evolução das variáveis da microfísica na coluna de ar

correspondente ao ponto de grade situado nas coordenadas (23S;45W), no caso do dia 11 de janeiro de 2011. A informação relativa a esse ponto foi considerada útil devido a que nessa localização foram acumuladas relativamente altas quantidades de chuva na previsão, embora não tão altas quanto os máximos acumulados previstos em outros casos, se mantendo, portanto, dentro de intervalos mais realistas.

5 RESULTADOS

5.1 Escolha dos casos de estudo

Os erros nas previsões se manifestam em função da localização e da intensidade dos sistemas. Por sua vez, os processos de microfísica influenciam no posicionamento, pois regulam as tendências da temperatura e da umidade, o que determina a evolução dos gradientes que regem os movimentos de massas de ar, mas, nesse aspecto, as condições iniciais e a dinâmica do modelo têm um alto grau de responsabilidade. Portanto, para focar no efeito da microfísica, procuraram-se previsões com boa localização espacial dos núcleos de chuva, mais convenientes para avaliar as consequências das alterações introduzidas.

A avaliação inicial incluiu um total de 61 casos de rodadas de 48 horas, correspondentes a períodos em que ocorreram chuvas extremas em regiões compreendidas no domínio de integração do modelo (Tabela 5.1). Os valores médios do CSI_o , CSI_t e CSI_c foram de 0,0052; 0,63 e 0,033; respectivamente.

Tabela 5.1 - Datas das previsões de precipitação do modelo Eta avaliadas para escolher os casos de estudo

Período	Data início	Data final
1	26/12/1999	05/01/2000
2	16/12/2008	03/01/2009
3	29/11/2009	13/12/2009
4	22/12/2009	03/01/2010
5	09/01/2011	12/01/2011

Alguns casos apresentam valores relativamente baixos de CSI_t , devido à existência de áreas de chuva na previsão que não foram detectadas na observação (falsos alarmes) ou devido à ocorrência de áreas de chuva não previstas (falhas). Embora o CSI_t tenha valores altos nos casos em que todos os objetos são pareados, o valor do CSI_c correspondente é menor por causa do mal posicionamento dos sistemas, refletido no baixo valor de CSI_o . Porém, deve-se lembrar que o CSI_o dificilmente teria valor unitário, pois isso requereria que os objetos pareados tivessem igual quantidade de pontos.

Segundo os valores de CSI_o , CSI_t e CSI_c calculados, foram escolhidos 5 casos, representativos das melhores previsões da localização da chuva em cada período

(Figuras 5.1, 5.2, 5.3, 5.4 e 5.5). Na Tabela 5.2 são apresentados os valores dos índices correspondentes aos casos selecionados para o estudo¹. Apesar dos valores de CSI_c serem baixos, tendo em conta o valor médio da amostra, é possível concluir que, nos casos selecionados, o grau de superposição das áreas pareadas é relativamente alto, com exceção do caso do dia 26 de dezembro de 2009.

Tabela 5.2 - Valores dos índices de avaliação aplicados aos casos de estudo

Data	Par de objetos	BIAS	CSI_o	CSI_t	CSI_c
31/12/1999	1	1,340	0,023	0,33	0,08
27/12/2008	1	1,138	0,005	0,33	0,06
	2	1,365	0,029		
03/12/2009	1	0,958	0,014	0,80	0,11
	2	0,593	0,030		
	3	0,940	0,009		
	4	0,856	0,000		
26/12/2009	1	2,470	0,007	0,75	0,02
	2	1,713	0,001		
	3	1,041	0,000		
11/01/2011	1	0,605	0,027	1,00	0,09
	2	0,974	0,000		
	3	1,047	0,000		

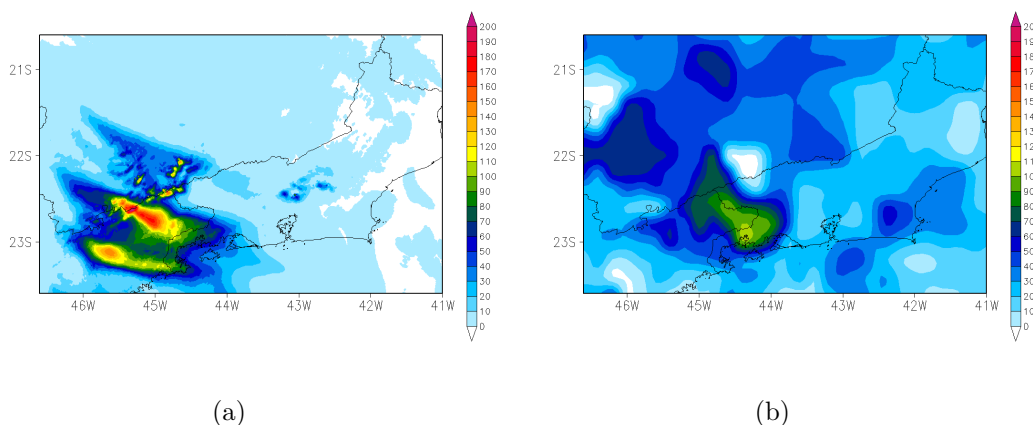


Figura 5.1 - Acumulado de precipitação (mm/dia) correspondente ao período desde as 12 UTC do 01/01/2000 às 12 UTC do 02/01/2000. a) Previsão do modelo Eta, b) Estimativas *Merge*

¹Lembre-se que as integrações foram feitas por 48 horas, a data que consta na tabela é a data de início de cada rodada do modelo Eta. Os índices apresentados correspondem às previsões do modelo desde as 24 até as 48 após a data especificada na tabela

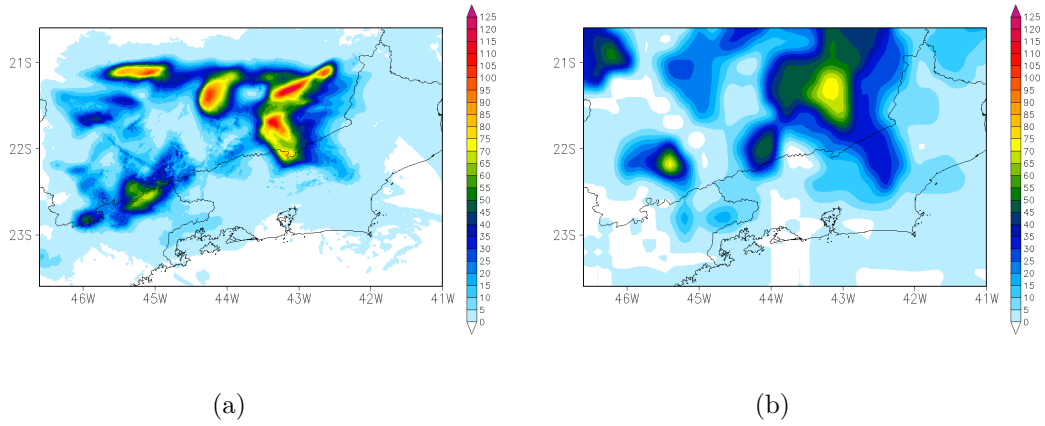


Figura 5.2 - Acumulado de precipitação (mm/dia) correspondente ao período desde as 12 UTC do 28/12/2008 às 12 UTC do 29/12/2008. a) Previsão do modelo Eta, b) Estimativas *Merge*

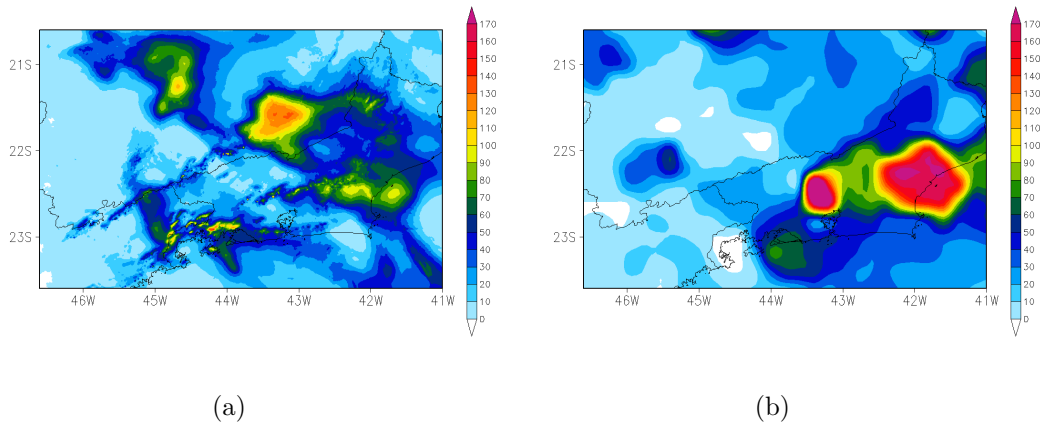


Figura 5.3 - Acumulado de precipitação (mm/dia) correspondente ao período desde as 12 UTC do 04/12/2009 às 12 UTC do 05/12/2009. a) Previsão do modelo Eta, b) Estimativas *Merge*

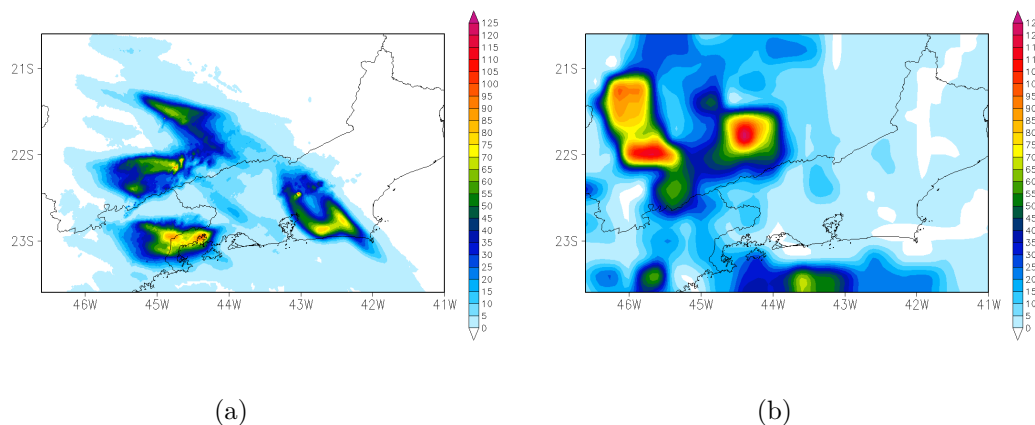


Figura 5.4 - Acumulado de precipitação (mm/dia) correspondente ao período desde as 12 UTC do 12/01/2011 às 12 UTC do 13/01/2011. a) Previsão do modelo Eta, b) Estimativas *Merge*

Em particular, no caso do dia 26 de dezembro de 2009, se obteve $CSI_c = 0,02$, um valor baixo com relação à média, devido à notável diferença nas configurações gerais dos campos de precipitação previsto e observado (Figura 5.5). Porém, decidiu-se incorporar este caso ao estudo porque ele possui características que poderiam ser úteis, como o fato do modelo ter acertado na previsão da localização de uma área de chuva intensa na região compreendida entre 22° e 23° de latitude Sul e entre 44° e 45° de longitude Oeste, aproximadamente.

Na Tabela 5.2, o valor BIAS para cada caso representa a razão entre a média da precipitação acumulada num objeto da previsão e a média no objeto correspondente da observação. Nestes casos, evidencia-se uma leve tendência à superestimação da precipitação pelo modelo (média do BIAS = 1,157). Porém, este efeito é muito mais notável no total de casos da amostra inicial (61 casos), para os quais o valor médio do BIAS é de 1,876. A superestimação da chuva nos núcleos de maiores acumulados pode estar relacionada com a deficiente representação da chuva estratiforme, como detectado por Morrison et al. (2009).

Os casos de estudo apresentam situações sinóticas típicas de verão, com marcada convergência de umidade em superfície na direção noroeste-sudeste sobre o Brasil e a presença da Alta da Bolívia. A Tabela 5.3 lista os sistemas sinóticos atuantes em níveis baixos, sobre a região de interesse, nos dias selecionados para o estudo. Estas informações provêm das cartas sinóticas da Marinha do Brasil (Serviço Meteorológico

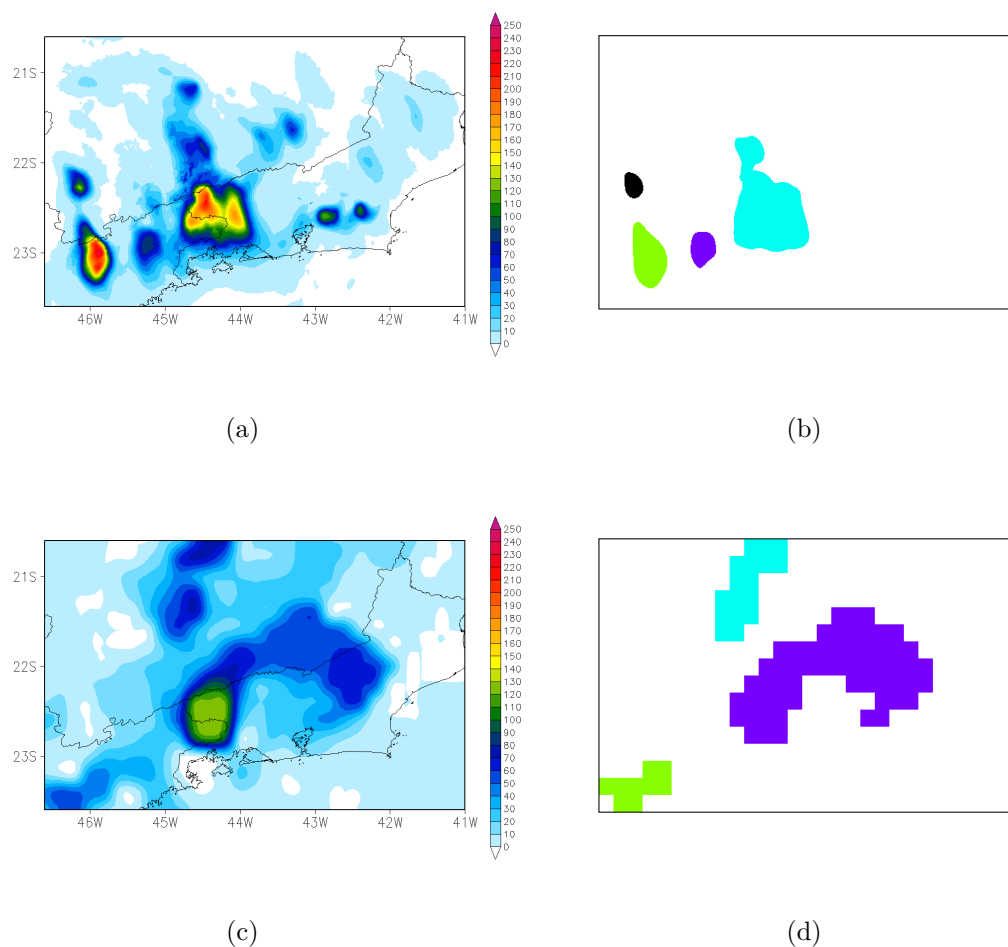


Figura 5.5 - Acumulado de precipitação (mm/dia) correspondente ao período desde as 12 UTC do 27/12/2009 às 12 UTC do 28/12/2009. a) Previsão do modelo Eta, b) Objetos detectados na previsão, c) Estimativas *Merge*, d) Objetos detectados no *Merge*

Marinho)², e da interpretação dos campos de umidade, pressão, altura de geopotencial, temperatura e vento provenientes dos dados de CFSR (SAHA et al., 2010a; SAHA et al., 2011)(veja-se o Apêndice A). A situação sinótica foi analisada, em cada caso, 24 horas após o começo da integração, tendo em conta que o modelo foi rodado para 48 horas.

²A disponibilidade de informação desta fonte está limitada ao período posterior ao dia 1º de outubro de 2006, portanto, não existem dados do caso de estudo correspondente ao 31 de dezembro de 1999

Tabela 5.3 - Situação sinótica em baixos níveis correspondente aos casos de estudo escolhidos.

Data	Sistema meteorológico atuante
01/01/2000	Cavado
28/12/2008	Cavado
04/12/2009	Frente fria
27/12/2009	Baixa pressão
12/01/2011	Frente quase estacionária

5.2 Diagnóstico do funcionamento da parametrização de microfísica de nuvens de **Ferrier et al. (2002)**

O diagnóstico do funcionamento da parametrização de microfísica F02, usada pelo modelo Eta, foi focado na análise das taxas de conversão correspondentes a cada processo representado no esquema (por conversão, entenda-se a transformação de fase e/ou espécie dos hidrometeoros). Foi estabelecida uma comparação entre pontos com relativamente altos acumulados de chuva em 24 horas e pontos com valores baixos (ver Tabela 4.1).

Lembre-se que cada ponto no domínio horizontal é representado por uma coluna no domínio tridimensional, e que a precipitação em superfície se produz segundo o saldo dos processos de microfísica que ocorrem em todas as camadas da coluna. O algoritmo de microfísica realiza um ciclo por todos os níveis verticais do modelo e os cálculos realizados em cada camada são praticamente independentes dos realizados nas outras. Portanto, nesta análise, os cálculos realizados em camadas diferentes são registrados como eventos individuais. O total de eventos consiste no produto do total de pontos do domínio horizontal escolhidos para a análise (11), o número total de camadas em cada um deles (30-50), e a quantidade de vezes que o esquema foi chamado durante a integração do modelo (480).

Na figura 5.6, se mostra a distribuição das frequências e as somas dos valores absolutos das taxas de conversão dos processos parametrizados, tendo em conta o total de eventos. Esta frequência indica a quantidade vezes que o processo em questão teve valores não nulos.

O gráfico da figura 5.6 mostra que a deposição é o processo com maior frequência de ocorrência, o que sugere que o gelo deve ser abundante ao executar o algoritmo de microfísica, e, portanto, pode ser protagonista da geração dos altos acumulados de chuva detectados. Em segundo lugar, encontra-se a condensação, seguido da eva-

poração das gotas de chuva e da coleta; processos que se destacam por apresentar frequências significativamente maiores do que os demais.

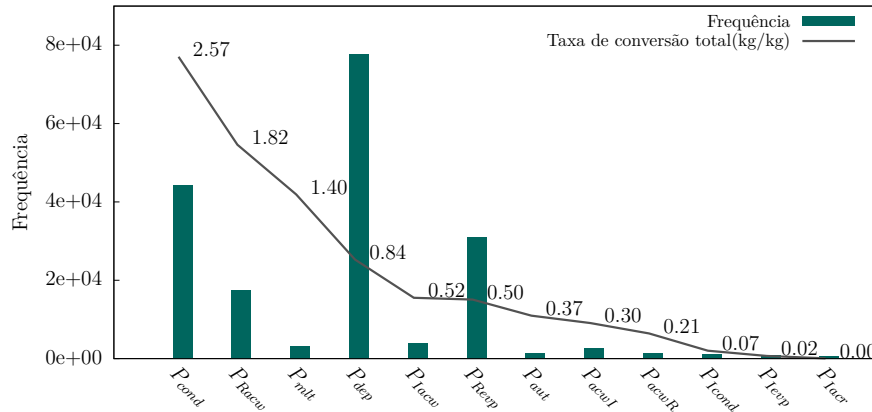


Figura 5.6 - Frequências dos processos parametrizados e valores absolutos das suas taxas de conversão

No entanto, no gráfico da figura 5.6 se evidencia que as frequências dos processos não são proporcionais aos totais das suas taxas de conversão. Apesar de não ter a maior frequência absoluta de ocorrência, a condensação é o processo que mais contribui aos balanços da microfísica, seguido da coleta, da fusão do gelo, da deposição, do *riming* e da evaporação das gotas de chuva. Os aportes da condensação e da evaporação que ocorrem sobre a superfície do gelo semifundido e da solidificação das gotas de chuva são praticamente desprezíveis. É notável o fato de que a fusão do gelo tenha um aporte tão significativo, embora sua frequência absoluta seja tão baixa. Isto se deve a que esta mudança de fase ocorre somente nas camadas imediatas inferiores à camada de $0^{\circ}C$, o que representa uma fração muito baixa do total de camadas na coluna. Não obstante, nelas ocorre a fusão do total de gelo precipitante, em ocasiões resultado do acúmulo proveniente duma ampla quantidade de camadas.

