



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/11.30.00.35-TDI

**PROBLEMAS INVERSOS USANDO O MÉTODO DE  
OTIMIZAÇÃO FIREFLY APLICADO NA  
PARAMETRIZAÇÃO DE PRECIPITAÇÃO DO MODELO  
BRAMS SOBRE A AMÉRICA DO SUL**

Ariane Frassoni dos Santos

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Manoel Alonso Gan, e Saulo Ribeiro de Freitas, aprovada em 24 de fevereiro de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3FAJLRP>>

INPE  
São José dos Campos  
2014

**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@sid.inpe.br

**CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):****Presidente:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

**Membros:**

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

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

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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





Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/11.30.00.35-TDI

**PROBLEMAS INVERSOS USANDO O MÉTODO DE  
OTIMIZAÇÃO FIREFLY APLICADO NA  
PARAMETRIZAÇÃO DE PRECIPITAÇÃO DO MODELO  
BRAMS SOBRE A AMÉRICA DO SUL**

Ariane Frassoni dos Santos

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Manoel Alonso Gan, e Saulo Ribeiro de Freitas, aprovada em 24 de fevereiro de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3FAJLRP>>

INPE  
São José dos Campos  
2014

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Santos, Ariane Frassoni dos.

Sa59p Problemas Inversos usando o método de otimização Firefly aplicado na parametrização de precipitação do modelo BRAMS sobre a América do Sul / Ariane Frassoni dos Santos. – São José dos Campos : INPE, 2014.

xxxiii + 271 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/11.30.00.35-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2014.

Orientadores : Drs. Manoel Alonso Gan, e Saulo Ribeiro de Freitas.

1. parametrização convectiva. 2. BRAMS. 3. precipitação.  
I.Título.

CDU 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/).

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

Dr. Clóvis Angeli Sansigolo

Presidente / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Manoel Alonso Gan

Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Saulo Ribeiro de Freitas

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

Dr. Stephan Stephany

Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Cláudio Moisés Santos e Silva

Convidado(a) / UFRN / Natal - RN

Dr. Pedro Leite da Silva Dias

Convidado(a) / LNCC / Petrópolis - RJ

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Ariane Frassoni dos Santos de Mattos**

São José dos Campos, 24 de Fevereiro de 2014



“Meditai se só as nações fortes podem fazer ciência ou se é a ciência que as torna fortes”

WALTER OSWALDO CRUZ



A meu esposo João Gerd pela paciência e amor dedicados; a meus filhos Lara e João Pedro por seus sorrisos diários.





## AGRADECIMENTOS

A Deus pela força e perseverança concedidas. A Ele por guiar meus passos em meio às dificuldades impostas pela vida.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), pela oportunidade de continuar os estudos e também pela utilização de suas instalações e equipamentos.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pela concessão da bolsa de doutorado (processo FAPESP número 2008/01983-0). À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes) e à Pós-graduação em Meteorologia do INPE (PGMet) pelos recursos financeiros concedidos ao longo do curso.

Às chefias do CPTEC/INPE pela oportunidade de desenvolver este trabalho juntamente com minhas obrigações profissionais, possibilitando alterações de horário, uso do espaço físico e suporte.

Aos membros da banca examinadora, Drs. Pedro Leite da Silva Dias, Cláudio Moisés Santos e Silva, Stephan Stephany e Clovis Angeli Sansigolo, pelas críticas e sugestões.

Aos professores do curso de Pós-Graduação em Meteorologia pelos conhecimentos compartilhados. Em especial aos meus orientadores Drs. Saulo Ribeiro de Freitas e Manoel Alonso Gan e aos colaboradores de pesquisa, Drs. Haroldo Fraga de Campos Velho e Eduardo Fávero Pacheco da Luz, não só pela orientação durante a realização deste trabalho, mas também pela amizade, paciência e confiança.

À secretaria da PGMet, pelo profissionalismo e dedicação na realização das tarefas burocráticas referentes ao curso. Ao Serviço de Supercomputação e Suporte do CPTEC pelo suporte técnico nos diversos pedidos de ajuda. Aos secretários da Divisão de Modelagem e Desenvolvimento (DMD), Gilson de Paula e Glaucieli Lino, pela colaboração e palavras de apoio.

A todos os colegas da turma de 2008, e aos grandes amigos Enver Ramirez, Rosio Camayo, Gabriel Munchow, Demerval Moreira, Luiz Sapucci, Bruna Silveira, pela amizade e apoio. Aos colegas e ex-colegas do Grupo de Previsão Climática, Caio, Moacir, Diego, Mári, Fabíola, Dênis, Carlos Renato, Ester, pela ajuda e coleguismo. A todos os colegas que de alguma maneira contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho. Agradeço também a todos os integrantes do Grupo de Modelagem da

Atmosfera e Interfaces, pela contribuição na elaboração deste trabalho, em especial ao Maurício e aos “Rafaéis” Stockler e Mello.

A meus filhos Lara e João Pedro pelos sorrisos e abraços que me animaram em vários momentos desta etapa. À minha mãe Dione e aos meus sogros Manoel e Marlene, pelo apoio no cuidado da minha família, pelo carinho e motivação. A meu irmão Igor, minha cunhada Betina, meus tios Ademir, Julie, Eloy, Rozimeli e Genezi, pelo apoio e incentivo.

Agradeço especialmente ao colega, amigo e companheiro, meu esposo João Gerd, pela ajuda, paciência e amor dedicados em todo o decorrer do curso. Sem tua ajuda e abnegação em vários momentos desta etapa, este trabalho não teria sido desenvolvido.

## RESUMO

O presente trabalho teve como objetivo aperfeiçoar a qualidade das previsões numéricas de tempo do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) introduzindo o resultado da aplicação de um procedimento numérico que objetivamente define a melhor ponderação, a partir de um conjunto de pesos ótimos, para os membros do conjunto da parametrização de cumulus precipitantes do modelo *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS). Consideraram-se os membros do conjunto de simulações de precipitação geradas utilizando cinco opções de fechamento, representando diferentes formulações para o controle dinâmico da convecção (a modulação da convecção pelo ambiente de grande escala) no esquema de parametrização convectiva profunda. A ponderação objetiva de tais membros é um problema inverso de estimação de parâmetros, que foi resolvido como um problema de otimização. Para isso, utilizou-se o método de otimização metaheurístico *Firefly* (FY) para minimizar a diferença quadrática entre o dado observado e a combinação dos diferentes campos de precipitação do modelo. Neste contexto, as características do verão do mês de janeiro dos anos de 2006, 2008 e 2010 foram analisadas. A aplicação e validação da metodologia levou em consideração a utilização de campos de precipitação diários, definidos sobre a América do Sul e obtidos de técnicas de sensoriamento remoto combinadas a dados de estações meteorológicas convencionais. Os pesos foram obtidos para ponderar o fluxo de massa de cada membro (os quais estão diretamente relacionados com a precipitação) do conjunto de fechamentos. A metodologia de avaliação levou em consideração o cálculo de métricas estatísticas comumente utilizadas na análise de dados meteorológicos. Os resultados indicaram que o movimento vertical em baixos níveis é o principal mecanismo para a determinação do fluxo de massa e desenvolvimento da convecção, recebendo este o maior peso no processo de treinamento. Este fechamento, conhecido na literatura como *low-level omega* ainda considera o papel da defasagem introduzida no cálculo do fluxo de massa por levar em consideração esta propriedade em um passo de tempo anterior, simulando a atuação das correntes de ar descendentes na formação de novas células convectivas. Considerou-se que este mecanismo também foi importante na relação entre o fechamento e o dado observado, e teve maior importância frente aos fechamentos associados ao cálculo da energia potencial disponível para a convecção. O processo de treinamento produziu uma combinação tal que resultou em taxas mais realistas de aquecimento e secamento da coluna atmosférica. Com isso, a precipitação simulada foi melhor representada. Além disso, o desempenho do modelo em simular outras variáveis atmosféricas também foi notado. A representação da temperatura próximo à superfície, bem como os padrões de pressão ao nível médio do mar, foram melhor simulados em comparação com a versão adotada como controle do modelo BRAMS. Entretanto, verificaram-se erros sistemáticos nos campos de vento, os quais não estão diretamente relacionados ao fechamento escolhido. É necessário uma investigação melhor a respeito da simulação da circulação em baixos níveis do modelo, fator este determinante para a geração de instabilidade em diversas áreas da América do Sul.



**INVERSE PROBLEMS USING THE OPTIMIZATION METHOD  
FIREFLY APPLIED IN THE PRECIPITATION  
PARAMETERIZATION OF THE MODEL BRAMS OVER SOUTH  
AMERICA  
ABSTRACT**

The purpose of this work was improve the skill of the weather forecasts of the Center for Weather Forecasts and Climate Studies of the National Institute for Space Research (CPTEC/INPE), considering an optimization problem applying the metaheuristic Firefly algorithm (FY) to weight an ensemble of rainfall forecasts from daily precipitation simulations with the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS) over South America. The summer characteristics of January 2006, 2008 and 2010 were performed using this model. The method was addressed as a parameter estimation problem to weight the ensemble of precipitation forecasts carried out using different options of the convective parameterization scheme. Ensemble simulations were performed using different choices of closures, representing different formulations of dynamic control (the convection modulation by the environment) in a deep convection scheme. As a result, the precipitation forecasts can be combined in several ways, generating a numerical representation of precipitation and atmospheric heating and moistening rates. The purpose of this study was to generate a set of weights to compute a best combination of the convective scheme hypothesis. To minimize the difference between observed data and forecasted precipitation, the objective function was computed with the quadratic difference between five simulated precipitation fields and observations. The application and validation of the methodology was carried out using daily precipitation fields, defined over South America and obtained by merging remote sensing estimations with rain gauge observations and precipitation field estimated by the Tropical Rainfall Measuring Mission satellite. The quadratic difference between the model and observed data was used as the objective function to determine the best combination of the ensemble members to reproduce the observations. Weights were obtained using the FY and the mass fluxes of each closure of the convective scheme were weighted generating a new set of mass fluxes. The validation of the methodology was carried out using classical statistical scores. The results indicated the low-level omega as the main physical component to weight the ensemble of closures. The importance of the vertical motion and the role of the time lag induced in the closure that relates the importance of the downdrafts to trigger new convective cells were highlighted in the high weighted parameters associated. The algorithm had produced the best combination of the weights, resulting in heating and drying rates more realistically and consequently precipitation simulations closest to the observations. In addition, a better skill of the model to simulate meteorological variables was observed, as temperature near surface and sea level pressure, as closest to the observation as compared with the ensemble mean calculation of the control run. However, there were systematic errors in the low-level wind fields, which are not directly related to the chosen closure. Better research regarding the simulation of low level circulation model should be done, due to the important issue for generating instability in many areas of South America.



## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Média anual da precipitação (1979-1995) . . . . .	9
2.2 Média mensal da frequência de precipitação diária ( $> 1$ mm/dia) (1979-1995) . . . . .	10
2.3 Média do vetor vento (m/s) em 925 hPa (para o trimestre DJF de 1979-1995), linhas de corrente em 200 hPa e total de precipitação (mm). . . . .	12
2.4 Média (1979-1995) de ROLE ( $Wm^{-2}$ ) para pêntadas selecionadas ao longo do ano calendário. . . . .	14
2.5 Frequência temporal de nuvens convectivas durante o verão austral na América do Sul . . . . .	17
2.6 Nuvens e seus processos associados representam maiores incertezas na modelagem numérica de tempo e clima . . . . .	27
2.7 Diagrama esquemático das componentes de uma parametrização cumulus	29
2.8 Correntes ascendentes, descendentes e subsidência compensatória. . . . .	32
2.9 Diagrama conceitual da parametrização de Grell (1993) . . . . .	34
2.10 Relação entre o modelo direto e o modelo inverso . . . . .	50
2.11 Esquema ilustrativo de uma função e seus mínimos locais e global . . . . .	52
3.1 Distribuição espacial das estações meteorológicas de diferentes fontes sobre a América do Sul. . . . .	61
3.2 Área de estudo . . . . .	65
3.3 Fluxograma da implementação do FY . . . . .	74
3.4 Esquema que ilustra a obtenção do campo de precipitação sintética. . . . .	78
3.5 Precipitação acumulada em 24 horas, simulada para o dia 21/02/2004 às 1200 UTC utilizando o fechamento EN. . . . .	80
3.6 Precipitação convectiva sintética, acumulada em 24 horas para o dia 21/02/2004 às 1200 UTC. . . . .	81
3.7 Precipitação convectiva recuperada ( $P_M$ ), acumulada em 24 horas para o dia 21/02/2004 às 1200 UTC. . . . .	82
3.8 Precipitação acumulada em 24 horas (mm) para o dia 21/02/2004 às 1200 UTC . . . . .	84
3.9 Raiz do erro quadrático médio do campo $P_M$ . . . . .	87
3.10 Distribuição dos pesos de acordo com as variações dos parâmetros do FY.	88
3.11 Precipitação acumulada em 24h (mm) média do período de 02 a 13 de dezembro de 2004 . . . . .	88
3.12 Áreas utilizadas na avaliação estatística. . . . .	95

3.13	Áreas utilizadas para o cálculo dos índices estatísticos . . . . .	98
3.14	Ilustração da divisão das áreas utilizadas para o cálculo dos índices estatísticos levando em consideração a marcha anual da precipitação . . . . .	99
3.15	Diagrama esquemático da técnica de <i>bootstrap</i> . . . . .	103
4.1	Decaimento da função objetivo dos experimentos FY30d e FY60d. . . . .	106
4.2	Pesos do experimento FY30d associados aos fechamentos da parametrização convectiva de GD. . . . .	109
4.3	Idem à Figura 4.2, exceto para o experimento FY60d. . . . .	110
4.4	Precipitação média diária para janeiro de 2006 . . . . .	111
4.5	Precipitação média diária acumulada em 24h para janeiro de 2006 . . . . .	112
4.6	<i>Bias score</i> para os diferentes limiares de precipitação . . . . .	115
4.7	Idem à Figura 4.6, exceto que para o ETS. . . . .	116
4.8	Diagrama de desempenho que resume as medidas SR, POD, <i>bias</i> e CSI . . . . .	119
4.9	Precipitação média diária de janeiro de 2006 (mm/dia) dos fechamentos EN, FY30d, FY60d e MERGE . . . . .	120
4.9	<b>(Continua.)</b> . . . . .	121
4.9	<b>(Conclusão.)</b> . . . . .	122
4.10	<i>Bias score</i> da precipitação, médio sobre a América do Sul . . . . .	125
4.11	Idem à Figura 4.10, exceto que para o ETS. . . . .	126
4.12	<i>Bias score</i> da precipitação, médio sobre o setor noroeste da América do Sul . . . . .	127
4.13	Idem à Figura 4.10, exceto que para o ETS. . . . .	128
4.14	Distância média do <i>bias score</i> e ETS em relação ao valor ótimo em função do prazo de previsão. . . . .	129
4.15	Distância média do <i>bias score</i> em relação ao valor ótimo em função do prazo de previsão. . . . .	130
4.16	Idem à Figura 4.15, exceto para o ETS. . . . .	131
4.17	Decaimento da função objetivo dos experimentos FY30d e FY60d . . . . .	132
4.18	Ciclo diurno médio da precipitação (mm/h) em janeiro (1998-2011) estimada pelo TRMM . . . . .	137
4.19	Ciclo diurno da precipitação (mm/3h), acumulado no mês de janeiro de 2006 . . . . .	139
4.20	Ciclo diurno médio do viés da precipitação, acumulado no mês de janeiro de 2006 . . . . .	140
4.21	Idem à Figura 4.19, exceto para o mês de janeiro de 2008. . . . .	141
4.22	Idem à Figura 4.19, exceto para o mês de janeiro de 2010. . . . .	142
4.23	Idem à Figura 4.20, exceto para o mês de janeiro de 2010. . . . .	143



4.24	Ciclo diurno médio da CAPE, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente de janeiro de 2006 . . . . .	145
4.25	Ciclo diurno médio do perfil vertical de $Q_1$ e $Q_2$ e perfil médio de $Q_1$ e $Q_2$ de janeiro de 2006 . . . . .	148
4.26	Idem à Figura 4.25, exceto para o setor central da América do Sul. . . . .	149
4.27	Idem à Figura 4.25, exceto para o setor noroeste da América do Sul. . . . .	150
4.28	Ciclo diurno médio de janeiro de 2006 das correntes ascendentes e descendentes . . . . .	152
4.29	Ciclo diurno médio de janeiro de 2008 sobre o setor central da América do Sul dos experimentos EN e ENCDFY do perfil vertical de $Q_1$ , $Q_2$ e perfil médio de $Q_1$ e $Q_2$ . . . . .	153
4.30	Idem à Figura 4.25, exceto para o setor noroeste da América do Sul. . . . .	154
4.31	Ciclo diurno médio de janeiro de 2010 sobre o setor central da América do Sul para o experimento EN e ENCDFY do perfil vertical de $Q_1$ e $Q_2$ e perfil médio de $Q_1$ e $Q_2$ . . . . .	156
4.32	Idem à Figura 4.25, exceto para o setor noroeste da América do Sul. . . . .	157
4.33	Idem à Figura 4.25, exceto para o setor nordeste da América do Sul. . . . .	159
4.34	Viés médio da temperatura do ar a 2 metros . . . . .	161
4.35	Idem à Figura 4.34, exceto para o RMSV. . . . .	162
4.36	Viés médio da temperatura do ponto de orvalho a 2 metros . . . . .	163
4.37	Viés médio da pressão ao nível do mar . . . . .	165
A.1	Ciclo anual médio (1999-2012) mensal da precipitação, produzido a partir do TRMM sobre a América do Sul . . . . .	198
A.2	Idem à Figura A.1, exceto para o MERGE. . . . .	200
A.3	Ciclo médio (1998-2012) anual da precipitação produzido a partir do TRMM para os diversos setores da América do Sul . . . . .	201
A.4	Idem à Figura A.3, exceto para o MERGE. . . . .	202
A.5	Ciclo médio (1998-2012) anual da precipitação produzido a partir do TRMM para as diversas regiões da América do Sul . . . . .	207
A.6	Diferença entre a precipitação média do TRMM e MERGE para os setores da América do Sul . . . . .	208
A.7	Idem à Figura A.6, exceto para as regiões da América do Sul . . . . .	209
A.8	Ciclo diurno médio (1998-2012) da precipitação sobre a América do Sul ao longo dos meses do ano . . . . .	210
A.8	<b>Conclusão.</b> . . . . .	211
A.9	Ciclo diurno médio (1998-2001) da precipitação sobre a região R5 . . . . .	212
B.1	Viés médio da precipitação do período das 12:00 UTC do dia 01/12/2004 às 12:00 UTC do dia 31/12/2004 para as regiões da América do Sul . . . . .	215

B.2	Viés médio da temperatura do ar a 2 metros do período das 12:00 UTC do dia 01/12/2004 às 12:00 UTC do dia 31/12/2004 para as regiões da América do Sul . . . . .	216
B.3	RMSV médio da temperatura do ar a 2 metros do período das 12:00 UTC do dia 01/12/2004 às 12:00 UTC do dia 31/12/2004 para as regiões da América do Sul . . . . .	217
B.4	Viés médio do vento zonal do período das 12:00 UTC do dia 01/12/2004 às 12:00 UTC do dia 31/12/2004 para as regiões da América do Sul . . .	218
B.5	RMSV médio do vento zonal do período das 12:00 UTC do dia 01/12/2004 às 12:00 UTC do dia 31/12/2004 para as regiões da América do Sul . . . . .	219
B.6	Viés médio do vento meridional do período das 12:00 UTC do dia 01/12/2004 às 12:00 UTC do dia 31/12/2004 para as regiões da América do Sul . . . . .	220
B.7	Viés médio da pressão ao nível médio do mar do período das 12:00 UTC do dia 01/12/2004 às 12:00 UTC do dia 31/12/2004 para as regiões da América do Sul . . . . .	222
B.8	RMSV médio da pressão ao nível do mar do período das 12:00 UTC do dia 01/12/2004 às 12:00 UTC do dia 31/12/2004 para as regiões da América do Sul . . . . .	223
C.1	Precipitação acumulada no mês de janeiro de 2008. . . . .	226
C.2	Imagem do satélite GOES-10 do período de 14 a 19 de janeiro de 2008 .	230
C.2	<b>Continua.</b> . . . . .	231
C.2	<b>Continua.</b> . . . . .	232
C.2	<b>Conclusão.</b> . . . . .	233
C.3	Diagrama Hovmöller da precipitação acumulada em 3h do período de 13 de janeiro às 12:00 UTC a 19 de janeiro às 12:00 UTC do ano de 2008 médio sobre a área que compreende a latitude de 10°S a 2,5°N e a longitude de 35°W a 55°W . . . . .	234
C.4	Idem à Figura C.3, exceto que é a média sobre a área que compreende as longitudes de 45°W a 55°W e as latitudes de 2,5°S a 2,5°N . . . . .	236
C.5	Diagrama Hovmöller da precipitação acumulada em 3h do período de 13 de janeiro às 12:00 UTC a 19 de janeiro às 12:00 UTC do ano de 2008 simulada pelo modelo BRAMS. . . . .	237
C.6	Idem à Figura C.5, exceto que é a média sobre a área que compreende a latitude de 2,5°S a 2,5°N. . . . .	238

C.7	Movimento vertical médio sobre as longitudes de 35°W a 60°W e as latitudes de 0° a 5°N, 5°S a 0° e 10°S a 5°S obtidos das reanálises do NCEP/NCAR para o período de 13/01 às 12:00 UTC a 19/01 às 12:00 UTC, com frequência de 6h . . . . .	239
C.8	Idem à Figura C.7, exceto que os painéis à direita são as simulações do modelo BRAMS utilizando o EN, e à esquerda utilizando o ENCDFY para o período de 13/01 às 12:00 UTC a 19/01 às 12:00 UTC, com frequência de 3h. . . . .	241
C.9	Campo de pressão ao nível médio do mar e vento em 850 hPa das reanálises do NCEP/NCAR do período de 17 de janeiro às 12:00 UTC até 06:00 UTC do dia 18 de janeiro . . . . .	243
C.10	Pressão ao nível médio do mar e vento em 850 hPa simulados pelo BRAMS utilizando o fechamento ENCDFY, para o período de 17 de janeiro às 12:00 UTC a 18 de janeiro às 09:00 UTC . . . . .	244
C.11	Idem à Figura C.10, exceto para o fechamento EN. . . . .	245
C.12	Campo de divergência de umidade e vento em 925 hPa obtidos das reanálises do NCEP/NCAR do período de 17 de janeiro às 12:00 UTC até 06:00 UTC do dia 18 de janeiro . . . . .	246
C.13	Idem à Figura C.12, exceto que simulado pelo BRAMS utilizando o fechamento EN . . . . .	247
C.14	Idem à Figura C.12, exceto que simulado pelo BRAMS utilizando o fechamento ENCDFY . . . . .	248
C.15	Precipitação acumulada em 3h do TRMM sobre o nordeste do Brasil, do período de 15:00 UTC do dia 17 de janeiro a 12:00 UTC do dia 18 de janeiro . . . . .	249
C.16	Precipitação simulada pelo BRAMS utilizando o fechamento EN sobre o nordeste da América do Sul para o período de 15:00 UTC do dia 17 a 12:00 UTC do dia 18 de janeiro de 2008 . . . . .	250
C.17	Idem à Figura C.16, exceto que foi utilizado o fechamento ENCDFY. . . . .	251
C.18	Precipitação acumulada em 3h estimada pelo TRMM sobre o sul da América do Sul, do período de 12:00 UTC do dia 16 de janeiro a 15:00 UTC do dia 17 de janeiro. ( <b>Continua.</b> ) . . . . .	252
C.18	<b>Conclusão.</b> . . . . .	253
C.19	Precipitação simulada pelo BRAMS utilizando o fechamento EN para o período de 12:00 UTC do dia 16 a 15:00 UTC do dia 17 de janeiro de 2008	254
C.20	Idem à Figura C.16, exceto pela utilização do fechamento ENCDFY. . . . .	256

C.21 Pressão ao nível médio do mar e vento em 850 hPa do período de 15 de janeiro de 2008 às 18:00 UTC até 17 de janeiro de 2008 às 12:00 UTC gerados a partir das reanálises do NCEP/NCAR . . . . .	258
C.22 Pressão ao nível médio do mar e vento em 850 hPa metros de altura simulados pelo BRAMS utilizando o fechamento EN, do período de 17 de janeiro às 12:00 UTC a 18 de janeiro às 09:00 UTC . . . . .	259
C.23 Idem à Figura C.16, exceto que é utilizando o fechamento ENCDFY. . .	260
C.24 Viés e RMS médios da precipitação sobre as áreas da Figura 3.12 . . . .	261

## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Lista de parâmetros a serem definidos no algoritmo FY. . . . .	57
3.1 Principais características do modelo BRAMS. . . . .	67
3.2 Pesos escolhidos para compor o campo de precipitação sintético. . . . .	76
3.3 Pesos reconstruídos pelo FY, que compõem o campo $P_M$ . . . . .	81
3.4 Teste experimental para variação dos parâmetros do FY . . . . .	86
3.5 Parâmetros utilizados no FY . . . . .	89
3.6 Tabela de contingência de eventos possíveis. . . . .	96
4.1 Pesos médios sobre os setores da América do Sul. . . . .	107
4.2 Pesos médios sobre as regiões descritas por Reboita et al. (2010). . . . .	108
4.3 Pesos médios do ciclo diurno sobre as áreas. ( <b>Continua.</b> ) . . . . .	134
4.3 <b>Conclusão.</b> . . . . .	135
D.0 Índices estatísticos médios para a América do Sul: janeiro de 2006. ( <b>Con-</b> <b>tinua.</b> ) . . . . .	264
D.1 <b>Conclusão.</b> . . . . .	265
D.2 Idem à Tabela D.0, exceto para janeiro de 2008. ( <b>Continua.</b> ) . . . . .	266
D.2 <b>Conclusão.</b> . . . . .	267
D.3 Idem à Tabela D.0, exceto para janeiro de 2010. ( <b>Continua.</b> ) . . . . .	268
D.3 <b>Conclusão.</b> . . . . .	269



## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

4DDA	–	<i>four-dimensional data assimilation</i>
ABE	–	<i>Avaliable Buoyant Energy</i>
AK	–	Anthes-Kuo
ANEEL	–	Agência Nacional de Energia Elétrica
AS	–	Arakawa-Schubert
BM	–	Betts-Miller
BRAMS	–	<i>Brazilian Developments on the Regional Atmospheric Modeling System</i>
CA	–	Corrente Ascendente
CARMA	–	<i>Community Aerosol and Radiation Model for Atmospheres</i>
CAPE	–	<i>Convective Available Potential Energy</i>
CATT	–	<i>Coupled Aerosol and Tracer Transport</i>
CCM	–	Complexo Convectivo de Mesoescala
CD	–	Corrente Descendente
CERES	–	<i>Clouds and the Earth's Radiant Energy System</i>
CLA	–	Camada Limite Atmosférica
CLP	–	Camada Limite Planetária
COSMO	–	<i>Consortium for Small-Scale Modelling</i>
CPC	–	<i>Climate Prediction Center</i>
CPTEC	–	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CRM	–	<i>Cloud resolving models</i>
CSI	–	<i>Critical success index</i>
ECMWF	–	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
EMA	–	Estações Meteorológicas Automáticas
EN	–	<i>Ensemble</i>
EOF	–	<i>Empirical Orthogonal Functions</i>
ETS	–	<i>Equitable Threat Score</i>
FINEP	–	Financiadora de Estudos e Projetos
FAPESP	–	Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo
FY	–	Algoritmo de Otimização Firefly
GARP	–	<i>Global Atmospheric Research Program</i>
GATE	–	<i>GARP Atlantic Tropical Experiment</i>
GD	–	Grell e Dévényi
GMS	–	<i>Geostationary Meteorological Satellite</i>
GOES	–	<i>Global Online Enrollment System</i>
GPCP	–	<i>Global Precipitation Climatology Project</i>
GR	–	Grell
GTS	–	<i>Global Communication System</i>
HL	–	Hora Local
INMET	–	Intituto Nacional de Meteorologia
INPE	–	Intituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IR	–	Infravermelho

JAN	– Jato em Altos Níveis
JBN	– Jato em Baixos Níveis
JAXA	– <i>Japan Aerospace Exploration Agency</i>
KF	– Kain-Fritsch
LBA	– <i>Large Scale Biosphere Atmosphere of Amazon</i>
LES	– <i>Large Eddy Simulations</i>
LFC	– <i>Level of Free Convection</i>
LO	– <i>Low-level Omega</i>
MC	– <i>Moisture Convergence</i>
MCGA	– Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MCTI	– Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação
METAR	– <i>Meteorological Aerodrome Report</i>
MM5	– Modelo de Mesoescala de Quinta Geração
MODIS	– <i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
MPCA	– <i>Multiple Particle Collision Algorithm</i>
NASA	– <i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCAR	– <i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	– <i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NCL	– Nível de Convecção Livre
NDVI	– <i>Normalized Difference Vegetative Index</i>
NEB	– Região Nordeste do Brasil
NOAA	– <i>National Oceanic and Atmospheric Organization</i>
PCD	– Plataforma de Coleta de Dados
POD	– Probabilidade de detecção ( <i>probability of detection</i> )
PNTC	– Previsão Numérica de Tempo e Clima
PP	– Produto de Pesquisa
PR	– <i>Precipitation Radar</i>
PSO	– <i>Particle Swarm Optimization</i>
PSU	– <i>Pennsylvania State University</i>
QEC	– Quase Equilíbrio Convectivo
RADAMBRASIL	– Radar na Amazônia Brasil
RAMS	– <i>Regional Atmospheric Modeling System</i>
RMS	– Raíz do erro quadrático médio
ROLE	– Radiação de Onda Longa Emergente
RT	– <i>Real Time</i>
SMAS	– Sistema de Monção da América do Sul
S-POL	– Radar polarimétrico banda S
SR	– Razão de sucesso ( <i>success ratio</i> )
TBR5	– <i>Terrestrial Biophysics and Remote Sensing</i>
TCI	– <i>TRMM Combined Instrument</i>
TKE	– <i>Turbulent Kinetic Energy</i>
TMI	– <i>Microwave Imager Precipitation</i>



TMPA	–	<i>Multisatellite Precipitation Analysis</i>
TRMM	–	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
TSM	–	Temperatura da Superfície do Mar
UTC	–	<i>Universal Time Coordinate</i>
VCAN	–	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
VFY	–	Experimento de Validação
VIRS	–	<i>TRMM Visible and Infrared Scanner</i>
WETAMC	–	<i>Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign</i>
ZCAS	–	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	–	Zona de Convergência Intertropical



## LISTA DE SÍMBOLOS

$S_u$	– Água total que precipita
$\beta$	– Atratividade
$\beta_O$	– Atratividade em $r=0$
$l_t$	– Baixa atmosfera
$L$	– Calor latente de condensação
$p_B$	– Camada de mistura do modelo hipotético de Arakawa-Schubert
$P_M$	– Campo de precipitação reconstruído
$P_{AS}$	– Campo de precipitação simulado utilizando o fechamento AS
$P_{EN}$	– Campo de precipitação simulado utilizando o fechamento EN
$P_{GR}$	– Campo de precipitação simulado utilizando o fechamento GR
$P_{KF}$	– Campo de precipitação simulado utilizando o fechamento KF
$P_{LO}$	– Campo de precipitação simulado utilizando o fechamento LO
$P_{MC}$	– Campo de precipitação simulado utilizando o fechamento MC
$P_S$	– Campo de precipitação sintético
$P_O$	– Campo observado
$b$	– Constante adimensional
$f_{emp}$	– Constante empírica
$q_e$	– Conteúdo de vapor d'água
$q_l$	– Conteúdo de água líquida suspensa na nuvem
$M_t$	– Convergência ou advecção de umidade integrada verticalmente
$F_c$	– Desestabilização da grande escala por processos na camada de nuvem
$F_M$	– Desestabilização da grande escala por processos na CLA
$r_{ij}$	– Distância entre os vórtices
$d_{bias}$	– Distância média absoluta para o <i>bias score</i>
$d_{ETS}$	– Distância média absoluta para o ETS
$S_c$	– Energia estática
$S$	– Energia estática seca
$h$	– Energia estática úmida
$h_c$	– Energia estática úmida na nuvem
$\tau_{CU}$	– Escala de tempo da nuvem
$\tau_{LS}$	– Escala de tempo dos processos de grande escala
$S_d$	– Evaporação da chuva
$F_l$	– Fluxo de água líquida em suspensão na nuvem
$F_s$	– Fluxo de energia estática seca
$m_i$	– Fluxo de massa do fechamento $i$
$m_B$	– Fluxo de massa do subconjunto
$m(z)$	– Fluxo de massa em um dado nível vertical da atmosfera
$m_O$	– Fluxo de massa na base da corrente descendente
$m_b$	– Fluxo de massa na base da nuvem
$\eta$	– Fluxo de massa normalizado
$\eta_u$	– Fluxo de massa normalizado da corrente ascendente

$\eta_d$	–	Fluxo de massa normalizado da corrente descendente
$F_q$	–	Fluxo de vapor d'água
$F$	–	Forçante de grande escala
$\lambda$	–	Fração da taxa de entranhamento
$\mu_u$	–	Fração da taxa de entranhamento líquida da corrente ascendente
$\mu_{ue}$	–	Fração da taxa de entranhamento total
$\mu_d$	–	Fração da taxa de desentranhamento
$J(P)$	–	Função objetivo
$A$	–	Função trabalho da nuvem
$\Delta_\tau$	–	Intervalo de tempo sobre o qual a instabilidade é removida
$S$	–	Indicativo de fontes ou sumidouros
$i$	–	Índice relativo ao fechamento da parametrização de GD
$N$	–	Índice relativo ao número de dias
$j$	–	Índice relativo à ordenada
$I_f$	–	Intensidade da fonte luminosa
$I$	–	Intensidade da luz
$I_O$	–	Intensidade da luz original
$x_{i,k}$	–	k-ésimo componente da coordenada espacial $x_i$ do i-ésimo vagalume
$M$	–	Massa da nuvem
$z$	–	Nível vertical
$G$	–	Número de gerações (iterações)
$P$	–	Número de previsões utilizadas no período considerado
$n$	–	Número de vagalumes
$C_O$	–	Parâmetro de conversão de chuva
$p$	–	Previsões
$Pr^*$	–	Probabilidades calculadas da distribuição
$Q_1$	–	Perfil de aquecimento
$Q_2$	–	Perfil de secamento
$p$	–	Pressão atmosférica
$\tilde{\alpha}$	–	Propiedades médias do ambiente
$\alpha$	–	Propiedade termodinâmica; parâmetro de aleatoriedade
$r$	–	Raio da nuvem
$q$	–	Razão de mistura do vapor de d'água
$q_u$	–	Razão de mistura do vapor d'água dentro da corrente ascendente
$q$	–	Razão de mistura do vapor d'água médias do ambiente
$\sigma$	–	Ruído Gaussiano
$R$	–	Sumidouro de água líquida
$Q_2$	–	Sumidouro de calor aparente
$Q_R$	–	Taxa de aquecimento radiativo
$Q_1$	–	Taxa de calor aparente
$c$	–	Taxa de condensação
$C_u$	–	Taxa de condensação da corrente ascendente

$\mu$	–	Taxa de entranhamento
$e$	–	Taxa de evaporação
$E_d$	–	Taxa de evaporação do condensado
$H$	–	Tempo de simulação
$T_b$	–	Temperatura de brilho
$q$	–	Umidade específica do ar
$\gamma$	–	Variação da atratividade
$\omega$	–	Velocidade vertical em coordenadas isobáricas
$\vec{V}$	–	Vetor velocidade horizontal
$\vec{W}^T$	–	Vetor de pesos
viésM	–	Viés médio



## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<b>1 Introdução</b> . . . . .	<b>1</b>
1.1 Objetivo . . . . .	4
<b>2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> . . . . .	<b>7</b>
2.1 Distribuição de precipitação na América do Sul . . . . .	7
2.2 Ciclo diurno da precipitação . . . . .	13
2.3 Estimativas de precipitação por sensoriamento remoto . . . . .	19
2.4 Modelagem numérica da atividade convectiva e precipitação . . . . .	24
2.4.1 Aspectos teóricos da parametrização de convecção profunda . . . . .	26
2.4.1.1 Retroalimentação . . . . .	28
2.4.1.2 Controle estático . . . . .	32
2.4.1.3 Controle dinâmico . . . . .	39
2.4.2 Desempenho das parametrizações convectivas na simulação de precipitação . . . . .	42
2.4.3 Simulações do ciclo diurno da precipitação . . . . .	47
2.5 Problemas Inversos . . . . .	48
2.5.1 Formulação do Problema Inverso como problema de otimização . . . . .	51
2.5.1.1 Algoritmo de otimização Firefly (FY) . . . . .	53
<b>3 METODOLOGIA</b> . . . . .	<b>59</b>
3.1 Dados de precipitação . . . . .	59
3.2 Modelo regional BRAMS . . . . .	62
3.2.1 Configuração do BRAMS adotada . . . . .	64
3.2.1.1 Esquema de parametrização de Grell e Dévényi (2002) . . . . .	68
3.3 Solução do Problema Inverso: estimação dos pesos . . . . .	71

3.4	Experimentos numéricos . . . . .	73
3.4.1	Fase 1: análise do desempenho do modelo BRAMS (EXP0) . . . . .	73
3.4.2	Fase 2: avaliação do FY como método de inversão . . . . .	75
3.4.2.1	Experimento VFY01 . . . . .	75
3.4.2.2	Experimento VFY02 . . . . .	82
3.4.2.3	Experimento VFY03 . . . . .	84
3.4.3	Fase 3: aplicação do FY . . . . .	87
3.4.3.1	Reconstrução do campo de precipitação . . . . .	90
3.4.3.2	Melhoria das simulações de precipitação sobre a América do Sul . . . . .	90
3.4.3.3	Melhoria do ciclo diurno da precipitação sobre a América do Sul . . . . .	91
3.5	Estudo de caso . . . . .	92
3.5.1	Verificação das previsões - análise estatística . . . . .	93
3.5.1.1	Teste de significância estatística . . . . .	100
<b>4</b>	<b>RESULTADOS . . . . .</b>	<b>105</b>
4.1	Reconstrução do campo de precipitação simulada pelo modelo BRAMS . . . . .	105
4.2	Melhoria das simulações de precipitação sobre a América do Sul . . . . .	118
4.3	Melhoria da simulação do ciclo diurno da precipitação sobre a América do Sul . . . . .	132
4.3.1	Impacto da ponderação sobre as variáveis meteorológicas . . . . .	158
4.3.1.1	Temperatura . . . . .	158
4.3.1.2	Temperatura do ponto de orvalho . . . . .	160
4.3.1.3	Vento . . . . .	162
4.3.1.4	Pressão ao nível do mar . . . . .	164
<b>5</b>	<b>Considerações finais . . . . .</b>	<b>167</b>
5.1	Sugestões para trabalhos futuros . . . . .	170



<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS . . . . .</b>	<b>173</b>
<b>Apêndice A: Precipitação sobre a América do Sul . . . . .</b>	<b>197</b>
A.1 Ciclo diurno da precipitação sobre a América do Sul . . . . .	205
<b>Apêndice B: Análise do desempenho das previsões do modelo BRAMS utilizando diferentes tipos de fechamento (EXP0) . . . . .</b>	<b>213</b>
B.1 Precipitação acumulada . . . . .	213
B.2 Temperatura a 2 metros . . . . .	214
B.3 Vento . . . . .	215
B.4 Pressão ao nível do mar . . . . .	221
<b>Apêndice C: Estudo de caso . . . . .</b>	<b>225</b>
<b>Anexo A: Tabelas referentes aos cálculos dos índices estatísticos da Seção 4.2. . . . .</b>	<b>263</b>
<b>Anexo B: Artigos publicados e trabalhos em eventos (mais relevan- tes) . . . . .</b>	<b>271</b>



## 1 Introdução

A precipitação é um dos elementos climáticos mais importantes do ciclo hidrológico, tendo em vista que é o principal mecanismo de transferência de água da atmosfera para a superfície da terra. Essencial para as atividades humanas, a precipitação é normalmente uma das maiores preocupações da sociedade relacionadas ao tempo e clima. Ao mesmo tempo em que o conhecimento futuro sobre sua ocorrência é crucial para o planejamento da sociedade a curto, médio e longo prazos, ela constitui uma das maiores incertezas em modelagem numérica da atmosfera. Sua distribuição espacial e temporal irregular, grandemente influenciada pelo caráter caótico da atmosfera, dificulta o processo de previsão, tanto subjetiva (realizada por previsores), quanto numérica. Além disso, as incertezas na representação numérica dos fenômenos de escala sub-grade nos modelos numéricos constituem uma das principais causas para as falhas nas previsões de precipitação.

Prever quantitativamente a precipitação, especialmente em regiões tropicais e subtropicais no verão, quando eventos severos e localizados ocorrem, é particularmente difícil, devido à sua natureza predominantemente convectiva (STENSRUD *et al.*, 2000). Nestas regiões, onde o ciclo diurno é bem marcado, há uma grande deficiência por parte dos modelos numéricos na simulação correta da quantidade, local e horário de ocorrência da precipitação. É sabido que estas ferramentas tendem a simular os máximos de chuva horas antes do que realmente é observado. Como consequência da incorreta estimativa do ciclo diário da precipitação, nota-se alterações no ciclo de outras variáveis meteorológicas (Santos e Silva, 2009) e da composição química da atmosfera.

Vários esforços têm sido empenhados para aperfeiçoar a representação numérica da ocorrência espacial e temporal da precipitação. Com o avanço da tecnologia computacional, o desempenho e resolução dos modelos vem crescendo consideravelmente, contribuindo para melhorias importantes na qualidade das previsões (SHRESTHA *et al.*, 2013). Entretanto, os modelos ainda possuem uma série de inabilidades, especialmente para períodos de tempo muito curtos e prazos de previsão mais longos, bem como para eventos cuja ocorrência de precipitação é proveniente de sistemas convectivos locais (CUO *et al.*, 2011).

O uso de *Cloud Resolving Models* (CRM), ou modelos de escala de nuvens, constituem o estado da arte em representar com mais realismo os processos associados à atividade convectiva e formação de precipitação. Entretanto, a operacionalização deste método ainda é um desafio para grande parte dos centros de previsão de

tempo (Santos e Silva, 2009), a exemplo do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE). Isto porque, para manter em operação modelos de previsão numérica com a convecção explicitamente resolvida, há uma grande demanda por recurso computacional, devido ao grande número de pontos de grade para cobrir regiões típicas de interesse. Sendo assim, ainda serão necessários vários anos para que a previsão numérica possa se beneficiar totalmente deste método (STENSRUD, 2007).

A grande maioria dos modelos de previsão numérica de tempo, qualidade do ar ou de clima, ainda fazem uso de parametrizações de cumulus para simular a precipitação de escala sub-grade. Esta por sua vez está associada a circulações convectivas não resolvidas explicitamente, associadas à baixa resolução espacial destes modelos. Tal recurso é necessário e fundamental como uma componente da maioria destas ferramentas (STENSRUD, 2007). As pesquisas relacionadas ao desenvolvimento e melhoria das parametrizações convectivas têm sido por décadas o centro dos esforços em modelar numericamente a atmosfera (ARAKAWA, 2004). Contudo, a parametrização dos processos físicos associados à convecção ainda é um problema em aberto. Apesar da disponibilidade de vários métodos que representam da melhor forma possível os fenômenos físicos associados à atividade convectiva, formação de nuvens e precipitação, bem como seu impacto na grande escala (ou na escala efetivamente resolvida pelo modelo), não há um total conhecimento acerca dos processos associados à interação entre a convecção e o ambiente de grande escala, dificultando as formulações para fins de parametrização (ARAKAWA, 2004). Além disso, é muito difícil distinguir entre os erros associados aos processos parametrizados e os problemas provenientes de outras componentes de um modelo numérico (GRELL, 1993).

O objetivo principal de um esquema de parametrização convectiva é estimar o transporte vertical de massa, *momentum* e calor e reduzir a instabilidade termodinâmica, rearranjando a temperatura e a umidade em uma coluna de grade do modelo. Também, a convecção age como um mecanismo de transporte de constituintes químicos e aerossóis dos níveis mais baixos para níveis mais altos da atmosfera, gerando impactos em escalas muito maiores do que a da própria nuvem.

A parametrização de cumulus vem sendo desenvolvida e aperfeiçoada por diversos autores ao longo das últimas décadas (OOYAMA, 1971; ARAKAWA; SCHUBERT, 1974; KUO, 1974; BETTS, 1986; GRELL, 1993; GRELL; DÉVÉNYI, 2002). Arakawa (2004) definiu o período entre a década de 60 e a década de 90 como a fase “magnífica”, quando vários esquemas de parametrização foram desenvolvidos e pu-

blicados. Entretanto, apesar da diferença entre eles, não se observava alterações importantes na climatologia dos modelos de circulação geral quando se considerava como condição de contorno campos de temperatura da superfície do mar persistidos (ARAKAWA, 2004). Por isso, uma crítica realizada por Arakawa (2004) foi o fato de que os esquemas de parametrização convectiva na maioria dos casos eram desenvolvidos do ponto de vista de engenharia, e não sob o aspecto científico: “... *a large part of our modeling effort in the past has been spent on the engineering aspect rather than the scientific aspect of the problem*”.

Por outro lado, Grell (1993) e posteriormente Grell e Dévényi (2002) identificaram vantagens de se utilizar conjuntamente diferentes métodos de parametrização, visando melhorar a performance dos modelos de previsão numérica de tempo e clima, buscando sempre a melhoria das formulações já existentes. Os resultados destes estudos se tornaram úteis para os pesquisadores na escolha da parametrização mais adequada a ser utilizada. No tocante à tomada de decisão, deve-se levar em conta que um esquema de parametrização deve ser hábil em representar padrões de convecção nas mais variadas situações e localidades.

Nesse sentido, Grell e Dévényi (2002) introduziram uma versão de *ensemble* em parametrização de cumulus. Trata-se de um formalismo de fluxo de massa com um *ensemble* multidimensional de hipóteses e fechamentos, onde o efeito líquido no modelo atmosférico é obtido usando técnicas estatísticas para determinação dos valores ótimos do conjunto de parâmetros que descrevem este efeito na escala do modelo, por exemplo, o campo de precipitação. Esta parametrização foi introduzida no modelo *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS) (FREITAS et al., 2009), operacional no CPTEC/INPE. Entretanto, a combinação dos melhores membros do *ensemble* não é feita de forma numericamente objetiva, diminuindo a eficiência da metodologia. Além disso, a ponderação proposta pelos autores é bastante restrita, tendo em vista que foi desenvolvida a partir de estudos de casos nos Estados Unidos (GRELL, 1993).

Uma forma de obter a melhor combinação entre os membros do *ensemble* de parametrizações convectivas de Grell e Dévényi (2002) é por meio da utilização da técnica de problemas inversos. Este é um tipo de problema de estimação de parâmetros (BECK et al., 1985), tendo em vista que existe um conjunto de valores desconhecidos que aplicados aos membros do *ensemble* geram a melhor combinação entre eles.

A técnica de problemas inversos vem sendo utilizada há várias décadas, mas recentemente, principalmente após o advento dos satélites meteorológicos, vem se tornando

mais amplamente utilizada na área de meteorologia. A extração de informações provenientes de dados de satélites é na maioria das vezes uma informação derivada. Por isso, técnicas de problemas inversos são comumente aplicadas para estimar perfis verticais de temperatura (SHIGUEMORI, 2007), umidade (ENGLISH, 1999), campos de velocidade do vento entre outras, a partir de dados de radiâncias. Pode-se citar também a estimativa de fontes de poluição atmosférica (ROBERTI, 2005; LUZ, 2007) e assimilação de dados (KALNAY, 2002), estimação de propriedades radiativas por meio de resolução de problemas inversos de transferência radiativa (STEPHANY et al., 2010) como aplicações diretas da técnica de problemas inversos.

## 1.1 Objetivo

Com o intuito de melhor representar a precipitação bem como os produtos de previsão de tempo operacional no CPTEC/INPE sobre a América do Sul utilizando o modelo BRAMS, a proposta fundamental deste estudo é introduzir uma técnica de otimização que objetivamente defina os melhores pesos para cada membro do *ensemble* do esquema de parametrização convectiva de Grell e Dévényi (2002).

Alcançar este objetivo implica em tratar das dificuldades associadas a um problema intrinsecamente mal posto, com múltiplas e instáveis soluções. Para cumprir este objetivo, é necessário fazer uso de metodologias numéricas, que possibilitem a busca da melhor resposta para o problema em questão. Isto significa que a solução será obtida a partir de um procedimento numérico que determinará a melhor combinação dos membros de forma a minimizar o erro entre a observação e a simulação numérica.

Em vista do exposto, propõe-se o uso de técnicas de otimização para a resolução do problema inverso de estimar os melhores conjuntos de parâmetros a serem aplicados aos membros do *ensemble* do esquema de parametrização convectiva de Grell e Dévényi (2002).

Com esta metodologia, os objetivos específicos da tese são:

- utilizar o conjunto de parâmetros como método de correção de viés dos campos de precipitação aplicado a estudos diagnósticos e prognósticos. Esta aplicação beneficia estudos de eventos passados, bem como a utilização das simulações de precipitação para validação e calibração de outros modelos numéricos (por exemplo, modelos hidrológicos);
- corrigir as previsões de precipitação sobre a América do Sul utilizando a média ponderada do conjunto de parametrizações convectivas do modelo

para prazos de previsão de até 120h, bem como as taxas de aquecimento e secagem associadas à convecção;

- melhorar a representação do ciclo diurno da precipitação sobre a América do Sul, tanto em termos de intensidade quanto o horário de ocorrência da máxima precipitação.

A tese está estruturada da seguinte forma. No Capítulo 2, são apresentados os principais estudos relacionados à ocorrência de precipitação na América do Sul e ciclo diurno da precipitação, além dos aspectos associados à modelagem numérica da atmosfera e parametrização convectiva. No Capítulo 3, descreve-se a metodologia utilizada no desenvolvimento do presente trabalho. Os resultados são descritos no Capítulo 4, e finalmente, as considerações finais e sugestões para trabalhos futuros são apresentadas no Capítulo 5.





## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

As nuvens cumulus precipitantes desempenham um papel fundamental na circulação geral da atmosfera. Sistemas meteorológicos são afetados pela liberação de energia pela convecção e os transportes verticais de calor, umidade e momentum associados (COTTON; ANTHES, 1989). Gradientes horizontais de calor latente em grande escala, produzidos pela convecção profunda, contribuem na determinação das circulações verticais de grande escala, tais como as células de Hadley e Walker (STENSRUD, 2007). A convecção profunda também é a componente chave do El Niño Oscilação Sul (ENOS), o qual pode fortemente influenciar o clima sazonal. Durante eventos ENOS, a temperatura da superfície do mar (TSM) no Oceano Pacífico tropical leste torna-se mais aquecida que o normal. A convecção profunda se desenvolve em associação a esta anomalia positiva de TSM, liberando calor latente em uma profunda coluna atmosférica, produzindo divergência em altos níveis. Esta, por sua vez, ajuda a excitar um trem de ondas de Rossby que altera os padrões de circulação atmosférica (TRIBBIA, 1991).

Prever de forma realística os padrões de precipitação e o ciclo diurno de sistemas precipitantes sobre a América do Sul é ainda um desafio. Um melhor entendimento de como é tratada a representação da formação das nuvens e precipitação em termos de modelagem é necessário para que os avanços na melhoria das previsões de tempo e clima possam contribuir para o aumento do desempenho dos modelos numéricos. Portanto, no presente Capítulo, é realizada a revisão das principais características associadas ao regime de precipitação sobre a América do Sul, incluindo o ciclo diurno desta variável, bem como a descrição de estudos sobre parametrização convectiva e seu desempenho em modelos atmosféricos. Uma vez que os resultados do presente trabalho são dependentes dos dados observados, faz-se a descrição dos conjuntos utilizados para representar a precipitação e uma revisão sobre problemas inversos é feita a seguir.

### 2.1 Distribuição de precipitação na América do Sul

A América do Sul é um continente diversificado e não homogêneo, constituído de altas cadeias montanhosas, como a Cordilheira dos Andes. Também possui extensas planícies, grandes reservatórios aquíferos, desertos e a maior floresta tropical do planeta, a Amazônia. De norte a sul, pode-se encontrar uma grande variedade de climas com características regionais distintas. Por isso, a América do Sul possui diferenciados regimes de precipitação.

A climatologia da precipitação sobre a América do Sul e sobre o Brasil foi calculada por Shi et al. (2000) para o período de 1979 a 1995, e está publicada *online* no sítio da *National Oceanic and Atmospheric Organization/Climate Prediction Center* (NOAA/CPC). Os autores construíram um conjunto de análises de precipitação na escala de tempo diária com resolução espacial de 1°/1° de latitude/longitude para o período de 1960 a 1997 utilizando dados de precipitação sobre o Brasil, provenientes da Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL). Para a escolha deste período no cálculo da climatologia, levou-se em consideração os anos em que havia um maior número de registros de estações meteorológicas. Para complementar estes dados, foram utilizados totais mensais provenientes do *Climate Anomaly Monitoring System* (ROPELEWSKI et al., 1985) representativos das demais regiões da América do Sul.

Os maiores volumes de precipitação são encontrados no noroeste da América do Sul, abrangendo o centro-leste da Colômbia, nordeste do Peru, sul da Venezuela até o sul da Bacia Amazônica (Figura 2.1). Nesta área, a precipitação anual é superior a 2100 mm, enquanto no noroeste da Amazônia, encontram-se acumulados superiores a 2450 mm. Na porção central e sudeste da América do Sul, o volume anual é da ordem de 1050 mm a 1750 mm. Observa-se um máximo secundário de 1750 mm a 2100 mm na Região Sul do Brasil, associado à formação de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) principalmente durante a primavera e verão (VELASCO; FRITSCH, 1987; SALIO et al., 2007; DURKEE et al., 2009). As áreas que recebem os menores totais de precipitação anual são a porção centro-norte do Chile, oeste do Peru, centro-sul do Equador, grande parte da Argentina (à exceção da porção central e nordeste deste País, onde os totais anuais variam de 700 mm a 1400 mm), bem como o Semiárido da Região Nordeste do Brasil, com precipitação inferior a 700 mm/ano.

A frequência média mensal da precipitação diária superior a 1 mm/dia no Brasil é mostrada na Figura 2.2 (SHI et al., 2000). Neste mapa, verifica-se um ciclo anual bem marcado na frequência de dias com ocorrência de precipitação. De dezembro a março, a maior frequência é encontrada no noroeste (mais do que 95% dos dias de cada mês) e no Brasil Central (entre 85% e 95% dos dias dos respectivos períodos). A partir de abril, a quantidade de dias com precipitação superior a 1 mm/dia cai drasticamente e a menor frequência é observada durante os meses de junho a agosto no Brasil Central, onde apenas de 5% a 15% dos dias nesses meses recebem precipitação diária superior a 1 mm. Portanto, os volumes de precipitação que contribuem para o total anual não são regularmente distribuídos ao longo dos meses (REBOITA et al., 2010).

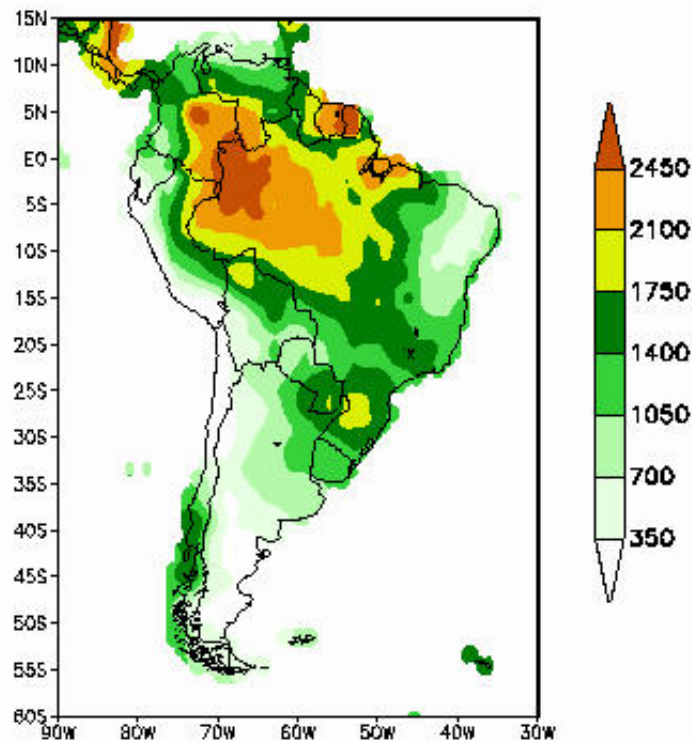


Figura 2.1 - Média anual da precipitação para o período de 1979 a 1995 (em mm) baseada na análise de precipitação diária para o Brasil e análise de precipitação mensal para o restante da América do Sul.  
 Fonte: Shi et al. (2000)

Esta variabilidade anual da precipitação está associada principalmente aos contrastes térmicos entre o continente e oceanos adjacentes (VERA et al., 2006). Observam-se dois regimes bem distintos de precipitação sobre a América do Sul, com duas fases opostas e um forte ciclo anual: durante o verão austral, o máximo de precipitação está localizado na porção sul da Bacia Amazônica; no inverno, observa-se uma fase seca sobre a região central da América do Sul e um máximo de precipitação localizado na América Central (ZHOU; LAU, 1998; CHOU et al., 2002; GAN et al., 2004; VERA et al., 2006). Este padrão é típico dos grandes sistemas de monção observados na Índia e no leste da Ásia (LAU; LI, 1984; TAO; CHEN, 1987). Zhou e Lau (1998) mostraram a evolução da circulação atmosférica para um verão austral, enfatizando aspectos associados com o início e o fim da estação chuvosa na América do Sul. Os autores concluíram que este continente apresenta um clima do tipo monçônico em virtude das similaridades com outras regiões e o denominou de Sistema de Monção da América do Sul (SMAS).

O desenvolvimento do SMAS tem início durante a primavera, quando se observa

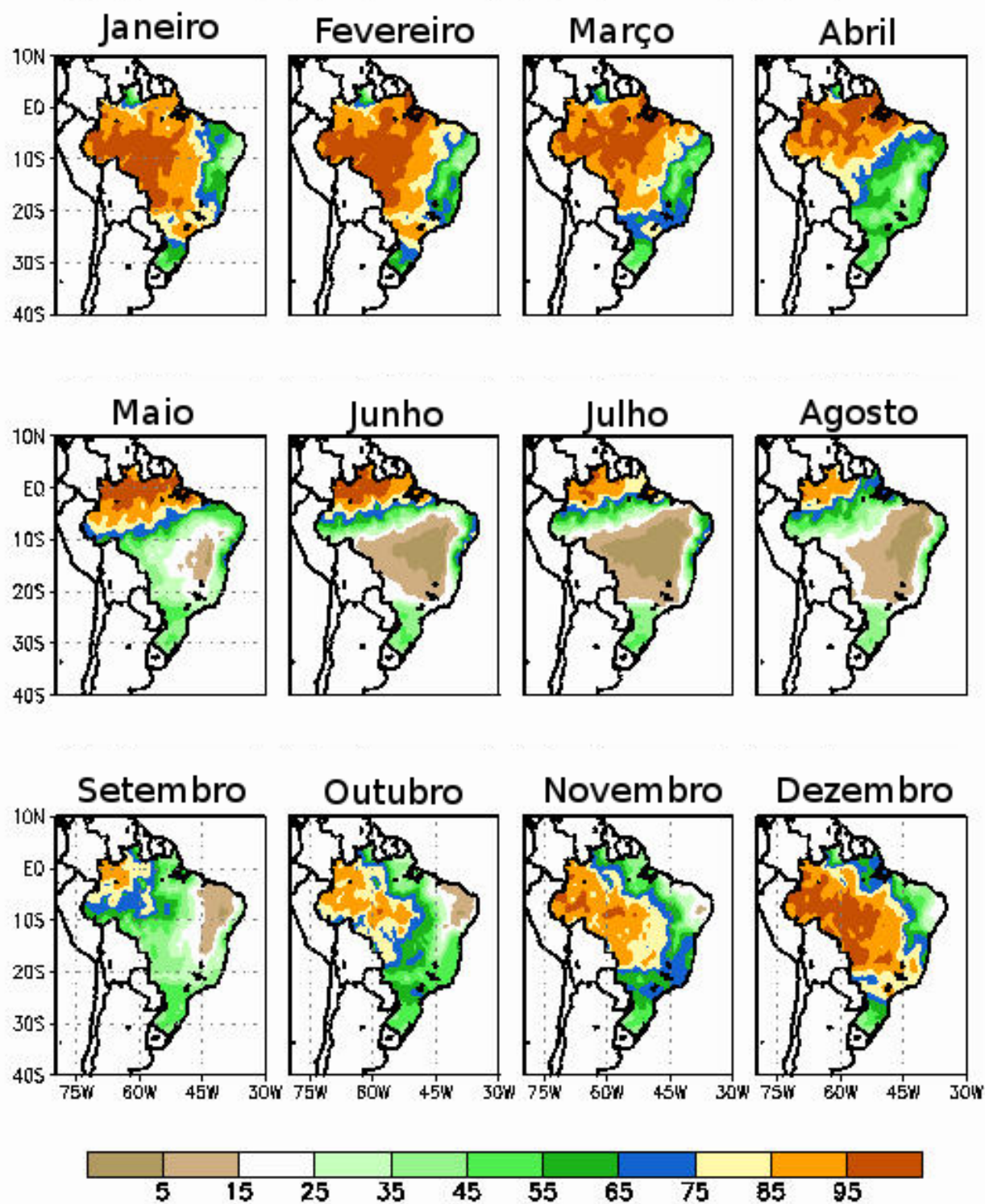


Figura 2.2 - Média mensal do período de 1979 a 1995 da frequência de precipitação diária (> 1 mm/dia) no Brasil, expressa em porcentagem do total do número de dias em um determinado mês.

Fonte: Adaptada de Shi et al. (2000)

maior atividade convectiva na porção noroeste da Amazônia em meados de setembro. Nota-se a propagação da convecção de noroeste, atingindo o sudeste do Brasil durante o mês de outubro (KOUSKY, 1988). Os máximos de precipitação associados ao SMAS são observados durante os meses do verão austral. As características da circulação atmosférica relacionadas ao SMAS incluem as variações no escoamento em baixos níveis, o aumento da umidade na região central da América do Sul e o desenvolvimento de circulações em altos níveis associadas à liberação de calor latente. Em praticamente todo o ano, os ventos alísios sopram em direção à região tropical do continente sul-americano. Esse escoamento gira para sul próximo à Cordilheira dos Andes, com ventos de norte e de noroeste sobre o oeste e região central do Brasil, leste da Bolívia e Paraguai (Figura 2.3) e muitas vezes é caracterizado como um Jato de Baixos Níveis (JBN) (BONNER, 1968; SANTOS, 2006; MARENGO et al., 2004; SALIO et al., 2007). O escoamento em baixos níveis contribui para o transporte de umidade e calor da Bacia Amazônica para o sul e sudeste da América do Sul. Durante o período mais chuvoso, o escoamento em baixos níveis é predominantemente de oeste, coincidindo com os máximos do transporte de umidade vindo da região Amazônica (GAN et al., 2004). É durante o verão que este padrão é bem observado e acompanha a ocorrência de uma área de precipitação alongada de noroeste a sudeste da América do Sul, caracterizando a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (KODAMA, 1992; QUADRO et al., 1996) (Figura 2.3).

Em conjunto com a intensa atividade convectiva na região central da América do Sul, nota-se em altos níveis o desenvolvimento da Alta da Bolívia sobre o Altiplano Platô sul-americano (KOUSKY; KAGANO, 1981a; DIAS et al., 1983; GANDU; GEISLER, 1991; FIGUEROA et al., 1995). A leste deste sistema, localizado próximo à costa da Região Nordeste do Brasil (NEB), forma-se um cavado de núcleo frio, que muitas vezes se torna uma circulação fechada, caracterizando o Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) (KOUSKY; GAN, 1981). Em superfície, um sistema de baixa pressão continental se desenvolve sobre o norte da Argentina e Paraguai, conhecido como baixa do Chaco (FIGUEROA et al., 1995).

A partir de abril, ocorre um rápido decréscimo da atividade convectiva e diminuição da precipitação sobre grande parte do Brasil Central, caracterizando o final da estação chuvosa e o início da estação seca. Nesse período, o escoamento de leste e mínimos valores de transporte de umidade são predominantes nessa região (GAN et al., 2004).

Diversos autores analisaram o ciclo da precipitação associado ao SMAS (KOUSKY,



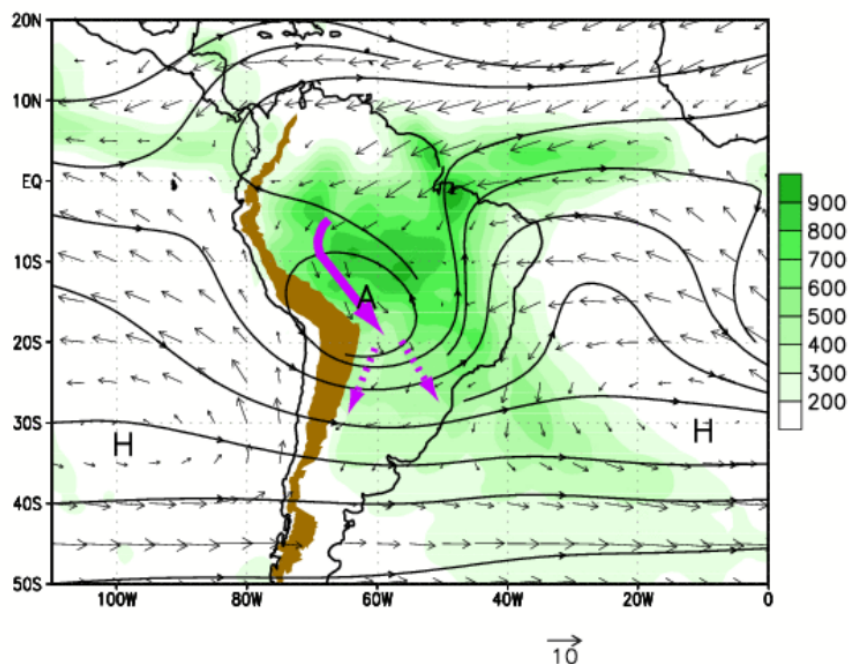


Figura 2.3 - Média do vetor vento (m/s) de dezembro a fevereiro em 925 hPa (1979-1995), linhas de corrente em 200 hPa e total de precipitação (em mm, sombreado). A posição da Alta da Bolívia é indicada pela letra A. Os centros das altas pressões subtropicais são indicados pela letra H. O sombreado marrom indica a topografia, com elevação superior a 500 m. As setas roxas indicam a localização do JBN.

Fonte: Nogués-Paegle et al. (2002)

1988; RAO et al., 1996; MARENGO et al., 2001; JONES; CARVALHO, 2002; GAN et al., 2004). Kousky e Casarin (1986) observaram períodos de deficiência de precipitação sobre o Sul do Brasil e aumento de precipitação sobre o Oceano Atlântico Sul. Este padrão é conhecido como dipolo (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997), e é caracterizado por dois regimes opostos. Um deles é a ocorrência de intensa precipitação sobre a região central do País devido à atuação da ZCAS. A fase oposta é caracterizada por um período com a atuação do JBN e a frequente ocorrência de CCMs sobre a Bacia do Rio da Prata (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; HERDIES et al., 2002a; JONES; CARVALHO, 2002; LIEBMANN et al., 2004). Estes períodos alternados que ocorrem durante a estação chuvosa do Brasil Central têm duração de aproximadamente 10 dias (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; JONES; CARVALHO, 2002) e são modulados por oscilações intrassazonais (JONES; CARVALHO, 2002). Herdies et al. (2002a) construíram compostos baseados na direção do vento zonal sobre a Amazônia durante janeiro e fevereiro de 1999. Foi observada ocorrência simultânea entre regimes de ventos de oeste sobre a região central da Amazônia e divergên-

cia de umidade sobre a Região Sul do Brasil, Norte da Argentina e Paraguai em períodos com a presença da ZCAS. Por outro lado, durante o regime de ventos de leste dominante sobre a região central da Amazônia, não observou-se a ocorrência de ZCAS, acompanhado de aumento de convergência de umidade sobre a região das planícies subtropicais. Neste regime, o JBN a leste da Cordilheira dos Andes estava mais intenso e posicionado para oeste.

Uma ilustração da evolução da atividade convectiva associada ao SMAS pode ser observada na Figura 2.4, onde tem-se médias de Radiação de Onda Longa Emergente no topo da atmosfera (ROLE) do período de 1979-1995 para pântadas ao longo do ano. A fase de desenvolvimento do SMAS, entre setembro e novembro, é caracterizada pelo rápido deslocamento da região de intensa atividade convectiva do noroeste da América do Sul, passando pelo sul da Bacia Amazônica em direção ao planalto brasileiro. Pode-se observar que a migração da convecção desde o Panamá até a Amazônia central ocorre em menos de um mês. De novembro a dezembro, observam-se altos valores de ROLE no NEB. Neste período, a convecção profunda associada com a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) está confinada no Oceano Atlântico tropical norte, entre 5°N e 8°N (ZHOU; LAU, 1998). No final de novembro até o final de fevereiro, observa-se a fase madura, caracterizada pela principal atividade convectiva sobre o Brasil Central. Nesta fase, a ZCAS está bem caracterizada (VERA et al., 2006) e com baixos valores de ROLE. A fase de decaimento do SMAS inicia-se entre o final de março e meados do mês de abril, quando as áreas de convecção intensa sobre a Amazônia diminuem e migram gradualmente para noroeste na direção do equador (ZHOU; LAU, 1998; GAN et al., 2004; VERA et al., 2006).

## 2.2 Ciclo diurno da precipitação

O ciclo diurno da atividade convectiva na América do Sul está intimamente relacionado aos fatores topográficos (LENTERS; COOK, 1995), aquecimento diurno (GARREAUD; WALLACE, 1997) e forçantes de escala sinótica (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997). Vários estudos têm sido realizados para investigar o ciclo diurno da atividade convectiva e dos sistemas precipitantes na América do Sul usando produtos de sensoriamento remoto, modelagem numérica ou medidas *in situ* (KOUSKY, 1980; VELASCO; FRITSCH, 1987; MACHADO; ROSSOW, 1993; GARREAUD; WALLACE, 1997; SOROOSHIAN et al., 2002; Santos e Silva, 2009; Santos e Silva et al., 2009b; Santos e Silva et al., 2012). A análise do ciclo diurno da precipitação é especialmente importante, tendo em vista a necessidade de se

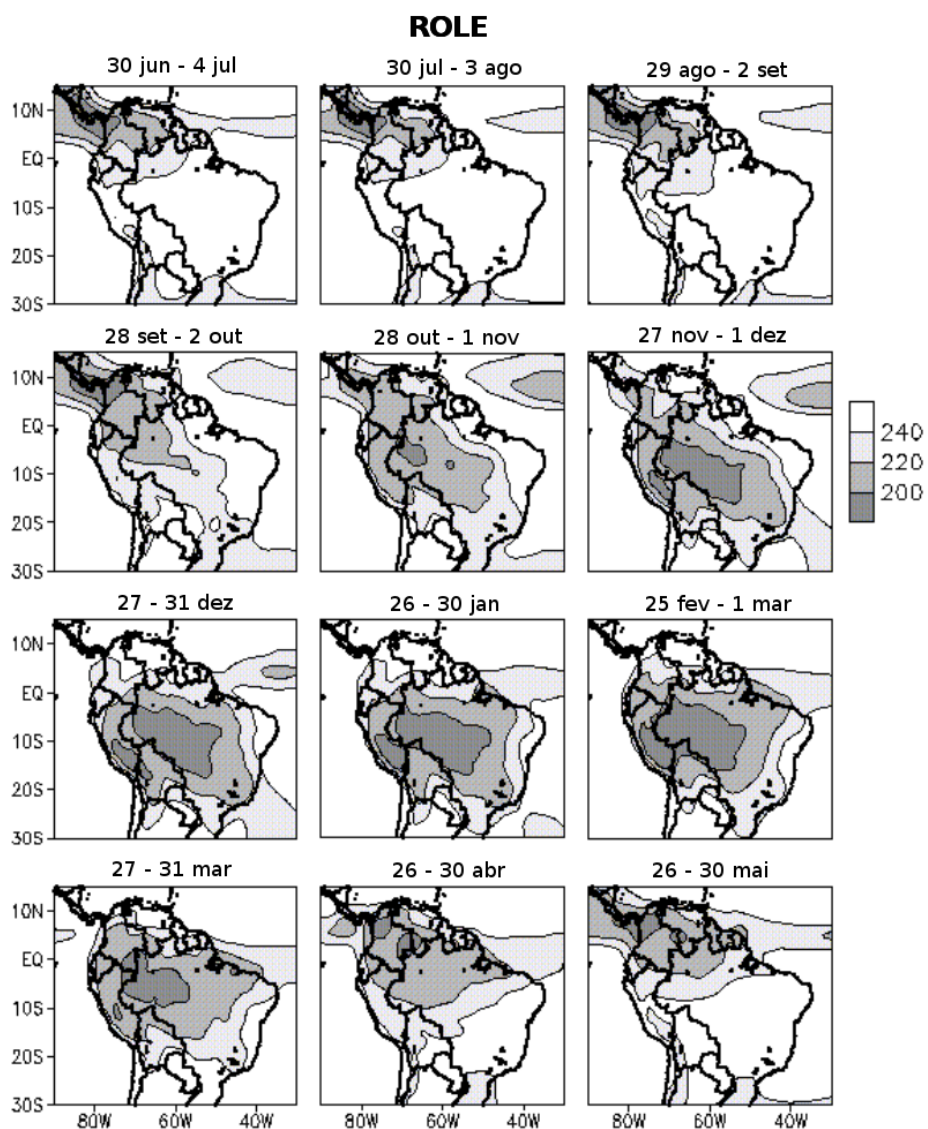


Figura 2.4 - Média (1979-1995) de ROLE (sombreado, em  $\text{Wm}^{-2}$ ) para pên-tadas selecionadas ao longo do ano calendário.

Fonte: Adaptada de Nogués-Paegle et al. (2002)



entender as características associadas aos sistemas que afetam o continente, principalmente durante o verão. É nessa época do ano que a convecção tropical atinge sua posição mais ao sul e máxima extensão territorial sobre a América do Sul (GARREAUD; WALLACE, 1997). Nesse período, observa-se um forte e marcado ciclo diurno em grande parte da porção central do continente, com atividade máxima em torno das 18:00 horas local (HL) (GARREAUD; WALLACE, 1997; SOROOSHIAN et al., 2002).