Na figura 5.7, os acumulados das taxas de conversão foram calculados de forma distinta. Em primeiro lugar, foi determinado o máximo atingido por cada processo, em valor absoluto (Max), e se definiram 5 classes no intervalo $[0; Max]$. Como os valores de Max variam segundo o processo em questão, os limites das classes também são diferentes. No gráfico da figura 5.7, as barras representam a soma dos valores absolutos das taxas de conversão incluídas na mesma classe, para cada processo. As classes 1 agrupam as ocasiões em que os processos apresentaram os menores valores, enquanto aquelas com maiores valores se incluem nas classes 5. Em geral, os pro-

cessos de baixa intensidade atingem acumulados maiores que os das demais classes, com exceção do *riming*, da evaporação do gelo semifundido, e da autoconversão. Esta última apresenta acumulados das classes 4 e 5 muito altos, o que destaca a presença de valores extremos.

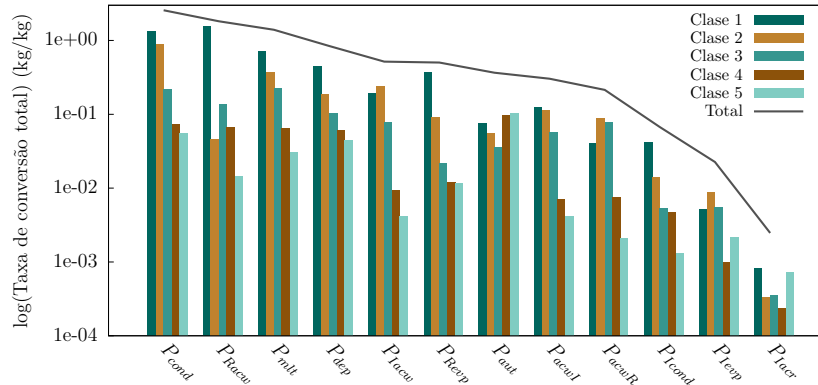


Figura 5.7 - Taxas de conversão dos processos parametrizados ao dividir os eventos em classes, segundo a magnitude da conversão atingida.

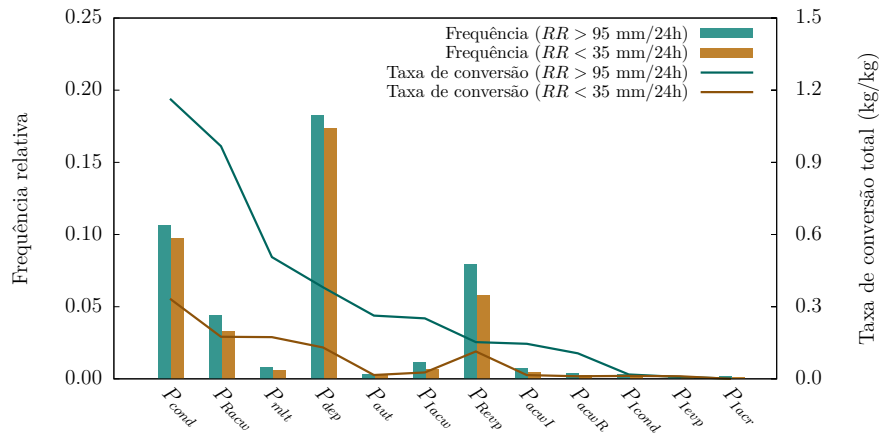


Figura 5.8 - Comparação das frequências dos processos parametrizados e dos valores absolutos de suas taxas de conversão segundo a intensidade da precipitação acumulada em 24 horas

Ao comparar os casos de baixos acumulados de chuva em 24 horas com aqueles que tiveram altos acumulados (Figura 5.8), se percebe que não existem acentuadas diferenças nas frequências dos processos ao variar o regime de precipitação. Entretanto, às taxas de conversão correspondentes a distintos regimes são claramente diferen-

tes, sobretudo nos casos da condensação e da coleta, e com exceção dos processos de aporte desprezível mencionados anteriormente. Contudo, a taxa de evaporação das gotas de chuva não varia apreciavelmente, quando comparado com os outros processos.

Para a elaboração do gráfico da figura 5.8, levaram-se em conta as diferenças nos tamanhos das amostras dos casos com diferentes regimes de precipitação. A quantidade de camadas na coluna de ar depende da topografia, assim, regiões montanhosas têm menos camadas na vertical do que regiões de baixa altitude. A análise apresentada inclui dados correspondentes a distintos pontos dentro do domínio horizontal do modelo. A diferença na quantidade de camadas na coluna de ar correspondente a cada ponto é responsável pela diferença na quantidade de vezes que os processos de microfísica são calculados. Por esse motivo, decidiu-se representar a frequência relativa, calculada como a razão entre a quantidade de vezes que determinado processo teve valores não nulos e a quantidade total de eventos para cada regime de chuva. Para comparar as taxas de conversão dos processos, se tomou como referência o tamanho da amostra dos casos com taxas de precipitação maiores do que 95 mm/24 horas, para achar a contribuição proporcional dos casos com taxas de precipitação menores do que 35 mm/24 horas (Equação 5.1).

$$Ar_b = \frac{A_b \cdot N_a}{N_b} \quad (5.1)$$

Na Equação 5.1, Ar_b representa o acumulado que teriam as taxas de conversão dos processos nos casos com pouca precipitação ($RR < 35\text{mm}/24$ horas), se o tamanho da amostra fosse igual ao tamanho da amostra dos casos com taxas de precipitação maiores do que 95 mm/24 horas (N_a). N_b representa o tamanho da amostra e A_b o acumulado das taxas de conversão dos processos, nos casos com taxas de precipitação menores do que 35 mm/24 horas

Os perfis verticais médios dos processos de microfísica mais significativos podem ser observados na figura 5.9. A distribuição vertical permite apreciar a presença da camada de mistura, onde coexistem distintas fases da água, e portanto, ocorrem processos “quentes” e “frios” simultaneamente.

A característica mais notável nos perfis verticais é o extremo abrupto alcançado pela autoconversão e a coleta ao redor do nível de 900 hPa, diferente dos outros processos, que têm uma distribuição vertical suave. Como visível na figura 5.10, onde

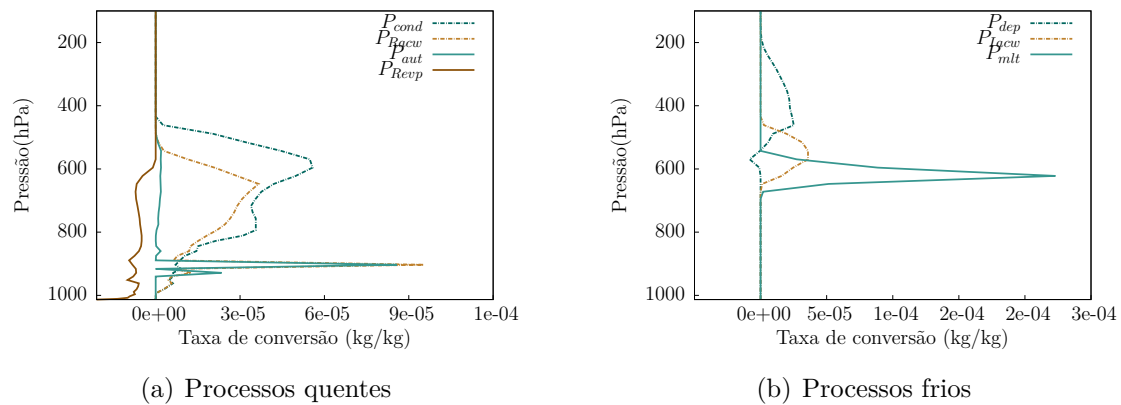


Figura 5.9 - Perfis verticais médios dos processos de microfísica durante 48 horas de integração, nos pontos analisados

se representam os perfis verticais médios da coleta e da autoconversão, classificados segundo a precipitação acumulada em 24 horas, esse comportamento corresponde com o aumento da chuva. Tem-se verificado que este padrão ocorre na camada superficial em regiões de relevo acidentado, o que não é evidente no gráfico por constituir uma média de perfis correspondentes a pontos com distinta altura da superfície.

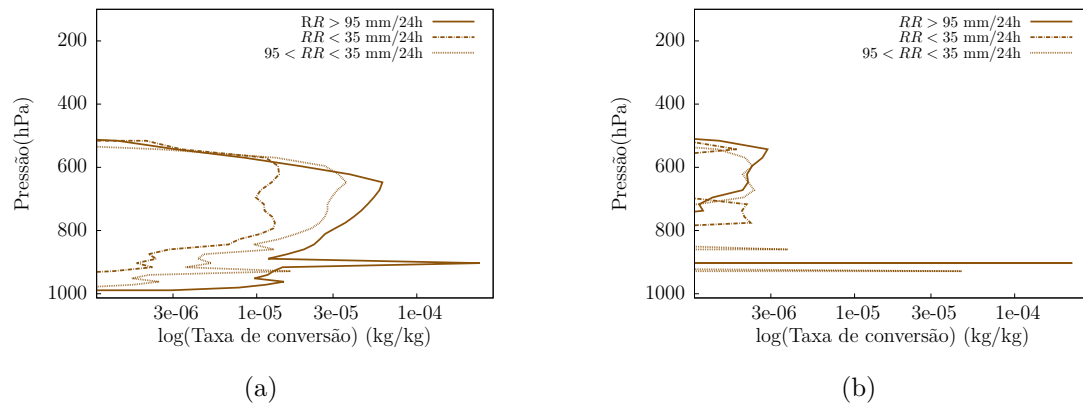


Figura 5.10 - Perfis verticais médios (a) da coleta de água de nuvem por gotas de chuva e (b) da autoconversão da água de nuvem para gotas de chuva

A coleta de água de nuvem por gotas de chuva e a autoconversão são os processos que transformam a água de nuvem diretamente para gotas de chuva, portanto, seu efeito nos acumulados de precipitação é imediato. No experimento do dia 11/01/2011, no ponto localizado em (21,58S;44,90W), determinou-se que a geração de chuva na

camada superficial devido à autoconversão e à coleta foi significativo, pois constituiu aproximadamente o 76% da chuva gerada na coluna entre as 34 e as 48 horas de integração do modelo (Figura 5.11(a)). Ao analisar os perfis representados na figura 5.11(b), verifica-se que uma grande quantidade de água foi condensada na camada inferior da coluna, o que ativou a geração de chuva por autoconversão e coleta. Os cálculos da autoconversão e da coleta estão condicionados pela presença de água líquida de nuvem e os valores destes processos são proporcionais à razão de mistura dessa espécie.

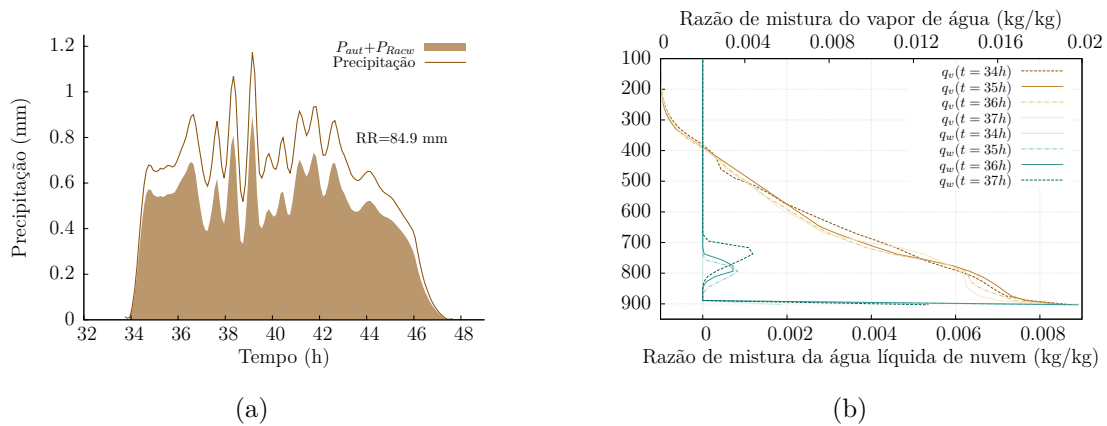


Figura 5.11 - Geração de chuva na camada inferior da coluna situada no ponto (21,58S;44,90W), no experimento correspondente a 11/01/2011. a) Evolução da precipitação acumulada na coluna e da geração de chuva na camada superficial por autoconversão e coleta. b) Perfis de vapor de água e água líquida de nuvem na coluna.

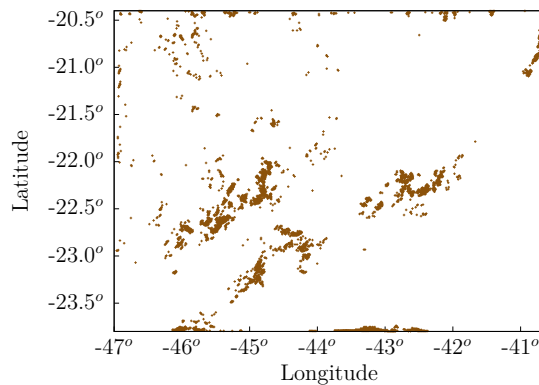


Figura 5.12 - Pontos onde se detectou a geração de precipitação, de forma exclusiva na camada inferior da coluna de ar, quando executado o modelo Eta com 1 km de espaçamento de grade.

Uma análise mais detalhada do caso do dia 11 de janeiro de 2011 evidenciou que este não é um comportamento isolado, exclusivo de um ponto no domínio, mas constituiu um padrão recorrente em muitos pontos, sobretudo em regiões de topografia acidentada ou próximas à fronteira da área de integração do modelo. Na figura 5.12 pode ser observada uma representação esquemática da distribuição desse padrão no domínio de integração, que pode ser comparada com o mapa de topografia representado na figura 4.2.

5.3 Modificações ao esquema de microfísica de nuvens

Levando em conta os resultados do diagnóstico, se realizaram algumas modificações na microfísica de nuvens, com o objetivo de achar um melhor ajuste da precipitação prevista com a observada. As mudanças introduzidas estão baseadas em sugestões achadas na literatura ou em análises empíricas. Nos testes apresentados a seguir, foram excluídos os processos classificados como “desprezíveis” no diagnóstico.

5.3.1 Testes no modelo KiD

O modelo KiD funcionou como marco de referência para a realização de testes. Ele permitiu isolar a microfísica do efeito dos outros algoritmos calculados normalmente num modelo de previsão numérica do tempo, assim como economizar tempo e recurso computacional.

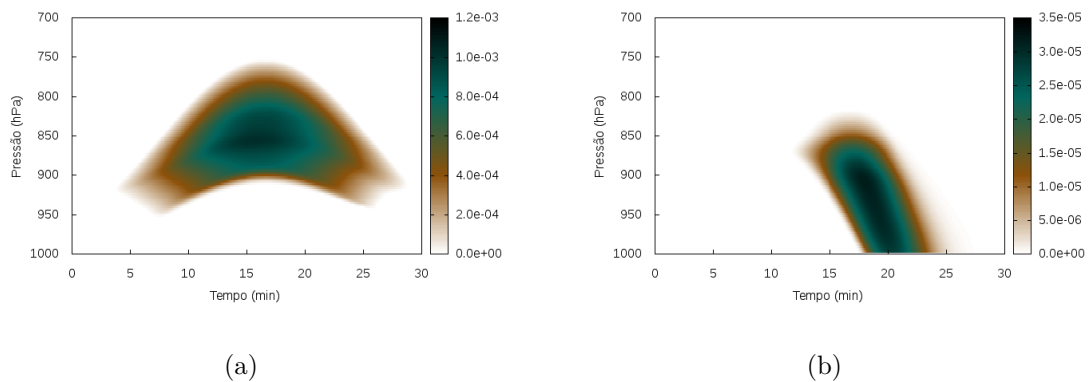


Figura 5.13 - Simulação do caso quente pelo esquema de microfísica F02 no modelo KiD. Em sombreado, se representam as razões de mistura (kg/kg) de : a) a água líquida de nuvem e b) as gotas de chuva

Na figura 5.13 se apresentam os campos de água líquida de nuvem e gotas de chuva

gerados pelo esquema F02 ao simular um caso de chuva quente no KiD. Além dos campos anteriores, a figura 5.14 mostra o gelo produzido na simulação de uma nuvem mais profunda. Neste caso, a chuva é formada tanto a partir da água líquida, quanto a partir do gelo.