Por ser uma região bastante diversificada em termos de relevo e por estar posicionada entre a região tropical e subtropical, são observadas variações na marcha diurna da precipitação sobre a América do Sul. As características regionais, tais como diferenças na topografia e circulações locais, podem modular a distribuição da precipitação em diferentes regiões (YANG; SMITH, 2006), tanto em termos espaciais quanto temporais. Kousky (1980) investigou as variações diurnas da precipitação no NEB utilizando dados de precipitação do INMET do período de 1961 a 1970 às 09:00, 15:00 e 21:00 HL. O autor identificou um máximo noturno ao longo da costa do NEB, enquanto que entre 100 km e 300 mm, bem como em áreas com maiores elevações, o máximo ocorria durante o período diurno. Foi também identificado um mínimo de precipitação em áreas de vale durante o dia. Todos os fatores observados foram associados com os fatores de ventos locais encontrados na Região. As principais características levam em consideração a convergência de umidade ao longo da costa, associado à interação dos ventos alísios e da brisa marítima. O avanço da brisa marítima continente adentro contribuiria para a geração dos máximos de precipitação diurnos. As variações diurnas da precipitação estariam associadas às circulações de vale-montanha observadas em diversas áreas do interior do NEB. Garreaud e Wallace (1997) descreveram a climatologia do ciclo diurno da variabilidade convectiva sobre as regiões tropicais e subtropicais das Américas, utilizando 9 anos de dados (dezembro de 1983 a fevereiro de 1991) com resolução temporal de 3 horas e resolução espacial de  $0.5^\circ/0.5^\circ$  de lat/lon. Os autores se basearam na fração temporal da cobertura de nuvens de grande desenvolvimento vertical cuja temperatura de brilho ( $T_b$ ) dos topos era menor ou igual a  $-38^\circ\text{C}$  (ou 235 K) obtida a partir de imagens dos satélites *Global Online Enrollment System* (GOES) nos canais 5, 6 e 7. Durante a estação chuvosa na América do Sul, as maiores frequências de atividade convectiva foram encontradas em uma região paralela à costa do nordeste do continente, na porção central ao sul da Amazônia e próximo à barreira topográfica imposta pela Cordilheira dos Andes, ambas no final da tarde e início da noite. Estas regiões com maior frequência de atividade convectiva apresentam um forte e bem marcado ciclo diurno (GARREAUD; WALLACE, 1997).

Na Figura 2.5 é mostrada a média sazonal da fração da cobertura de nuvens convectivas durante o anoitecer (21:00 UTC e 24:00 UTC, Figura 2.5a) e durante a manhã (09:00 UTC e 12:00 UTC, Figura 2.5b), onde são indicadas as quatro bandas de convecção associadas às frequências máximas apontadas por Garreaud e Wallace (1997) e Vera et al. (2006). A banda b1 (Figura 2.5a) é gerada pelo levantamento de ar úmido forçado pela orografia à leste dos Andes, associado ao escoamento em baixos níveis entre 10°S e 20°S (Figura 2.3). A banda b4 está associada à convergência dos ventos em superfície e advecção de umidade devido à brisa marítima ao longo da costa (KOUSKY, 1980; COHEN; DIAS, 1995) (Figura 2.5a). Na parte central da América do Sul, duas bandas (b2 e b3) se estendem de noroeste a sudeste por uma distância superior a 2000 km e aproximadamente 400 km de largura (GARREAUD; WALLACE, 1997; VERA et al., 2006). A banda b3 está associada a reativação da convecção devido à propagação de linhas de instabilidade para o interior do continente (COHEN; DIAS, 1995; GARREAUD; WALLACE, 1997) associadas à b1, enquanto que a b2 surge a partir da desestabilização termodinâmica e máxima convergência dos ventos em superfície sobre a porção central e também pode ser associada à reativação da banda b3. Em regiões marítimas, próximo à costa, a variabilidade diurna é fortemente influenciada pela brisa terra-mar, devido à convergência dos ventos (KOUSKY, 1980; GARREAUD; WALLACE, 1997), em contraste com a característica mais fraca do ciclo diurno sobre o mar na região da ZCIT.

Garreaud e Wallace (1997) utilizaram a análise de Funções Ortogonais Empíricas (do acrônimo em inglês *Empirical Orthogonal Functions*, EOF) com o objetivo de identificar a forma da marcha diurna da atividade convectiva. Os autores identificaram importantes diferenças entre a marcha diurna da convecção sobre o continente e regiões oceânicas, o que os levou a tratar destes resultados separadamente. Foi verificado que o primeiro modo de variabilidade dos campos de  $T_b$  explicava 80% da variância total da convecção sobre o continente em todas as estações do ano analisadas, relacionada à marcha diurna. A evolução de  $T_b$  indicou um rápido aumento da atividade convectiva durante a tarde (entre as 13:00 e as 17:00 HL), um máximo em torno das 18:00 HL, e um gradual decaimento durante a noite e nas primeiras horas da manhã. Em concordância com os resultados de Garreaud e Wallace (1997), Funatsu et al. (2012) identificaram, a partir de dados de sensoriamento remoto da atmosfera, que os máximos da atividade convectiva profunda no Mato Grosso se concentravam entre as 15:00 HL e o início da noite, enquanto que os mínimos, em torno das 9:00 HL. Garreaud e Wallace (1997) também apontaram que ao longo da encosta leste dos Andes subtropicais e na Bacia do Prata, os máximos de convecção ocorreram durante a madrugada. Na região nordeste do continente também

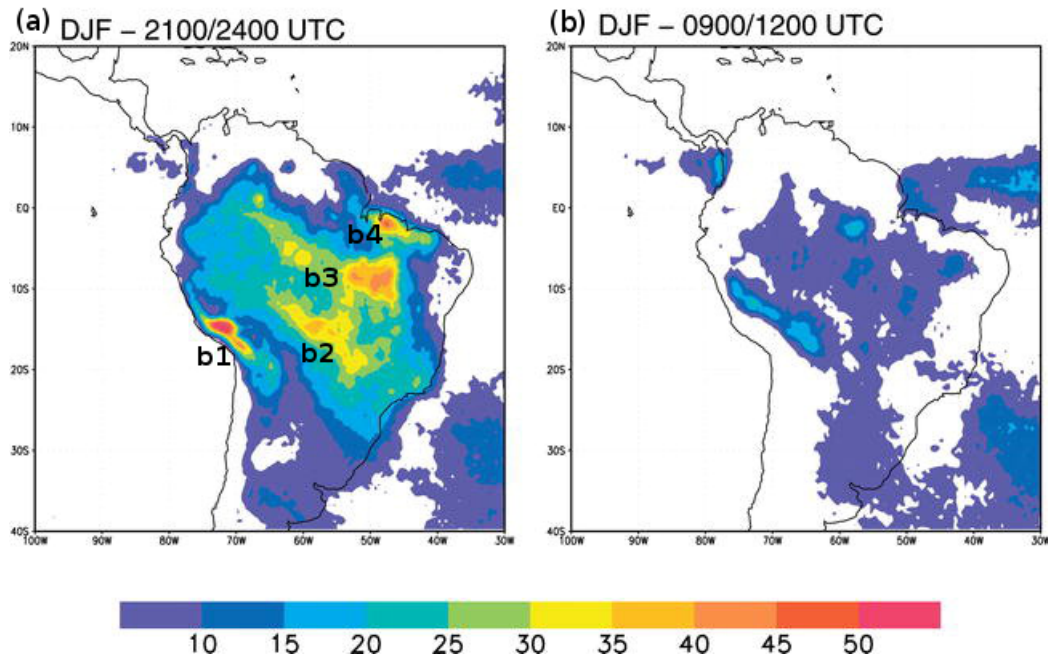


Figura 2.5 - Frequência temporal de nuvens convectivas ( $T_b < 235K$ ) durante o verão austral (DJF) na América do Sul. Resolução do pixel é de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ . O período de análise é de 1983 a 1991. (a) Período da noite (21:00UTC/24:00 UTC) e (b) período da manhã (09:00 UTC/12:00 UTC).

Fonte: Adaptada de Vera et al. (2006).

foram observados máximos de precipitação no período noturno, entre as 21:00 e 9:00 HL (KOUSKY, 1980).

Os mecanismos que explicam o desenvolvimento de máximos de atividade convectiva e precipitação envolvem processos associados com o aquecimento diurno, desestabilização atmosférica e associação entre fenômenos de diferentes escalas. Yang e Smith (2006) resumiram os principais estudos que identificam os fenômenos moduladores da convecção. Alguns destes apontam que o aquecimento diurno do continente é regulado pela maior incidência de radiação solar durante o verão. Em termos de escala local, o aquecimento da superfície durante o dia induz dois efeitos diretos (YANG; SMITH, 2006). Primeiramente, ocorre a desestabilização estática da Camada Limite Atmosférica (CLA) devido aos fluxos turbulentos de calor sensível e calor latente. A intensidade dessa instabilização e a disponibilidade de umidade na atmosfera determinam a geração de células convectivas no final da tarde sobre o continente. Em segundo lugar, ocorre a formação de circulações termicamente diretas em associação às brisas marítima e terrestre devido às diferenças de temperatura e pressão entre a superfície e o oceano (PIELKE, 1974). Como mencionado anteriormente, tais

circulações favorecem a formação de células convectivas ao longo da costa norte e nordeste da América do Sul.

O aquecimento superficial e a formação de células convectivas regem os padrões de circulação de grande escala, contribuindo para a geração de divergência anômala em altos níveis e a produção de máximos de precipitação (DIAS et al., 1987). Dias et al. (1987) utilizam as equações linearizadas do modelo de água rasa com a aproximação do plano beta equatorial para analisar a influência de uma forçante térmica, com ciclo diurno bem definido, na circulação tropical. Os autores observaram padrões de divergência/convergência que emanam da região de fonte de calor. A divergência em grande escala gerada em altos níveis da atmosfera se propaga para regiões adjacentes à região fonte, influenciando o horário de ocorrência da precipitação. Este mecanismo é tipicamente observado na região central da América do Sul durante o verão, que corrobora para o estabelecimento da Alta da Bolívia e do VCAN.

Mecanismos de escala sinótica e subsinótica também têm papel importante na modulação da atividade convectiva diária sobre a América do Sul. Esta por sua vez é um fator importante para a ocorrência de CCMs na região da Bacia do Prata. Os trabalhos de Santos (2006) e Salio et al. (2007) destacam que a característica principal para a formação de CCMs na Bacia do Prata é a presença do JBN que proporciona forte advecção de ar quente e úmido para a sua região preferencial de formação. A borda sul do jato costuma coincidir com a posição do CCM denotando forte convergência de umidade. Outro fator de grande escala responsável pela formação/intensificação de atividade convectiva no sul/sudeste da América do Sul é a presença conjunta do JBN e do Jato em Altos Níveis (JAN). Após a formação do JBN, pode ocorrer o acoplamento entre o JAN e a saída do JBN por meio de circulações verticais, assegurando a ocorrência de algum processo de ajuste de massa e *momentum* nas regiões de entrada e saída do JAN (SECHRIST; WHITTAKER, 1979). Este acoplamento propicia a intensificação da convergência de massa em baixos níveis. A resposta do escoamento nestes níveis é relacionada ao aumento da força devido ao gradiente de pressão, gerando uma componente do vento isalobárico dentro do ramo de retorno da circulação indireta associada (modo ageostrófico) (GUEDES, 1985). Estas condições são altamente favoráveis à convecção profunda, favorecida pelo transporte meridional de umidade e calor sensível pelo JBN, provenientes da Bacia Amazônica.

A passagem frequente de ondas baroclínicas e o desenvolvimento de ciclones subtropicais sobre o centro-sul da América do Sul também influencia fortemente a dis-

tribuição da convecção sobre as regiões tropicais e subtropicais (KOUSKY, 1979; GARREAUD; WALLACE, 1998; LIEBMANN et al., 1999). Episódios de intensas ondas frontais que adentram o continente sul-americano e atingem latitudes mais baixas favorecem a ocorrência de intensa precipitação. De acordo com o modelo conceitual proposto por Garreaud e Wallace (1998), um cavado em altos níveis, ao se aproximar dos Andes, fortalece os ventos de oeste sobre a cordilheira e induz o escoamento corrente abaixo das montanhas. Este movimento aprofunda a baixa continental por meio do aquecimento adiabático. Ocorre o desenvolvimento de ventos de norte em superfície em resposta à intensificação da baixa, advectando ar quente e úmido da Bacia Amazônica em direção às planícies subtropicais. Como isso, criam-se condições favoráveis para a formação de intensa atividade convectiva. Dois dias depois, observa-se o avanço do anticiclone pós-frontal ao longo do sul da Argentina. Devido ao efeito de bloqueio dos Andes, a circulação de sul induzida em baixos níveis advecta ar frio. Nesta etapa, maior convecção ocorre logo à frente da convergência em baixos níveis, provocada pelo escoamento de sul e o de noroeste. Durante o verão, os sistemas frontais podem permanecer semi-estacionários sobre a Região Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, dando suporte ao posicionamento, manutenção e intensificação da ZCAS (CASARIN; KOUSKY, 1986; KODAMA, 1992).

### **2.3 Estimativas de precipitação por sensoriamento remoto**

Convencionalmente, a precipitação pode ser medida por instrumentos meteorológicos fixados em estações de superfície ou em Plataformas de Coletas de Dados (PCD's). Os instrumentos utilizados são os pluviômetros e pluviógrafos, que medem a variável em milímetros. Embora a coleta destes dados seja confiável, a pouca quantidade de estações meteorológicas distribuídas irregularmente sobre a extensa área territorial da América do Sul dificulta a obtenção de volumes de dados representativos das mais variadas regiões (VASQUES, 2007).

A medida da distribuição espacial e temporal de precipitação em todo o globo é, portanto, ainda uma das principais questões não resolvidas em meteorologia. As fontes de dados existentes em muitos casos não estão em formato digital e os registros da ocorrência de precipitação ainda é de baixa qualidade em muitas regiões do globo. Além disso, há o problema de as observações meteorológicas sobre o globo serem esparsas, principalmente sobre a América do Sul e oceanos adjacentes. Conseqüentemente, dados estimados via produtos de sensoriamento remoto da atmosfera têm contribuído para a melhor representação da distribuição de precipitação sobre áreas onde pouco se conhecia a respeito de sua variabilidade.

Diversas pesquisas têm sido desenvolvidas para combinar informações de diversos tipos de sensores utilizados em satélites meteorológicos, bem como de dados de estações meteorológicas convencionais (HUFFMAN et al., 2007). Especialmente, o lançamento do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) em 27 de novembro de 1997, contribuiu fortemente para a melhor representação da precipitação sobre o globo, possibilitando a geração de diversos produtos combinados. Medidas quantitativas puderam ser obtidas em áreas contínuas sobre os trópicos, o que representou um dos pontos mais importantes nos últimos 50 anos de história da meteorologia (GARSTANG; KUMMEROW, 2000).

O TRMM é uma missão espacial conjunta entre a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e a *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA), projetada para monitorar e estudar a distribuição espacial e temporal da precipitação tropical. Os satélites da série TRMM possuem a bordo o radar de precipitação ou *Precipitation Radar* (PR), o *Clouds and the Earth's Radiant Energy System* (CERES) e *Microwave Imager precipitation* (TMI), um radiômetro passivo de micro-ondas. Estes três instrumentos são utilizados para a medição da precipitação. O PR foi o primeiro radar embarcado utilizado no espaço para obter mapas tridimensionais da estrutura de tempestades. Principal sensor de precipitação, fornece informações importantes acerca da intensidade, distribuição e o tipo de chuva, bem como a profundidade da tempestade e a altura em que a neve passa para o estado líquido. O PR possui uma resolução horizontal de aproximadamente 5 km e a largura do feixe de 247 km e utiliza duas frequências na banda Ku (13,796 GHz e 13,802 GHz), permitindo alta resolução espacial, embora com baixa sensibilidade (14 dBz) (NASA, 2008). Ele é composto por um transmissor, um receptor, um processador de sinal e uma antena em forma de painel (2,3 m x 201,3 m), que é subdividida em 49 unidades e obtém 32 amostras a cada 1,67 ms para cada unidade e para cada frequência (IGUCHI et al., 2000). O PR tem a habilidade para fornecer perfis verticais de chuva e neve desde a superfície até alturas de até 20 km (NASA, 2008). Apesar das deficiências do TRMM quanto à sua amostragem temporal e espacial, devido às suas características orbitais, ele tem gerado um alto volume de dados nos últimos anos, nunca antes obtidos (LANG, 2003).

As primeiras combinações de informações de diferentes sensores e dados convencionais foram gerados para escalas mais grosseiras (HUFFMAN et al., 2007). Entretanto, ao longo do tempo, a necessidade de produtos com maior resolução espacial foi sendo necessária, e com isso foram surgindo diversos produtos derivados do TRMM, buscando a melhor representação espacial da precipitação. O TRMM *Multisatellite*



*Precipitation Analysis* (TMPA) é um dos conjuntos de dados gerados para suprir a necessidade por produtos de estimativa de precipitação em escalas mais finas. O produto é gerado em um espaçamento de grade de  $0,25^\circ$  de lat/lon e 3h de resolução temporal. O produto TMPA foi criado para combinar estimativas de diversos sistemas provenientes do satélite, bem como dados de precipitação provenientes de estações meteorológicas convencionais, quando possível, a fim de obter um produto bem calibrado (HUFFMAN et al., 2007).

Na implementação do TMPA descrita por Huffman et al. (2007), a calibração é baseada em estimativas do TRMM. O TMPA é calculado duas vezes como parte da rotina de processamento do TRMM: primeiramente, como um esforço para disponibilizar os dados em tempo real, a cada 9h, referido como RT (ou *real time*); em seguida, como um produto pós-processado a partir dos dados disponibilizados em tempo real, cerca de 15 dias após o final de cada mês, referido como produto de pesquisa (PP).

Os produtos do TRMM têm sido amplamente utilizados por diversos grupos com a finalidade de validar pesquisas (LIAO et al., 2001; E.; KRAJEWSKI, 2002; HOUZE. et al., 2004; HUFFMAN et al., 2007; WOLFF; FISHER, 2008). Genio e Kovari (2002) realizaram um estudo da variação de nuvens tropicais com condições ambientais incluindo eficiência de precipitação, utilizando os dados do satélite TRMM. Os autores verificaram o tamanho efetivo e albedo de tempestades tropicais (nuvens precipitantes) utilizando medidas do CERES e do TMI do TRMM. Posteriormente, estenderam suas pesquisas com os dados obtidos do TRMM para modelar e avaliar o comportamento observado de tempestades.

Diversos trabalhos têm comparado outras fontes de dados com aqueles gerados pelo TRMM. Li e Fu (2005) utilizaram duas séries de precipitação média mensal nos trópicos obtidas a partir de dados do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP) e do radar PR do TRMM de 1998 a 2002, e verificaram que ambas apresentaram um padrão consistente à distribuição da precipitação média mensal observada nos trópicos. Os autores ainda observaram que a precipitação média estimada pelo GPCP é cerca de 0,45 mm/dia mais intensa do que a estimada pelo PR sobre os oceanos tropicais e 0,08 mm/dia sobre o continente. Por meio de uma técnica que combina dados de satélite e dados obtidos de estações pluviométricas, Adler et al. (2000) geraram análises mensais e pentadais de campos pluviométricos para 1998 com resolução de  $1^\circ \times 1^\circ$  de lat/lon. Os autores verificaram que a combinação entre os dados do TRMM e os dados observados geraram um resultado que foi 10% mais intensa que

as estimativas do GPCP sobre os oceanos tropicais. Nos subtropicais, a estimativa de precipitação realizada pelo TRMM foi menor se comparada à estimada pelo GPCP. Sobre o Oceano Pacífico Leste, os valores médios de máxima precipitação estimada pelo TRMM e GPCP foram equivalentes. Em áreas tropicais chuvosas, verificou-se que a precipitação estimada pelo PR é mais alta comparando-se com a estimada pelo GPCP. Estas diferenças indicam que as estimativas do TRMM, combinadas às observações, têm melhor desempenho ao levar em consideração a estrutura vertical dos sistemas de precipitação e a diferença na estrutura da convecção no Pacífico Oeste e Leste (ADLER et al., 2000).

Sobre o Brasil, Vasques (2007) comparou os dados do TRMM com os dados do GPCP e dados de precipitação da reanálise do *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR) para o período 1998-2005, ambos com resolução horizontal de  $2,5^\circ$ . Verificou-se, por meio de uma análise sazonal média, que os dados da reanálise do NCEP/NCAR superestimavam a precipitação na região leste da Amazônia, enquanto que no sudoeste, a precipitação era subestimada. Comparando a precipitação média anual do TRMM com a do GPCP, foram observados totais pluviométricos acima de 2000 mm em uma pequena parte da região noroeste da Bacia Amazônica e em uma maior parte no sul do Brasil nos dados do TRMM. Ainda, a autora identificou grandes diferenças entre o GPCP e o TRMM, principalmente na região norte do Brasil, no NEB e no Estado do Amapá, onde os dados do TRMM subestimavam a precipitação.

Para determinar o melhor conjunto de dados para validar simulações de precipitação sobre a Bacia Amazônica durante o experimento TRMM-*Large Scale Biosphere Atmosphere of Amazon* (LBA) entre o período de 19 de janeiro a 28 de fevereiro de 1999, Santos e Silva (2009) analisou o ciclo diurno da precipitação a partir do radar polarimétrico banda S (S-POL) (no município de Presidente Médici,  $12,22^\circ\text{S}$ ;  $61,99^\circ\text{W}$ ) e do algoritmo 3B42\_V6 do TRMM, tomando como base a precipitação de pluviômetros sobre a região. O autor também analisou o acumulado diário e a variabilidade intrassazonal da precipitação estimada pelo S-POL associada a regimes de vento de leste e oeste, com a precipitação registrada pelos pluviômetros, e posteriormente a precipitação do 3B42\_V6 em comparação com a do radar S-POL. Verificou-se que a precipitação do S-POL esteve bem correlacionada às medidas dos pluviômetros, tendo em vista que normalmente os radares são calibrados a partir de dados de estações meteorológicas convencionais. O autor identificou que a precipitação estimada pelo TRMM era aproximadamente 50% menor que a do radar, e que o produto apresentou deficiência na identificação do máximo de precipitação às



18:00 UTC durante os regimes de ventos de oeste.

Consistentemente com os resultados de outros estudos, Santos e Silva (2009) verificou que os dados do TRMM indicaram ter uma dependência com a taxa de amostragem, e por isso encontrou altos erros nos dados do TRMM analisados. Por exemplo, Villarini e Krajewski (2007) realizaram uma extensa avaliação de seis anos de dados convencionais. Os autores utilizaram uma rede de 23 pluviômetros em Oklahoma, nos Estados Unidos, entre janeiro de 1998 a dezembro de 2003. A partir do cálculo de diferentes métricas estatísticas, avaliaram os dados estimados pelo satélite e identificaram que a melhor representação da precipitação do TRMM em relação aos dados convencionais ocorreu durante os meses mais quentes dos anos analisados. O TRMM, em sua versão 3B42\_V6, subestimou a precipitação dos pluviômetros em aproximadamente 10%, enquanto que o 3B42\_RT apresentou erros maiores. Comparando os resultados de Villarini e Krajewski (2007) e Santos e Silva (2009), as deficiências encontradas por Santos e Silva (2009) na amostra de dados do TRMM estariam relacionados à sua dimensão, que consistiu de dois conjuntos com 15 e 23 dias.

Apesar das incertezas associadas aos produtos do TRMM, Villarini e Krajewski (2007) e Santos e Silva (2009) enfatizam que o produto ainda é uma boa alternativa de fonte de dados, tendo em vista a área de abrangência e a frequência temporal disponível.

Franchito et al. (2009a) verificaram as potencialidades e limitações das estimativas de precipitação do TRMM por meio da comparação com dados de pluviômetros da Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL). A análise foi realizada em escala de tempo sazonal, considerando cinco diferentes regiões geográficas sobre o Brasil. O cálculo de índices estatísticos possibilitou aos autores identificarem que a precipitação estimada pelo TRMM é significativamente correlacionada com os dados da ANEEL na maioria das áreas utilizadas. As menores diferenças entre os conjuntos de dados foram observadas durante os trimestres de dezembro, janeiro e fevereiro (DJF) e março, abril e maio (MAM), quando os acumulados de precipitação são mais intensos em grande parte do Brasil, em comparação com os trimestres de junho, julho e agosto (JJA) e setembro, outubro e novembro (SON). Durante DJF, o maior valor da raiz do erro médio quadrático (RMS) foi observado na região que compreendia grande parte da Região Nordeste do Brasil.

A partir de vários estudos que tiveram como objetivo principal validar sua qualidade em comparação com outras fontes de dados, foi verificado que os dados do TRMM

possuem erros sistemáticos, em particular na costa leste da Região Nordeste do Brasil, onde a precipitação é subestimada devido à formação de nuvens quentes (HUFFMAN et al., 2007; FRANCHITO et al., 2009a).

Visando gerar um produto operacional de melhor qualidade e que possuísse menores erros sistemáticos como aqueles observados nos produtos do TRMM, principalmente com o objetivo de comparar modelos de previsão numérica de tempo em ambiente operacional, Rozante et al. (2010) produziram um produto de estimativa de precipitação baseado na combinação de dados do satélite TRMM, na versão 3B42RT e dados provenientes do sistema *Global Communication System* (GTS). Os autores consideraram importante a geração de um produto específico para a América do Sul, em especial para o Brasil, que incluísse informações da rede de observações convencionais disponíveis ao longo da costa leste do Brasil, com o intuito também de minimizar os problemas com métodos de interpolação em regiões onde a rede de observação possui baixa densidade. Nestas áreas, os produtos do TRMM possuem uma valiosa contribuição, agregando informações onde não é ainda possível de se obter por meio de informações convencionais.

A combinação do produto do TRMM com observações de superfície sobre a América do Sul foi realizada para os trimestres de verão e inverno de 2007, e denominaram o produto de MERGE. Duas diferentes abordagens para a avaliação do desempenho do produto foram adotadas: a validação cruzada de uma pequena amostra que contemplava dados de todo o continente e outra pequena amostra que contemplava apenas áreas com observações esparsas. Sobre regiões com alta densidade de estações de superfície, não foram encontradas melhorias importantes no produto MERGE em relação ao produto do TRMM. Nestas áreas, a técnica de combinação leva em consideração os dados observados em estações de superfície, e onde a interpolação das observações já existentes predomina. Por outro lado, na área com uma esparsa rede de observações, verificou-se melhorias substanciais do MERGE em relação aos dados convencionais interpolados, já que são inseridas informações do TRMM em áreas desprovidas de dados de estações meteorológicas.

## 2.4 Modelagem numérica da atividade convectiva e precipitação

Em previsão numérica de tempo (PNT), o estado futuro da atmosfera é determinado por meio de equações primitivas que representam a dinâmica e a termodinâmica da atmosfera a partir do conhecimento sobre o tempo presente. Portanto, a PNT é considerada como um problema de valor inicial. Há a necessidade de se conhecer o estado inicial da atmosfera (por meio de observações, por exemplo) para que o estado

futuro possa ser calculado (integração das equações). Uma vez que a distribuição dos sistemas de observação do estado real da atmosfera é irregularmente espaçado, não é possível se ter uma caracterização fiel da atmosfera. Mesmo que existisse uma condição inicial perfeita, os erros nos modelos de PNT seriam inevitáveis. Isto porque a solução das equações que descrevem o estado da atmosfera só é possível por meio de solução numérica com diversas aproximações.

Uma vez que o sistema de equações que governa a evolução do estado atmosférico em um modelo numérico não possui solução analítica, se torna necessário a aplicação de métodos de discretização das equações, que intrinsecamente impõem dificuldades. Uma das mais relevantes se refere à separação de escalas, definida pela resolução espacial da discretização. Isto significa que o procedimento de discretização necessariamente irá separar todas as escalas de movimento existentes na atmosfera em duas famílias: as que são explicitamente resolvidas (escala da grade do modelo) e as que não são resolvidas (escala de sub-grade).

A natureza não linear do sistema de equações permite a migração de energia entre as escalas, e assim, processos da escala de sub-grade geralmente possuem um efeito líquido na escala da grade (BETTS, 1974). Ooyama (1969) propôs um modelo numérico para simular um ciclone tropical com o intuito de analisar a interação entre as escalas da atividade convectiva e do ciclone. Ele verificou que, embora os ciclones tenham escalas espacial e temporal muito maiores que a escala das nuvens, indicando que os fenômenos físicos pudessem ser tratados separadamente, na prática, estes fenômenos de diferentes escalas não poderiam ser tratados de forma independente. Isto porque a circulação na escala do ciclone depende da convecção, que libera energia para sua formação e manutenção. Ao mesmo tempo, a atividade convectiva, que permanece ativa e organizada, depende da circulação de grande escala para que seja fornecido o suprimento de vapor d'água, necessário para sua manutenção. A liberação de calor latente e os transportes verticais de *momentum*, calor e umidade relacionados à convecção cumulus modificam as circulações atmosféricas de escalas maiores do que a da sub-grade. Isto explica a importância da atividade convectiva no balanço de calor da atmosfera, principalmente na região tropical (COTTON; ANTHES, 1989).

Betts (1974) discutiu conceitos teóricos a respeito de interações entre diferentes escalas a partir de dados observacionais provenientes de sensores colocados a bordo de aviões meteorológicos e estações marítimas do *Global Atmospheric Research Program* (GARP) - *Atlantic Tropical Experiment* (GATE), ocorrido entre junho e setembro

de 1974. O objetivo do estudo era dar suporte a melhorias dos modelos de PNT e Clima (PNTC) para representar os transportes convectivos associados aos campos de grande escala. O autor cita que assumia-se que a convecção era controlada apenas pela grande escala. Entretanto, tais estudos não incluíam organização da convecção em menores escalas, e concluiu que efeitos de sub-grade também eram importantes para a manutenção da convecção. Além disso, processos físicos, tais como fontes e sumidouros de massa, vapor d'água, etc, exerceriam um efeito na grande escala, sendo denominados de *retroalimentação*.

A dinâmica das nuvens e seus transportes têm escalas de tempo muito menores do que a grande escala ( $\tau_{CU} \ll \tau_{LS}$ , em que os subscritos CU e LS referem-se, respectivamente, à escala da nuvem e à grande escala). Os campos estáticos de grande escala (estratificação, cisalhamento, etc.) influenciam a dinâmica das nuvens (profundidade da camada de nuvem, correntes ascendentes e descendentes, etc). Este processo é chamado de *controle estático*: os campos estáticos de grande escala controlam a estrutura vertical dos transportes convectivos da nuvem porque durante o seu ciclo de vida, os campos de grande escala mudam muito pouco. De modo oposto, a magnitude dos transportes convectivos (por exemplo, o número de nuvens) é relacionada à dinâmica da grande escala, e particularmente à dependência temporal dos campos de grande escala que ocorreriam se os transportes convectivos cessassem momentaneamente. Este processo é denominado de *controle dinâmico*.

À medida em que os campos de grande escala mudam, o processo convectivo rapidamente restaura algum equilíbrio. Este estado de quase equilíbrio entre o controle de grande escala e a retroalimentação convectiva é explicado pela separação entre as escalas (ARAKAWA; SCHUBERT, 1974). Portanto, as relações entre a convecção cumulus e o ambiente de grande escala são dadas em termos de retroalimentação e controles estático e dinâmico. Tais conceitos, definidos por Betts (1974) e extraídos de estudos observacionais, contribuíram para o melhor entendimento de processos associados às interações entre a atividade convectiva e os fenômenos de grande escala. Entretanto, o objetivo de aperfeiçoar a representação de tais processos físicos nos modelos numéricos não foi totalmente alcançado, embora tenha contribuído para apontar limitações nas ferramentas utilizadas.

#### **2.4.1 Aspectos teóricos da parametrização de convecção profunda**

Apesar do intensivo progresso obtido ao longo das últimas décadas, a representação da convecção cumulus em modelos de PNTC ainda é um desafio. O grande problema da previsão numérica de tempo regional e global e simulação numérica de diversos

## UNCERTAINTIES IN FORMULATING CLOUD AND ASSOCIATED PROCESSES

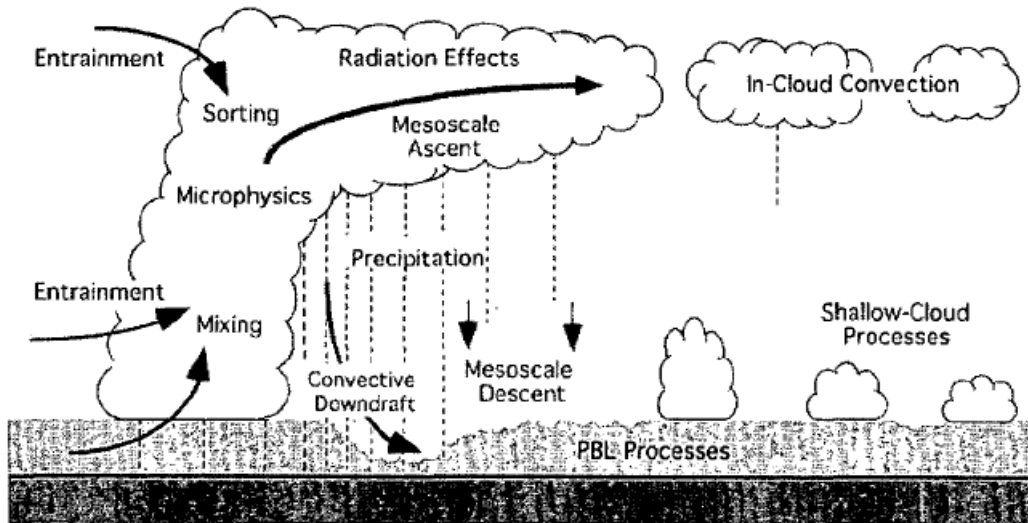


Figura 2.6 - Nuvens e seus processos associados representam maiores incertezas na modelagem numérica de tempo e clima.

Fonte: Arakawa (2004)

sistemas de maior escala, tais como frentes frias e ciclones tropicais, ainda é estimar os efeitos físicos da convecção cumulus em escalas resolvidas do movimento. A contabilização dos efeitos dos processos de escala sub-grade associados às nuvens na escala resolvida pelo modelo é conhecida como parametrização de cumulus.

O conceito de interação entre escalas foi de fundamental importância para o entendimento e o desenvolvimento de esquemas de parametrização convectiva. As diversas metodologias desenvolvidas buscavam expressar as interações entre a física e dinâmica das nuvens e os escoamentos de grande e mesoescala (GRELL; DÉVÉNYI, 2002), tratando da formulação dos efeitos estatísticos da convecção cumulus e desprezando seus efeitos individuais. Neste contexto, tem-se o conceito de que as parametrizações cumulus levam em conta os efeitos médios exercidos por conjuntos de nuvens sobre o ambiente de grande escala e vice-versa. Dentro deste conjunto, considera-se que ocorrem interações entre diversas escalas, desde os transportes turbulentos na Camada Limite Planetária (CLP) até os efeitos da dinâmica de grande escala sobre o desenvolvimento convectivo. Em vista disso, há uma grande incerteza em modelar as nuvens e seus processos associados (ARAKAWA, 2004), os quais são resumidos na Figura 2.6 e descritos nas subseções seguintes.

Geralmente, os esquemas estão classificados em três linhas, a saber: (i) balanço de

umidade (KUO, 1965; ANTHES, 1977; KRISHNAMURTI et al., 1980), (ii) ajuste convectivo (MANABE et al., 1965; BETTS, 1986) e (iii) formalismo de fluxo de massa (OOYAMA, 1971; YANAI et al., 1973; ARAKAWA; SCHUBERT, 1974). Grande parte dos modelos de PNTC utilizam o conceito de fluxo de massa, formulado primeiramente por Ooyama (1971), e posteriormente por Yanai et al. (1973) e Arakawa e Schubert (1974). O principal objetivo do formalismo de fluxo de massa é identificar o escoamento de grande escala como um mecanismo para diagnosticar a convecção. Este conceito considera que a geração de energia cinética nas nuvens está em estado de equilíbrio com o escoamento de grande escala (EMANUEL, 1994). Assume-se que a convecção cumulus modifica os campos de temperatura e umidade de grande escala por meio do desentranhamento e da subsidência compensatória. O desentranhamento causa resfriamento e umedecimento no ambiente, enquanto a subsidência surge para compensar o movimento vertical como consequência da continuidade de massa, causando aquecimento e secamento.

As diversas formulações de parametrização convectiva basicamente diferenciam-se de acordo com o tipo de interação que representam. Estas tentam representar da melhor forma possível o processo de retroalimentação e os controles estático e dinâmico. O primeiro descreve como os termos de transporte e de fonte na escala da convecção modificam os campos de temperatura e a umidade de grande escala, além da distribuição das taxas de aquecimento e secamento ou resfriamento e umedecimento, impostas pela convecção cumulus. O controle dinâmico determina como o ambiente de grande escala modula a intensidade e a localização da convecção, e o controle estático determina as propriedades termodinâmicas, sendo utilizado tanto na retroalimentação quanto no controle dinâmico. Estas três componentes são esquematicamente mostradas na Figura 2.7 e descritas a seguir de acordo com os trabalhos de Schubert (1974), Arakawa e Schubert (1974) e Grell (1993).

#### **2.4.1.1 Retroalimentação**

A teoria que descreve a interação mútua entre o ambiente de grande escala e a escala convectiva foi formulada de forma detalhada por Arakawa e Schubert (1974). A retroalimentação descreve como a convecção modifica o ambiente de grande escala, especificando as distribuições verticais de aquecimento e secamento convectivo total.

Os autores consideraram uma área horizontal hipotética, grande o suficiente para conter um conjunto de nuvens cumulus, mas pequena o suficiente para cobrir somente uma fração do distúrbio de grande escala. O ambiente em que as nuvens estavam embebidas foi dividido em três camadas, a saber: a camada de mistura, logo abaixo

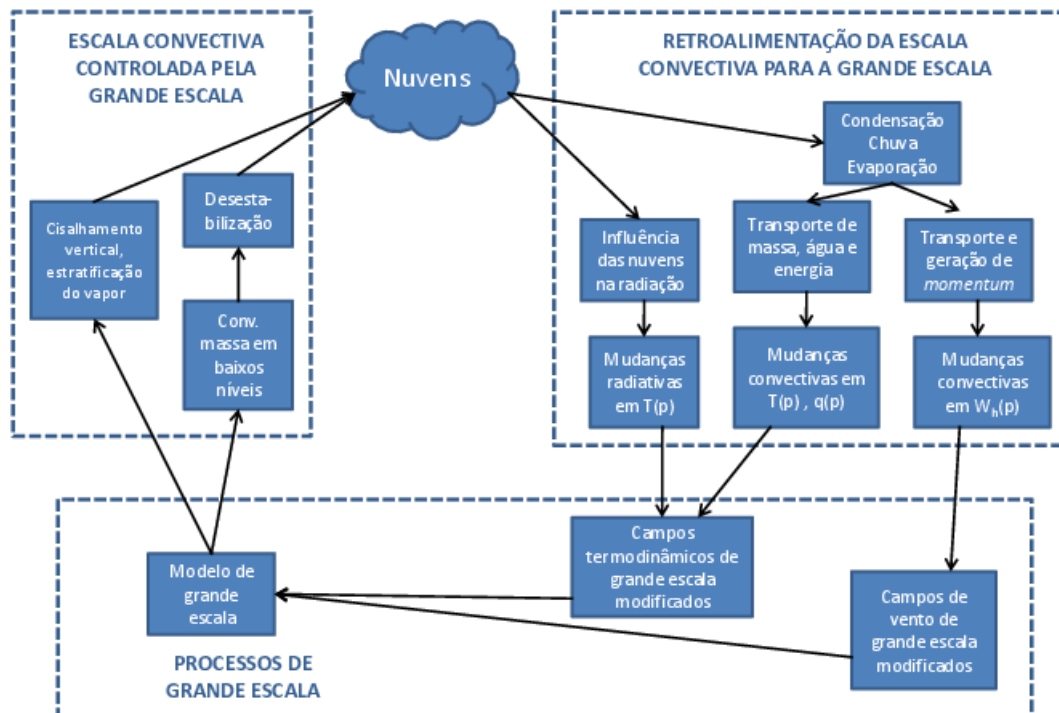


Figura 2.7 - Diagrama esquemático das componentes de uma parametrização cumulus, indicando os controles estático e dinâmico e a retroalimentação.  
 Fonte: Adaptada de Betts (1974)

da base da nuvem, uma fina camada de transição e uma camada acima. Na primeira camada, a energia estática seca ( $s$ ), a razão de mistura do vapor d'água ( $q$ ) e a energia estática úmida ( $h$ ) são constantes com a altura. Logo abaixo do topo desta camada de mistura ( $p_B$ ), os processos turbulentos realizam os transportes de escala de sub-grade. Na camada de transição, ocorre uma descontinuidade dos fluxos turbulentos, devido à estabilidade da camada. Na camada acima, ocorre o transporte pela convecção cumulus. Na hipótese de Arakawa e Schubert (1974), o conjunto de nuvens é dividido em subconjuntos, que dependem da fração da taxa de entranhamento ( $\lambda$ ). A taxa de entranhamento é o parâmetro que controla as trocas de propriedades entre o ambiente de grande escala e a nuvem em si, e sua formulação será dada na Subseção 2.4.1.2. Pequenos valores de  $\lambda$  representam nuvens profundas, enquanto  $\lambda$  maior é representativo de nuvens rasas.

Os fluxos de  $s$ ,  $q$  e  $h$  na escala da sub-grade são definidos por:



$$F_{s-LI} \equiv F_s - LF_l, \quad (2.1)$$

$$F_{q+l} \equiv F_q + F_l, \quad (2.2)$$

em que  $F_s$ ,  $F_q$  e  $F_l$  são os fluxos de energia estática seca, vapor d'água e água líquida em suspensão na nuvem ( $l$ ), respectivamente. Cada um destes fluxos é definido como:

$$F_s(z) = \int_{\lambda} \eta(\lambda, z) [s_c(\lambda, z) - \bar{s}(z)] m_b(\lambda) d\lambda, \quad (2.3)$$

$$F_q(z) = \int_{\lambda} \eta(\lambda, z) [q_c(\lambda, z) - \bar{q}(z)] m_b(\lambda) d\lambda, \quad (2.4)$$

$$F_l(z) = \int_{\lambda} \eta(\lambda, z) l(\lambda, z) m_b(\lambda) d\lambda. \quad (2.5)$$

Seja  $s_c$  a energia estática no nível vertical  $z$  dentro do subconjunto  $\lambda$  e  $\eta(\lambda, z) m_b(\lambda) d\lambda$  o fluxo de massa vertical no nível  $z$  devido ao subconjunto  $\lambda$ .  $\eta(\lambda, z)$  é o fluxo de massa normalizado (igual à unidade em  $p_B$ ), e  $m_b(\lambda) d\lambda$  é o fluxo de massa do subconjunto em  $p_B$ . O fluxo de massa também é conhecido como a amplitude convectiva (ou intensidade da convecção) (YANO et al., 2012). O fluxo ascendente de  $s$  dentro do subconjunto  $\lambda$  no nível  $z$  é  $\eta(\lambda, z) s_c m_b(\lambda) d\lambda$ , enquanto que o fluxo descendente no nível  $z$  causado pela subsidência induzida é dado por  $\eta(z, \lambda) \bar{s}(z) m_b(\lambda) d\lambda$ . Portanto, o fluxo total ascendente no nível  $z$  devido ao subconjunto  $\lambda$  é  $\eta(\lambda, z) [s_c(\lambda, z) - \bar{s}(z)] m_b(\lambda) d\lambda$ .

As expressões que representam  $F_q$  e  $F_l$  são análogas a  $F_s$ , exceto que o segundo não possui fluxo vertical, já que considera-se a inexistência de água líquida em suspensão no ambiente.

O efeito prognóstico da convecção cumulus no ambiente de grande escala é determinado a partir das seguintes equações:

$$\left( \frac{\partial s}{\partial t} \right)_{CU} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (F_{s-LI}). \quad (2.6)$$

e

$$\left( \frac{\partial q}{\partial t} \right)_{CU} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (F_{q+l}) - R. \quad (2.7)$$



Além dos termos advectivos de grande escala, os termos de balanço de calor e umidade acima da camada de mistura contêm os termos de divergência do fluxo da escala da sub-grade e o sumidouro de água líquida ( $R$ ), ou seja, a precipitação, representada por:

$$R(z) = \int_{\lambda} \eta(\lambda, z) [c_0(\lambda)l(\lambda, z)] m_b(\lambda) d\lambda, \quad (2.8)$$

em que  $c_0$  é um parâmetro de conversão de chuva e pode ser uma função do tamanho da nuvem ou do cisalhamento do vento (GRELL, 1993).

No trabalho de Arakawa e Schubert (1974), o efeito das correntes descendentes não foi incluído em seu formalismo teórico. Grell (1993) introduziu modificações no esquema original, acrescentando este mecanismo. Nessa modificação, o sumidouro de água líquida é dado por:

$$R(z) = \int_{\lambda} \eta_u(\lambda, z) c_0(\lambda) l(\lambda, z) m_b(\lambda) d\lambda - \int_{\lambda} \eta_d(\lambda, z) q_e(\lambda, z) m_0(\lambda) d\lambda, \quad (2.9)$$

em que os subscritos  $u$  e  $d$  correspondem às correntes de ar ascendente e descendente, respectivamente, e  $m_0(\lambda)d\lambda$  é o fluxo de massa na base da corrente descendente;  $q_e$  é o conteúdo de vapor d'água necessário para manter a corrente ascendente sob saturação. O segundo termo da Equação 2.9 é associado às correntes descendentes e é zero acima do seu nível de origem. Abaixo do nível de origem da corrente ascendente, o primeiro termo do lado direito da Equação 2.9 é zero e somente a corrente descendente afeta o ambiente de grande escala. Abaixo do nível de origem da corrente ascendente, os fluxos convectivos são zero. Entre o nível de origem da corrente ascendente e o nível de convecção livre (do inglês *level of free convection* - LFC),  $F_1$  e  $R$  são zero.

A convecção cumulus aumenta a energia estática seca e diminui a massa total de vapor d'água na coluna atmosférica se ocorrer precipitação. A energia estática úmida total por unidade de área na coluna não é afetada, tendo em vista que a convecção cumulus simplesmente transporta esta quantidade dos níveis mais baixos para os níveis mais altos da atmosfera.

Como pode-se observar na Figura 2.8, a convecção cumulus altera o ambiente de grande escala por meio das circulações secundárias. O ramo subsidente da corrente ascendente surge devido à compensação de massa, e ocorre desentranhamento do ar

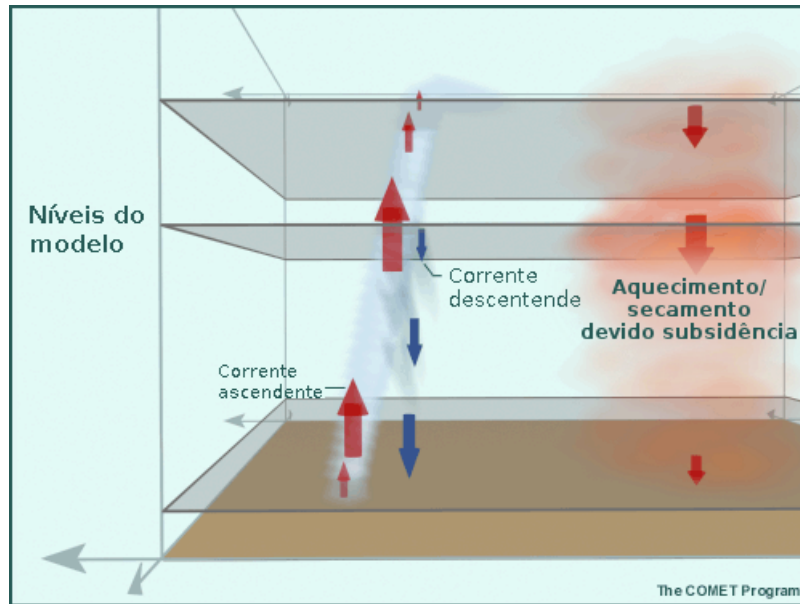


Figura 2.8 - Correntes ascendentes (setas vermelhas ascendentes), descendentes (setas azuis) e subsidência compensatória (setas vermelhas descendentes).  
 Fonte: Adaptada de (COMET, 2011)

no topo da corrente ascendente e na base da corrente descendente.

#### 2.4.1.2 Controle estático

O controle estático determina as propriedades termodinâmicas das nuvens sob a influência do controle dinâmico. É representado em um esquema de parametrização convectiva por um modelo de nuvem. Todas as suas propriedades, com exceção do fluxo de massa, podem ser definidas pelo controle estático (SCHUBERT, 1974). O fluxo de massa em uma pluma convectiva domina os transportes verticais e é baseado no modelo de entranhamento de uma dimensão. De acordo com Ooyama (1971), Yanai et al. (1973) e Arakawa e Schubert (1974), a área horizontal hipotética é considerada conter um número de plumas suficientemente grande para que sejam tratadas estatisticamente.

Vários esquemas de parametrização convectiva utilizam o conceito simplificado do formalismo de fluxo de massa, assumindo que existe apenas uma nuvem que representa um conjunto. Entretanto, Arakawa e Schubert (1974) utilizam a representação espectral das nuvens, assumindo que existem diferentes tipos potencialmente ativos dentro de uma célula do modelo. Estas nuvens interagem com o ambiente e entre si, e possuem, portanto, diferentes taxas de entranhamento. A inclusão de um con-

junto é fisicamente mais realista do que outras parametrizações, as quais assumem que todos os elementos em um ponto de grade possam ser representadas por uma única nuvem média. Por ser um método caro do ponto de vista computacional, devido à necessidade de se calcular todas as propriedades individualmente para cada elemento, diversas simplificações foram sendo realizadas no esquema original (MORRIS; SUARES, 1991; GRELL, 1993; GRELL; DÉVÉNYI, 2002), que atualmente é aplicado em modelos de PNTC de vários centros operacionais do mundo. Mesmo nos dias atuais, quando se tem disponível um poder computacional muito maior do que aquele da década de 80 e 90, quando este esquema de parametrização se tornou popular, ainda é uma dificuldade de aplicá-lo no contexto idealizado por Arakawa e Schubert (1974). Isto porque os autores consideraram uma família de nuvens, cada qual com a física associada a ser representada nos modelos numéricos. O esquema de parametrização de Grell (1993), por exemplo, foi aplicado somente para um tipo de nuvem, desprezando os efeitos de entranhamento lateral e considerando as circulações devido às correntes ascendentes e às correntes descendentes (Figura 2.9).

Uma propriedade importante no controle estático é a taxa de entranhamento. Este parâmetro controla as trocas de propriedades entre o ambiente de grande escala e a nuvem. Arakawa e Schubert (1974) considera que a taxa de entranhamento é inversamente proporcional ao raio da nuvem ( $r$ ), tal que:

$$\mu = \frac{1}{M} \frac{dM}{dz} = \frac{b}{r}, \quad (2.10)$$

em que  $\mu$  é a taxa de entranhamento,  $M$  é a massa da nuvem, e  $b$  é uma constante adimensional. De acordo com Grell (1993), a hipótese de entranhamento é reescrita como:

$$\mu = \frac{1}{m(z)} \frac{\partial m(z)}{\partial z} = \frac{0,2}{r}, \quad (2.11)$$

em que  $\mu$  é a fração da taxa de entranhamento líquida e  $m(z)$  é o fluxo de massa em um dado nível vertical da atmosfera ( $m_u$  para corrente ascendente e  $m_d$  para corrente descendente). Definindo  $\mu_d$  como a fração da taxa de desentranhamento, reescreve-se a Equação 2.11 para uma corrente ascendente de nuvens do tipo  $\lambda$  como:

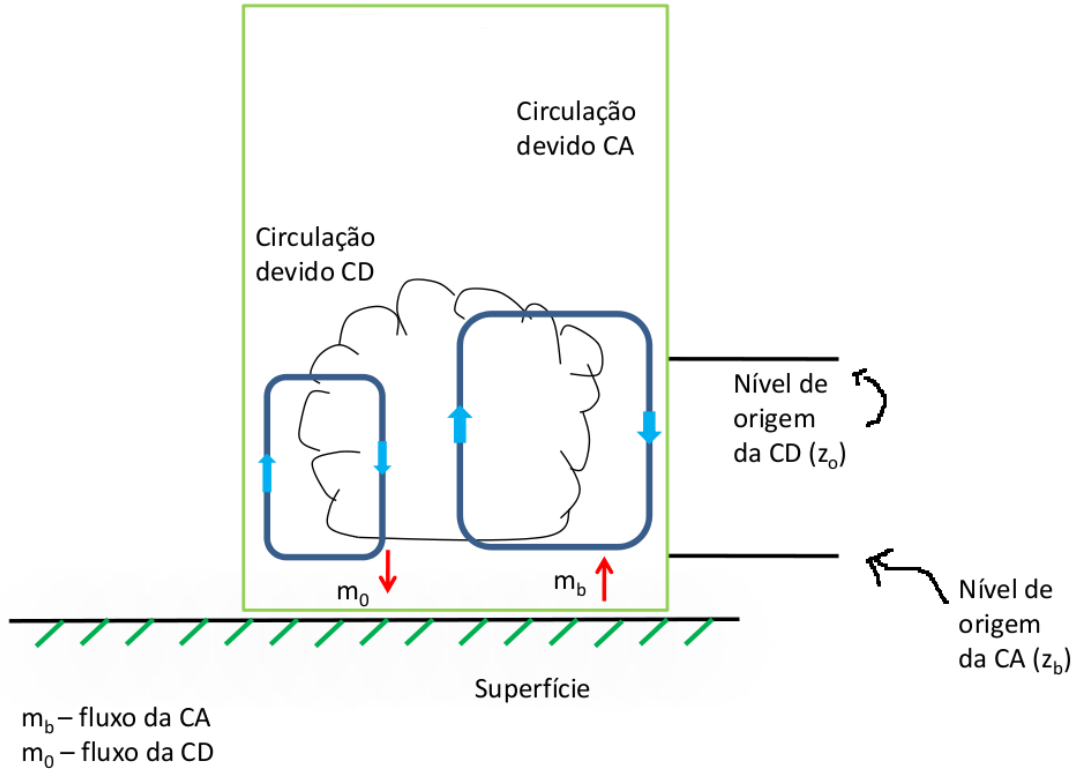


Figura 2.9 - Diagrama conceitual da parametrização de Grell (1993). As siglas CA e CD correspondem às correntes ascendentes e descendentes e os símbolos  $m_b$  e  $m_0$  são os fluxos de massa na base e no topo da nuvem, respectivamente.

$$\mu_u = \mu_{ue} - \mu_{ud} = \frac{1}{m_u(z)} \frac{\partial m_u(z)}{\partial z} = \frac{1}{m_u(\lambda, z)} \left[ \left( \frac{\partial m_u(\lambda, z)}{\partial z} \right)_{entr} - \left( \frac{\partial m_u(\lambda, z)}{\partial z} \right)_{dese} \right], \quad (2.12)$$

em que  $\mu_{ue}$  é a fração da taxa de entranhamento total,  $\mu_u$  é a fração da taxa de entranhamento líquida da corrente ascendente e o primeiro e o segundo termos dentro dos colchetes da Equação 2.12 referem-se às variações em  $\mu_u$  devido ao entranhamento e ao desentanhamento, respectivamente. Para uma certa propriedade termodinâmica  $\alpha$  no interior da corrente ascendente, tem-se:

$$\frac{\partial m_u \alpha_u}{\partial z} = \left( \frac{\partial m_u}{\partial z} \right)_{entr} \tilde{\alpha} - \left( \frac{\partial m_u}{\partial z} \right)_{dese} \alpha_u + S_u. \quad (2.13)$$

A Equação 2.13 indica que a convergência vertical do fluxo de massa da propriedade

$\alpha$  é resultado dos efeitos de entranhamento e desentranhamento e das fontes e/ou sumidouros contabilizados em  $S_u$ , sendo  $S$  indicativo de fontes ou sumidouros. Nota-se que o efeito de entranhamento é relacionado às propriedades médias do ambiente ( $\tilde{\alpha}$ ), enquanto que o desentranhamento é característico das propriedades dentro da corrente ascendente. Utilizando a Equação 2.12, tem-se:

$$\frac{\partial \alpha_u(\lambda, z)}{\partial z} = \mu_{ue}[\tilde{\alpha}(z) - \alpha_u(\lambda, z)] + S_u. \quad (2.14)$$

Da mesma forma, para a corrente descendente, pode-se reescrever as Equações 2.12 e 2.14 como:

$$\begin{aligned} \mu_d &= \mu_{de} - \mu_{dd} = -\frac{1}{m_d(z)} \frac{\partial m_d(z)}{\partial z} \\ &= -\frac{1}{m_d(\lambda, z)} \left\{ \left[ \frac{\partial m_d(\lambda, z)}{\partial z} \right]_{entr} - \left[ \frac{\partial m_d(\lambda, z)}{\partial z} \right]_{dese} \right\} \end{aligned} \quad (2.15)$$

e

$$\frac{\partial \alpha_d(\lambda, z)}{\partial z} = -\mu_{de}[\tilde{\alpha}(z) - \alpha_d(\lambda, z)] + S, \quad (2.16)$$

em que o subscrito  $d$  indica uma propriedade da corrente descendente.

Considerando que  $\alpha$  é a energia estática úmida, dada por:

$$\tilde{h}(z) = C_p \tilde{T}(z) + gz + L\tilde{q}(z), \quad (2.17)$$

em que  $\tilde{T}$  e  $\tilde{q}$  são, respectivamente, a temperatura e a razão de mistura do vapor d'água médias do ambiente. As Equações 2.14 e 2.16 se tornam, respectivamente:

$$\frac{\partial h_u(\lambda, z)}{\partial z} = \mu_{ue}[\tilde{h}(z) - h_u(\lambda, z)] \quad (2.18)$$

e

$$\frac{\partial h_d(\lambda, z)}{\partial z} = -\mu_{de}[\tilde{h}(z) - h_d(\lambda, z)]. \quad (2.19)$$

Para o balanço de umidade na corrente ascendente, utiliza-se:

$$\alpha_u = q_u(\lambda, z) + q_l(\lambda, z) \quad (2.20)$$

e

$$S_u = -c_0 m_u(\lambda, z) q_l(\lambda, z). \quad (2.21)$$

Aqui,  $S_u$  é a água total que precipita,  $q_l$  é o conteúdo de água líquida suspensa na nuvem e  $q_u$  é a razão de mistura do vapor d'água dentro da corrente ascendente. A Equação 2.14 é reescrita, tal que:

$$\frac{\partial[q_u(\lambda, z) + q_l(\lambda, z)]}{\partial z} = \mu_{ue}[\tilde{q}(z) - q_u(\lambda, z) - q_l(\lambda, z)] + S_u. \quad (2.22)$$

Para a corrente descendente, a equação para o vapor d'água é:

$$\frac{\partial[q_d(\lambda, z)]}{\partial z} = -\mu_{de}[\tilde{q}(z) - q_d(\lambda, z)] + S_d. \quad (2.23)$$

Na Equação 2.23,  $S_d$  é a fonte, denominada de evaporação da chuva. Assumindo a saturação nas correntes ascendente e descendente, pode-se utilizar a equação aproximada, tal que:

$$q_c(\lambda, z) \leq \tilde{q}^* + \frac{\gamma}{1 + \gamma} \frac{1}{L} [h_c(\lambda, z) - \tilde{h}^*(z)], \quad (2.24)$$

em que

$$\gamma = \frac{L}{C_p} \left( \frac{\partial \tilde{q}^*}{\partial T} \right)_P \quad (2.25)$$

e  $h_c$  é a energia estática úmida na nuvem (corrente ascendente e descendente), se a

saturação é considerada para calcular  $S_u$ ,  $S_d$  e  $q_l$ .

Definem-se os fluxos de massa normalizados pelos respectivos fluxos de massa na base da corrente ascendente  $[m_b(\lambda)]$ , tal que:

$$m_u(\lambda, z) = m_b(\lambda)\eta_u(\lambda, z) \quad (2.26)$$

que implica em uma taxa de entranhamento na forma

$$\mu_{ue} - \mu_{ud} = \frac{1}{\eta_u(z)} \frac{\partial \eta_u(\lambda, z)}{\partial z}. \quad (2.27)$$

Da mesma forma, para a corrente descendente  $[m_d(\lambda)]$ , tem-se:

$$m_d(\lambda, z) = m_0(\lambda)\eta_d(\lambda, z), \quad (2.28)$$

e

$$\mu_{de} - \mu_{dd} = \frac{1}{\eta_d(z)} \frac{\partial \eta_d(\lambda, z)}{\partial z}, \quad (2.29)$$

em que  $\eta_u$  e  $\eta_d$  são os fluxos de massa normalizados das correntes ascendente e descendente, respectivamente, e  $m_0$  no nível de origem da corrente descendente. Convenientemente,  $m_0$  é escrito em função de  $m_b$  e da taxa de reevaporação da água condensada dentro da nuvem. Para tal, define-se a taxa de condensação da corrente ascendente, dada por:

$$\begin{aligned} C_u(\lambda)d\lambda &= m_b d\lambda \left[ \int_{z_0}^{z_\tau} \eta_u(\lambda, z) S_u dz \right] \\ &\equiv I_1 m_b d\lambda, \end{aligned} \quad (2.30)$$

que pode ser dividida em dois termos, tal que:

$$\begin{aligned}
C_u(\lambda)d\lambda &= [R_c(\lambda) + E_d(\lambda)]d\lambda \\
&= [\alpha(\lambda) + \beta(\lambda)]C_u(\lambda)d\lambda,
\end{aligned} \tag{2.31}$$

em que  $\alpha + \beta = 1$  e  $E_d$  é a taxa de evaporação do condensado na corrente descendente para o tipo de nuvem  $\lambda$ , e pode ser escrito como:

$$\begin{aligned}
E_d d\lambda &= m_0(\lambda)d\lambda \left[ \int_0^{z_0} \eta_d(\lambda, z) S_d dz \right] \\
&\equiv I_2 m_0 d\lambda.
\end{aligned} \tag{2.32}$$

Portanto, das Equações 2.31-2.33, verifica-se que:

$$E_d d\lambda = \beta C_u d\lambda = \beta I_1 m_b d\lambda = I_2 m_0 d\lambda, \tag{2.33}$$

e então,

$$m_0(\lambda) = \frac{\beta(\lambda) I_1 m_b(\lambda)}{I_2(\lambda)} = \epsilon(\lambda) m_b(\lambda). \tag{2.34}$$

A quantidade  $(1 - \beta)$  é a eficiência de precipitação. Grell (1993) considerou que este termo depende do cisalhamento do vento, segundo Fritsch e Chappell (1980).

Para determinar os níveis  $z_0$  e  $z_b$ , que são as condições de contorno, assume-se para a corrente descendente:

$$h_u(z_b) = \max[\tilde{h}(z)], \text{ com } z \leq z_b \tag{2.35}$$

$$h_u(\lambda, z_T) = \tilde{h} * (z_T), \tag{2.36}$$

em que o asterisco representa o valor saturado. Analogamente, para a corrente descendente



$$h_d(\lambda, z) = \min[\tilde{h}(z)]. \quad (2.37)$$

Fisicamente, os níveis de origem das correntes ascendente e descendente são, respectivamente, aqueles em que a energia estática da parcela é máxima e mínima. As condições de contorno do esquema original de [Arakawa e Schubert \(1974\)](#) são diferentes dos assumidos por [Grell \(1993\)](#). O primeiro tem uma forte dependência na altura da CLP. A camada de mistura é considerada bem desenvolvida e a base da nuvem é localizada no topo desta camada. [Grell \(1993\)](#) destaca que em estudos anteriores observaram-se variações nos perfis de energia estática úmida em níveis mais baixos da atmosfera, não sendo apropriado utilizar o topo da CLP como condição de contorno.

#### 2.4.1.3 Controle dinâmico

O Controle Dinâmico determina como o ambiente de grande escala modula as nuvens convectivas, bem como sua intensidade e localização. Do ponto de vista matemático, é este controle que fornece a equação para o cálculo de  $m_b$ . A relação entre a redistribuição vertical do fluxo de massa e o fluxo de massa na base da nuvem dado pelo esquema de parametrização convectiva e as variáveis do modelo é feita pelo controle dinâmico, conhecido também como fechamento da parametrização. A escolha da hipótese de fechamento é essencial para o melhor desempenho de um esquema de parametrização ([ARAKAWA, 2004](#)).

[Kuo \(1965\)](#) indicou que existe uma forte correlação entre a ocorrência de convecção cumulus e a convergência de umidade, desenvolvendo um esquema da parametrização considerando que a convecção era resultado desta quantidade integrada verticalmente. A intensidade e continuação da precipitação dependiam da convergência de umidade em baixos níveis porque no esquema de parametrização, a convecção consome instabilidade na taxa fornecida pelos campos de vento e umidade de grande escala. Entretanto, a utilização deste esquema gerava subestimativa das taxas de precipitação. Posteriormente, alguns estudos introduziram outras variáveis para determinar o controle dinâmico, como a advecção de umidade integrada verticalmente ([KRISHNAMURTI et al., 1980](#); [GRELL et al., 1991](#)). Entretanto, estas teorias não incluíam os efeitos das circulações na escala convectiva, que são particularmente importantes para a previsão da atividade cumulus ([BETTS, 1974](#)).

Um conceito mais detalhado em termos físicos e atualmente mais amplamente aceito como base para o controle dinâmico da parametrização de convecção cumulus é

baseado no conceito de Quase Equilíbrio Convectivo (QEC) de Arakawa e Schubert (1974), definido dentro do formalismo de fluxo de massa.

A hipótese de QEC foi desenvolvida considerando que existe uma separação entre as escalas da dinâmica de grande escala, que muda de forma mais lenta, e a convectiva, que apresenta variação muito mais rápida. Considera-se que há um balanço entre os efeitos de grande e escala convectiva, que produz uma série de estados de quase equilíbrio, a partir do qual  $m_b$  pode ser determinado das variáveis da grande escala. A maioria dos esquemas de parametrização atualmente utilizados são baseados neste conceito (KAIN; FRITSCH, 1990; GRELL, 1993; GRELL; DÉVÉNYI, 2002). O QEC está relacionado à definição da função trabalho da nuvem ( $A$ ), que é a integral da flutuabilidade das parcelas.

Arakawa e Schubert (1974) descrevem a variação temporal de energia cinética em cada subconjunto de nuvens como função da fração de  $\lambda$ :

$$\frac{dK(\lambda)}{dt} = A(\lambda)m_b(\lambda) - D(\lambda), \quad (2.38)$$

em que  $K(\lambda)d\lambda$  e  $D(\lambda)d\lambda$  são a energia e a taxa de dissipação devido às circulações associadas com todas nuvens que possuem fração de entranhamento entre  $\lambda$  e  $d\lambda$ , respectivamente. A função  $A(\lambda)$  é a taxa de geração de energia cinética por unidade de massa na base da nuvem [ $m_b(\lambda)$ ], devido ao trabalho realizado pela força de flutuabilidade.  $A(\lambda)$  positivo pode ser considerado como um critério para a instabilidade convectiva, mas não é uma condição suficiente para a geração de energia cinética. Ele depende também de  $m_b$ , embora em um ambiente convectivamente instável, seja positivo. Havendo aumento de  $m_b$ , ocorre geração de energia cinética positiva, que é um mecanismo de disparo para a convecção cumulus.

A variação no tempo de  $A(\lambda)$  é resultado das contribuições dos processos de grande escala e da escala de cumulus, tal que:

$$\frac{dA(\lambda)}{dt} = \left[ \frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_{CU} + \left[ \frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_{LS}. \quad (2.39)$$

Os termos de grande escala são as forçantes  $F(\lambda)$ , que quando positivas, favorecem o aumento de  $A(\lambda)$ .  $F(\lambda)$  é dado pela seguinte expressão:

$$F(\lambda) = F_c(\lambda) + F_M(\lambda), \quad (2.40)$$

em que  $F_c(\lambda)$  e  $F_M(\lambda)$  representam a desestabilização da grande escala por processos na camada de nuvem e na CLA, respectivamente. O termo  $F_c(\lambda)$  aumenta  $A$  por meio do resfriamento adiabático do ambiente durante movimentos verticais ascendentes e  $F_M(\lambda)$  aumenta  $A$  por meio de mecanismos que produzem aprofundamento da CLA. Dentre estes, tem-se o aumento do fluxo vertical de energia estática durante o aquecimento diurno em baixos níveis.

Os termos associados à nuvem têm dependência linear com  $m_b$  e podem ser tratados por um *Kernel* [ $K(\lambda, \lambda')$ ], tipicamente negativo, dado por:

$$\frac{dA(\lambda)}{dt} = \int_0^{\lambda_{max}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' + F(\lambda). \quad (2.41)$$

Aqui,  $\lambda'$  indica as nuvens cujo o raio é menor do que o raio das nuvens do tipo  $\lambda$  (nuvens em formação). O *Kernel* é uma expressão para a interação entre nuvens (correntes ascendentes e descendentes) e depende de algumas propriedades, como o fluxo de massa em cada nível e a taxa de desentranhamento. Representa o meio de as nuvens atuarem para estabilizar o ambiente. Ele é dado por três partes:

$$K(\lambda, \lambda') = K_V(\lambda, \lambda') + K_D(\lambda, \lambda') + K_M(\lambda, \lambda') \quad (2.42)$$

em que  $K_V(\lambda, \lambda')$  é o *Kernel* do fluxo de massa vertical e diminui  $A(\lambda)$  devido ao aquecimento associado à subsidência compensatória induzida por nuvens do tipo  $\lambda'$ . O termo  $K_D(\lambda, \lambda')$  refere-se ao fluxo de desentranhamento e é nulo se  $\lambda' < \lambda$  e positivo se  $\lambda' > \lambda$ , o que implica que nuvens mais baixas aumentam  $A(\lambda)$  de nuvens mais profundas por meio do resfriamento e umedecimento do ambiente. Já  $K_M(\lambda, \lambda')$  representa a interação da CLA com a nuvem. Ele pode aumentar ou diminuir  $A$  em função da fração de ar da CLA que entranha na nuvem.

A hipótese de QEC justamente atribui um estado de *quase-equilíbrio* entre os termos da escala da nuvem e a forçante de grande escala, tal que:

$$\frac{dA(\lambda)}{dt} = 0. \quad (2.43)$$

Dentro desta consideração, o fluxo de calor latente entre as nuvens não aquece o ambiente diretamente, mas mantém o fluxo de massa das nuvens.

No esquema de Grell (1993), assume-se que mudanças observadas da energia disponível para flutuabilidade (*Available Buoyant Energy* - *ABE*) são conhecidas e que toda mudança pode ser separada em mudanças devido a duas partes: à grande escala e à convecção cumulus. Grell (1993) modificou o fechamento de Arakawa e Schubert (1974), utilizando um fechamento associado à estabilidade, em que a integral da ABE devido à atividade convectiva equilibra os efeitos desestabilizantes dos sistemas de grande escala e de escala local da seguinte forma:

$$\left(\frac{dABE}{dt}\right)_{tot} = \left(\frac{dABE}{dt}\right)_{LS} + \left(\frac{dABE}{dt}\right)_{CU}, \quad (2.44)$$

o que é consistente com o conceito de QEC, tal que:

$$\left(\frac{dABE}{dt}\right)_{tot} \approx 0. \quad (2.45)$$

Entretanto, este termo não pode ser resolvido analiticamente, devendo ser minimizado por métodos numéricos. Os autores citam que em modelos de mesoescala, assume-se que:

$$\left(\frac{dABE}{dt}\right)_{CU} = -\frac{ABE}{\Delta\tau}, \quad (2.46)$$

em que  $\Delta\tau$  é o intervalo de tempo sobre o qual a instabilidade é removida.

#### 2.4.2 Desempenho das parametrizações convectivas na simulação de precipitação

Para se obter melhores desempenhos dos modelos, é necessário conhecer como cada componente se comporta e por qual motivo elas falham ou não em determinadas ocasiões (CORREIA et al., 2008). Estudos relacionados ao desempenho de diferentes modelos numéricos em geral indicam que não há uma configuração ideal que gere os melhores resultados em termos de PNTC. Entretanto, vários trabalhos indicam que a maior variabilidade nas previsões numéricas está associada à escolha do esquema de parametrização convectiva (STENSRUD et al., 2000; JANKOV et al., 2005).

Wang e Seaman (1997) e Gallus (1999), entre outros, mostraram que a escolha da parametrização de convecção influencia fortemente os padrões de precipitação simulados.

Os erros associados às previsões de precipitação não devem ser atribuídos somente aos esquemas de parametrização convectiva (WANG; SEAMAN, 1997). As deficiências associadas a outras componentes dos modelos, bem como às condições iniciais utilizadas, também têm grande contribuição para o baixo desempenho das previsões (WANG; SEAMAN, 1997; STENSRUD et al., 2000). A utilização de esquemas de parametrização cujos processos físicos são representados de forma mais completa têm contribuído para melhorar as previsões numéricas tanto de sistemas precipitantes de mesoescala como fenômenos de maior escala. Entretanto, a interação da parametrização convectiva com os demais componentes do modelo ainda não é completamente entendida.

A adoção da verificação do desempenho de simulações de diferentes eventos meteorológicos a partir das mesmas condições iniciais é importante na tentativa de isolar os efeitos da alteração de parametrizações físicas a serem analisadas, o que pode facilitar a interpretação dos resultados obtidos. Wang e Seaman (1997) utilizaram esta abordagem para avaliar os esquemas de parametrização Kain-Fritsch (KF) (KAIN; FRITSCH, 1993), Betts-Miller (BM) (BETTS, 1986), Anthes-Kuo (AK) (KUO, 1965; KUO, 1974; ANTHES, 1977) e o esquema de Grell (1993) (GR) utilizando o Modelo de Mesoescala de quinta geração da *Pennsylvania State University-National Center for Atmospheric Research* (MM5/PSU/NCAR) na simulação de diferentes casos de eventos meteorológicos associados à ocorrência de precipitação. O modelo foi utilizado com dois diferentes espaçamentos de grade (36 km e 12 km). As previsões foram avaliadas em termos de tempo, evolução, intensidade e estrutura da precipitação, e as respectivas características dinâmicas e termodinâmicas do ambiente de mesoescala durante o inverno e verão. Os resultados de Wang e Seaman (1997) indicaram que os esquemas KF e GR, os quais incluem a parametrização de correntes descendentes, demonstram melhor performance na previsão de precipitação durante a estação quente sobre a região continental dos Estados Unidos. Estes esquemas foram capazes de prever com boa acurácia os campos de vento, gradientes de temperatura, meso-altas e meso-baixas. Os autores destacaram que os esquemas de BM e AK não apresentaram bom desempenho na simulação destas características porque não possuem as correntes descendentes parametrizadas.

O esquema de BM é um tipo de esquema de ajuste convectivo (MANABE et al.,

1965), em que um estado atmosférico padrão é produzido por meio da ação da convecção, fazendo com que o estado do modelo seja trazido para uma condição de temperatura e umidade de referência (EMANUEL, 1994). AK considera como o controle dinâmico a convergência de umidade integrada verticalmente ( $M_t$ ). A convecção inicia quando existir instabilidade condicional e quando  $M_t$  atingir um valor padrão. Parte da convergência de umidade é utilizada para umedecer a coluna e outra parte para gerar precipitação. Em ambos os esquemas, não há um modelo de nuvens que controla os campos estáticos.