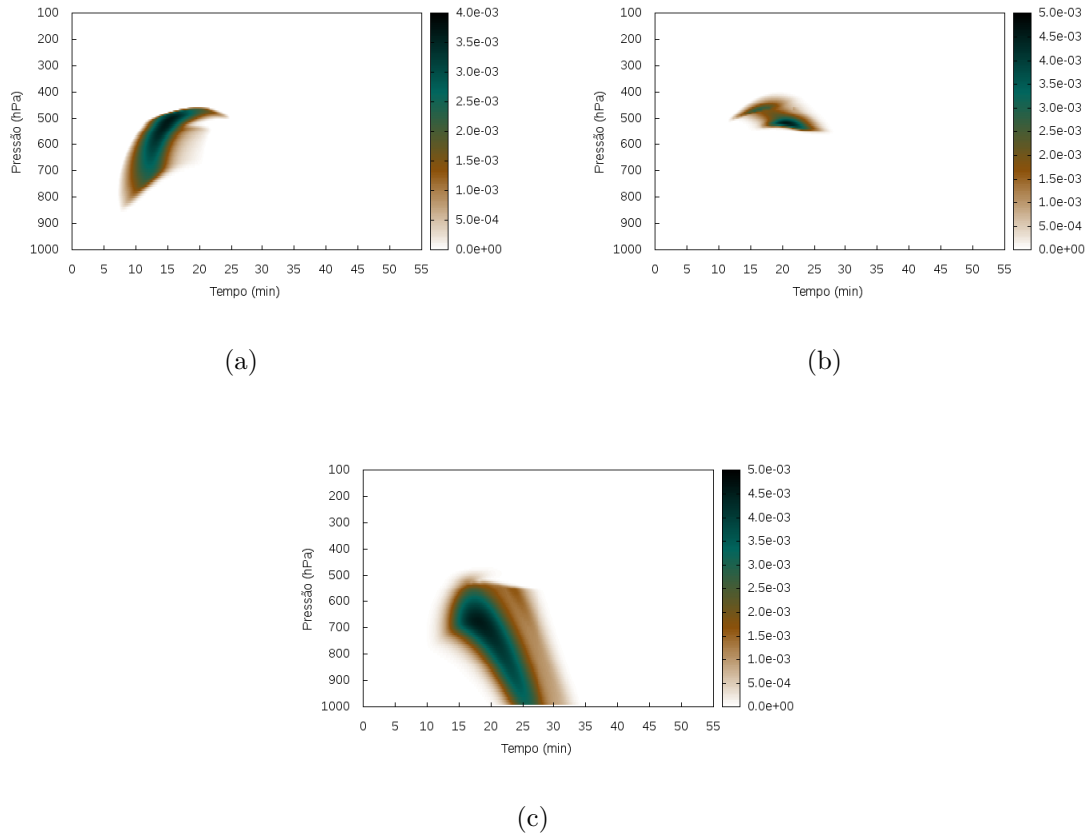


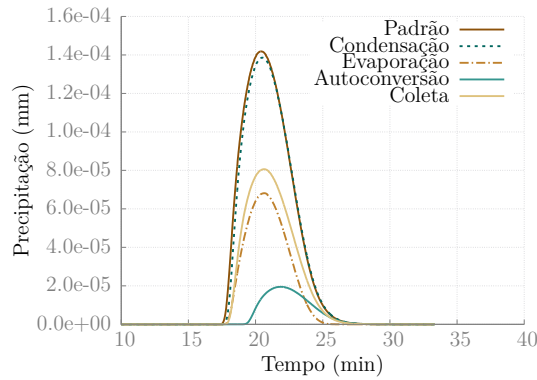
Figura 5.14 - Simulação do caso profundo pelo esquema de microfísica F02 no modelo KiD. Em sombreado, se representam as razões de mistura (kg/kg) de : a) a água líquida de nuvem, b) o gelo e c) as gotas de chuva

A geração de chuva no caso quente é muito baixa, porém, isso não impede o estudo dos efeitos causados pelas modificações no esquema sobre a produção de chuva, já que o foco desta análise encontra-se nas variações relativas aos casos controle.

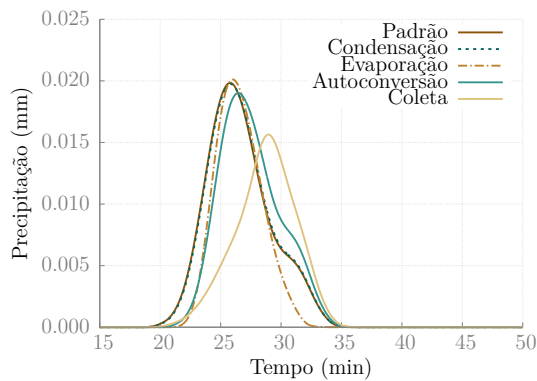
5.3.1.1 Sensibilidade do esquema a variações nas taxas de conversão dos processos de microfísica representados

Para complementar a informação que o diagnóstico realizado forneceu, foi útil testar a sensibilidade do esquema a variações nos processos de microfísica contidos nele.

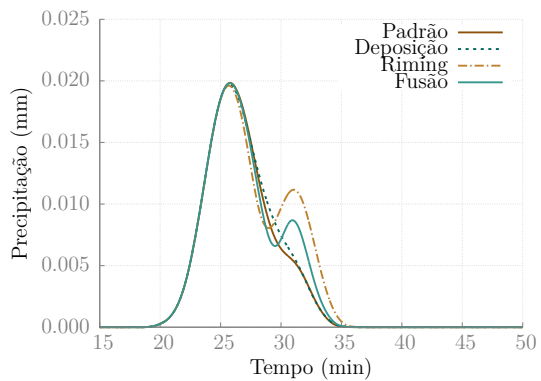
Para isso, se empregou a implementação do esquema F02 no modelo KiD, alterando as magnitudes dos processos em uma ordem de magnitude. As taxas de conversão foram modificadas arbitrariamente, no sentido de diminuir a chuva acumulada em superfície, portanto, a evaporação da chuva teve que ser aumentada, enquanto os demais processos foram diminuídos. Lembre-se que o processo aqui identificado com o termo “condensação” corresponde também à evaporação das gotículas de nuvem, se tiver valores negativos, e o mesmo acontece com a deposição/sublimação.



(a)



(b)



(c)

Figura 5.15 - Precipitação em superfície gerada pelo esquema de microfísica F02 no modelo KiD, variando as magnitudes dos processos parametrizados. A legenda indica o processo modificado em cada caso. a) Caso quente e b)-c) Caso profundo

Na figura 5.15 se mostra que a sensibilidade da chuva às mudanças nas magnitudes dos processos depende do grau de desenvolvimento da nuvem. O efeito de modificar os processos da fase líquida é amortecido quando a origem de chuva é mista, ou seja, quando atuam simultaneamente processos quentes e frios. Esse amortecimento é notável no caso da autoconversão, mecanismo que é mais significativo nos intervalos

iniciais da geração da chuva. A figura 5.15(a) prova que a variação da autoconversão influencia fortemente a produção de chuva, no entanto, na figura 5.15(b) se evidencia que ao incrementar o desenvolvimento da nuvem, esta influência é ofuscada. Porém, embora ela não modifique amplamente a intensidade da chuva no caso profundo, conserva a propriedade de regular a sua localização temporal. Nos dois casos, ao diminuir a autoconversão, a geração de chuva é retardada.

Já o comportamento correspondente à evaporação da chuva é diferente. No caso quente (Figura 5.15(a)), ao aumentar este processo, diminuiu a precipitação, enquanto que, no caso profundo, a chuva acumulada na base da coluna atingiu valores superiores aos da rodada padrão, em um intervalo de tempo determinado, e voltou a ser menor posteriormente. Lembre-se que a evaporação é proporcional ao déficit de saturação do ar, ao aumentar a taxa de evaporação, o déficit de saturação diminui mais rapidamente, até chegar num estado em que a evaporação, embora multiplicada artificialmente de forma sistemática, é menor do que a evaporação do experimento original, e, portanto, a chuva é maior. Logo depois, ela diminui pois o conteúdo de água da nuvem é esgotado mais rapidamente. No caso analisado, embora a chuva instantânea tenha aumentado em algum intervalo, a precipitação integrada no tempo diminuiu.

Por outro lado, mudar as taxas de condensação/evaporação e deposição/sublimação em uma ordem de magnitude não é suficiente para provocar uma diminuição perceptível da precipitação. Poderia ser argumentado que ao diminuir a condensação e a deposição se diminui de forma simultânea a evaporação da água de nuvem e a sublimação, e o efeito na precipitação se anula.

A influência da variação da coleta na taxa de precipitação, contudo, é suficientemente forte como para se evidenciar até em presença de gelo. A explicação pode estar nos altos acumulados de conversão produzidos por este processo, como diagnosticado na secção 5.2.

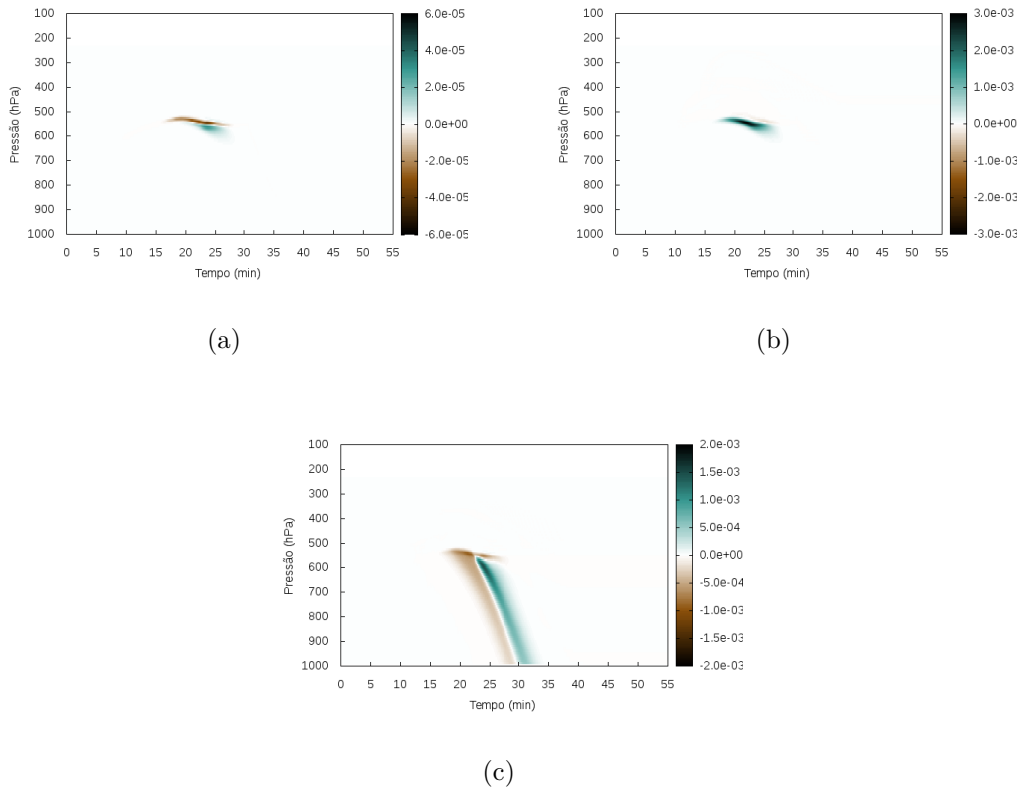


Figura 5.16 - Modificações introduzidas na simulação do caso profundo, ao diminuir arbitrariamente a taxa de fusão do gelo. Os valores positivos correspondem com aumentos nas magnitudes. a) Variação na taxa de fusão do gelo (kg/kg), b) Variação na razão de mistura do gelo (kg/kg), e c) Variação na razão de mistura das gotas de chuva (kg/kg)

Ao diminuir as taxas da fusão do gelo e do *riming*, a precipitação apresenta bimodalidade, o que se relaciona com a prevalência da nuvem por mais tempo, já que o *riming* funciona como sumidouro de água de nuvem e a fusão, como sumidouro do gelo. Essas duas modificações causam retardo na produção da chuva a partir do gelo, como ilustrado nas figuras 5.16 e 5.17.

Na figura 5.16, é possível perceber que a diminuição da taxa de fusão do gelo provoca que este continue precipitando e esteja presente em camadas inferiores às ocupadas na rodada original (entre 600 e 550 hPa aproximadamente) (Figura 5.14(b)). A aparição de gelo em novas camadas gera os valores positivos representados nas figuras 5.16(a) e 5.16(b).

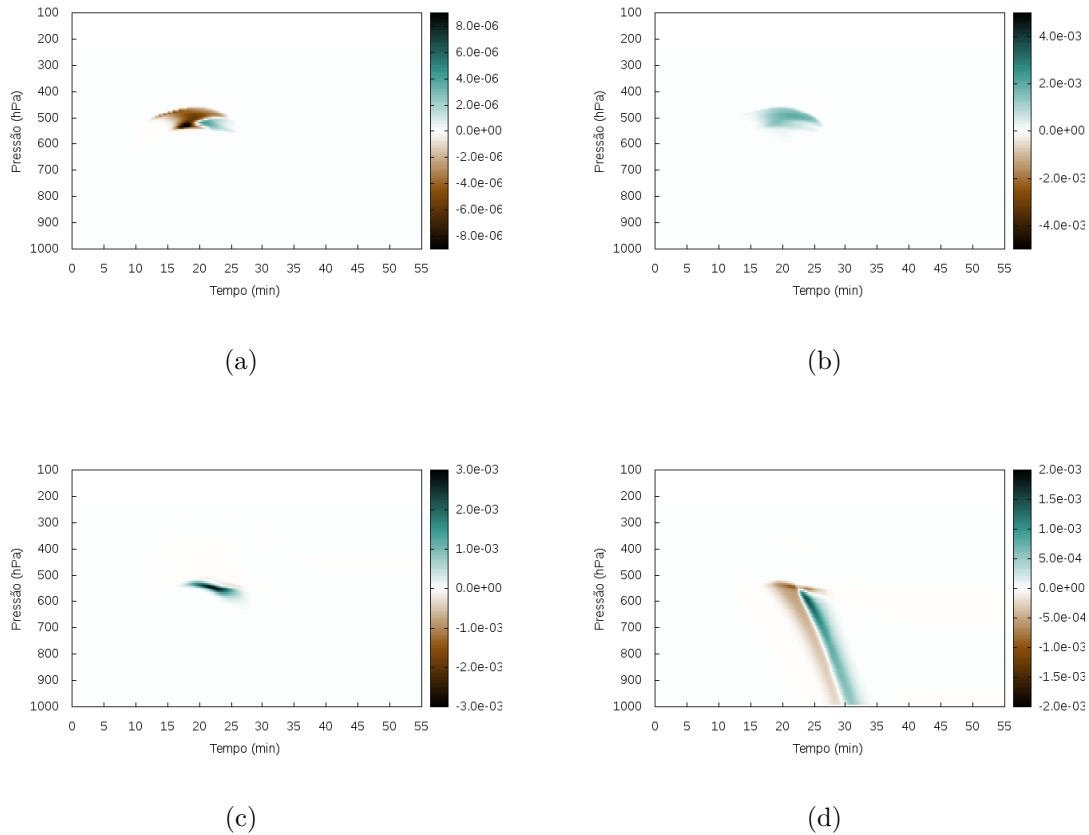


Figura 5.17 - Modificações introduzidas na simulação do caso profundo, ao diminuir arbitrariamente a taxa de *riming*. Os valores positivos correspondem com aumentos nas magnitudes. a) Variação na taxa de *riming* (kg/kg), b) Variação na razão de mistura da água líquida de nuvem (kg/kg) c) Variação na razão de mistura do gelo (kg/kg), e d) Variação na razão de mistura das gotas de chuva (kg/kg)

A diminuição do *riming* limita a conversão de água de nuvem para gelo (ou chuva), fazendo com que a nuvem permaneça por mais tempo. Na simulação, isto se reflete no aumento da razão de mistura da água de nuvem entre os 15 e 27 minutos aproximadamente (Figura 5.17(b)) e na aparição de gelo nas camadas entre 550 e 600 hPa (Figura 5.17(c)).

5.3.1.2 Sensibilidade do esquema a modificações na sua configuração

As alterações no esquema de microfísica comentadas na secção 4.6 foram testadas primeiramente no esquema F02 implementado no modelo KiD. As figuras 5.18 e 5.19 ilustram o efeito destas modificações na precipitação em superfície, para os casos

quente e profundo, respectivamente.

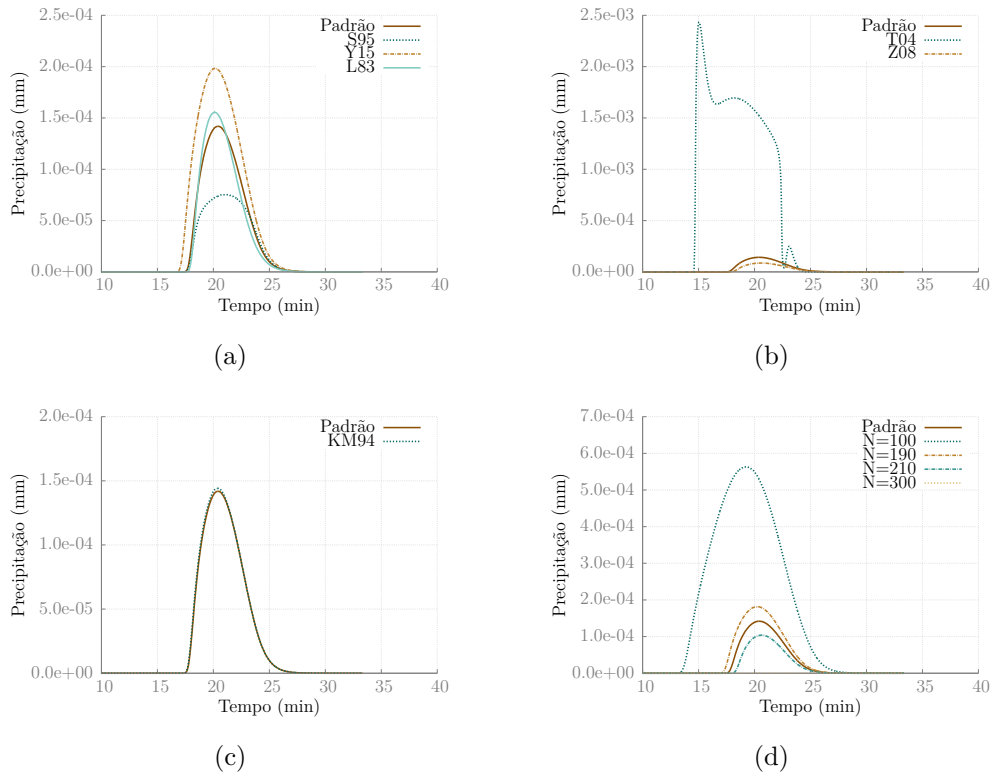


Figura 5.18 - Precipitação em superfície gerada pelo esquema F02 no modelo KiD, na simulação do caso quente. Comparações da simulação padrão com as simulações em que: a) a autoconversão é calculada pelos métodos de Schultz (1995) (S95), Yin et al. (2015) (Y15) e Lin et al. (1983) (L83), b) o intercepto da distribuição de tamanhos da chuva é diagnosticado pelos métodos de Thompson et al. (2004) (T04) e Zhang et al. (2008) (Z08), c) a condensação é corrigida pelo método de Kogan e Martin (1994) (KM94), e d) a concentração das gotas de nuvem é alterada.

A correção da condensação pelo método de Kogan e Martin (1994) não produz nenhum efeito significativo na precipitação, tanto no caso quente quanto no profundo. Este resultado é esperado depois de analisada a sensibilidade do esquema às variações nos processos, na secção anterior.

A alteração da fração de gelo de nuvem e neve só é aplicável no caso profundo, pelos motivos óbvios. Contudo, como é possível perceber na figura 5.19(c), este fator não provoca mudanças na previsão de chuva.