Cohen (2002) utilizou a mesma abordagem utilizada por Wang e Seaman (1997) também utilizando o modelo MM5/PSU/NCAR, exceto com o objetivo de verificar sua performance na simulação de uma brisa marítima idealizada. Seus resultados indicaram que o esquema GR apresentou tendências muito pequenas de aquecimento e secamento devido à convecção no nível de fonte das correntes de ar ascendentes, minimizando os efeitos do ar frio para reduzir a instabilidade na CLP. Da mesma forma, o esquema BM apresentou a mesma deficiência. Com relação à taxa de precipitação, nos esquemas BM e KF, a chuva convectiva é dependente do grau de instabilidade condicional, enquanto que no esquema GR, a chuva é calculada com base na taxa de desestabilização, incluindo os efeitos da advecção horizontal e vertical. Cohen (2002) destaca que o esquema KF tem melhor desempenho para fenômenos de menor escala, como a convecção produzida por uma brisa marítima. Ambos os resultados dos trabalhos de Wang e Seaman (1997) e Cohen (2002) sugerem que o fechamento do esquema de KF baseado na energia potencial disponível para convecção (*convective available potential energy*, CAPE) pode ter alguma vantagem em modelos de mesoescala.

Uma forma de fazer uso das diversas incertezas das previsões numéricas é gerar um conjunto de possíveis soluções numéricas (STENSRUD et al., 2000). Em função dos problemas associados às melhorias das previsões determinísticas de precipitação, as técnicas de previsão por conjunto têm sido cada vez mais utilizadas nos últimos anos (JANKOV et al., 2005). O objetivo desta técnica é prever a probabilidade de previsão de eventos futuros por meio da integração de um conjunto de previsões numéricas (LORENZ, 1965; MULLEN; BAUMHEFNER, 1994). Ela é vantajosa porque fornece informações probabilísticas da previsão, a qual pode ser de maior valor para os usuários do que uma previsão determinística (MURPHY, 1993), fornecendo a dispersão do conjunto, utilizada como uma estimativa das incertezas (TRACTON; KALNAY, 1993). Os membros do conjunto podem ser gerados utilizando diferentes condições iniciais, parametrizações físicas ou por meio da aplicação de diferentes

modelos numéricos (CASANOVA; AHRENS, 2009). Tem sido adotado o uso de diferentes parametrizações físicas, e portanto, de distintas configurações do modelo, como técnica de previsão por conjuntos (HOUTEKAMER et al., 1996; STENSRUD et al., 2000).

Stensrud et al. (2000) comparou dois conjuntos distintos de simulações numéricas. Um deles foi gerado a partir de cinco diferentes esquemas de parametrização convectiva, e o outro, a partir do uso de distintas condições iniciais, adotando as mesmas configurações físicas. Os autores investigaram 48h de previsões durante o verão na América do Norte e encontraram melhores resultados a partir do primeiro conjunto de simulações do modelo em situações em que a forçante de grande escala era fraca. Quando os movimentos verticais de grande escala eram mais intensos, o segundo conjunto de previsões apresentou melhor habilidade. De acordo com os autores, os resultados sugeriram que a utilização da variação de processos físicos do modelo é importante e é uma ferramenta potencialmente poderosa para a criação de previsões por conjunto.

A utilização de diferentes parametrizações em uma única versão do modelo é também vista como vantajosa, pois gera um conjunto de diferentes realizações da mesma ferramenta (BAO et al., 2011). Neste sentido, Grell e Dévényi (2002) (GD) desenvolveram um esquema de parametrização convectiva próprio para criar um conjunto de física dentro do mesmo modelo, utilizando as mesmas condições iniciais. O esquema foi gerado expandindo a parametrização convectiva de Grell (1993) para incluir várias hipóteses de fechamento de clássicos esquemas de parametrização convectiva comumente utilizados, os quais são muitas vezes utilizados em diferentes realizações para gerar uma previsão por conjuntos. O esquema de parametrização GD proporciona mais liberdade aos usuários para escolher uma ou mais hipóteses e fechamentos dentro das várias opções existentes. Os membros do conjunto são escolhidos para permitir uma grande dispersão em termos de precipitação convectiva (BAO et al., 2011). O conjunto de fechamentos consiste em distúrbios em torno dos fechamentos clássicos de Grell (1993), uma versão simplificada de Arakawa e Schubert (1974), Kain e Fritsch (1993), de *low-level omega* (BROWN, 1979; FRANK; COHEN, 1987) e do tipo Kuo (KRISHNAMURTI et al., 1983), doravante GR, AS, KF, LO e MC, respectivamente. GD utiliza estes membros para determinar a média do conjunto, gerando uma representação numérica da precipitação e das taxas de aquecimento e umedecimento atmosférico.

Freitas et al. (2005b) utilizaram o esquema de parametrização de GD para simular

a precipitação acumulada em 24h do dia 21 fevereiro de 2004 com o modelo regional BRAMS. Os acumulados intensos observados no referido período estiveram associados a um caso de ZCAS que esteve ativa entre os dias 20 a 25 de fevereiro de 2004. O modelo foi utilizado com espaçamento de grade de 50 km. A parametrização convectiva contou com um conjunto de 3 membros de função gatilho, 3 de eficiência de precipitação e um fechamento específico em cada simulação. As simulações utilizando os fechamentos individuais de AS, GR, KF, LO e MC, além da média do conjunto (EN) foram comparadas com os campos de precipitação estimados pelo GPCP e pelo TRMM. Os autores verificaram que os esquemas de AS, GR e KF apresentaram melhor performance na representação da atividade convectiva associada à ZCAS. A solução obtida da média do conjunto apresentou um resultado superior na reprodução do campo observado. Porém, sobre o Oceano Atlântico Sul, a precipitação foi subestimada, enquanto que no Oceano Atlântico Tropical Norte, ocorreu superestimativa da precipitação.

A média do conjunto em geral não é a melhor escolha, já que em algumas opções alguns membros individuais podem fornecer melhores previsões de precipitação. A média só é a melhor escolha quando os membros do conjunto não são dispersivos (STENSRUD et al., 2000). O conjunto GD poderia ser melhorado utilizando uma melhor combinação dos membros do conjunto. Em uma primeira aproximação, os resultados do modelo com diferentes opções de fechamento poderiam ser combinados com um método de ponderação de previsões. Muitos métodos têm sido utilizados para combinar os diferentes membros de um conjunto de previsões para gerar um conjunto corrigido. Um método de conjunto que requer várias saídas do modelo e é aplicado em vários estudos é chamado de *multimodelsuperensemble* (KRISHNAMURTI et al., 1999; KRISHNAMURTI et al., 2000; KRISHNAMURTI et al., 2002), que é ponderado com um conjunto adequado de pesos calculado durante um período de treinamento (CANE; MILELLI, 2010). Cane e Milelli (2010) utilizaram várias saídas de um modelo numérico para gerar pesos para obter uma estimativa combinada de precipitação por minimização dos mínimos quadrados da diferença entre o modelo e o campo observado utilizando o método de Gauss-Jordan aplicado a Piemonte, na Itália. Os autores utilizaram os dados do período de março de 2006 a agosto de 2008 de 342 estações meteorológicas, juntamente com diferentes resultados do modelo do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) e diferentes versões do modelo *Consortium for Small-scale Modeling* (COSMO). Os pesos foram calculados apenas uma vez, durante um período de treinamento, e, em seguida, aplicado durante o tempo de integração de previsão. Os resultados mostraram uma melhoria importante para limiares de precipitação leve, com a redução



do viés do modelo e dos pontos de grade de previsão de chuva onde não havia sido observada sua ocorrência.

### 2.4.3 Simulações do ciclo diurno da precipitação

Apesar da deficiência dos modelos numéricos de PNTC em prever corretamente a precipitação, principalmente em regiões tropicais e durante o verão, estas ferramentas em geral apresentam um razoável desempenho, o que torna útil a utilização dos modelos numéricos no ambiente operacional. Entretanto, é consenso que todos os modelos apresentam um erro claro na representação do ciclo diurno da precipitação (BETTS; JAKOB, 2002; MOTA, 2004; Santos e Silva, 2009; Santos e Silva et al., 2012). Geralmente os modelos produzem o máximo de precipitação durante a manhã, enquanto que na natureza é observado no final da tarde (YANG; SLINGO, 2001).

Betts e Jakob (2002) compararam as previsões de curto prazo do modelo do ECMWF com os dados coletados durante o *Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign* (WETAMC) do experimento *Large-Scale Biosphere-Atmosphere* (LBA) na Amazônia. O modelo produziu precipitação durante as primeiras horas da manhã, enquanto que a precipitação observada ocorreu cerca de seis horas mais tarde. A má representação da transição do estágio de cumulus rasos para cumulus profundos é a principal causa para esta deficiência no modelo. A convecção rasa está associada com processos da CLP e é governada pelos fluxos de calor na superfície e entranhamento no topo da camada de mistura (RIO et al., 2009). As nuvens rasas pré-condicionam a convecção profunda por meio do aprofundamento da CLP e umedecimento da camada de inversão (CHABOUREAU et al., 2004; STEVENS, 2006), tornando importante a representação realista da transição entre a convecção rasa e a profunda em modelos numéricos. Normalmente, as nuvens rasas são parametrizadas por um esquema diferenciado, o que compromete a representação realística da natural transição da atividade convectiva (RIO et al., 2009).

Para capturar corretamente o ciclo diurno da atividade convectiva e precipitação, é essencial a correta representação dos processos turbulentos na CLP e o desenvolvimento da convecção rasa (RIO et al., 2009). Entretanto, os processos físicos associados ao acoplamento superfície-atmosfera por meio das parametrizações de convecção e de superfície e turbulência não são bem representados nos modelos numéricos. Santos e Silva (2009), Santos e Silva et al. (2012) incluíram uma metodologia de função disparo da convecção no modelo regional BRAMS acoplada aos fluxos de calor sensível e calor latente à superfície para aperfeiçoar a representação do ciclo

diurno da precipitação sobre a Bacia Amazônica. Tais fluxos se tornam forçantes das parcelas de ar ascendentes. O fato da parcela de ar ser ascendida adiabaticamente na atmosfera e apresentar propriedades homogêneas na CLA faz com que haja uma redução da energia potencial disponível para a convecção e portanto geração de estabilidade estática na atmosfera durante o início da manhã, fato este que é fisicamente inconsistente com o adiantamento do máximo de precipitação neste período. Verificou-se que sobre Rondônia e sudoeste da Amazônia, a versão original do modelo simulava o máximo de precipitação em torno das 1400 UTC (10:00 HL). Depois de implementada a nova funcionalidade no modelo, o máximo de precipitação passou a ocorrer às 1800 UTC (14 HL), enquanto que as observações indicavam que este máximo ocorria às 1900 UTC (15:00 HL).

## 2.5 Problemas Inversos

Na natureza, observam-se fenômenos que geralmente são explicados por leis físicas. A descrição física de um processo ou fenômeno pode ser alcançada por uma expressão analítica. É possível inferir um conjunto de dados a partir de um modelo que descreva as leis físicas relacionadas a este fenômeno. Este é um problema direto, considerando-se que se conhecem os fenômenos observados, ou seja, suas causas e buscam-se os seus efeitos (WOODBURY, 2009).

Diferentemente, um problema inverso geralmente não possui uma solução analítica inversa, e portanto, não se pode conhecer diretamente sua solução. O objetivo é a reconstrução do modelo dado um conjunto de medidas. Portanto, a partir de um modelo inverso, espera-se utilizar os efeitos desejados para obter as causas associadas ao modelo inverso. Para isso, assume-se que um problema inverso deva ser tratado como um problema de otimização.

As principais motivações para modelagem inversa residem na calibração de modelos, ajuste de condições iniciais e de contorno, caracterização de materiais, descrição do estado de um sistema dinâmico (perfis de temperatura e umidade, por exemplo), entre outros. Há uma ampla variedade de aplicações para análise inversa, e uma lista, incompleta, seria:

- prospecção geofísica: a investigação de feições da subsuperfície de dimensões relativamente pequenas, a partir da observação de seus efeitos nos campos físicos e na propagação de ondas sísmicas;
- projeto ótimo;

- tomografia computadorizada: tecidos com diferentes composições absorvem a radiação X de forma diferente. Assim, a tomografia indica a quantidade de radiação absorvida por cada parte do corpo analisada e traduz essas variações, produzindo uma imagem;
- assimilação de dados: consiste na obtenção de estimativas de certas variáveis e parâmetros, baseadas no conhecimento de observações afetadas por erros de natureza aleatória. Tais estimativas são inseridas em um sistema operacional de PNTC;
- sensoriamento remoto: determinação de perfis de variáveis meteorológicas por meio de algoritmos para o cálculo da inversão da equação da transferência radiativa;
- cinética inversa em robótica;
- defectometria em caracterização de materiais compostos;
- restauração de imagens;
- detecção de dano em estruturas;
- caracterização de materiais: transferência de calor e massa.

Matematicamente, pode-se descrever a solução de um modelo direto pela seguinte equação:

$$A(x) = y, \tag{2.47}$$

em que  $A$  é o operador matemático, que representa o modelo direto,  $x$  representa os parâmetros de entrada do modelo e  $y$  representa o resultado final (saída) do sistema.

Assim como existe o problema direto, que a partir das causas geram-se os efeitos (dados), normalmente não existe  $A^{-1}(y)x$ , sendo necessário formular o problema inverso como um problema de otimização, como será descrito na Seção 2.5.1.

Segundo o matemático francês Jacques Hadamard ([WIKIPEDIA, 2009](#)), um modelo matemático dado pela relação  $A(x) = y$  que representa fenômenos físicos, deveria satisfazer três condições, a saber, para que seja bem postou ou bem condicionado:

- Existe solução:  $\forall y \in F \Rightarrow \exists x \in D_A$ , de modo que  $A(x) = y$  ;

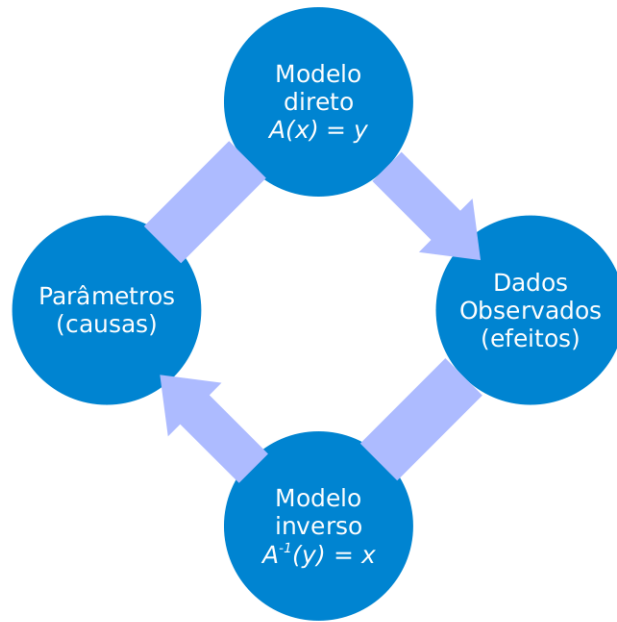


Figura 2.10 - Relação entre o modelo direto  $[A(x) = y]$  e o modelo inverso  $[A^{-1}(y) = x]$ .

- A solução é única:  $\forall x_1 \text{ e } x_2 \in D_A \text{ com } Ax_1 = Ax_2 \Rightarrow x_1 = x_2$ ;
- A solução tem uma dependência contínua (suave) com os dados de entrada:  $\forall x_1 \text{ e } x_2 \in D_A \text{ com } A(x_1) = y_1 \text{ e } A(x_2) = y_2 \Rightarrow x_1 \rightarrow x_2 \text{ em } X, \text{ logo } y_1 \rightarrow y_2 \text{ em } F$ . De forma simples, pequenas variações em  $x$  devem implicar também pequenas variações em  $y$ .

Se alguma destas condições não é satisfeita, o problema é dito mal-posto. Problemas inversos são tipicamente mal-postos. Em geral, nenhuma das condições de Hadamard é satisfeita em um problema inverso (ARSENIN et al., 1977). Os resultados obtidos podem apresentar mais de uma solução, tornando-o matematicamente mal posto.

A presença de ruídos nos dados experimentais e/ou modelos diretos imperfeitos acenam a natureza mal condicionada do operador matemático inverso. A presença de ruído torna a inversão instável, levando a soluções que se traduzem por oscilações espúrias (muitas vezes não correspondem à realidade física) nos parâmetros estimados. Portanto, o mal condicionamento é intrínseco a um problema inverso.

Os problemas inversos podem ser classificados a partir do tipo de *causa* a ser determinada (de Campos Velho, 2008). A seguir são enumeradas as mais utilizadas categorias de classificação de problemas inversos, de acordo com de Campos Velho (2008):

- Solução inversa analítica explícita (no caso de existir uma expressão analítica para o problema inverso) ou implícita (no caso que não existe a formulação analítica inversa);
- Determinísticos e estocásticos: ao formular o problema inverso como um problema de otimização, é necessário resolvê-lo utilizando um algoritmo que pode ser determinístico ou estocástico;
- Causas a serem determinadas: condição inicial, de contorno, termo de fonte/sumidouro, propriedades do sistema: associado à natureza da propriedade estimada;
- Estimacão de parâmetros, estimacão de funções: associadas à natureza da solução inversa (BECK et al., 1985);
- Discreto ou contínuo: associado à dimensão do problema (NETO; NETO, 2005).

### 2.5.1 Formulação do Problema Inverso como problema de otimização

Se o problema inverso é representativo da realidade, admite-se que ele é complexo para ser tratado matematicamente, sendo necessário realizar simplificações para que ele possa ser implementado numericamente. Uma forma de obter a solução implícida associada ao problema é tratá-lo como um problema de otimização.

Neste contexto, partindo de uma solução candidata, aplica-se o modelo direto para se obter um efeito que pode ser comparado ao observado. Desta forma, pode-se assumir este processo inúmeras vezes, até que o efeito esteja o mais próximo possível do observado, gerando-se inúmeras soluções. Este processo é o método de se calcular uma função objetivo, tal que

$$[J(P)] = \min \|A(x) - y\|, \quad (2.48)$$

a fim de minimizar ou maximizar o funcional  $[J(P)]$  visando a aproximação da solução do modelo inverso às causas que o geraram.

A otimização está associada, portanto, à resolução de problemas por meio da maximização ou minimização de uma função, denominada de função objetivo ou função custo, utilizando a escolha sistemática dos valores de uma variável analisada dentro



Figura 2.11 - Esquema que mostra uma dada função com seus mínimos locais e um único mínimo global, o qual é o valor ótimo da função.

de um espaço de soluções possíveis. Dentro deste espaço, a otimização visa encontrar o valor ótimo do funcional, garantindo o melhor resultado.

O ótimo de um funcional pode ser global, quando representa o melhor valor de todo o espaço de busca, ou local, quando representa o melhor valor de um subespaço. Este conceito é esquematicamente representado pelo mínimo global identificado da Figura 2.11. Neste exemplo, mostra-se uma função que apresenta três mínimos, sendo que destes, dois são mínimos locais e apenas um é o ótimo da função (ótimo global). Para que se possa encontrar com máxima eficiência este mínimo, deve-se utilizar um algoritmo de otimização, que com o menor número de iterações possíveis possa localizar este ponto.

Existem vários algoritmos de otimização, divididos em dois grandes grupos: determinísticos e estocásticos. Os métodos determinísticos buscam a solução do problema com uma sequência exata de passos iterativamente ou não, enquanto os métodos estocásticos seguem um procedimento que depende de variáveis aleatórias (EBERHART et al., 2001).

Entre os determinísticos, pode-se citar os métodos de máxima descida, Newton, Quase-Newton (Q-N), Gradiente Conjugado, Método de Levenberg-Marquadt (MLM), Método *Simplex*. Entre os métodos estocásticos, tem-se Recozimento Simulado (do inglês *Simulated Annealing* - SA), Algoritmos Genéticos (do inglês *Genetic Algorithm* - GA), busca Tabu, otimização extrema, otimização por colônia de for-

mingas (do inglês *Ant Colony Optimization* - ACO), otimização por enxame de partículas (PSO) (do inglês *Particle Swarm Optimization*) (de Campos Velho, 2008), *Firefly* (vagalumes) (YANG, 2008), *Multiple Particle Collision Algorithm* (algoritmo de colisão de múltiplas partículas, MPCA) (LUZ et al., 2008), Otimização Extrema Generalizada (GALSKI, 2006).

Diversos estudos têm feito uso de técnicas de otimização para resolver problemas inversos em Meteorologia (ROBERTI, 2005; LUZ, 2007; SHIGUEMORI, 2007; LUZ, 2012; SANTOS et al., 2013a; SANTOS et al., 2013b). Roberti (2005) e Luz (2007) utilizaram técnicas para estimar a intensidade da emissão de fontes de poluição, onde o Problema Inverso foi formulado como um problema de otimização. Roberti (2005) utilizou os métodos determinísticos Q-N e MLM na estimação de coeficientes de difusão vertical sob condição de atmosfera neutra e convectiva. Verificou-se que o método QN gerou melhores resultados utilizando-se diferentes níveis de ruído nos dados experimentais e condições de estabilidade atmosférica (convectiva e neutra). Já o MLM resolveu o problema quando a função a ser estimada era aproximada por uma função conhecida, na qual os parâmetros eram desconhecidos. Luz (2007) utilizou a técnica estocástica PSO com o mesmo objetivo buscado por Roberti (2005). O autor obteve um ganho computacional com a utilização deste método, principalmente levando em consideração que um método estocástico necessita de mais tempo computacional para que o resultado convirja (LUZ, 2007; LUZ, 2012).

Problemas Inversos são também utilizados na área de sensoriamento remoto da atmosfera, na tentativa de obter perfis atmosféricos a partir de dados de radiância (CARVALHO, 1998; SHIGUEMORI, 2007). O uso de Problemas Inversos já é bem estabelecido e se mostra uma técnica eficiente na resolução de problemas associados à meteorologia.

### 2.5.1.1 Algoritmo de otimização *Firefly* (FY)

A solução de um problema de otimização geralmente envolve a maximização ou minimização de uma função objetivo definida sobre um certo domínio. Num problema com múltiplos mínimos (ou máximos) locais, a busca de um ótimo global pode ser um objetivo difícil de se alcançar. Muitas vezes, vale a pena obter uma aproximação de boa qualidade e que possa ser calculada rapidamente, do que buscar um ótimo global que pode ser computacionalmente inviável (MOREIRA et al., 2009). Neste contexto, a Inteligência Artificial dispõe de uma série de algoritmos metaheurísticos bioinspirados como, por exemplo, Algoritmos Genéticos, *Firefly*, o PSO, entre outros. Estes algoritmos são métodos estocásticos que utilizam informação e intuição

sobre o problema para produzirem soluções rápidas e de boa qualidade.

O algoritmo de otimização *Firefly* (FY) foi proposto por Yang (2008) e é baseado na característica de bioluminescência de vagalumes, que são insetos conhecidos pela emissão de luz. De acordo com Yang (2008), a biologia ainda não tem um conhecimento completo para determinar todas as utilidades da emissão da luz pelos vagalumes, muito embora tenham sido identificadas duas destas, a saber:

- Ferramenta de comunicação e atração entre os parceiros reprodutivos;
- Usado como isca para atrair eventuais presas.

A primeira função da bioluminescência vem do fato observado de que em determinadas espécies de vagalumes, a taxa de intermitência e a intensidade dos *flashes* luminosos é parte essencial do mecanismo que atrai ambos os sexos para o ritual de acasalamento. Na maioria das espécies, as fêmeas são atraídas pelo brilho emitido pelos machos. Outra característica observada nos vagalumes, quando da existência de uma grande quantidade destes em uma área comum, é o fenômeno de sincronização para a emissão dos *flashes*, evidenciando uma característica de auto-organização (YANG, 2008).

Para implementar o algoritmo baseado no comportamento dos vagalumes, Yang (2008) definiu três regras, tal que: (i) os vagalumes são assexuados, podendo qualquer vagalume atrair ou ser atraído; (ii) a atratividade é proporcional ao brilho emitido e decai com a distância entre os vagalumes; (iii) determina-se o brilho emitido por um vagalume pela sua avaliação frente à função objetivo, ou seja, quanto melhor avaliado, mais brilhante; (iv) a atratividade de um vagalume é determinada pela intensidade da luz emitida, que por sua vez é função de sua avaliação.

Existem duas informações importantes para determinar o algoritmo: a variação da intensidade da luz e a formulação da atratividade.

Para um caso mais simples, o brilho de um vagalume ( $I$ ) em um local particular é função de sua localização, ou seja:

$$I(x) \propto f(x), \quad (2.49)$$

e a atratividade ( $\beta$ ) é relativa à posição do vagalume que está observando o vagalume mais atrativo. Portanto,  $I$  depende da distância  $r_{ij}$  entre o vagalume  $i$  atraído pelo



brilho do vagalume  $j$  no meio.

A intensidade da luz diminui com o aumento da distância de sua fonte e depende do meio onde ela propaga, contribuindo para a variação da atratividade em função do grau de absorção.

Inicialmente, assume-se que  $I$  varia de acordo com o inverso do quadrado da distância ( $r$ ),

$$I(r) = \frac{I_f}{r^2}, \quad (2.50)$$

em que  $I_f$  é a intensidade da fonte luminosa. Assumindo um meio com um coeficiente de absorção fixo  $\gamma$ ,  $I$  varia com  $r$ , ou seja:

$$I(r) = I_0 e^{-\gamma r}, \quad (2.51)$$

onde  $I_0$  é a intensidade de luz original. Devido à singularidade na Equação 2.50 ( $r = 0$ ), o efeito combinado entre a lei do inverso do quadrado da distância e a absorção se dá de uma forma Gaussiana, tal que:

$$I(r) = I_0 e^{-\gamma r^2}, \quad (2.52)$$

e expandindo em série de Taylor, obtém-se:

$$I(r) = \frac{I_0}{1 + \gamma r^2}. \quad (2.53)$$

A atratividade  $\beta$  é proporcional à intensidade da luz vista pelo vagalume adjacente e é dada por:

$$\beta(r) = \beta_0 e^{-\gamma r^2}, \quad (2.54)$$

em que  $\beta_0$  é a atratividade em  $r = 0$ . Esta função também pode ser aproximada por série de Taylor à seguinte função:

$$\beta(r) = \frac{\beta_0}{1 + \gamma r^2} . \quad (2.55)$$

A distância entre quaisquer dois vagalumes  $i$  e  $j$  no ponto  $x_i$  e  $x_j$ , respectivamente, é a distância cartesiana, dada por:

$$r_{ij} = \|x_i - x_j\| = \sqrt{\sum_{k=1}^d (x_{i,k} - x_{j,k})^2}, \quad (2.56)$$

em que  $x_{i,k}$  é o  $k$ -ésimo componente da coordenada espacial  $x_i$  do  $i$ -ésimo vagalume e  $d$  é a dimensão do problema.

O movimento do vagalume  $i$  atraído por outro vagalume mais brilhante  $j$  é determinado por:

$$x_i = x_i + \beta_0 e^{-\gamma r_{ij}^2} (x_j - x_i) + \alpha (rand - \frac{1}{2}), \quad (2.57)$$

em que  $\alpha$  é o parâmetro de aleatoriedade e  $rand$  é um número gerador de aleatoriedade uniformemente distribuído entre  $[0, 1]$ .

O segundo termo do lado direito da Equação 2.57 é devido à atração, enquanto que o terceiro é o termo aleatório. Este termo está associado à aleatoriedade do movimento do vagalume  $i$  em direção ao vagalume  $j$ . Sem ele, possivelmente os vagalumes seriam atraídos por um vagalume que não seria necessariamente o mais brilhante. A solução poderia ser restringida a mínimos locais, sendo direcionada diretamente e em linha reta, à melhor solução dentro de seu espaço de busca local. Com a aleatoriedade, a busca sobre pequenos desvios possibilita fugir de mínimos locais, tendo-se mais chances de se encontrar o mínimo global da função.

O parâmetro  $\gamma$  caracteriza a variação da atratividade, sendo muito importante na eficiência da determinação da velocidade de convergência. Teoricamente,  $\gamma \in [0, \infty)$ , mas na prática,  $\gamma = O(1)$ , e varia de 0,1 a 10.

Assim, o algoritmo FY requer a definição dos seguintes parâmetros, os quais são resumidos na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 - Lista de parâmetros a serem definidos no algoritmo FY.

Parâmetro	Descrição
$\alpha$	Parâmetro de aleatoriedade
$\beta_0$	Atratividade inicial em $r = 0$
$\gamma$	Coefficiente de absorção da luz no meio (controla o decaimento da intensidade da luz)
$n$	Número de vagalumes
$G$	Número de iterações ou populações de vagalumes
$d$	Número de dimensões



### 3 METODOLOGIA

A metodologia descrita no presente Capítulo é baseada em estudos de sensibilidade do modelo BRAMS às respostas da aplicação do FY. A utilização de métodos de otimização para resolver problemas inversos é ampla. Entretanto, o problema principal a ser resolvido insere uma dificuldade no sentido de ser uma questão que ainda não foi aplicada a outros estudos. A inexistência de bibliografia tratando da aplicação do FY para resolução de problemas em meteorologia dificulta a comparação com os resultados obtidos. Por isso, delinear experimentos numéricos se torna uma tarefa difícil.

Os resultados obtidos com a metodologia proposta dependem fortemente do conjunto de dados observacionais utilizados. A escolha deste conjunto é particularmente difícil, tendo em vista a extensa gama de conjuntos de dados disponíveis atualmente. Entretanto, não há um consenso a respeito de qual fonte pode ser assumida como verdade absoluta. Cada uma possui suas limitações, suas vantagens e desvantagens. A principal justificativa para a escolha do conjunto de dados observacionais utilizados é o fato de o trabalho ter sido desenvolvido no ambiente operacional do CPTEC/INPE. Com isso, levou-se em consideração a disponibilidade dos recursos do centro, valorizando pesquisas já desenvolvidas.

O modelo BRAMS é executado operacionalmente dentro da estrutura do CPTEC/INPE, onde foram utilizados os recursos de supercomputação, como o supercomputador Tupã, Cray XE6. As configurações utilizadas para o modelo, bem como seus dados de inicialização e condições de contorno consistiram de uma reprodução do ambiente operacional.

Este capítulo tem a seguinte organização. Na Seção 3.1 são apresentados os dados observacionais utilizados no desenvolvimento e avaliação dos experimentos. Na Seção 3.2 são descritas as características do modelo regional BRAMS e a configuração utilizada neste estudo. A metodologia adotada para a resolução do problema inverso é descrita na Seção 3.3. Na Seção 3.4, descrevem-se os experimentos numéricos realizados e os métodos estatísticos de avaliação.

#### 3.1 Dados de precipitação

Dois conjuntos distintos de dados de precipitação foram utilizados. O primeiro conjunto é aquele obtido da versão 7 do algoritmo 3B42 (3B42\_V7), pela técnica TMPA (HUFFMAN *et al.*, 2007). Ele cobre a faixa latitudinal de 50°S a 50°N e a

faixa longitudinal de 180°W a 180°E, e está disposto em intervalos de tempo regulares de 3h com espaçamento de grade de 0,25 grau (aproximadamente 25 km no equador). O algoritmo 3B42 é produto de um conjunto de dados de precipitação combinados que leva em consideração a estimativa de precipitação pelo canal infravermelho (IR) e estimativa da raiz do erro médio quadrático (do acrônimo em inglês *root mean square error* - RMS) destes dados. O algoritmo consiste em duas etapas distintas: i) utilização dos dados do TRMM *Visible and Infrared Scanner* (VIRS) e TRMM *Microwave Imager* (TMI) (produtos do TRMM 1B01 e 2A12) e os parâmetros de calibração mensal TMI/TRMM *Combined Instrument* (TCI) (do produto TRMM 3B31) para produzir parâmetros mensais de calibração; ii) utilização desses parâmetros de calibração mensal para ajustar os dados de precipitação combinados, os quais consistem do *Geostationary Meteorological Satellite* (GMS), GOES-E, GOES-W, Meteosat-7, Meteosat-5 e NOAA-12. Tendo em vista que o TRMM passa por um processo de refinamento da sua qualidade, sua utilização é apropriada para fins de pesquisa. Estes dados estão disponíveis no banco de dados da Divisão de Operações (DOP) do CPTEC/INPE.

O segundo conjunto de dados é proveniente de uma rotina operacional da DOP/CPTEC/INPE de produção de informações combinadas de precipitação provenientes de estações meteorológicas disponíveis na América do Sul e dados do produto 3B42RT do TRMM, denominado MERGE (ROZANTE et al., 2010). O CPTEC/INPE mantém uma base de dados composta por cerca de 1500 estações de superfície que são regularmente transmitidas na rede GTS, estações meteorológicas automáticas (EMA) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), dados de Plataformas de Coletas de Dados (PCDs) mantidas pelo INPE em diversas regiões do Brasil, bem como observações rotineiramente coletadas por agências regionais (ROZANTE et al., 2010), tais como a Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME), Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba (AESA), Empresa de Pesquisa Agropecuária do Rio Grande do Norte (EMPARN), Instituto de Tecnologia de Pernambuco (ITEP), Departamento de Hidrometeorologia do Piauí (DHMI), Secretaria de Estado do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos de Alagoas (SEMARH/AL) e da Bahia (SEMARH/BA), Companhia Energética de Minas Gerais S.A. (CEMIG), Secretaria de Estado da Agricultura, Abastecimento, Aquicultura e Pesca do Espírito Santo (SEAG), Instituto Tecnológico SIMEPAR, do Paraná, Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de Santa Catarina (CIRAM), Instituto Agrônomo de Campinas (IAC), entre outros. O recebimento de dados destas fontes varia diariamente em função de sua disponibilidade. Na Figura 3.1 é mostrado um exemplo de

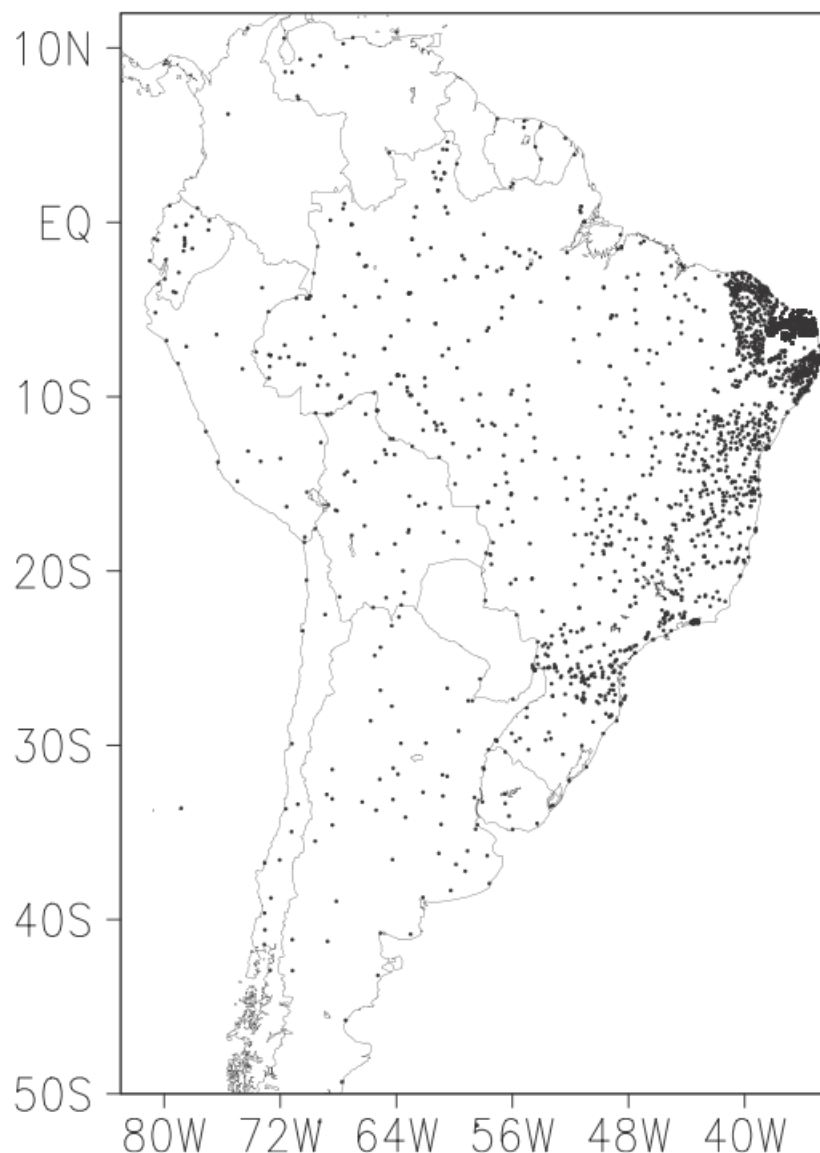


Figura 3.1 - Distribuição espacial das estações meteorológicas de diferentes fontes sobre a América do Sul.

Fonte: Rozante et al. (2010)

um dia de recebimento de dados no CPTEC/INPE a partir da distribuição espacial das estações meteorológicas de diferentes fontes sobre a América do Sul. Além de a distribuição ser irregular, a maior parte da rede de estações está concentrada na porção leste do continente.

O produto MERGE é produzido considerando-se os pontos de grade do TRMM em que as observações de superfície estão presentes. Os dados do TRMM não são utilizados no ponto de observação, de modo que é dado um peso máximo ao valor

observado. Desconsideram-se dados do TRMM em dois pontos de grade adjacentes ao ponto de observação, sendo 24 o número total em seu entorno onde o TRMM não é considerado. Todos os dados são interpolados para uma grade regular utilizando o método de análise objetiva de Barnes (BARNES, 1973). Esta metodologia consiste na aplicação de pesos a cada estação dentro de um raio de influência, como função da distância a um ponto de grade.

O MERGE foi escolhido para ser utilizado neste trabalho por ter sido desenvolvido no próprio CPTEC/INPE e, principalmente, por inserir informações de medidas de precipitação realizadas em diversas estações meteorológicas distribuídas pelo Brasil e América do Sul. Além disso, os dados recebidos pelo CPTEC/INPE passam por um controle de qualidade, o qual disponibiliza um produto confiável, utilizado para os mais diversos fins. A facilidade na disponibilidade do MERGE também foi o principal motivador, visto que foi possível adquirir os dados de acordo com as necessidades identificadas no presente trabalho (por exemplo, espaçamento de grade de 25 km) necessário, embora atualmente o espaçamento de grade operacional seja de 0,20° de lat/lon regular.

Uma breve análise do padrão de precipitação dado por ambos os conjuntos de dados é realizado na Seção 4. Objetivou-se apresentar o padrão climatológico dos dados, comparando-os subjetivamente, fazendo-se referência a outros estudos.

### 3.2 Modelo regional BRAMS

O modelo regional BRAMS é um projeto comum entre diversas instituições brasileiras, entre elas o CPTEC/INPE, e apoiado pela Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP). Ele é baseado na versão 6 do *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS) (WALKO et al., 2000). O RAMS foi desenvolvido para simular circulações atmosféricas variando da escala planetária até simulações de grandes turbilhões (do inglês *Large Eddy Simulations* - LES) da CLP (WALKO et al., 2000). É constituído das equações não-hidrostáticas quasi-Boussinesq descritas por Tripoli e Cotton (1982). Tem-se no modelo um esquema de aninhamento múltiplo que permite às equações serem resolvidas simultaneamente em qualquer número de grades computacionais com resoluções espaciais diferentes que interagem entre si. Também possui um complexo conjunto de módulos para simular processos, tais como transferência radiativa, troca de água, calor e *momentum* entre a superfície e a atmosfera, bem como transporte turbulento na CLP e microfísica das nuvens (FREITAS et al., 2009).



As variáveis são calculadas na grade C de Arakawa (MESINGER; ARAKAWA, 1976). Em um modelo tridimensional, isto significa que as três componentes do vento são previstas em seis superfícies de um ponto de grade que leva pontos alternados de grandezas vetoriais e escalares no espaço, enquanto que as demais variáveis escalares são definidas no ponto central. Um ponto escalar adjacente compartilha a face da grade, e portanto, o valor do vento. As formulações dos fluxos turbulentos de superfície, tais como os fluxos de calor sensível e latente, além da partição entre eles, são parametrizadas utilizando o *Land Ecosystem-Atmosphere Feedback-3* (LEAF-3) (WALKO et al., 2000).

Diversas funcionalidades especializadas para a América do Sul foram inseridas ao RAMS para que o modelo pudesse ser aplicado aos trópicos e subtropicais, resultando no modelo BRAMS (FREITAS et al., 2009). Uma delas foi a inclusão da parametrização de convecção rasa e profunda do tipo *ensemble* de GD. O esquema de convecção do BRAMS passou a ter uma função gatilho baseada na energia cinética turbulenta (do acrônimo em inglês *Turbulent Kinetic Energy*, TKE) do esquema de parametrização turbulenta da CLP. A função modula a distância máxima que a parcela de ar pode ascender partindo do seu nível inicial. O parâmetro utilizado é o *CapMax*, que representa a distância vertical máxima de ascensão da parcela e dispara a convecção na coluna se ela atingir o NCL, e subsequentemente, o Nível de Convecção Livre (do acrônimo em inglês *Level of Free Convection*, LFC). A base das nuvens é o LFC da parcela ascendida do nível de maior energia estática úmida. O topo das nuvens é obtido a partir do nível de equilíbrio da parcela com o ambiente. Santos e Silva (2009) implementou uma nova função gatilho, baseada na formulação proposta por Jakob e Siebesma (2003). Esta metodologia leva em consideração os fluxos de calor sensível e latente na superfície como forçantes para as parcelas de ar. Os trabalhos de Santos e Silva (2009), Santos e Silva et al. (2012) ressaltam que as simulações da convecção sobre a Amazônia geraram padrões mais próximos dos observados em função da melhor representação do disparo convectivo.

Outra implementação que contribuiu para o ganho de desempenho do modelo foi a inclusão da inicialização heterogênea da umidade do solo (GEVAERD et al., 2006b) a partir de dados provenientes de sensoriamento remoto da atmosfera em conjunto com um modelo de superfície. Além disso, os mapas de uso do solo foram atualizados para a Bacia Amazônica com dados fornecidos pelo projeto PROVEG (SESTINI et al., 2003) enquanto que o tipo de solo no Brasil é obtido do projeto Radar na Amazônia Brasil (RADAMBRASIL) (ROSSATO et al., 2002). Nas demais regiões são utilizados os mapas de uso do solo do *Olson Global Ecosystem* (OGE) (OLSON, 1994a). Os

dados do índice de vegetação por diferença normalizada (do acrônimo em inglês *Normalized Difference Vegetative Index*, NDVI) são derivados dos dados do *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) dos anos de 2001-2002 e processados pelo *Terrestrial Biophysics and Remote Sensing* (TBRS) (tbrs.arizona.edu). O BRAMS foi totalmente acoplado ao modelo *Coupled Aerosol and Tracer Transport* (CATT), formando o modelo CATT-BRAMS, que é resultado dos trabalhos de Longo (1999) e Freitas (1999). Maiores detalhes a respeito do modelo podem ser encontrados em Freitas et al. (2009), Longo et al. (2013).

### 3.2.1 Configuração do BRAMS adotada

O esquema de parametrização convectiva de GD é um conjunto construído por três perturbações da função gatilho, 3 perturbações da eficiência de precipitação e um total de 16 perturbações do fluxo de massa na base da nuvem, gerada a partir de cinco opções de fechamentos, proporcionando um número total de membros igual a  $3 \times 3 \times 16 = 144$ . Finalmente, considerando a média aritmética das funções gatilho, eficiências de precipitação e as perturbações de fechamento do fluxo de massa, a dimensão do conjunto é reduzida para cinco membros, indicados por GR, MC, LO, AS e KF, os quais representam diferentes formulações físicas para obtenção do valor do fluxo de massa na base da nuvem. A média aritmética fornece uma solução única (EN).

A parametrização de radiação de onda longa e curta é uma versão modificada do *Community Aerosol and Radiation Model for Atmosphere* (CARMA) (TOON et al., 1988; LONGO et al., 2006; LONGO et al., 2013). A advecção é resolvida com um esquema de segunda ordem e limitadores de fluxo para manter a solução positiva definida (TREMBACK et al., 1987). O esquema de advecção representa a formulação matemática para simular os transportes horizontais e verticais de *momentum* e escalares na escala da grade. Para calcular o transporte de escala de sub-grade associado à difusão turbulenta na CLP, utiliza-se o esquema de Mellor e Yamada (1974). A microfísica de nuvens tem nível 3 (FLATAU et al., 1989). Os dados de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) utilizados são semanais, obtidos da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) com espaçamento de grade de  $1^\circ$  de lat/lon (REYNOLDS et al., 2002). O solo é distribuído em sete camadas com profundidades de 0,02 m, 0,06 m, 0,14 m, 0,30 m, 0,62 m, 1,26 m, 2,54 m e 5,10 m.

A área de estudo compreende a América do Sul, e se estende de  $50^\circ\text{S}$  a  $12^\circ\text{N}$  e  $82^\circ\text{W}$  a  $25^\circ\text{W}$  (Figura 3.2). O modelo é utilizado com um espaçamento de grade de

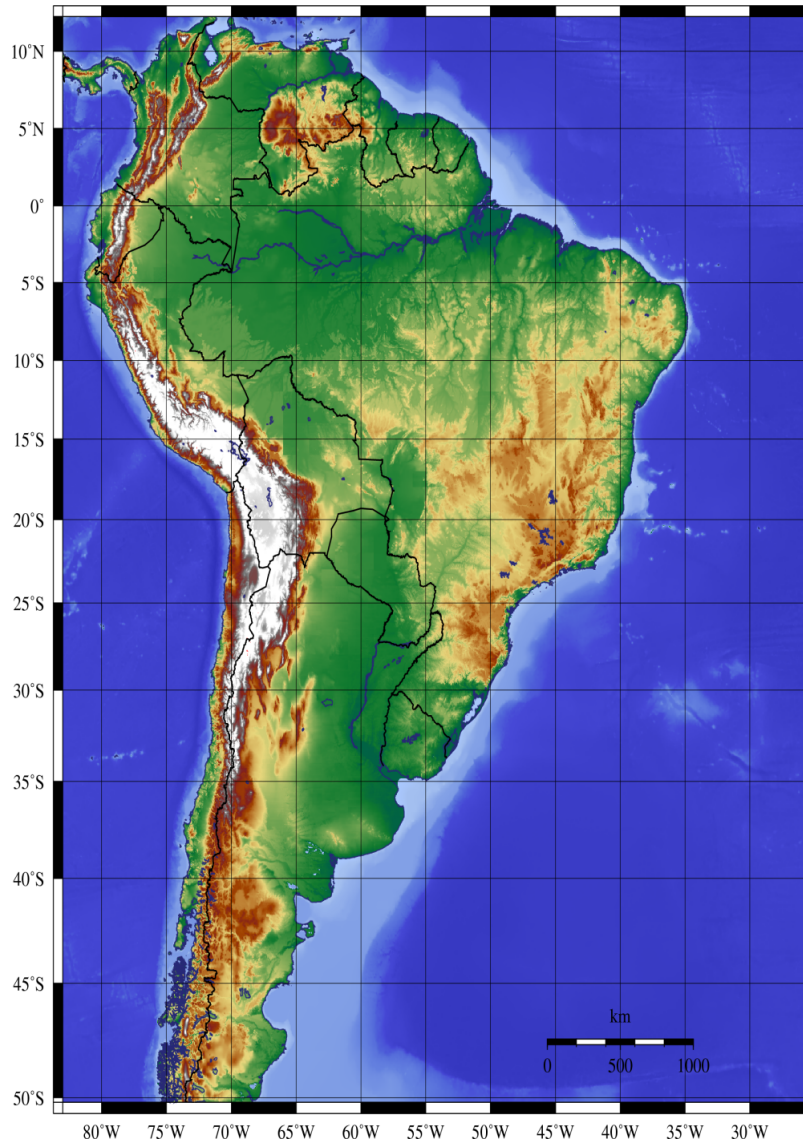


Figura 3.2 - Área de estudo, que compreende grande parte da América do Sul e se estende de 50°S a 12°N e 82°W a 25°W.

25 km sobre esta área, centrada em 20°S e 55°W, 40 níveis verticais, adotando-se como coordenada a sigma-z, resolução vertical de 100 m no primeiro nível, razão de incremento de 1,1, valor máximo de  $\Delta z$ , que é a variação da altura na vertical, igual a 950 m, com o topo do modelo em aproximadamente 22 km. O passo de tempo foi 40 s. A radiação é atualizada a cada 1800 s e a convecção a cada 900 s.

Como condição inicial para o estado atmosférico, foram utilizadas as análises do MCGA/CPTEC, com resolução T126L28, onde T representa o truncamento na onda de número 126 e L representa o número de níveis verticais (28 níveis). A condição de contorno é espacial e temporalmente variável, obtida pela técnica *four-dimensional*

*data assimilation* (4DDA), utilizando as mesmas análises do MCGA/CPTEC com frequência de 12h.

As principais características da versão do modelo BRAMS utilizada no presente trabalho são resumidas na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 - Principais características do modelo BRAMS.

Versão	4.3
Condição de contorno atmosférica	MCGA/CPTEC T125L28
Espaçamento de grade	25 km
Pontos em x	351
Pontos em y	351
Pontos em z	40
Níveis do solo	8
Centro da grade	20°S, 55°W
Parametrização de cumulus	GD
Radiação	CARMA (TOON et al., 1988; LONGO et al., 2006; LONGO et al., 2013)
Coordenada vertical	sigma-z
Equações básicas	Não-hidrostatica
Turbulência	Mellor e Yamada (1974)
Esquema de topografia	Média orográfica
Mapa de topografia	USGS (1 km de resolução) (GESCH et al., 1999)
TSM	NOAA (REYNOLDS et al., 2002), 1° lat/lon
Mapa de uso do solo	OGE (fora do Brasil)+IBGE/INPE (no Brasil) (1 km de resol.) (OLSON, 1994a; SESTINI et al., 2003)
Tipo de solo	FAO-INPE (55 km de resolução) (ZOBLER, 1999; ROSSATO et al., 1998)
Umidade do solo	Gevaerd et al. (2006b)

### 3.2.1.1 Esquema de parametrização de Grell e Dévényi (2002)

O esquema de GD é baseado na parametrização convectiva de Grell (1993), e leva em conta diversas hipóteses comumente utilizadas em outras metodologias, inserindo perturbações em alguns parâmetros.

Para o controle estático, GD definiram algumas hipóteses que afetam diretamente as redistribuições de calor e umidade, bem como a taxa de precipitação. É utilizada a taxa de entranhamento lateral, que considera que a convergência de massa na corrente ascendente é igual à diferença entre a parte de ar que entranha,  $\mu_{ue}(z, \lambda)$ , e a parte de ar que desentranha na nuvem,  $\mu_{ud}(z, \lambda)$ . A taxa de entranhamento lateral é dada pela Equação 2.11.

De acordo com Grell (1993), cada subconjunto é normalizado por  $m_b$  (Equação 2.26). As Equações 2.10 e 2.26 são utilizadas para chegar à Equação 2.14 para estimar as propriedades do modelo de nuvem, tais como o fluxo de massa normalizado, a condensação normalizada e os perfis de evaporação, energia estática úmida e conteúdo de água líquida para cada membro do *ensemble*. As equações para o balanço das correntes descendentes é similar às Equações 2.10 e 2.26.

Tendo em vista que o fluxo de massa nas correntes descendentes tem forte dependência no fluxo de massa das correntes ascendentes, GD consideraram:

$$m_0(\lambda) = \beta(\lambda) \frac{I_1(\lambda)}{I_2(\lambda)} m_b(\lambda). \quad (3.1)$$

O controle dinâmico da parametrização convectiva de GD são descritas a seguir:

#### Arakawa e Schubert (1974) e Grell (1993)

Estas hipóteses são baseadas na função trabalho da nuvem ( $A$ ) de Arakawa e Schubert (1974), modificada por Grell (1993).

Nesta abordagem, é assumido equilíbrio entre os termos forçantes e a resposta na escala da nuvem, tal que:

$$-\frac{A'(\lambda) - A(\lambda)}{dt} = \frac{A''(\lambda) - A(\lambda)}{m_b'(\lambda) dt} m_b(\lambda), \quad (3.2)$$

em que  $A'$  é a função trabalho da nuvem, calculada utilizando os campos modificados

pelos termos forçantes e  $A''$  é a função trabalho da nuvem calculada utilizando campos termodinâmicos modificados por uma nuvem com fluxo de massa arbitrário  $m'_b(\lambda)dt$ .

Como perturbação, GD utilizou o cálculo de  $A$  localmente, tal como em Grell (1993) e também assumindo um valor climatológico (ARAKAWA; SCHUBERT, 1974).

### **Fechamento do tipo Kain e Fritsch (1993)**

Este fechamento leva em consideração que a instabilidade é removida pela convecção, tal que:

$$-\frac{A(\lambda)}{(dt)_C} = \frac{A'(\lambda) - A(\lambda)}{m'_b(\lambda)dt} m_b(\lambda). \quad (3.3)$$

Aqui,  $m_b(\lambda)$  é suficientemente intenso para remover a instabilidade disponível dentro de um período de tempo específico  $[(dt)_C]$ ;

### **Convergência de umidade (KRISHNAMURTI et al., 1983)**

Este fechamento considera que a chuva total  $R$  é proporcional à advecção de umidade integrada verticalmente ( $M_t$ ). Considerando

$$R = M_t(1 + f_{emp})(1 - b). \quad (3.4)$$

O parâmetro  $b$  é o termo de umedecimento e  $f_{emp}$  é uma constante empírica. De acordo com Grell (1993), a precipitação é definida por:

$$R = I_1(\lambda)(1 - \beta)m_b(\lambda). \quad (3.5)$$

As Equações 3.4 e 3.5 podem ser utilizadas para calcular  $m_b$  em termos de  $M_t$ , que resulta em:

$$m_b = \frac{(1 + f_{emp})(1 - b)}{I_1(1 - \beta)}. \quad (3.6)$$

## Fechamento de Brown (1979) e Frank e Cohen (1987)

Conhecido também como LO, considera que  $m_b$  é proporcional ao fluxo de massa do ambiente de grande escala ( $\tilde{M}$ ) na baixa troposfera ( $l_t$ ), ou seja, ao movimento vertical ( $\omega$ ). No esquema original de GD, utilizam-se três níveis, a saber: 1) K22, que é o nível de máximo conteúdo de energia estática úmida, 2) Kbcon, que é o nível da base da nuvem e 3) o primeiro nível sigma do modelo. Este fechamento foi modificado por Frank e Cohen (1987) para assumir que o fluxo de massa é dado por:

$$m_{b(\lambda)} = m_{u(l_t, \lambda)} = \hat{M}_{l_t} - m_{d(l_t, t-\Delta t)}, \quad (3.7)$$

em que  $m_{d(l_t, t-\Delta t)}$  é o fluxo de massa da corrente descendente no passo de tempo anterior. O objetivo é simular o tempo de defasagem entre uma corrente ascendente e uma corrente descendente, tendo em vista que a segunda favorece a ocorrência de uma corrente ascendente de um sistema convectivo em um tempo posterior.

No esquema de GD, há a opção de se trabalhar com três membros para o *CapMax*, cada um recebendo um valor específico para a distância de ascensão da parcela. O *CapMax* de referência é 110 hPa com incremento e decremento de 20 hPa. Esta distância não é fixa e varia em função do tempo, mas GD assumem como constante para fins de simplificação.

Na versão operacional do modelo BRAMS, é utilizada a média do conjunto de  $m_b$  para cada passo de tempo e ponto de grade. Aqui, o usuário tem a liberdade de escolher entre utilizar a média do conjunto de todos os membros da parametrização convectiva, que corresponde ao EN (o que inclui todos os membros de fechamentos, eficiências de precipitação e taxas de entranhamento/desentranhamento), ou um fechamento específico.

Tendo em vista a importância de  $m_b$  para a determinação da intensidade da convecção e dos efeitos que a atividade convectiva provoca no ambiente de grande escala, utiliza-se o método de otimização FY para obter um balanço entre os membros de fechamento utilizados para o cálculo de  $m_b$  do conjunto de GD. A aplicação do FY também permitiu avaliar qual dos fechamentos tem maior impacto na parametrização convectiva do modelo.



### 3.3 Solução do Problema Inverso: estimação dos pesos

O problema inverso a ser resolvido consiste na obtenção dos pesos associados aos fechamentos da parametrização convectiva de GD. Para que a solução do problema seja obtida, é necessário formular o problema direto, que envolve a execução do modelo BRAMS. Foram realizadas cinco simulações de precipitação total com a parametrização convectiva ativa, utilizando-se as opções de fechamento GR, MC, LO, AS e KF. Os campos simulados foram denotados por  $P_{GR}$ ,  $P_{MC}$ ,  $P_{LO}$ ,  $P_{AS}$  e  $P_{KF}$  ( $P_i$ ,  $i = GR, MC, LO, AS, KF$ ), respectivamente.

O FY foi aplicado para resolver o Problema Inverso de estimação dos pesos, calculado como um problema de otimização. Embora a função objetivo adotada seja uma equação linear múltipla, os processos que envolvem a ocorrência de precipitação são altamente não lineares. A não linearidade inerente do problema insere dificuldades na modelagem correta da precipitação observada, tanto na localização quanto na intensidade. A aplicação de métodos convencionais de otimização, tais como aqueles baseados no método gradiente, têm menor desempenho na resolução de problemas não lineares. Além disso, estes métodos são muito caros do ponto de vista computacional e ineficientes em explorar espaços de buscas muito grandes (APOSTOLOPOULOS; VLACHOS, 2011), como é o caso do problema proposto. A principal vantagem do FY é a característica inerente de paralelismo do algoritmo, que a cada iteração, trata de um enxame de  $n$  vagalumes os quais geram  $n$  soluções. Cada vagalume trabalha como se fosse independente, resultando em uma convergência rápida (YANG, 2008; YANG, 2010). O algoritmo constrói sua própria solução a partir do processo de seleção dos vagalumes (APOSTOLOPOULOS; VLACHOS, 2011).

O FY foi implementado por Luz et al. (2009) no Laboratório de Computação e Matemática Aplicada (LAC) do INPE, aplicado ao Problema Inverso de estimação da condição inicial da equação de calor. O objetivo dos autores era comparar seu desempenho frente a outros algoritmos de otimização, e seus resultados indicaram que o FY é uma ferramenta robusta. A implementação do algoritmo foi modificada por Santos et al. (2010) visando aplicá-lo na melhoria dos campos de precipitação sobre a América do Sul, sendo possível utilizá-lo como um método em ponto de grade de um domínio maior (SANTOS et al., 2012; SANTOS et al., 2013a; SANTOS et al., 2013b).

No presente trabalho, assume-se que a função objetivo  $J(P)$  é o quadrado da diferença entre a combinação linear dos membros  $P_i$ , tal que  $P_M = \sum P_i$ , e o campo de precipitação real (gerado sinteticamente ou observado) ( $P_O$ ). O estimador  $J(P)$

é uma variável aleatória que minimiza a norma Euclidiana quadrada de  $P_M - P_O$ , ou seja,  $J(P)$  minimiza:

$$\begin{aligned}
J(\vec{P}) &= |P_M(\vec{W}^T) - P_O|^2 \\
&= \left[ P_M \vec{W} - P_O \right]^T \left[ P_M \vec{W} - P_O \right] \\
&= \sum_{i=1}^{w_i} [P_M(\vec{W}^T) - P_O]^2, \\
P_M &= \sum_i w_i P_i.
\end{aligned} \tag{3.8}$$

O conjunto de pesos é o vetor desconhecido denotado por  $\vec{W}^T = [w_{GR}, w_{MC}, w_{LO}, w_{AS}, w_{KF}]^T$ , que possui cinco dimensões ( $d = 5$ ) [ $\vec{W}^T \equiv (w_i, i = 1, \dots, d)^T$ ].

Cada membro de  $P_M$  está associado a um peso do vetor de parâmetros, e portanto,

$$\begin{aligned}
P_M &= w_{GR}P_{GR} + w_{MC}P_{MC} + w_{LO}P_{LO} + \\
&\quad w_{AS}P_{AS} + w_{KF}P_{KF}.
\end{aligned} \tag{3.9}$$

Assume-se que  $J(P)$  é o inverso da intensidade da luz de um vagalume. Cada indivíduo representa uma solução candidata (o vetor  $\vec{W}^T$ ), e o vagalume mais brilhante identifica o melhor conjunto de pesos para ponderar  $P_M$ . A melhor solução (o vagalume mais brilhante e conseqüentemente o mais atrativo) é o valor mínimo de  $J(P)$ .

Na Figura 3.3, é mostrado o fluxograma representativo da solução do problema inverso utilizando o FY. O primeiro passo consiste da inicialização dos parâmetros. Aqui, associa-se cada vagalume ao vetor  $\vec{W}^T$ , com cada componente no intervalo entre  $[0,1]$ . Assumiu-se que os pesos deveriam ser positivos, pois peso negativo implicaria em fluxo de massa ou precipitação negativos. Matematicamente, esta solução seria aceitável, mas fisicamente isso não é verdade. As simulações  $P_i$  são fornecidas como entrada para o FY e a saída é o melhor valor de  $\vec{W}^T$ .

A solução candidata inicial para o processo iterativo é gerada aleatoriamente. Os vagalumes são classificados com base na avaliação de  $J(P)$ , sendo o vagalume mais brilhante ordenado na primeira posição, e assim por diante. Este processo consiste

na avaliação da primeira população de vagalumes (primeira geração), e é repetida até a próxima geração. Se o número de iterações  $G$  é menor que o número máximo de gerações ( $G_{max}$ ), o processo continua. A geração de uma nova solução, ou seja, o movimento de um vagalume, é dado pela Equação 2.57. Para cada geração, o enxame de  $n$  vagalumes é classificado baseado na intensidade de sua luz e o vagalume mais brilhante (a solução com o mínimo de  $J(P)$ ) é escolhido como a potencial solução ótima. Na última iteração, o vagalume com a luz mais intensa entre a população de vagalumes é considerado a solução do problema inverso. Finalmente, o vetor  $\vec{W}^T$  é obtido.

### 3.4 Experimentos numéricos

Os experimentos numéricos foram realizados em três fases que consistiram em uma etapa de análise do desempenho do modelo BRAMS nas suas seis diferentes configurações, adotando-se um fechamento específico em cada simulação; a segunda etapa consistiu na avaliação do FY para obtenção de  $\vec{W}^T$ ; a terceira e última considerou a aplicação do método propriamente dito.

#### 3.4.1 Fase 1: análise do desempenho do modelo BRAMS (EXP0)

O experimento referido como EXP0 foi conduzido no início do trabalho com o objetivo de analisar o desempenho do modelo BRAMS utilizando-se diferentes escolhas de fechamentos da parametrização convectiva de GD. Ele consistiu da geração de seis conjuntos de simulações utilizando as distintas escolhas de fechamentos individuais (GR, AS, KF, LO, MC) e o EN. O modelo foi integrado por 48h, com saídas a cada 6h para o mês de dezembro de 2004. Este período foi escolhido tendo em vista que todos os dados necessários para a execução do modelo estavam disponíveis. A motivação também considerou o período por ser o início do verão austral no Hemisfério Sul, quando tipicamente é observada a ocorrência de acumulados intensos de precipitação em decorrência da atividade convectiva. O mês de dezembro de 2004 foi um período em que predominaram anomalias negativas de precipitação em boa parte da América do Sul, porém, dois episódios de ZCAS foram observados, os quais geraram intensos acumulados de precipitação principalmente sobre as Regiões Sudeste e Centro Oeste do Brasil (CLIMANÁLISE, 2004). Tendo em vista que o primeiro semestre de 2004 estava na fase neutra do fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS), se esperava pouca influência do fenômeno durante o período escolhido, já que o ENOS comumente altera os padrões de precipitação, principalmente no sul, norte e nordeste da América do Sul (ROPELEWSKI; HALPERT, 1987). Os campos de precipitação acumulada, temperatura a 2 metros, vento (zonal e meridional)



Figura 3.3 - Fluxograma da implementação do FY  
 Fonte: Santos et al. (2013b)

próximo à superfície e pressão ao nível médio do mar foram avaliados utilizando o sistema de avaliação estatística de [Moreira et al. \(2006\)](#), como descrito na Seção 3.5.1. A discussão destes resultados encontra-se no Apêndice B.

### 3.4.2 Fase 2: avaliação do FY como método de inversão

Os experimentos realizados nesta fase contribuíram para avaliar o desempenho do FY como um método de inversão na busca do vetor  $\vec{W}^T$ . Foram realizados três experimentos distintos. O primeiro (VFY01) considerou como o campo  $P_O$  um conjunto de dados gerados sinteticamente. O segundo (VFY02) considerou como  $P_O$  um conjunto de dados reais. No terceiro, o FY foi aplicado em testes de sensibilidade relativos aos parâmetros utilizados no FY. Construiu-se um campo de precipitação  $P_M$  a partir dos pesos obtidos para cada  $w_i$ . Calculou-se o RMS do período utilizado para cada variação dos parâmetros indicados na Tabela 3.4. O cálculo do RMS é dado por:

$$RMS(P_M) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \left[ \frac{1}{I \cdot J} \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J (P_{M_{i,j,n}} - P_{O_{i,j,n}})^2 \right]^{1/2}, \quad (3.10)$$

em que  $I$  e  $J$  são o número total de pontos de grade na escala horizontal e  $N$  é o número de dias do experimento. Os parâmetros cujo RMS era o mínimo foram considerados como os valores ótimos. Os experimentos realizados nesta fase serão descritos a seguir, de acordo com a metodologia de problemas inversos. Tendo em vista que os mesmos serviram como base para a aplicação dos experimentos da Fase 3, os resultados obtidos foram descritos em conjunto com o desenvolvimento do método, ressaltando o desempenho do FY na a geração dos pesos a serem utilizados no modelo BRAMS.

#### 3.4.2.1 Experimento VFY01

O experimento VFY01 foi construído com o objetivo de avaliar o desempenho do FY para recuperação de um conjunto conhecido de  $\vec{W}^T$  aplicado aos membros de  $P_i$ . O período de simulação considerou os dias 20 e 21 de fevereiro de 2004, que também foi analisado por [Freitas et al. \(2005b\)](#) (Seção 2.4.2).

#### Modelo direto

O modelo direto foi construído a partir de cinco simulações de precipitação acumulada em 24h do dia 21 de fevereiro (campos  $P_i$ ,  $i = \text{GR, MC, LO, KF, AS}$ ). O modelo

BRAMS foi integrado a partir do dia 20 de fevereiro de 2004 às 12:00 UTC. Além dos cinco membros  $P_i$ , também foi gerada uma simulação utilizando o fechamento EN, o qual foi utilizado para comparação com os membros individuais.

### Modelo inverso: Dados experimentais sintéticos

A partir do conjunto de simulações  $P_i$ , construiu-se um campo de precipitação sintético ( $P_s$ ) para representar o campo observado ( $P_O = P_s$ ). Foi aplicado o valor de um peso conhecido para cada  $P_i$ , igual para todo o domínio (Tabela 3.2). Tais pesos foram escolhidos tomando como base o estudo de Freitas et al. (2005b) (Seção 2.4.2), o qual indicou que o modelo BRAMS teve melhor desempenho em simular a precipitação do dia 21 de fevereiro de 2004 utilizando os fechamentos de AS, GR e KF. Admitiu-se que estes fechamentos teriam portanto uma maior contribuição se fossem utilizados na construção da média do conjunto, recebendo os pesos de maior valor.

Devido ao fato de que quaisquer instrumentos utilizados na medida de grandezas físicas nunca permitem obter seu valor exato, assume-se que todas as medidas são afetadas por um grau de inexatidão. É razoável admitir que o valor exato exista e embora ele não seja conhecido, se possa estimar os limites do intervalo em que ele se encontra. O cálculo da incerteza associada a uma medição permite avaliar o grau de confiança nos resultados obtidos. Em vista do exposto, é necessário assumir que o campo sintético é composto pelos campos simulados mais um certo grau de ruído ( $\sigma$ ), que representa o erro experimental na medida do campo. Este ruído é assumido ser Gaussiano e aleatório. Neste experimento, considerou-se um ruído aditivo, com  $\sigma = 2\%$ , mas futuramente seria importante considerar um ruído de 10%, tendo em vista que os erros associados aos campos de precipitação são maiores do que este valor.

Tabela 3.2 - Pesos escolhidos para compor o campo de precipitação sintético.

Pesos de $P_i$	W
$w_{AS}$	0,25
$w_{GR}$	0,35
$w_{KF}$	0,20
$w_{MC}$	0,15
$w_{LO}$	0,05
Soma	1

Portanto, o campo  $P_s$  é dado por:

$$P_s = w_{AS}P_{AS} + w_{GR}P_{GR} + w_{KF}P_{KF} + w_{LO}P_{LO} + w_{MC}P_{MC}. \quad (3.11)$$

A construção de um campo sintético é esquematicamente representada na Figura 3.4.

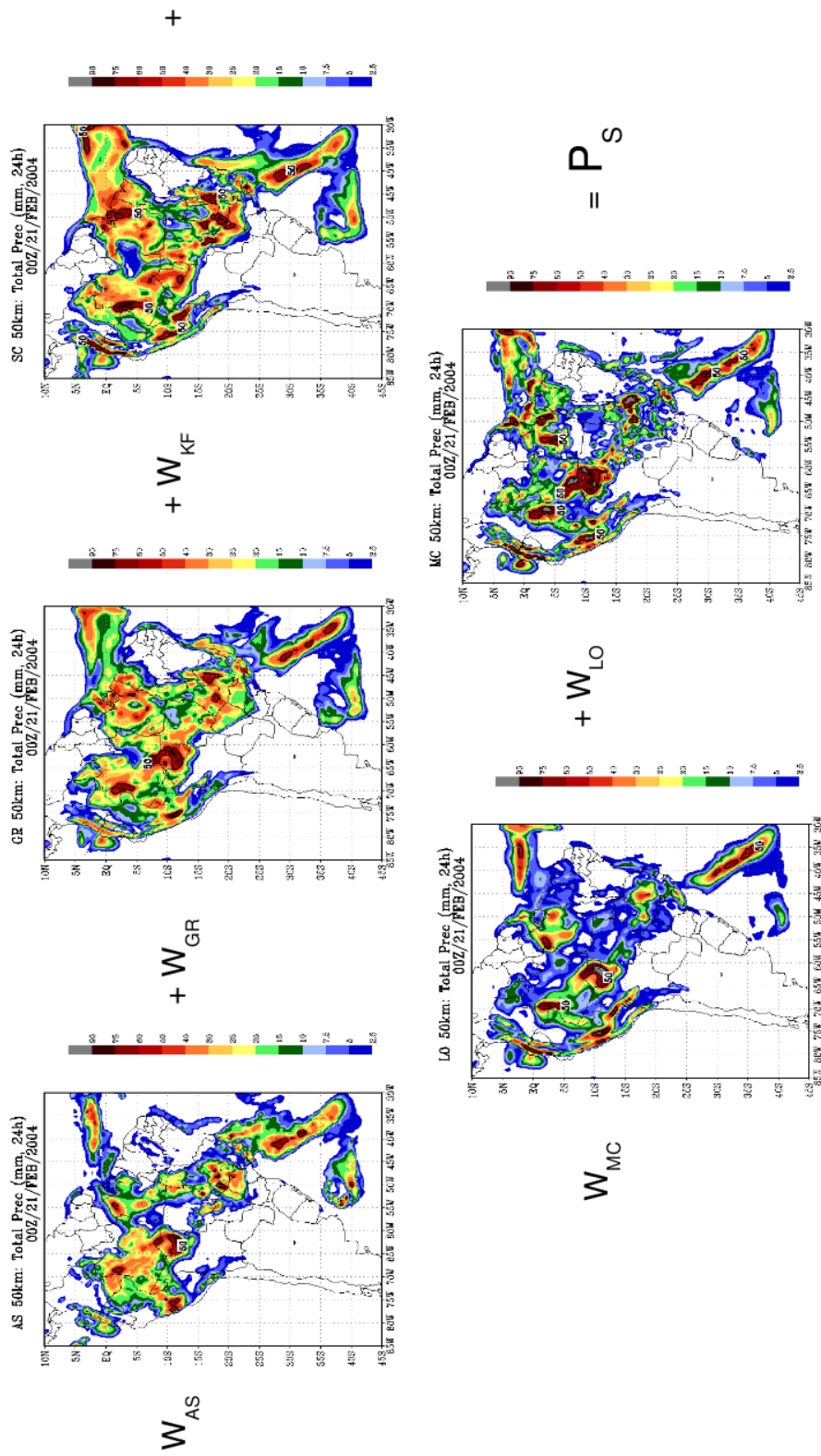


Figura 3.4 - Esquema ilustrativo de como é obtido o campo de precipitação sintético ( $P_s$ ).  $P_s$  é obtido pela soma dos campos de precipitação gerados a partir dos fechamentos AS ( $P_{AS}$ ), GR, ( $P_{GR}$ ), KF ( $P_{KF}$ ), LO ( $P_{LO}$ ) e MC ( $P_{MC}$ ), ponderada pelos pesos  $w_{AS}$ ,  $w_{GR}$ ,  $w_{KF}$ ,  $w_{LO}$  e  $w_{MC}$  atribuídos a cada um dos fechamentos, respectivamente.



O funcional a ser minimizado pelo FY é dado pela Equação 3.8. Como problemas inversos pertencem à classe de problemas mal-postos (ARSENIN et al., 1977), a utilização de métodos de regularização é uma técnica conveniente para transformar o problema inverso em um problema bem posto (ARSENIN et al., 1977). Matematicamente, o método de regularização representa uma restrição sobre a solução a ser calculada. Testes foram realizados para reproduzir o presente experimento, utilizando a regularização de Tikhonov de ordem zero, porém, não foram observadas diferenças importantes nos resultados obtidos. Por outro lado, o tempo de processamento aumentou em 15%, e por isso, optou-se por não utilizar o método de regularização de Tikhonov.

O melhor resultado obtido corresponde à aproximação do campo de  $P_M$  ao campo de  $P_S$ , a partir da obtenção do melhor conjunto de pesos, o mais próximo possível daqueles indicados na Tabela 3.2.

### Verificação

O campo  $P_{EN}$  (Figura 3.5) simulou intensa precipitação ao longo da ZCAS, principalmente na porção central e oeste do Brasil, e Oceano Atlântico Sul. Nestas áreas, a precipitação acumulada simulada foi da ordem de 30 mm a 50 mm, e em algumas áreas isoladas, superior a 70 mm. O modelo também simulou precipitação intensa na região da ZCIT do Oceano Atlântico.

O campo sintético obtido representou o padrão espacial associado à ZCAS (Figura 3.6). Em comparação com o campo  $P_{EN}$ , verificou-se um padrão espacial semelhante. As diferenças foram encontradas principalmente ao longo da faixa alongada de precipitação sobre o Oceano Atlântico Sul, no Brasil Central, no extremo norte e nordeste da América do Sul, onde obtiveram-se valores mais intensos de precipitação com o campo sintético. Isto se deve ao fato de a combinação dos campos  $P_i$  introduzirem suas estimativas de precipitação que em várias áreas foram superestimadas.

A reconstrução de  $P_S$  utilizando o FY também produziu o mesmo padrão da ZCAS, como era de se esperar. Porém, se comparado ao campo  $P_S$ , verifica-se que o recuperado não reproduziu os valores mais intensos de precipitação (Figura 3.7), lembrando mais o EN do que propriamente do sintético.

No presente trabalho, propõe-se pesos melhor ajustados de forma a se obter uma distribuição diferente de se considerar pesos constantes, tal como mostrado na quarta coluna da Tabela 3.3. Assim, analisando a recuperação dos pesos na Tabela 3.3,

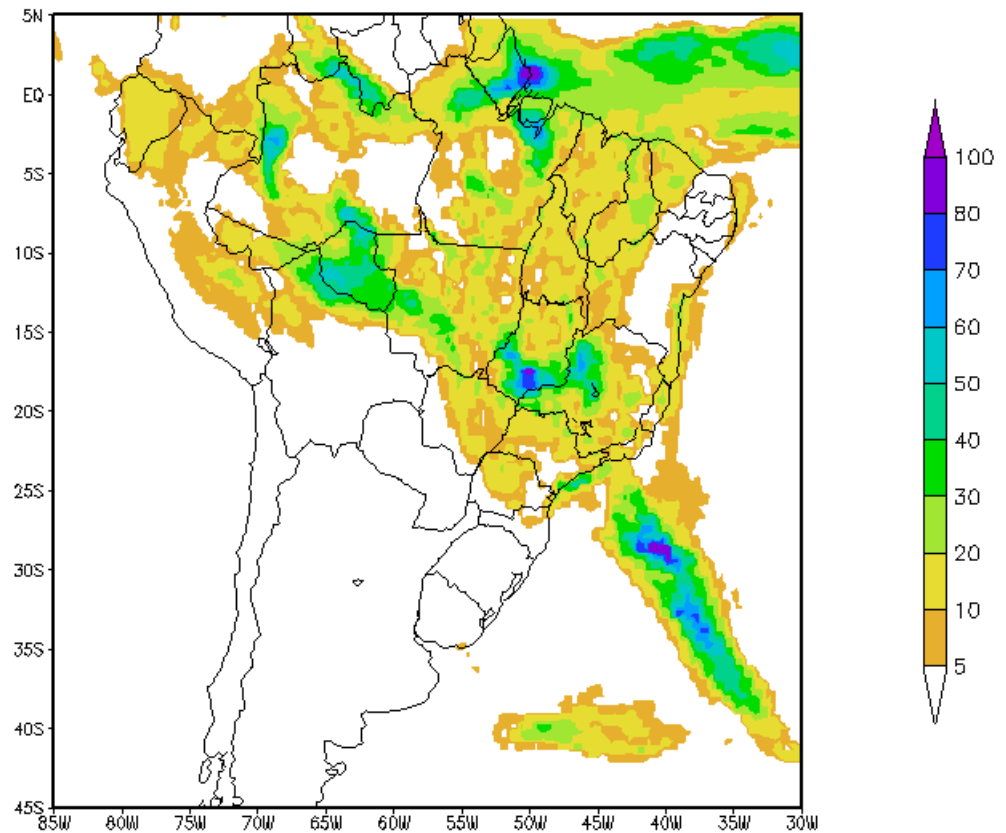


Figura 3.5 - Precipitação convectiva acumulada em 24 horas, simulada para o dia 21/02/2004 às 1200 UTC utilizando o fechamento EN.

verificou-se que os valores obtidos se aproximaram daqueles atribuídos a cada fechamento, indicando que o FY respondeu de forma satisfatória à recuperação dos parâmetros. Observa-se que os pesos atribuídos diferem daqueles pesos constantes indicados na quarta coluna da Tabela 3.3, isto porque se espera que o algoritmo responda de forma a gerar um conjunto de pesos melhor ajustado aos dados observados.

Embora tenham sido observadas diferenças importantes entre os campos de  $P_M$  e  $P_S$  (figura não mostrada), o objetivo do experimento foi alcançado, indicando que é possível obter um conjunto de pesos ajustados diferentes de se considerar pesos constantes.

Luz (2012) utilizou o FY e uma versão paralelizada e aperfeiçoada do FY, denominada *Firefly Algorithm with Predation* implementada em ambiente paralelo (pFAP)

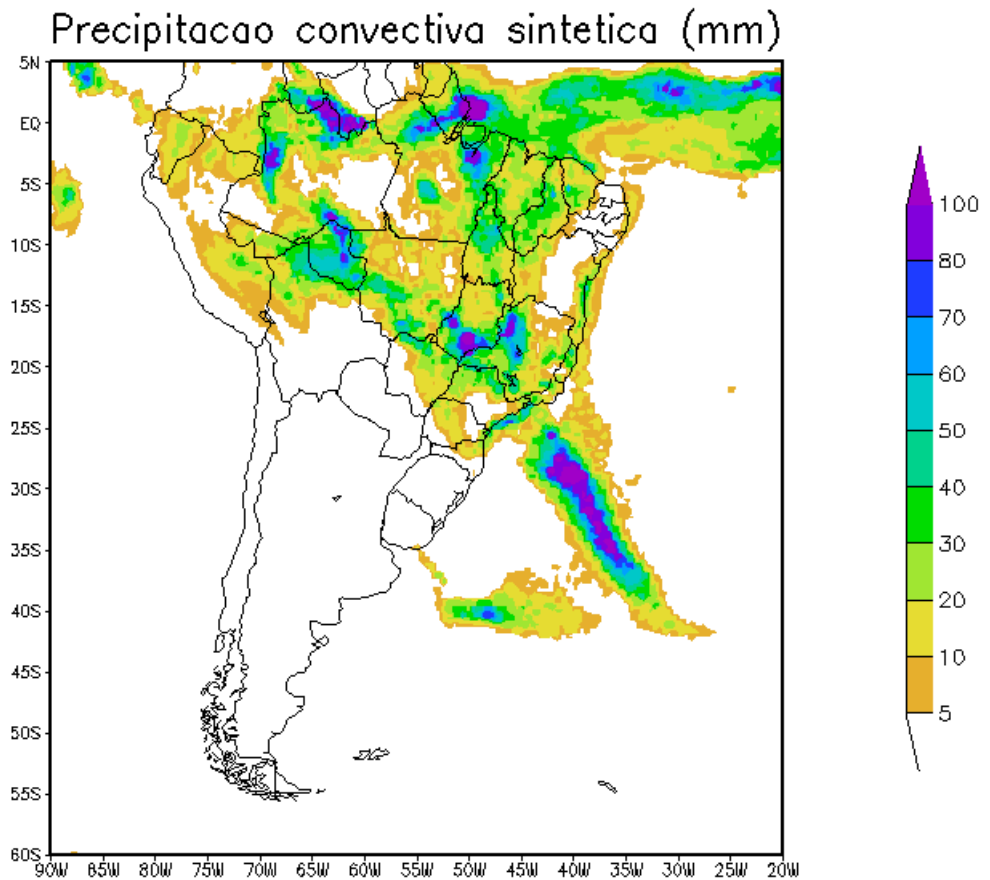


Figura 3.6 - Precipitação convectiva sintética, acumulada em 24 horas para o dia 21/02/2004 às 1200 UTC.

Tabela 3.3 - Pesos reconstruídos pelo FY, que compõem o campo  $P_M$ . Os pesos constantes representam a média simples entre os membros do *ensemble*.

Pesos de $P_i$	Valor original	Peso obtido	Peso constante
$w_{AS}$	0,25	0,26	0,2
$w_{GR}$	0,35	0,36	0,2
$w_{KF}$	0,20	0,18	0,2
$w_{MC}$	0,15	0,16	0,2
$w_{LO}$	0,05	0,04	0,2
Soma	1,00	1,00	1,00

com o objetivo obter a reconstrução do mesmo campo de precipitação utilizado no experimento VFY01. O autor aplicou diferentes valores para os parâmetros ( $\beta_0 = 1$ ,  $\alpha = 0,2$  e  $\gamma = 1$ ) e os resultados obtidos para os pesos válidos para todo o domínio

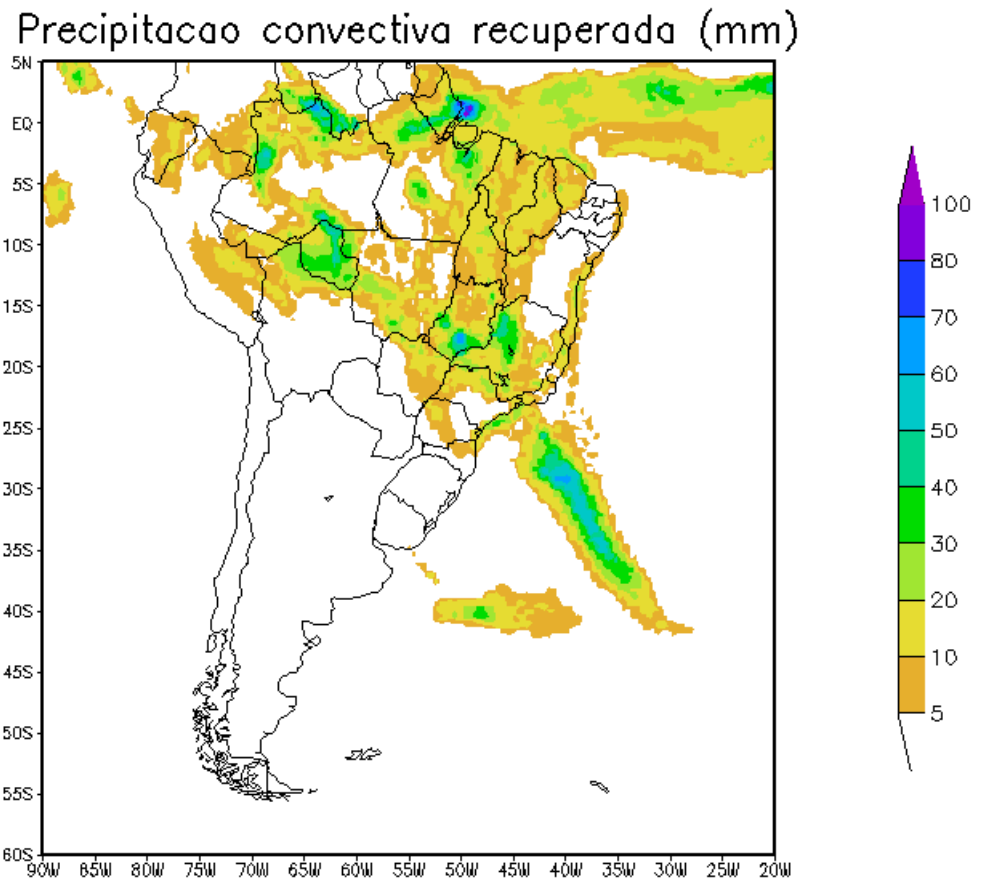


Figura 3.7 - Precipitação convectiva recuperada ( $P_M$ ), acumulada em 24 horas para o dia 21/02/2004 às 1200 UTC.

foram muito próximos aos obtidos no experimento VFY01.

Os resultados de Luz (2012) indicaram que mesmo que os valores dos parâmetros sejam alterados, o melhor resultado para o vetor  $\vec{W}^T$  será garantido. Isto porque os dados utilizados na elaboração do modelo direto são os mesmos, o que pode contribuir para os resultados semelhantes.

### 3.4.2.2 Experimento VFY02

O experimento VFY02 foi construído com o objetivo de verificar a aplicação do FY para aproximar o campo  $P_M$  ao de  $P_O$ , tendo em vista que os resultados de VFY01 indicaram que a metodologia pode ser aplicada para gerar um conjunto de pesos apropriadamente associados a cada membro de  $P_M$ .

## Modelo direto

O modelo direto é o mesmo utilizado no experimento VFY01, contando com as mesmas simulações e períodos de integração.

## Modelo inverso: Dados experimentais reais

O modelo inverso foi obtido assumindo como  $P_O$  a precipitação acumulada em 24h gerada pelo método do MERGE para o dia 21 de fevereiro de 2004. O funcional minimizado dado pela Equação 3.8 foi calculado para cada ponto de grade do domínio considerado, utilizando o algoritmo modificado por Santos et al. (2010). Considerou-se que o vetor  $\vec{W}^T$  foi obtido para cada ponto de grade, gerando um campo espacial do conjunto de pesos.

Para verificar a eficiência do algoritmo em aproximar  $P_M$  de  $P_O$ , bem com o ganho de  $P_M$  em relação a  $P_{EN}$ , foi calculada a diferença entre os erros absolutos do campo de  $P_M$  e  $P_{EN}$ , tal que:

$$E = \text{abs}(P_{EN} - P_O) - \text{abs}(P_M - P_O), \quad (3.12)$$

em que  $E$  é o erro,  $\text{abs}()$ , é o valor absoluto e  $P_M$  é o campo de precipitação reconstruído, dado pela melhor solução de  $\vec{W}^T$  pelo FY.

## Verificação

O campo de precipitação acumulada em 24h do MERGE do dia 21 de fevereiro (Figura 3.8a) indica uma banda de precipitação que se estende de noroeste a sudeste da América do Sul associada à ZCAS. No Oceano Atlântico Tropical, entre o equador e 5°N, foi observada uma área de precipitação associada à presença da ZCIT. No oeste da Amazônia e Oceano Atlântico Sul, foram observados os acumulados mais intensos de precipitação, da ordem de 100 mm.

A simulação  $P_{EN}$  mostrada na Figura 3.5 agora é indicada em outra escala de cores na Figura 3.8b. Em comparação com o MERGE (Figura 3.8a), o modelo superestimou a precipitação em praticamente todo o Brasil e na região da ZCIT. Por outro lado, na região oeste da Amazônia, o modelo apresentou subestimativa.

A aplicação do FY permitiu obter um campo  $P_M$  (Figura 3.8c) com o mesmo padrão espacial de  $P_{EN}$  (Figura 3.8b), porém, a utilização dos pesos contribuiu para

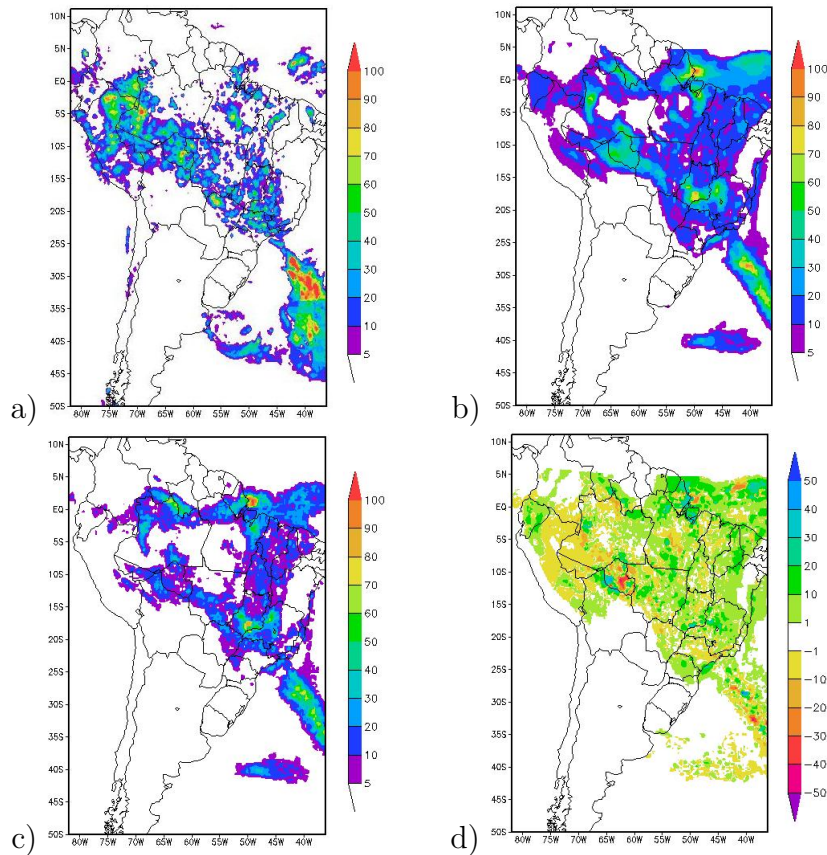


Figura 3.8 - Precipitação acumulada em 24 horas (mm) para o dia 21/02/2004 às 1200 UTC: a) MERGE; b) simulada ( $P_{EN}$ ); c) recuperada ( $P_M$ ); d) diferença absoluta (mm) entre o erro de  $P_{EN}$  e o erro de  $P_M$ . Sombreados amarelo-vermelho e verde-azul indicam, respectivamente, maiores erros de  $P_M$  e de  $P_{EN}$ .

minimizar a superestimativa de precipitação no Brasil Central e na região da ZCIT verificadas no campo  $P_{EN}$ . Esta característica pode ser melhor visualizada na Figura 3.8d, onde os tons de verde indicam onde o erro absoluto entre  $P_{EN}$  e  $P_O$  superou o erro absoluto entre  $P_M$  e  $P_O$  (tons de amarelo a vermelho). No entanto, com a utilização dos pesos, a precipitação permaneceu subestimada no oeste da Bacia Amazônica. O FY aumentou a superestimativa reproduzida pelo  $P_{EN}$ . Em geral, o FY foi capaz de produzir melhoria na precipitação do modelo BRAMS, tornando o campo modelado mais próximo do dado observado do que a simulação  $P_{EN}$ .

### 3.4.2.3 Experimento VFY03

Tendo em vista que o desempenho do FY é dependente do número de gerações utilizadas ( $G$ ), além do número de vagalumes,  $\beta_0$ ,  $\alpha$  e  $\gamma$  (ver Seção 2.5.1.1), foi necessário analisar a sensibilidade do algoritmo com relação à escolha destes parâmetros (SAN-

TOS et al., 2012).

Esta análise foi realizada testando as variações dos parâmetros de acordo com a Tabela 3.4, buscando o melhor valor de cada parâmetro para ser utilizado para a resolução do problema inverso de reconstrução dos campos de precipitação do período analisado. As etapas executadas no experimento VFY03 são descritas a seguir de acordo com a metodologia de problemas inversos.

### Modelo direto

O modelo direto consistiu da geração de simulações de precipitação acumulada em 24h para o período de 02 a 13 de dezembro de 2005. O modelo foi reinicializado a cada dia, gerando os membros  $P_i$  para todo o período. Nenhuma metodologia de ajuste de inicialização foi adotada no modelo, embora seja conhecido o fato de que a falta desta interfere no ajuste dinâmico e termodinâmico das simulações. A opção pela não utilização de métodos de inicialização foi adotada para evitar que estes métodos tivessem influência sobre os resultados obtidos a partir da utilização do método de otimização. Desta forma, pôde-se analisar o impacto do método também nas primeiras horas de simulação, quando o modelo apresenta grande deficiência devido ao tempo de ajuste, que é de aproximadamente 12 horas.

### Modelo inverso

Os dados de precipitação acumulada em 24h do MERGE foram utilizados como  $P_O$ . O primeiro passo foi aplicar o FY para encontrar um único vetor  $\vec{W}^T$  representativo de todo o domínio de estudo para cada dia, a partir da minimização da Equação 3.8 e variação dos parâmetros do FY. Neste experimento, os valores para  $\vec{W}^T$  não sofreram imposição, de modo que qualquer valor real poderia ser obtido, mesmo que o peso negativo não representasse fisicamente a geração de precipitação. Optou-se por não restringir o algoritmo para que pudesse ser verificada uma faixa de variação de pesos obtidos no processo de treinamento. Se houvesse variabilidade muito grande entre eles, seria necessário reavaliar o experimento.

Para o teste com cada parâmetro, quando um sofria variação, fixavam-se os demais. Para cada conjunto de parâmetros, os pesos foram aplicados aos membros  $P_i$ , obtendo-se um campo de precipitação recuperado para cada dia. Estes foram comparados com o campo observado a partir do cálculo do RMS médio do período, assumindo  $N = 11$ .

O valor mínimo de RMS médio em toda a grade indicou os melhores parâmetros

do experimento, que foram utilizados no FY para o cálculo de um novo problema inverso, agora assumindo um vetor  $\vec{W}^T$  para cada ponto de grade do domínio.

Tabela 3.4 - Teste experimental para variação dos parâmetros do FY, indicados na Seção 2.5.1.1.

Parâmetro	Valor inicial	Valor final	Incremento
$\alpha$	0.01	0.1	0.01
$\beta$	0.1	1.0	0.1
$\gamma$	1.0	10.0	1.0
$n$	5	50	5
$G$	10	100	10

### Verificação

O gráfico de RMS médio do campo  $P_M$  em relação às variações de cada parâmetro do FY é mostrado na Figura 3.9. O painel superior da figura indica a variação do RMS em função do parâmetro  $\alpha$ . O mínimo do índice ocorreu em  $\alpha = 0,1$ , o que resultou em um RMS de aproximadamente 1. A variação do parâmetro  $\beta_0$  resultou em um RMS mínimo também de aproximadamente 1, sendo  $\beta_0 = 0,05$ , enquanto que para  $\gamma$ , o mínimo RMS foi obtido com valor de  $\gamma = 10$ .

A distribuição dos pesos obtida com os melhores parâmetros é indicada na Figura 3.10. Os pesos variaram entre -2 e 2, sendo a maioria encontrados entre 0 e 1. Para  $\alpha = 0,1$ ,  $\beta = 0,5$  e  $\gamma = 10$ , correspondentes ao mínimo RMS, o único peso negativo foi o associado ao fechamento LO, enquanto que o peso de maior valor e positivo foi obtido do fechamento GR.

Entretanto, a aplicação dos pesos sem uma limitação de valor mínimo e sinal não contribuiu para um campo  $P_M$  mais próximo de  $P_O$ , comprometendo o desempenho do FY (Figura 3.11). Considerando pesos mínimos em que uma determinada parametrização tivesse peso negativo, contribuiu negativamente para o resultado da reconstrução do campo de precipitação simulado. O campo médio do período, reconstruído a partir da aplicação do vetor  $\vec{W}^T$  para cada ponto de grade do domínio gerou um campo  $P_M$  muito próximo ao próprio campo  $P_{EN}$ . Em vista destes resultados, o espaço de busca do algoritmo foi novamente limitado ao intervalo  $[0, 1]$ .

Os parâmetros ótimos obtidos com o experimento VFY03 foram utilizados nos demais experimentos descritos a seguir, e são sumarizados na Tabela 3.5.



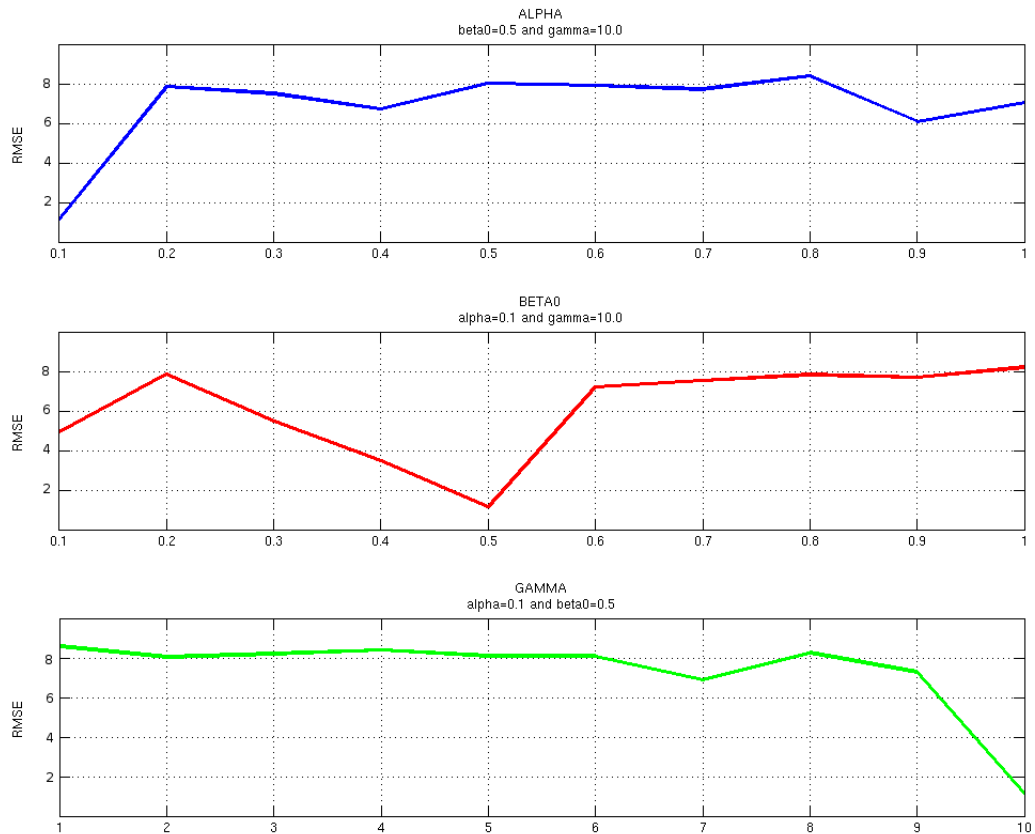


Figura 3.9 - RMS do campo  $P_M$  em função dos parâmetros do FY calculado de acordo com a Equação 3.10.

### 3.4.3 Fase 3: aplicação do FY

Em vista dos resultados obtidos com os experimentos VFY01 e VFY02, nos quais se observou que o algoritmo apresentou bom desempenho tanto na reconstrução dos campos de precipitação quanto na obtenção de pesos associados aos membros  $P_i$ , optou-se por construir um modelo direto que contemplasse um período de pelo menos um mês de dados. O experimento VFY03 indicou que o modelo inverso obtido para cada dia do experimento e aplicado à reconstrução dos campos de precipitação diários não apresentou desempenho superior à simulação  $P_{EN}$ , e por isso, o funcional  $J(P)$  foi alterado de modo a considerar as variações diárias dos erros do modelo frente à observação.

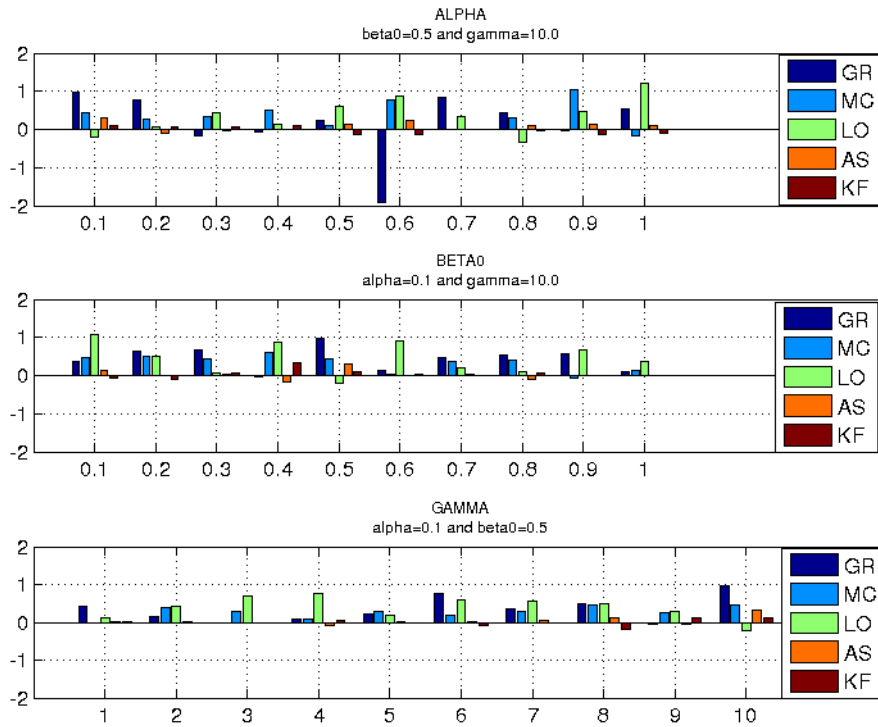


Figura 3.10 - Distribuição dos pesos de acordo com as variações dos parâmetros do FY. As barras azuis escuras, azuis claras, verdes, laranjas e marrons representam, respectivamente, os pesos associados aos campos  $P_{GR}$ ,  $P_{MC}$ ,  $P_{LO}$ ,  $P_{AS}$  e  $P_{KFM}$ .

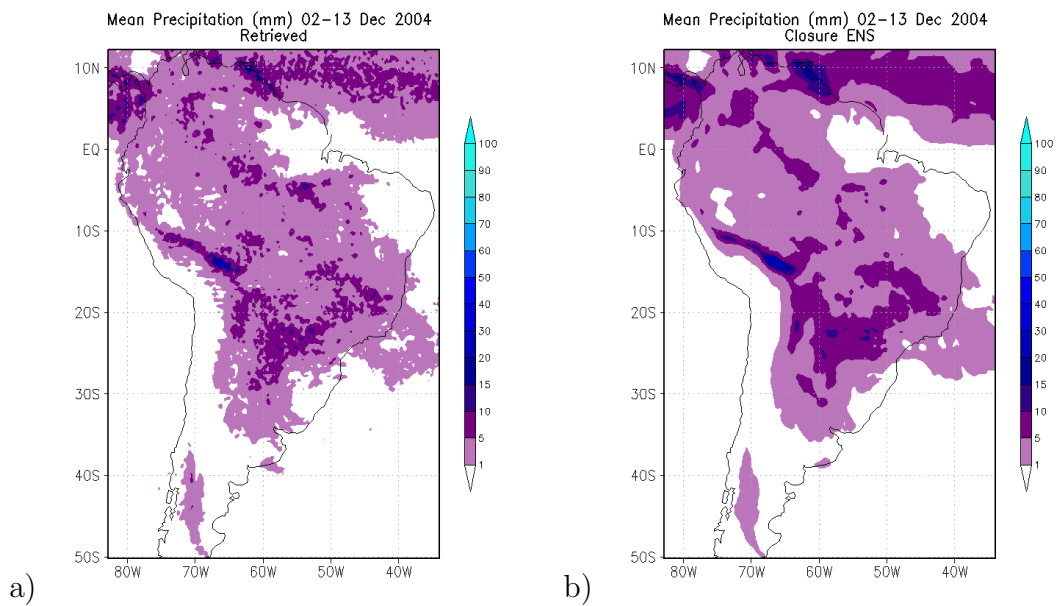


Figura 3.11 - Precipitação acumulada em 24h (mm) média do período de 02 a 13 de dezembro de 2004: a)  $P_M$  e b)  $P_{EN}$ .

Tabela 3.5 - Parâmetros utilizados no FY

Parâmetro	Valor
$\alpha$	0.1
$\beta_0$	0.5
$\gamma$	10.0
$n$	20
$G$	50

### Modelo direto

Foram construídos três modelos diretos contemplando as alterações em  $J(P)$ . Dois dos modelos foram obtidos utilizando as simulações diárias de  $P_i$  do período de janeiro de 2006 e as simulações diárias de  $P_i$  do mês de janeiro dos anos de 2005 e 2006, respectivamente. Tais modelos compõem os experimentos FY30d e FY60d, respectivamente.

O terceiro modelo direto consistiu da utilização das  $P_i$  simulações do ciclo diurno da precipitação para o mês de janeiro de 2006. Este modelo compõe o experimento CDFY.

### Modelo Inverso

A função objetivo foi alterada de modo a considerar a minimização do conjunto total de simulações e observações, ou seja:

$$J(\vec{P}) = \sum_{t=1}^N |P_M^t(\vec{W}^T) - P_O^t|^2 \quad (3.13)$$

$$= \sum_{t=1}^N \sum_{i=1}^{w_i} [P_M^t(\vec{W}^T) - P_O^t]^2, \quad (3.14)$$

em que  $N$  é o número de dias do período utilizado. Para o experimento FY30d,  $N = 30$ , e para FY60d,  $N = 60$ . Os campos de  $P_O$  correspondem aos dados diários de precipitação acumulada em 24h do MERGE.

No caso do CDFY,  $N = 30$  para cada horário do intervalo de 00:00 UTC até 21:00 UTC, com frequência de 3h (8 horários). O conjunto  $P_O$  corresponde ao ciclo

diurno da precipitação estimado pelo TRMM, cuja frequência também é de 3h. O TRMM é acumulado em um intervalo de 1h e 30 minutos antes e depois do horário UTC considerado, e por isso pode não ser representativo da precipitação naquele horário. Porém, este produto é operacionalmente disponibilizado e foi utilizado como boa representação do ciclo diurno da precipitação, principalmente por ter sido também utilizado para este fim em outros estudos (por exemplo, o trabalho de Santos e Silva (2009)). A minimização da Equação 3.14 foi calculada para os 8 horários separadamente, gerando um ciclo diurno de  $\vec{W}^T$ .

A utilização dos campos de  $\vec{W}^T$  foi realizada em três etapas, as quais serão descritas a seguir.

### 3.4.3.1 Reconstrução do campo de precipitação

É bem conhecido da literatura que previsões possuem erros sistemáticos (TOTH et al., 2003; CUI et al., 2012). Para obter-se melhor desempenho dos métodos de previsão por conjuntos, é necessário pós-processar as soluções utilizando algoritmos que contribuam para a remoção dos erros antes da utilização das previsões (TOTH et al., 2003; CUI et al., 2012).

Uma abordagem adotada para a utilização dos campos de  $\vec{W}^T$  obtidos foi sua aplicação com o objetivo de minimizar os erros do modelo. Esta aplicação foi motivada pelo bom desempenho na resolução do problema inverso do experimento VFY02. A recuperação do campo de precipitação demonstrou ser uma boa ferramenta neste sentido. Porém, o conjunto  $\vec{W}^T$  obtido do experimento FY30d foi aplicado apenas para o período de treinamento, com o objetivo de analisar a reconstrução do campo de precipitação utilizando os conjuntos de pesos aplicados aos campos de precipitação simulados.

### 3.4.3.2 Melhoria das simulações de precipitação sobre a América do Sul

Os campos de pesos FY30d e FY60d foram utilizados para ponderar o fluxo de massa de cada fechamento individual da parametrização de GD, sendo inseridos no código do modelo. Posteriormente foram geradas novas simulações para o mês de janeiro dos anos de 2006, 2008 e 2010. O modelo BRAMS foi executado utilizando-se as mesmas configurações descritas na Seção 3.2, porém, com simulações de até 120h e saídas a cada 24h. A reinicialização do modelo foi realizada a cada 24h.

O processo de implementação da aplicação dos pesos no modelo considerou duas etapas:

- Interpolação: para que os pesos pudessem ser utilizados no processo de execução do modelo, foi necessário incluir uma rotina de leitura e interpolação dos campos, a partir do método de interpolação do vizinho mais próximo ([http://en.wikipedia.org/wiki/Nearest-neighbor\\_interpolation](http://en.wikipedia.org/wiki/Nearest-neighbor_interpolation)). Este processo permite utilizar o método para qualquer resolução espacial definida pelo usuário. Entretanto, a utilização dos pesos não foi testada para outras resoluções, sendo necessária a realização de testes que comprovem a eficiência destes pesos para outras aplicações;
- Cada peso foi incluído para ponderar a equação de fluxo de massa na base da nuvem associada ao respectivo fechamento do esquema de GD. Com isso, um novo fluxo de massa foi calculado, dado por:

$$m_b = \sum_{i=1}^w w_i m_i \quad (3.15)$$

em que  $m_i$  é o fluxo de massa de cada fechamento do esquema de GD.

As simulações realizadas nesta etapa foram avaliadas por meio de índices estatísticos extraídos de tabelas de contingência. Os dados do MERGE para os mesmos períodos de simulação foram utilizados como medidas de referência. A descrição de tais métricas é realizada na Seção 3.5.1.

### 3.4.3.3 Melhoria do ciclo diurno da precipitação sobre a América do Sul

O conjunto de pesos obtidos a partir do experimento CDFY foi aplicado no modelo a partir da mesma metodologia descrita na Seção 3.4.3.2. Entretanto, tendo em vista que o objetivo era simular o ciclo diurno da precipitação, foram realizadas simulações de 24h, com saídas a cada 3h. Assim, a leitura dos pesos no código foi realizada respeitando o horário de simulação.

O período utilizado foi o mês de janeiro dos anos de 2006, 2008 e 2010, e ambas foram denominadas ENCDFY. Os resultados da aplicação dos pesos foram comparados com as simulações utilizando o fechamento EN original. O ciclo diurno da precipitação, bem como outras variáveis meteorológicas, foram analisadas em pontos de estação distribuídas irregularmente pelo Brasil, utilizando o sistema de avaliação de modelos numéricos desenvolvido por [Moreira et al. \(2006\)](#) (Seção 3.5.1).

Os perfis de aquecimento ( $Q_1$ ) e secagem ( $Q_2$ ) da atmosfera devido à convecção profunda foram analisados. Tais propriedades foram deduzidas por [Yanai et al. \(1973\)](#),

de acordo com as Equações 3.16 e 3.17, respectivamente.

$$Q_1 = \frac{\partial s}{\partial t} + \overline{\nabla \times s \vec{V}} + \frac{\partial \overline{s\omega}}{\partial p} = Q_R + L(c - e) - \frac{\partial}{\partial p} \overline{s'\omega'} \quad (3.16)$$

$$Q_2 = -L \left( \frac{\partial q}{\partial t} + \overline{\nabla \times q \vec{V}} + \frac{\partial \overline{q\omega}}{\partial p} \right) = L(c - e) - L \frac{\partial}{\partial p} \overline{q'\omega'}, \quad (3.17)$$

em que  $s$  é a energia estática seca da parcela,  $\vec{V}$  o vetor velocidade horizontal,  $\omega$  a velocidade vertical em coordenadas isobáricas,  $p$  é a pressão atmosférica,  $Q_{QR}$  é a taxa de aquecimento radiativo,  $L$  é o calor latente de condensação,  $c$  é a taxa de condensação,  $e$  é a taxa de evaporação e  $q$  a umidade específica do ar.

### 3.5 Estudo de caso

Com o objetivo de analisar o desempenho do modelo BRAMS utilizando o esquema de GD ponderado objetivamente para casos específicos de sistemas precipitantes sobre a América do Sul, foi realizado o estudo do período de 13 a 19 de janeiro de 2008. Este período foi escolhido por abranger a ocorrência de diversos fenômenos de tempo associados à formação de intensa convecção sobre a América do Sul. Dentre a diversa gama de sistemas que ocorreram durante o período, a ocorrência de linhas de instabilidade na costa norte/nordeste do continente e Brasil Central e de um Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM) no sul da América do Sul foram analisados. O estudo de caso é mostrado no Apêndice C.

Foram utilizadas imagens do satélite GOES-10 do arquivo de imagens da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do CPTEC/INPE correspondentes ao período do estudo de caso para a análise da convecção associada aos sistemas. Os dados do MERGE foram utilizados para analisar o campo de precipitação acumulada do mês de janeiro e somente do período analisado. Diagramas Hovmöller foram gerados para analisar a propagação das linhas de instabilidade na costa norte/nordeste da América do Sul.

Os dados de  $\omega$ , vento em 925 hPa, 850 hPa e 250 hPa, umidade específica e pressão ao nível médio do mar das reanálises do NCEP/NCAR foram utilizados para analisar os padrões de circulação atmosférica associados aos sistemas analisados. A divergência de umidade em 925 hPa também foi calculada a partir dos dados de vento e umidade específica.

O modelo BRAMS foi executado com a condição inicial em 13 de janeiro às 12:00 UTC por 144 horas. Foram analisados os campos de precipitação, temperatura a 2 metros e pressão ao nível médio do mar. O sistema de avaliação de modelos de [Moreira et al. \(2006\)](#) também foi utilizado para avaliar estatisticamente as simulações destas variáveis meteorológicas. As simulações de precipitação foram avaliadas também em forma de diagramas Hovmöller para o estudo das linhas de instabilidade, e foi gerado o campo de divergência de umidade em 925 hPa para a análise dos padrões de divergência e convergência de umidade ao longo da costa norte/nordeste do continente.

### 3.5.1 Verificação das previsões - análise estatística

O sistema de avaliação de modelos numéricos desenvolvido por [Moreira et al. \(2006\)](#) reúne a avaliação das simulações realizadas por diferentes experimentos. As métricas são baseadas no ajuste das previsões aos dados de superfície medidos pela rede de estações meteorológicas do INMET, aeroportos (METAR), estações automáticas do INPE, entre outras fontes de dados. A avaliação da precipitação leva em consideração as estimativas do TRMM, dados compilados pelo *Naval Research Laboratory, Marine Meteorology Division* dos Estados Unidos, e dados do hidroestimador do CPTEC/INPE para comparação com as simulações. Várias métricas estatísticas comumente utilizadas na análise de resultados de modelos numéricos de tempo e clima estão disponíveis no sistema, e neste trabalho, o viés médio (viésM) e o RMS normalizado pelo viés (RMSV) foram utilizados, definidos por:

$$\begin{aligned} viesM(H_i) &= \frac{\sum_{p=1}^P (previsto(p, H_i) - observado(p, H_i))}{P}, \\ RMSV(H_i) &= \sqrt{\frac{\sum_{p=1}^P (previsto(p, H_i) - vies(H_i) - observado(p, H_i))^2}{P}} \end{aligned} \quad (3.18)$$

em que  $p$  são as previsões,  $P$  é o número de previsões utilizadas no período considerado e  $H$  é o tempo de simulação. Os valores simulados de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho a 2 metros, componentes zonal e meridional do vento a 10 metros, pressão reduzida ao nível médio do mar e precipitação foram interpolados bilinearmente para o ponto de estação, utilizando os quatro pontos de grade em torno do ponto de observação. Para cada estação e período de integra-

ção, foram calculados os índices da Equação 3.18 entre o dado observado e simulado para cada dia do período considerado. Foi calculada a média aritmética dos erros obtidos para todas as estações existentes no domínio considerado. A Figura 3.12 indica as áreas utilizadas nesta avaliação, as quais são divididas em regiões, a saber: sul, sudeste, centro-oeste, nordeste e norte. Tais regiões adotadas não se referem às regiões políticas do Brasil, embora estas estejam compreendidas na divisão proposta. Tendo em vista que o modelo é bem ajustado para simulações numéricas de tempo, nenhum prazo de integração foi descartado, assumindo que o modelo não precisa de um período de *spin-up*. Finalmente, foi confeccionado um gráfico da evolução do erro ao longo do período de integração para cada variável e para cada experimento. Esta metodologia é utilizada operacionalmente no CPTEC/INPE para avaliar previsões numéricas de tempo produzidas em vários centros de pesquisa ([http://intercomparacaodemodelos.cptec.inpe.br/phps/vies\\_emq/](http://intercomparacaodemodelos.cptec.inpe.br/phps/vies_emq/)).



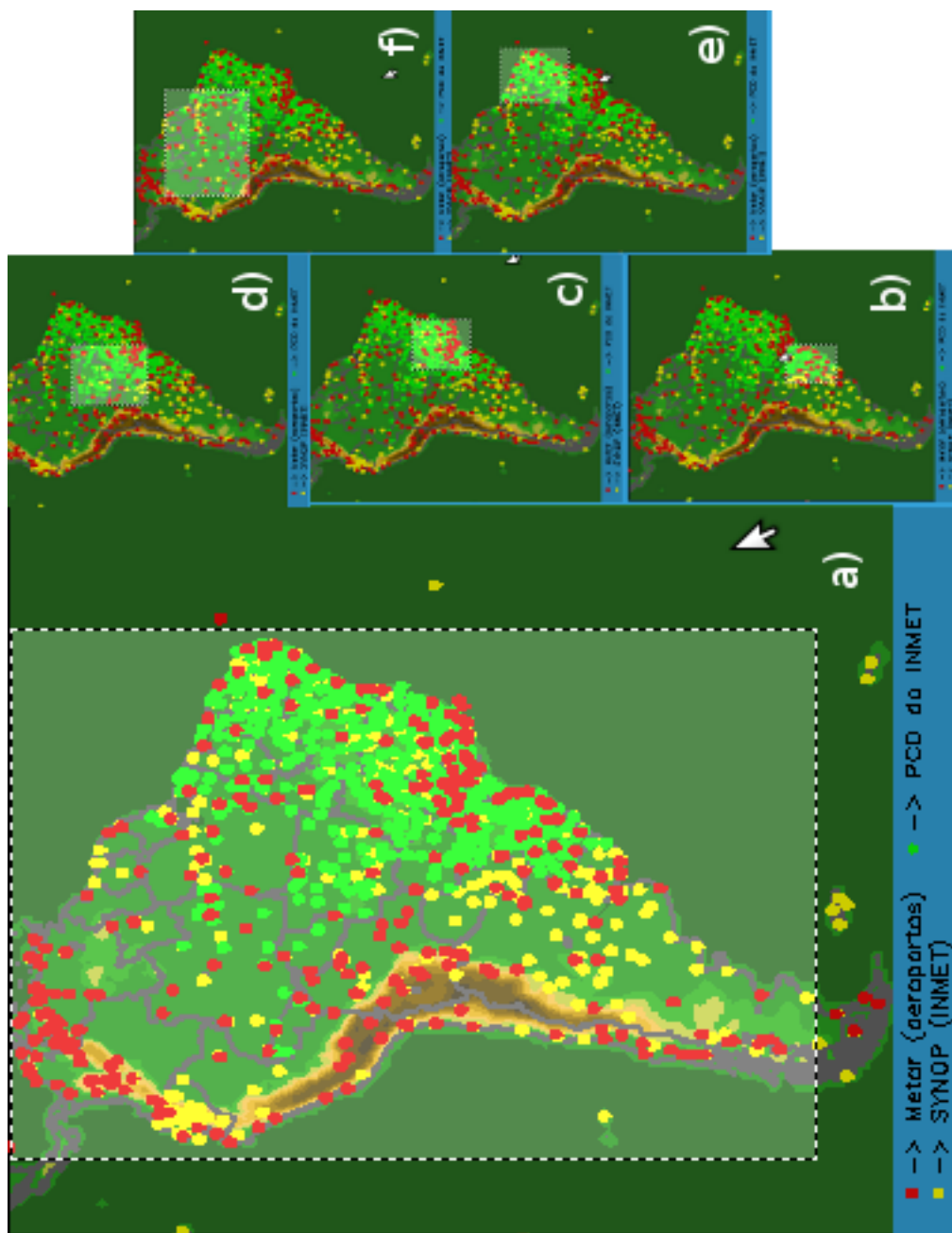


Figura 3.12 - Áreas utilizadas na avaliação estatística das variáveis temperatura do ponto de orvalho a 2 metros, velocidade do vento a 10 metros, pressão reduzida ao nível médio do mar e precipitação. Os índices estatísticos descritos pela Equação 3.18 foram calculados nos seguintes domínios (retângulos sombreados): a) América do Sul, b) Região Sul, c) Região Sudeste, d) Região Centro-Oeste, e) Região Nordeste, f) Região Norte. Os pontos nas figuras indicam as estações disponíveis, sendo os amarelos associados às estações SYNOP e os verdes, às EMAs, ambos do INMET, e em vermelho, dados de METAR.

Os métodos estatísticos extraídos de tabelas de contingência são úteis para avaliar as previsões de precipitação em pontos de grade (HAMILL, 1999). Neste trabalho, os escores foram calculados para diferentes limiares de precipitação, a saber: 0,254 mm, 2,54 mm, 6,53 mm, 12,7 mm, 19,05 mm, 25,4 mm, 38,1 mm, 50,8 mm. Estes não apresentam valores inteiros pois foram adaptados de trabalhos utilizados em centros de previsão numérica de países que utilizam a polegada como unidade para precipitação. Tais limiares foram escolhidos por serem comumente utilizados para avaliar índices estatísticos e também são os limiares operacionalmente utilizados para avaliação dos modelos do CPTEC/INPE.

Para cada limiar, as previsões de precipitação são particionadas em uma tabela de contingência para quatro eventos mutuamente exclusivos, a saber: (a) mesmo número de pontos de grade com ocorrências de previsão e observação maior ou igual ao limiar, denominado “*acerto*” ou verdadeiros positivos; (b) o número de pontos de grade com previsão naquele ou acima do limiar e observação abaixo, denominado de “*alarme falso*” ou falsos positivos; (c) número de pontos de grade com previsão abaixo e observação no limiar ou acima dele, denominado “erros” ou falsos negativos; e (d) ambas previsão e observação abaixo do limiar considerado, denominados de verdadeiros negativos. Estas definições são ilustradas na Tabela 3.6.

Tabela 3.6 - Tabela de contingência de eventos possíveis.

		Observação	
		Sim	Não
Previsão	Sim	a	b
	Não	c	d

Para avaliar a habilidade das simulações de precipitação, foram calculados os *bias score* e o *Equitable Threat Score* (ETS) para cada ponto de grade da área de estudo e por dia do período considerado.

O *bias score* é a razão entre a frequência relativa de precipitação prevista e observada para quantidades que excedem uma categoria de precipitação (WILKS, 2006). Uma previsão sem viés tem valor 1 e viés maior que 1 indica que o evento foi previsto mais frequentemente do que foi realmente observado (superestimativa). Previsões com bias menor do que 1 subestimam os eventos de precipitação.

O *bias score* é dado pela razão entre o número de previsões ( $a + b$ ) e observações

$(a + c)$  “sim”, tal que:

$$\text{Bias} = \frac{a + b}{a + c} = \frac{\text{instâncias previstas}}{\text{instâncias observadas}}. \quad (3.19)$$

O ETS mede a habilidade do modelo em prever a quantidade de precipitação para um limiar com respeito a uma previsão aleatória (ROGERS et al., 1995). Uma previsão perfeita ocorre quando  $\text{ETS} = 1$ , e qualquer previsão com  $\text{ETS} \leq 0$  não tem habilidade. Previsões com  $\text{ETS} > 0$  têm habilidade relativa à uma previsão aleatória. O ETS, proposto por Schaefer (1990), é definido como:

$$\text{ETS} = \frac{a - a_r}{a + b + c - a_r}, \quad (3.20)$$

em que  $a_r$  é um fator de correção dos acertos esperados em relação à previsão aleatória:

$$a_r = \frac{(a + b)(a + c)}{a + b + c + d}. \quad (3.21)$$

Os índices estatísticos foram calculados para o domínio da América do Sul e oceanos adjacentes. O domínio também foi dividido em cinco setores menores, de acordo com a divisão proposta por Chou et al. (2002). Entretanto, como climatologicamente se observam distintos regimes de precipitação sobre a América do Sul, foi necessário fazer modificações para separar o sudeste da América do Sul da porção central do continente (SANTOS et al., 2013b). Nestes setores, verificam-se regimes de precipitação completamente distintos durante o ano todo, sendo importante considerar tais diferenças em análises estatísticas. Os setores utilizadas são indicados na Figura 3.13, e são listados a seguir:

- América do Sul:  $82, 6^\circ W / 32, 6^\circ W$ ,  $49, 9^\circ S / 13, 6^\circ N$ ;
- Sul da América do Sul (setor 1):  $82, 6^\circ W / 32, 6^\circ W$ ,  $49, 9^\circ S / 24^\circ S$ ;
- Região Central da América do Sul (setor 2):  $82, 6^\circ W / 32, 6^\circ W$ ,  $24^\circ S / 13, 5^\circ S$ ;
- Nordeste do Brasil (setor 3):  $45^\circ W / 32, 6^\circ W$ ,  $13, 5^\circ S / 5^\circ N$ ;
- Noroeste da América do Sul (setor 4):  $82, 6^\circ W / 45^\circ W$ ,  $13, 5^\circ S / 5^\circ N$ ;

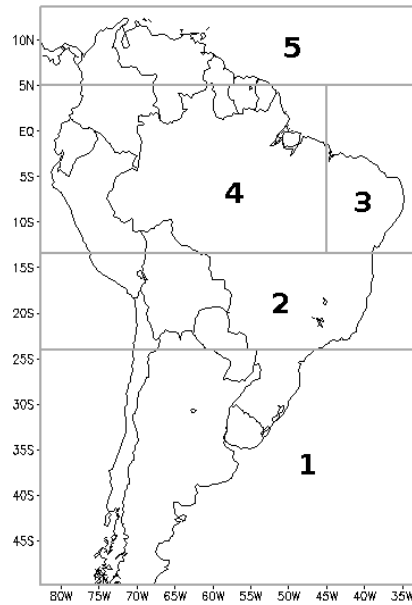


Figura 3.13 - Áreas utilizadas para o cálculo dos índices estatísticos. Os números representam as áreas correspondentes indicadas na Seção 3.5.1.

- Extremo norte da América do Sul e Oceano Atlântico Norte (setor 5):  
 $82,6^{\circ}W/32,6^{\circ}W, 5^{\circ}N/13,6^{\circ}N$

A análise estatística é realizada utilizando como referência o MERGE. Dependendo da área analisada, a quantidade de dados observados é menor ou maior. A avaliação estatística é mais robusta em áreas cuja densidade de dados de estações convencionais é grande. Em áreas cuja densidade é mais baixa, é necessário cuidado com a avaliação dos resultados, tendo em vista que nestas áreas ocorre a predominância dos dados do TRMM no produto MERGE. O conhecimento das deficiências do TRMM também contribui para analisar de forma mais cuidadosa os resultados estatísticos.

Uma análise mais detalhada dos índices seria dada pela aplicação de um método que possibilitasse agregar áreas homogêneas em termos de distribuição de precipitação. Entretanto, isto pode ser difícil, tendo em vista que seria necessário gerar um conjunto maior de simulações do modelo, além das disponíveis no presente trabalho. Por isso, verificou-se que devido aos diferentes regimes de precipitação encontrados sobre o continente, seria necessário utilizar uma forma de separar as áreas com os mesmos regimes de precipitação para uma nova avaliação sem a necessidade de custo computacional e uma maior quantidade de dados.

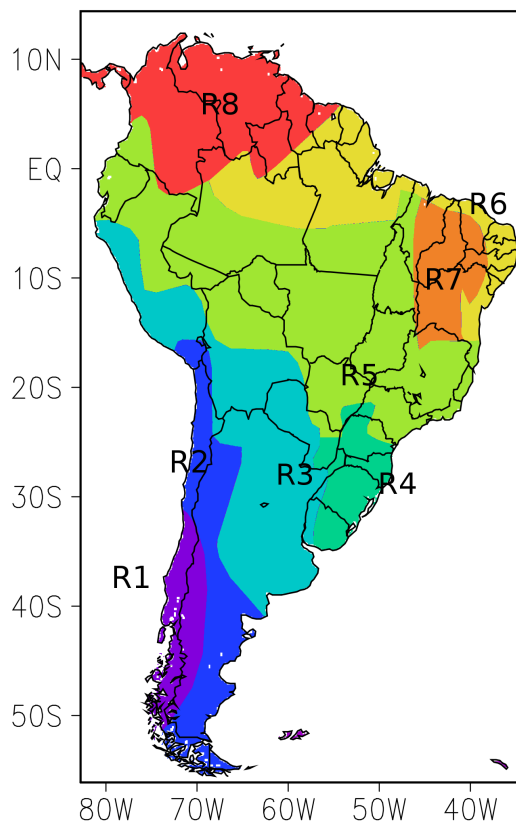


Figura 3.14 - Ilustração da divisão das áreas utilizadas para o cálculo dos índices estatísticos levando em consideração a marcha anual da precipitação. As abreviações R1 a R8 representam as oito subdivisões descritas por Reboita et al. (2010).

Foi construída uma máscara a partir da digitalização do mapa da marcha anual da precipitação descrito por Reboita et al. (2010). Neste mapa, é possível distinguir os distintos regimes de precipitação em oito regiões, sem perder a representação correta dos mesmos ao analisar resultados estatísticos ou acumulados em períodos de interesse.

A Figura 3.14 indica as áreas utilizadas para o cálculo dos índices estatísticos médios dos períodos analisados. Entretanto, os resultados obtidos do cálculo dos índices não diferiu ao utilizar a máscara de separação de regiões com regimes de precipitação distintos e aquela setorizada. Por isso, optou-se por apresentar somente os resultados dos cálculos nos setores mostrados na Figura 3.13.

### 3.5.1.1 Teste de significância estatística

Teste de significância estatística destinam-se a avaliar o cálculo de métricas estatísticas em termos de sua confiabilidade. No entanto, a avaliação da confiança da avaliação de diferentes modelos pode ser difícil, devido a uma série de razões (HAMILL, 1999). Primeiro, as comparações de medidas como o ETS podem ser suspeitas, a menos que seus bias scores sejam semelhantes (HAMILL, 1999). Normalmente, previsões com *bias scores* maiores (superestimativa) tendem a ter um ETS maior do que aqueles modelos que apresentam o mesmo *bias score* (MASON, 1989). De fato, índices estatísticos como o ETS consideram mais os acertos do que penalizam os alarmes falsos (ACCADIA et al., 2005). Por isso, a comparação dos valores de ETS de previsões concorrentes pode ser enganosa se seus *bias scores* forem muito diferentes (MASON, 1989). Mason (1989) e Mesinger (1996) destacaram que tipicamente um modelo cujo *bias score* é alto, normalmente exibe também altos valores de ETS.

Se a tabela de contingência é diária, são produzidos índices diários para que se possa calcular testes de hipóteses (HAMILL, 1999). No presente trabalho, para avaliar a significância estatística dos índices ETS e *bias score*, calculados a partir da tabela de contingência (Seção 3.5.1), foi calculado o teste de significância estatística conhecido como *bootstrap*, inicialmente proposto por Hamill (1999), baseado em reamostragem de dados (DIACONIS; EFRON, 1983). Este método leva em consideração a construção de uma função densidade de probabilidade (do inglês *Probability Density Function* - PDF) consistente com uma hipótese nula. Uma breve descrição da metodologia é apresentada nesta seção. Maiores detalhes podem ser encontrados em Hamill (1999).

A hipótese nula considera que as diferenças no ETS e bias score entre os dois conjuntos de simulações avaliadas sejam zero, calculadas a partir da soma das amostras da tabela de contingência diária sobre todos os  $N$  casos, ou seja:

$$H_0 : ETS_{M1} - ETS_{M2} = 0,0 \quad (3.22)$$

$$BIAS_{M1} - BIAS_{M2} = 0,0, \quad (3.23)$$

em que M1 e M2 são os modelos a serem comparados. As hipóteses alternativas são:

$$H_A : ETS_{M1} - ETS_{M2} \neq 0, 0 \quad (3.24)$$

$$BIAS_{M1} - BIAS_{M2} \neq 0, 0. \quad (3.25)$$

As métricas estatísticas ETS e bias score foram calculadas para cada limiar de precipitação, para as simulações de 24h até 120h. Considerou-se a soma das  $N$  tabelas de contingência obtidas utilizando as simulações do modelo BRAMS nas suas versões EN e aquela cujos fechamentos foram ponderados pelos pesos obtidos do FY. A amostra diária de cada modelo é um vetor dos elementos da tabela de contingência:

$$x_{i,j} = (a, b, c, d)_{i,j}, \quad \begin{aligned} i &= 1, 2, \\ j &= 1, \dots, n. \end{aligned} \quad (3.26)$$

Aqui  $i$  é o indicador do modelo de previsão, e  $j$  é o número de dias. O teste estatístico  $(\widehat{ETS}_{M1} - \widehat{ETS}_{M2})$  ou  $(\widehat{BIAS}_{M1} - \widehat{BIAS}_{M2})$  é calculado usando as Equações 3.19 e 3.20 depois de somados todos os elementos da tabela de contingência para cada modelo, tal que:

$$(\widehat{a, b, c, d})_{M1} = \sum_{k=1}^n x_{1,k} \quad (3.27)$$

$$(\widehat{a, b, c, d})_{M2} = \sum_{k=1}^n x_{2,k}. \quad (3.28)$$

O teste estatístico de reamostragem consistente com a hipótese nula foi gerado depois de escolher aleatoriamente um ou outro modelo em cada dia e somar os elementos da tabela de contingência (HAMILL, 1999) (Figura 3.15a), seguido da verificação da significância do teste baseado na comparação das estatísticas observadas com a estatística numericamente construída (ACCADIA et al., 2005) (Figura 3.15b).

Seja  $I_j$  um indicador aleatório com valor 1 ou 2, com  $j = 1, \dots, n$ . Para calcular o teste estatístico de reamostragem, geram-se  $N$  amostras aleatórias de  $I$  e forma-se

uma soma reamostrada de vetores embaralhados a partir dos elementos da tabela de contingência sobre todos os dias utilizados:

$$(\widehat{a}, \widehat{b}, \widehat{c}, \widehat{d})_{1*} = \sum_{k=1}^n x_{I_k, k}. \quad (3.29)$$

Para outra soma dos elementos da tabela de contingência utilizando dados não selecionados na primeira etapa da soma na Equação 3.29, tem-se:

$$(\widehat{a}, \widehat{b}, \widehat{c}, \widehat{d})_{2*} = \sum_{k=1}^n x_{3-I_k, k}. \quad (3.30)$$

Para  $(\widehat{a}, \widehat{b}, \widehat{c}, \widehat{d})_{1*}$  e  $(\widehat{a}, \widehat{b}, \widehat{c}, \widehat{d})_{2*}$ , o teste estatístico de reamostragem  $(\widehat{ETS}_{1*}) - \widehat{ETS}_{2*}$  ou  $(\widehat{BIAS}_{1*}) - \widehat{BIAS}_{2*}$  também é calculado utilizando as Equações 3.20 e 3.19. O processo é repetido mil vezes (1000) para cada intervalo de precipitação para construir a distribuição nula.

A hipótese da diferença no ETS é finalmente testada determinando o local de  $(\widehat{ETS}_{M1} - \widehat{ETS}_{M2})$  na distribuição reamostrada  $(\widehat{ETS}_{1*} - \widehat{ETS}_{2*})$ , e similarmente para o bias score. Formalmente, utilizando a distribuição reamostrada, calculam-se os números  $\widehat{t}_L$  e  $\widehat{t}_U$ , tal que:

$$\begin{aligned} Pr * [(\widehat{ETS}_{1*} - \widehat{ETS}_{2*}) < \widehat{t}_L] &= \frac{\alpha}{2}, \\ Pr * [(\widehat{ETS}_{1*} - \widehat{ETS}_{2*}) < \widehat{t}_U] &= 1 - \frac{\alpha}{2}, \end{aligned} \quad (3.31)$$

em que  $Pr*$  representa as probabilidades calculadas desta distribuição. Porém, o método geral não requer considerar a PDF (ACCADIA et al., 2005).

Portanto,  $H_0$  é rejeitada se  $(\widehat{ETS}_{M1} - \widehat{ETS}_{M2}) < \widehat{t}_L$  ou  $(\widehat{ETS}_{M1} - \widehat{ETS}_{M2}) > \widehat{t}_U$ .

Foi assumido o nível de significância de 95% e a hipótese nula é testada para um teste bilateral utilizando o método do percentil (WILKS, 1995).



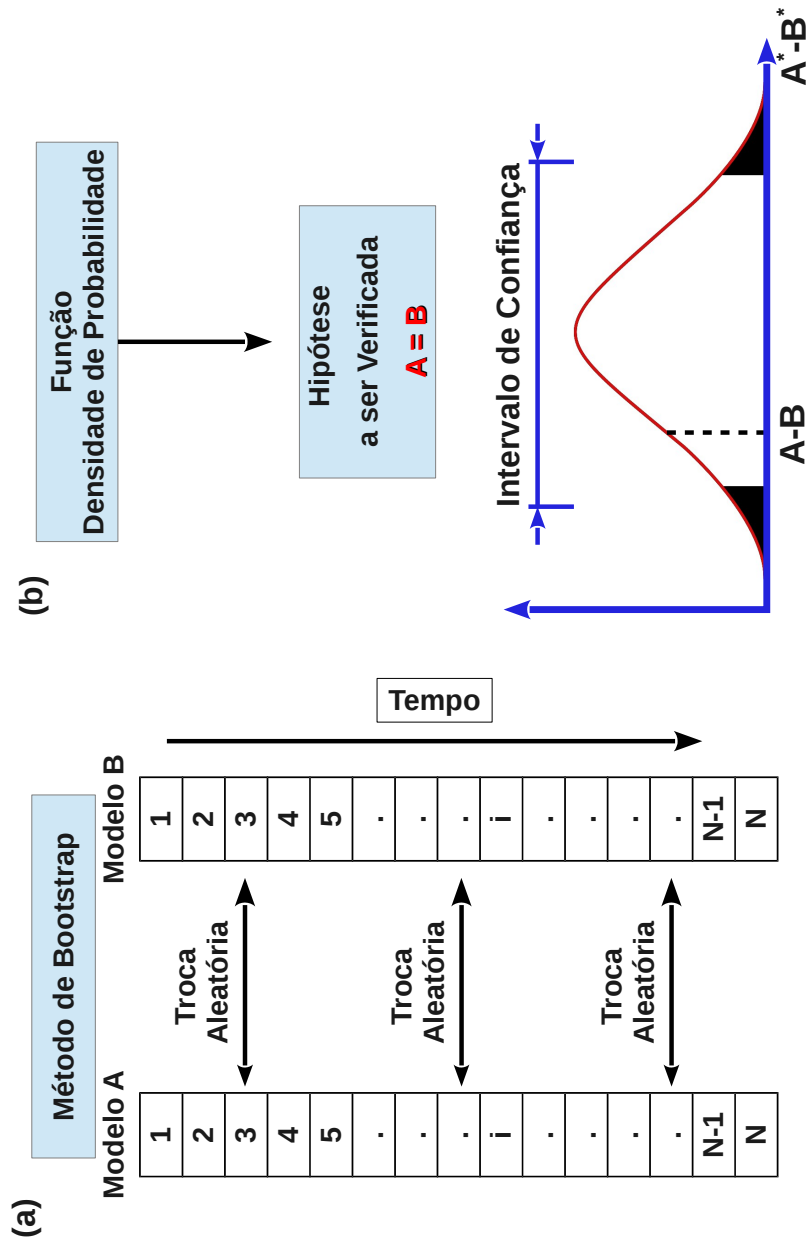


Figura 3.15 - Diagrama esquemático da técnica de *bootstrap*. (a) A escolha aleatória dos elementos das séries (tabela de contingência diária) é necessária para construir os dados reamostrados. (b) Dado um nível de confiança, o intervalo é identificado da distribuição da diferença dos scores reamostrados.

Fonte: Adaptado de Accadia et al. (2005).



## 4 RESULTADOS

Neste Capítulo, são apresentados os resultados obtidos a partir da utilização do método de otimização metaheurístico FY apresentado no Capítulo 3. Tais resultados são fruto de estudos de sensibilidade do modelo BRAMS às respostas da aplicação do FY como um método de reconstrução do campo de precipitação simulado. Uma outra abordagem, resultado da obtenção do campo de pesos obtidos com o FY, associados a cada formulação para o controle dinâmico da parametrização convectiva de GD, possibilitou analisar o desempenho do modelo BRAMS nas simulações de precipitação e de seu ciclo diurno sobre a América do Sul.

### 4.1 Reconstrução do campo de precipitação simulada pelo modelo BRAMS

A primeira abordagem adotada na utilização dos pesos resultantes da aplicação do modelo inverso foi a reconstrução da precipitação modelada. Este estudo foi importante para a verificação da aplicação da metodologia por um período mais longo do que aqueles utilizados nos experimentos de validação. Os resultados apresentados aqui evidenciam a robustez do FY aplicado principalmente a estudos diagnósticos. Parte dos resultados aqui apresentados podem ser encontrados no trabalho de Santos et al. (2013b).

O conjunto de pesos foi obtido a partir da minimização de  $J(P)$  (Seção 3.3). A evolução de  $J(P)$  dos experimentos FY30d e FY60d é mostrada na Figura 4.1. Apesar de os parâmetros utilizados terem sido aqueles indicados na Tabela 3.5, como descrito na Seção 3.4.2.3, foram realizadas duas variações no número de iterações. Tais testes foram analisados e os campos de pesos obtidos não apresentaram diferenças importantes (figura não mostrada). Tendo em vista que a execução do FY com 50 vaga-lumes e 100 iterações levou mais de 4 horas para ser processado, adotou-se o número de  $n = 20$  vaga-lumes e  $G = 50$  iterações, gerando pesos semelhantes ao teste com  $n = 50$  e  $G = 100$ . Embora 50 iterações não tenham indicado a convergência efetiva de  $J(P)$  (Figura 4.1), considerou-se satisfatório o resultado obtido. Ressalta-se que o critério de parada, independente da obtenção da convergência de  $J(P)$ , foi o número de iterações adotado; Para o experimento FY30d, o mínimo de  $J(P) = 0,018$  e para FY60d,  $J(P) = 0,007$ , valores estes muito menores do que o RMS médio da simulação da precipitação acumulada em 24h do modelo BRAMS sobre a América do Sul utilizando o fechamento EN, que é da ordem de 5,32 mm/dia (figura não mostrada). Ao utilizar 100 iterações e 50 vaga-lumes, a convergência pôde ser alcançada na iteração de número 85, com  $J(P) = 0,002$  para o experimento FY60d, enquanto

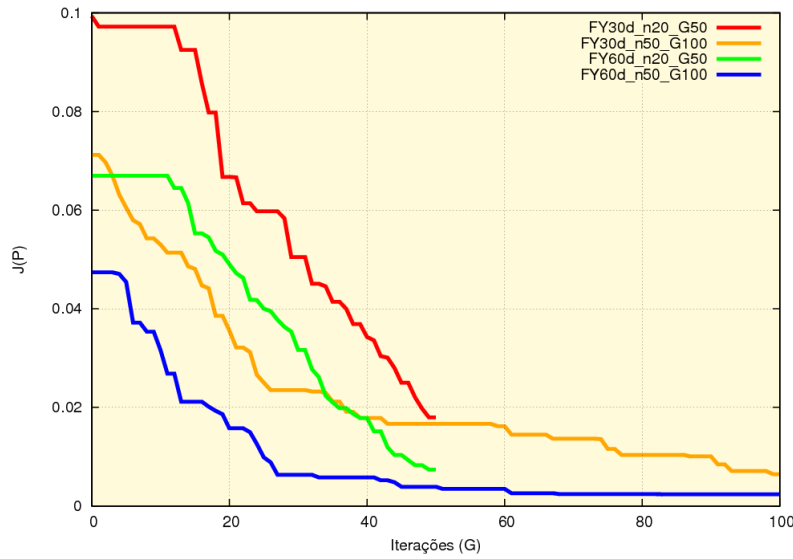


Figura 4.1 - Decaimento da função objetivo dos experimentos FY30d e FY60d. As linhas vermelha e laranja indicam  $J(P)$  do experimento FY30d utilizando  $n = 20$ ;  $G = 50$  e  $n = 50$ ;  $G = 100$ , respectivamente. As linhas verde e azul indicam  $J(P)$  do experimento FY60d utilizando  $n = 20$ ;  $G = 50$  e  $n = 50$ ;  $G = 100$ , respectivamente.

que para o FY30d, a convergência ocorreu na última iteração, com  $J(P) = 0,007$ .

Os pesos obtidos do FY30d e FY60d médios em todo o continente e nos setores da América do Sul (de acordo com a Figura 3.13) são mostrados na Tabela 4.1. Nota-se que em todas as áreas, o fechamento LO ganhou maior peso, independente de se utilizar o modelo direto com 30 ou 60 dias. Este resultado indicou que o LO tem maior contribuição para a composição do campo  $P_M$ , bem como para a ponderação do fluxo de massa na base de uma nuvem convectiva profunda, visto que a precipitação é diretamente proporcional ao fluxo de massa (Equação 2.9).

Das seis áreas consideradas na Tabela 4.1, em quatro destas o fechamento KF foi o segundo com maior peso do experimento FY30d, a saber: na média de todo o domínio da América do Sul e nos setores central, nordeste e noroeste. No sul da América do Sul, o fechamento com o segundo maior peso foi o GR, enquanto que no norte da América do Sul e Oceano Atlântico Norte, o fechamento MC foi o que recebeu o segundo maior peso. Para a metodologia FY60d, em todas as áreas o fechamento com o segundo maior peso foi o KF.

Ao calcular a média dos pesos para as regiões descritas por Reboita et al. (2010) (Tabela 4.2), notou-se que novamente o fechamento LO recebeu maior atribuição em

Tabela 4.1 - Pesos médios sobre os setores da América do Sul.

FY30d					
Áreas	$w_{AS}$	$w_{GR}$	$w_{KF}$	$w_{MC}$	$w_{LO}$
América do Sul	0,167	0,172	0,182	0,169	0,344
Sul da AS	0,194	0,204	0,202	0,188	0,382
Central AS	0,159	0,155	0,179	0,152	0,348
Nordeste AS	0,125	0,116	0,144	0,132	0,359
Noroeste AS	0,164	0,175	0,177	0,173	0,221
Norte AS/Atlântico	0,117	0,108	0,125	0,142	0,383
FY60d					
América do Sul	0,160	0,166	0,181	0,164	0,321
Sul da AS	0,184	0,193	0,197	0,180	0,412
Central AS	0,162	0,161	0,191	0,163	0,264
Nordeste AS	0,120	0,122	0,146	0,126	0,319
Noroeste AS	0,155	0,159	0,169	0,163	0,178
Atlântico	0,143	0,135	0,145	0,138	0,349

todas as regiões a partir da metodologia FY30d. Assim como também foi verificado na área setorizada, o fechamento KF foi o segundo com o maior peso em seis das oito regiões, a saber: R1, R2, R3, R5, R7 e R8. Na R4, o fechamento com o segundo maior peso foi o GR, enquanto que o fechamento MC foi o segundo com o maior peso na R6. Utilizando a metodologia FY60d, praticamente todas as áreas tiveram o fechamento LO com o maior peso e o fechamento KF com o segundo maior peso. A exceção foi a R7, onde o maior peso foi dado para o fechamento KF e o segundo para o LO.

Comparando os resultados utilizando as duas formas de analisar o domínio de estudo, verificou-se que o fechamento LO teve predomínio sobre todo o continente, independente da região, e em segundo lugar, o fechamento KF em grande parte do domínio em ambos os conjuntos FY30d e FY60d. As exceções foram as áreas no sul da América do Sul, onde os processos sinóticos predominam, e o fechamento GR teve o segundo maior peso quando se utilizou a metodologia FY30d. Nos trópicos, na porção nordeste da América do Sul, de acordo com a setorização, o fechamento MC teve peso maior que os demais, depois do LO. De acordo com a divisão por áreas de [Reboita et al. \(2010\)](#), isto ocorreu no leste e norte do NEB, e também em parte do norte da América do Sul (R6). Nesta divisão, KF teve a segunda maior atribuição na R8. Porém, a diferença entre este e o fechamento MC foi muito pequena. Com isso, verifica-se que há concordância entre a separação por setores e as regiões, tendo em vista que a porção norte da América do Sul e Oceano Atlântico Norte, onde o

Tabela 4.2 - Pesos médios sobre as regiões descritas por Reboita et al. (2010).

FY30d					
Áreas	$w_{AS}$	$w_{GR}$	$w_{KF}$	$w_{MC}$	$w_{LO}$
R1	0,102	0,121	0,148	0,133	0,366
R2	0,258	0,258	0,271	0,250	0,321
R3	0,221	0,212	0,236	0,209	0,330
R4	0,146	0,168	0,157	0,146	0,333
R5	0,157	0,180	0,187	0,167	0,280
R6	0,131	0,125	0,137	0,145	0,205
R7	0,139	0,143	0,160	0,138	0,297
R8	0,188	0,198	0,209	0,205	0,229
FY60d					
R1	0,116	0,126	0,135	0,123	0,355
R2	0,231	0,237	0,241	0,220	0,348
R3	0,210	0,201	0,227	0,195	0,262
R4	0,160	0,176	0,180	0,143	0,251
R5	0,157	0,170	0,179	0,172	0,187
R6	0,141	0,141	0,150	0,144	0,167
R7	0,151	0,159	0,199	0,148	0,179
R8	0,156	0,142	0,170	0,165	0,182

fechamento MC recebeu o segundo maior peso, compreende boa parte da R8. Em função desta concordância, optou-se por realizar as análises dos demais resultados apenas nos setores indicados na Figura 3.13.