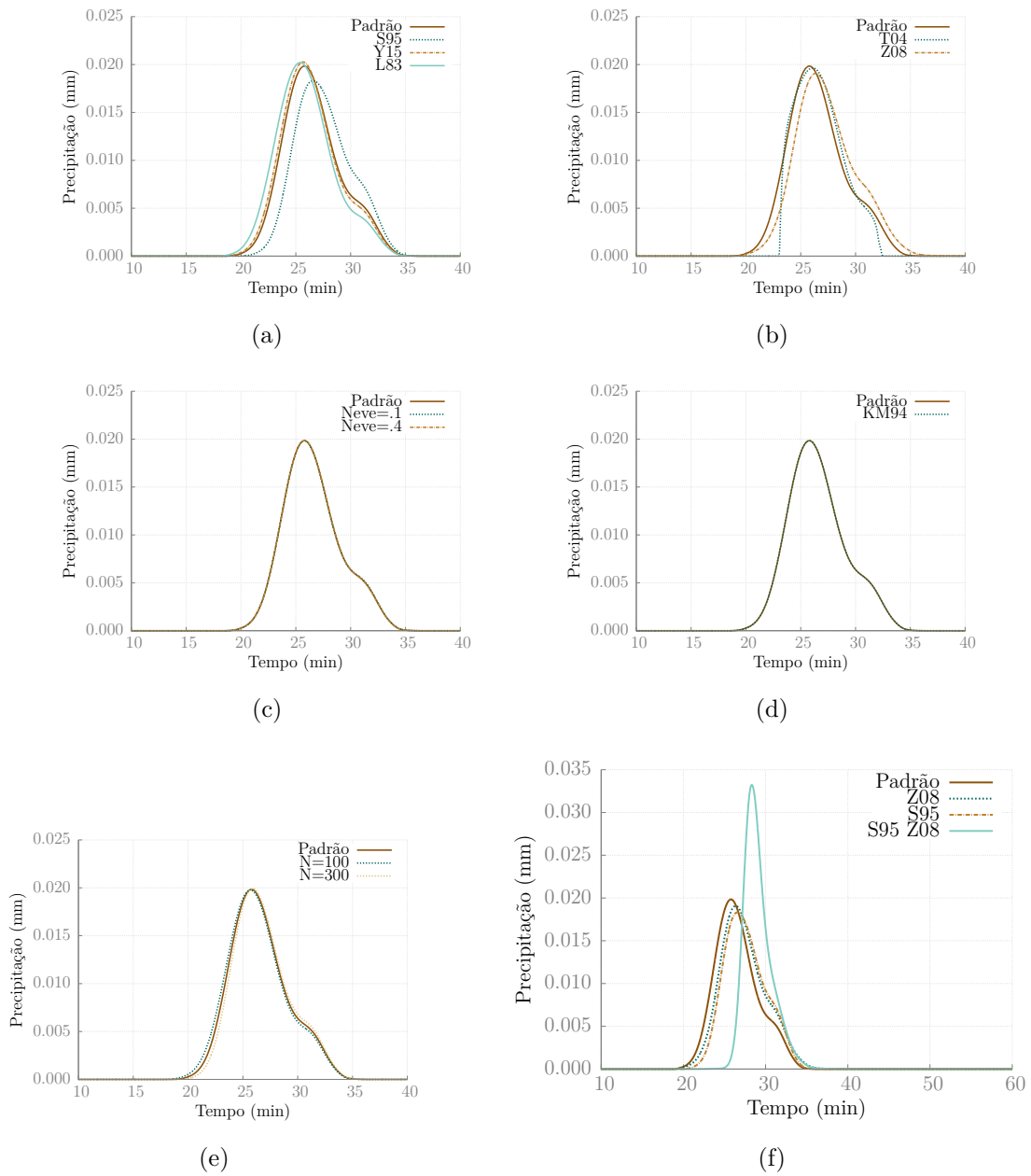


Figura 5.19 - Precipitação em superfície gerada pelo esquema F02 no modelo KiD, na simulação do caso profundo. Comparações da simulação padrão com as simulações em que: a) a autoconversão é calculada pelos métodos de [Schultz \(1995\)](#) (S95), [Yin et al. \(2015\)](#) (Y15) e [Lin et al. \(1983\)](#) (L83), b) o intercepto da distribuição de tamanhos da chuva é diagnosticado pelos métodos de [Thompson et al. \(2004\)](#) (T04) e [Zhang et al. \(2008\)](#) (Z08), c) a fração de gelo e neve é variada, d) a condensação é corrigida pelo método de [Kogan e Martin \(1994\)](#) (KM94), e) a concentração das gotas de nuvem é alterada e f) se utilizam S95 e Z08 simultaneamente.

Já a concentração das gotículas da nuvem causa forte variação da precipitação no

caso quente, mas o efeito é muito menor no caso profundo, o que concorda com os resultados de [Planche et al. \(2015\)](#). No caso quente, ao aumentar a concentração de gotículas, diminui a precipitação, sendo consequente com a idéia de que o aumento da concentração de partículas causa a diminuição do raio médio, como mostrado por [Squires \(1958\)](#) em nuvens continentais e marítimas. Nesse caso, para concentrações de $300 \cdot 10^6 \text{ m}^{-3}$, a chuva é inibida.

Da mesma forma, os efeitos das modificações na forma de calcular a autoconversão e o intercepto da distribuição de tamanhos são ofuscados no caso profundo, embora eles sejam bem perceptíveis no caso quente.

Com relação à autoconversão, somente o método sugerido por [Schultz \(1995\)](#) causa diminuição na precipitação. Por outro lado, o método de [Thompson et al. \(2004\)](#), para o diagnóstico do intercepto, provoca excessiva produção de chuva no caso quente, o que confirma as considerações de [Zhang et al. \(2008\)](#), além de que o início e o final da precipitação ocorrem de forma abrupta. Essa última característica é mantida nos dois tipos de simulações.

Embora os métodos de [Schultz \(1995\)](#) e [Zhang et al. \(2008\)](#) diminuam a produção de chuva quando empregadas independentemente, elas geram um efeito indesejado quando usadas de forma simultânea, como mostrado na figura 5.19(f). A chuva acumulada nesse caso é de 6,92 mm, enquanto no caso padrão, foram acumulados 7,27 mm de precipitação. No entanto, ao se concentrar num intervalo de tempo menor, é gerado um máximo que representa mais de 1,5 vezes o máximo atingido com a simulação padrão. A explicação desse comportamento reside na capacidade destes métodos de reduzir notavelmente a chuva gerada por processos quentes, que é o mecanismo predominante nos intervalos iniciais da simulação do caso profundo (Figura 5.14). Em consequência, aumenta a transformação de água líquida de nuvem para gelo, o que causa que a produção de chuva por processos frios seja realçada posteriormente.

5.3.2 Testes no modelo Eta

Baseado nos testes efetuados no modelo KiD, foi determinado quais mudanças no esquema de microfísica F02 iriam ser introduzidas no modelo Eta, para o estudo da sensibilidade da previsão da chuva. Uma análise desses resultados é apresentada nesta secção.

Como foi comentado na secção 5.2, a existência de pontos onde grande quantidade

de água líquida de nuvem é criada na camada superficial, é uma das causas da superestimação da chuva no modelo. Para evidenciar a influência desse padrão, os testes foram efetuados em duas versões: uma com a configuração original, e outra onde foi removido o vapor de água e o conteúdo de hidrometeoros da camada superficial nos pontos que apresentaram esse comportamento. Para isso, se inseriu uma condição que detectou a ocorrência de autoconversão na camada localizada na base da coluna de ar, coincidindo com a sua ausência na camada imediata superior. Nesses casos, se atribuiu a cada espécie de hidrometeoro o valor mínimo admitido pelo esquema de microfísica (10^{-20} kg/kg). O objetivo desse tratamento é meramente ilustrativo, é claro que a remoção arbitrária do vapor de água e do conteúdo de hidrometeoros não constitui a solução ao problema, é somente uma estratégia que amplia a variedade de situações que servem de base para a realização de testes de sensibilidade.

Na figura 5.20 pode-se apreciar as diferenças nos acumulados de precipitação em 24 horas de um dos casos de estudo ao eliminar grosseiramente o excesso de vapor de água e de água líquida de nuvem da camada superficial nos pontos afetados pelo comportamento descrito. Em consequência, muda a distribuição da precipitação, o que se manifesta na concentração da chuva em algumas regiões (núcleos centrados em (21,3S;44,9W) e (21,9S;43W), aproximadamente), e na diminuição da quantidade de núcleos de chuva cuja área é de uns poucos km (observe-se a região da Serra da Mantiqueira e a região serrana do Rio de Janeiro).

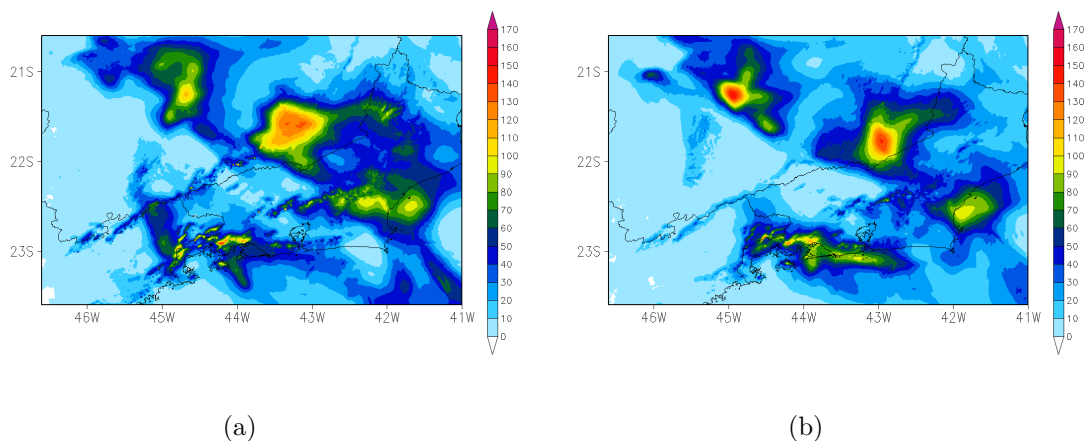


Figura 5.20 - Acumulados de precipitação (mm/dia) na previsão do modelo Eta entre as 12 UTC 04/12/2009 e as 12 UTC 05/12/2009. a) Previsão original b) Previsão em que é removido o excesso de vapor de água e de água líquida de nuvem da camada superficial em alguns pontos do domínio

Um dos meios utilizados para verificar o impacto na previsão provocado pelas modificações introduzidas no esquema de microfísica, foi a análise dos perfis das variáveis na coluna de ar sobre o ponto localizado em (23S;45W).

Na Figura 5.21, apresenta-se a evolução dos perfis de água líquida de nuvem, gelo e chuva, na coluna mencionada anteriormente, no intervalo entre as 30 e as 36 horas de integração do modelo com a configuração padrão. É perceptível que a máxima intensidade da chuva coincide temporalmente com as maiores quantidades de gelo na coluna, observação que ratifica a importância dos processos da fase sólida na geração de chuva, nas condições do estudo.

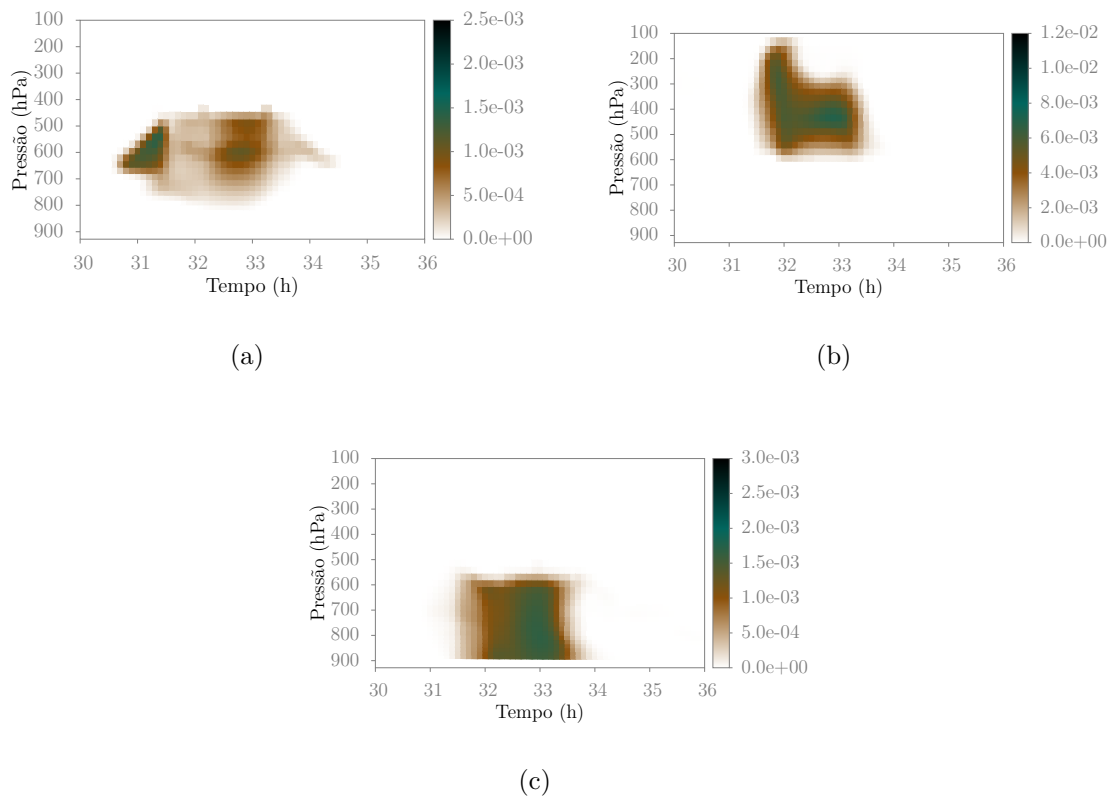


Figura 5.21 - Evolução de a) a água líquida de nuvem, b) o gelo e c) a chuva no ponto situado (23S;45W). Experimento padrão.

5.3.2.1 Efeito das modificações na autoconversão, no intercepto da distribuição de tamanhos da chuva e na concentração de gotículas de nuvens na previsão de precipitação do modelo Eta

Como o objetivo desta pesquisa é reduzir os máximos de precipitação previstos pelo modelo Eta, para a realização de testes com esse modelo, foram selecionados os métodos de Schultz (1995) e Zhang et al. (2008), para o cálculo da autoconversão e do intercepto da distribuição da chuva, respectivamente, devido à sua potencialidade na redução da chuva de origem quente, que chega a influenciar até os casos de nuvens profundas. Também foi decidido testar no Eta o aumento da concentração das gotas de nuvens, devido à sua capacidade na redução da chuva quente, mostrada no KiD. Estes testes foram realizados de forma independente, para evitar que o uso simultâneo deles causasse efeitos como o pico evidenciado na figura 5.19(f).

Como é possível observar na figura 5.22, as maiores mudanças foram obtidas mediante a utilização do método Z08 para o cálculo do intercepto da distribuição de tamanhos. Embora alguns núcleos de diferenças negativas indicam diminuição da precipitação acumulada, uma tendência geral ao aumento da chuva é apreciável pela marcada presença de valores positivos. Pode-se observar que, nas regiões onde localizaram-se os máximos de precipitação na previsão original, as modificações testadas causaram diminuição dos acumulados, porém, aumentos de aproximadamente a mesma magnitude foram induzidos na periferia destas áreas. A alternância dos núcleos de valores positivos e negativos é evidência de deslocamentos das áreas de chuva, o que parece ser o único efeito causado pelo método S95 e pelo aumento da concentração de gotas de nuvem, embora numa intensidade menor.

As afirmações anteriores podem ser corroboradas na figura 5.23, onde é possível apreciar o efeito das modificações S95, Z08 e $N=300 \cdot 10^6 \text{ m}^{-3}$ na precipitação média prevista, e comparar com as médias das estimativas de CMORPH, para os casos dos dias 27/12/2008 e 11/01/2011. Na figura 5.23 pode-se observar que a modificação Z08 causa um leve adiantamento da precipitação e, por outro lado, o efeito da utilização de S95 e $N=300 \cdot 10^6 \text{ m}^{-3}$ é praticamente imperceptível.

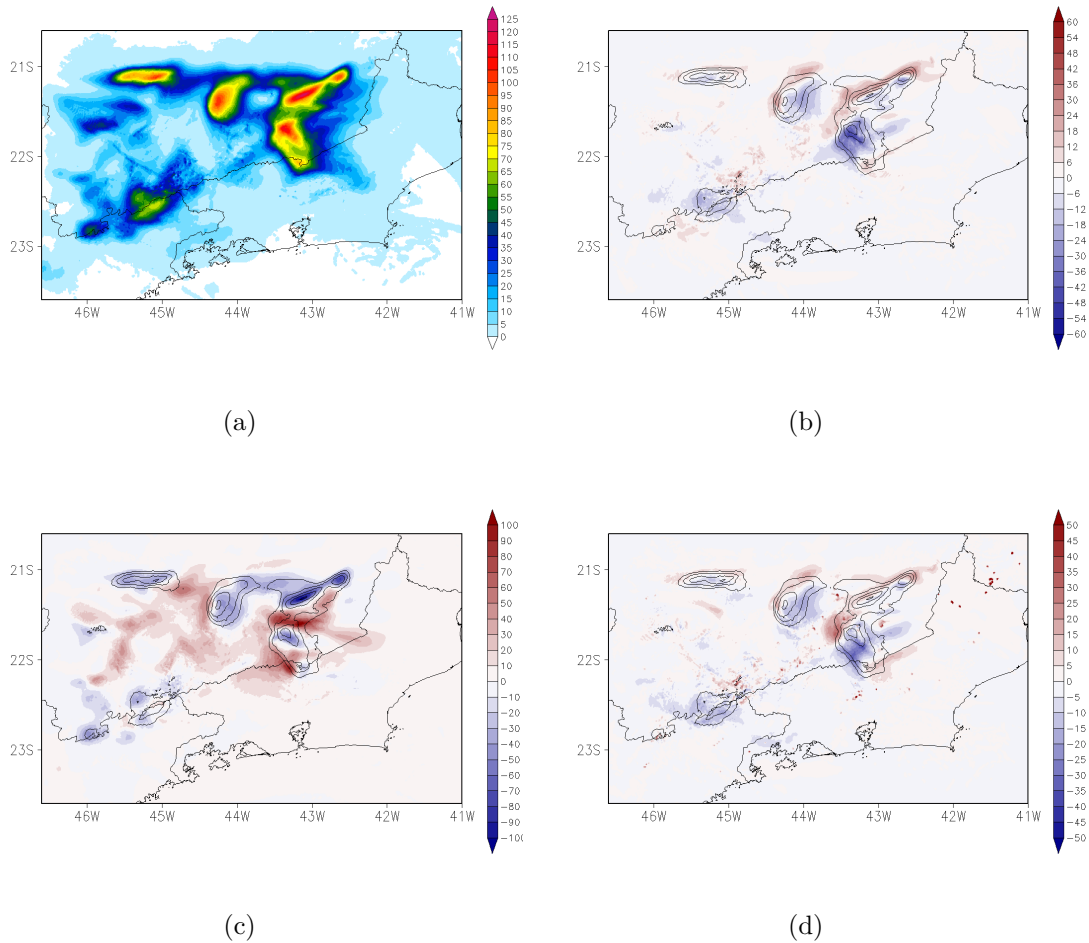


Figura 5.22 - Influência das modificações no esquema de microfísica sobre os acumulados de precipitação (mm/dia) da previsão do modelo Eta entre as 12 UTC 28/12/2008 e as 12 UTC 29/12/2008. a) Previsão de precipitação original, b) Diferenças entre a previsão em que a concentração de gotas de nuvem foi aumentada para $300 \cdot 10^6 \text{ m}^{-3}$ e a original, c) Diferenças entre a previsão em que se utilizou o método Z08 e a original, e d) Diferenças entre a previsão em que se utilizou o método S95 e a original. Nas figuras b), c) e d), o sombreado representa as diferenças, e os contornos, os acumulados de precipitação na versão original

Contrariamente à resposta observada nos testes com o modelo KiD, as modificações S95, Z08 e $N=300 \cdot 10^6 \text{ m}^{-3}$ não possibilitaram obter a redução desejada nos acumulados de precipitação no Eta. A figura 5.23 evidencia que ao introduzir essas novas metodologias no esquema F02, a precipitação prevista pelo modelo aumenta ou mantém-se aproximadamente igual. É preciso lembrar que, no modelo KiD, foram representadas situações muito específicas, não representativas da variedade e com-

plexidade das simulações do modelo Eta, portanto, a tendência favorável mostrada não garante a obtenção de bons resultados ao realizar testes análogos no Eta.