Os campos espaciais dos cinco pesos do FY30d são mostrados na Figura 4.2, enquanto que os pesos do FY60d são mostrados na Figura 4.3. Observa-se que os pesos para os fechamentos AS, GR, KF e MC têm padrões semelhantes entre si, independente da metodologia utilizada. O peso LO tem um padrão mais intenso na porção central e sul do continente, bem como sobre os oceanos.

A simulação da precipitação acumulada em 24h média de janeiro de 2006 utilizando os seis distintos fechamentos é indicada na Figura 4.4. Observa-se pouca diferença entre os membros (Figura 4.4a-e), exceto pelo campo  $P_{AS}$  (Fig. 4.4b), com menor precipitação em áreas onde os demais membros apresentaram precipitação mais baixa e também por apresentar volumes mais intensos de precipitação no oeste da Região Norte do Brasil. O padrão espacial de  $P_{EN}$  (Figura 4.4f) é muito similar aos membros individuais, como era de se esperar. Os membros do conjunto e o campo  $P_{EN}$  simularam uma área de intensa precipitação sobre a posição preferencial da ZCIT, exceto com a utilização do fechamento AS.

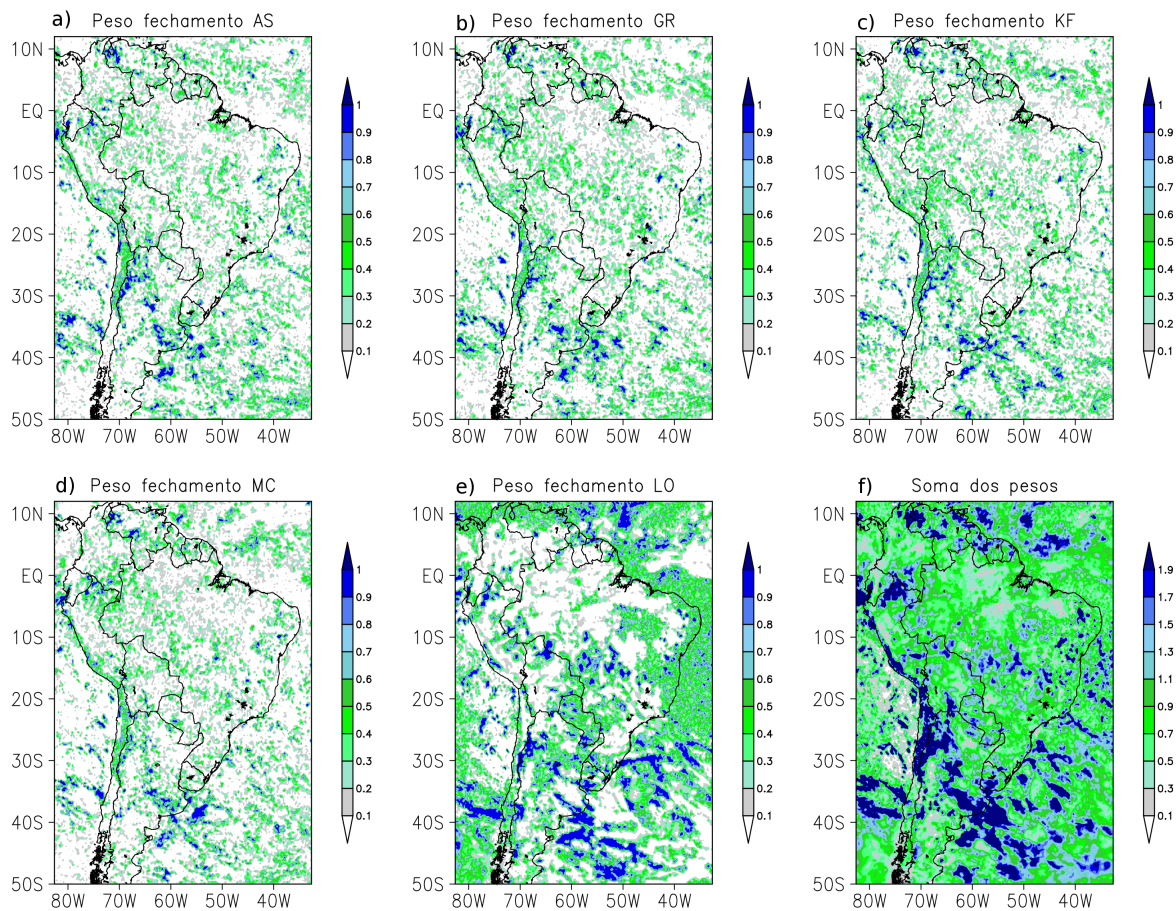


Figura 4.2 - Pesos do experimento FY30d associados aos fechamentos da parametrização convectiva de GD. a) Fechamento AS, b) fechamento GR, c) fechamento KF, d) fechamento MC, e) fechamento LO, f) soma dos pesos.

O campo de pesos do experimento FY30d foi utilizado para compor o campo  $P_M$  para o próprio mês de janeiro de 2006. A adoção do mesmo período utilizado no modelo direto se justifica em função na importância de estudos diagnósticos que podem ser realizados com simulações de casos passados em que seja necessária uma melhor representação da precipitação do modelo. A comparação entre a precipitação média diária observada, a simulada utilizando o fechamento EN ( $P_{EN}$ ) e  $P_M$  é mostrada na Figura 4.5. A precipitação observada (MERGE) (Figura 4.5a) é distribuída de forma aproximadamente uniforme e cobre a maior parte da América do Sul e Oceano Atlântico Tropical e Sul. Precipitação mais intensa é observada entre o equador e 10°N, associada à ZCIT.

Em janeiro de 2006, a ZCIT esteve localizada em torno de sua posição climatológica entre 20°W e 10°W, próximo à costa da África, e ligeiramente ao norte, próximo à



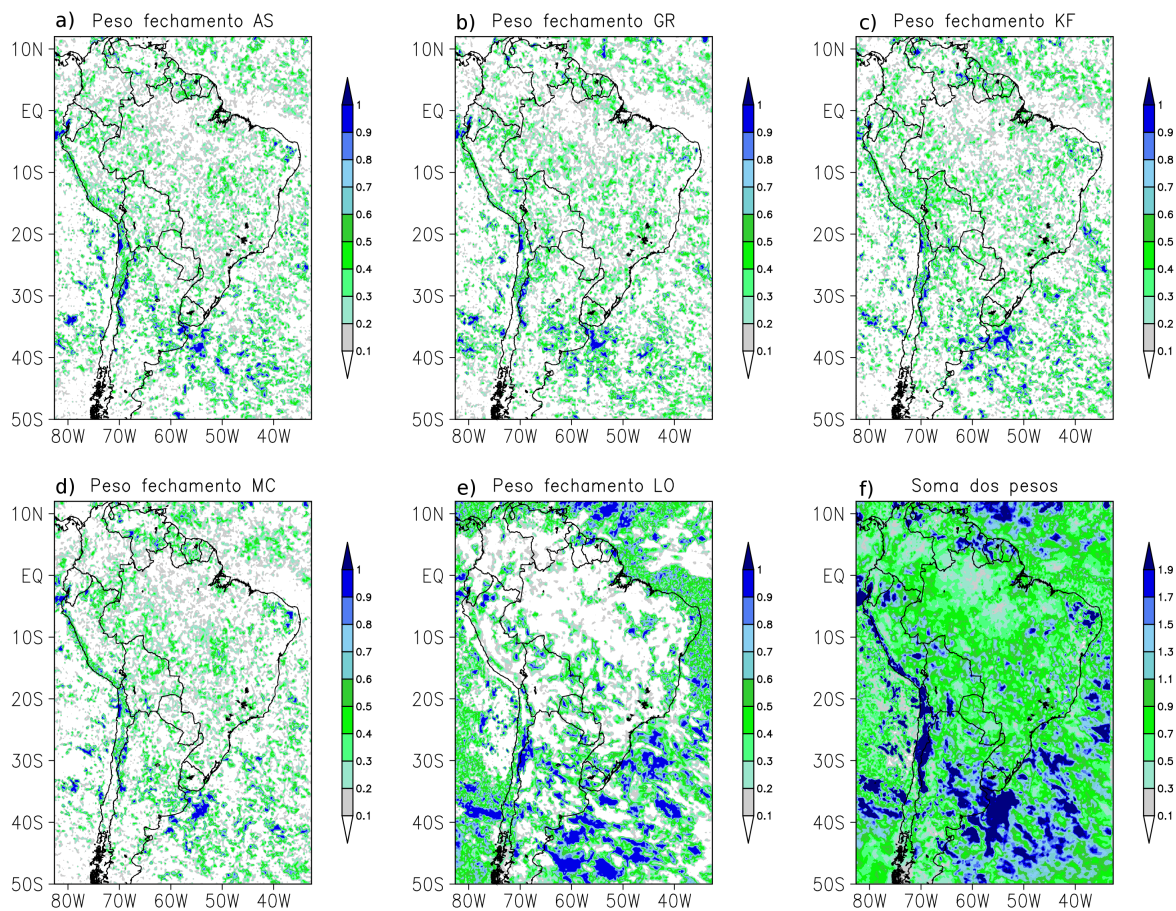


Figura 4.3 - Idem à Figura 4.2, exceto para o experimento FY60d

costa brasileira, entre  $25^{\circ}\text{W}$  e  $45^{\circ}\text{W}$  (CLIMANÁLISE, 2006). Este sistema é tipicamente observado entre o equador e  $5^{\circ}\text{N}$  no mês de janeiro (WALISER; GAUTIER, 1993; NOBRE; SRUKLA, 1996). O CPTEC/INPE realiza operacionalmente o monitoramento da ZCIT por meio da estimativa em pântadas de sua posição média a partir da localização dos mínimos valores de Radiação de Onda Longa Emergente no topo da atmosfera (ROLE) ao longo do Oceano Atlântico Tropical. De acordo com o monitoramento de janeiro de 2006 (CLIMANÁLISE, 2006), a ZCIT esteve na maior parte do período ao norte de sua posição climatológica na região próxima à costa do NEB. Entretanto, durante a primeira metade do mês, a interação entre a ZCIT e Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) favoreceram a ocorrência de precipitação sobre a costa norte do NEB (figura não mostrada).

Devido à intensa atividade convectiva associada à ZCIT, observou-se precipitação média diária sobre o norte da América do Sul, da ordem de 6 mm/dia a 10 mm/dia (Fig. 4.5a). Sobre o Oceano Atlântico Tropical, observou-se precipitação mais in-



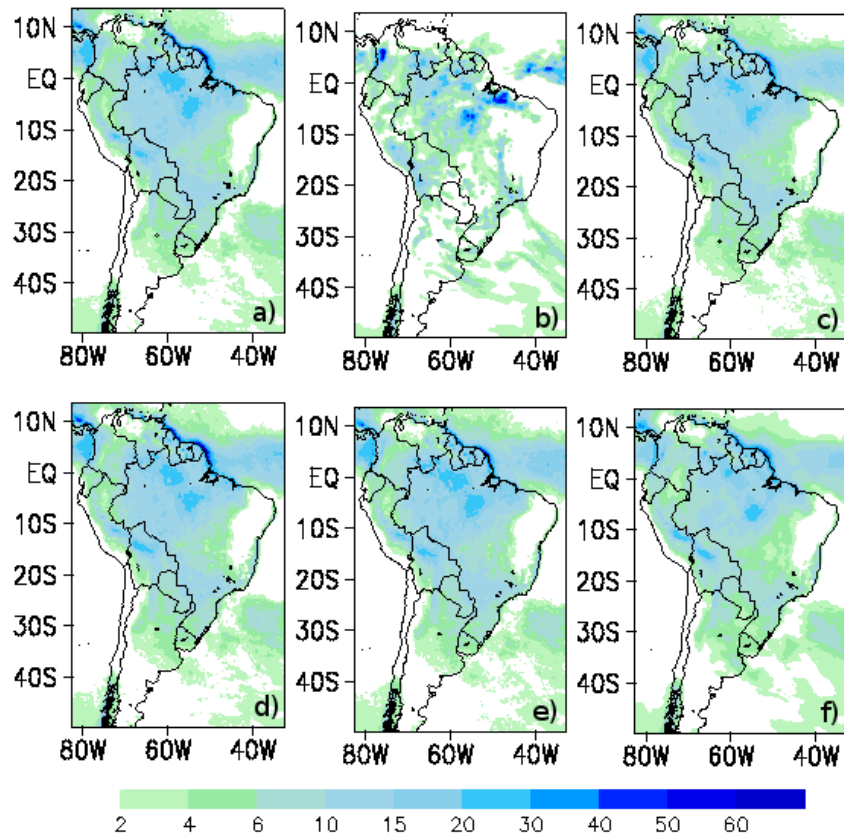


Figura 4.4 - Precipitação média diária (acumulada em 24h) para janeiro de 2006 (mm/dia) utilizando os fechamentos: : a) GR, b) AS, c) MC, d) LO, e) KF e f) EN.

tensa, da ordem de 15 mm/dia a 20 mm/dia. Na região central da América do Sul, nota-se a banda alongada de precipitação associada à ZCAS (CASARIN; KOUSKY, 1986; KODAMA, 1992), com precipitação da ordem de 6 mm/dia a 20 mm/dia. Atividade convectiva associada a sistemas típicos do verão que se formam em decorrência do aquecimento diurno e de efeitos orográficos são encontrados no norte da Bolívia e sudeste do Peru, que produziram precipitação média da ordem de 20 mm/dia a 30 mm/dia. Intensa precipitação é observada sobre o norte e nordeste da Argentina e no Uruguai, onde nota-se precipitação média da ordem de 10 mm/dia a 15 mm/dia.

O campo de  $P_M$  é indicado na Figura 4.5c. É notável a melhoria na representação da precipitação média reconstruída em comparação com o campo  $P_{EN}$  (Figura 4.5b). As setas azuis na Figura 4.5b apontam as áreas onde a desempenho do campo  $P_M$  superou o de  $P_{EN}$ , enquanto que as setas vermelhas indicam as deficiências do campo recuperado. Na costa norte do continente e Oceano Atlântico adjacente, sobre a porção central da Bacia Amazônica, sudeste do Peru e norte da Bolívia, observou-se a redução da superestimativa do campo  $P_{EN}$ , produzindo uma precipitação modelada

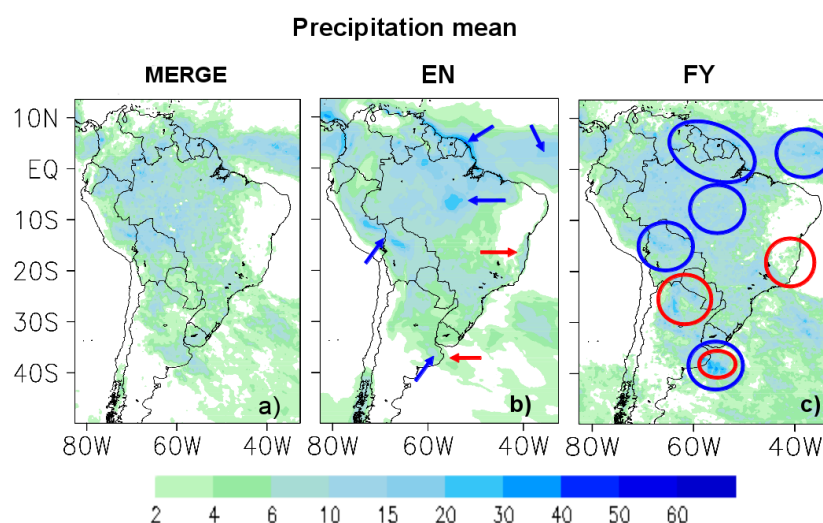


Figura 4.5 - Precipitação média diária acumulada em 24h para janeiro de 2006 (mm/dia): a) observação (MERGE), b)  $P_{EN}$  e c)  $P_M$ . As setas e círculos azuis (vermelhos) indicam as áreas onde o FY apresentou melhor desempenho (pior) em comparação com o  $P_{EN}$ .

mais próxima da observação. A metodologia mostrou boa desempenho em aumentar a precipitação sobre o norte da Argentina e próximo à Província de Buenos Aires, onde o  $P_{EN}$  apresentou subestimativa. Entretanto, nestas áreas, a aplicação dos pesos passou a gerar superestimativa, como mostrado pelo círculo em vermelho na Figura 4.5c, principalmente próximo à Província de Buenos Aires. A precipitação observada nessa área foi subestimada pelos membros  $P_i$ , o que provocou uma ponderação maior, como pode ser observado na Figura 4.2, onde a soma dos pesos do período ultrapassou o valor de 1,9, alterando padrão de subestimativa para superestimativa.

Os resultados dos índices *bias score* e ETS são apresentados nas Figuras 4.6 e 4.7, respectivamente, para cada intervalo de precipitação, sobre todo o domínio da América do Sul e sobre os setores da Figura 3.13. A magnitude dos índices obtidos são comparáveis com aqueles de outros modelos regionais (CHOU; SILVA, 1999). Em geral, ambas as versões do BRAMS tiveram tendência de simular excesso de pontos de precipitação nos limiares mais baixos, enquanto que subestimaram o número de pontos de precipitação para limiares de moderados a altos. Este comportamento é comumente observado em modelos numéricos de previsão de tempo. Mesinger (1996) e Chou e Silva (1999) analisando o modelo regional Eta, e Mendonça (1999), o MCGA/CPTEC, identificaram as mesmas características nos resultados dos cál-

culos do *bias score* para períodos distintos de simulações de precipitação. É comum os modelos numéricos apresentarem dificuldade principalmente em representar precipitação intensa.

Na média sobre todo o domínio analisado (Figura 4.6a),  $P_{LO}$  e  $P_{KF}$  produziram *bias* maior (menor) do que 1 para os limiares mais baixos (mais altos) do que 25 mm, com máximo (mínimo) valor aproximado de 2 (0,25) para o limiar 6,53 mm (50,8 mm). O  $P_{MC}$  e  $P_{EN}$  tiveram comportamento similar, mas *bias* mais alto (mais baixo) do que 1 foi observado nos limiares menores (maiores) do que 19,05 mm, com máximo (mínimo) valor de aproximadamente 1,75 (0,15). O membro  $P_{AS}$  apresentou um comportamento oposto aos demais membros e a  $P_M$ , com *bias* mais baixo (mais alto) do que 1 para limiares menores (maiores) do que aproximadamente 40 mm.

O *bias score* de  $P_M$  indicou um aumento substancial na qualidade do campo ponderado comparado com os demais membros. O primeiro produziu um *bias* máximo de 1,75 para limiares entre 2,54 e 6,53 e *bias* menor do que 1 para limiares maiores do que 17 mm. A utilização do fechamento EN reduziu o *bias* observado nos membros individuais para limiares entre 2,54 mm até 22 mm. É interessante comparar o campo  $P_{EN}$  com  $P_M$ .  $P_M$  produziu *bias* para limiares entre 0,254 mm e 38,1 mm entre 1 e 0,75. Para limiares mais altos, o *bias* decaiu para aproximadamente 0,6.  $P_M$  exibiu um *bias* mais suavizado e decrescente a partir dos maiores valores em limiares mais baixos para menores valores para limiares mais altos. Embora  $P_M$  tenha subestimado a precipitação em limiares maiores, os membros individuais também tiveram o mesmo comportamento, com exceção do  $P_{AS}$ . Entretanto, com a utilização do FY30d, a subestimativa foi menor.

Os valores de *bias score* para os setores individuais apresentaram padrão semelhante àquele médio sobre todo o continente (Figuras 4.6b-4.6f), com exceção dos setores sul (Figura 4.6b) e norte/Atlântico (Figura 4.6f). No primeiro, o *bias score* dos limiares mais baixos teve máximo de 1,4 para o  $P_{EN}$ , no limiar de 0,254 mm, enquanto que  $P_{MC}$ ,  $P_{LO}$ ,  $P_{GR}$  e  $P_{KF}$  apresentaram máximo próximo a 1,3, entre os limiares de 2,540 mm e 6,530 mm. De todos os setores, inclusive o domínio completo, foi o menor *bias score*. *Bias score* menor do que 1 foi obtido para os limiares superiores a aproximadamente 16 mm. Os mínimos valores foram obtidos para praticamente todos os  $P_i$ , com exceção do  $P_{LO}$ , que teve desempenho superior aos demais a partir do limiar de 20,5 mm, bem como de  $P_{AS}$ . Como verificado anteriormente,  $P_{AS}$  apresentou comportamento oposto aos demais campos. O  $P_M$  reduziu a superestimativa nos limiares mais baixos e reduziu a subestimativa nos limiares mais altos.

Seu desempenho foi marginalmente superior ao  $P_{LO}$  nos limiares superiores a aproximadamente 31 mm. Por outro lado, no setor norte/Atlântico, foram encontrados os *bias scores* mais elevados, com máximo da ordem de 2,75 para o  $P_{KF}$  no limiar de 6,530 mm. Neste mesmo limiar,  $P_{MC}$  apresentou *bias* máximo de aproximadamente 2,2, sendo este o menor de todos os membros individuais. Esta foi a única área em que o  $P_{EN}$  não reduziu a superestimativa encontrada na maioria dos membros individuais. Isto pode estar associado ao efeito de fronteira nesta região, devido à característica de área limitada do modelo, uma vez que a região de *nudging* pode se manter instabilizada por um longo período devido ao forçante vindo da condição de contorno. A tendência de ambos os campos foi manter a superestimativa na maioria dos limiares e o  $P_{LO}$  apresentou superestimativa em todos os limiares. Este comportamento foi verificado a partir da análise da Figura 4.4, tendo em vista que, com exceção do  $P_{AS}$ , todos os membros superestimaram a precipitação próximo à costa norte do continente, e o  $P_{LO}$  com maior intensidade. Novamente, o  $P_M$  reduziu a superestimativa e a subestimativa gerada pelos membros individuais.

Em vista da associação com o *bias score*, nota-se que para todos os membros, o ETS é mais elevado para limiares mais baixos de precipitação, enquanto que para limiares maiores, o ETS tem menor valor (MASON, 1989; MESINGER, 1996). A exceção é o  $P_{AS}$ , que mesmo com *bias* oposto aos demais, apresentou o mesmo padrão de ETS observado para os demais membros, salvo que obteve-se valores marginalmente menores se comparados aos demais membros em quase todos os setores. Este resultado pode ser enganoso, já que o *bias* deste membro difere consideravelmente por apresentar um comportamento oposto a todos os demais membros, inclusive ao campo  $P_M$ . Tendo em vista que *bias* calculado sobre o setor sul (Figura 4.6b) tenha apresentado o melhor desempenho, visto que todos os membros individuais apresentaram menores super e subestimativas, o ETS para este setor teve valores maiores para os limiares mais baixos. Verifica-se que para todos os setores, o ETS do  $P_M$  para os limiares menores se aproxima do valor ótimo se comparado a  $P_{EN}$ . No setor sul do continente, tendo em vista que o  $P_M$  teve maior subestimativa em limiares menores (Figura 4.6b) se comparado aos demais setores, o máximo de ETS apresentou valor menor para os limiares mais baixos.

Em uma abordagem que é conceitualmente semelhante ao diagrama de Taylor (2001), é possível explorar a relação geométrica entre quatro medidas de desempenho de previsões, a saber: probabilidade de detecção (do inglês *probability of detection* - POD), razão de alarme falso (do inglês *false alarm ratio* - FAR) ou o seu oposto, a razão de sucesso (do inglês *success ratio* - SR, ou 1-FAR), *bias score* e *critical*

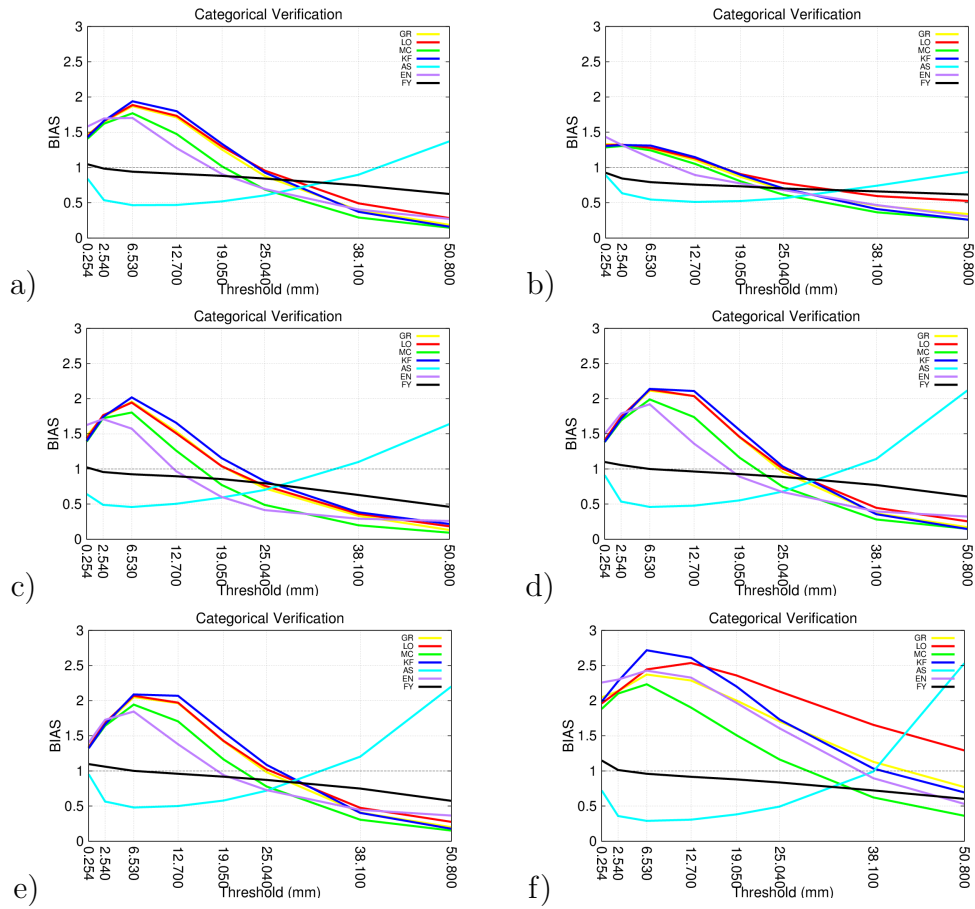


Figura 4.6 - *Bias score* para os diferentes limiares de precipitação (0,254 mm, 2,54 mm, 6,53 mm, 12,7 mm, 19,05 mm, 25,4 mm, 38,1 mm, 50,8 mm) para a) América do Sul, e setores: b) sul, c) central, d) nordeste, e) noroeste, f) norte/Atlântico.

*success index* (CSI; também conhecido como *threat score*). Roebber (2009) descreve em detalhes como o diagrama de desempenho é construído. A diferença entre o CSI e o ETS está no fato de o primeiro aumentar o número de previsões corretas em função dos erros aleatórios que é levado em consideração no cálculo do ETS. O POD, FAR e CSI são definidos da seguinte forma:

$$\begin{aligned}
 POD &= \frac{a}{a + c} \\
 FAR &= \frac{b}{a + b} \\
 CSI &= \frac{a}{a + b + c}
 \end{aligned} \tag{4.1}$$

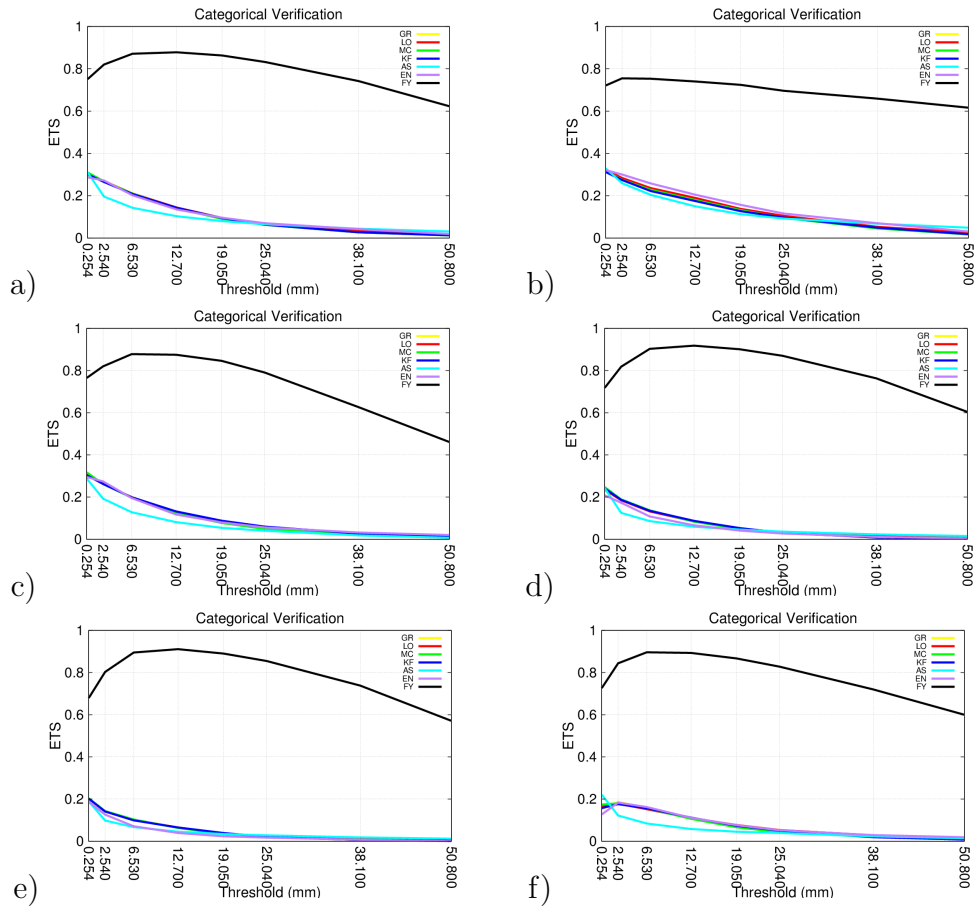


Figura 4.7 - Idem à Figura 4.6, exceto que para o ETS.

De acordo com Roebber (2009), a partir de algumas manipulações, pode-se encontrar as seguintes relações entre os índices:

$$CSI = \frac{1}{\frac{1}{SR} + \frac{1}{POD} - 1} \quad (4.2)$$

$$bias = \frac{POD}{SR} = \tan\theta, \quad (4.3)$$

em que  $\theta$  é o ângulo em relação à abscissa. A Equação 4.2 foi previamente derivada por Schaefer (1990).

As previsões com melhores desempenhos apresentam POD, SR, *bias* e CSI próximos de 1, e a previsão perfeita seria aquela posicionada no canto superior direito do diagrama. Os desvios em uma dada direção indicam as diferenças relativas no

POD e SR, e conseqüentemente no *bias* e CSI. É possível visualizar rapidamente as diferenças nos desempenhos dos modelos avaliados.

Na posição de 45 graus no diagrama são encontrados os melhores resultados, mantendo as previsões sem viés e simultaneamente aumentando a detecção e a redução do alarme falso. O desempenho é obtido plotando a previsão em relação a uma medida de referência.

Desta forma, o desempenho dos membros  $P_i$  para o limiar de 25,040 mm podem ser rapidamente visualizados no diagrama de desempenho da Figura 4.8. Comparando o desempenho dos membros individuais para cada um dos setores da América do Sul e também para todo o domínio (Figura 4.8a), verifica-se que todos os membros individuais possuem baixos valores de CSI, em torno de 0,1, *bias scores* menores do que 0,3, indicando que o modelo subestima os eventos de precipitação deste limiar de precipitação. A SR e o POD também são baixos, ambos não superiores a 0,2. Já o  $P_M$  apresentou melhor desempenho em todos os índices, diminuindo a subestimativa ao indicar o aumento do *bias score*, e concordando com a precipitação observada neste limiar, como pode ser verificado pelos valores mais elevados de CSI, que variam de 0,7 a 0,85. A SR teve valor ótimo em todas as áreas analisadas, enquanto que o POD esteve próximo do valor ótimo, variando de 0,8 a 0,9 na maioria das áreas. Neste caso, a correção do campo modelado a partir da ponderação dos membros individuais aumentou a probabilidade de o modelo simular a precipitação acumulada em 24h de aproximadamente 10%-20% para aproximadamente 80%, indicando que o evento observado acima de 25,040 mm foi representado com 80% de acerto.



## 4.2 Melhoria das simulações de precipitação sobre a América do Sul

Nesta seção, são apresentados os resultados referentes à inclusão dos campos de pesos FY30d e FY60d utilizados para ponderar o fluxo de massa de cada fechamento individual da parametrização de GD.

A precipitação média diária (acumulado de 24h) para os diferentes prazos de previsão, bem como o campo de precipitação do MERGE é indicada na Figura 4.9. Em geral, o padrão observado foi bem representado por ambas as simulações. O EN tem a característica de representar a precipitação de forma mais suavizada, diferente das simulações ponderadas pelos pesos, que introduzem características mais regionais ao campo de precipitação. Este padrão é típico do MERGE, que atribui maior detalhamento ao campo observado. A precipitação gerada devido a processos orográficos a oeste da Bolívia foi bem representada por ambas as simulações. Entretanto, de 24h até 72h de previsão, o modelo superestimou os máximos nesta área. Isto também ocorreu no sul do Pará, onde a precipitação simulada pelo FY30d e FY60d superou a do EN. Porém, verificou-se que no extremo norte do continente, os modelos ponderados pelos pesos reduziram a superestimativa de precipitação produzida pelo EN. Estes também melhoraram a simulação da precipitação na Região Sudeste do Brasil, onde foram verificados máximos no campo observado, que não foram representados pelo EN.

Apesar de semelhantes, as simulações ponderadas indicadas na Figura 4.9 diferem daquela precipitação recuperada mostrada na Figura 4.4, tendo em vista que a primeira é resultado de uma nova simulação do modelo utilizando os campos de pesos. Por isso, a correção da superestimativa verificada no campo EN observada sobre o sul do Pará foi realizada. No campo novamente simulado, verificou-se que a superestimativa persistiu. Esta característica está possivelmente associada ao disparo e à intensidade da convecção naquela região, mais elevada que aquela observada na natureza.



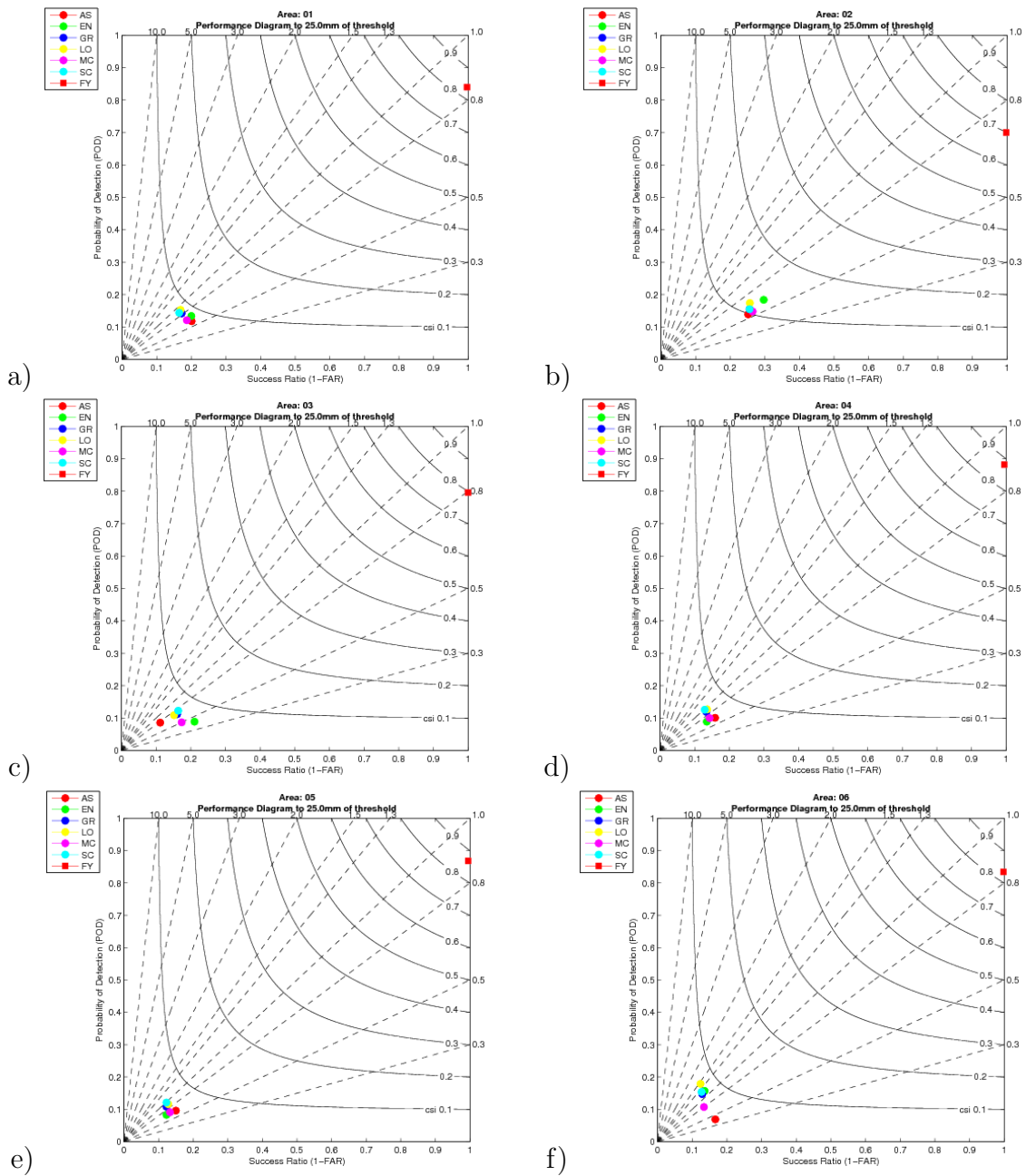


Figura 4.8 - Diagrama de desempenho que resume as medidas SR, POD, *bias* e CSI. As linhas pontilhadas representam o *bias score*, e sua legenda se encontra no final da linha, enquanto que contornos sólidos e os respectivas legendas correspondem ao CSI. As avaliações são realizadas para as simulações de precipitação média acumulada em 24h (quantidade superior a 25 mm/24h) a partir dos membros individuais indicados por círculos:  $P_{AS}$  (vermelho),  $P_{GR}$  (azul escuro),  $P_{LO}$  (amarelo),  $P_{MC}$  (rosa),  $P_{KF}$  (azul claro), bem como para o  $P_{EN}$  (verde) e  $P_M$  (quadrado vermelho). Os índices são médios sobre a) América do Sul e setores: b) sul, c) central, d) nordeste, e) noroeste, f) norte/Atlântico.

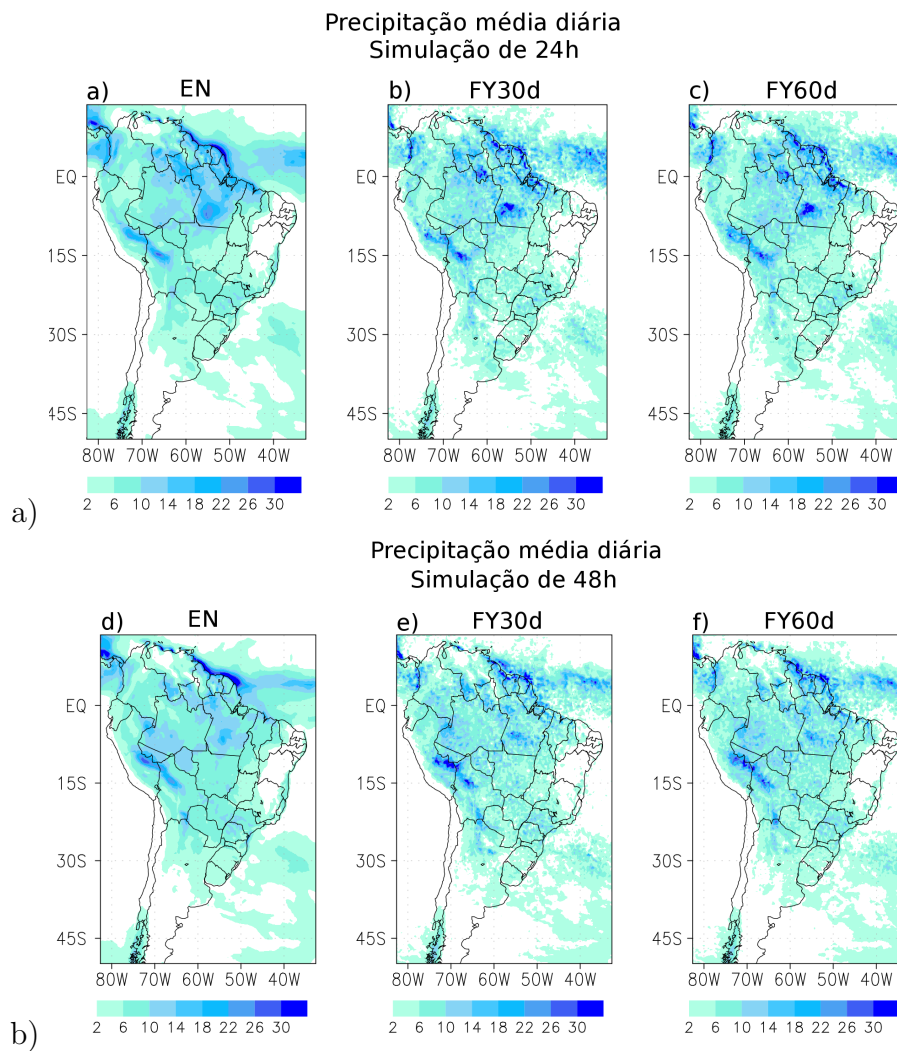


Figura 4.9 - Precipitação média diária (acumulada em 24h) para janeiro de 2006 (mm/dia) utilizando os fechamentos EN (painel à esquerda), FY30d (painel central) e FY60d (painel direito) para os prazos de previsão de: a) 24h, b) 48h, c) 72h, d) 96h, e) 120h e f) a precipitação produzida pelo MERGE. (**Continua.**)

Os resultados dos índices *bias score* e ETS, respectivamente, para cada intervalo de precipitação e prazos de previsão (de 24h a 120h) de janeiro de 2006 são mostrados nas Figuras 4.10 e 4.11. Nestas, é mostrada a comparação dos resultados da aplicação das metodologias FY30d e FY60d e a simulação com o fechamento EN. A significância estatística do FY30d é indicada pelas barras azuis na curva dos índices. Os índices foram similares entre si para todos os limiares, e por isso, limitou-se a análise das figuras apenas ao ano de 2006.

O *bias score* das duas versões do modelo indicou comportamento semelhante ao observado na Figura 4.6 em termos de variação do índice em função do limiar de

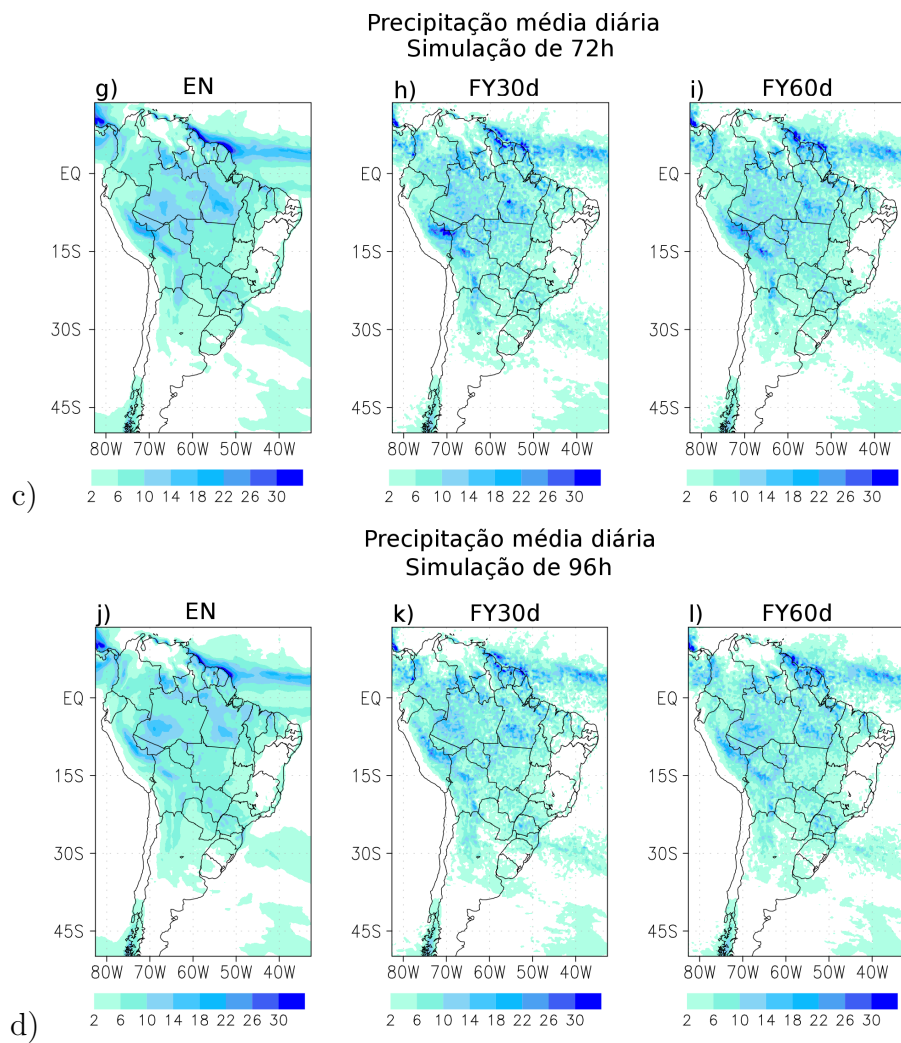
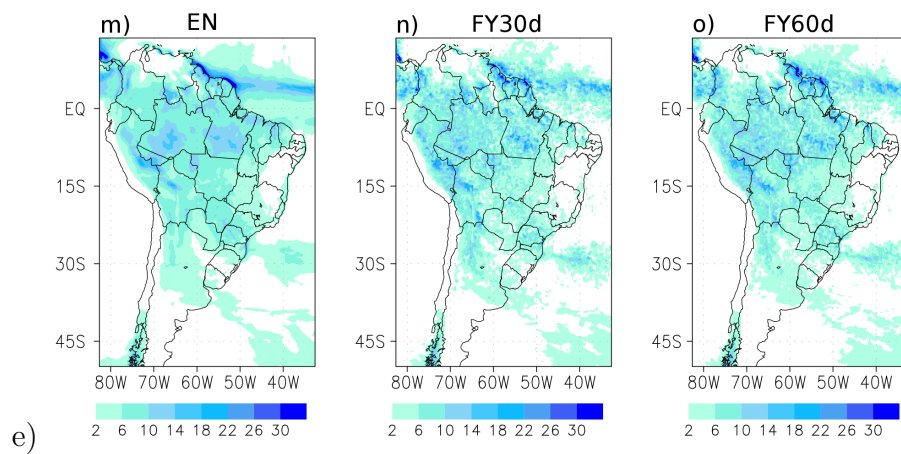


Figura 4.9 - (Continua.)

Precipitação média diária  
Simulação de 120h



Precipitação média diária  
MERGE

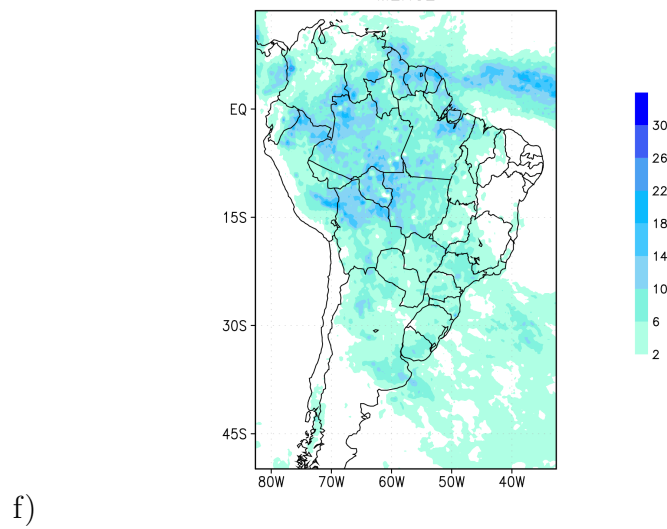


Figura 4.9 - (Conclusão.)

precipitação. A simulação utilizando o FY30d gerou melhoria tanto nos limiares menores, reduzindo a superestimativa, quanto nos limiares maiores de precipitação, aumentando o *bias score*. Para todos os prazos de simulação, a diferença entre o FY30d e o EN nos limiares de 19,05 mm e 25,04 mm não foi significativa.

As simulações utilizando a metodologia FY60d (figura não mostrada) também apresentaram o mesmo comportamento observado com o FY30d, porém, em comparação com o FY30d, observou-se uma pequena degradação dos índices. Esta degradação indica que há sensibilidade na resposta do modelo às pequenas diferenças entre os campos de pesos observados nas Figuras 4.2 e 4.3. Para o menor valor de *bias score* do EN, ocorrido no limiar de 50,8 mm em 120h de simulação (*bias score* de 0,186), o *bias score* do FY30d foi de 0,286, enquanto que o FY60d foi de 0,228 (não mostrado). Embora uma pequena diferença entre o EN e o FY30d tenha sido observada na maioria dos limiares, o ganho na destreza da segunda versão do modelo para limiares maiores foi expressivo. Em muitos casos, o ganho chegou a 50%.

Durante os meses de verão, a precipitação é dominada por processos convectivos de pequena escala nas regiões tropicais e subtropicais, os quais ocorrem frequentemente durante o período noturno (MADDOX et al., 1979). Principalmente nesta época do ano, os modelos tendem a subestimar os limiares mais altos de precipitação e a superestimar os eventos de chuva leve (ANTHES et al., 1989). Nos dias atuais isto ainda é verdade, principalmente nos modelos com resoluções mais baixas. Portanto, muitos modelos apresentam altos valores de *bias score* para baixos limiares de precipitação e baixos *bias score* para limiares mais altos. De acordo com Anthes et al. (1989), à medida em que a área prevista diminui em tamanho quando se dá o aumento do limiar considerado, torna-se mais difícil de prever o evento de precipitação severo. Esta característica fica mais evidente com o aumento do prazo de previsão. Em vista disso, o *bias score* passa a ser menor nas simulações de 120h (Figura 4.10e) em relação às de 24h (Figura 4.10a) para os limiares de precipitação mais elevados.

Tendo em vista que o *bias score* das duas simulações teve comportamento semelhante, é de se esperar ETS mais alto em associação aos valores maiores de *bias score* (MASON, 1989; HAMILL, 1999). De acordo com o ETS, o modelo apresentou melhor desempenho na simulação da precipitação utilizando as metodologias FY30d (Figura 4.11) e FY60d (figura não mostrada). Entretanto, também se nota degradação das simulações ao utilizar os pesos do FY60d.

A diferença entre os ETS do EN e FY30d é pequena, porém significativa para todos os limiares em 24h de simulação e para a maior parte dos limiares entre 48h e 72h de

simulação. Por outro lado, nas simulações de 96h, a diferença é significativa apenas nos limiares de 0,254 mm a 2,54 mm e não é significativa para simulações de 120h.

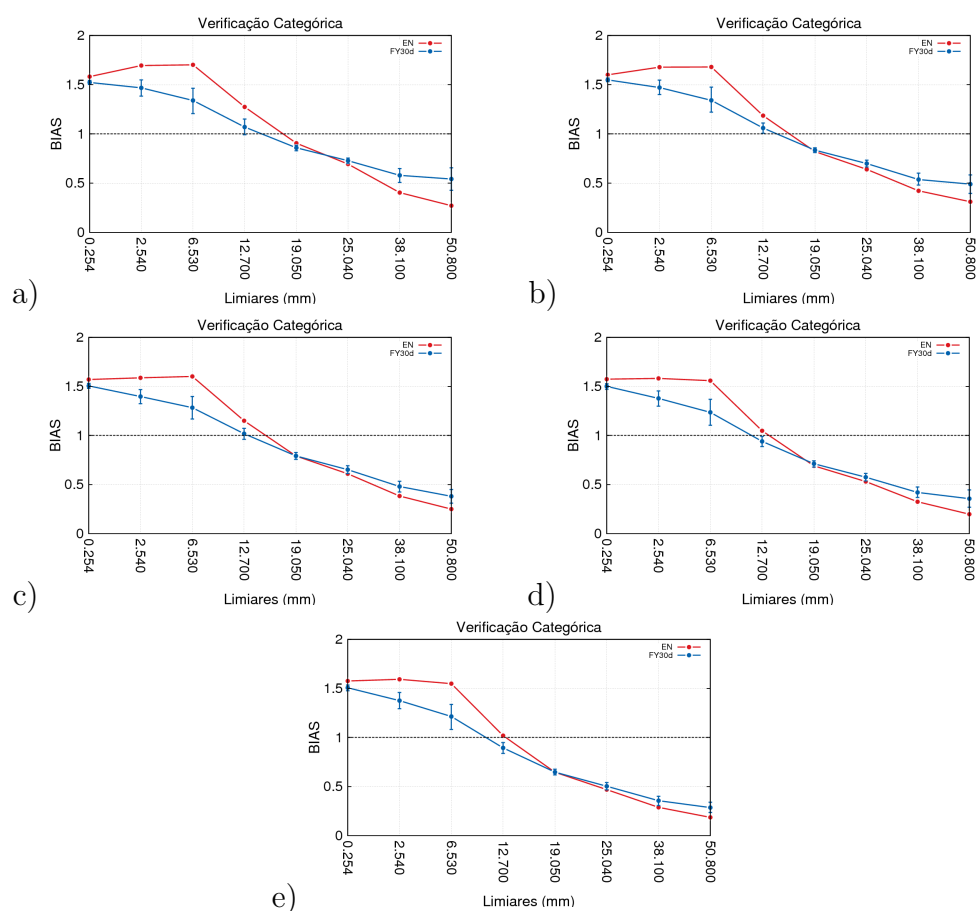


Figura 4.10 - *bias score* da precipitação, médio sobre a América do Sul, para os prazos de previsão de a) 24h, b) 48h, c) 72h, d) 96h e e) 120h.

Os resultados dos índices para os setores da Figura 3.13 indicaram que no noroeste da América do Sul, o impacto da aplicação do FY30d foi mais expressivo. O *bias score* (Figura 4.12), médio sobre o noroeste do continente para janeiro de 2006 apresentou comportamento similar ao indicar superestimativa em limiars menores de precipitação, enquanto apresentou subestimativa para limiars maiores. Porém, a diferença entre o *bias score* do EN e FY foi significativamente superior àquela observada no domínio da América do Sul. A característica do FY30d de reduzir tanto a superestimativa do EN em limiars menores quanto a subestimativa em limiars maiores foi verificada.

Com exceção de poucos limiars, a diferença entre o *bias score* do EN e o FY30d foi significativa em todos os prazos de previsão.

O ETS do setor noroeste do período de janeiro de 2006 sugere que a simulação com o FY30d melhorou o desempenho em relação ao EN em todos os limiars de precipi-

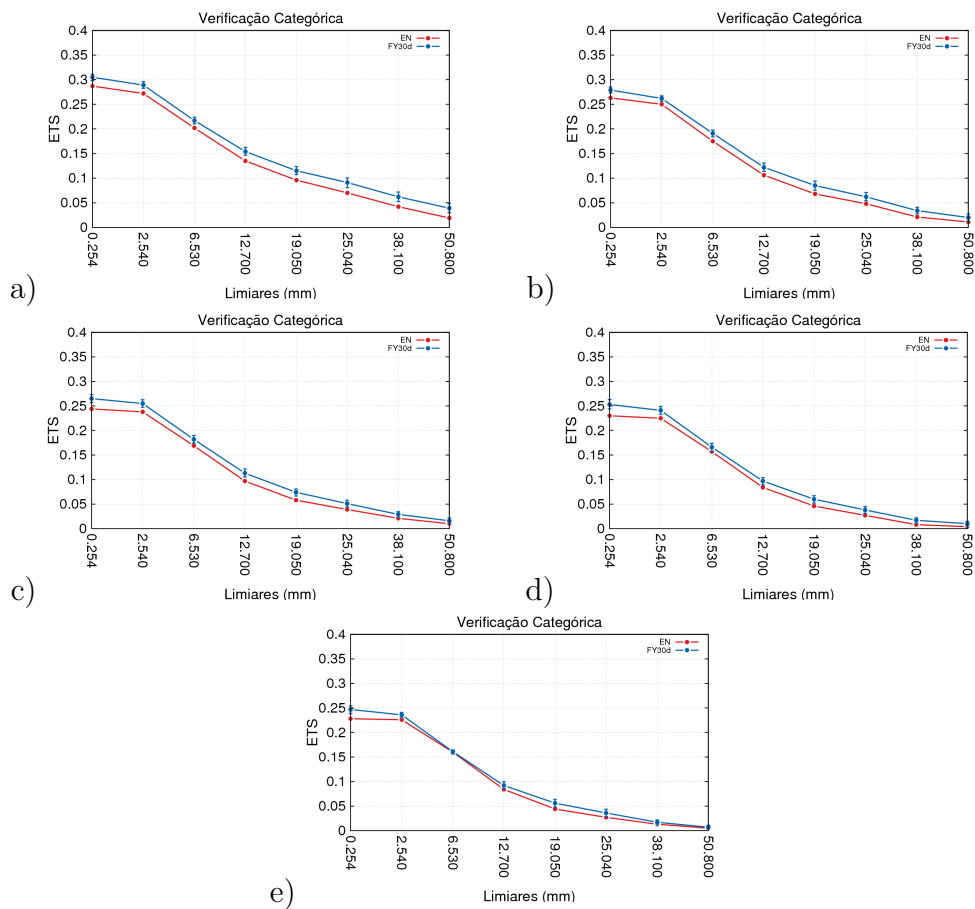


Figura 4.11 - Idem à Figura 4.10, exceto que para o ETS.

tação nas primeiras 24h de simulação. Com o passar do tempo de integração, ambas as versões passaram a ter comportamento similar para os limiares mais elevados, enquanto que para os limiares mais baixos, o FY30d manteve a melhoria em relação ao EN. Mesmo para limiares mais elevados, a diferença entre o FY30d e o EN foi significativa em 24h de simulação, com exceção do limiar 50,8 mm.

Para analisar a diferença entre os índices estatísticos das simulações, foi calculada sua distância média absoluta em relação ao valor ótimo para cada simulação (EN, FY30d e FY60d). A distância média para o *bias score* e ETS é aqui definida, respectivamente, por:



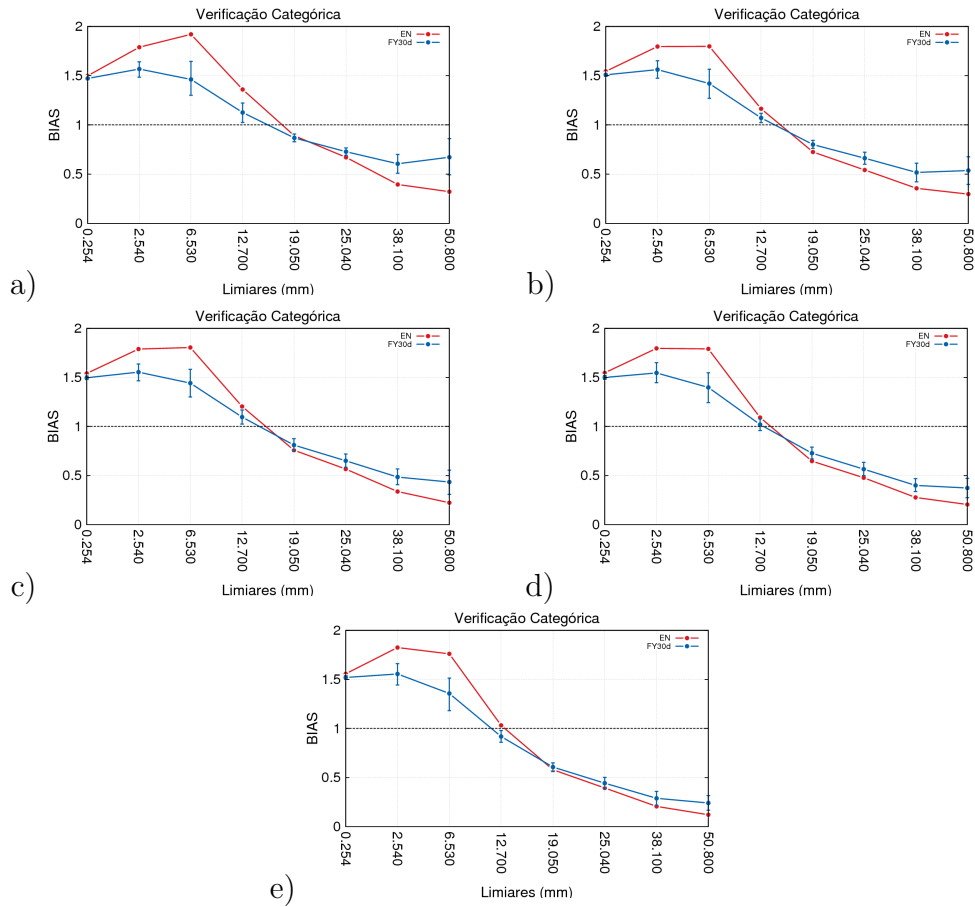


Figura 4.12 - *bias score* da precipitação, médio sobre o setor noroeste da América do Sul, para os prazos de previsão de a) 24h, b) 48h, c) 72h, d) 96h e e) 120h.

$$d_{bias} = \frac{1}{8} \sum_{k=1}^8 |bias - 1| \quad (4.4)$$

$$d_{ets} = \frac{1}{8} \sum_{k=1}^8 |ETS - 1|, \quad (4.5)$$

em que  $k$  indica o número de limiares de precipitação utilizados para o cálculo dos índices ( $k = 1$  a 8).

Com o aumento do prazo de previsão, a distância média do *bias score* (Figura 4.14a) aumentou para ambos os experimentos, como era de se esperar. O EN apresentou um comportamento mais uniforme em função do prazo de previsão, indicando que ao longo da simulação, o *bias score* não degradou rapidamente. Porém, sua distância

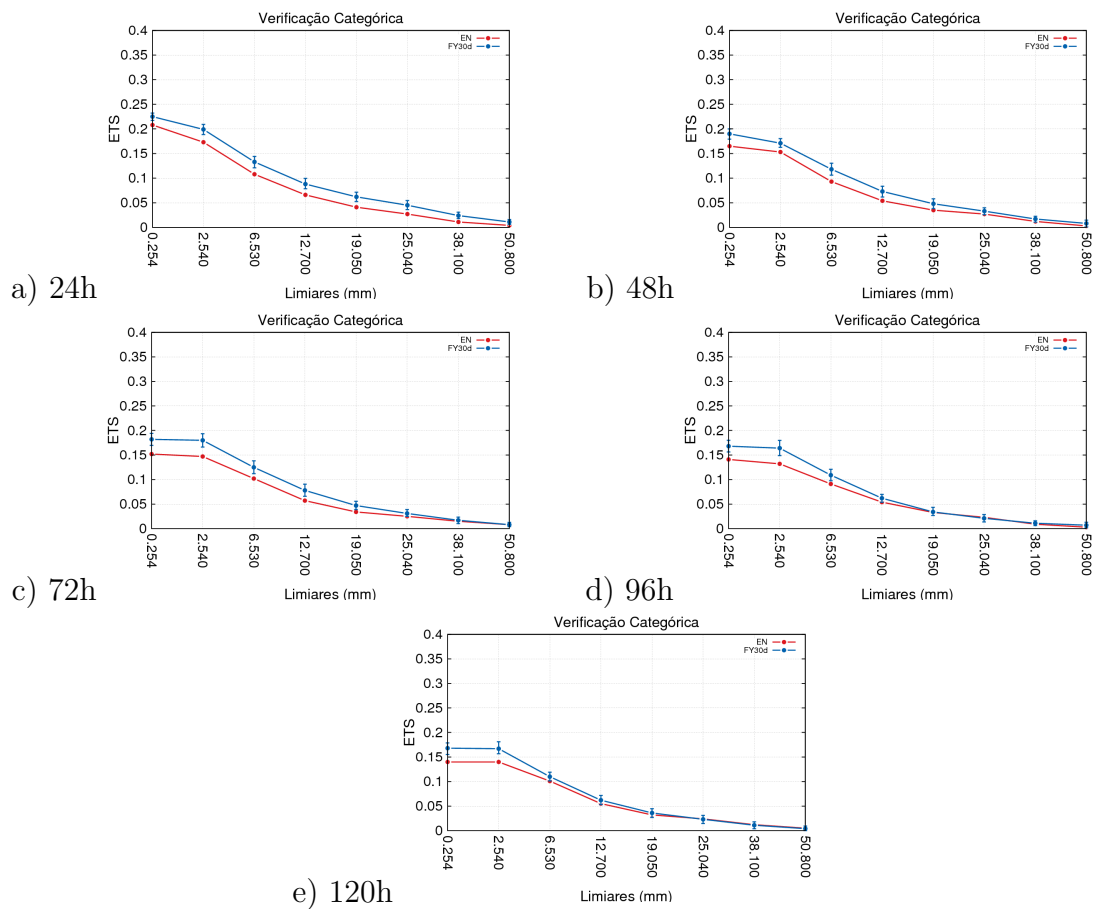


Figura 4.13 - Idem à Figura 4.10, exceto que para o ETS.

média absoluta do valor ótimo foi maior que a dos experimentos FY30d e FY60d. Além disso, mesmo até 120 horas, FY30d e FY60d possuem distâncias menores e, portanto, melhor desempenho. Tendo em vista que foi verificada degradação dos índices com a utilização do FY60d, isto refletiu na diferença entre as distâncias (do FY30d menor que a do FY60d).

Padrão semelhante também foi observado na distância média do ETS (Figura 4.14b). Por outro lado, vale ressaltar que para 120h de simulação a diferença entre o EN e o FY30d não foi significativa.

A distância absoluta entre os índices estatísticos e seus respectivos valores ótimos ( $|bias - 1|$  e  $|ETS - 1|$ ) em função do prazo de previsão e distribuídas entre os oito limiares de precipitação são mostrados nas Figuras 4.15 e 4.16. Para o *bias score*, a distância absoluta decaiu com o prazo de previsão para os limiares mais baixos em ambas as versões do modelo (Figuras 4.15a-4.15c), porém, com maior distanciamento entre as simulações ponderadas pelo FY e o EN. Estes resultados

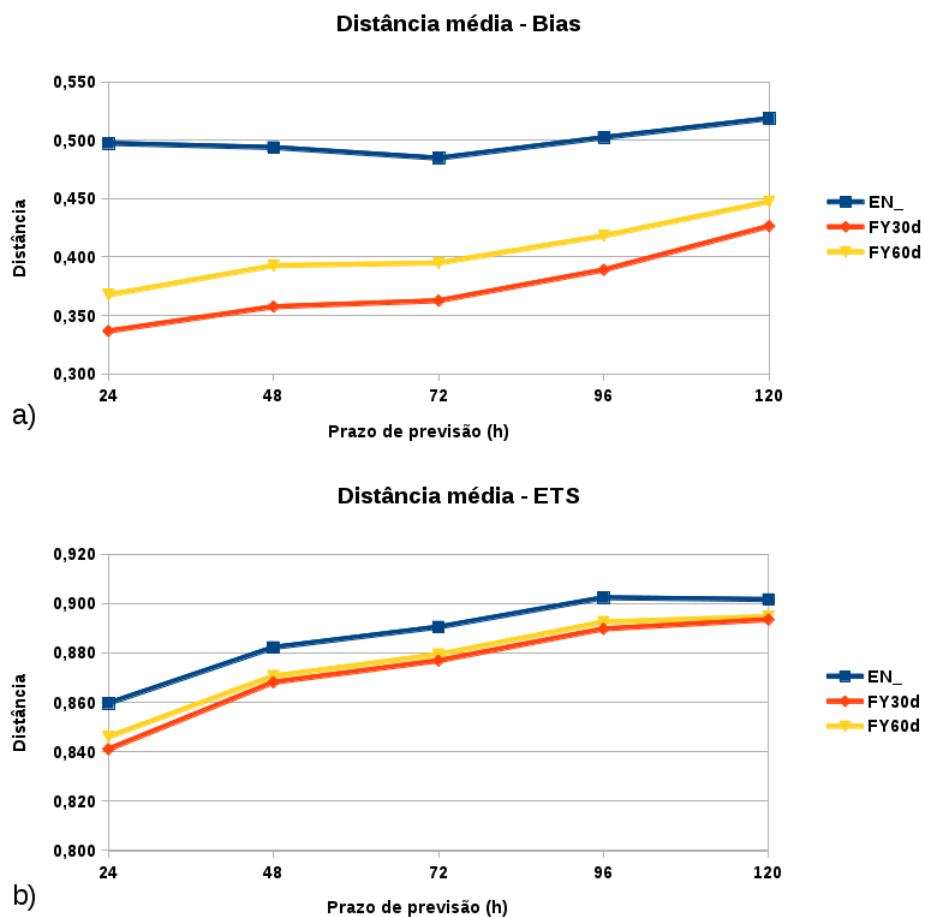


Figura 4.14 - Distância média do *bias score* (a) e ETS (b) em relação ao valor ótimo em função do prazo de previsão de a) 24h, b) 48h, c) 72h, d) 96h, e) 120h das simulações de janeiro de 2006. A linha azul é referente ao EN, a linha vermelha é o EN ponderado pelo FY30d, enquanto que a linha laranja é o modelo ponderado pelo FY60d.

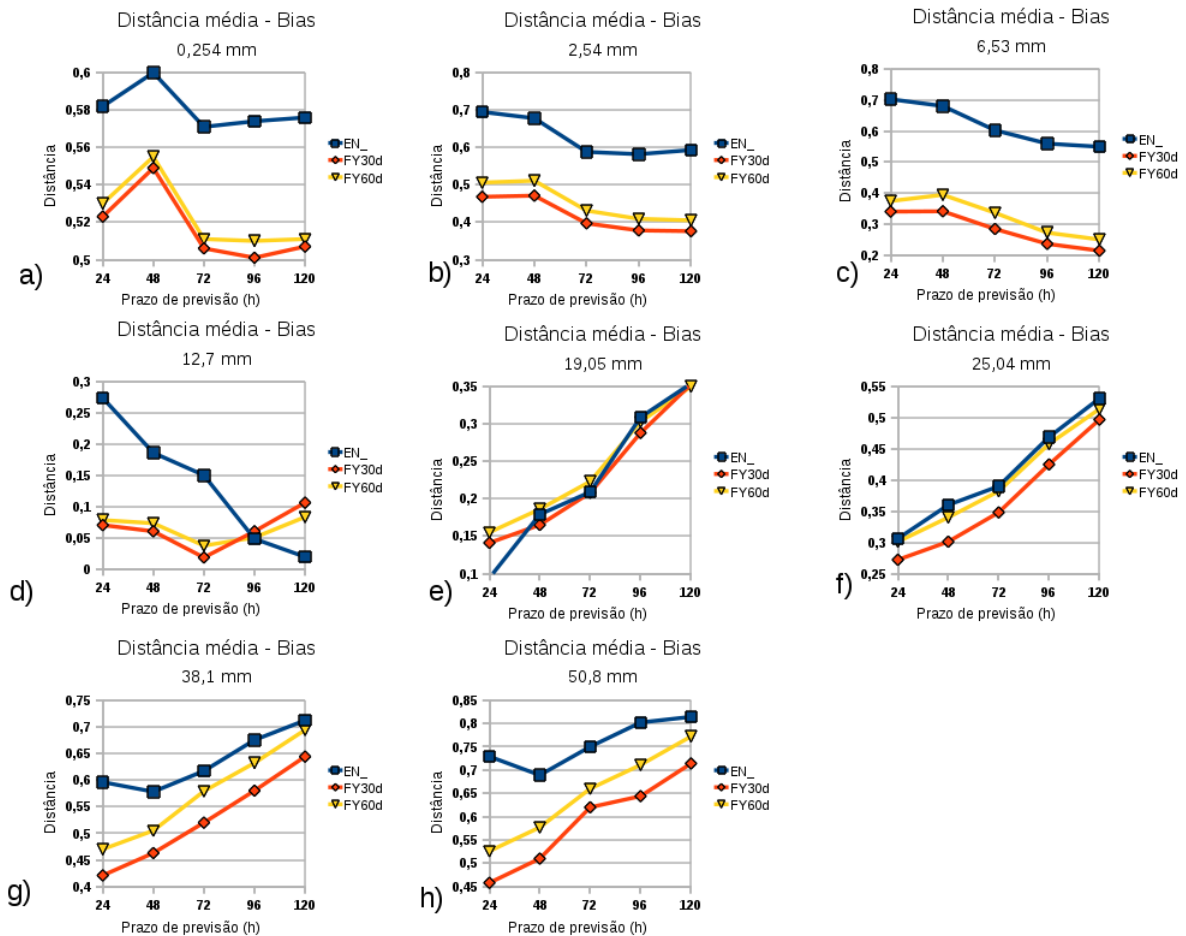


Figura 4.15 - Distância média do *bias score* em relação ao valor ótimo em função do prazo de previsão de a) 24h, b) 48h, c) 72h, d) 96h, e) 120h das simulações de janeiro de 2006. A linha azul é referente ao EN, a linha vermelha é o modelo ponderado pelo FY30d, enquanto que a linha laranja é o modelo ponderado pelo FY60d.

indicam que o modelo reduziu a superestimativa de pontos com precipitação leve com o prazo de integração. A partir do limiar de 12,7 mm (Figura 4.15d), ocorreu uma mudança de padrão, podendo-se verificar que o EN diminuiu a distância do ótimo com o aumento do prazo de simulação, enquanto que os ponderados aumentaram a partir de 72h. No limiar 19,05 mm (Figura 4.15e), se observa pouca diferença entre as simulações, enquanto que em limiares superiores a 25,04 (Figuras 4.15f-4.15h), o EN passou a apresentar maior distância novamente. O FY30d continuou a apresentar menor distância do que o FY60d em todos os limiares e em praticamente todos os prazos de previsão. Porém, a distância foi maior para os maiores limiares.