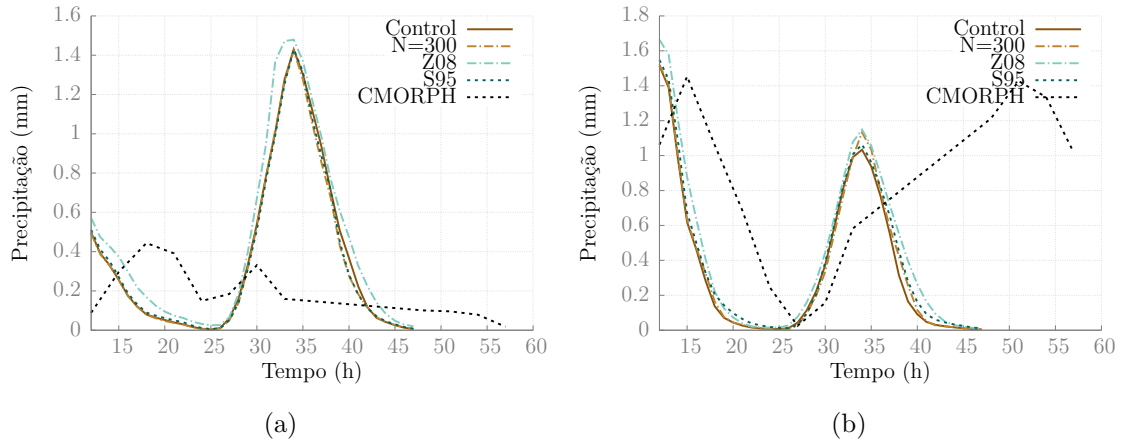


Figura 5.23 - Tendências da média na área da precipitação gerada pelo esquema F02 no modelo Eta, com diferentes configurações, e da chuva estimada pelo CMORPH, correspondentes a: a) 27/12/2008 e b) 11/01/2011

A evolução temporal da precipitação no ponto localizado em (23S;45W), correspondente ao caso do dia 11/01/2011, é mostrado na figura 5.24. Nesses gráficos é possível perceber que os altos acumulados atingidos ao empregar o método Z08, evidentes nas figuras 5.22 e 5.23, respondem à concentração da chuva mais forte em intervalos de tempo menores, embora essa característica não seja visível na figura 5.23 pois os gráficos ali representados ilustram a evolução média numa área.

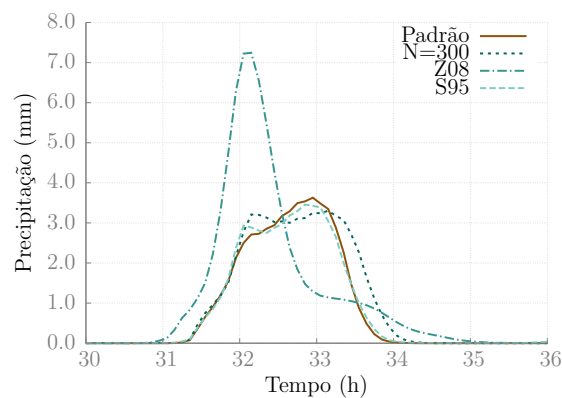


Figura 5.24 - Precipitação no ponto situado em (23S;45W), correspondente ao caso do dia 11/01/2011 entre as 30 e as 36 horas de integração, em diferentes experimentos

Como visível na figura 4.7, o intercepto da distribuição de tamanhos da chuva, calculado mediante Z08, varia em três ordens de magnitude no intervalo de razões de mistura das gotas de chuva entre 1.10^{-6} e 1.10^{-1} . Altos valores do intercepto (mantendo a inclinação da função exponencial), aumentam as taxas da coleta, da solidificação e da evaporação das gotas de chuva. Ao acelerar esses processos, o ciclo completo resulta afetado, e a remoção do vapor de água mediante a precipitação ocorre mais rapidamente. Diferente ao acontecido nos testes do Eta, nos testes realizados no modelo KiD, a quantidade de gotas de chuva está compreendida, em geral, dentro do intervalo ($q_r < 10^{-3}$). Para esses valores de q_r , o intercepto da distribuição de tamanhos tem valores relativamente baixos, por isso o comportamento da precipitação é distinto ao que se obtém no Eta, em que o intercepto pode atingir valores superiores, devido à ocorrência de chuva mais intensa.

A Tabela 5.4 confirma a análise anterior, ao apresentar os valores do CSI_c e da média do BIAS correspondentes aos casos dos dias 27/12/2008 e 11/01/2011, para o experimento padrão (controle) e os experimentos em que foram introduzidas as modificações S95, Z08 e $N=300.10^6 \text{ m}^{-3}$. Como mostrado nela, o CSI_c diminuiu na maioria dos testes, o que evidencia o pioramento da localização da precipitação, com relação às rodadas controle, sendo mais notável no caso do 11/01/2011. Por sua vez, o comportamento do BIAS médio indica que a previsão da magnitude dos acumulados melhorou levemente quando aumentada a concentração de gotículas de nuvem, nos dois casos estudados, enquanto o uso do método S95 causou melhorias somente em um deles, e o método Z08 piorou a previsão da intensidade da chuva nos dois casos. Lembre-se que a qualidade da previsão é maior quanto mais perto da unidade esteja o valor do BIAS.

Tabela 5.4 - Resultados do método de avaliação orientado a objetos aplicado a alguns dos casos de estudo antes e depois de introduzidas as modificações S95, Z08, e $N=300.10^6 \text{ m}^{-3}$

Caso	CSI_c				BIAS médio			
	Controle	N=300	Z08	S95	Controle	N=300	Z08	S95
27/12/2008	0.056	0.053	0.047	0.058	1.252	1.167	1.404	1.187
11/01/2011	0.091	0.041	0.071	0.058	0.876	0.883	0.807	0.844

5.3.2.2 Efeito das modificações na coleta de água de nuvem por gotas de chuva na previsão de precipitação do modelo Eta

Segundo os testes efetuados no modelo KiD, ao modificar a taxa da coleta, é reduzida apreciavelmente a precipitação, tanto no caso quente quanto no caso profundo. Embora esta modificação seja completamente empírica, sua aplicação pode ser válida na procura de um melhor ajuste da parametrização de microfísica de nuvens.

Segundo o diagnóstico prévio exposto na secção 5.2, a coleta é um dos processos de maior peso no esquema, devido aos seus altos acumulados de conversão durante o tempo de integração do modelo, nos experimentos realizados, só superado pela condensação. Entretanto, a vantagem de reduzir a coleta reside na sua influência direta na produção de precipitação, enquanto outros processos, como a condensação, só influenciam de maneira indireta.

Ao diminuir a coleta, a água de nuvem deve perdurar por um tempo maior, sendo susceptível a transformações por outros processos, como a autoconversão e o *riming*. Esses processos poderiam ser reduzidos simultaneamente, com o objetivo de confinar a água na categoria de nuvem, e evitar que as gotículas atinjam o tamanho suficiente para precipitar. Porém, na análise apresentada na secção 5.3.1.1 se evidencia que as modificações na autoconversão não produzem grandes mudanças na produção de chuva em nuvens de desenvolvimento vertical, o que foi corroborado ao analisar o efeito da modificação S95 na secção anterior. A diminuição do *riming*, por sua vez, tende a causar bimodalidade e aumento na precipitação (secção 5.3.1.1). Portanto, nessa etapa se decidiu testar somente a diminuição da taxa de coleta.

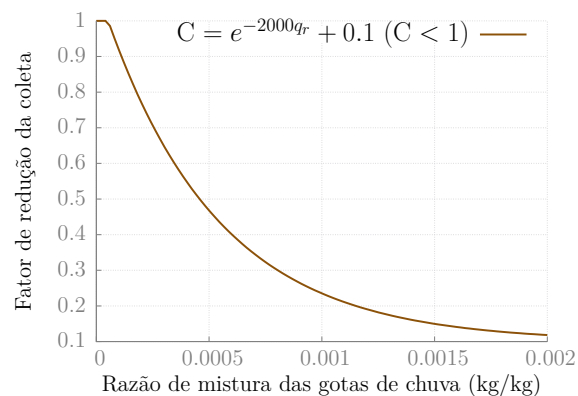


Figura 5.25 - Fator de redução de coleta de água de nuvem por gotas de chuva, aplicado nos experimentos em que foi utilizado o método C_{Exp}

Como o problema da superestimativa da chuva é mais evidente nos núcleos de máxima precipitação, duas versões deste teste foram implementadas. Em uma delas, a coleta foi reduzida uma ordem de magnitude, e na outra, a redução aplicada a esse processo dependeu exponencialmente da quantidade de água de chuva existente na camada em questão, em cada chamada à microfísica no modelo (Figura 5.25). Estes testes serão referidos como $C_{.1}$ e C_{Exp} , respectivamente.

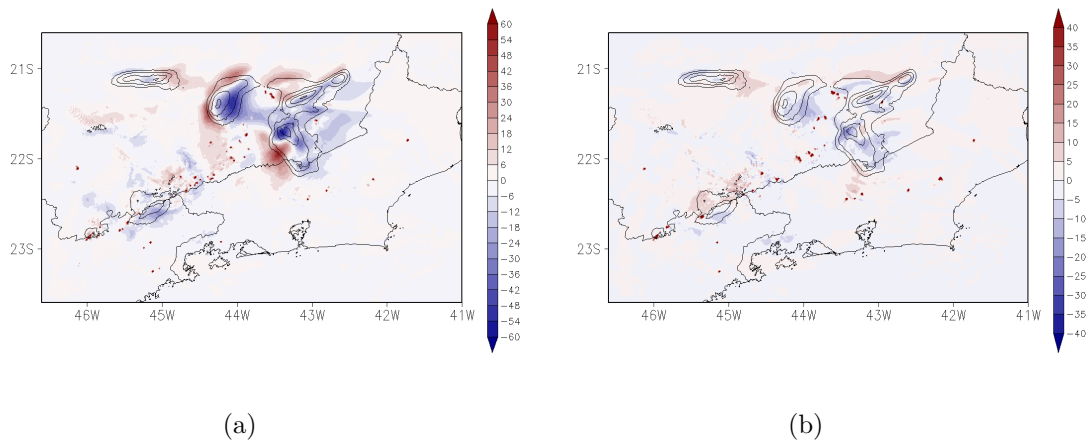


Figura 5.26 - Influência das modificações no esquema de microfísica sobre os acumulados de precipitação (mm/dia) da previsão do modelo Eta entre as 12 UTC 28/12/2008 e as 12 UTC 29/12/2008. Diferenças entre a precipitação acumulada em 24 horas nos experimentos em que foi reduzida a coleta e no experimento padrão. A coleta foi reduzida pelo método a) $C_{.1}$ e b) C_{Exp} . O sombreado representa as diferenças, e os contornos os acumulados de precipitação na previsão original.

Na figura 5.26 podem ser observadas as diferenças entre as previsões de precipitação depois de aplicada a redução da coleta e as previsões feitas com a configuração padrão, para o caso do 27/12/2008. É perceptível que, ao reduzir a coleta em uma ordem de magnitude de forma homogênea, as variações na precipitação prevista são maiores, porém essas variações provocam deslocamentos das áreas de precipitação, não uma redução significativa da precipitação total. Além disso, a precipitação é diminuída tanto em pontos de altos acumulados, quanto em aqueles de baixos acumulados, o que foge dos objetivos perseguidos. Já ao aplicar C_{Exp} , as variações são menores, mas elas se concentram principalmente nas zonas de máxima chuva.

Ao utilizar os métodos de redução da coleta, forte aumento da precipitação em pontos relativamente isolados dentro do domínio é observável. Esses pontos corres-

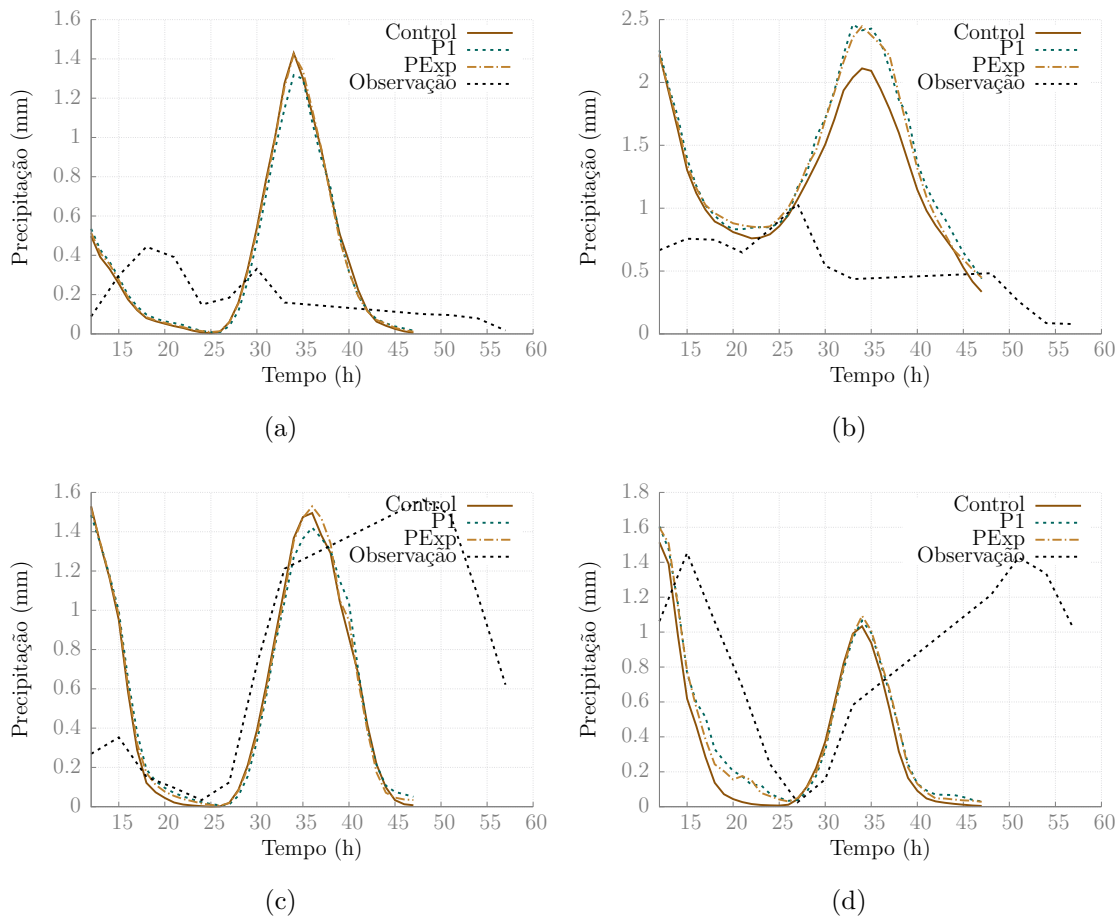


Figura 5.27 - Tendências da média na área da precipitação gerada pelo esquema F02 no modelo Eta, com diferentes configurações, e da chuva estimada pelo CMORPH, correspondentes a: a) 27/12/2008, b) 03/12/2009, c) 26/12/2009 e d) 11/01/2011

pondem com aqueles que apresentam forte geração de chuva na camada superficial (ver secção 5.2), cujo efeito é realçado ao introduzir a modificação na coleta, sendo mais ou menos perceptível dependendo do caso de estudo. Por exemplo, nos casos do 03/12/2009 e do 11/01/2011, ao modificar a coleta, aumenta a média da chuva no domínio, como mostrado nas figuras 5.27(b) e 5.27(d), porém, quando analisados testes semelhantes em que foi eliminado o excesso de vapor de água e de água líquida de nuvem da camada superficial nos pontos que apresentaram o comportamento descrito anteriormente, é possível perceber que, de fato, a chuva média diminui ao utilizar o método $C_{.1}$, embora em ocasiões esta diminuição seja pouco significativa (Figura 5.28).

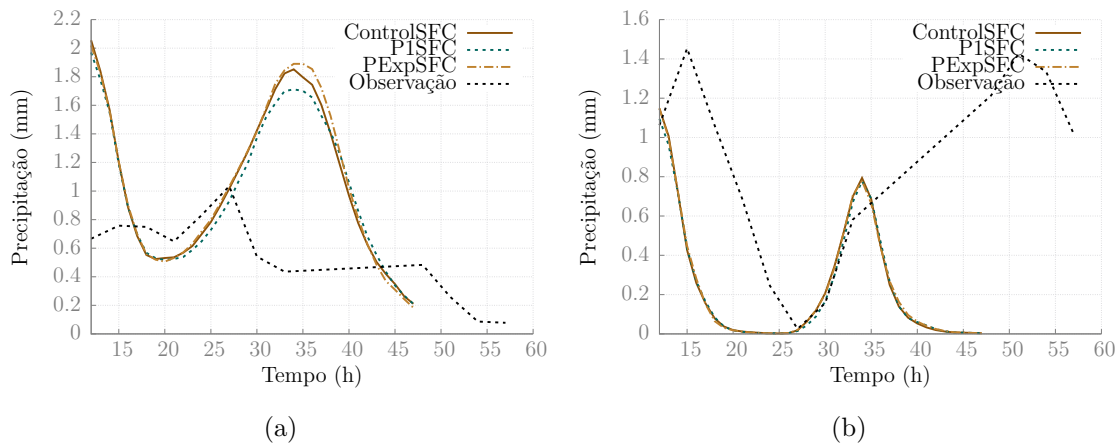


Figura 5.28 - Tendências da média na área da precipitação gerada pelo esquema F02 no modelo Eta, com diferentes configurações, nos experimentos com tratamento especial à camada superficial, e da chuva estimada pelo CMORPH, correspondentes a: a) 03/12/2009, b) 11/01/2011

Em geral, se percebe que o método $C_{.1}$ foi capaz de reduzir a chuva prevista pelo modelo, embora os extremos gerados em alguns pontos mascararem seu efeito. No entanto, o método C_{Exp} gerou maiores acumulados médios, resultado contrário ao desejado.

A aplicação de mudanças nas taxas de conversão dos processos da microfísica causa diferentes respostas nos diferentes pontos do domínio. Uma variação introduzida com o objetivo de diminuir a chuva, pode causar o efeito contrário, dependendo dos balanços da microfísica. O ponto situado em (23S;45W) foi um dos quais sofreu aumento da precipitação total ao diminuir a taxa de coleta no esquema. Na figura 5.29 se representam graficamente os campos correspondentes a algumas das magnitudes do esquema de microfísica nesse ponto. Ela evidencia que a diminuição da coleta prolongou o tempo de estadia da água na categoria de nuvem. Em consequência, a autoconversão se incrementou, compensando parcialmente a diminuição da coleta, o que, juntamente como a alta quantidade de gelo advectado (na coluna, a deposição diminuiu, portanto o gelo não foi criado nela), conduziu ao aumento da chuva.