A distância absoluta do ETS em relação ao ótimo apresentou comportamento similar

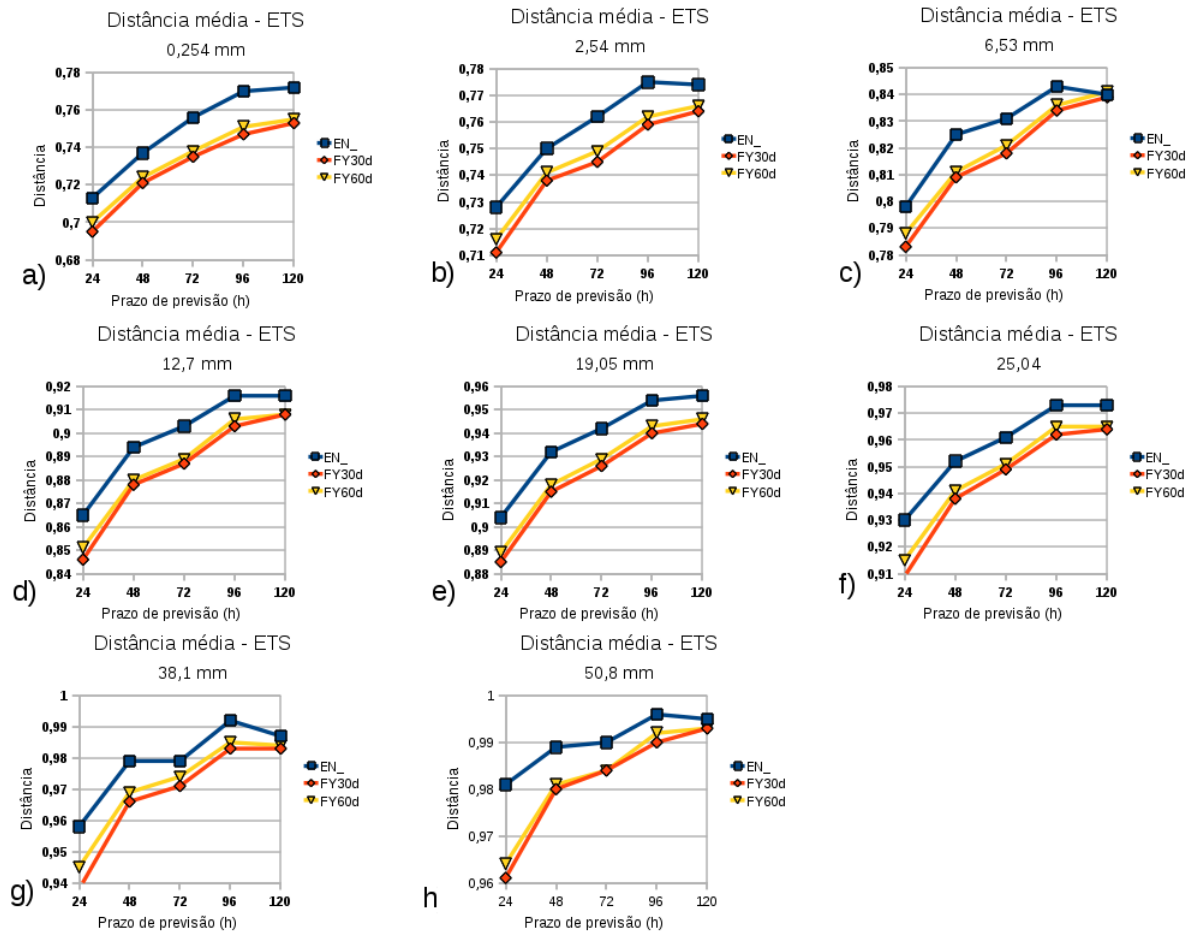


Figura 4.16 - Idem à Figura 4.15, exceto para o ETS.

ao *bias score*, exceto pelo aumento uniforme da distância com o prazo de previsão e com o aumento do limiar, e sendo a distância do EN maior que a das demais simulações. Não se observaram diferenças importantes entre o FY30d e FY60d.

Para o setor noroeste do continente, onde o impacto da aplicação do FY30d foi mais importante, observou-se o mesmo comportamento em relação às distâncias absolutas calculadas para a América do Sul, exceto que o aumento da distância entre o EN e o valor ótimo, tanto do *bias* quanto do ETS, é maior do que aquele verificado na média sobre todo o continente.

### 4.3 Melhoria da simulação do ciclo diurno da precipitação sobre a América do Sul

A presente Seção apresenta os resultados referentes à inserção do ciclo diurno dos campos de pesos no modelo BRAMS, buscando a melhor representação do ciclo diurno da precipitação.

O decaimento médio de  $J(P)$  para cada horário do ciclo diurno da precipitação pode ser observado na Figura 4.17. Nota-se que as 50 iterações adotadas foram suficientes para todos os horários. Em alguns casos,  $J(P)$  decaiu mais rapidamente, como por exemplo para as 03:00 UTC. O horário das 15:00 UTC, aparentemente constante, na verdade teve decaimento muito pequeno em função do número de iterações. Isto pode estar associado ao fato de o modelo ainda estar entrando em balanço dinâmico até o horário das 15:00 UTC. A convergência efetiva de  $J(P)$  foi alcançada em torno da iteração de número 45. Os menores valores de  $J(P)$  foram obtidos para os horários da 09:00 UTC e 06:00 UTC.

Os pesos para cada horário, médios sobre os setores da América do Sul são mostrados na Tabela 4.3. Para cada horário, obteve-se um peso correspondente para cada ponto de grade, de acordo com a metodologia descrita na Seção 3.4.3.3. Concordando com os resultados apresentados na Seção 4.2, o fechamento que recebeu maior peso em todos os horários de observação foi o LO. O segundo fechamento com maior peso foi

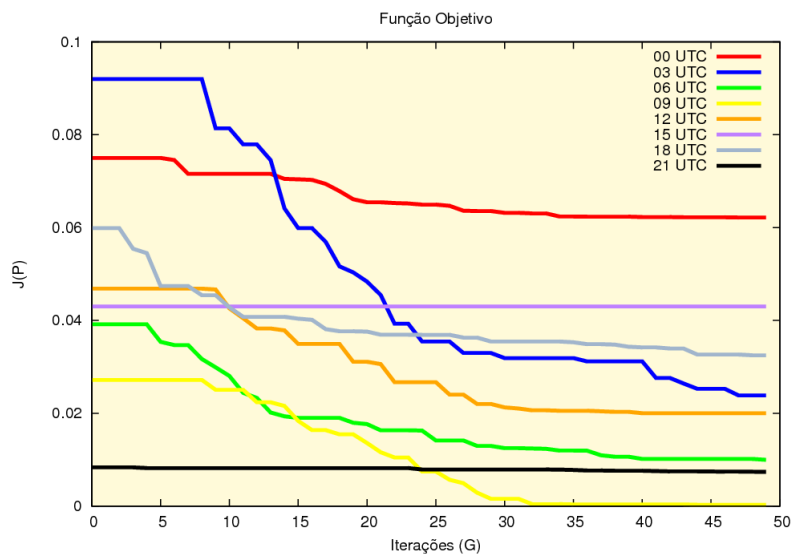


Figura 4.17 - Decaimento da função objetivo dos experimentos FY30d e FY60d utilizando, respectivamente,  $n=20$  e  $G=50$ ;  $n=50$  e  $G=100$ .

o KF, em cinco dos oito horários de observação. Entre as 15:00 UTC e as 21:00 UTC, o fechamento LO representou mais de 40% do valor do peso médio total distribuído para todos os fechamentos em praticamente todas as áreas analisadas.

Tabela 4.3 - Pesos médios do ciclo diurno sobre as áreas. (Continua.)

00:00 UTC					
Áreas	$w_{AS}$	$w_{GR}$	$w_{SC}$	$w_{MC}$	$w_{LO}$
América do Sul	0,170	0,163	0,179	0,185	0,419
Sul da AS	0,193	0,195	0,210	0,208	0,411
Central AS	0,138	0,133	0,147	0,161	0,416
Nordeste AS	0,172	0,146	0,201	0,216	0,326
Noroeste AS	0,158	0,149	0,148	0,157	0,422
Atlântico	0,185	0,142	0,199	0,199	0,420
São Paulo	0,149	0,143	0,154	0,179	0,390
03:00 UTC					
América do Sul	0,181	0,177	0,200	0,195	0,350
Sul da AS	0,182	0,184	0,198	0,200	0,334
Central AS	0,169	0,174	0,203	0,199	0,345
Nordeste AS	0,193	0,169	0,217	0,200	0,288
Noroeste AS	0,183	0,175	0,187	0,183	0,336
Atlântico	0,184	0,193	0,222	0,200	0,402
São Paulo	0,158	0,185	0,198	0,177	0,245
06:00 UTC					
América do Sul	0,201	0,197	0,218	0,213	0,313
Sul da AS	0,188	0,189	0,196	0,210	0,292
Central AS	0,215	0,219	0,244	0,243	0,325
Nordeste AS	0,164	0,164	0,225	0,209	0,294
Noroeste AS	0,211	0,214	0,226	0,210	0,295
Atlântico	0,244	0,188	0,227	0,176	0,328
São Paulo	0,204	0,249	0,254	0,251	0,219
09:00 UTC					
América do Sul	0,208	0,201	0,222	0,211	0,305
Sul da AS	0,190	0,190	0,197	0,202	0,293
Central AS	0,221	0,214	0,246	0,242	0,290
Nordeste AS	0,178	0,169	0,213	0,188	0,279
Noroeste AS	0,204	0,199	0,212	0,192	0,252
Atlântico	0,268	0,190	0,258	0,222	0,439
São Paulo	0,246	0,248	0,226	0,274	0,242
12:00 UTC					
América do Sul	0,201	0,200	0,220	0,207	0,297
Sul da AS	0,202	0,206	0,214	0,205	0,306
Central AS	0,189	0,208	0,236	0,237	0,270
Nordeste AS	0,159	0,145	0,194	0,182	0,270
Noroeste AS	0,206	0,201	0,210	0,190	0,263
Atlântico	0,222	0,162	0,183	0,186	0,305
São Paulo	0,191	0,202	0,165	0,198	0,304



Tabela 4.3 - Conclusão.

15:00 UTC					
Áreas	$w_{AS}$	$w_{GR}$	$w_{SC}$	$w_{MC}$	$w_{LO}$
América do Sul	0,133	0,156	0,136	0,122	0,429
Sul da AS	0,184	0,204	0,181	0,164	0,446
Central AS	0,121	0,164	0,141	0,109	0,419
Nordeste AS	0,115	0,147	0,123	0,107	0,468
Noroeste AS	0,097	0,102	0,100	0,100	0,368
Atlântico	0,071	0,113	0,054	0,040	0,465
São Paulo	0,041	0,072	0,049	0,039	0,446
18:00 UTC					
América do Sul	0,150351	0,15229	0,156441	0,163649	0,441098
Sul da AS	0,209	0,214	0,214	0,215	0,439
Central AS	0,135	0,142	0,147	0,155	0,434
Nordeste AS	0,114	0,119	0,128	0,144	0,480
Noroeste AS	0,127	0,115	0,127	0,135	0,400
Atlântico	0,0663	0,092	0,084	0,117	0,485
São Paulo	0,100	0,105	0,117	0,092	0,518
21:00 UTC					
América do Sul	0,171	0,172	0,179	0,177	0,442
Sul da AS	0,199	0,197	0,203	0,194	0,417
Central AS	0,161	0,160	0,170	0,169	0,448
Nordeste AS	0,171	0,154	0,198	0,213	0,431
Noroeste AS	0,163	0,171	0,166	0,167	0,438
Atlântico	0,138	0,129	0,153	0,163	0,464
São Paulo	0,145	0,125	0,116	0,162	0,472

O ciclo diurno da precipitação na América do Sul durante o mês de janeiro é tipicamente dominado pelo aquecimento diurno da superfície da terra e pelos decorrentes fluxos turbulentos. Nos setores em que o ciclo de aquecimento é mais acentuado, como por exemplo, nos setores central (Figura 4.18) e noroeste (Figura 4.18) da América do Sul, o ciclo diurno é bem marcado. Por outro lado, onde o ciclo diurno de aquecimento solar é mais uniforme, como nos setores nordeste (Figura 4.18), e norte da América do Sul (Figura 4.18), e onde os fenômenos de escala sinótica predominam, como no setor sul do continente (Figura 4.18), o ciclo diurno da precipitação é menos evidente.

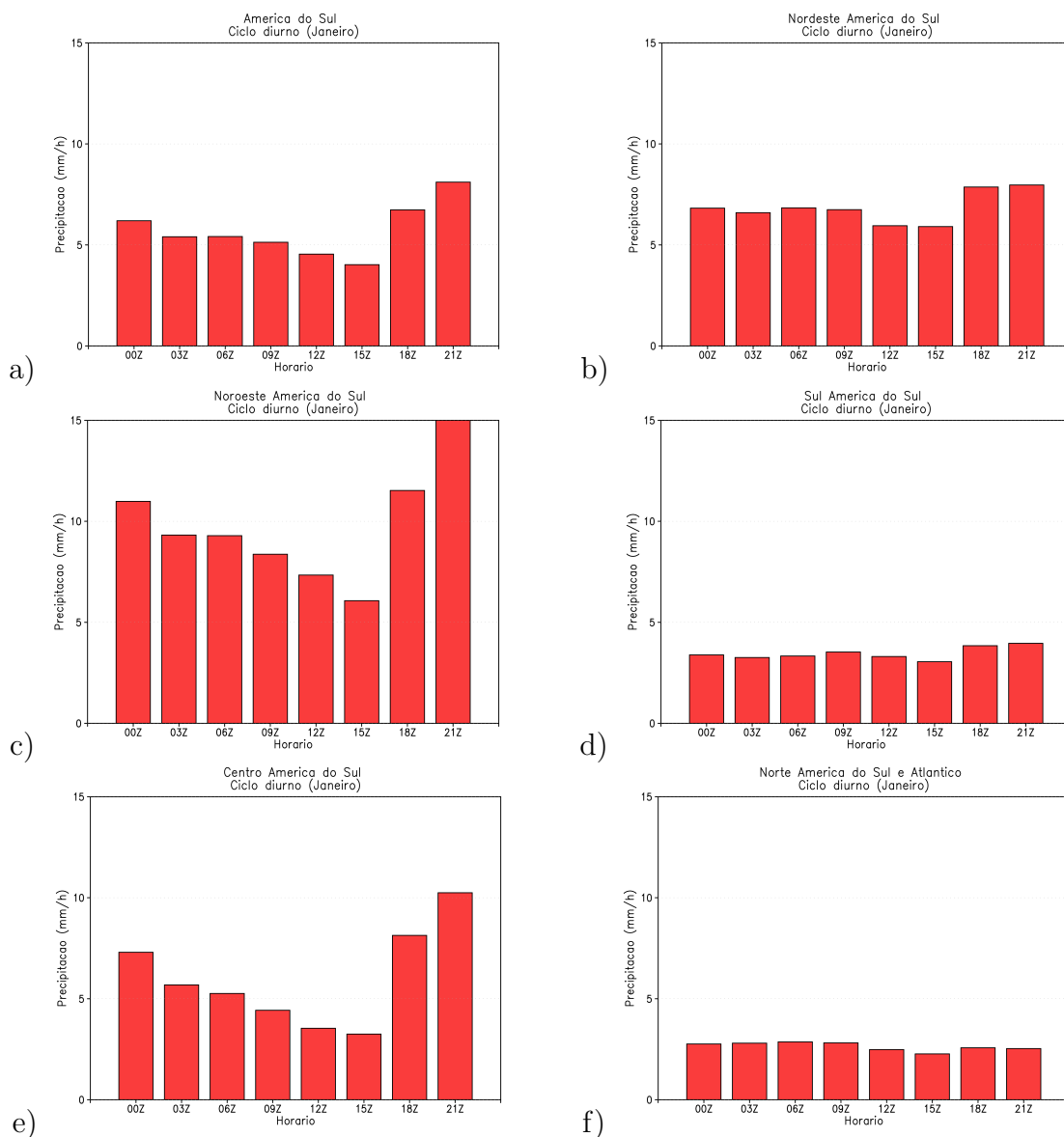


Figura 4.18 - Ciclo diurno médio da precipitação (mm/h) em janeiro (1998-2011) estimada pelo TRMM para: a) América do Sul e setores: b) nordeste, c) noroeste, d) sul, e) central, f) norte e Atlântico Tropical.

O ciclo diurno médio da precipitação sobre a América do Sul e sobre os setores indicados na Figura 3.13 simulado pelo BRAMS utilizando o fechamento EN e o ponderado pelo FY é mostrado na Figura 4.19. A comparação entre eles foi realizada tomando como referência o ciclo diurno estimado pelo TRMM, ambos para janeiro de 2006.

A principal característica da precipitação simulada pela versão EN é a superestimativa durante o período diurno e subestimativa durante o período noturno em quase

todos os setores. O máximo é simulado às 18:00 UTC, enquanto que o observado ocorre às 21:00 UTC (exceto no setor norte/Atlântico, Figura 4.19f, onde o máximo ocorre às 09:00 UTC). É no noroeste do continente onde o ciclo diurno é mais intenso e o máximo de precipitação é mais elevado, próximo de 50 mm/h (Figura 4.19c). Estes resultados são consistentes com aqueles obtidos por Santos e Silva (2009) a partir das simulações do ciclo diurno da precipitação sobre a Região Amazônica. Santos e Silva (2009) identificaram que o máximo de precipitação simulada pelo BRAMS, utilizando o um conjunto composto por variações dos fechamentos GR e KF, ocorria entre as 14:00 UTC e 15:00 UTC. Por outro lado, ao utilizar a função disparo da convecção em função dos fluxos de superfície, verificou que o máximo passou a ocorrer entre 3 a 4 horas mais tarde, ou seja, entre 17:00 UTC e 18:00 UTC.

O modelo ponderado pelo FY (ENCDFY), de modo geral, reduziu a superestimativa observada durante o período diurno e a subestimativa no período noturno verificada com a versão EN (Figura 4.19). O FY passou a simular o pico da precipitação no horário realmente observado nos setores central (Figura 4.19e) e noroeste (Figura 4.19c). Por outro lado, nos setores onde o ciclo diurno não é bem marcado, o ENCDFY apenas reduziu a amplitude do máximo simulado pelo EN (Figuras 4.19b e 4.19d). No setor norte/Atlântico (Figura 4.19f), ocorreu a mudança do máximo para as 21:00 UTC, 12 horas antes do real observado. Em comparação com o EN, o ENCDFY reduziu em 3 horas o adiantamento do máximo.

O viés médio de janeiro de 2006 sobre os setores (Figura 4.20) resalta as características identificadas nas simulações do ciclo diurno da precipitação. Verificou-se que o EN possui um forte viés positivo nas primeiras horas de simulação no setor noroeste (Figura 4.20c). Nos demais setores, o viés é positivo e menor do que 10 mm/3h (com exceção do sul, onde o viés é negativo mas de pequena magnitude). Às 21:00 UTC, o modelo apresentou viés próximo de zero, indicando a correta representação da intensidade da precipitação neste horário. O ENCDFY reduziu o viés positivo observado em praticamente todos os setores entre as 15:00 UTC e 18:00 UTC. A partir das 00:00 UTC, observou-se viés semelhante ao EN, indicando que no período noturno, não se observou ganho de desempenho do ENCDFY em relação ao EN.

O ciclo diurno médio observado e simulado para o ano de 2008 é mostrado na Figura 4.21. Neste período, os máximos observados, menos intensos que aqueles de 2006, também ocorreram às 21:00 UTC. Em relação à simulação com o EN, verificou-se as mesmas características observadas no ano de 2006 (máximos às 18:00 UTC em todos os setores). Novamente, o ENCDFY reduziu a amplitude do máximo simulado pelo

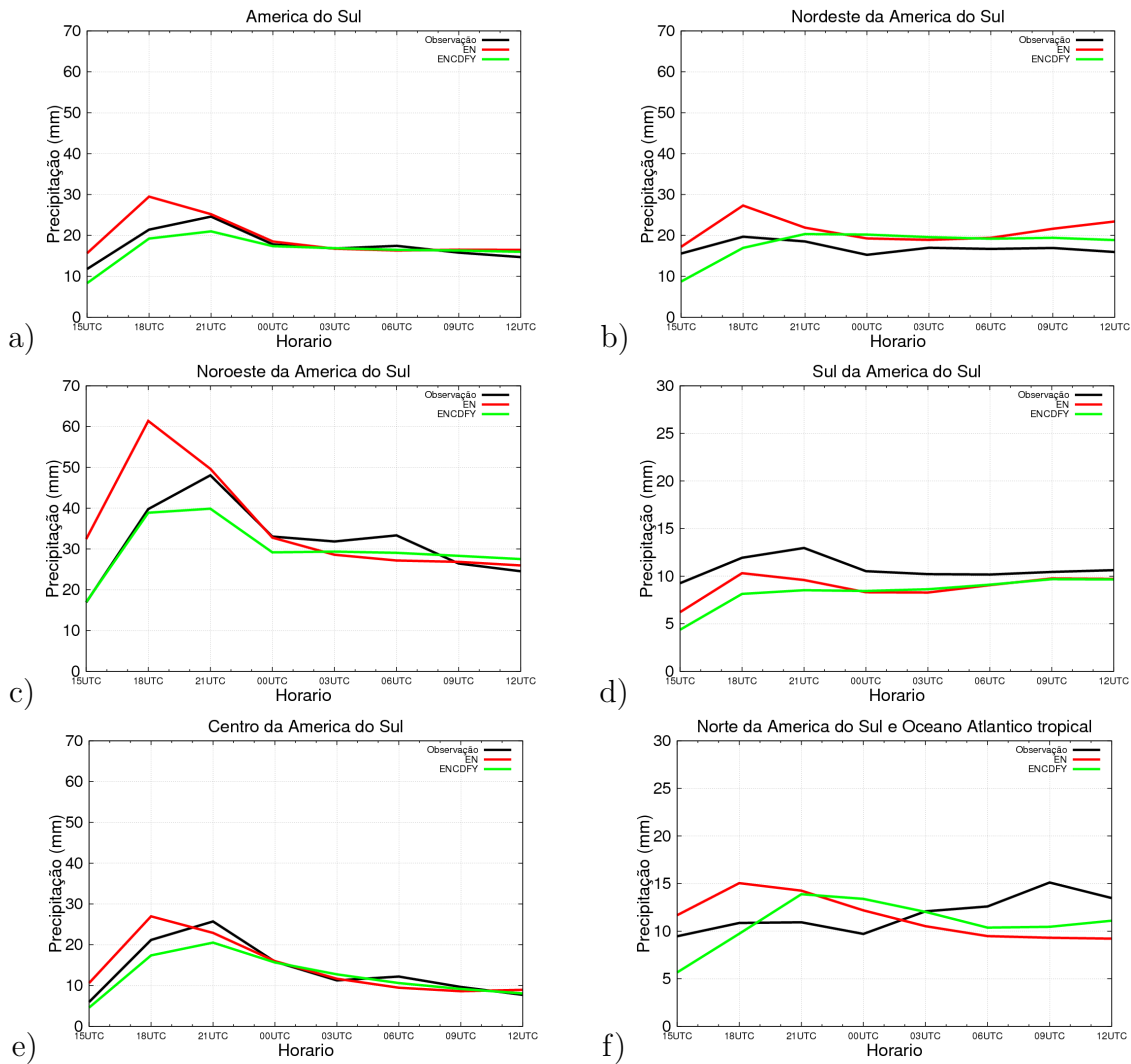


Figura 4.19 - Ciclo diurno da precipitação (mm/3h), acumulado no mês de janeiro de 2006, médio sobre a) América do Sul e setores: b) nordeste, c) noroeste, d) sul, e) central, f) norte e Atlântico Tropical.

EN nos setores onde o ciclo diurno é bem marcado (Figuras 4.21a, 4.21c e 4.21e), porém, não conseguiu alterar o horário de máxima ocorrência nos setores noroeste e central, como foi verificado em 2006. No setor noroeste (Figura 4.21c), o ENCDFY simulou o acumulado de precipitação em 3h, máximo do dia, de aproximadamente 37 mm, mais próximo do observado, porém às 18:00 UTC. Por outro lado, manteve praticamente o mesmo volume de precipitação às 21:00 UTC, horário de ocorrência do pico observado. Apesar destas deficiências ressaltadas, o ENCDFY simulou melhor o ciclo, exceto no sul da América do Sul representado pelo TRMM em todos os setores durante o período de 15:00 UTC até as 00:00 UTC.

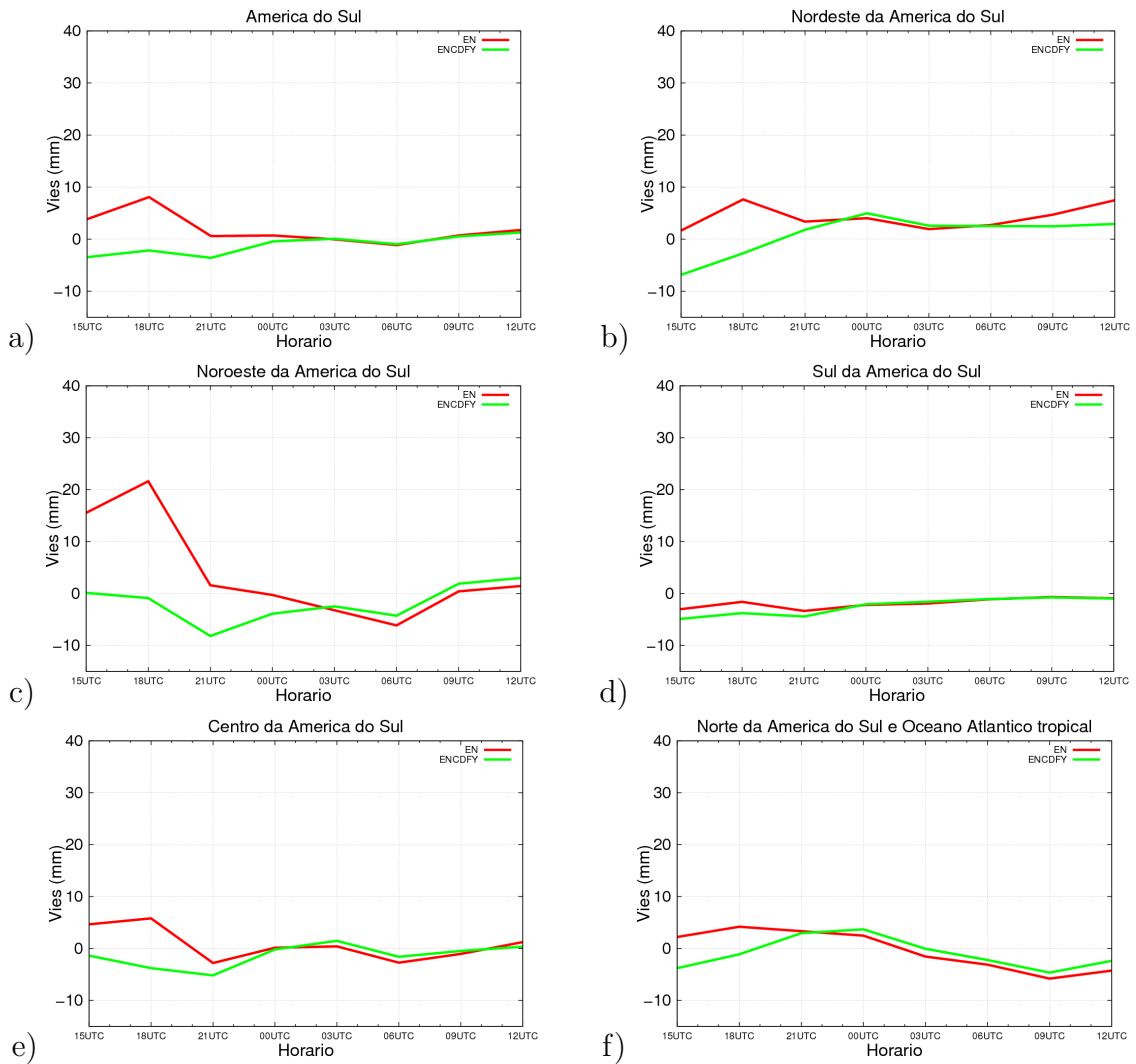


Figura 4.20 - Ciclo diurno do viés da precipitação (mm/3h), acumulado no mês de janeiro de 2006 médio sobre a: a) América do Sul e setores: b) nordeste, c) noroeste, d) sul, e) central, f) norte e Atlântico Tropical.

Em relação ao viés médio das simulações para o ano de 2008 (figura não mostrada), foram observadas praticamente as mesmas características identificadas nas simulações de janeiro de 2006. No setor sul, o EN e ENCDFY apresentaram praticamente o mesmo viés médio, muito próximo de zero ao longo do período de integração, mas com tendência negativa. Porém, no setor central, o ENCDFY apresentou um viés positivo de aproximadamente 10 mm entre 15:00 UTC e 18:00 UTC, ainda menor do que o viés do EN, que foi praticamente o dobro do ENCDFY.

Para o ano de 2010, novamente observou-se que os máximos de precipitação nos setores que apresentaram um ciclo diurno acentuado ocorreram às 21:00 UTC (Fi-

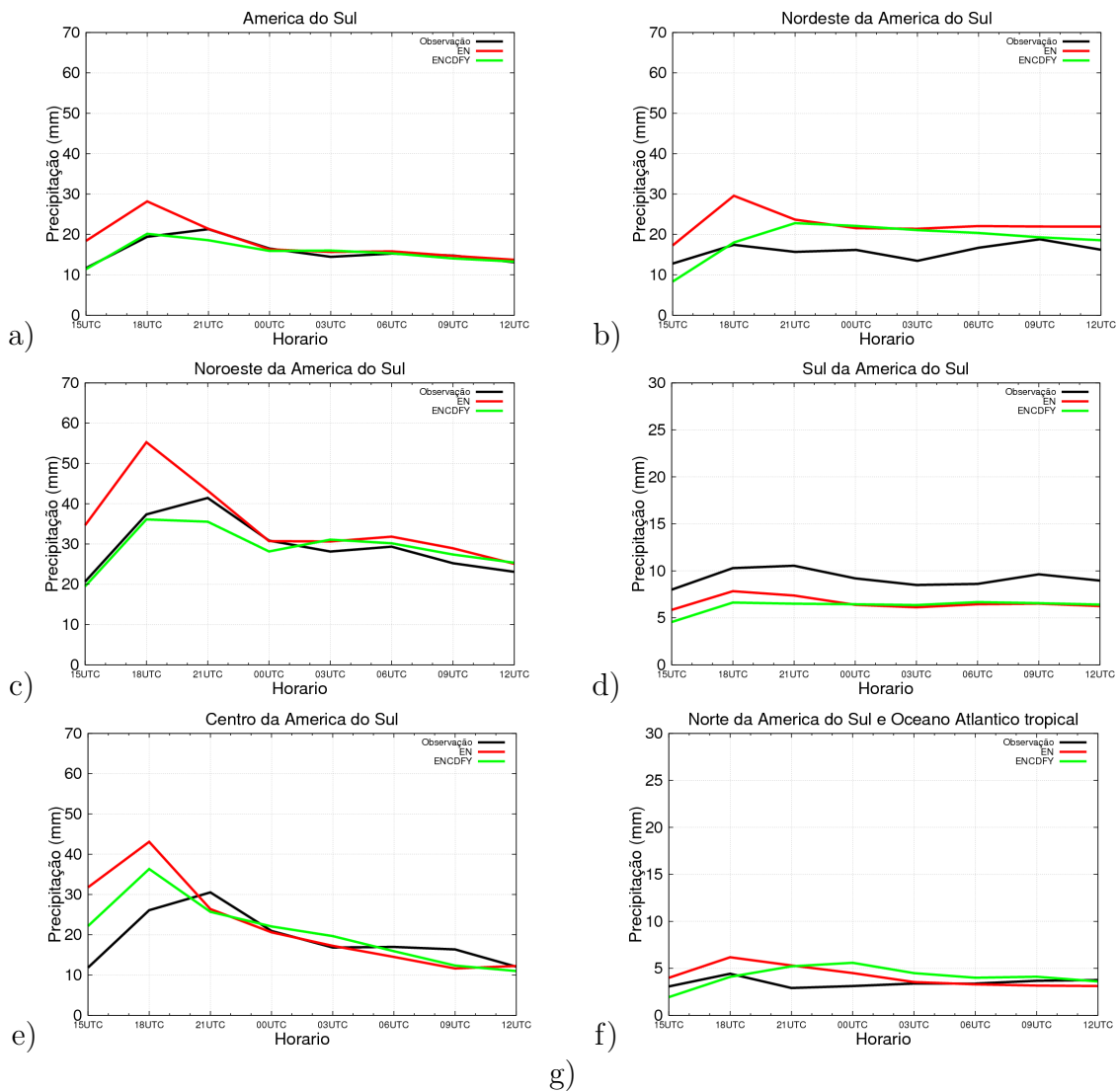


Figura 4.21 - Idem à Figura 4.19, exceto para o mês de janeiro de 2008.

Figuras 4.22c e 4.22e). No setor sul (Figura 4.22d), verificou-se um máximo relativo às 18:00 UTC, da ordem de 12 mm/3h (Figura 4.22d). Novamente, o EN apresentou uma amplitude maior no máximo de precipitação nos primeiros horários de simulação, principalmente no nordeste (Figura 4.22b), noroeste (Figura 4.22c) e norte/Atlântico (Figura 4.22f). Em ambos os setores, o ENCDFY reduziu a amplitude máxima da precipitação, aproximando a simulada da realmente observada. Os máximos ocorridos às 21:00 UTC no setor central (Figura 4.22e) e às 18:00 UTC no sul (Figura 4.22d), foram bem representados pelo ENCDFY. No primeiro setor, atrasou o máximo em 3h em relação ao EN, simulando exatamente o valor observado em ambos os setores. No nordeste (Figura 4.22b), embora o ENCDFY tenha superestimado a precipitação, verificou-se que em relação ao EN, houve forte redução do

máximo simulado às 15:00 UTC, trazendo a precipitação mais próximo da realidade.

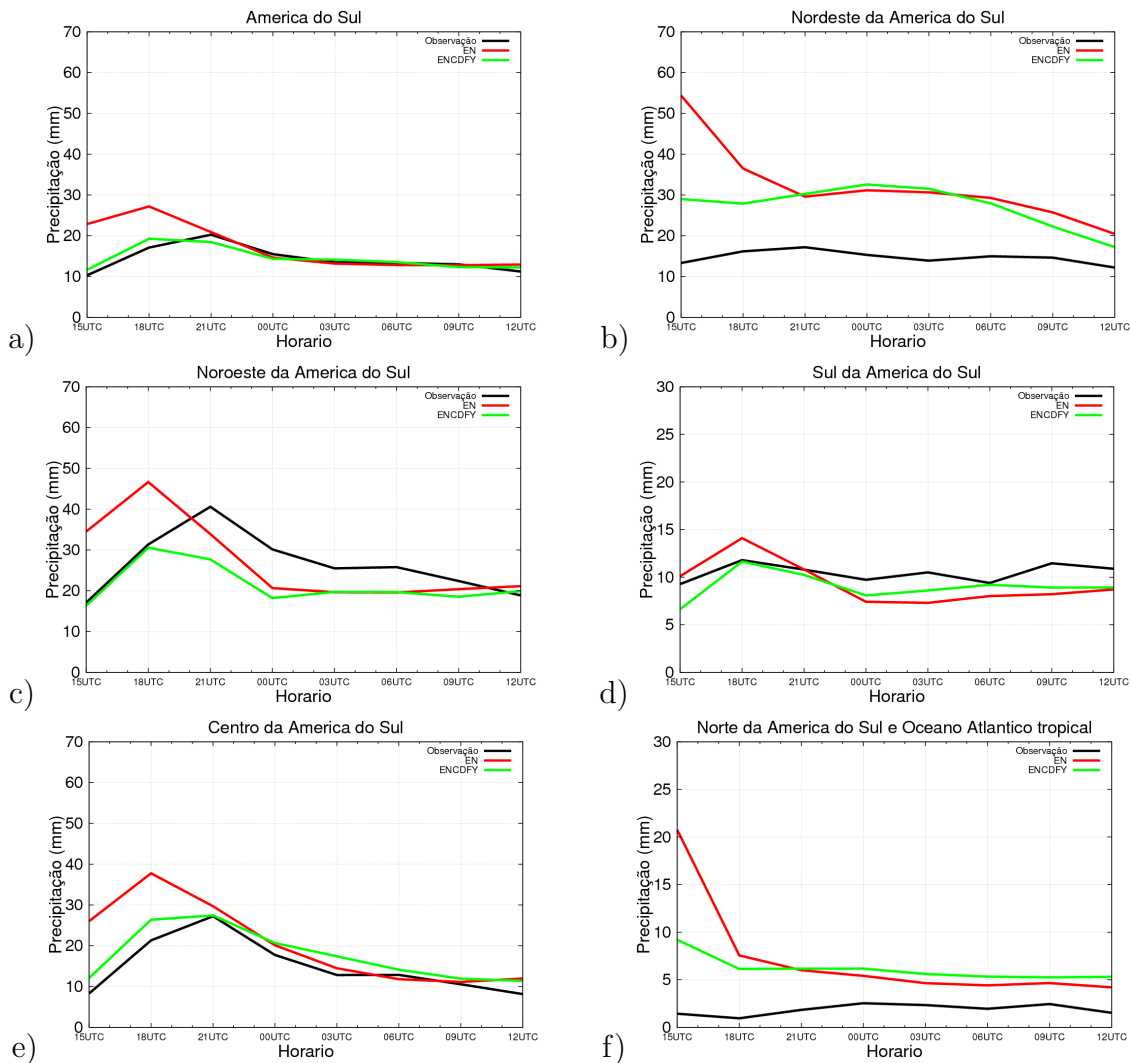


Figura 4.22 - Idem à Figura 4.19, exceto para o mês de janeiro de 2010.

A melhoria do ciclo diurno da precipitação simulado pelo ENCDFY para janeiro de 2010 pode ser visualizada por meio da análise do viés médio nos setores (Figura 4.23). Assim como verificado para janeiro de 2006 e 2008, a característica do EN foi de superestimar a precipitação nas primeiras horas de simulação. Nesse período, o ENCDFY reduziu a superestimativa, de modo a aproximar o valor do viés médio a zero. No setor noroeste (Figura 4.23c), entretanto, o modelo, que já havia apresentado tendência de subestimar a precipitação a partir das 21:00 UTC, aumentou a subestimativa entre as 21:00 UTC e 00 UTC. No setor nordeste (Figura 4.23b), verificou-se que embora o ENCDFY tenha superestimado a precipitação observada,



entre as 15:00 UTC e 21:00 UTC esta foi menor que a do EN, apresentando melhoria expressiva na representação da precipitação observada.

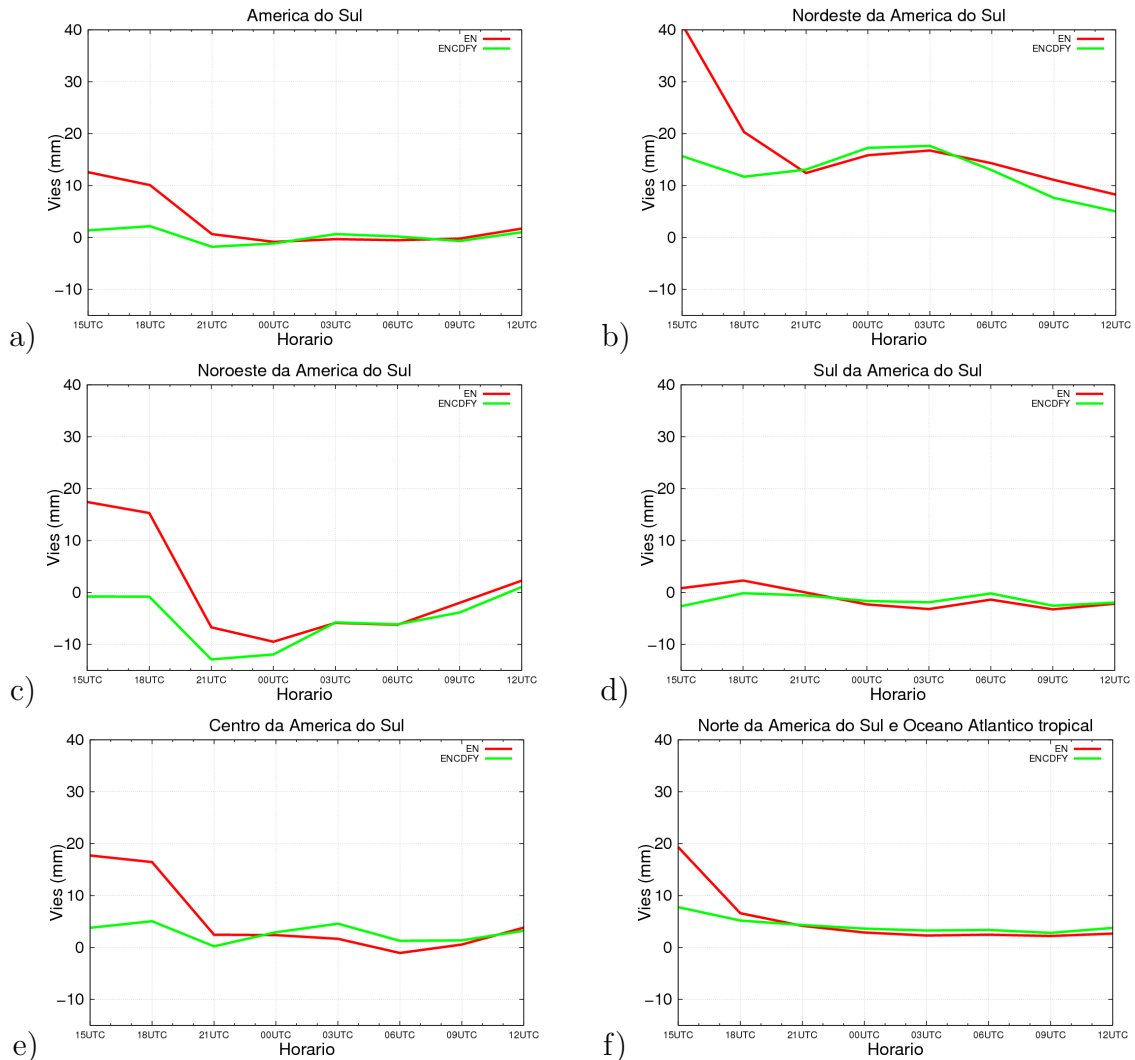


Figura 4.23 - Idem à Figura 4.20, exceto para o mês de janeiro de 2010.

Ressalta-se que os janeiros dos diferentes anos analisados, o ajuste importante verificado no ENCDFY, ao representar de forma mais realista a precipitação do TRMM, foi realizado principalmente pelo fechamento LO, como mostrado na Tabela 4.3.

Os ciclos diurnos médios da CAPE e dos fluxos de calor sensível (H) e Latente (LE) dos experimentos EN e ENCDFY sobre a América do Sul e setores central e noroeste do mês de janeiro de 2006 são mostrados na Figura 4.24, respectivamente. Optou-se por destacar estas áreas na análise, tendo em vista o maior impacto do ENCDFY sobre o ciclo diurno da precipitação.

Na média sobre a América do Sul, a simulação utilizando o fechamento EN gerou CAPE máxima às 18:00 UTC. Às 21:00 UTC, verificou-se redução de aproximadamente 0,3 kJ/kg, e das 18:00 UTC para as 00:00 UTC, de 0,4 kJ/kg (Figura 4.24a). Entretanto, o máximo de CAPE também coincidiu com o máximo de precipitação simulado (Figura 4.19a), e o esperado era que a convecção removesse a CAPE para produzir o máximo de precipitação no horário posterior. O experimento ENCDFY reduziu a CAPE em torno de 0,4 kJ/kg às 18:00 UTC. A convecção removeu cerca de 0,2 kJ/kg da CAPE no horário das 21:00 UTC, quando foi observado o máximo de precipitação sobre a América do Sul. Após as 03:00 UTC, ocorreu a estabilização da atmosfera, desfavorecendo o acúmulo de CAPE, o que contribuiu para a redução da precipitação em ambos os experimentos.

No setor central (Figura 4.24b), o mesmo comportamento foi observado, enquanto que no setor noroeste (Figura 4.24c), observou-se maiores diferenças entre o ciclo diurno da CAPE do experimento EN em relação ao ENCDFY. O máximo de CAPE de 1,37 kJ/kg simulado pelo EN às 18:00 UTC foi inconsistente com o máximo de precipitação simulado no mesmo horário (Figura 4.19c). A estabilização da atmosfera ocorreu a partir das 00:00 UTC. O experimento ENCDFY simulou CAPE máxima de 1,2 kJ/kg também às 18:00 UTC, a qual manteve-se praticamente constante até as 00:00 UTC. De acordo com Fisch et al. (2004), os quais analisaram o acoplamento entre os processos de superfície e a CLP sobre pastagem e floresta no sudoeste da Região Amazônica, a CAPE tem valor de 1,2 kJ/kg durante a estação chuvosa.

Em relação aos fluxos de H e LE, verificou-se acoplamento com a precipitação simulada. O máximo de H ocorreu às 15:00 UTC em ambos os experimentos, porém, com maior intensidade no ENCDFY. O EN simulou H de aproximadamente 122 W/m<sup>2</sup>, 144 W/m<sup>2</sup> e 155 W/m<sup>2</sup> na América do Sul, setor central e noroeste, respectivamente, enquanto que o ENCDFY, de 138 W/m<sup>2</sup>, 161 W/m<sup>2</sup> e 192 W/m<sup>2</sup>, respectivamente. O padrão oposto pôde ser observado com o LE, que sofreu redução no experimento ENCDFY. Isto pode ser explicado pela alteração nas intensidades de precipitação de cada experimento e a consequente umidade do solo. Além disso, há processos de retroalimentação existentes entre o conteúdo de água de nuvens desentranhada em seus topos e a radiação solar. Com a redução da convecção pelo ENCDFY, infere-se a diminuição da nebulosidade, e consequentemente da quantidade de massa desentranhada no topo da atmosfera. Nuvens cirrus mais estreitas ou menor quantidade delas contribuem para a passagem de maior quantidade de radiação de onda curta que chega à superfície. Devido à redução da precipitação pelo ENCDFY, há a diminuição da disponibilidade de água no solo, aumentando o H e diminuindo o LE.

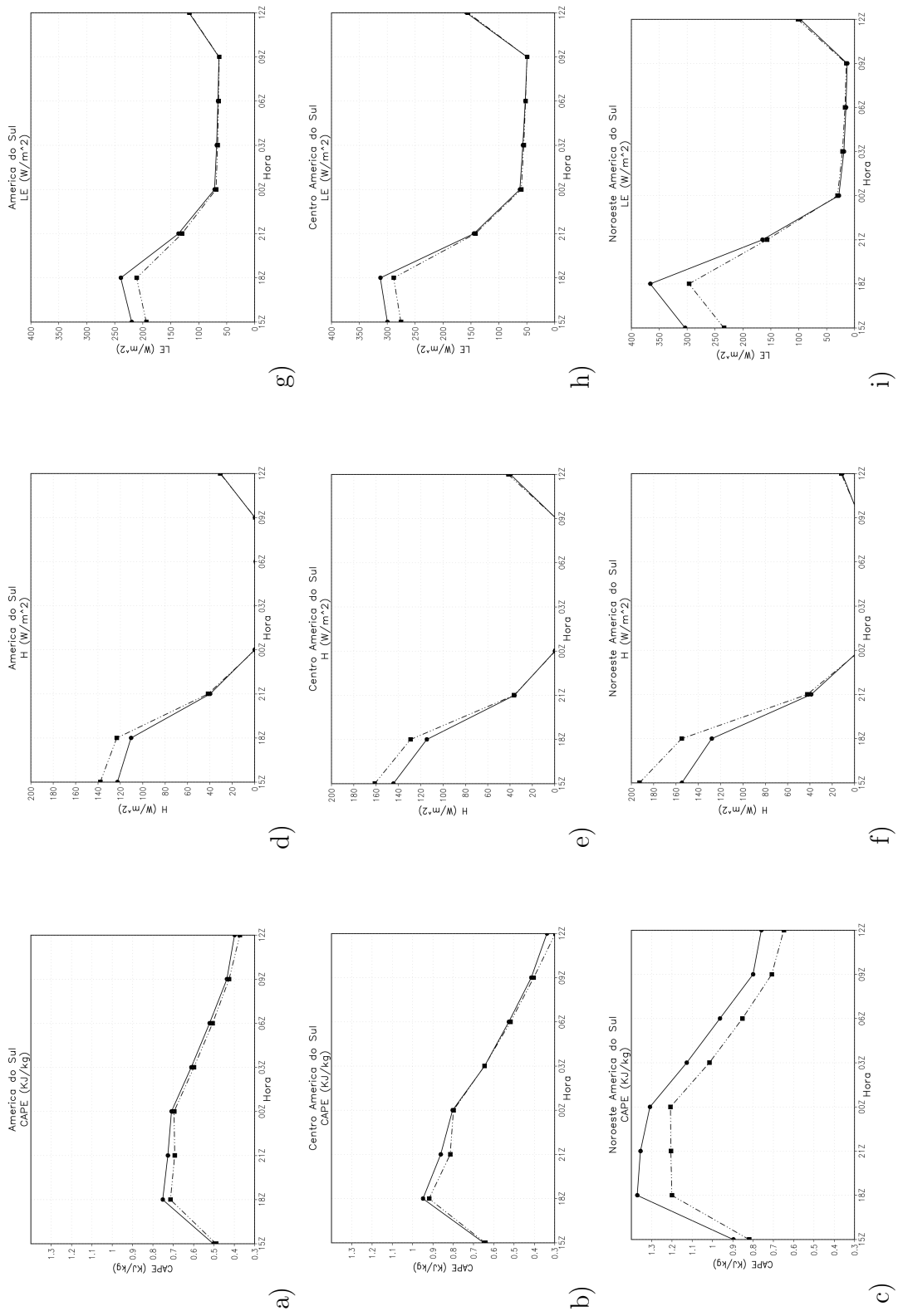


Figura 4.24 - Ciclo diurno médio de janeiro de 2006 iniciado às 12:00 UTC sobre a América do Sul (painel superior), setor central (painel central) e noroeste (painel inferior) para o experimento EN (linha contínua) e ENCDFY (linha pontilhada) a-c) CAPE (kJ/kg), d-e) fluxo de calor sensível (W/m<sup>2</sup>); f-i) fluxo de calor latente (W/m<sup>2</sup>).

Médias dos perfis de aquecimento ( $Q_1$ ) e secamento ( $Q_2$ ) da atmosfera devido à convecção profunda sobre a América do Sul e setores central e noroeste para o mês de janeiro de 2006 são mostrados nas Figuras 4.25, 4.26 e 4.27, respectivamente, obtidos a partir do experimento EN (painel à direita) e a partir do experimento ENCDFY (painel à esquerda).

O EN simulou o máximo de  $Q_1$  (Figura 4.25a), da ordem de 6 K/dia, às 18:00 UTC, em torno de 5,5 km, e a altura máxima de desenvolvimento das nuvens foi de aproximadamente 14 km. O ENCDFY gerou o máximo entre as 18:00 UTC e as 00:00 UTC, com máximo de 4 K/dia, em torno de 5,5 km, e a altura máxima de desenvolvimento das nuvens de 14 km. O decaimento das taxas de aquecimento foi gradual, em fase com os fluxos de H e LE em ambos os experimentos.

O secamento da atmosfera próximo à superfície, médio sobre a América do Sul (Figura 4.25b) foi mais intenso no experimento EN às 18:00 UTC, em torno de -3 K/dia até uma altura de 7 km. No experimento ENCDFY,  $Q_2$  foi muito mais fraco, da ordem de -1,2 K/dia até uma altura de 6 km. O perfil médio de  $Q_1$  (Figura 4.25c) ressalta a diferença de 1 K/dia entre o EN e ENCDFY e o perfil médio de  $Q_2$  (Figura 4.25d) indica a redução do secamento atmosférico no ENCDFY entre a superfície até 5 km de altura.

No setor central (Figura 4.26), o padrão das simulações foi muito semelhante àqueles padrões verificados sobre a média da América do Sul (Figura 4.25). Entretanto, verificou-se que o máximo de  $Q_1$  ocorreu às 21:00 UTC no experimento ENCDFY, da ordem de 5 K/dia (Figura 4.26a). O perfil médio de  $Q_1$  (Figura 4.26c) indicou aquecimento mais fraco daquele observado na média continental, com máximo de 3 K/dia no EN e 2,5 K/dia no ENCDFY, ambos em torno de 4,8 km. O secamento atmosférico médio (Figura 4.26d) próximo à superfície também foi mais elevado, da ordem de -1,8 K/dia.

O aquecimento máximo da atmosfera simulado por ambas as versões do modelo para o período de janeiro de 2006 foi obtido para o setor noroeste (Figura 4.27), como era de se esperar, tendo em vista a maior quantidade de precipitação gerada neste setor. O experimento EN simulou aquecimento máximo superior a 10 K/dia entre a altura de 4,5 km e 6,5 km às 18:00 UTC, com um gradiente vertical bastante intenso e da ordem de 1 K/km (painel esquerdo da Figura 4.27a). Por outro lado, o experimento ENCDFY reduziu o máximo de aquecimento para 7 K/dia, que ocorreu entre as 18:00 UTC e 21:00 UTC (painel direito da Figura 4.27a). Este máximo passou a ser mais raso que o simulado pelo outro experimento, entre 5 km e 6,5 km.

O secamento da atmosfera próximo à superfície no setor noroeste também foi mais intenso do que nos demais setores (Figura 4.27b). Comparando o EN com o ENCDFY, nota-se que o primeiro gerou secamento da ordem de -6 K/dia às 18:00 UTC, enquanto que o segundo simulou o máximo de -2,4 K/dia entre as 18:00 UTC e 21:00 UTC. O perfil médio do EN indicou o máximo de  $Q_1$  de 7 K/dia (Figura 4.27c) e de 5 K/dia do ENCDFY (Figura 4.27d), representando uma redução média de 2 K/dia. O secamento máximo da atmosfera ocorreu em níveis mais baixos no EN em relação ao ENCDFY.

Em comparação com os perfis de  $Q_1$  e  $Q_2$  obtidos por Santos e Silva (2009) para a Região Amazônica durante o experimento TRMM-LBA, o experimento que o autor utilizou a função disparo da convecção de Jakob e Siebesma (2003), dependente dos fluxos de superfície, foram semelhantes aos encontrados a partir do experimento EN, tanto em intensidade quanto em localização. A ordem de magnitude aqui mostrada foi inferior, principalmente em função da utilização de um período maior e distinto, bem como de uma área mais abrangente. Com a utilização da referida função disparo, o máximo de aquecimento atrasou 4 horas em relação ao seu experimento controle, o qual considerou a função disparo da convecção de GD. Ressalta-se que Santos e Silva (2009) utilizou variações dos fechamentos GR e KF, diferente do experimento EN, que levou em consideração a média simples de todos os cinco fechamentos disponíveis no modelo.

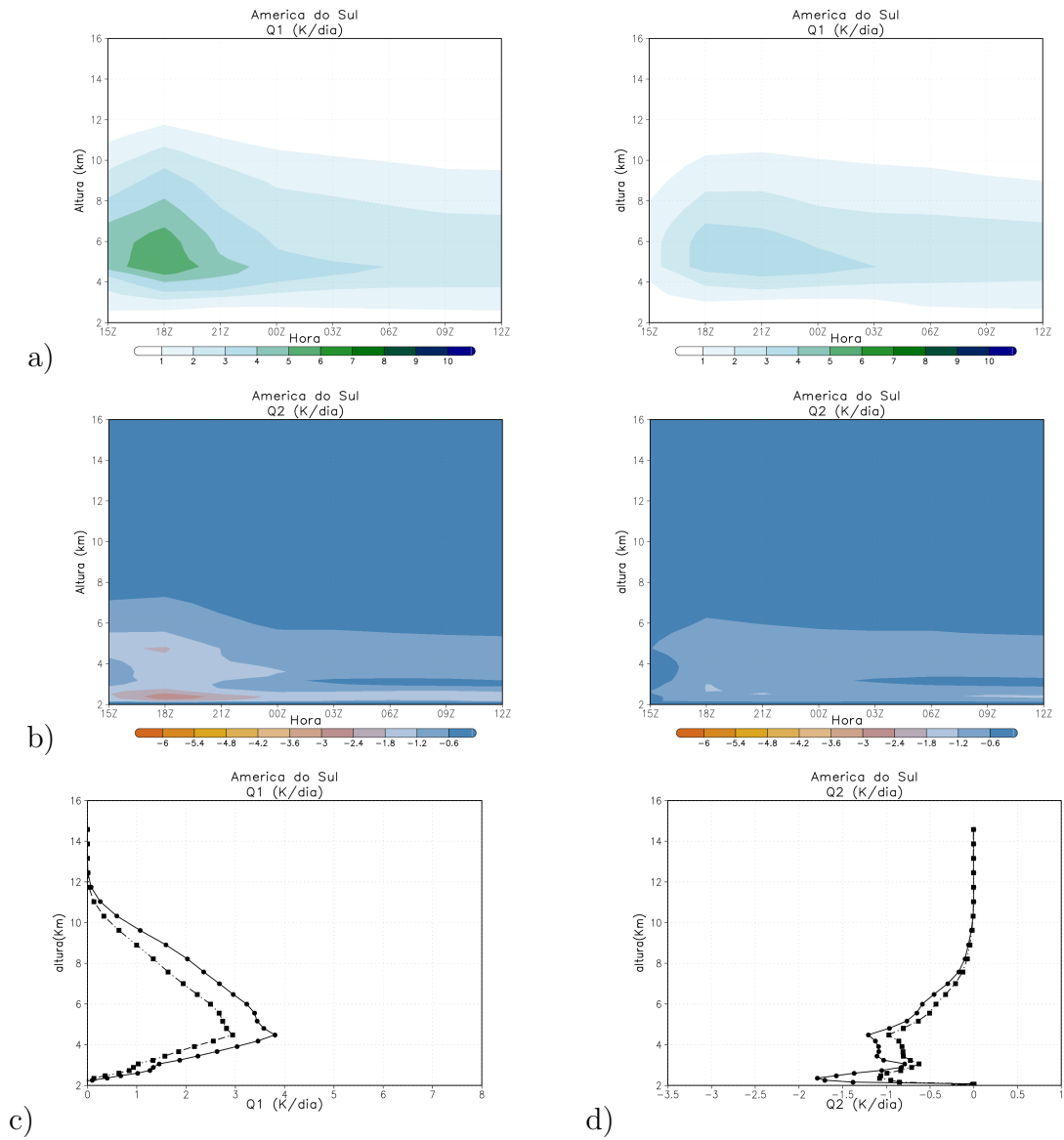


Figura 4.25 - Ciclo diurno médio do perfil vertical de a)  $Q_1$  e b)  $Q_2$  de janeiro de 2006 iniciado às 12:00 UTC sobre a América do Sul para o experimento EN (painel esquerdo) e ENCDFY (painel direito); perfil médio de c)  $Q_1$  e d)  $Q_2$  do experimento EN (linha contínua) e ENCDFY (linha pontilhada).

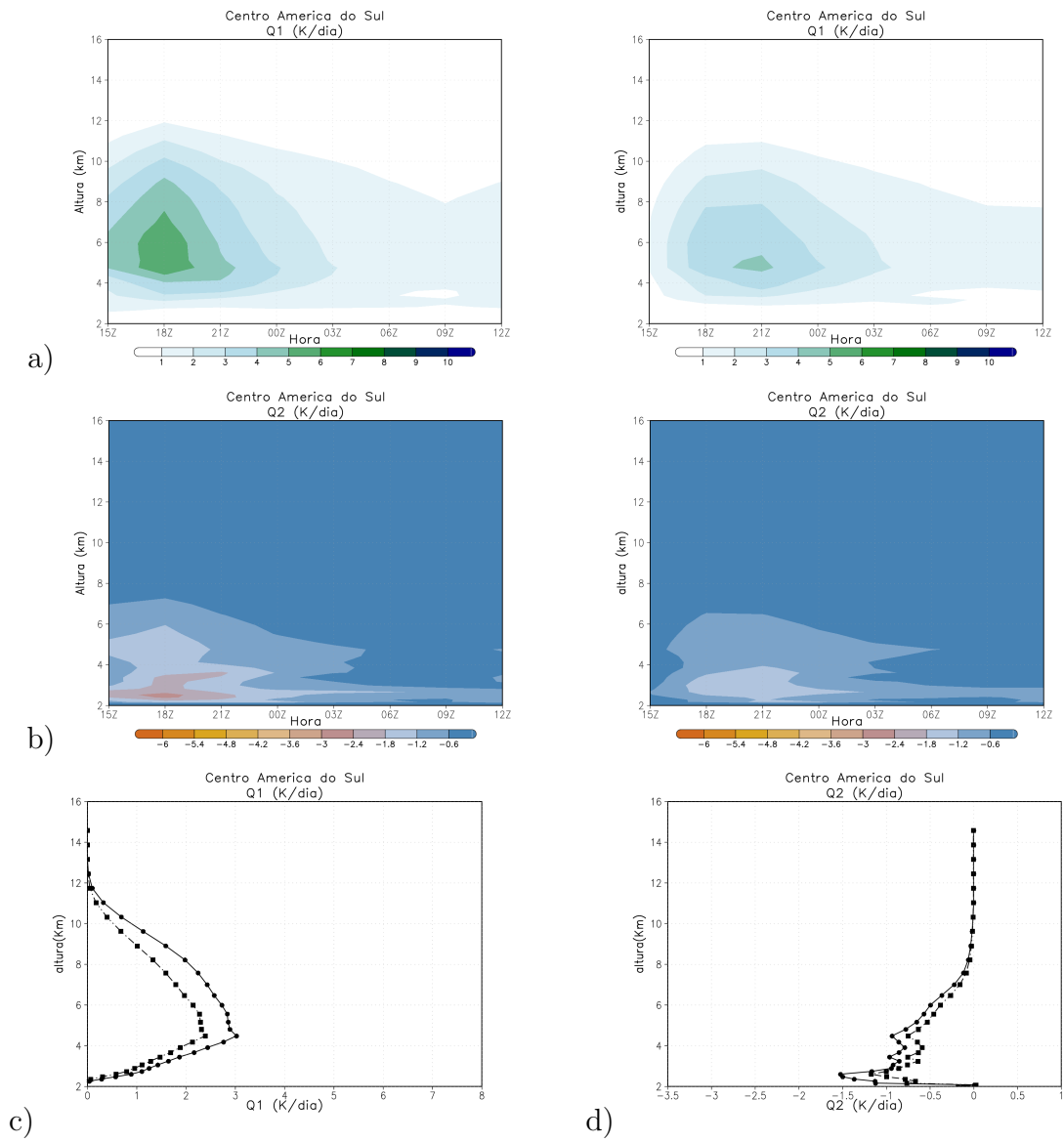


Figura 4.26 - Idem à Figura 4.25, exceto para o setor central da América do Sul.

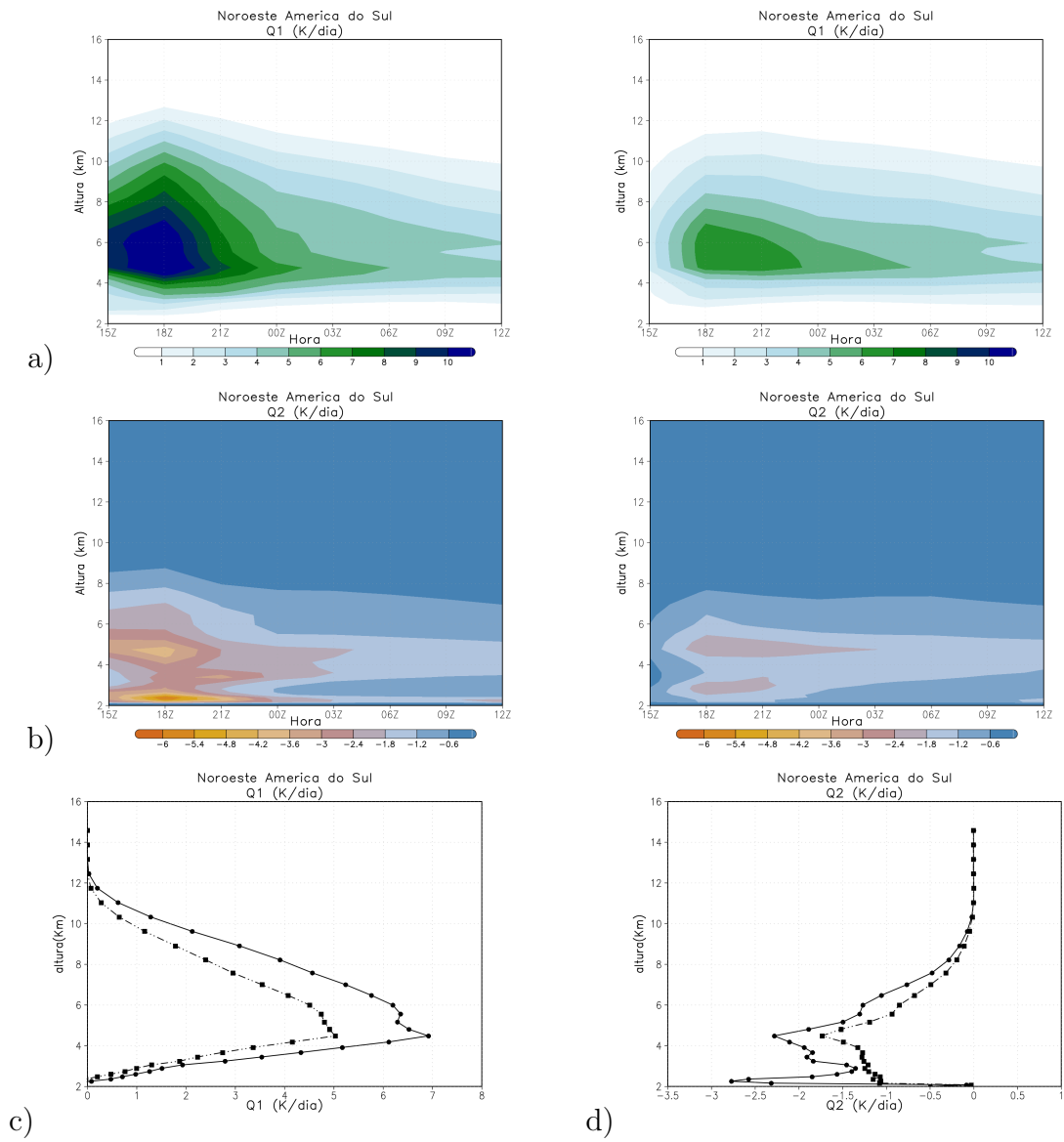


Figura 4.27 - Idem à Figura 4.25, exceto para o setor noroeste da América do Sul.



O ciclo diurno médio das correntes de ar ascendentes sobre a América do Sul, setores central e noroeste para janeiro de 2006, que têm seu nível de origem a partir da altura onde a energia estática úmida da parcela de ar é máxima, e das correntes de ar descendentes, a partir do nível de mínima energia estática úmida, são mostrados na Figura 4.28. Verifica-se que em ambos os setores, o máximo de  $m_b$  das correntes de ar ascendentes ocorre às 18:00 UTC no experimento EN e às 21:00 UTC no experimento ENCDFY, consistente com os perfis de aquecimento e os ciclo diurno da precipitação já discutidos. O ENCDFY reduziu  $m_b$  em ambas as áreas, limitando o desenvolvimento excessivo da convecção. Por outro lado, o ENCDFY aumentou  $m_b$  no topo da corrente de ar descendente. Este aumento pode estar associado à diminuição da umidade relativa do ar ou ao aumento do cisalhamento vertical do vento. Um ambiente mais seco (umidade relativa mais baixa), em função da menor quantidade de evapotranspiração (redução de LE), contribui para aumentar a evaporação das gotículas de água que precipitam, e conseqüentemente aumentando as correntes descendentes. Além disso, em um ambiente mais seco, o desentranhamento de massa cresce, aumentando também a evaporação e intensificando as correntes de ar descendentes.

Os ciclos diurnos da CAPE, H e LE calculados para janeiro de 2008 não apresentaram diferenças importantes em relação ao ano de 2006. O perfil de aquecimento médio de janeiro de 2008, produzido pelo experimento EN, indicou aquecimento máximo de 6 K/dia entre as 15:00 UTC e 18:00 UTC sobre a América do Sul (figura não mostrada), na altura de aproximadamente 5,5 km. De acordo com o ciclo diurno de  $Q_2$ , obteve-se secagem mais intensa próximo a 2,5 km, às 18:00 UTC, da ordem de -3 K/dia (figura não mostrada). O experimento ENCDFY (figura não mostrada) deslocou o máximo de aquecimento para os horários de 18:00 UTC e 21:00 UTC, reduzindo-o para 4 K/dia e também minimizando a secagem próximo à superfície para no máximo -1,8 K/dia.

O ciclo diurno médio de  $Q_1$  sobre o setor central da América do Sul produzido pelo EN (Figura 4.29a) indicou forte aquecimento da ordem de 8 K/dia no horário das 15:00 UTC em aproximadamente 6 km de altura. Estas características estiveram associadas à intensa atividade convectiva que produziu forte precipitação sobre este setor. O ENCDFY alterou a intensidade do aquecimento, que passou a 6 K/dia no horário das 21:00 UTC (Figura 4.29b). Entretanto, inconsistentemente, como verificado anteriormente, o máximo de precipitação nesta área foi simulado às 18:00 UTC. O ciclo diurno de  $Q_2$  do EN e ENCDFY (Figura 4.29b) apresentou padrão semelhante verificado para o setor em janeiro de 2006 (Figura 4.25b), exceto pela maior

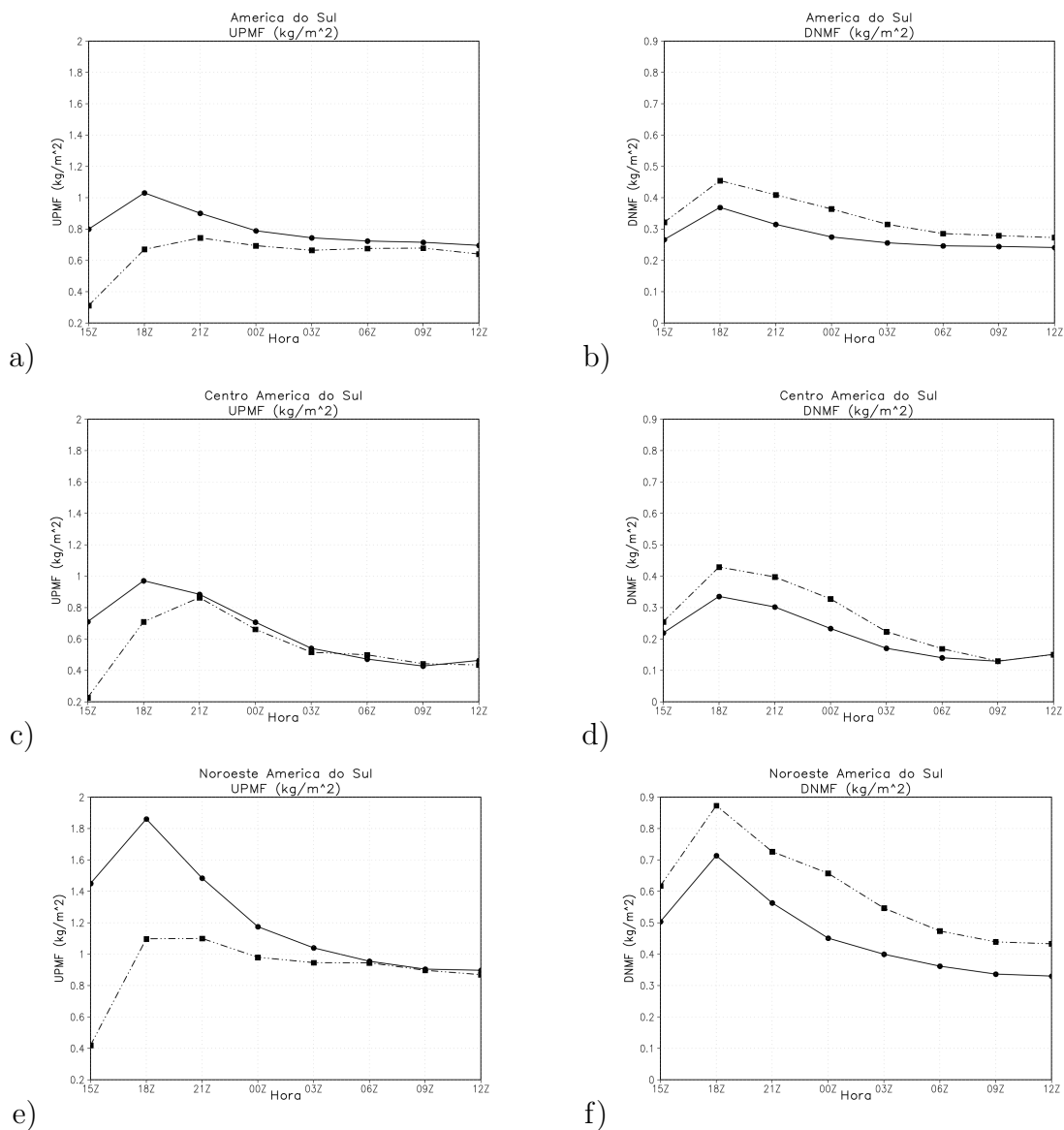


Figura 4.28 - Ciclo diurno médio de janeiro de 2006 das correntes ascendentes (painéis à esquerda) e descendentes (painéis à direita) para a) América do Sul, b) setor central e c) setor noroeste da América do Sul das simulações iniciadas às 12:00 UTC do experimento EN (linha contínua) e ENCDFY (linha tracejada).

intensidade do secamento próximo à superfície. Estas características podem ser visualizadas pelo perfil médio de  $Q_1$  e  $Q_2$  (Figura 4.29c), que indica a redução de 4 kJ/dia do aquecimento do EN para aproximadamente 3,2 kJ/dia, bem como a diminuição do secamento próximo à superfície.