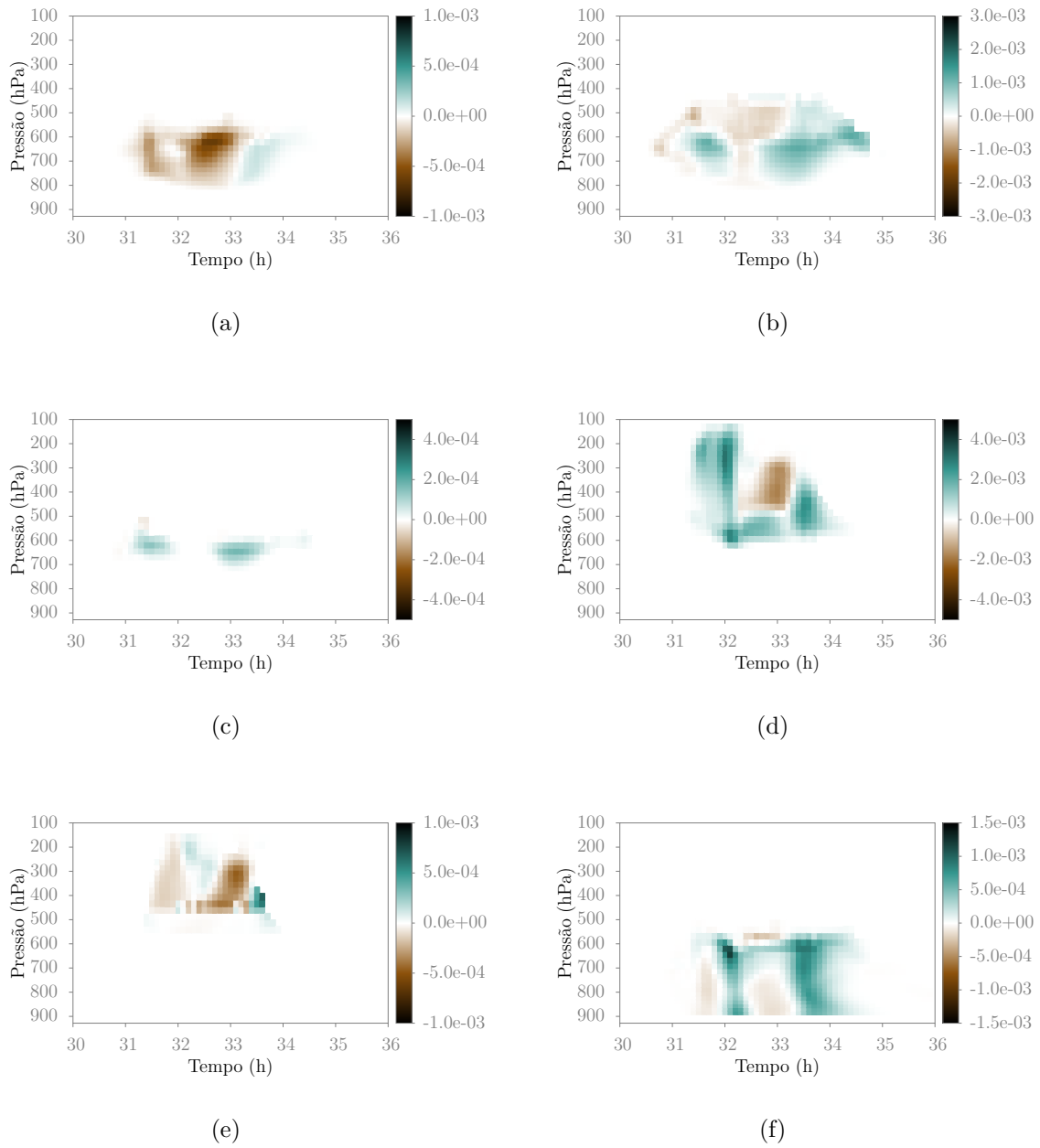


Figura 5.29 - Diferenças geradas num ponto do domínio, produto da introdução da modificação $C_{.1}$ no algoritmo de microfísica. As figuras se referem aos campos de: a) Coleta de água líquida de nuvem por gotas de chuva, b) Água líquida de nuvem, c) Autoconversão, d) Gelo, e) Deposição e f) Chuva

Como critério objetivo acerca do efeito das modificações $C_{.1}$ e C_{Exp} sobre as previsões de precipitação, empregou-se novamente o método de avaliação orientado a objetos apresentado na secção 4.4.1. A Tabela 5.5 permite comparar os resultados obtidos ao

utilizar esse método para avaliar os experimentos que usaram a configuração original e as modificadas.

Tabela 5.5 - Resultados do método de avaliação orientado a objetos aplicado aos casos de estudo com e sem modificação da coleta

Caso	CSI_c			BIAS médio		
	Controle	$C_{.1}$	C_{Exp}	Controle	$C_{.1}$	C_{Exp}
31/12/1999	0.075	0.074	0.072	1.340	1.547	1.511
27/12/2008	0.056	0.074	0.056	1.252	1.227	1.264
03/12/2009	0.105	0.049	0.045	0.837	1.151	1.014
26/12/2009	0.020	0.083	0.025	1.742	1.591	1.665
11/01/2011	0.091	0.048	0.052	0.876	0.947	0.908

Segundo os dados mostrados na Tabela 5.5, ao empregar $C_{.1}$, não existiu uma tendência definida com relação à qualidade da localização da chuva na previsão: o CSI_c aumentou ou diminuiu indistintamente. No entanto, a modificação C_{Exp} causou que CSI_c se mantivesse igual ou diminuísse na maioria dos casos, o que prova que a localização da chuva piorou.

Por sua vez, a média do BIAS calculado aos objetos pareados evidenciou o melhoramento da magnitude da precipitação prevista ao adquirir valores mais perto da unidade, em todos os casos em que foi aplicado o método $C_{.1}$, com exceção do caso do 31/12/1999. Quando utilizado C_{Exp} , a resposta evidenciada na média do BIAS não é conclusiva, pois só três casos apresentaram melhorias com relação à rodada controle, e só um deles resultou melhor em comparação com o método $C_{.1}$ (Caso do dia 03/12/2009).

Embora seja evidente que a determinação do efeito definitivo da diminuição da coleta só poderia ser feito usando uma quantidade muito maior de casos, a análise efetuada indica que a obtenção de notáveis melhorias na previsão de precipitação, usando este procedimento, é pouco provável.

6 CONCLUSÕES

Mediante a presente pesquisa foi possível diagnosticar o funcionamento da parametrização de microfísica de [Ferrier et al. \(2002\)](#), empregada no modelo Eta, e analisar o efeito de diversas modificações nos parâmetros e equações do esquema, sobre a geração de precipitação explícita.

O diagnóstico do funcionamento da parametrização de microfísica permitiu determinar os processos com maior influência na evolução da precipitação, e do conteúdo de vapor de água, água de nuvem e gelo, no modelo Eta. Essa análise indicou que a geração de gelo foi particularmente importante nas simulações efetuadas, dado que, entre os processos parametrizados, a deposição foi o mais frequente. Porém, os valores das taxas de deposição foram tão baixos, que os seus acumulados não foram os maiores, mas os quartos em ordem decrescente. Já a fusão do gelo, embora ocorrendo relativamente poucas vezes, garantiu altos cumulados, sendo, portanto, de extrema importância na produção de chuva. Com relação à produção de precipitação por processos quentes, a coleta de água de nuvem por gotas de chuva foi protagonista. Por outro lado, alguns processos geraram taxas de conversão negligenciáveis, por seus baixos valores, estes foram: a condensação e a evaporação na superfície de gelo semifundido, e a solidificação da chuva.

Ao variar o regime de precipitação, as taxas de conversão dos processos de microfísica mostraram notáveis diferenças, com exceção da evaporação das gotas de chuva. Contrariamente, as variações nas frequências de ocorrência dos processos não foram significativas.

Um padrão recorrente foi identificado em alguns pontos do domínio: a existência de extremos abruptos de precipitação gerados na camada adjacente à superfície, em regiões de topografia acidentada. Esse efeito é aumentado notavelmente ao realizar modificações no esquema de [Ferrier et al. \(2002\)](#).

A etapa de diagnóstico foi a base para identificar algumas variações que poderiam ser introduzidas no esquema, na procura do ajuste da precipitação prevista. Durante o estudo, foram propostas modificações no cálculo da autoconversão, no intercepto da distribuição de tamanhos da chuva, no método de ajuste à saturação, na proporção entre gelo de nuvem e neve e na concentração de gotas de nuvem. Aliás, as taxas de conversão dos processos de microfísica foram diminuídas ou aumentadas em uma ordem de magnitude, para estudar o seu efeito na produção de chuva.

Modificações nos métodos de cálculo da autoconversão e do intercepto da distribuição de tamanhos das gotas de chuva, assim como na concentração de gotículas de nuvem, mostraram potencialidade na redução da chuva quando testados no KiD, porém, este efeito não pode ser garantido ao aplicar-se num modelo tridimensional mais complexo. A implementação destes testes no Eta evidenciou uma tendência ao aumento da chuva, quando empregado o método de Zhang et al. (2008), ou muito pouca sensibilidade, quando testados o método de Schultz (1995) e o aumento na concentração das gotas de nuvem de $200 \cdot 10^6 \text{ m}^{-3}$ para $300 \cdot 10^6 \text{ m}^{-3}$. O efeito contrário produzido pelo método de Zhang et al. (2008) foi devido às diferenças nos valores típicos das razões de mistura da chuva nas simulações do KiD e o Eta.

No modelo KiD, a precipitação gerada por uma nuvem quente apresentou significativa sensibilidade às variações de uma ordem de magnitude nas taxas dos processos, com exceção dos testes relacionados com a condensação. Nos casos de nuvens profundas, com presença de gelo, a precipitação foi pouco sensível à maior parte das modificações nas taxas dos processos da fase quente, o que foi identificado ao variar em uma ordem de magnitude estas conversões. Somente a diminuição da coleta mostrou-se suficientemente influente sobre a geração de chuva em nuvens profundas, simuladas com o modelo KiD. De igual forma, a diminuição da deposição em uma ordem de magnitude não causou nenhum efeito importante na precipitação. Ao diminuir o *riming* e a fusão do gelo, maior persistência da nuvem foi induzida, causando aumento da precipitação acumulada e bimodalidade.

Já no modelo Eta, a diminuição da coleta em uma ordem de magnitude causou leves melhorias na previsão de precipitação. Isto foi evidenciado nos valores do BIAS calculado aos objetos definidos pelo método de avaliação empregado, embora o CSI_c não tenha mostrado uma evolução favorável. O anterior sugere que melhorou a estimativa dos máximos de precipitação, mas não o seu posicionamento.

Em geral, na precipitação prevista no modelo Eta, encontrou-se uma forte resistência às mudanças no esquema de microfísica introduzidas. O seu efeito foi restringido à redistribuição temporal e espacial da precipitação, enquanto o saldo final permaneceu praticamente inalterado.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABEL, S. J.; BOUTLE, I. A. An improved representation of the raindrop size distribution for single-moment microphysics schemes. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 138, n. 669, p. 2151–2162, 2012. 20

ANDREJCZUK, M.; GRABOWSKI, W. W.; MALINOWSKI, S. P.; SMOLARKIEWICZ, P. K. Numerical simulation of cloud–clear air interfacial mixing: Homogeneous versus inhomogeneous mixing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 66, n. 8, p. 2493–2500, 2009. 16

ANDREJCZUK, M.; GRABOWSKI, W. W.; REISNER, J.; GADIAN, A. Cloud-aerosol interactions for boundary layer stratocumulus in the Lagrangian Cloud Model. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. D22, p. D22214, nov 2010. 16

ARAKAWA, A. Computational design for long-term numerical integration of the equations of fluid motion: Two-dimensional incompressible flow. Part I. **Journal of Computational Physics**, v. 1, n. 1, p. 119–143, aug 1966. 25

ÁRNASON, G.; GREENFIELD, R. S. Micro-and macro-structures of numerically simulated convective clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 29, n. 2, p. 342–367, 1972. 22

ASAI, T. A numerical study of the air-mass transformation over the Japan Sea in winter. **J. Meteor. Soc. Japan**, v. 43, p. 1–15, 1965. 33

BEHENG, K. A parameterization of warm cloud microphysical conversion processes. **Atmospheric Research**, v. 33, n. 1, p. 193–206, 1994. 21

BEHENG, K.; DOMS, G. A general formulation of collection rates of cloud and raindrops using the kinetic equation and comparison with parameterizations. **Beiträge zur Physik der Atmosphäre**, v. 59, n. 1, p. 66–84, 1986. 40

BERRY, E. X. Modification of the warm rain process. In: CONFERENCE ON WEATHER MODIFICATION, 1., 1968, Albany, NY. **Proceedings...** [S.l.]: AMS, 1968. p. 81–85. 21, 40

BERRY, E. X.; REINHARDT, R. L. An analysis of cloud drop growth by collection: Part I. Double distributions. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 7, p. 1814–1824, 1974. 14

_____. An analysis of cloud drop growth by collection Part II. Single initial distributions. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 7, p. 1825–1831, 1974. 14

_____. An analysis of cloud drop growth by collection: Part III. Accretion and self-collection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 8, p. 2118–2126, 1974. 14

BIGG, E. K. The supercooling of water. **Proceedings of the Physical Society. Section B**, v. 66, n. 8, p. 688, 1953. 34

BLACK, T. L. The new NMC mesoscale Eta model: Description and forecast examples. **Weather and Forecasting**, v. 9, n. 2, p. 265–278, 1994. xi, 24

BRYAN, G. H.; MORRISON, H. Sensitivity of a simulated squall line to horizontal resolution and parameterization of microphysics. **Monthly Weather Review**, v. 140, n. 1, p. 202–225, 2012. 18

CHANDRASEKAR, A. **Basics of atmospheric science**. [S.l.]: PHI Learning Pvt. Ltd., 2010. Disponível em: <<https://books.google.com.br/books?id=LWfd5ndmBa0C>>. Acesso em: 24 janeiro 2015. 8, 11

CHARNEY, J. G. Dynamic forecasting by numerical process. **Compendium of Meteorology, American Meteorological Society, Boston**, p. 470–482, 1951. 1

CHARNEY, J. G.; PHILLIPS, N. Numerical integration of the quasi-geostrophic equations for barotropic and simple baroclinic flows. **Journal of Meteorology**, v. 10, n. 2, p. 71–99, 1953. 28

CLARK, T. L. Numerical modeling of the dynamics and microphysics of warm cumulus convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 30, n. 5, p. 857–878, 1973. 22

CLIMATE PREDICTION CENTER/National Centers for Environmental Prediction/National Weather Service/NOAA/U.S. Department of Commerce. **NOAA CPC Morphing Technique (CMORPH) Global Precipitation Analyses. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory**. 2011. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5065/D6CZ356W>>. Acesso em: 5 Outubro 2015. 43

COLLE, B. A.; WOLFE, J. B.; STEENBURGH, W. J.; KINGSMILL, D. E.; COX, J. A.; SHAFER, J. C. High-resolution simulations and microphysical validation of an orographic precipitation event over the wasatch mountains during ipex iop3. **Monthly Weather Review**, v. 133, n. 10, p. 2947–2971, 2005. 19

COTTON, W. R.; SR, R. P.; WALKO, R.; LISTON, G.; TREMBACK, C.; JIANG, H.; MCANELLY, R.; HARRINGTON, J.; NICHOLLS, M.; CARRIO, G. et al. RAMS 2001: Current status and future directions. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 82, n. 1-4, p. 5–29, 2003. 16

DASARI, H. P.; SALGADO, R. Numerical modelling of heavy rainfall event over Madeira Island in Portugal: Sensitivity to different micro physical processes. **Meteorological Applications**, v. 22, n. 1, p. 113–127, 2015. 19

DAVIES, T.; CULLEN, M.; MALCOLM, A.; MAWSON, M.; STANFORTH, A.; WHITE, A.; WOOD, N. A new dynamical core for the Met Office's global and regional modelling of the atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 131, n. 608, p. 1759–1782, 2005. 17

DAVIS, C.; BROWN, B.; BULLOCK, R. Object-based verification of precipitation forecasts. Part I: Methodology and application to mesoscale rain areas. **Monthly Weather Review**, v. 134, n. 7, p. 1772–1784, 2006. 35

DAVIS, C. A.; BROWN, B. G.; BULLOCK, R.; HALLEY-GOTWAY, J. The method for object-based diagnostic evaluation (MODE) applied to numerical forecasts from the 2005 NSSL/SPC Spring Program. **Weather and Forecasting**, v. 24, n. 5, p. 1252–1267, 2009. 35

DEARDEN, C. Investigating the simulation of cloud microphysical processes in numerical models using a one-dimensional dynamical framework. **Atmospheric Science Letters**, v. 10, n. 3, p. 207–214, 2009. 18

_____. Quantifying the benefits of microphysical complexity in an idealised one dimensional framework using the Factorial Method. In: CONFERENCE ON CLOUD PHYSICS, 13., 2010, Portland, OR. **Proceedings...** Oregon: American Meteorological Society, 2010. 18

DEARDEN, C.; CONNOLLY, P.; CHOULARTON, T.; FIELD, P. Evaluating the effects of microphysical complexity in idealised simulations of trade wind cumulus using the Factorial Method. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, n. 6, p. 2729–2746, 2011. 28

- DONE, J.; DAVIS, C. A.; WEISMAN, M. The next generation of NWP: Explicit forecasts of convection using the Weather Research and Forecasting (WRF) model. **Atmospheric Science Letters**, v. 5, n. 6, p. 110–117, 2004. 1
- DUDHIA, J. A history of mesoscale model development. **Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 1, p. 121–131, 2014. 13
- DUDHIA, J.; HONG, S.-Y.; LIM, K.-S. A new method for representing mixed-phase particle fall speeds in bulk microphysics parameterizations. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 86A, p. 33–44, 2008. 19
- EK, M.; MITCHELL, K.; LIN, Y.; ROGERS, E.; GRUNMANN, P.; KOREN, V.; GAYNO, G.; TARPLEY, J. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, v. 108, n. D22, 2003. 27
- ENUKASHVILY, I. M. A numerical method for integrating the kinetic equation of coalescence and breakup of cloud droplets. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 37, n. 11, p. 2521–2534, 1980. 15
- FELS, S. B.; SCHWARZKOPF, M. D. The simplified exchange approximation: A new method for radiative transfer calculations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 32, n. 7, p. 1475–1488, 1975. 27
- FERRIER, B.; JIN, Y.; LIN, Y.; BLACK, T.; ROGERS, E.; DIMEGO, G. Implementation of a new grid-scale cloud and precipitation scheme in the NCEP Eta model. In: CONFERENCE ON WEATHER ANALYSIS AND FORECASTING, 22., 2002, Park City, Utah. **Proceedings...** Park City: AMS, 2002. v. 19, p. 280–283. xix, xx, 3, 18, 27, 28, 30, 50, 77
- FERRIER, B. S. A double-moment multiple-phase four-class bulk ice scheme. Part I: Description. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, n. 2, p. 249–280, 1994. 15, 19
- FERRIER, B. S.; TAO, W.-K.; SIMPSON, J. A double-moment multiple-phase four-class bulk ice scheme. Part II: Simulations of convective storms in different large-scale environments and comparisons with other bulk parameterizations. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 52, n. 8, p. 1001–1033, 1995. 19
- FIELD, P.; HEYMSFIELD, A.; SHIPWAY, B.; DEMOTT, P.; PRATT, K.; ROGERS, D.; STITH, J.; PRATHER, K. Ice in clouds experiment-layer clouds.