No setor noroeste (Figura 4.30), o máximo de  $Q_1$  foi superior 10 K/dia entre as 15:00 UTC e 18:00 UTC (Figura 4.30a). O ENCDFY contribuiu para a maior redu-

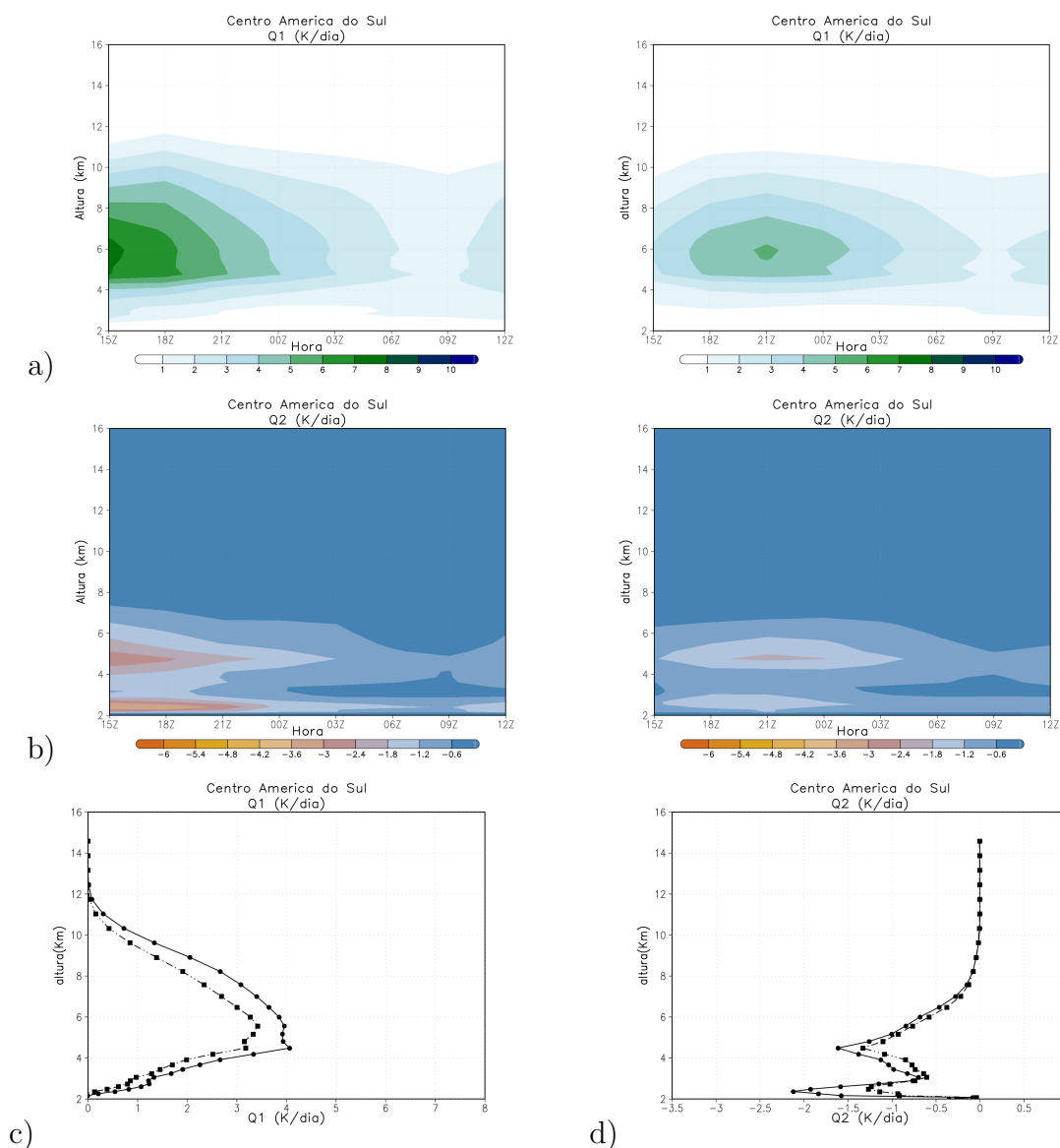


Figura 4.29 - Ciclo diurno médio de janeiro de 2008 iniciado às 12:00 UTC sobre o setor central da América do Sul para o experimento EN (painel esquerdo) e ENCDFY (painel direito) do perfil vertical de a)  $Q_1$  e b)  $Q_2$ ; c) perfil médio de  $Q_1$  e d) de  $Q_2$  do experimento EN (linha contínua) e ENCDFY (linha pontilhada).

ção verificada em todos os setores, e o máximo passou para 7 K/dia nos horários de 18:00 UTC a 21:00 UTC (Figura 4.30a).

O ciclo diurno de  $Q_2$  simulada com o EN indicou forte secagem nesta região, superior a -6 K/dia próximo a 2,5 km às 18:00 UTC. O ENCDFY reduziu a secagem para -2,4 K/dia entre as 18:00 UTC e 21:00 UTC. A manutenção tanto do aquecimento quando da secagem nesse período permitiu a simulação de um segundo máximo

de precipitação às 21:00 UTC. Apesar de o pico observado não ter sido simulado no horário correto, o segundo máximo permitiu a redução do viés médio obtido com a utilização do EN. De acordo com o perfil médio de  $Q_1$  (Figura 4.30c), a convecção se tornou mais rasa, além de menos intensa, devido ao estreitamento do perfil de aquecimento. O perfil médio de secagem (Figura 4.30d) indicou que o máximo ocorreu em níveis mais altos, em torno de 4,5 km, diferente do perfil médio de EN, onde se verificou máximo próximo à superfície.

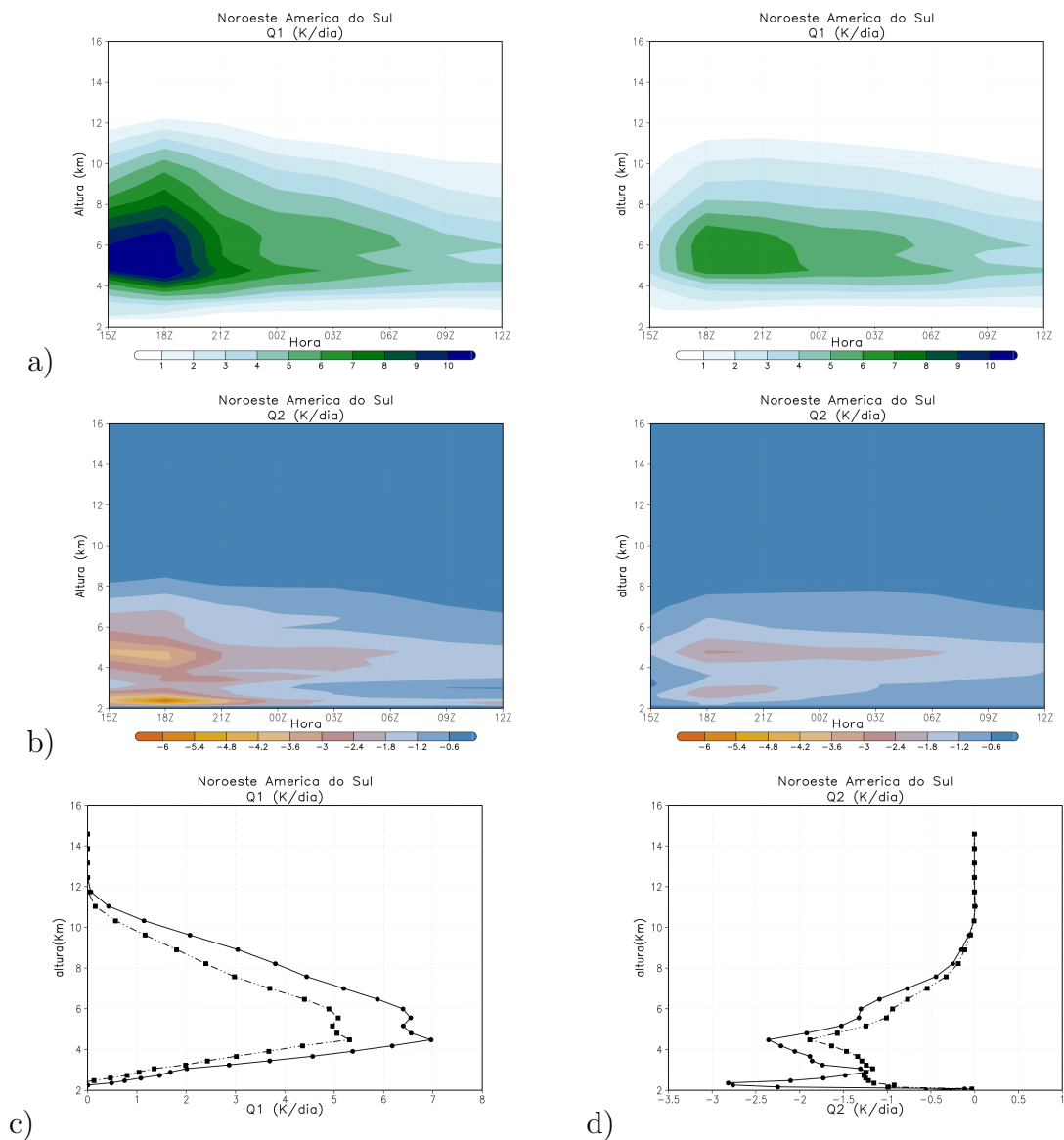


Figura 4.30 - Idem à Figura 4.25, exceto para o setor noroeste da América do Sul.

Em termos de ciclo diurno de CAPE, H e LE calculados para janeiro de 2010, não

foram observadas mudanças importantes em relação às características observadas para o mês de janeiro de 2006 em ambos os setores analisados. O perfil de  $Q_1$  simulado utilizando o EN, médio sobre a América do Sul (figura não mostrada), apresentou o mesmo padrão observado para janeiro de 2006. Porém, o máximo ocorreu entre as 15:00 UTC e as 18:00 UTC, mais fraco que o de 2006, da ordem de 5 K/dia, e consistente com a menor intensidade do máximo de precipitação produzido pelo EN às 18:00 UTC. Da mesma forma,  $Q_1$  teve padrão mais fraco que o verificado em 2006. Diferentemente, para o setor central do continente, o perfil simulado de  $Q_1$  foi mais intenso do que o de 2006 (Figura 4.31), com máximo de 8 K/dia entre as 15:00 UTC e 18:00 UTC em 6 km de altura. O máximo desenvolvimento das nuvens se estendeu a quase 15 km de altura. Esta condição foi consistente com o pico mais intenso de precipitação no horário das 18:00 UTC simulado pelo EN em comparação a janeiro de 2006. O experimento ENCDFY reduziu o máximo de  $Q_1$  para 6 K/dia na altura de 6 km, às 18:00 UTC. Como mostrado na Figura 4.22, o máximo de precipitação observado ocorreu às 21:00 UTC e o experimento ENCDFY produziu um máximo de mesma intensidade no horário correto. Porém, às 18:00 UTC também ocorreu precipitação pouco menos intensa que o máximo, associado ao maior aquecimento da atmosfera nesse horário. Destaca-se no perfil vertical médio para esta área (Figura 4.31) a redução de  $Q_1$  de 4 K/dia em torno de 5 km para 3 K/dia para uma altura de pouco menos de 4,5 km. A profundidade do perfil de aquecimento também foi reduzida, sugerindo a diminuição das nuvens produzidas pelo experimento EN e que geraram superestimativa de precipitação. O ciclo diurno médio do perfil de  $Q_1$  (Figura 4.31) produzido pelo experimento EN indicou forte secagem próximo à superfície com máximo às 18:00 UTC da ordem de -5,4 K/dia. Esta condição foi minimizada pelo experimento ENCDFY, o qual produziu um máximo de secagem próximo à superfície entre 18:00 UTC e 21:00 UTC da ordem de -2,4 K/dia. No perfil vertical médio mostrado na Figura 4.31, nota-se a forte redução da secagem próximo à superfície produzido pelo experimento ENCDFY.

No setor noroeste da América do Sul, o experimento EN produziu forte aquecimento na atmosfera entre as 15:00 UTC e 18:00 UTC com máximo de  $Q_1$  da ordem de 10 K/dia às 18:00 UTC (painel esquerdo da Figura 4.32). O experimento ENCDFY reduziu o máximo de  $Q_1$  para 6 K/dia, porém, manteve o máximo às 18:00 UTC, coincidindo com o máximo de precipitação no mesmo horário (painel direito da Figura 4.32). Em vista disso, o pico observado não foi reproduzido, e associado à forte redução do aquecimento, provocou subestimativa da precipitação no horário das 21:00 UTC. De acordo com o perfil médio de  $Q_2$  simulado pelo EN e ENCDFY, nota-se forte redução em baixos níveis da atmosfera a partir do segundo experimento, que

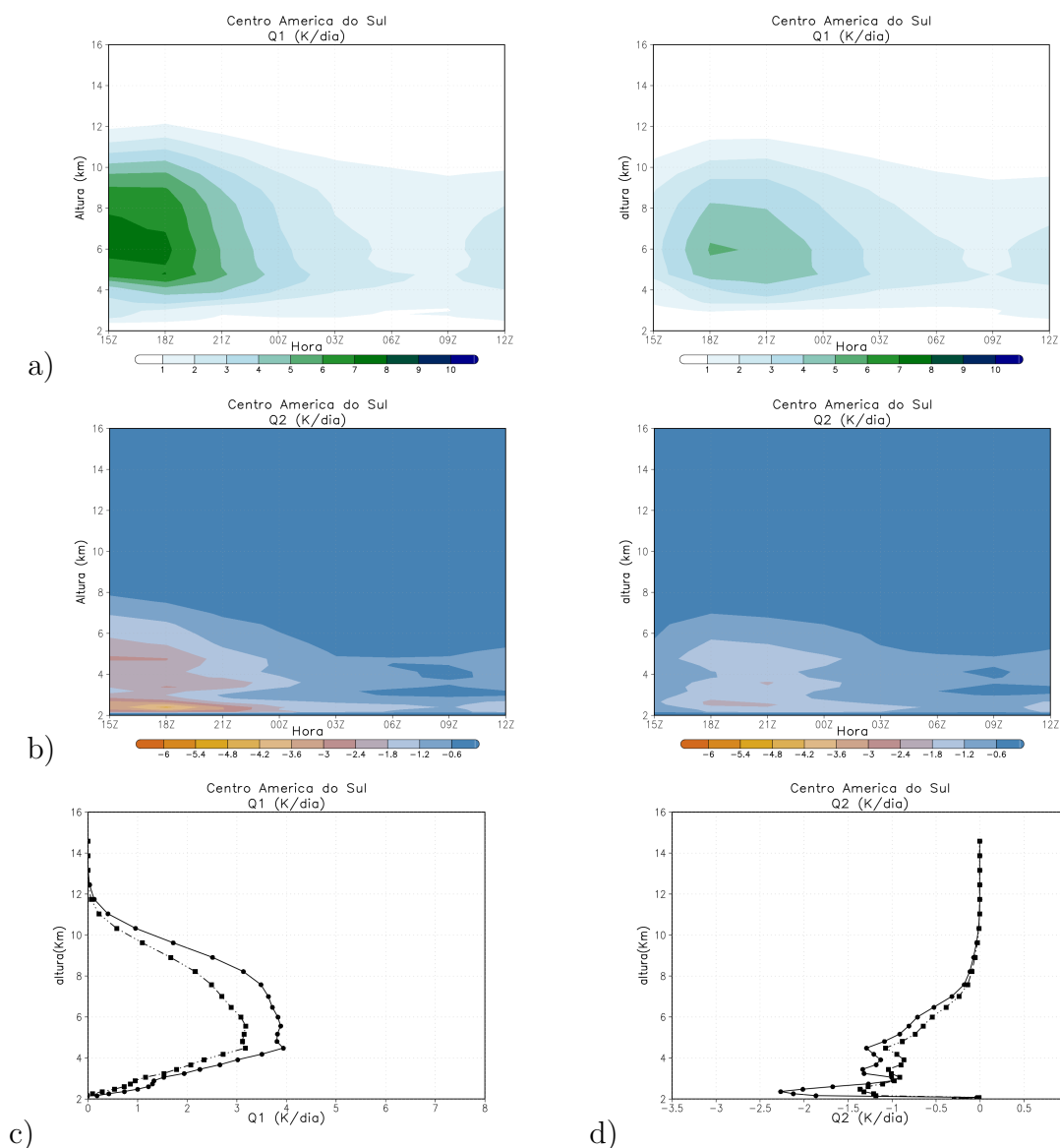


Figura 4.31 - Ciclo diurno médio de janeiro de 2010 iniciado às 12:00 UTC sobre o setor central da América do Sul para o experimento EN (painel esquerdo) e ENCDFY (painel direito) do perfil vertical de a)  $Q_1$  e b)  $Q_2$ ; c) perfil médio de  $Q_1$  e d) de  $Q_2$  do experimento EN (linha contínua) e ENCDFY (linha pontilhada).

reduziu o máximo de  $-5,4$  K/dia produzido pelo EN para  $-2,4$  K/dia. O perfil vertical médio de  $Q_1$  indicou aquecimento máximo em torno de  $5,5$  K/dia produzido pelo experimento EN, na altura aproximada de  $4,5$  km, enquanto que ENCDFY produziu a redução do aquecimento médio para pouco mais de  $4$  K/dia no mesmo nível. O perfil de secagem é semelhante aos demais indicados anteriormente, com secagem máxima produzida pelo EN próximo à superfície e forte redução pelo ENCDFY. O

máximo neste experimento ocorreu em 3 km, da ordem de  $-1,3$  K/dia, diferente do EN, que produziu o máximo de aproximadamente  $-2,3$  K/dia em aproximadamente 2,5 km.

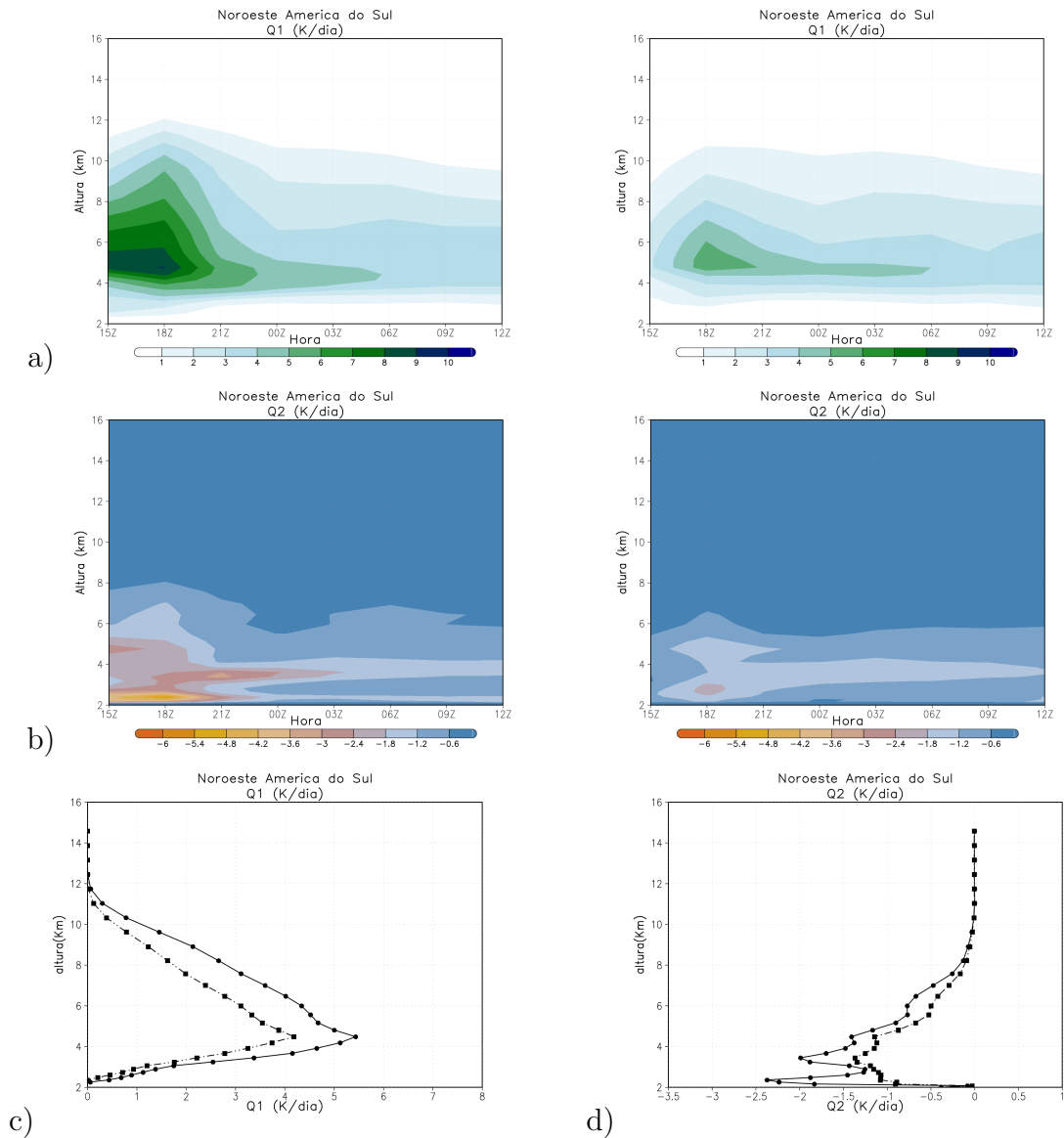


Figura 4.32 - Idem à Figura 4.25, exceto para o setor noroeste da América do Sul.

Tendo em vista que o ciclo diurno médio observado da precipitação não apresentou um comportamento bem marcado, os perfis de aquecimento e secagem simulados sobre o setor nordeste da América do Sul apresentaram comportamento suavizado (Figura 4.33). Entretanto, o ciclo diurno da precipitação simulado pelo experimento EN teve um máximo intenso no horário das 15:00 UTC (Figura 4.22). O ENCDFY

corrigiu este pico, diminuindo a superestimativa da precipitação para o valor próximo a 25 mm. Entre as 15:00 UTC e as 21:00 UTC, os erros produzidos pelo ENCDFY no ciclo diurno da precipitação foram reduzidos em comparação com o EN. Isto se deve ao fato de o perfil de aquecimento ter sido fortemente alterado pelo ENCDFY (Figura 4.33). O perfil de  $Q_1$  produzido pelo EN (painel esquerdo da Figura 4.33) gerou aquecimento máximo às 15:00 UTC, da ordem de 9 K/dia, na altura de 5 km, e máximo desenvolvimento das nuvens até 14 km. O ENCDFY reduziu o máximo para 8 K/dia às 21:00 UTC, também em 5 m (painel direito da Figura 4.33). O desenvolvimento máximo das nuvens ocorreu em torno de 13 km. O deslocamento do máximo de  $Q_1$  das 15:00 UTC para as 21:00 UTC representou a redução da superestimativa da precipitação nesse horário. Embora o ENCDFY não tenha reduzido de forma ótima o viés positivo para esta área, verificou-se uma importante melhoria da representação da precipitação nos primeiros horários de simulação. O perfil médio de aquecimento (Figura 4.33c) indicou a redução de aproximadamente 6,2 K/dia na altura média de 4 km produzido pelo EN para aproximadamente 5,2 K/dia na mesma altura. O ciclo diurno médio de  $Q_2$  (painel esquerdo da Figura 4.33d) indicou máximo de -6 K/dia em uma altura de aproximadamente 2,2 km às 15:00 UTC, enquanto que o ENCDFY reduziu o máximo de aquecimento para -4,8 K/dia praticamente na mesma altura, porém, entre as 03:00 UTC e 06:00 UTC.

As melhorias identificadas no ciclo diurno da precipitação e o indicativo da melhor representação dos perfis de aquecimento e secamento atmosférico em função do melhor ajuste da convecção estão intimamente relacionados à inserção dos pesos obtidos com a aplicação do FY. A ponderação realizada com os conjuntos de pesos leva em consideração o maior peso obtido para o fechamento LO. Portanto, associa-se ao LO as melhorias identificadas no presente capítulo.

### 4.3.1 Impacto da ponderação sobre as variáveis meteorológicas

Nesta seção, são apresentados os resultados referentes aos impactos da ponderação do fluxos de massa dos membros do conjunto de GD nos demais campos meteorológicos. O ENCDFY foi comparado ao EN utilizando a avaliação estatística de [Moreira et al. \(2006\)](#).

#### 4.3.1.1 Temperatura

O viésM da temperatura a 2 metros (Figura 4.34) do mês de janeiro de 2006 indicou o padrão do modelo já identificado que é de superestimar a temperatura no horário de sua máxima ocorrência e de subestimá-la no período noturno. Foram verificados



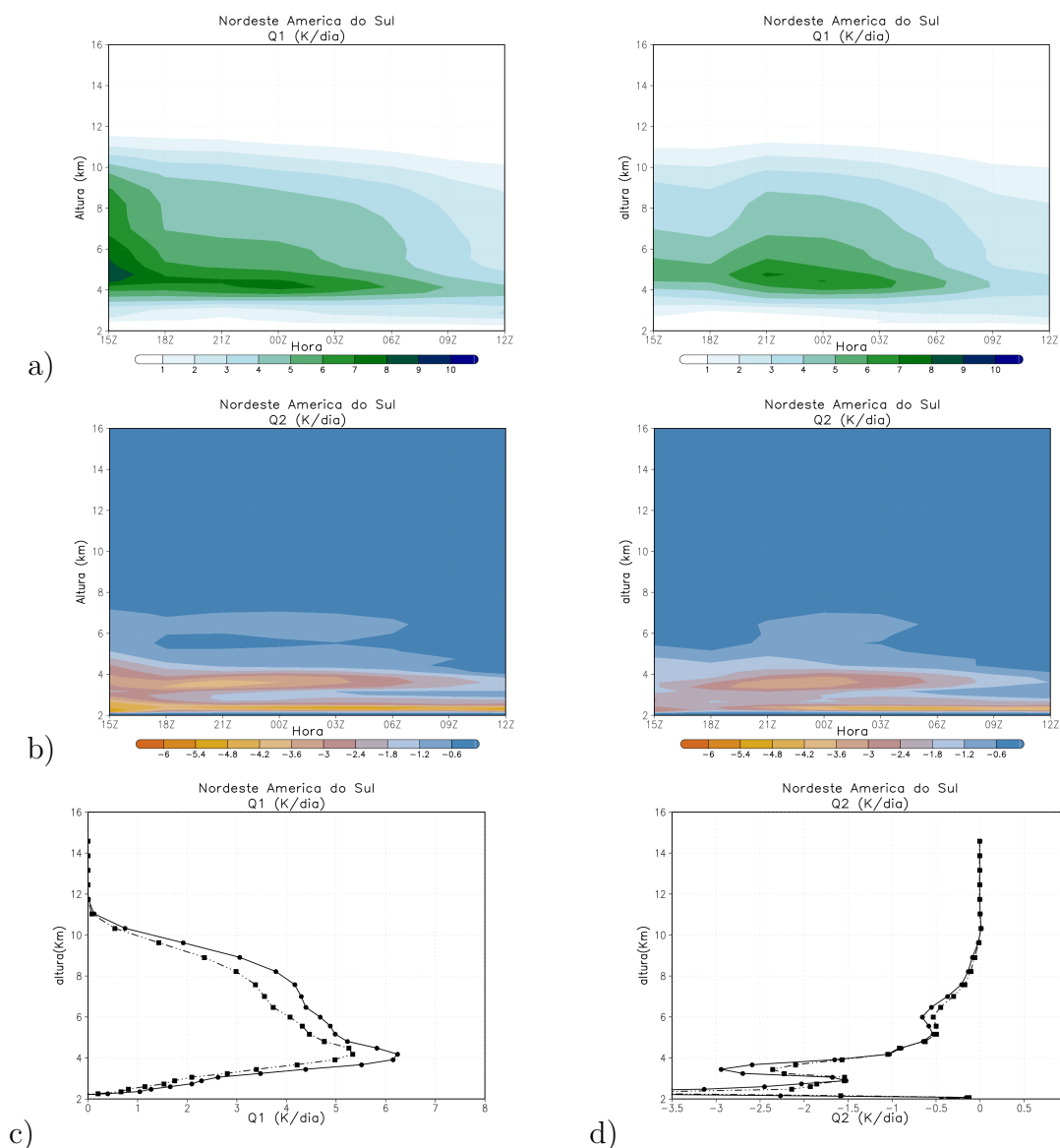


Figura 4.33 - Idem à Figura 4.25, exceto para o setor nordeste da América do Sul.

diferentes comportamentos do modelo dependendo da região analisada. Nas regiões sudeste e centro-oeste, o experimento EN em geral subestimou a temperatura, enquanto que nas demais regiões, a tendência foi de superestimativa. Foi nestas áreas (Figura 4.34b) e 4.34c, respectivamente) que o ENCDFY apresentou o menor viésM, reduzindo a subestimativa do modelo verificada utilizando o EN durante o período diurno. Esta mudança do viésM da temperatura no período diurno concorda com o aumento do fluxo de H sobre o setor central da América do Sul, que abrangeu boa parte das referidas regiões. A alteração da precipitação simulada pelo EN afetou a umidade e a temperatura do solo, controlando o particionamento entre os fluxos de

H e LE (HUANG; DOOL, 1993). Este mecanismo é, em curtas escalas de tempo, função de interações entre a fisiologia das plantas e o desenvolvimento da CLP (WILSON et al., 2002). Embora com menor intensidade, observou-se redução do viésM negativo também durante o período noturno.

No sul, nordeste e norte (Figuras 4.34a, 4.34d e 4.34e, respectivamente), o ENCDFY apresentou desempenho inferior ao EN, com tendência de superestimativa. Com o aumento do fluxo de H, era de se esperar o aumento da temperatura do ar a 2 metros simulada pelo ENCDFY. O modelo passou a superestimar a temperatura ao longo do dia no sul (Figura 4.34a). Nas Regiões Nordeste e Norte, verificou-se que o ENCDFY superestimou a temperatura durante o período diurno. Durante a noite, ambas as versões apresentaram comportamento semelhante.

O RMSV (Figura 4.35) indicou que a maior deficiência do modelo ocorre no horário de ocorrência da temperatura máxima ou poucas horas depois. Esta característica foi observada em todas as regiões analisadas. Estes erros estão associados aos erros devido às estimativas dos fluxos de superfície e na teoria de similaridade de Monin-Obukhov. Esta teoria é aplicada somente para alguns metros acima da superfície, onde as variações verticais dos fluxos turbulentos são consideradas pequenas (PANDOLFO, 1966). Portanto, os erros obtidos nas variáveis a poucos metros da superfície estão associados às estimativas dos fluxos turbulentos muito mais intensos durante o período da tarde. A utilização do ENCDFY reduziu marginalmente os valores de RMSV em todas as áreas.

#### 4.3.1.2 Temperatura do ponto de orvalho

Dentre todas as variáveis, a  $t_d$  foi a que apresentou maior viésM. O BRAMS superestimou esta variável em todas as áreas analisadas principalmente no horário de máxima temperatura. Durante este horário, o aumento da temperatura do ar aumenta a capacidade da atmosfera de reter vapor d'água. Em uma atmosfera não saturada,  $t_d$  é menor do que a temperatura do ar. Porém, tendo em vista que o EN gera o máximo de precipitação entre as 15:00 UTC e 18:00 UTC, o vapor de água presente no ar atingiu seu ponto de saturação e com isso, observa-se o aumento irreal de  $t_d$ . O ENCDFY induziu uma redução da superestimativa de  $t_d$  no horário de máxima temperatura, indicando que a mudança da intensidade e do horário de máxima precipitação influenciou na simulação de  $t_d$ . Esta redução foi observada em todas as áreas no horário de maior superestimativa. Moreira (2013) realizou o acoplamento do modelo de solo-superfície *Joint UK Land Environment Simulator* (JULES) ao modelo químico/atmosférico CCATT-BRAMS, gerando um novo sistema numérico

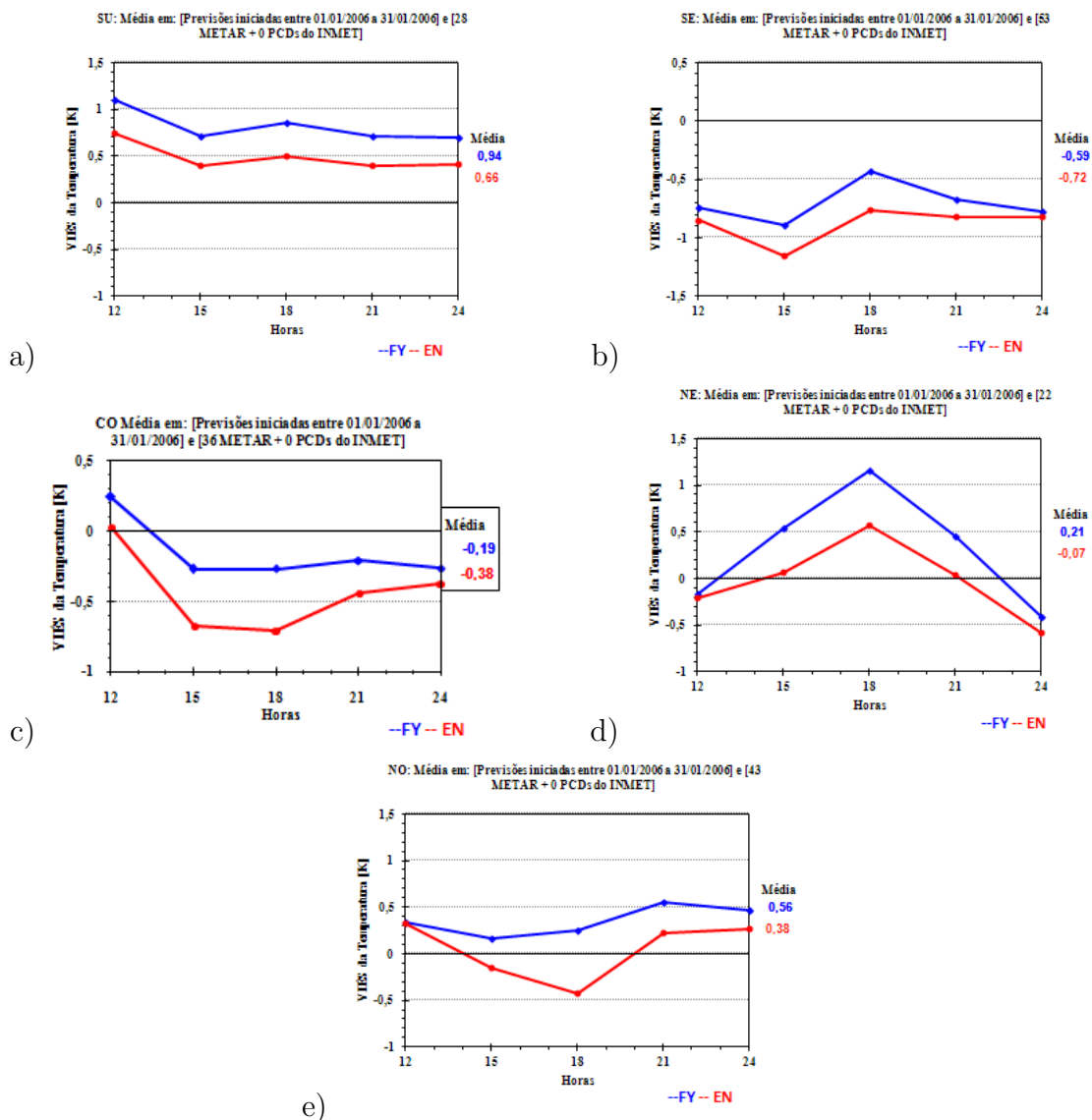


Figura 4.34 - Viés médio da temperatura do ar a 2 metros (K), do período das 12:00 UTC do dia 01/01/2006 às 12:00 UTC do dia 31/01/2006 das regiões: a) sul, b) sudeste, c) centro-oeste, d) nordeste, e) norte. A linha vermelha representa a simulação do modelo BRAMS utilizando o EN e a linha azul, o ENCDFY (FY).

denominado JULES-CCATT-BRAMS (MOREIRA et al., 2013a). O JULES é considerado um modelo no estado-da-arte em termos de representação de processos em superfície, com modernas formulações capazes de simular grande número de processos que ocorrem em superfície, incluindo vegetação dinâmica, estoque de carbono, umidade do solo, fotossíntese, respiração das plantas e do solo (MOREIRA, 2013). O acoplamento realizado foi avaliado para dois distintos períodos do ano. O novo sistema apresentou um importante ganho de desempenho na simulação de  $t_d$  a 2

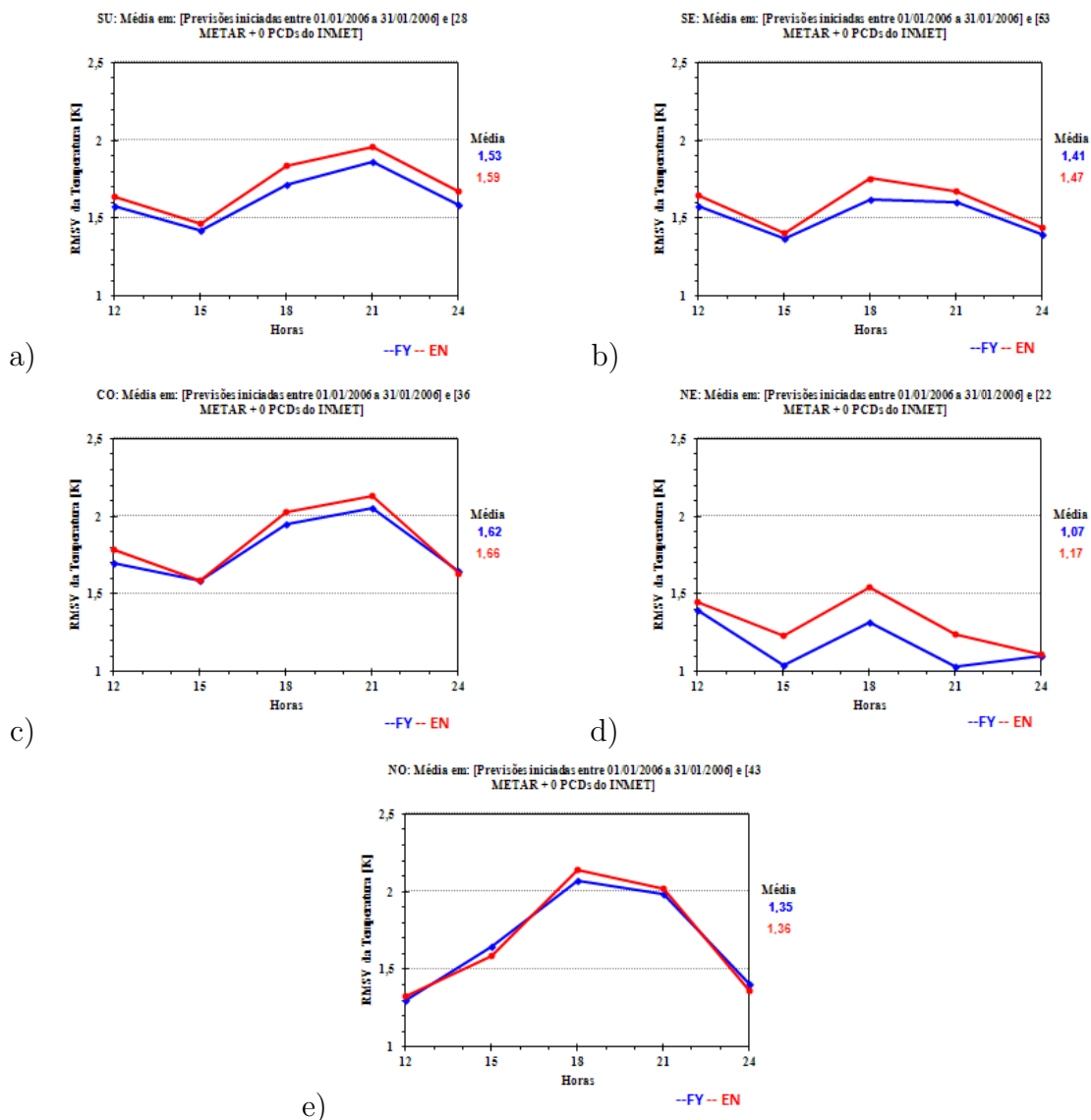


Figura 4.35 - Idem à Figura 4.34, exceto para o RMSV.

metros em comparação com os resultados obtidos com o modelo LEAF. Em média o RMS das simulações realizadas reduziu de valores da ordem 3°C para 2,4°C. Este ganho de desempenho está associado à melhor representação da interação da superfície-atmosfera proporcionada pelo esquema de superfície JULES (MOREIRA, 2013).

#### 4.3.1.3 Vento

Foram observadas melhorias nos campos de vento a 10 m do modelo BRAMS quando se utilizou o ENCDFY. A característica do modelo é subestimar o vento zonal em to-

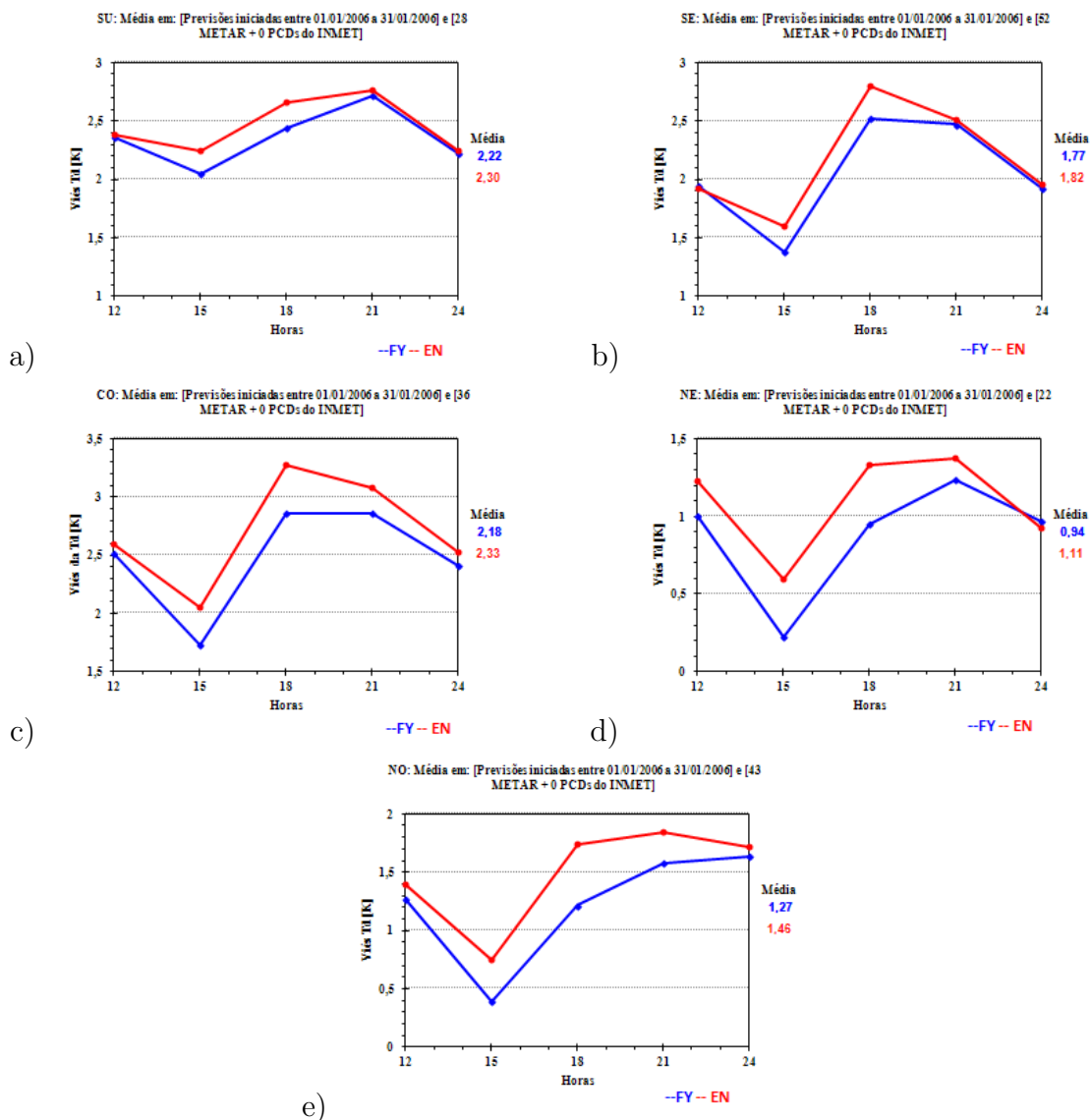


Figura 4.36 - Viés médio da temperatura do ponto de orvalho a 2 metros (K), do período das 12:00 UTC do dia 01/01/2006 às 12:00 UTC do dia 31/01/2006 das regiões: a) sul, b) sudeste, c) centro-oeste, d) nordeste, e) norte. A linha vermelha representa a simulação do modelo BRAMS utilizando o EN e a linha azul, o ENCDFY (FY).

das as áreas (figuras não mostradas), como já foi verificado no Anexo B. O ENCDFY reduziu o viés negativo em praticamente todas as áreas, mas com maior eficiência nas regiões sudeste e centro-oeste, principalmente no período noturno. Na região norte, o ENCDFY aumentou o viésM negativo, indicando que houve o aumento da subestimativa do vento zonal. O viésM negativo também pode indicar, em ambos os casos, que o vento de oeste está sendo simulado como vento de leste. O RMSV do vento zonal (figura não mostrada) indicou que houve uma melhora importante

no vento zonal simulado pelo ENCDFY na Região Nordeste. Porém, em todas as áreas verificou-se uma pequena redução do RMSV. Somente na região norte não observou-se melhora no índice em relação ao EN.

O viésM do vento meridional não indicou melhora da simulação ENCDFY em relação ao EN. Apesar de o viésM do ENCDFY ter apresentado degradação em relação ao EN, as diferenças entre eles não foram expressivas. O mesmo foi verificado no cálculo do RMSV (figura não mostrada).

#### **4.3.1.4 Pressão ao nível do mar**

A pressão ao nível do mar foi a variável que apresentou maior sensibilidade à inclusão dos pesos no modelo. Este comportamento era esperado, já que as flutuações de pressão estão relacionadas às variações da convergência de massa e umidade associadas à atividade convectiva.

A pressão ao nível do mar foi a variável que apresentou maior sensibilidade à inclusão dos pesos no modelo. Este comportamento era esperado, já que as flutuações locais de pressão, não relacionadas com o ciclo diurno e com a entrada de algum sistema de escala sinótica, estão relacionadas às variações da convergência de massa e umidade associadas à atividade convectiva. Quando ocorre liberação de calor latente devido ao processo de condensação, na presença de convergência de umidade em baixos níveis e ascensão do ar, o ar aquece e torna-se menos denso, ocasionando a redução da pressão em superfície, que por sua vez gera mais convergência de massa em baixos níveis.

Na Figura 4.37 é mostrado o viésM para as regiões da Figura 3.12. Nota-se que o modelo tende a subestimar os valores de pressão, assim como também verificado no Anexo B. A redução do viésM negativo foi característico do ENCDFY em todas as regiões analisadas. Em média, o desempenho do ENCDFY é 25% superior ao desempenho do EN. Na Região Nordeste, este índice alcançou os 60%. Em termos de RMSV (figura não mostrada), a remoção do viésM aponta para os erros do modelo no horário de início da simulação e no final da tarde. O primeiro está relacionado ao período de ajuste do modelo, enquanto que o segundo máximo está associado à convecção. O ENCDFY reduziu os maiores erros obtidos utilizando o EN em todas as áreas.

Para os anos de 2008 e 2010, apesar de algumas variações nos valores dos índices, foram observadas as mesmas características destacadas nas simulações das variáveis

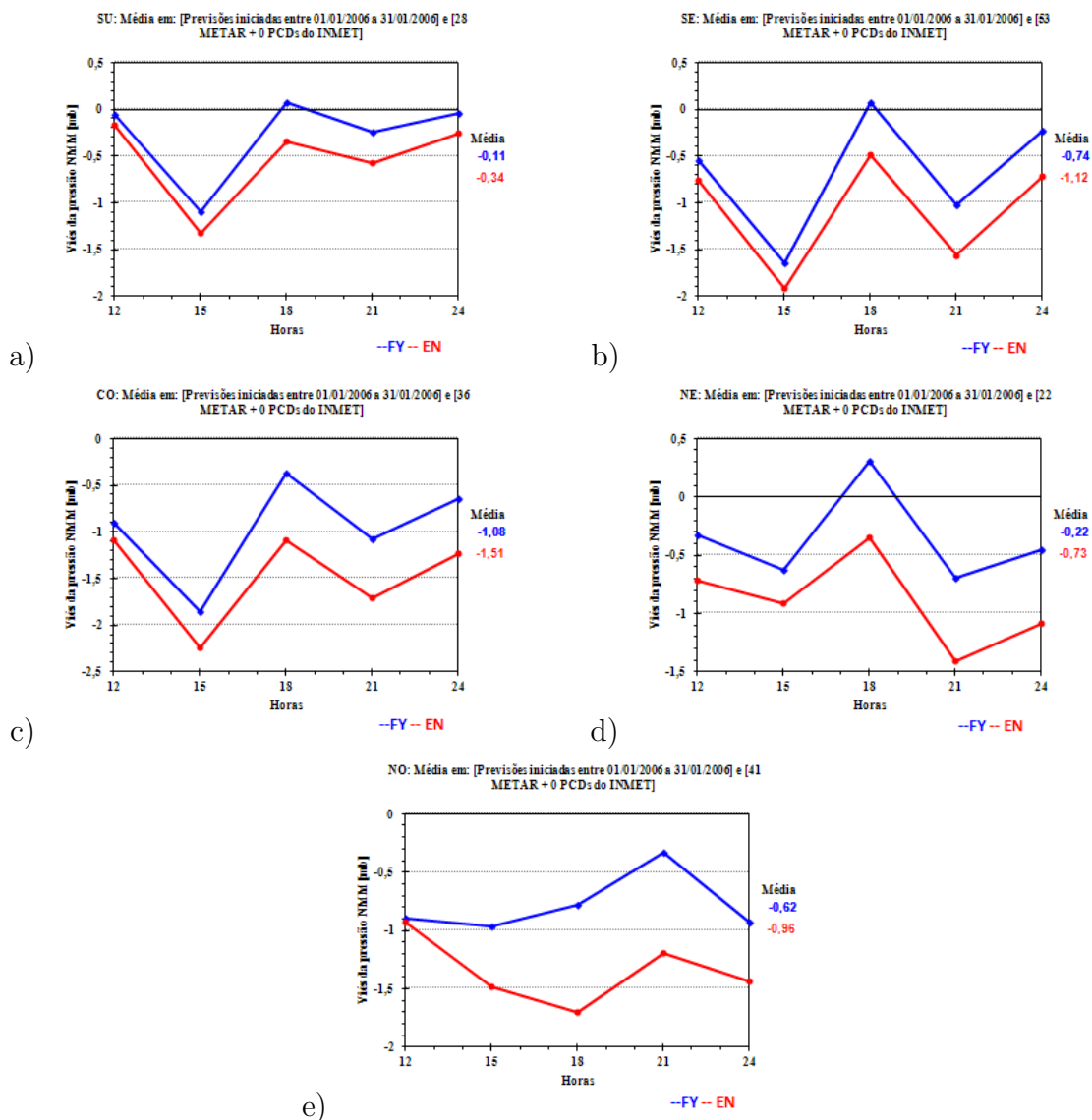


Figura 4.37 - Viés médio da pressão ao nível do mar (mb) do período das 12:00 UTC do dia 01/01/2006 às 12:00 UTC do dia 31/01/2006 das regiões: a) sul, b) sudeste, c) centro-oeste, d) nordeste, e) norte. A linha vermelha representa a simulação do modelo BRAMS utilizando o EN e a linha azul, o ENCDFY (FY).

meteorológicas observadas para o mês de janeiro de 2006.





## 5 Considerações finais

O presente trabalho fez uso de métodos de problemas inversos como ferramenta para contribuir para a melhoria da representação numérica da precipitação sobre a América do Sul pelo modelo regional BRAMS. O modelo, que dispõe, entre diversas funcionalidades, do esquema de parametrização convectiva de GD, a qual possui flexibilidade e várias opções de escolha de variantes no controle estático e fechamentos para a equação de fluxo de massa. Entretanto, a falta de um método objetivo para ponderar os membros do conjunto do esquema de GD limitava a utilização desta metodologia, inserindo subjetividade nos critérios de escolha dos melhores parâmetros a serem utilizados. O presente trabalho contribuiu para identificar a melhor combinação entre os cinco fechamentos disponíveis, gerando um conjunto melhor combinado para um caso de verão. A utilização do algoritmo de otimização *Firefly* levou a um conjunto de pesos associados ao padrão de precipitação observado para o mês de janeiro de diferentes anos. O mês de janeiro é tipicamente um período com intensa atividade convectiva em grande parte da América do Sul e representa bem os padrões de precipitação mais intensos observados durante o período de verão.

Os resultados obtidos a partir da simulação da precipitação de janeiro de 2006, utilizando cinco diferentes fechamentos para gerar um novo conjunto de 5 membros de precipitação, sugerem que a estimativa de parâmetros utilizando o *Firefly* é um método robusto para treinar parametrizações estatísticas utilizadas em modelos numéricos. Esta metodologia é inovadora ao utilizar as observações como informações *a priori* para gerar um conjunto de pesos a ser aplicado aos membros de um conjunto de parametrizações físicas.

Além de contribuir para a melhoria da simulação da precipitação sobre toda a América do Sul, o desenvolvimento do trabalho inseriu outras duas aplicações importantes no processo de melhoria dos produtos de previsão numérica do BRAMS. A aplicação dos resultados da resolução do problema inverso possibilitou aplicar o método para corrigir o viés das simulações de precipitação por meio da reconstrução do campo de precipitação a partir de um conjunto de diferentes simulações e a observação. É sabido que a correção dos erros associados é importante para a aplicação em outras frentes de pesquisa, como na utilização em modelos hidrológicos e modelos agrometeorológicos, os quais utilizam dados de modelos atmosféricos como dados de entrada, para a geração de outros produtos dependentes da disponibilidade de água na superfície.

Outro problema inerente a todos os modelos numéricos, tanto de previsão de tempo

como de clima, é a deficiente representação do ciclo diurno da precipitação, principalmente nas regiões tropicais. Ainda devido à necessidade de utilizar modelos que representam, por meio de parametrizações, os processos físicos associados às nuvens e convecção, e conseqüentemente a representação da precipitação, observam-se erros sistemáticos nos modelos numéricos, principalmente em relação à representação correta dos perfis de aquecimento e secagem da atmosfera. Normalmente, os modelos simulam o aquecimento máximo horas antes do que realmente ocorre na natureza, gerando simulações de precipitação também adiantadas. Neste trabalho, a ponderação objetiva dos fechamentos da parametrização convectiva de GD contribuiu para alterar o ciclo diurno de aquecimento e secagem devido à convecção, de modo que o modelo passou a simular os máximos, em algumas regiões, três horas depois do que era simulado com a versão operacional do modelo BRAMS. Esta alteração do máximo de aquecimento contribuiu para a simulação do pico de máxima precipitação, nos setores noroeste e central da América do Sul, mais próxima da realidade durante o mês de janeiro. Tais regiões são tipicamente caracterizadas pela ocorrência de sistemas convectivos precipitantes que causam eventos severos de tempo.

O conjunto de parâmetros associados aos fechamentos da parametrização convectiva de GD apontou o mecanismo dinâmico associado ao fechamento LO como o principal responsável pela ponderação do fluxo de massa na base de uma nuvem convectiva, contrariando a ideia de que os fechamentos que consideram a CAPE como principal forçante para a intensidade da convecção têm maior peso. Por definição, a convecção é governada pela flutuabilidade, e por isso é esperado que a intensidade da convecção seja dependente da quantidade de flutuabilidade que age no fluxo convectivo (YANO et al., 2012). O mecanismo associado ao fechamento LO considera o movimento vertical como responsável pelo fluxo de massa na base da nuvem. Além disso, esta hipótese simula o tempo de defasagem entre uma corrente ascendente e descendente, representando o mecanismo de manutenção da convecção pelo disparo de novas células a partir do ar frio que forma a frente de rajada na CLP.

Apesar da precipitação ser diretamente proporcional ao fluxo de massa na base da nuvem, as melhorias do ciclo diurno de aquecimento, secagem e da precipitação não foram satisfatórias para o sul e nordeste da América do Sul. Para o sul do continente, uma das razões pode estar associada à utilização da própria precipitação na formulação do modelo inverso. Assumindo tais dados como entrada para o modelo, assumiu-se que a precipitação é uma boa medida para a convecção em qualquer região. Entretanto, de acordo com Yano et al. (2012), utilizar a precipitação como

medida da atividade convectiva pode ser questionada, devido ao controle exercido pelos processos de escala sinótica dominantes nesta região.

A partir do estudo de caso realizado para o período de 13 a 19 de janeiro de 2008, verificou-se que os diferentes padrões de precipitação que ocorrem ano a ano em função da variabilidade natural do clima têm forte influência na resposta do modelo à ponderação do fluxo de massa dos diferentes fechamentos. Isto porque o treinamento realizado para o ano de 2006 levou em consideração um período em que foram observados déficits de precipitação em algumas regiões da América do Sul. A utilização dos pesos para janeiro de 2006 não permitiu o aumento da convecção e resultante precipitação mais próxima da realidade. Entretanto, em comparação com a versão operacional do modelo BRAMS, notou-se melhorias consideráveis na simulação da precipitação e de variáveis meteorológicas comumente utilizadas, como temperatura do ar e do ponto de orvalho próximos à superfície e pressão ao nível médio do mar.

A análise da propagação de linhas de instabilidade durante o mês de janeiro de 2008 possibilitou identificar padrões importantes relacionados à interação de distúrbios de diferentes escalas de tempo. O modelo BRAMS não reproduziu de forma satisfatória a propagação de máximos de precipitação para norte. Porém, a utilização dos pesos mostrou maior realismo com o campo de precipitação estimada pelo TRMM, em comparação à versão operacional. Os fracos ventos alísios simulados pelo modelo também desfavoreceram a convergência de umidade ao longo da costa nordeste da América do Sul, fator este que também contribuiu para a deficiência na simulação das linhas de instabilidade formadas ao longo da costa. Estes são os principais motivos para a deficiência do método sobre o setor nordeste verificado na análise do ciclo diurno da precipitação.

Apesar das deficiências apontadas, os ganhos no desempenho do modelo em simular a precipitação, temperatura do ar e do ponto de orvalho a 2 metros e pressão ao nível médio do mar foram evidenciados pela melhoria substancial dos índices estatísticos calculados. A raiz do erro quadrático médio com a remoção do viés apontou erros inerentes ao modelo BRAMS que não estão associados à escolha de um fechamento específico. É necessário uma investigação mais profunda para identificar tais erros, tarefa esta difícil, tendo em vista a complexidade dos processos representados pelas diversas componentes do sistema acoplado superfície-atmosfera.

A correta representação dos processos físicos associados à CLP, bem como das interações entre a superfície e a atmosfera têm forte impacto no desenvolvimento da atividade convectiva. Um dos grandes problemas da modelagem numérica da at-

mosfera é representar o acoplamento entre estes processos, o desenvolvimento da convecção rasa e a transição para a convecção profunda. Portanto, melhorar a representação da atividade convectiva não é suficiente, sendo necessário o aperfeiçoamento de todas as componentes de um modelo numérico. Nesse sentido, o modelo BRAMS está constantemente em evolução, e a inserção de novas metodologias para melhor representação dos processos físicos associados à atmosfera e suas diversas interações com as superfícies adjacentes é uma rotina comum dentro do Grupo de Modelagem da Atmosfera e Interfaces do CPTEC/INPE. Recentemente, trabalhos vêm sendo realizados com o objetivo de melhor representar os efeitos dos processos associados à CLP (Santos e Silva, 2009; Santos e Silva et al., 2012), a atualização do modelo de superfície acoplado ao BRAMS (MOREIRA et al., 2013a; MOREIRA, 2013), mudanças na dinâmica do modelo (FREITAS et al., 2011) e uma nova abordagem para a própria parametrização convectiva do modelo (GRELL; FREITAS, 2013). Esta nova implementação pode ser utilizada em alta resolução, bem como em diferentes resoluções de grade. O esquema, baseado na abordagem estocástica de Grell e Dévényi (2002) considera a difusão da subsidência para os pontos de grade adjacentes. Tal abordagem também se beneficiará do presente trabalho a partir da implementação dos campos de pesos aplicados aos diferentes fechamentos disponíveis no esquema de parametrização. Estes diversos esforços em conjunto contribuem para um modelo numérico mais próximo da realidade, sempre buscando a melhoria do produto final a ser disponibilizado para o usuário.

### 5.1 Sugestões para trabalhos futuros

Tendo em vista a contínua melhoria do modelo BRAMS a fim de buscar a melhor representação da precipitação sobre a América do Sul, faz-se necessário a realização de trabalhos futuros, principalmente para avaliar o método desenvolvido no presente trabalho para outros períodos aqui não avaliados.

- Avaliar a aplicação da metodologia para outros períodos do ano, como por exemplo, para o período de máxima ocorrência de precipitação na Região Nordeste do Brasil, cuja estação chuvosa ocorre entre fevereiro e maio na porção norte e de março a julho no leste da Região;
- Em se tratando de poluição do ar, os cumulus atuam transportando contaminantes atmosféricos dentro da CLP para a troposfera livre. Ao mesmo tempo em que contribuem para a redução dos níveis de poluição, favorecem o transporte a longas distâncias. Dentro desta aplicação, o presente trabalho também beneficia a modelagem da poluição do ar realizada no

CPTEC/INPE utilizando o modelo CCATT-BRAMS. Sugere-se a avaliação do impacto da implementação da ponderação dos fechamentos da parametrização de GD no transporte de constituintes químicos de baixos níveis para altos níveis da atmosfera. Também, é importante verificar o efeito retificador do CO<sub>2</sub>, abordado no trabalho de [Moreira \(2013\)](#). O ciclo diurno deste constituinte consiste do acúmulo maior próximo à superfície durante a noite, devido à respiração das plantas, e uma diminuição durante o dia, devido aos processos fotossintéticos ([MOREIRA, 2013](#)) e também devido ao transporte realizado de baixos para altos níveis devido à convecção. A correta representação da atividade cumulus no horário próximo ao realmente observado contribuirá para a representação mais realista do transporte de CO<sub>2</sub> verticalmente;

- Uma vez implementada operacionalmente, a metodologia desenvolvida poderá ser aplicada aos esquemas de parametrização de convecção de outros modelos numéricos, como o MCGA/CPTEC ([BONATTI, 1996](#); [ARAVÉ-QUIA; QUADRO, 2003](#)) e o modelo regional Eta ([MESINGER et al., 1988](#));
- A aplicação da metodologia para o BRAMS em escala quase-convectiva (5 km), fazendo uso do novo formalismo sugerido por [Grell e Freitas \(2013\)](#);
- Treinamento e validação do algoritmo *Firefly* para a América do Norte, utilizando o modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF), em colaboração com o Dr. Georg Grell, da NOAA;
- Aplicar a função disparo da convecção implementada por [Santos e Silva \(2009\)](#), [Santos e Silva et al. \(2012\)](#) para identificar o impacto dos fluxos de calor sensível e latente no disparo da atividade convectiva utilizando o fechamento ENCDFY;
- Utilizar a versão com o novo modelo de superfície implementado por [Moreira et al. \(2013a\)](#), [Moreira \(2013\)](#), com o objetivo de identificar o impacto das mudanças nos processos de interação superfície-atmosfera em conjunto com o novo fechamento ponderado objetivamente;
- Sabe-se que a maior incerteza de modelos hidrológicos de previsão de vazões reside na baixa habilidade dos modelos numéricos em prever corretamente a precipitação, variável de estado dos referidos modelos. Os resultados obtidos com a aplicação da técnica para fins de correção de viés poderão

contribuir para a utilização das simulações de precipitação como entrada para modelos hidrológicos de previsão de vazão.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACCADIA, C.; MARIANI, S.; CASAIOLI, M.; LAVAGNINI, A.; SPERANZA, A. Verification of precipitation forecasts from two limited-area models over Italy and comparison with ECMWF forecasts using a resampling technique. **Wea. Forecasting**, v. 20, p. 276–300, 2005.
- ADLER, R. F.; HUFFMAN, G. J.; BOLVIN, D. T.; CURTIS, S.; NELKIN, E. J. Tropical rainfall distributions determined using TRMM combined with other satellite and rain gauge information. *Journal of Applied Meteorology*. **J. Appl. Meteor.**, v. 39, p. 2007–2023, 2000.
- ANABOR, V. **Sistemas Convectivos de Mesoescala no sul da América do Sul: propagação em série contra o escoamento em baixos níveis**. Dissertação (Doutorado em Física) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, 2008.
- ANTHES, R. A. A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. **Mon. Wea. Rev.**, v. 105, p. 270–286, 1977.
- ANTHES, R. A.; KUO, Y.-H.; HSIE, E.-Y.; LOW-NAM, S.; BETTGE, T. W. Estimation of skill and uncertainty in regional numerical models. **Q. J. Roy. Meteorol. Soc.**, John Wiley & Sons, Ltd, v. 115, n. 488, p. 763–806, 1989. ISSN 1477-870X. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1002/qj.49711548803>.
- APOSTOLOPOULOS, T.; VLACHOS, A. Application of the firefly algorithm for solving the economic emissions load dispatch problem. **Int. J. Comb.**, v. 2011, p. 1–23, 2011.
- ARAKAWA, A. The cumulus parameterization problem: Past, present, and future. **J. Climate**, v. 17, p. 2493–2525, 2004.
- ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part I. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, p. 674–701, 1974.
- ARAVÉQUIA, J. A.; QUADRO, M. F. L. d. **Aspectos gerais da previsão numérica de tempo e clima**. Cachoeira Paulista, 2003. 57 p. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2003/12.23.10.21>. Acesso em: 14 abr. 2014.
- ARSENIN, V. Y.; JOHN, F.; TIKHONOV, A. N. **Solutions of ill-posed problems**. New York: John Wiley, 1977.

ARYA, S. P. **Introduction to Micrometeorology**. Califórnia: Academic Press, 2001.

BAO, J.-W.; GRELL, E. D.; GRELL, G. A.; MICHELSON, S. **Application of the Grell-Devenyi Convective Parameterization in Ensemble QPFs**. 2011. Disponível em:

<http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/workshops/WS2007/abstracts/p1-25 Bao.pdf>. Acesso em: 09/01/2011.

BARNES, S. L. **Mesoscale objective analysis using weighted time-series observations**. Norman, OK, 1973.

BECK, J.; BLACKWELL, B.; JR., C. C. **Inverse Heat Conduction: Ill-Posed Problems**. New York: JohnWiley & Sons, 1985.

BETTS, A. K. The scientific basis and objectives of the u.s. subprogram for the gate. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 55, p. 304–313, 1974.

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

BETTS, A. K.; JAKOB, C. Evaluation of the diurnal cycle of precipitation, surface thermodynamics, and surface fluxes in the ecmwf model using lba data. **J. Geophys. Res.**, v. 107, p. 1–7, 2002.

BONATTI, J. P. Modelo de circulação geral atmosférico do cptec. In: **Climanálise, Boletim de Monitoramento e Análise Climática**. São José dos Campos: INPE/CPTEC, 1996. Climanálise Especial de 10 anos.

BONNER, W. D. Climatology of the low level jet. **Mon. Wea. Rev.**, v. 96, n. 12, p. 833–850, 1968.

BROWN, J. M. Mesoscale unsaturated downdrafts driven by rainfall evaporation: A numerical study. **J. Atmos. Sci.**, v. 36, p. 313–338, 1979.

CANE, D.; MILELLI, M. Multimodel superensemble technique for quantitative precipitation forecasts in piemonte region. **Nat. Hazards Earth Syst. Sci.**, v. 10, p. 265–273, 2010.

CARVALHO, J. C. **Inferência de perfis verticais de temperatura utilizando uma técnica interativa implícita de inversão**. 88 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), Sao Jose dos Campos,



1998-03 1998. Disponível em:

<http://urlib.net/sid.inpe.br/deise/2001/07.12.11.19>. Acesso em: 14 abr. 2014.

CASANOVA, S.; AHRENS, B. On the weighting of multimodel ensembles in seasonal and short-range weather forecasting. **Mon. Wea. Rev.**, v. 137, p. 3811–3822, 2009.

CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Anomalias de precipitação no sul do brasil e variações na circulação atmosférica (precipitation anomalies over southern brazil and variations in the atmospheric circulation). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 83–90, 1986.

CAVALCANTI, I. F. d. A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. 140 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1982-02-05 1982. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13080/2005/08.24.13.44>. Acesso em: 14 abr. 2014.

CHABOUREAU, J. P.; GUICHARD, F.; REDELSPERGER, J. L.; LAFORE, J. P. The role of stability and moisture in the diurnal cycle of convection over land. **Quart. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 130, p. 3105–3117, 2004.

CHOU, S. C.; SILVA, M. G. A. J. da. Objective evaluation of the eta model precipitation forecasts over south america. **Revista Climanálise**, v. 01, p. 1–17, 1999.

CHOU, S. C.; TANAJURA, C. A. S.; XUE, Y.; NOBRE, C. A. Validation of the coupled eta/ssib model over south america. **J. Geophys. Res.**, v. 107, n. , NO. D20, p. 56(1)–56(21), 2002.

CLIMANÁLISE. **Climanálise: Boletim de Monitoramento e Análise Climática**. São José dos Campos, v. 19, n. 1, Agosto 2004.

\_\_\_\_\_. \_\_\_\_\_. São José dos Campos, v. 21, n. 1, Jan. 2006.

\_\_\_\_\_. \_\_\_\_\_. São José dos Campos, v. 23, n. 1, Jan. 2008.

COÊLHO, M. de S. **Estudo da estrutura vertical horizontal da precipitação e da circulação atmosférica na região da ZCIT**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002.

COHEN, C. A comparison of cumulus parameterizations in idealized sea-breeze simulations. **Mon. Wea. Rev.**, v. 130, p. 2554–2571, 2002.

COHEN, J.; CAVALCANTI, I. F. d. A.; BRAGA, R. H. M.; NETO, L. S. Parte i - sistemas meteorológicos que afetam o tempo na América do Sul: Linhas de instabilidade na costa n-ne da América do Sul. In: CAVALCANTI, I. F. d. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J. d.; DIAS, M. A. F. d. S. (Ed.). **Para entender tempo e clima**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 75–93. ISBN 978-85-86238-92-5. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19@80/2009/11.25.12.47>. Acesso em: 15 abr. 2014.

COHEN, J. C. P. **Um estudo observacional de Linhas de Instabilidade na Amazônia**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1989.

COHEN, J. C. P.; DIAS, M. A. F. S. Environmental conditions associated with amazonian squall lines: a case study. **Mon. Wea. Rev.**, v. 123, p. 3163–3174, 1995.

COMET, C. P. for O. M. **How models produce precipitation and clouds**. Maio 2011. Disponível em: <https://www.meted.ucar.edu>. Acessado em: 09/05/2011.

CORREIA, J.; ARRIT, R. W.; ANDERSON, C. J. Idealized mesoscale convective system structure and propagation using convective parameterization. **Mon. Wea. Rev.**, v. 136, p. 2422–2442, 2008.

COTTON, W. R.; ANTHES, R. A. **Storm and Cloud Dynamics**. San Diego: Academic Press, 1989. 883 p. (International geophysics series, v. 44).

CUI, B.; TOTH, Z.; ZHU, Y.; HOU, D. Bias correction for global ensemble forecast. **Wea. Forecasting**, v. 27, p. 396–410, 2012.

CUO, L.; PAGANO, T. C.; WANG, Q. A review of quantitative precipitation forecasts and their use in short-to medium-range streamflow forecasting. **J. Hydrometeorol.**, v. 12, p. 713–728, 2011.

de Campos Velho, H. F. **Problemas Inversos em Pesquisa Espacial**. São Carlos, SP: Sociedade Brasileira de Matemática Aplicada e Computacional, 2008. Sociedade Brasileira de Matemática Aplicada e Computacional.

- DIACONIS, P.; EFRON, B. Computer-intensive methods in statistics. **Sci. Amer.**, v. 248, p. 116–130, 1983.
- DIAS, J. F. da S. **Interactions between Large Scale Atmospheric flows and Moist Convection**. Tese (Doctor of Philosophy) — Department of Mathematics, New York University, New York, 2010.
- DIAS, P. L. S.; BONATTI, J. P.; KOUSKY, V. E. Diurnally forced tropical tropospheric circulation over south america. **Mon. Wea. Rev.**, v. 115, p. 1465–1478, 1987.
- DIAS, P. L. S.; SCHUBERT, W. H.; DEMARIA, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. **J. Atmos. Sci.**, v. 40, p. 2689–2707, 1983.
- DURKEE, J. D.; MOTE, T. L.; SHEPHERD, J. M. The contribution of mesoscale convective complexes to rainfall across subtropical south america. **J. Climate**, v. 22, p. 4590–4605, 2009.
- E., H.; KRAJEWSKI, W. F. Uncertainty analysis of the trmm ground-validation radar-rainfall products: Application to the teflun-b field campaign. **J. Appl. Meteor.**, v. 41, p. 558–572, 2002.
- EBERHART, R. C.; SHI, Y.; KENNEDY, J. **Swarm Intelligence (Morgan Kaufmann Series in Evolutionary Computation)**. San Francisco: Morgan Kaufmann, 2001.
- EMANUEL, K. A. (Ed.). **Atmospheric convection**. Oxford: Oxford University Press, 1994.
- ENGLISH, S. J. Estimation of temperature and humidity profile information from microwave radiances over different surface types. **J. Appl. Meteorol.**, v. 38, p. 1526–1541, 1999.
- FERREIRA, R. N.; RICKENBACH, T. M.; HERDIES, D. L.; CARVALHO, L. M. V. Variability of south american convective cloud systems and tropospheric circulation during january; march 1998 and 1999. **Mon. Wea. Rev.**, v. 131, p. 961–973, 2003.
- FIGUEROA, N. F.; SATYAMURTY, P.; DIAS, P. L. S. Simulations of the summer circulation over south america region with an eta coordinate model. **J. Atmos. Sci.**, v. 52, n. 15, p. 1573–1584, May 1995.

FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L.; DIAS, M. S.; LYRA, R. F.; NOBRE, C.; DOLMAN, A.; GASH, J. The convective boundary layer over pasture and forest in amazônia. **Theor. Appl. Climatol.**, v. 78, p. 47–59, 2004.

FLATAU, P. J.; TRIPOLI, G. J.; VERLINDE, J.; COTTON, W. R. **The CSU-RAMS cloud microphysical module: general theory and code documentation**. Fort Collins, CO, 1989.

FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B.; VASQUES, A. C.; SANTO, C. M. E.; CONFORTE, J. C. Validation of trmm precipitation radar monthly rainfall estimates over brazil. **J. Geophys. Res.**, v. 114, p. D02105, 2009a.

FRANK, W. M.; COHEN, C. Simulation of tropical convective systems. part i: A cumulus parameterization. **J. Atmos. Sci.**, v. 44, p. 3787–3799, 1987.

FREITAS, S. **Modelagem numérica do transporte e das emissões de gases traços e de aerossóis de queimadas no cerrado e floresta tropical**. Tese (Tese de Doutorado) — Instituto de Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

FREITAS, S.; GRELL, G.; GEVAERD, R.; LONGO, K. Simulating typical rainfall systems on south america using an ensemble version of convective parameterization. In: PAN-GCSS MEETING ON “CLOUDS, CLIMATE AND MODELS”. **Proceedings...** Athens, Greece, 2005b.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; DIAS, M. A. F. S.; CHATFIELD, R.; DIAS, P. S.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M. O.; GRELL, G.; RODRIGUES, L. F.; FAZENDA, A.; PANETTA, J. The coupled aerosol and tracer transport model to the brazilian developments on the regional atmospheric modeling system (catt-brams) - part 1: Model description and evaluation. **Atmos. Chem. Phys. Discuss.**, v. 9, p. 2843–2861, 2009.

FREITAS, S. R.; RODRIGUES, L. F.; LONGO, K. M.; PANETTA, J. Impact of a monotonic advection scheme with low numerical diffusion on transport modeling of emissions from biomass burning. **J. Adv. Model. Earth Syst.**, v. 3, p. M01001–26pp, 2011.

FRITSCH, J. M.; CHAPPELL, C. F. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. part i: Convective parameterization. **J. Atmos. Sci.**, v. 37, p. 1734–1762, 1980.