Part II: Testing characteristics of heterogeneous ice formation in lee wave clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 69, n. 3, p. 1066–1079, 2012. 28

FLETCHER, N.; SQUIRES, P.; BOWEN, E. **The Physics of Rainclouds**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2011. Disponível em: <<https://books.google.com.br/books?id=aHEdYyBk8H8C>>. Acesso em: 28 janeiro 2015. 7

GADD, A. A split explicit integration scheme for numerical weather prediction. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 104, n. 441, p. 569–582, 1978. 25

GERESDI, I. Idealized simulation of the Colorado hailstorm case: Comparison of bulk and detailed microphysics. **Atmospheric research**, v. 45, n. 4, p. 237–252, 1998. 21

GHOSH, S.; JONAS, P. On the application of the classic Kessler and Berry schemes in Large Eddy Simulation models with a particular emphasis on cloud autoconversion, the onset time of precipitation and droplet evaporation. **Annales Geophysicae**, v. 16, n. 5, p. 628–637, 1998. 21

GILMORE, M. S.; STRAKA, J. M.; RASMUSSEN, E. N. Precipitation uncertainty due to variations in precipitation particle parameters within a simple microphysics scheme. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 11, p. 2610–2627, 2004. 15

GOMES, J. L. **Estrutura dos sistemas precipitantes de verão sobre o Estado de São Paulo: estudo diagnóstico e numérico**. 2010. 182 p. (sid.inpe.br/mtc-m19@80/2009/12.07.17.33-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/36HBBN2>>. Acesso em: 06 abr. 2016. 18

HERNÁNDEZ, L.; ROQUE, A.; CHOU, S. C.; SIERRA, M.; SUEIRO, G. Avaliação orientada a objetos da previsão de precipitação acumulada em 24 horas do modelo Eta. In: WORKSHOP BRASILEIRO DE MICROMETEOROLOGIA, 9., 2015, Santa Maria. **Anais...** Santa Maria, RS: Universidade Federal de Santa Maria, 2015. 2, 35

HOBBS, P. **Basic Physical Chemistry for the Atmospheric Sciences**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2000. Disponível em:

<<https://books.google.com.br/books?id=tuEhAUr92SgC>>. Acesso em: 14 fevereiro 2015. 5, 6

HOUZE, R. **Cloud Dynamics**. [S.l.]: Elsevier Science, 1994. (International Geophysics). Disponível em:
<<https://books.google.com.br/books?id=5DKWZwBBEYC>>. Acesso em: 22 março 2015. 6, 7, 11, 12

HOUZE, R. A.; HOBBS, P. V.; HERZEGH, P. H.; PARSONS, D. B. Size distributions of precipitation particles in frontal clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 36, n. 1, p. 156–162, 1979. 30

JANJIC, Z. I. Nonlinear advection schemes and energy cascade on semi-staggered grids. **Monthly Weather Review**, v. 112, n. 6, p. 1234–1245, 1984. 25

JANJIC, Z. I.; GERRITY, J.; NICKOVIC, S. An alternative approach to nonhydrostatic modeling. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 5, p. 1164–1178, 2001. 25

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. 43

KALNAY, E. **Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2003. Disponível em:
<<https://books.google.com.br/books?id=Uqc7zC7NULMC>>. Acesso em: 2 fevereiro 2015. 13

KASHCHIEV, D. **Nucleation**. [S.l.]: Elsevier Science, 2000. Disponível em:
<<https://books.google.com.br/books?id=beLcgIp-p6EC>>. Acesso em: 10 fevereiro 2015. 5

KESSLER, E. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. **Meteorology Monographs**, American Meteorological Society, 1969. 14, 19, 21, 33, 39

KOGAN, Y. L. Spatial and time evolution of a warm cumulus cloud in a three-dimensional numerical model. **Izvest., Atmos. and Oceanic Phys.**, v. 15, n. 9, p. 644–650, 1979. 22

- KOGAN, Y. L.; MARTIN, W. J. Parameterization of bulk condensation in numerical cloud models. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 51, n. 12, p. 1728–1739, 1994. [xiii](#), [22](#), [42](#), [62](#), [63](#)
- KOROLEV, A. V. A study of bimodal droplet size distributions in stratiform clouds. **Atmospheric research**, v. 32, n. 1, p. 143–170, 1994. [20](#)
- KOVAČEVIĆ, N.; ČURIĆ, M. Influence of drop size distribution function on simulated ground precipitation for different cloud droplet number concentrations. **Atmospheric Research**, v. 158, p. 36–49, 2015. [19](#)
- LACIS, A. A.; HANSEN, J. A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 1, p. 118–133, 1974. [27](#)
- LE CAM, M.-N.; ISAKA, H. Retrieval of microphysical variables by a diagnostic modelling study: comparison between parameterized and detailed warm microphysics. **Tellus A**, v. 41, n. 4, p. 338–356, 1989. [21](#)
- LEONARD, B.; MACVEAN, M.; LOCK, A. **Positivity-preserving numerical schemes for multidimensional advection**. Bracknell, England: NASA STI/Recon Technical Report N 02/1993; 93:27091, 1993. [28](#)
- LIM, K.-S. S.; HONG, S.-Y. Development of an effective double-moment cloud microphysics scheme with prognostic cloud condensation nuclei (CCN) for weather and climate models. **Monthly Weather Review**, v. 138, n. 5, p. 1587–1612, 2010. [15](#)
- 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. [xi](#), [xiii](#), [15](#), [19](#), [34](#), [39](#), [40](#), [62](#), [63](#)
- LIU, C.; MONCRIEFF, M. W. Sensitivity of cloud-resolving simulations of warm-season convection to cloud microphysics parameterizations. **Monthly weather review**, v. 135, n. 8, p. 2854–2868, 2007. [18](#)
- LIU, Y.; DAUM, P. H. Parameterization of the autoconversion process. Part I: Analytical formulation of the Kessler-type parameterizations. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 61, n. 13, p. 1539–1548, 2004. [21](#)
- LOFTUS, A. M. **A triple-moment bulk hail microphysics scheme to investigate the sensitivities of hail to aerosols**. Tese (Doutorado) — Colorado State University, Fort Collins, Colorado, 2012. [15](#)

LORENZ, E. N. Energy and numerical weather prediction. **Tellus**, v. 12, n. 4, p. 364–373, 1960. 28

MARENGO, J. A. Água e mudanças climáticas. **Estudos Avançados**, v. 22, n. 63, p. 83–96, 2008. Disponível em:

<http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0103-40142008000200006&lng=en&nrm=iso>. Acesso em: 4 abril 2015. 1

MARSHALL, J. S.; PALMER, W. M. K. The distribution of raindrops with size. **Journal of meteorology**, v. 5, n. 4, p. 165–166, 1948. 15

MASS, C. F.; OVENS, D.; WESTRICK, K.; COLLE, B. A. Does increasing horizontal resolution produce more skillful forecasts? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, n. 3, p. 407–430, 2002. 2

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 7, p. 1791–1806, 1974. 27

_____. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics**, v. 20, n. 4, p. 851–875, 1982. 27

MESINGER, F. An economical explicit scheme which inherently prevents the false two-grid-interval wave in the forecast fields. In: SYMPOSIUM ON DIFFERENCE AND SPECTRAL METHODS FOR ATMOSPHERE AND OCEAN DYNAMICS PROBLEMS, 1973, Novosibirsk. **Proceedings...** Novosibirsk: USSR Academy of Sciences, Siberian Branch, Computing Center, 1974. p. 18–34. 25

_____. Forward-backward scheme, and its use in a limited area model. **Contributions to Atmospheric Physics**, v. 50, p. 200–210, 1977. 24, 25

_____. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. **Rivista di Meteorologia Aeronautica**, Servizio meteorologico dell'aeronautica, v. 44, n. 1-4, p. 195–202, 1984. 2, 23

MESINGER, F.; CHOU, S. C.; GOMES, J. L.; JOVIC, D.; BASTOS, P.; BUSTAMANTE, J. F.; LAZIC, L.; LYRA, A. A.; MORELLI, S.; RISTIC, I. et al. An upgraded version of the Eta model. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 116, n. 3-4, p. 63–79, 2012. 23

MESINGER, F.; JANJIC, Z. Noise due to time-dependent boundary conditions in limited area models. **The GARP Programme on Numerical Experimentation, Rep**, v. 4, p. 31–32, 1974. 2

- MESINGER, F.; POPOVIC, J. Forward–backward scheme on the b/e grid modified to suppress lattice separation: the two versions, and any impact of the choice made? **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 108, n. 1-2, p. 1–8, 2010. 25
- MEYERS, M. P.; WALKO, R. L.; HARRINGTON, J. Y.; COTTON, W. R. New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II: The two-moment scheme. **Atmospheric Research**, v. 45, n. 1, p. 3–39, 1997. 16
- MILBRANDT, J. A.; YAU, M. K. A multimoment bulk microphysics parameterization. Part I: Analysis of the role of the spectral shape parameter. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, n. 9, p. 3051–3064, 2005. 15
- MONIN, A.; OBUKHOV, A. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. **Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR**, v. 151, p. 163–187, 1954. 27
- MORRISON, H.; THOMPSON, G.; TATARSKII, V. Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one-and two-moment schemes. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 3, p. 991–1007, 2009. 18, 48
- MURAKAMI, M. Numerical modeling of dynamical and microphysical evolution of an isolated convective cloud – the 19 July 1981 ccope cloud. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 68, n. 2, p. 107–128, 1990. 34
- ONISHI, R.; TAKAHASHI, K. A warm-bin-cold-bulk hybrid cloud microphysical model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 69, n. 5, p. 1474–1497, 2012. 16, 28
- 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. 27
- PHILLIPS, N. A. A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. **Journal of Meteorology**, v. 14, n. 2, p. 184–185, 1957. 23
- PLANCHE, C.; MARSHAM, J. H.; FIELD, P. R.; CARSLAW, K. S.; HILL, A. A.; MANN, G. W.; SHIPWAY, B. J. Precipitation sensitivity to autoconversion rate in a numerical weather-prediction model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 141, n. 691, p. 2032–2044, 2015. 17, 64

- POSSELT, D. J.; VUKICEVIC, T. Robust characterization of model physics uncertainty for simulations of deep moist convection. **Monthly Weather Review**, v. 138, n. 5, p. 1513–1535, 2010. 17
- PRABHA, T. V.; KHAIN, A.; MAHESHKUMAR, R.; PANDITHURAI, G.; KULKARNI, J.; KONWAR, M.; GOSWAMI, B. Microphysics of premonsoon and monsoon clouds as seen from in situ measurements during the cloud aerosol interaction and precipitation enhancement experiment (caipeex). **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 68, n. 9, p. 1882–1901, 2011. 20
- PRUPPACHER, H. R.; KLETT, J. D. **Microphysics of Clouds and Precipitation**. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2012. 10
- RAUBER, R. M.; STEVENS, B.; OCHS, H. T.; KNIGHT, C.; ALBRECHT, B.; BLYTH, A.; FAIRALL, C.; JENSEN, J.; LASHER-TRAPP, S.; MAYOL-BRACERO, O. et al. Rain in shallow cumulus over the ocean: The RICO campaign. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 88, p. 1912–1928, 2007. 29
- RIECHELMANN, T.; NOH, Y.; RAASCH, S. A new method for large-eddy simulations of clouds with lagrangian droplets including the effects of turbulent collision. **New Journal of Physics**, v. 14, n. 6, p. 065008, 2012. 16
- ROBERTS, N. M.; COLE, S. J.; FORBES, R. M.; MOORE, R. J.; BOSWELL, D. Use of high-resolution NWP rainfall and river flow forecasts for advance warning of the Carlisle flood, north-west England. **Meteorological Applications**, v. 16, n. 1, p. 23–34, 2009. 2
- ROBERTS, N. M.; LEAN, H. W. Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 1, p. 78–97, 2008. 2
- ROH, W.; SATOH, M. Evaluation of precipitating hydrometeor parameterizations in a single-moment bulk microphysics scheme for deep convective systems over the tropical central Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, n. 7, p. 2654–2673, 2014. 19
- ROQUE, A.; SIERRA, M.; QUINTANA, N. Método de Evaluación Diagnóstico Orientado a Objetos Modificado (MODEMod) utilizando la información de los satélites meteorológicos. **Ciencias de la Tierra y el Espacio**, p. 139–150, 2014. 35

ROZANTE, J. R.; MOREIRA, D. S.; GONÇALVES, 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. 34

RUTLEDGE, S. A.; HOBBS, P. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. VIII: A model for the “seeder-feeder” process in warm-frontal rainbands. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, n. 5, p. 1185–1206, 1983. 15

SAHA, S.; MOORTHY, S.; PAN, H.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D.; LIU, H.; STOKES, D.; GRUMBINE, R.; GAYNO, G.; WANG, J.; HOU, Y.; CHUANG, H.; JUANG, H. H.; SELA, J.; IREDELL, M.; TREADON, R.; KLEIST, D.; DELST, P. V.; KEYSER, D.; DERBER, J.; EK, M.; MENG, J.; WEI, H.; YANG, R.; LORD, S.; DOOL, H. van den; KUMAR, A.; WANG, W.; LONG, C.; CHELLIAH, M.; XUE, Y.; HUANG, B.; SCHEMM, J.; EBISUZAKI, W.; LIN, R.; XIE, P.; CHEN, M.; ZHOU, S.; HIGGINS, W.; ZOU, C.; LIU, Q.; CHEN, Y.; HAN, Y.; CUCURULL, L.; REYNOLDS, R. W.; RUTLEDGE, G.; ; GOLDBERG, M. **NCEP Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) 6-hourly Products, January 1979 to December 2010. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory**. 2010. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5065/D69K487J>>. Acesso em: 30 janeiro 2016. 49

SAHA, S.; MOORTHY, S.; PAN, H.-L.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D. et al. The NCEP climate forecast system reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, n. 8, p. 1015–1057, 2010. 27

SAHA, S.; MOORTHY, S.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; BEHRINGER, D.; HOU, Y.; CHUANG, H.; IREDELL, M.; EK, M.; MENG, J.; YANG, R.; MENDEZ, M. P.; DOOL, H. van den; ZHANG, Q.; WANG, W.; CHEN, M.; ; BECKER, E. **NCEP Climate Forecast System Version 2 (CFSv2) 6-hourly Products. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory**. 2011. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5065/D61C1TXF>>. Acesso em: 30 janeiro 2016. 49

SALEEBY, S. M.; COTTON, W. R. A large-droplet mode and prognostic number concentration of cloud droplets in the Colorado State University Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). Part I: Module descriptions and supercell test simulations. **Journal of applied meteorology**, v. 43, n. 1, p. 182–195, 2004. 16, 20

SALEEBY, S. M.; HEEVER, S. C. van den. Developments in the CSU-RAMS aerosol model: Emissions, nucleation, regeneration, deposition, and radiation. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 52, n. 12, p. 2601–2622, 2013. 16

SANT, V.; LOHMANN, U.; SEIFERT, A. Performance of a triclass parameterization for the collision–coalescence process in shallow clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 70, n. 6, p. 1744–1767, 2013. 20

SATO, Y.; NISHIZAWA, S.; YASHIRO, H.; MIYAMOTO, Y.; KAJIKAWA, Y.; TOMITA, H. Impacts of cloud microphysics on trade wind cumulus: which cloud microphysics processes contribute to the diversity in a large eddy simulation? **Progress in Earth and Planetary Science**, v. 2, n. 1, p. 1–16, 2015. 19

SCHULTZ, P. An explicit cloud physics parameterization for operational numerical weather prediction. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3331–3343, 1995. xiii, 40, 62, 63, 64, 67, 78

SCHWARTZ, C. S.; KAIN, J. S.; WEISS, S. J.; XUE, M.; BRIGHT, D. R.; KONG, F.; THOMAS, K. W.; LEVIT, J. J.; CONIGLIO, M. C. Next-day convection-allowing WRF model guidance: A second look at 2-km versus 4-km grid spacing. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 10, p. 3351–3372, 2009. 1

Serviço Meteorológico Marinho. **Cartas Sinóticas**. Disponível em: <<https://www.mar.mil.br/dhn/chm/meteo/prev/cartas/cartas.htm>>. Acesso em: 31 janeiro 2016. 49

SHIMA, S.-i.; KUSANO, K.; KAWANO, A.; SUGIYAMA, T.; KAWAHARA, S. The super-droplet method for the numerical simulation of clouds and precipitation: A particle-based and probabilistic microphysics model coupled with a non-hydrostatic model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 135, n. 642, p. 1307–1320, 2009. 16

SHIPWAY, B.; HILL, A. Diagnosis of systematic differences between multiple parametrizations of warm rain microphysics using a kinematic framework.

- Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 138, n. 669, p. 2196–2211, 2012. [3](#), [27](#)
- SIMPSON, J.; WIGGERT, V. Models of precipitating cumulus towers. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 7, p. 471–489, 1969. [41](#)
- 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**. [S.l.: s.n.], 2005. [19](#)
- SQUIRES, P. The microstructure and colloidal stability of warm clouds: Part I—The relation between structure and stability. **Tellus A**, v. 10, n. 2, 1958. [64](#)
- TAO, W.-K.; SIMPSON, J. The goddard cumulus ensemble model. Part I: Model description. **Terr. Atmos. Oceanic Sci**, v. 4, n. 1, p. 35–72, 1993. [17](#)
- TAO, W.-K.; SIMPSON, J.; BAKER, D.; BRAUN, S.; CHOU, M.-D.; FERRIER, B.; JOHNSON, D.; KHAIN, A.; LANG, S.; LYNN, B. et al. Microphysics, radiation and surface processes in the Goddard Cumulus Ensemble (GCE) model. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 82, n. 1, p. 97–137, 2003. [17](#)
- THOMPSON, G.; EIDHAMMER, T. A study of aerosol impacts on clouds and precipitation development in a large winter cyclone. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, n. 10, p. 3636–3658, 2014. [14](#)
- THOMPSON, G.; FIELD, P. R.; HALL, W. D.; RASMUSSEN, R. A new bulk microphysical parameterization for WRF (& MM5). In: WEATHER RESEARCH AND FORECASTING MODEL WORKSHOP, 7., 2006, Boulder, CO. **Proceedings...** Boulder: NCAR, 2006. p. 1–11. [19](#), [20](#)
- THOMPSON, G.; FIELD, P. R.; RASMUSSEN, R. M.; HALL, W. D. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 12, p. 5095–5115, 2008. [20](#)
- THOMPSON, G.; RASMUSSEN, R. M.; MANNING, K. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 2, p. 519–542, 2004. [xi](#), [xiii](#), [15](#), [19](#), [20](#), [41](#), [42](#), [62](#), [63](#), [64](#)
- TZIVION, S.; FEINGOLD, G.; LEVIN, Z. An efficient numerical solution to the stochastic collection equation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 21, p. 3139–3149, 1987. [15](#)

_____. The evolution of raindrop spectra. Part II: Collisional collection/breakup and evaporation in a rainshaft. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, n. 21, p. 3312–3328, 1989. 15

VIEIRA, R. M. G.; DERECZYNSKI, C. P.; CHOU, S. C.; GOMES, J. L. Avaliação das previsões de precipitação do modelo Eta para a bacia do rio São Francisco em Minas Gerais. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 20., 2013, Bento Gonçalves. **Anais...** Bento Gonçalves: ABRH, 2013. 2

WALLACE, J.; HOBBS, P. **Atmospheric Science: An Introductory Survey**. [S.l.]: Elsevier Science, 2006. (International Geophysics). Disponível em: <<https://books.google.com.br/books?id=HZ2wNtDOU0oC>>. Acesso em: 10 janeiro 2015. xi, 6, 7, 8, 9, 11, 12

WARNER, J. The microstructure of cumulus cloud. Part I. general features of the droplet spectrum. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 26, n. 5, p. 1049–1059, 1969. 20

WILKINSON, J. M.; PORSON, A. N.; BORNEMANN, F. J.; WEEKS, M.; FIELD, P. R.; LOCK, A. P. Improved microphysical parametrization of drizzle and fog for operational forecasting using the Met Office Unified Model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 139, n. 671, p. 488–500, 2013. 19

YIN, J.; WANG, D.; ZHAI, G. An attempt to improve Kessler-type parameterization of warm cloud microphysical conversion processes using CloudSat observations. **Journal of Meteorological Research**, v. 29, p. 82–92, 2015. xi, xiii, 21, 39, 40, 62, 63

YOUNG, K. C. The evolution of drop spectra due to condensation, coalescence and breakup. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 32, n. 5, p. 965–973, 1975. 15

ZHANG, G.; SUN, J.; BRANDES, E. A. Improving parameterization of rain microphysics with disdrometer and radar observations. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 63, n. 4, p. 1273–1290, 2006. 19

ZHANG, G.; XUE, M.; CAO, Q.; DAWSON, D. Diagnosing the intercept parameter for exponential raindrop size distribution based on video disdrometer observations: Model development. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, n. 11, p. 2983–2992, 2008. xi, xiii, 20, 41, 42, 62, 63, 64, 67, 78

ZIEGLER, C. L. Retrieval of thermal and microphysical variables in observed convective storms. Part 1: Model development and preliminary testing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, n. 14, p. 1487–1509, 1985. 15

APÊNDICE A - Mapas sinóticos dos casos de estudo

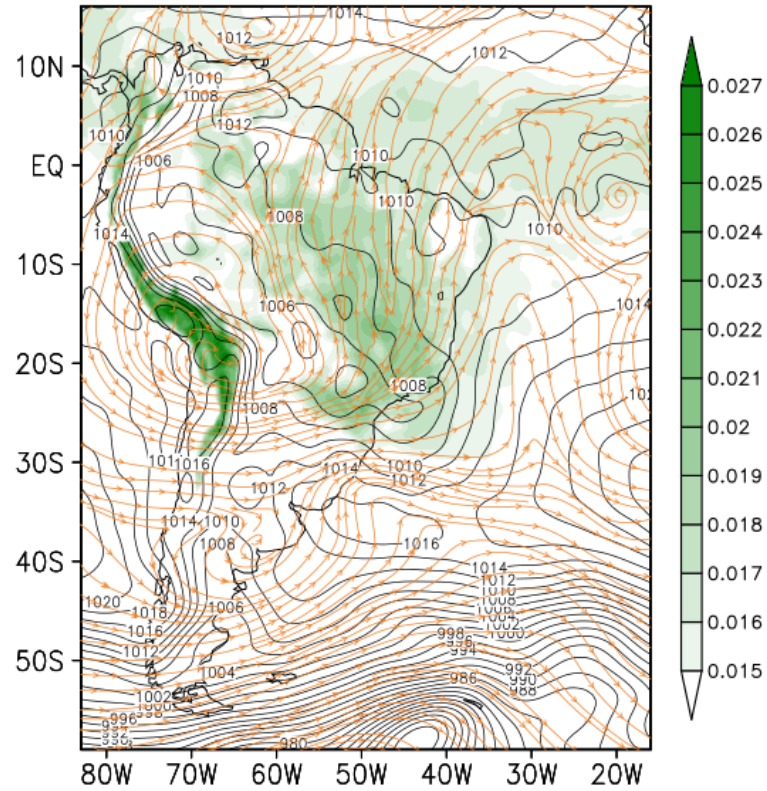
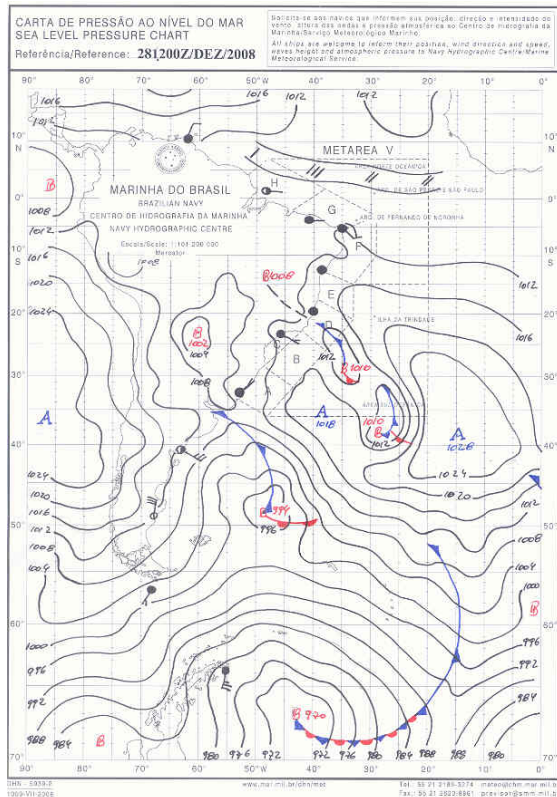
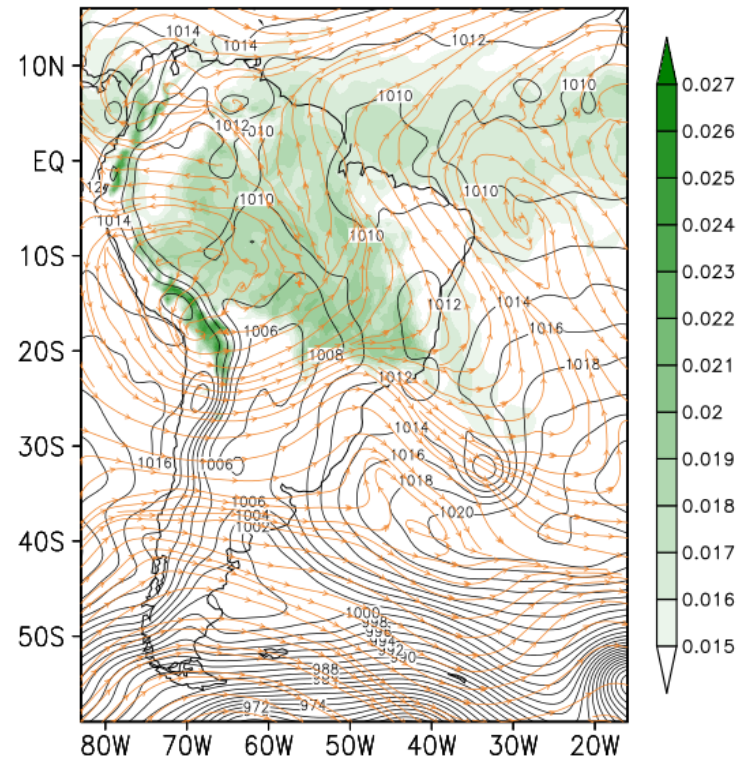


Figura A.1 - Situação sinótica correspondente às 12 UTC do 01/01/2000 a partir de dados de CFSR. Em sombreado se representa a umidade específica em superfície (g/kg), a pressão no nível médio do mar (hPa) é indicada pelos contornos pretos, e as linhas de corrente indicam o vento no nível de 200 hPa

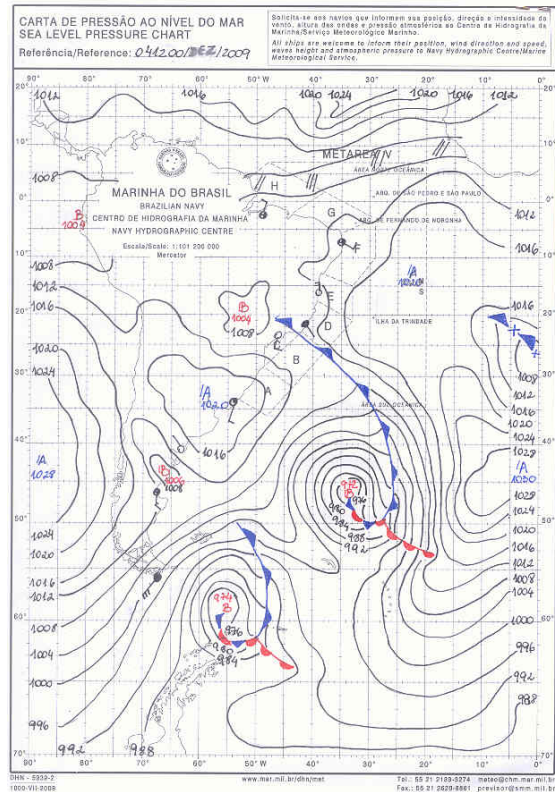


(a)

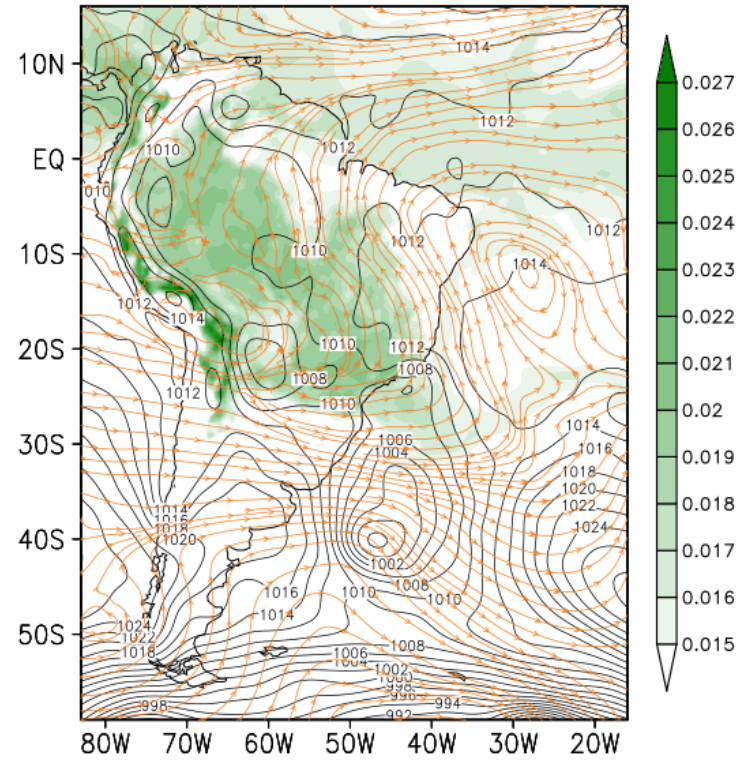


(b)

Figura A.2 - Situação sinótica correspondente às 12 UTC do 28/12/2008, a) Carta sinótica da Marinha do Brasil, b) Dados de CFRSR. Em sombreado se representa a umidade específica em superfície (g/kg), a pressão no nível médio do mar (hPa) é indicada pelos contornos pretos, e as linhas de corrente indicam o vento no nível de 200 hPa

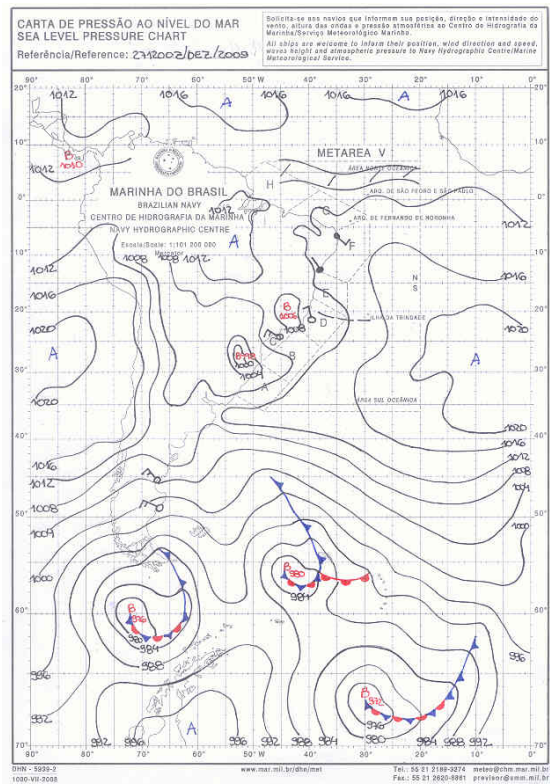


(a)

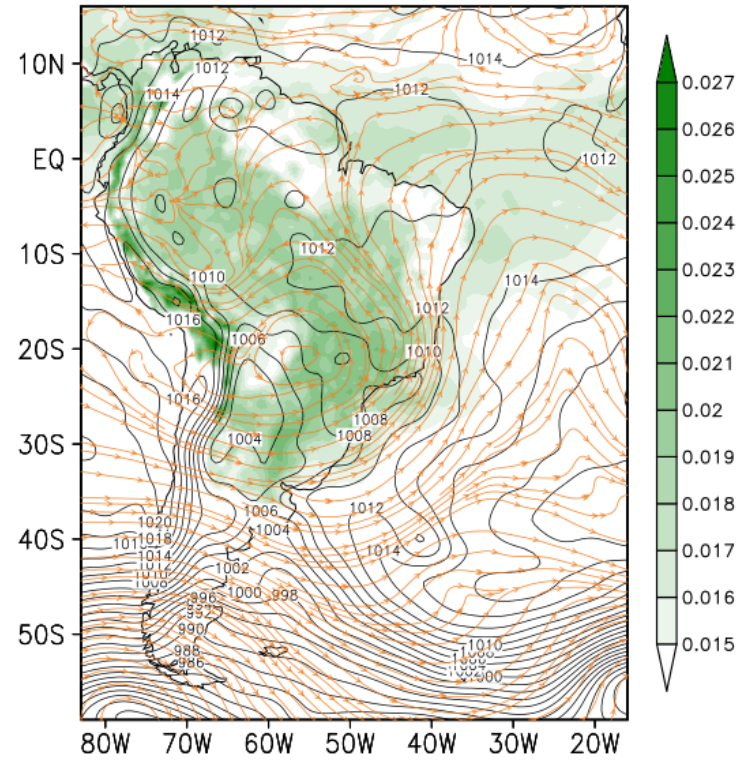


(b)

Figura A.3 - Situação sinótica correspondente às 12 UTC do 04/12/2009, a) Carta sinótica da Marinha do Brasil, b) Dados de CFRSR. Em sombreado se representa a umidade específica em superfície (g/kg), a pressão no nível médio do mar (hPa) é indicada pelos contornos pretos, e as linhas de corrente indicam o vento no nível de 200 hPa

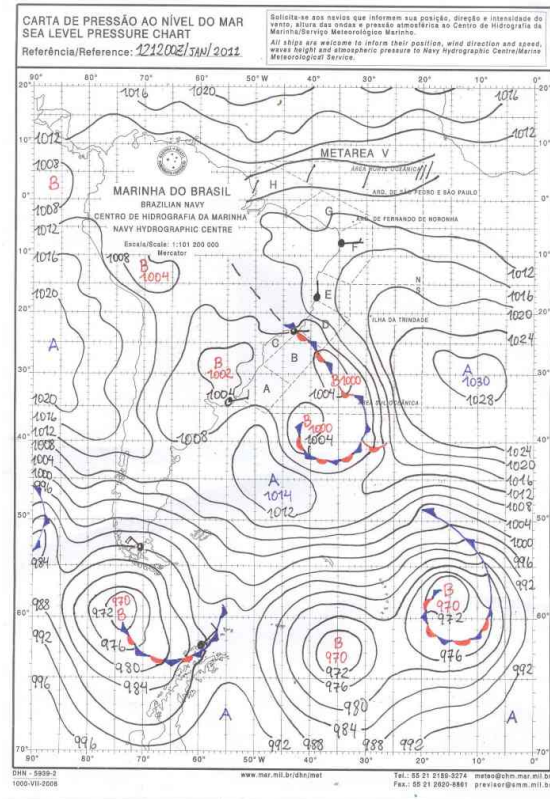


(a)

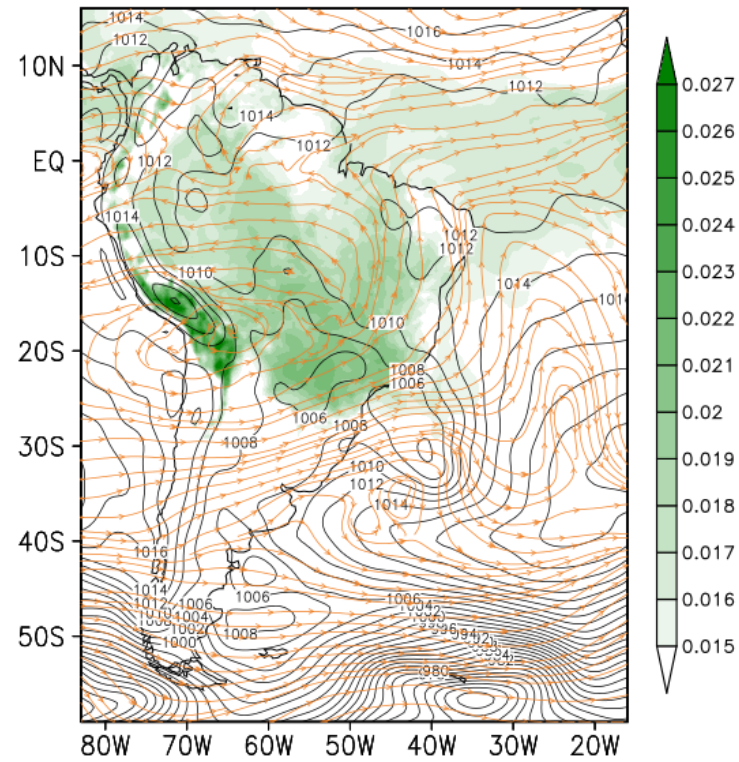


(b)

Figura A.4 - Situação sinótica correspondente às 12 UTC do 27/12/2009, a) Carta sinótica da Marinha do Brasil, b) Dados de CFRSR. Em sombreado se representa a umidade específica em superfície (g/kg), a pressão no nível médio do mar (hPa) é indicada pelos contornos pretos, e as linhas de corrente indicam o vento no nível de 200 hPa



(a)



(b)

Figura A.5 - Situação sinótica correspondente às 12 UTC do 12/11/2011, a) Carta sinótica da Marinha do Brasil, b) Dados de CFSR. Em sombreado se representa a umidade específica em superfície (g/kg), a pressão no nível médio do mar (hPa) é indicada pelos contornos pretos, e as linhas de corrente indicam o vento no nível de 200 hPa