- FUNATSU, B. M.; DUBREUIL, V.; CLAUD, C.; ARVOR, D.; GAN, M. A. Convective activity in mato grosso state (brazil) from microwave satellite observations: Comparisons between amsu and trmm data sets. **J. Geophy. Research**, v. 117, p. 1–16, 2012.
- GALLUS, W. A. Eta simulations of three extreme precipitation events: Sensitivity to resolution and convective parameterization. **Wea. Forecasting**, v. 14, p. 405–426, 1999.
- GALSKI, R. L. **Desenvolvimento de versões aprimoradas híbridas, paralela e multiobjetivo do método da otimização extrema generalizada e sua aplicação no projeto de sistemas espaciais**. 279 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006-09-22 2006. Disponível em:  
<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2006/11.30.19.04>. Acesso em: 14 abr. 2014.
- GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The south america monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central brazil. **J. Climate**, v. 17, n. 1, p. 47–66, Jan. 2004.
- GANDU, A. W.; GEISLER, J. A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical south america. **J. Atmos. Sci.**, v. 48, p. 1822–1836, 1991.
- GARREAUD, R. D.; WALLACE, J. M. The diurnal march of convective cloudiness over the americas. **Mon. Wea. Rev.**, v. 125, p. 3157–3171, 1997.
- \_\_\_\_\_. Summertime incursions of midlatitude air into subtropical and tropical south america. **Mon. Wea. Rev.**, v. 126, p. 2713–2733, 1998.
- GARSTANG, M.; KUMMEROW, C. D. The joanne simpson special issue on the tropical rainfall measuring mission (trmm). **J. Appl. Meteor.**, v. 39, p. 1961–1961, 2000.
- GENIO, D.; KOVARI, W. Climatic properties of tropical precipitating convection under varying environmental conditions. **J. Climate**, v. 15, p. 2597–2615, 2002.
- GESCH, D. B.; VERDIN, K. L.; GREENLEE, S. K. **New land surface digital elevation model covers the Earth**. 1999. 69-70 p. Eos Trans. AGU.

GEVAERD, R.; FREITAS, S. R.; LONGO, M.; MOREIRA, D. S.; DIAS, M. A. S.; DIAS, P. Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera. parte ii: Impacto da umidade do solo e da parametrização de cumulus na simulação de uma linha seca. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 74–88, 2006b.

GRELL, A. G. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. **Mon. Wea. Rev.**, v. 121, p. 764–787, 1993.

GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophys. Res. Lett.**, v. 29, p. 38(1)–38(4), 2002.

GRELL, G. A.; FREITAS, S. R. A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling. **Atmos. Chem. Phys. Discuss.**, v. 13, p. 23845–23893, 2013.

GRELL, G. A.; KUO, Y.-H.; PASCH, R. J. Semi-prognostic tests of cumulus parameterization schemes in the middle latitudes. **Mon. Wea. Rev.**, v. 119, p. 5–31, 1991.

GUEDES, R. L. **Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala sobre a Região Central da América do Sul**. 1985. 170 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.

HAMILL, T. M. Hypothesis tests for evaluating numerical precipitation forecasts. **Wea. Forecasting**, v. 14, p. 155–167, 1999.

HERDIES, D. L.; SILVA, A.; DIAS, M. A. F. S.; FERREIRA, R. N. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over south america. **J. Geophys. Res.**, v. 107, n. D(20), p. 42–1–42–10, 2002a.

HOUTEKAMER, P. L.; LEFAIVRE, L.; DEROME, J.; RITCHIE, H.; MITCHELL, H. L. A system simulation approach to ensemble prediction. **Mon. Wea. Rev.**, v. 124, p. 1225–1242, 1996.

HOUZE., R. A.; BRODZIK, S.; SCHUMACHER, C.; YUTER, S. E.; WILLIAMS., C. R. Uncertainties in oceanic radar rain maps at kwajalein and implications for satellite validation. **J. Appl. Meteor.**, v. 43, p. 1114–1132, 2004.

HUANG, J.; DOOL, H. M. van den. Monthly precipitation-temperature relations and temperature prediction over the united states. **J. Climate**, v. 6, p. 1111–1132, 1993.

HUFFMAN, G. J.; ADLER, R. F.; BOLVIN, D. T.; GU, G.; NELKIN, E. J.; BOWMAN, K. P.; HONG, Y.; STOCKER, E. F.; WOLFF, D. B. The trmm multi-satellite precipitation analysis: Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scale. **J. Hydrometeor.**, v. 8, p. 38–55, 2007.

IGUCHI, T.; KOZU, T.; MENEGHINI, R.; AWAKA, J.; K. OKAMOTO. Rain-profiling algorithm for the trmm precipitation radar. **J. Appl. Meteor.**, v. 39, p. 2038–2052, 2000.

JAKOB, C.; SIEBESMA, A. P. A new subcloud model for mass-flux convection schemes: influence on triggering, updrafts properties, and model climate. **Mon. Wea. Rev.**, v. 131, n. 9, p. 2765–2778, 2003.

JANKOV, I.; GALLUS, W. A.; SEGAL, M.; SHAW, B.; KOCH, S. E. The impact of different wrf model physical parameterizations and their interactions on warm season mcs rainfall. **Wea. Forecasting**, v. 20, p. 1048–1060, 2005.

JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Active and break phases in the south american monsoon system. **J. Climate**, v. 15, n. 8, p. 905–914, Apr. 2002.

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. **J. Atmos. Sci.**, v. 47, p. 2784–2802, 1990.

\_\_\_\_\_. Convective parameterization for mesoscale models: The kain-fritsch scheme. In: EMANUEL, K. A.; RAYMOND, D. J. (Ed.). **Meteor. Monogr.** Boston: American Meteorological Society, 1993. p. 165–170.

KALNAY, E. **Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability**. New York: Cambridge University Press, 2002.

KODAMA, Y. M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the baiu frontal zone, the spcz, and the sacz) part-i: Characteristics of subtropical frontal zones. **J. Meteor. Soc. Japan**, v. 70, p. 813–836, 1992.

KOUSKY, V. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the south american sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, p. 217–231, 1988.

KOUSKY, V.; GAN, M. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical south atlantic. **Tellus**, v. 36, p. 538–551, 1981.

KOUSKY, V.; KAGANO, M. A climatological study of the tropospheric circulation over the amazon region. **Acta Amazônica**, v. 11, n. 4, p. 43–758, 1981a.

KOUSKY, V. E. Frontal influences on northeast brazil. **Mon. Wea. Rev.**, v. 107, p. 1140–1153, 1979.

\_\_\_\_\_. Diurnal rainfall variation in northeast brazil. **Mon. Wea. Rev.**, v. 108, p. 488–498, 1980.

KOUSKY, V. E.; CASARIN, D. P. Rainfall anomalies in southern brazil and related atmospheric circulation features. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 2., 1986. **Proceedings...** Wellington: Amer. Meteor. Soc., 1986. p. 435–438.

KRISHNAMURTI, T. N.; KISHTAWAL, C. M.; LAROW, T. E.; BACHIOCHI, D. R.; ZHANG, Z.; WILLIFORD, C. E.; GADGIL, S.; SURENDRAN, S. Improved weather and seasonal climate forecasts from multimodel superensemble. **Science**, v. 285, n. 5433, p. 1548–1550, 1999. Disponível em: <http://www.sciencemag.org/content/285/5433/1548.abstract>.

KRISHNAMURTI, T. N.; KISHTAWAL, C. M.; ZHANG, Z.; LAROW, T.; BACHIOCHI, D.; WILLIFORD, E.; GADGIL, S.; SURENDRAN, S. Multimodel ensemble forecasts for weather and seasonal climate. **J. Climate**, v. 13, p. 4196–4216, 2000.

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

KRISHNAMURTI, T. N.; RAMANATHAN, Y.; PAN, H.-L.; PASCH, R. J.; MOLINARI, J. Cumulus parameterization and rainfall rates i. **Mon. Wea. Rev.**, v. 108, p. 465–472, 1980.

KRISHNAMURTI, T. N.; STEFANOVA, L.; CHAKRABORTY, A.; KUMAR, T. S. V. V.; COCKE, S.; BACHIOCHI, D. R.; MACKKEY, B. Seasonal forecasts of precipitation anomalies for north american and asian monsoons. **J. Meteor. Soc. Japan**, v. 80, p. 1415–1426, 2002.

KUO, H. L. On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. **J. Atmos. Sci.**, v. 22, p. 40–63, 1965.



- \_\_\_\_\_. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, p. 1232–1240, 1974.
- LANG, S. e. a. Modeling of convective-stratiform precipitation processes: sensitivity to partitioning methods. **J. Appl. Meteor.**, v. 42, p. 505–527, 2003.
- LAU, K. M.; LI, M. T. The monsoon of east asia and its global association - a survey. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v. 65, p. 114–125, 1984.
- LENTERS, J. D.; COOK, K. H. Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of south america. **J. Climate**, v. 8, p. 2988–3005, 1995.
- LI, R.; FU, Y. Tropical precipitation estimated by gpcp and trmm pr observations. **J. Atmos. Sci.**, v. 22, p. 852–864, 2005.
- LIAO, L.; MENEGHINI, R.; IGUCHI, T. Comparisons of rain rate and reflectivity factor derived from the trmm precipitation radar and the wsr-88d over the melbourne, florida, site. **J. Atmos. Ocean. Tech.**, v. 18, p. 1959–1974, 2001.
- LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; GLICK, J. D. Submonthly convective variability over south america and the south atlantic convergence zone. **J. Climate**, v. 12, p. 1877–1891, 1999.
- LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; VERA, C.; SAULO, A. C.; CARVALHO, L. M. V. Seasonal variations of rainfall in south america in the vicinity of the low-level jet east of the andes and comparison to those in the south atlantic convergence zone. **J. Climate**, v. 17, n. 19, p. 3829–3842, Oct. 2004.
- LONGO, K. **Estudos de partículas de aerossóis e gases traços na atmosfera da bacia Amazônica: Influências das circulações regionais e de larga escala.** Tese (Tese de doutorado) — Instituto de Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.
- LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; PIRRE, M.; MARÉCAL, V.; RODRIGUES, L. F.; PANETTA, J.; ALONSO, M. F.; ROSÁRIO, N. E.; MOREIRA, D. S.; GÁCITA, M. S.; ARTETA, J.; FONSECA, R.; STOCKLER, R.; KATSURAYAMA, D. M.; FAZENDA, A.; BELA, M. The chemistry catt-brams model (ccatt-brams 4.5): a regional atmospheric model system for integrated air quality and weather forecasting and research. **Geoscientific Model Development**, v. 6, n. 5, p. 1389–1405, 2013. Disponível em: <http://www.geosci-model-dev.net/6/1389/2013/>.

LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; Silva Dias, M. A. F.; Silva Dias, P. L. Numerical modelling of the biomass-burning aerosol direct radiative effects on the thermodynamics structure of the atmosphere and convective precipitation. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY (ICSHMO). **Proceedings...** Foz do Iguaçu: INPE, 2006. p. 283–289.

LORENZ, E. N. A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model. **Tellus**, v. 17, p. 321–333, 1965.

LUZ, E. F. P.; BECCENERI, J. C.; de Campos Velho, H. F. A new multi-particle collision algorithm for optimization in a high performance environment. **Journal of Computational Interdisciplinary Sciences**, v. 1, p. 3–10, 2008.

LUZ, E. F. P.; BECCENERI, J. C.; VELHO, H. F. de C. Conceitualização do algoritmo vagalume e sua aplicação na estimativa de condição inicial da equação de calor. In: WORKSHOP DE COMPUTAÇÃO APLICADA DO LABORATÓRIO ASSOCIADO DE COMPUTAÇÃO E MATEMÁTICA APLICADA. **Anais...** São José dos Campos, SP: INPE, 2009. p. 1–8.

LUZ, E. F. P. d. **Estimação de fonte de poluição atmosférica usando otimização por enxame de partículas**. 86 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007-02-26 2007. Disponível em:  
<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/05.07.17.22>. Acesso em: 14 abr. 2014.

LUZ, E. F. P. d. **Meta-heurísticas paralelas na solução de problemas inversos**. 155 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011-03-08 2012. Disponível em:  
<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19/2012/02.22.17.13>. Acesso em: 14 abr. 2014.

MACHADO, L. A. T.; ROSSOW, W. B. Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. **Mon. Wea. Rev.**, v. 121, p. 3234–3260, 1993.

MADDOX, R. A.; CHAPPELL, C. F.; HOXIT, L. R. Synoptic and meso- $\alpha$  scale aspects of flash flood events. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 60, p. 115–123, 1979.

MANABE, S.; SMAGORINSKY, J.; STRICKLER, R. F. Simulated climatology of a general circulation model with a hydrological cycle. **Mon. Wea. Rev.**, v. 93, p. 769–798, 1965.

MARENGO, J.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V.; FILIZOLA, N.; WAINER, I. On the onset and end of the rainy season in the brazilian amazon basin. **J. Climate**, v. 14, p. 833–852, 2001.

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; GRIMM, A. M.; MISRA, V.; DIAS, P. L. S.; CAVALCANTI, I. F. A.; CARVALHO, L. M. V.; BERBERY, E. H.; AMBRIZZI, T.; VERA, C. S.; SAULO, A. C.; NOGUES-PAEGLE, J.; ZIPSER, E.; SETH, A.; ALVES, L. M. Recent developments on the south american monsoon system. **International Journal of Climatology**, John Wiley & Sons, Ltd., v. 32, n. 1, p. 1–21, 2012. ISSN 1097-0088. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1002/joc.2254>.

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; VERA, C. S.; NOGUÉS-PAEGLE, J. N.; BÁEZ, J. Low-frequency variability of the sallj. **Clivar Exchanges**, INPE-10642-PRE/6104, v. 9, n. 29, p. 1–3, Mar. 2004. Disponível em: [http://www.clivar.org/publications/exchanges/ex29/pdf/s29\\_marengo.pdf](http://www.clivar.org/publications/exchanges/ex29/pdf/s29_marengo.pdf). Acesso em: 8 jun. 2005.

MASON, I. Dependence of the critical success index on sample climate and threshold probability. **Austr. Meteor. Mag.**, v. 37, p. 75–81, 1989.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, p. 1791–1806, 1974.

MENDONÇA, A. M. **Desempenho do modelo global CPTEC/COLA durante episódios de ZCAS, utilizando os esquemas de convecção profunda tipo kuo e arakawa-schubert relaxada**. 166 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1999-08-26 1999. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2003/05.23.14.33>. Acesso em: 14 abr. 2014.

MESINGER, F. Improvements in quantitative precipitation forecasting with the eta regional model at the national centers for environmental prediction: The 48-km upgrade. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 77, p. 2637–2649, 1996.

MESINGER, F.; ARAKAWA, A. Numerical methods used in atmospheric models. In: \_\_\_\_\_. Joint organizing committee (joc). [S.l.]: WMO, 1976. v. 1, n. 17, cap. Global Atmospheric Reserch Programme (GARP), p. 137–163.

MESINGER, F.; JANJIC, Z. I.; NICKOVIC, S.; GAVRILOV, D.; DEAVEN, D. G. The step-mountain coordinate: model description and performance for cases of alpine lee cyclogenesis and for a case of an appalachian redevelopment. **Mon. Wea. Rev.**, v. 116, p. 1493–1518, 1988.

MOLION, L. C. B.; KOUSKY, V. E. **Climatologia da dinâmica da troposfera tropical sobre a Amazônia**. São José dos Campos, 1985.

MOORTHI, S.; SUARES, M. J. Relaxed arakawa-schubert. a parameterization of moist convection for general circulation model. **Mon. Wea. Rev.**, v. 120, p. 978–1002, 1991.

MOREIRA, B. F.; SILVA, A. C. da; FILHO, E. B. dos S.; ARAÚJO, S. A. de. **Algoritmos bioinspirados em problemas de otimização**. 2009. Disponível em: <http://elzobrito.wordpress.com/2008/11/16/algoritmos-bioinspirados-em-problemas-de-otimizacao/>. Acesso em: 15/10/2009.

MOREIRA, D. S. **Simulação numérica do ciclo do carbono na Amazônia**. 239 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2013-12-17 2013. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19/2013/11.25.22.57>. Acesso em: 14 abr. 2014.

MOREIRA, D. S.; DIAS, P. L. da S.; LUCIO, P. S. **SISTEMA DE AVALIAÇÃO ESTATÍSTICA DE MODELOS NUMÉRICOS DE PREVISÃO DO TEMPO**. 2006. Disponível em: <http://mtc-m15.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m15@80/2006/11.07.11.25/doc/Moreira.Sistema.pdf>. Acesso em: 09/01/2013.

MOREIRA, D. S.; FREITAS, S. R.; BONATTI, J. P.; MERCADO, L. M.; ROSÁRIO, N. M. E.; LONGO, K. M.; MILLER, J. B.; GLOOR, M.; GATTI, L. V. Coupling between the jules land-surface scheme and the ccatt-brams atmospheric chemistry model (jules-ccatt-brams1.0): applications to numerical weather forecasting and the co<sub>2</sub> budget in south america. **Geoscientific Model**

**Development**, v. 6, n. 4, p. 1243–1259, 2013a. Disponível em:  
<http://www.geosci-model-dev.net/6/1243/2013/>.

MOTA, M. A. S. d. **Convecção na Amazônia: variabilidade, efeitos e resposta na circulação de grande escala**. 194 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2004-07-08 2004. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/08.31.13.41>. Acesso em: 14 abr. 2014.

MULLEN, S. L.; BAUMHEFNER, D. P. Monte carlo simulations of explosive cyclogenesis. **Mon. Wea. Rev.**, v. 122, p. 1548–1567, 1994.

MURPHY, J. M. What is a good forecast? an essay on the nature of goodness in weather forecasting. **Wea. Forecasting**, v. 8, p. 281–293, 1993.

NASA. **Tropical Rainfall Measuring Mission TRMM**. Março 2008. Disponível em: <http://trmm.gsfc.nasa.gov/>.

NETO, A. J. S.; NETO, F. D. M. **Problemas inversos: Conceitos fundamentais e aplicações**. Rio de Janeiro: UERJ, 2005.

NOBRE, P.; SRUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical atlantic and south america. **J. Climate**, v. 9, p. 2464–2479, 1996.

NOGUÉS-PAEGLE, J.; MECHOSO, C. R.; FU, R.; BERBERY, E. H.; CHAO, W. C.; CHEN, T.-C.; COOK, K.; DIAZ, A. F.; ENFIELD, D.; FERREIRA, R.; GRIMM, A. M.; KOUSKY, V.; LIEBMANN, B.; MARENGO, J.; MO, K.; NEELIN, J. D.; PAEGLE, J.; ROBERTSON, A. W.; SETH, A.; VERA, C. S.; ZHOU, J. **Progress in Pan American CLIVAR Research: Understanding the South American Monsoon**. 2002. [Http://www.met.utah.edu/jnpaegle/meteorologica/sams\\_meteorologica.html](Http://www.met.utah.edu/jnpaegle/meteorologica/sams_meteorologica.html). Acesso em: 10 junho de 2009.

NOGUÉS-PAEGLE, J. N.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over south america during summer. **Mon. Wea. Rev.**, v. 125, n. 6, p. 279–291, Feb. 1997.

OLSON, J. S. **Global ecosystem framework-definitions: USGS EROS Data Center Internal Report**. 1994a. 37 p. p. Sioux Falls, SD.

OOYAMA, K. Numerical simulation of the life-cycle of tropical cyclones. **J. Atmos. Sci.**, v. 26, p. 3–40, 1969.

\_\_\_\_\_. A theory on parameterization of cumulus convection. **J. Meteorol. Soc. Japan**, v. 39 (Spec. issue), p. 744–756, 1971.

PANDOLFO, J. P. Wind and temperature profiles for constant-flux boundary layers in lapse conditions with a variable eddy conductivity to eddy viscosity ratio. **J. Atmos. Sci.**, v. 23, p. 495–502, 1966.

PIELKE, R. A. A three-dimensional numerical model of the sea breezes over south florida. **Mon. Wea. Rev.**, v. 102, p. 115–139, 1974.

QUADRO, M. F. L.; CALBETE, L. H. R. M. amd S.; BATISTA, N. N. M.; OLIVEIRA, G. S. de. Climatologia da precipitação e temperatura. In: **Climanálise, Boletim de Monitoramento e Análise Climática**. São José dos Campos: INPE/CPTEC, 1996. Climanálise Especial de 10 anos.

RAO, V.; CAVALCANTI, I.; HADA, K. Annual variation of rainfall over brazil and water vapor characteristics over south america. **J. Geophys. Res.**, v. 101, p. 26539–26551, 1996.

RAUPP, C. F.; DIAS, P. L. S.; TABAK, E. G.; MILEWSKI, P. Resonant wave interactions in the equatorial waveguide. **J. Atmos. Sci.**, v. 65, p. 3398–3418, 2008.

\_\_\_\_\_. The family of anisotropically scaled equatorial waves. **J. Adv. Model Earth Syst.**, v. 3, p. M122002–12pp, 2011.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P. da; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na amÉrica do sul: Uma revisÃo bibliogrÁfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, p. 185–204, 2010.

REYNOLDS, R. W.; RAYNER, N. A.; SMITH, T. M.; STOKES, D. C.; WANG, W. An improved in situ and satellite sst analysis for climate. **J. Climate**, v. 15, p. 1609–1625, 2002.

RICKENBACH, T. M. Nocturnal cloud systems and the diurnal variation of clouds and rainfall in southwestern amazonia. **Mon. Wea. Rev.**, v. 5, p. 1201–1219, 2004.

RIO, C.; HOURDIN, F.; GRANDPEIX, J.-Y.; LAFORE, J.-P. Shifting the diurnal cycle of parameterized deep convection over land. **Geophysical Research Letters**, v. 36, p. n/a–n/a, 2009.

ROBERTI, D. R. **Problemas inversos em física da atmosfera. Santa Maria.** Tese (Doutorado em Física) — Centro de Ciências Naturais e Exatas, Universidade Federal de Santa Maria- RS, 2005.

ROEBBER, P. J. Visualizing multiple measures of forecast quality. **Wea. Forecasting**, v. 24, p. 601–608, 2009.

ROGERS, E.; DEAVEN, D.; DIMEGO, G. J. The regional analysis system for the operational “early” eta model: Original 80-km configuration and recent changes. **Wea. Forecasting**, v. 10, p. 810–825, 1995.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the el niño / southren oscillation. **Mon. Wea. Rev.**, v. 115, p. 1606–1626, 1987.

ROPELEWSKI, C. F.; JANOWIAK, J. E.; HALPERT, M. S. The analysis and display of real time surface climate data. **Mon. Wea. Rev.**, v. 113, p. 1101–1106, 1985.

ROSSATO, L.; ALVALA, R. C. d. S.; TOMASELLA, J. Distribuição geográfica da capacidade de armazenamento de água e das propriedades físicas do solo no brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10. **Anais...** Brasilia, 1998. p. 5.

ROSSATO, L.; ALVALÁ, R. C. d. S.; TOMASELLA, J. Climatologia da umidade do solo no brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12; SEMINÁRIO BRASILEIRO DE HIDROMETEOROLOGIA, 3; ENCONTRO BRASILEIRO DE INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA, 3; SEMINÁRIO BRASILEIRO DE QUÍMICA E POLUIÇÃO DO AR, 3., 4-9 ago 2002. Foz do Iguaçu (PR), Br, 2002. p. 1910–1915. Acesso em: 14 abr. 2014.

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

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. Mososcale convective systems over southeastern south america and their relationship with the south american low-level jet. **Mon. Wea. Rev.**, v. 135, p. 1290–1309, 2007.

SANTOS, A. F.; VELHO, H. F. d. C.; MATTOS, J. G. Z. de; FREITAS, S. R.; GAN, M. A.; PASSOS, H. L.; LUZ, E. F. P. A parametric study for firefly algorithm by solving an inverse problem for precipitation field estimation. In:

INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON UNCERTAINTY QUANTIFICATION AND STOCHASTIC MODELING (UNCERTAINTIES 2012), 1ST, 2012, Maresias. **Proceedings...** 2012. p. 1–9. Disponível em: <http://urlib.net/dpi.inpe.br/plutao/2012/06.21.20.37>. Acesso em: 17 jan. 2013.

SANTOS, A. F. d. **Padrões sinóticos de circulação atmosférica associados ao jato em baixos níveis a leste da Cordilheira ds Andes, na América do Sul.** 252 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006-06-21 2006. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2006/07.24.19.18>. Acesso em: 23 jul. 2013.

SANTOS, A. F. d.; VELHO, H. F. d. C.; LUZ, E. F.; FREITAS, S. R.; GRELL, G.; GAN, M. A. Análise de sensibilidade das simulações de precipitação convectiva do modelo brams às melhorias na parametrização de cumulus. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XVI. **Anais...** Belém: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2010.

\_\_\_\_\_. Firefly optimization to determine the precipitation field on south america. **Inverse Problems in Science and Engineering**, v. 21, n. 3, p. 451–466, 2013a.

SANTOS, A. F. dos; FREITAS, S. R.; MATTOS, J. G. Z. de; VELHO, H. F. de C.; GAN, M. A.; LUZ, E. F. P. da; GRELL, G. A. Using the firefly optimization method to weight an ensemble of rainfall forecasts from the brazilian developments on the regional atmospheric modeling system (brams). **Advances in Geosciences**, v. 35, p. 123–136, 2013b. ISSN 1680-7340 and 1680-7359.

Santos e Silva, C. M. **Simulação numérica do ciclo diário da precipitação sobre a bacia amazônica durante a estação chuvosa.** 180 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009-08-10 2009. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/07.23.15.02>. Acesso em: 14 abr. 2014.

Santos e Silva, C. M.; FREITAS, S. R. de; GIELOW, R. Numerical simulation of the diurnal cycle of rainfall in sw amazon basin during the 1999 rainy season: the role of convective trigger function. **Theor. Appl. Climatol.**, v. 109, p. 473, 2012.



Santos e Silva, C. M.; GIELOW, R.; FREITAS, S. R. de. Diurnal and semidiurnal rainfall cycles during the rain season in sw amazonia, observed via rain gauges and estimated using s-band radar. **Atmos. Sci. Let.**, v. 10, p. 87–93, 2009b.

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

SCHUBERT, W. H. **Cumulus parameterization theory in terms of feedback and control**. Fort Collins, Colorado, 1974.

SECHRIST, F. S.; WHITTAKER, T. M. Evidence of jet streak vertical circulations. **Mon. Wea. Rev.**, v. 107, p. 1014–1021, Aug. 1979.

SESTINI, M. F.; REIMER, É. d. S.; VALERIANO, D. d. M.; ALVALÁ, R. C. d. S.; MELLO, E. M. K.; CHAN, C. S.; NOBRE, C. A. Mapa de cobertura da terra da amazônia legal para uso em modelos meteorológicos. In: EPIPHANIO, J. C. N.; FONSECA, L. M. G. (Ed.). **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2003. p. 2901 – 2906. ISBN 85-17-00017-X. Disponível em: <http://urlib.net/ltid.inpe.br/sbsr/2002/11.22.20.34>. Acesso em: 14 abr. 2014.

SHI, W.; HIGGINS, R. W.; YAROSH, E.; KOUSKY, V. E. **The annual cycle and variability of precipitation in Brazil**. 2000. Online. Acesso: 02/08/2013. Disponível em: [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/outreach/research\\_papers/ncep\\_cpc\\_atlas/9/](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/outreach/research_papers/ncep_cpc_atlas/9/).

SHIGUEMORI, E. H. **Recuperação de perfis de temperatura e umidade da atmosfera a partir de dados de satélite - abordagens por redes neurais artificiais e implementação em hardware**. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007-05-22 2007. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/07.31.12.19>. Acesso em: 14 abr. 2014.

SHRESTHA, D. L.; ROBERTSON, D. E.; WANG, Q. J.; PAGANO, T. C.; HAPUARACHCHI, H. A. P. Evaluation of numerical weather prediction model precipitation forecasts for short-term streamflow forecasting purpose. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, v. 17, p. 1913–1931, 2013.

SOROOSHIAN, S.; GAO, X.; HSU, K.; MADDOX, R. A.; HONG, Y.; GUPTA, H. V.; IMAM, B. Diurnal variability of tropical rainfall retrieved from combined goes and trmm satellite information. **J. Climate**, v. 15, p. 983–1001, 2002.

STENSRUD, D. J. **Parameterization Schemes: Keys to Understanding Numerical Weather Prediction Models**. New York: Cambridge University Press, 2007.

STENSRUD, D. J.; BAO, J.-W.; WARNER, T. T. Using initial condition and model physics perturbations in short-range ensemble simulations of mesoscale convective systems. **Mon. Wea. Rev.**, v. 128, p. 2077–2107, 2000.

STEPHANY, S.; BECCENERI, J.; SOUTO, R.; VELHO, H. de C.; NETO, A. S. A pre-regularization scheme for the reconstruction of a spatial dependent scattering albedo using a hybrid ant colony optimization implementation. **Applied Mathematical Modelling**, v. 34, n. 3, p. 561 – 572, 2010. ISSN 0307-904X.

Disponível em:

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0307904X09001619>.

STEVENS, B. On the growth of layers of nonprecipitating cumulus convection. **J. Atmos. Sci.**, v. 64, p. 2916–2931, 2006.

TAO, S. Y.; CHEN, L. Monsoon meteorology. In: \_\_\_\_\_. Oxford: Oxford University Press, 1987. cap. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China, p. 560.

TAYLOR, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. **J. Geophys. Res.**, v. 106, p. 7183–7192, 2001.

TOON, O. B.; TURCO, R. P.; WESTPHAL, D.; MALONE, R.; LIU, M. A multidimensional model for aerosols: description of computational analogs. **J. Atmos. Sci.**, v. 45, p. 2123–2144, 1988.

TOTH, Z.; TALAGRAND, O.; CANDILLE, G.; ZHU, Y. Probability and ensemble forecasts. In: JOLLIFFE, I. T.; STEPHENSON, D. B. (Ed.). **Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science**. Inglaterra: John Wiley and Sons, 2003. p. 137–163.

TRACTON, M. S.; KALNAY, E. Operational ensemble prediction at the national meteorological center: Practical aspects. **Wea. Forecasting**, v. 8, p. 379–398, 1993.

TREMBACK, C. J.; POWELL, J.; COTTON, W. R.; PIELKE, R. A. The forward-in-time upstream advection scheme: Extension to higher orders. **Mon. Wea. Rev.**, v. 115, p. 540–555, 1987.

TRIBBIA, J. J. The rudimentary theory of atmospheric teleconnections associated with enso. In: \_\_\_\_\_. Linking worldwide climate anomalies. New York: Cambridge University Press, 1991. v. 1, p. 285–308.

TRIPOLI, G. J.; COTTON, W. R. The colorado state university three-dimensional cloud/mesoscale model. part i: General theoretical framework and sensitivity experiments. **J. de Rech. Atmos.**, v. 16, p. 185–220, 1982.

TULICH, S. N.; KILADIS, G. N. Squall lines and convectively coupled gravity waves in the tropics: why do most cloud systems propagate westward? **J. Atmos. Sci.**, v. 69, p. 2995–3012, 2012.

VASQUES, A. C. **Características de precipitação sobre a América do Sul provenientes de diferentes fontes de dados com ênfase no Brasil**. 148 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007-02-27 2007. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/05.11.18.07>. Acesso em: 14 abr. 2014.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the americas. **J. Geophys. Res.**, v. 92, p. 9591–9613, 1987.

VERA, C.; HIGGINS, W.; AMADOR, J.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C. R.; NOGUES-PAEGLE, J.; DIAS, P. L. S.; ZHANG, C. Toward a unified view of the american monsoon systems. **J. Climate**, v. 19, p. 4977–5000, 2006.

VILLARINI, G.; KRAJEWSKI, W. F. Evaluation of the research version tnpa three-hourly  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  rainfall estimates over oklahoma. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 5, p. n/a–n/a, 2007. ISSN 1944-8007. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL029147>.

WALISER, D. E.; GAUTIER, C. A satellite-derived climatology of the itcz. **J. Climate**, v. 6, p. 2162–2174, 1993.

WALKO, R. L.; BAND, L. E.; BARON, J.; KITTEL, T. G. F.; LAMMERS, R.; LEE, T. J.; OJIMA, D.; PIELKE, R. A.; TAYLOR, C.; TAGUE, C.; TREMBACK, C. J.; VIDALE, P. L. Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modeling. **J. Appl. Meteor.**, v. 39, n. 6, p. 931–944, 2000.

WANG, W.; SEAMAN, N. L. A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model. **Mon. Wea. Rev.**, v. 125, p. 252–278, 1997.

WIKIPEDIA. **Well-posed problem**. Junho 2009.

[Http://en.wikipedia.org/wiki/Ill-posed](http://en.wikipedia.org/wiki/Ill-posed). Acesso em: 29/06/09.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. 1. ed. San Diego: Academic Press, 1995. 467 p. (International Geophysics Series).

\_\_\_\_\_. **Statistical methods in the atmospheric sciences - Second Edition**. 2. ed. San Diego: Academic Press, 2006. 630 p. (International Geophysics Series, v. 91).

WILSON, K.; BALDOCCHI, D.; AUBINET, M.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; DOLMAN, H.; FALGE, E.; FIELD, C.; GOLDSTEIN, A.; GRANIER, A.; GRELE, A.; THORGEIRSSON, H.; HOLLINGER, D.; KATUL, G.; LAW, B.; LINDROTH, A.; MEYERS, T.; MONCRIEFF, J.; MONSON, R.; OECHEL, W.; TENHUNEN, J.; VALENTINI, R.; VERMA, S.; VESALA, T.; WOFSY, S. Energy partitioning between latent and sensible heat flux during the warm season at fluxnet sites. v. 38, p. 12–22, 2002. ISSN 0043-1397.

WOLFF, D. B.; FISHER, B. L. Comparisons of instantaneous trmm ground validation and satellite rain rates estimates at different spatial scales. **J. Appl. Meteor. Climatol.**, v. 47, p. 2215–2237, 2008.

WOODBURY, K. A. **What are Inverse Problems?** maio 2009.

[Http://www.me.ua.edu/inverse/whatis.html](http://www.me.ua.edu/inverse/whatis.html).

YANAI, M.; ESBENSEN, S.; CHU, J.-H. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. **J. Atmos. Sci.**, v. 30, p. 611–627, 1973.

YANG, G. Y.; SLINGO, J. M. The diurnal cycle in the tropics. **Mon. Wea. Rev.**, v. 129, p. 784–801, 2001.

YANG, S.; SMITH, E. A. Mechanisms for diurnal variability of global tropical rainfall observed from trmm. **J. Climate**, v. 19, p. 5190–5226, 2006.

YANG, X.-S. **Nature-Inspired Metaheuristic Algorithms**. Cambridge: Luviner Press, 2008.

YANG, X. S. Firefly algorithm, stochastic test functions and design optimisation. **Int. J. Bio-Inspired Computation**, v. 2, p. 78–84, 2010.

YANO, J.-I.; BISTER, M.; FUCHS, Z.; GERARD, L.; PHILLIPS, V.;  
BARKIDIJA, S.; PIRIOU, J.-M. Phenomenology of convection-parameterization  
closure. **Atmos. Chem. Phys. Discuss.**, v. 12, p. 25743–25789, 2012.

ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exist over south america? **J.  
Climate**, v. 11, p. 1020–1040, May 1998.

ZOBLER, L. **Global soil types, 1-Degree Grid (Zobler)**. Oak Ridge,  
Tennessee, U.S.A.: Oak Ridge National Laboratory Distributed Active  
Archive Center. 1999. Disponível em: <http://www.daac.ornl.gov>. doi:  
10.3334/ORNLDAAAC/418. Acesso em: 09/05/2013.



## Apêndice A: Precipitação sobre a América do Sul

A principal característica do regime de precipitação em grande parte da América do Sul é um ciclo anual bem definido, com máximos nos meses de verão e mínimos durante os meses de inverno (ZHOU; LAU, 1998; GAN et al., 2004; REBOITA et al., 2010). O ciclo sazonal de aquecimento solar tem forte contribuição para os padrões de precipitação observados (ZHOU; LAU, 1998). Como descrito na Seção 2.1, diversos mecanismos contribuem para a ocorrência dos padrões de precipitação observados no continente sul americano.

O ciclo anual médio (1998-2012) mensal de precipitação, em mm/mês, sobre a América do Sul, produzido a partir do TRMM, é mostrado na Figura A.1. No mês de janeiro (Figura A.1a), predomina uma banda alongada de precipitação de noroeste a sudeste do continente, associada ao padrão climatológico da ZCAS, característico do SMAS (ZHOU; LAU, 1998; GAN et al., 2004; MARENGO et al., 2012). Máximos de precipitação superiores a 300 mm/mês são observados no Brasil Central e Região Sudeste. Nota-se a migração deste máximo para a porção noroeste da América do Sul, de fevereiro a abril (Figuras A.1b-A.1d). Um máximo secundário está presente nesse período na costa norte do Brasil com acumulados superiores a 300 mm/mês, em associação à ocorrência de linhas de instabilidade que se propagam da costa em direção ao continente. A partir do mês de maio (Figura A.1e) até o mês de setembro (Figura A.1i), há o predomínio de baixos volumes pluviométricos em grande parte da porção central da América do Sul (GAN et al., 2004). Neste período, os volumes de precipitação sobre a porção noroeste do continente variam de 200 mm e 300 mm. A partir de outubro (Figura A.1j), nota-se a migração de maior quantidade de precipitação desta região em direção à região Centro-Oeste do Brasil, caracterizando o início da estação chuvosa (Figuras A.1j-A.1l). No sudeste da América do Sul, observa-se, entre abril a novembro, um máximo secundário de precipitação, que varia de 150 mm a 300 mm. Os acumulados mais intensos ocorrem durante a primavera, devido à atuação mais frequente de CCMs (VELASCO; FRITSCH, 1987; ANABOR, 2008).

Em comparação ao campo climatológico produzido por Shi et al. (2000), verificou-se que os máximos de precipitação do TRMM durante os meses de março a novembro na porção noroeste do continente, bem como entre setembro e outubro no sudeste da América do Sul são mais elevados, principalmente na Região Sul do Brasil. Nas demais áreas da América do Sul, os volumes de precipitação são muito semelhantes. Estes resultados concordam com aqueles apresentados por Franchito et al. (2009a).

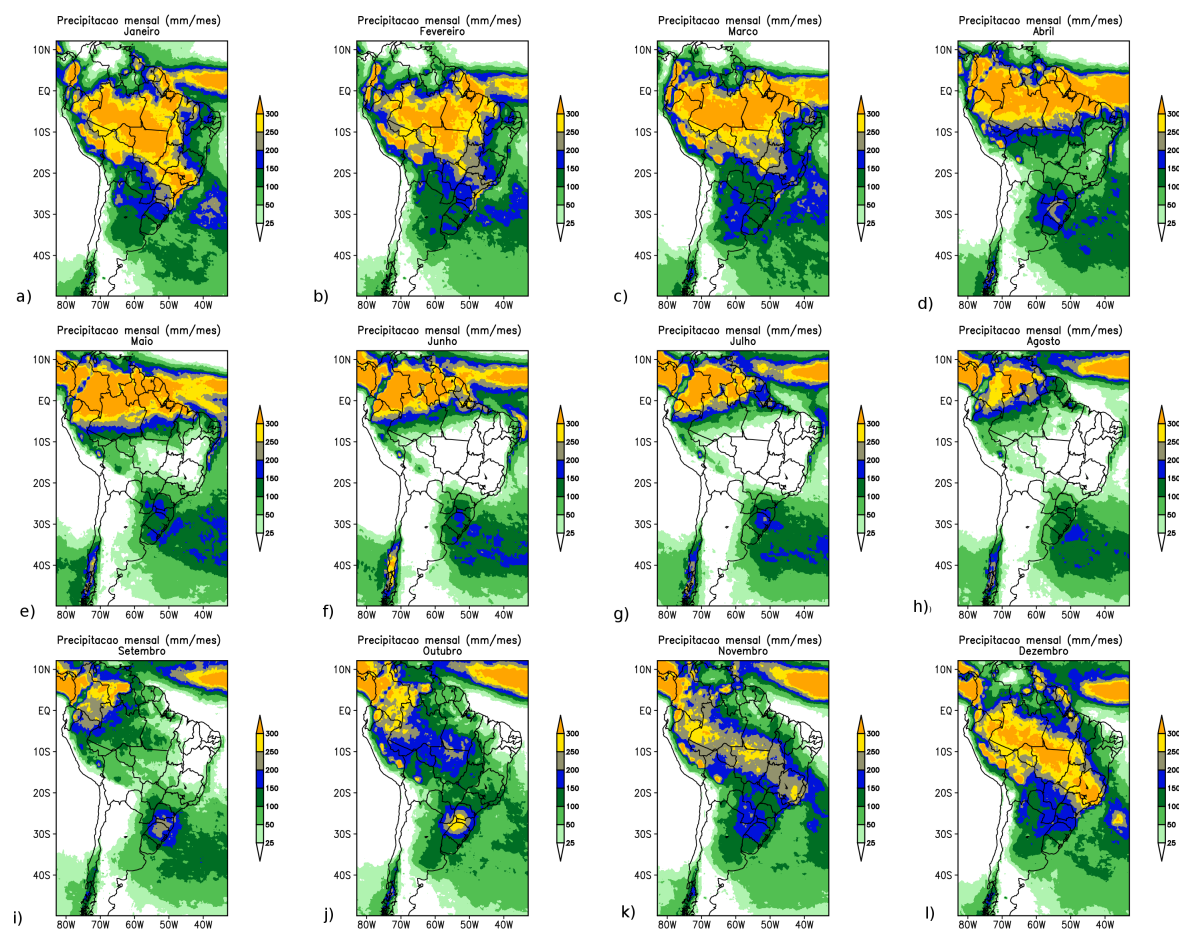


Figura A.1 - Ciclo anual médio (1999-2012) mensal da precipitação (mm/mês), produzido a partir do TRMM sobre a América do Sul: a) janeiro, b) fevereiro, c) março, d) abril, e) maio, f) junho, g) julho, h) agosto, i) setembro, j) outubro, k) novembro, l) dezembro.

De acordo com os autores, entre setembro e novembro, os dados do TRMM na Região Sul do Brasil tiveram o viés médio positivo mais elevado entre as áreas analisadas, o qual foi definido como a diferença entre a média da precipitação estimada pelo TRMM e a média da precipitação da rede da ANEEL. Esta superestimativa da precipitação do TRMM na Região Sul do Brasil e noroeste da América do Sul está associada à deficiência do satélite em representar nuvens de topos muito frios (HUFFMAN et al., 2007), tendo em vista que é frequente a ocorrência de alarme falso devido às partículas de gelo nas bigornas e à espessura das nuvens cirrus com temperaturas de brilho muito baixas.

Comparando a Figura A.1 com a precipitação média mensal (1998-2012) produzida a partir do MERGE (Figura A.2), nota-se em geral boa concordância entre os dois conjuntos de dados. Tendo em vista que o TRMM superestima a precipitação associada



às nuvens de topos frios e subestima a precipitação de nuvens quentes (HUFFMAN et al., 2007), as diferenças entre o TRMM e o MERGE encontradas são principalmente em função das características do TRMM. O MERGE reduz os volumes de máxima precipitação ao longo da ZCAS entre os meses de novembro a março (Figuras A.2a-A.2c), no Brasil Central no mês de abril e no noroeste da América do Sul ao longo de todos os meses. Entre setembro e outubro, a redução observada dos máximos de precipitação na Região Sul do Brasil está associada à melhoria da representação da precipitação devido aos CCMs pelo MERGE. Esta redução é da ordem de 50 mm em outubro, quando ocorre um máximo secundário de precipitação na América do Sul. Em todos os casos, a combinação de dados de satélite e observações convencionais contribui para minimizar o problema de superestimativa da precipitação associada às nuvens de topos muito frios. De maio a setembro, o MERGE aumenta os volumes de precipitação ao longo da costa leste do Nordeste, onde há densa rede de estações de superfície. Nesta área, a informação é basicamente derivada dos dados de superfície, devido à característica adotada na composição do MERGE, excluindo os dados do TRMM no ponto de observação e píxeis adjacentes.

A média espacial da precipitação média mensal para cinco áreas distintas sobre a América do Sul, de acordo com a setorização indicada na Figura 3.13, é mostrada na Figura A.3. A região central da América do Sul (Figura A.3a) é a área que apresenta um ciclo anual da precipitação bem marcado, característico do SMAS, com máximos durante os meses de verão (em torno de 140 mm/mês), e mínimos durante os meses de inverno (em torno de 25 mm/mês). No setor nordeste (Figura A.3b), os máximos de precipitação ocorrem entre os meses de janeiro a maio, com pico em abril (em torno de 220 mm/mês), enquanto que os mínimos são observados entre agosto e outubro (entre 25 mm/mês e 40 mm/mês). Esta característica está relacionada principalmente ao posicionamento da ZCIT do Atlântico, que atinge sua posição mais próxima da costa nordeste da América do Sul entre os meses de março e abril (WALISER; GAUTIER, 1993; NOBRE; SRUKLA, 1996). O extremo norte da América do Sul e Oceano Atlântico ao norte de 5°N (Figura A.3c) recebe em média maiores acumulados de precipitação a partir do mês de junho até dezembro, com pico de quase 300 mm nos meses de agosto e novembro, devido à migração da ZCIT do Atlântico do Hemisfério Sul a partir de maio para o Hemisfério Norte, onde sua posição mais ao norte ocorre entre os meses de setembro e outubro. O setor oeste dessa área também tem forte influência da ZCIT do Oceano Pacífico. No setor noroeste do continente (Figura A.3d), são observados volumes intensos de precipitação em boa parte do ano. Os meses mais chuvosos nessa região são de dezembro a maio, quando são observados, em média, 200 mm/mês. No mês de março

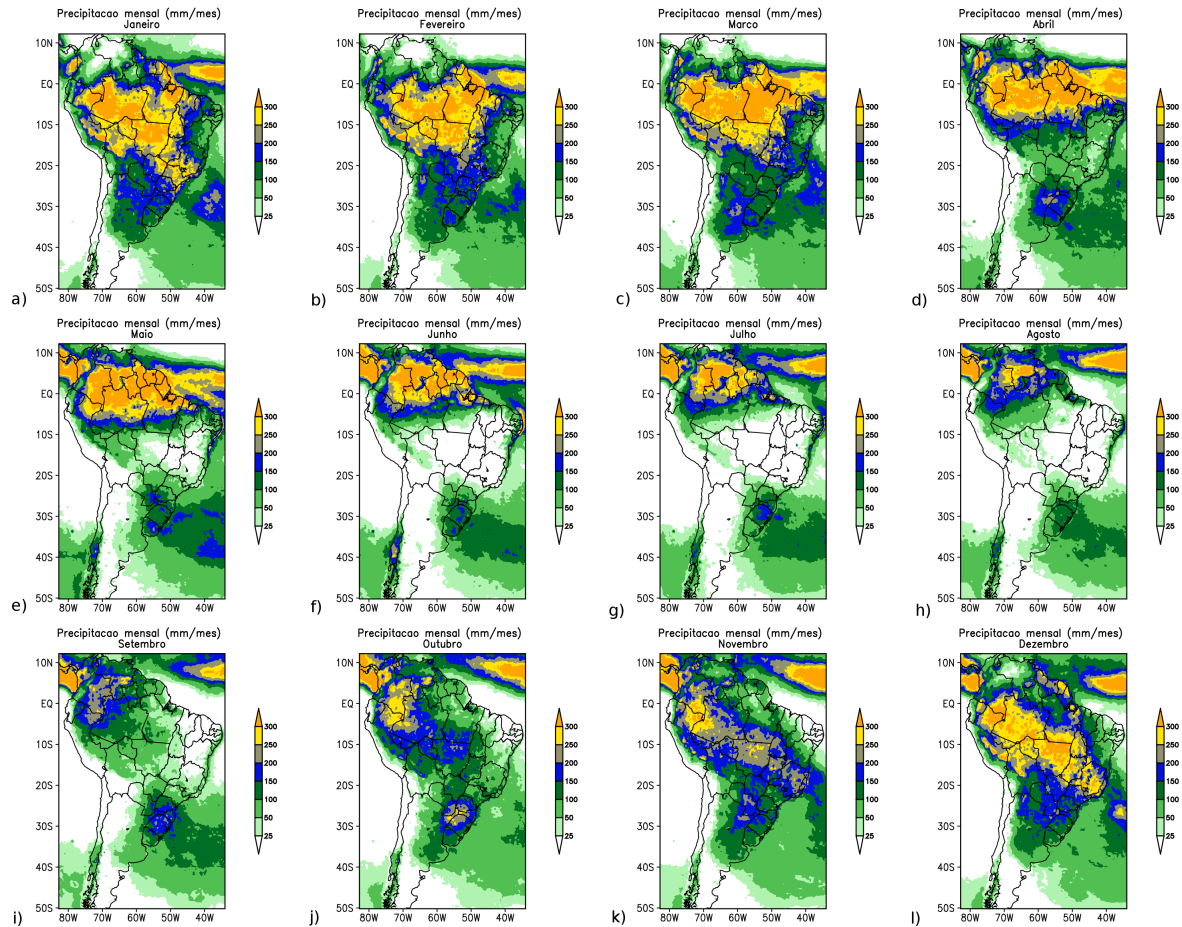


Figura A.2 - Idem à Figura A.1, exceto para o MERGE.

ocorre um máximo de precipitação associado à proximidade da ZCIT na porção nordeste desta área, onde os volumes de precipitação são superiores a 250 mm/mês. Os mínimos nessa região ocorrem entre junho e novembro. Esta característica está associada à marcha anual da convecção devido ao SMAS, e também à migração da ZCIT do Oceano Atlântico para o Hemisfério Norte e a aproximação da ZCIT do Oceano Pacífico. Na porção sul do continente sul americano (Figura A.3e), a distribuição média de precipitação ao longo do ano é uniforme, com máximo relativo no mês de março e acumulado médio de 900 mm/ano.

O MERGE apresenta as mesmas características na marcha anual média do TRMM sobre os setores da América do Sul (Figura A.4). Entretanto, nota-se pequena redução dos volumes de precipitação na maioria dos meses. Este padrão é mais pronunciado no setor que compreende o norte da América do Sul e Oceano Atlântico (Figura A.4c) e no noroeste da América do Sul (Figura A.4d), onde os volumes de precipitação são mais intensos.

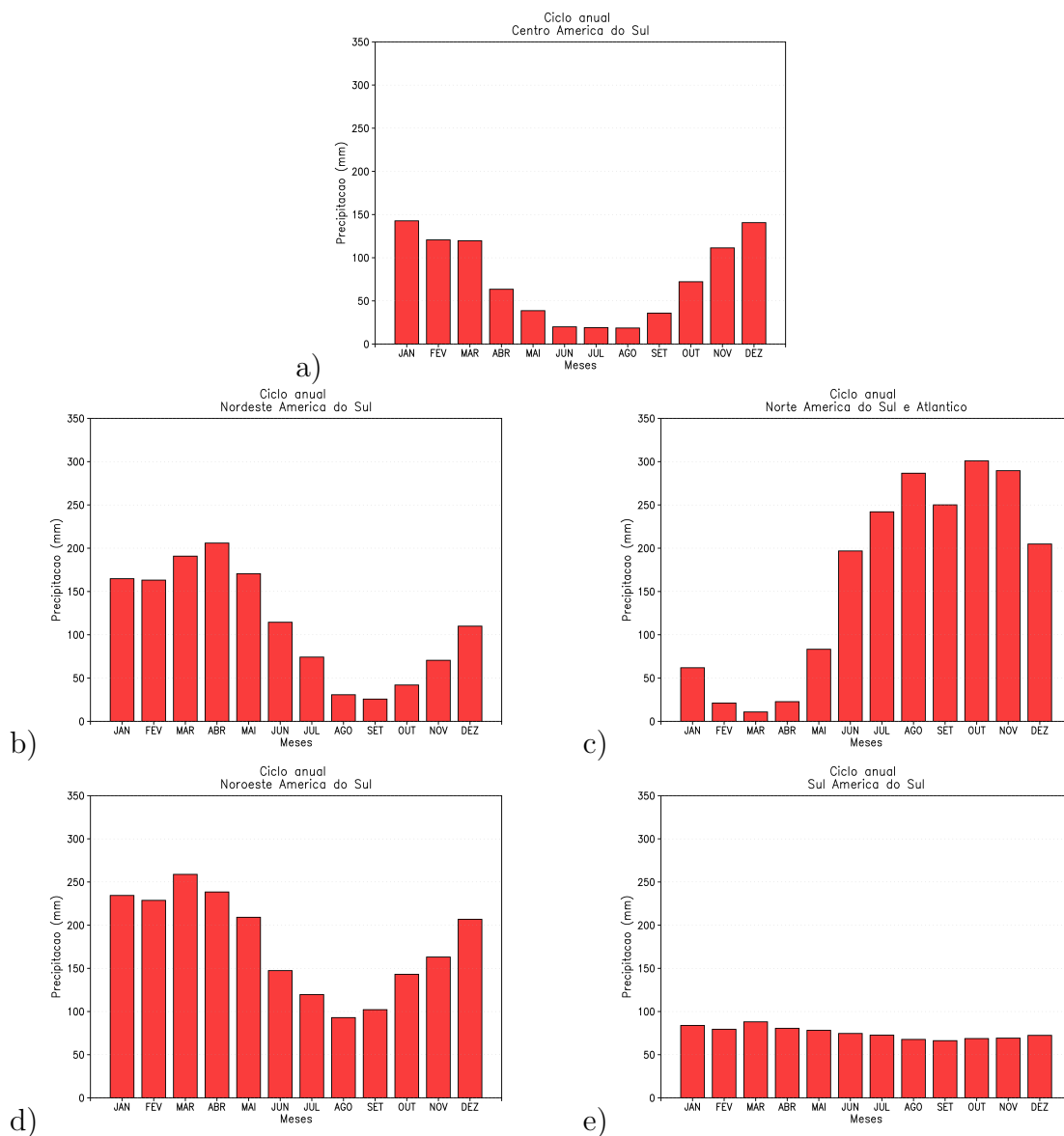


Figura A.3 - Ciclo médio (1998-2012) anual da precipitação (mm/mês) produzido a partir do TRMM médios nos setores: a) central, b) nordeste, c) norte, d) noroeste e e) sul da América do Sul.

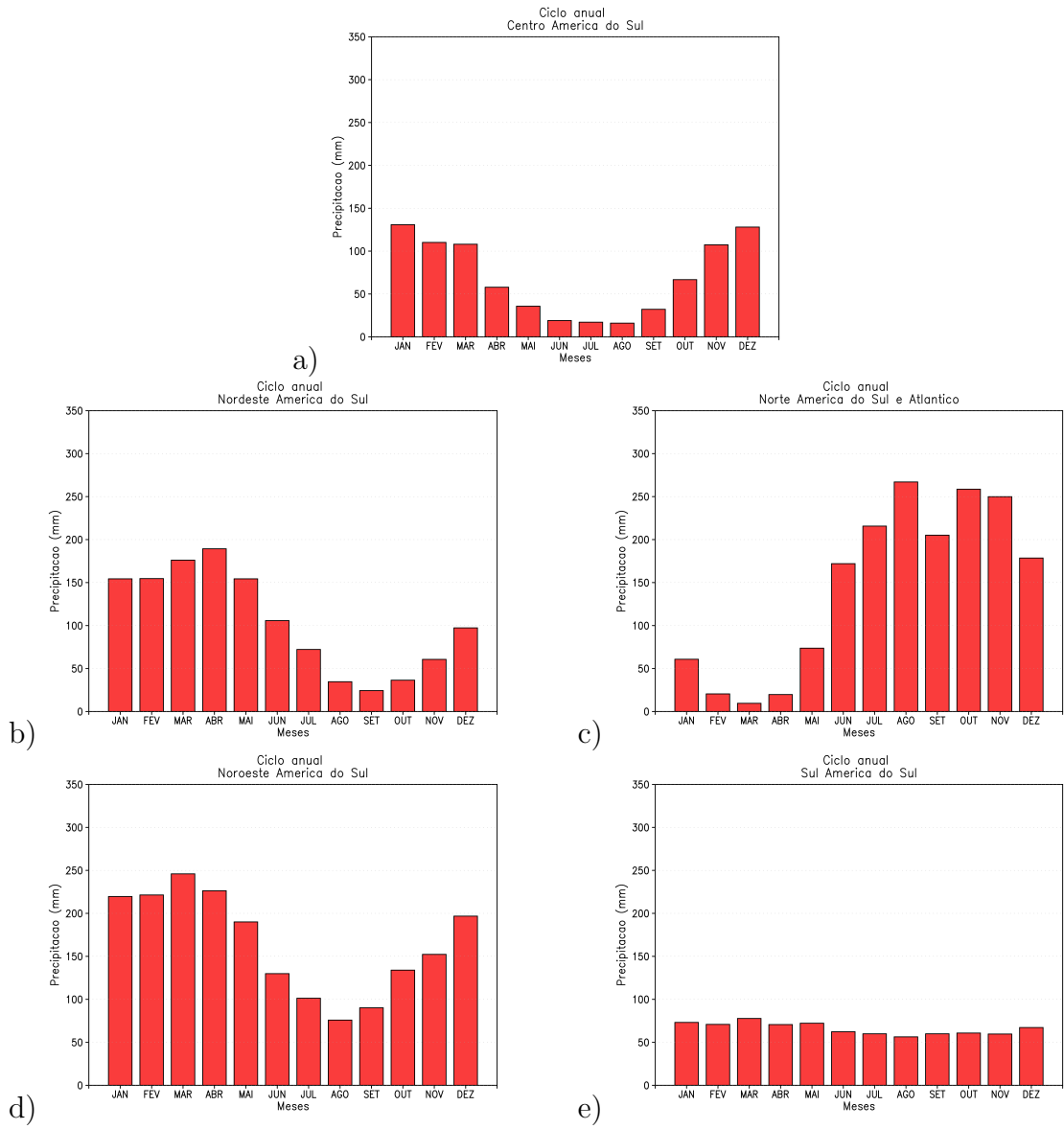


Figura A.4 - Idem à Figura A.3, exceto para o MERGE.

A análise da distribuição média da precipitação nas áreas onde climatologicamente são observados diferentes regimes, de acordo com [Reboita et al. \(2010\)](#), indica a diferença entre os ciclos anuais produzidos a partir do TRMM e MERGE. Nessa análise é possível distinguir as diferenças da marcha anual da precipitação de forma mais clara do que somente utilizando setores generalizados, como os mostrados na [Figura 3.13](#). A seguir, as características gerais da marcha anual da precipitação são descritas em termos de cada região utilizada na [Figura 3.14](#).

R1 ([Figura A.5a](#)): na região R1, localizada no sudoeste da América do Sul, os máximos de precipitação são observados durante os meses de maio a agosto, e mínimos durante os meses de verão austral. O total anual nesta área fica em torno de 1000 mm.

R2 ([Figura A.5b](#)): abrange o norte do Chile, noroeste e centro-sul da Argentina. Apresenta um ciclo anual homogêneo, com baixos volumes pluviométricos (em torno de 300 mm/ano).

R3 ([Figura A.5c](#)): os acumulados médios mensais nesta área, composta pelo oeste do Peru, oeste e sul da Bolívia, norte e centro-leste da Argentina e centro-norte do Paraguai, ocorrem durante outubro a março, enquanto que os mínimos são observados durante os meses de junho a agosto. No total, são observados acumulados médios em torno de 700 mm/ano.

R4 ([Figura A.5d](#)): o ciclo anual desta área não apresenta uma variabilidade marcada. Nesta região, composta por grande parte da Região Sul do Brasil, sul do Paraguai e Uruguai, são observados intensos totais anuais (em torno de 1700 mm/ano). Os máximos relativos são observados, respectivamente, durante os meses de outubro e janeiro.

R5 ([Figura A.5e](#)): abrange grande parte da América do Sul, se estendendo desde o Equador, sudoeste da Colômbia e norte do Peru, passando pelo nordeste da Bolívia até a Região Sudeste do Brasil. Esta área apresenta uma distribuição típica do SMAS, com máximos de precipitação durante os meses de verão, e mínimos durante os meses do inverno. Os totais mensais são elevados, chegando a quase 300 mm/mês em janeiro. O acumulado anual varia em torno de 1700 mm/ano.

R6 ([Figura A.5f](#)): compreende o leste e norte do NEB e boa parte do norte da Região Norte do Brasil. O período mais chuvoso nesta área vai de janeiro a maio, com máximos da ordem de 300 mm/mês. Os mínimos valores são encontrados entre agosto e outubro, da ordem de 70 mm/mês. Anualmente, os volumes de precipitação

são da ordem de aproximadamente 2000 mm/ano.

R7 (Figura A.5g): o Sertão nordestino é marcado pela irregularidade espacial e temporal das chuvas. Nota-se um ciclo anual com máximo de precipitação no mês de março (da ordem de 180 mm/mês), e mínimo em agosto (acumulados inferiores a 20 mm/mês). A partir de setembro, há um rápido aumento do volume de chuvas, que vai até abril. A partir de maio, ocorre o padrão oposto, com uma rápida redução dos volumes pluviométricos. Durante o ano, observam-se acumulados da ordem de 900 mm/ano.

R8 (Figura A.5h): compreende o noroeste da América do Sul. Possui o ciclo anual com os volumes de chuva mais intensos entre as áreas descritas acima. Acumulados superiores a 300 mm/mês são observados entre os meses de maio e julho. O mínimo ocorre no mês de fevereiro.

A diferença entre o ciclo anual do conjunto TRMM e MERGE é mostrada na Figura A.6, utilizando os setores da América do Sul e na Figura A.7 utilizando as regiões descritas por Reboita et al. (2010). A análise por setores indicou que com exceção do nordeste da América do Sul, observa-se que o TRMM é mais intenso durante todos os meses do ano (indicado pela diferença positiva entre os conjuntos de dados) (Figura A.6). As diferenças não são superiores a 60 mm, exceto para o setor que compreende o norte do continente e o Oceano Atlântico. Para esta área, o TRMM supera em quase 120 mm a precipitação do MERGE entre setembro e dezembro.

Utilizando a separação por áreas de acordo com a Figura 3.14, observa-se que nas regiões R1 e R8, a diferença entre o TRMM e o MERGE supera os 120 mm entre os meses de maio a agosto (Figura A.7). Especialmente na região R8, a diferença é de aproximadamente 180 mm entre julho e agosto. As menores diferenças são observadas nas regiões R2 e R3. Na região R6, ocorre diferença negativa em fevereiro e julho, indicando que o MERGE apresenta maiores volumes de precipitação comparado ao TRMM para esta área. Diferença negativa também é observada entre junho a setembro na região R7. Esta região tem uma alta densidade de estações de superfície, o que implica em um predomínio de dados observados interpolados nesta região, indicando que o TRMM subestima a precipitação nesta área. Tais resultados concordam com os de Franchito et al. (2009a), os quais enfatizam que os dados do TRMM têm baixa confiabilidade no NEB em função de subestimar a precipitação registrada por pluviômetros nos meses de junho a novembro. O leste do NEB, que contempla parte da R6, também é uma área provida por uma densa rede de estações de superfície. A porção norte da R6, por outro lado, apresenta uma baixa densidade

de observações convencionais. Para estas áreas, o produto do TRMM introduz melhorias no MERGE (ROZANTE et al., 2010), uma vez que minimiza esta deficiência com dados de precipitação estimados por satélite. As diferenças negativas na R6 podem estar associadas ao desempenho inferior do TRMM em comparação ao produto MERGE na porção leste do NEB, principalmente devido à subestimativa da precipitação devido às nuvens quentes (COÊLHO, 2002; HUFFMAN et al., 2007).

### A.1 Ciclo diurno da precipitação sobre a América do Sul

Tendo em vista que o ciclo diurno do TRMM foi utilizado na metodologia de resolução do problema inverso de estimação dos parâmetros associados ao ciclo diurno da precipitação sobre a América do Sul, apresenta-se a seguir o ciclo diurno médio sobre os setores da Figura 3.14 e das áreas da Figura 3.14.

O ciclo diurno médio mensal sobre a América do Sul (Figura A.8) indica que de outubro a abril, quando se observa o ciclo diurno bem definido, os máximos de precipitação ocorrem entre as 18:00 UTC e as 00:00 UTC, com pico máximo às 21:00 UTC. Nos demais meses, os quais apresentam pouca variabilidade do ciclo diurno, a precipitação é quase uniformemente distribuída ao longo do dia, com máximos às 21:00 UTC.

Na R1 não se observa um ciclo diurno bem marcado. Entretanto, há máxima ocorrência de precipitação às 09:00 UTC na maioria dos meses do ano (figura não mostrada). De outubro a fevereiro, os máximos ocorrem no período noturno, entre as 21:00 UTC e as 00:00 UTC. A R2 (figura não mostrada) apresenta um ciclo diurno marcado somente entre os meses de novembro a fevereiro, e os máximos também ocorrem no período noturno. O ciclo diurno na R3 (figura não mostrada) não é bem marcado, apresentando poucas variações horárias, e possui máximo às 21:00 UTC e mínimo às 15:00 UTC. A R4 apresenta um ciclo diurno mais marcado durante os meses de verão, com máximos noturnos superiores a 10 mm/h (figura não mostrada). Durante o mês de janeiro, quando o ciclo diurno é mais intenso, o pico ocorre às 21:00 UTC e mínimo nas primeiras horas da manhã. Durante a primavera, os máximos de precipitação ocorrem entre as 09:00 UTC e as 12:00 UTC, com exceção do mês de novembro, que tem um máximo às 18:00 UTC. A R5 é uma das regiões em que o ciclo diurno é bem marcado durante os meses mais quentes do ano (figura não mostrada). Durante todos os meses, o máximo ocorre às 21:00 UTC. Já o mínimo de precipitação é observado às 15:00 UTC. No mês de janeiro (Figura A.9a), o pico de máxima precipitação é em média de 20 mm/h às 21:00 UTC, enquanto que o mínimo é de aproximadamente 6 mm/h às 15:00 UTC. Em abril (Figura A.9b) e

outubro (Figura A.9d), os máximos de precipitação ficam em torno de 10 mm/h, enquanto que os mínimos, em torno de 3 mm/h. Em julho (Figura A.9c), o máximo é de 3 mm/h, enquanto que o mínimo é inferior a 2 mm/h.

A R6 também apresenta um ciclo diurno bem marcado ao longo do ano, com máximos noturnos (entre as 18:00 UTC e às 21:00 UTC) e mínimos durante o início da tarde (15:00 UTC) (figura não mostrada). Durante o mês de março é observado o pico máximo de precipitação de aproximadamente 20 mm/h. O ciclo diurno é mais intenso de janeiro a maio, enquanto que de junho a dezembro, o ciclo é mais fraco. Na R7, praticamente não há ciclo diurno entre os meses de junho a setembro devido ao período mais seco do ano (figura não mostrada). De novembro a abril, o ciclo diurno é mais intenso e bem marcado, com máximos de precipitação às 21:00 UTC e mínimos às 12:00 UTC. O ciclo diurno da precipitação na R8 é bem marcado em todo o ano, mas é mais intenso entre abril e novembro (figura não mostrada). Os máximos também ocorrem às 21:00 UTC, e os mínimos ocorrem às 15:00 UTC.



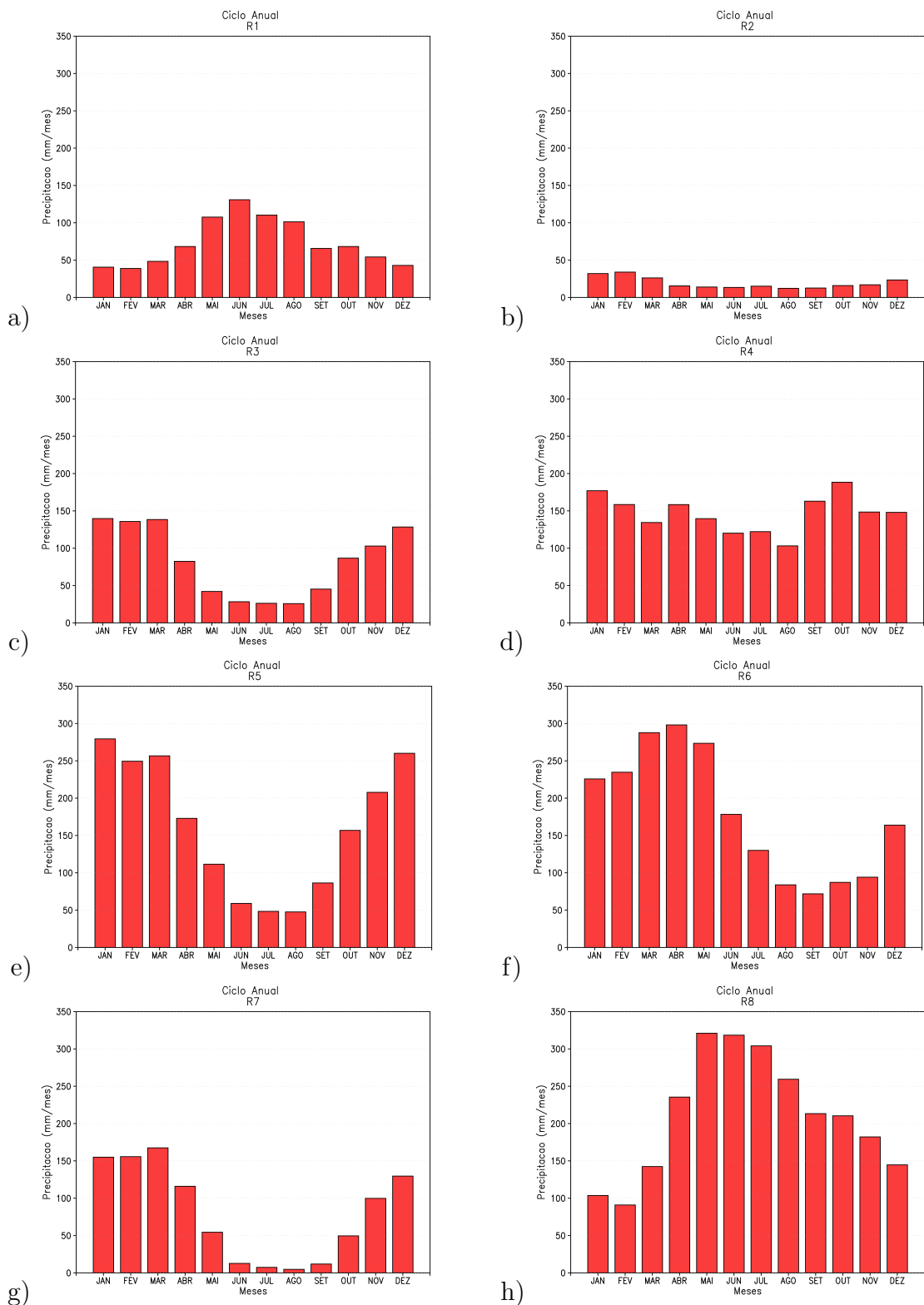


Figura A.5 - Ciclo médio (1998-2012) anual da precipitação (mm/mês) produzido a partir do TRMM para as regiões a) R1, b) R2, c) R3, d) R4, e) R5, f) R6, g) R7, h) R8, descritas por Reboita et al. (2010).

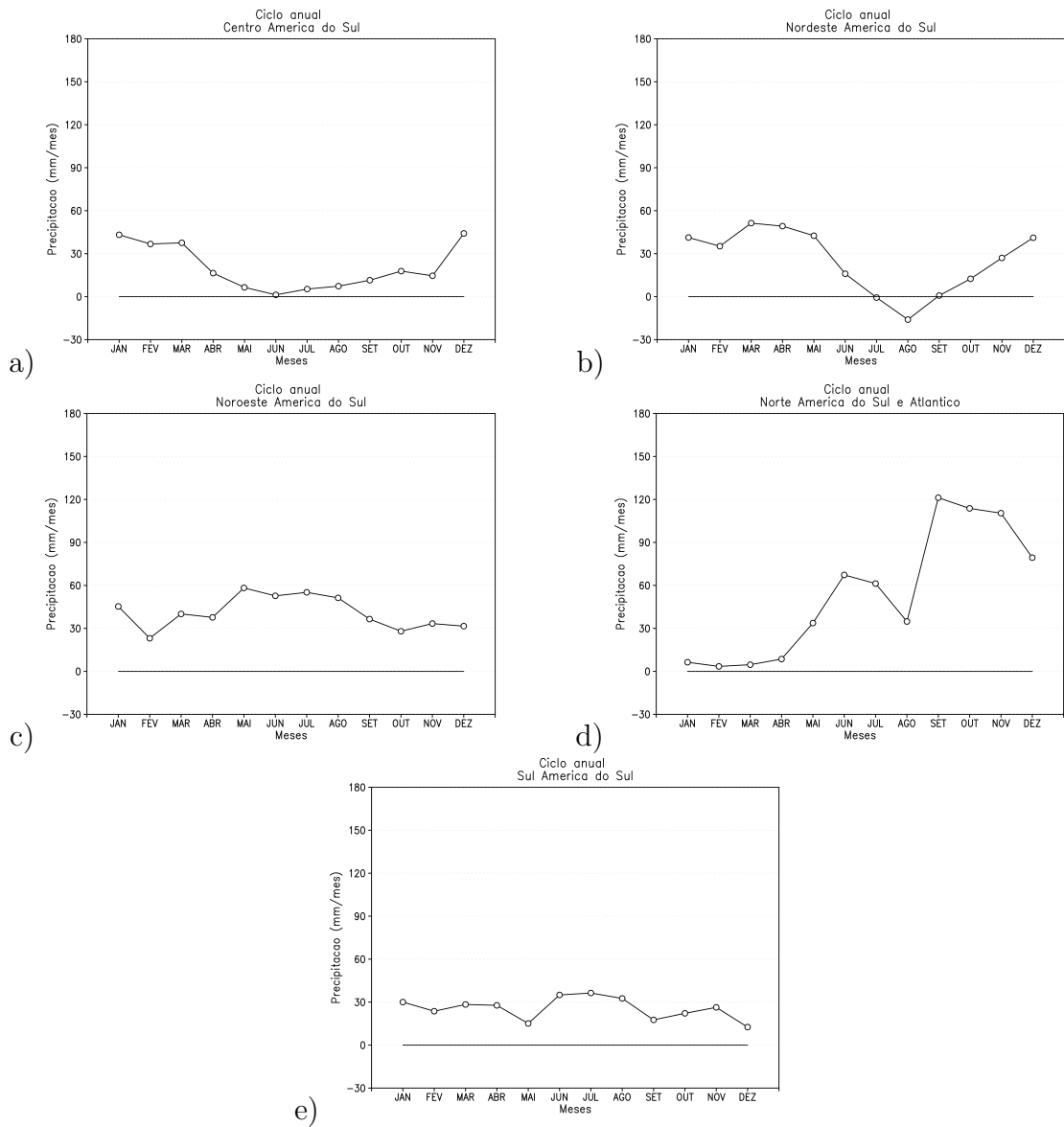


Figura A.6 - Diferença (mm/mês) entre a precipitação média do TRMM e MERGE para os setores: a) central, b) nordeste, c) noroeste, d) norte, e) sul da América do Sul.

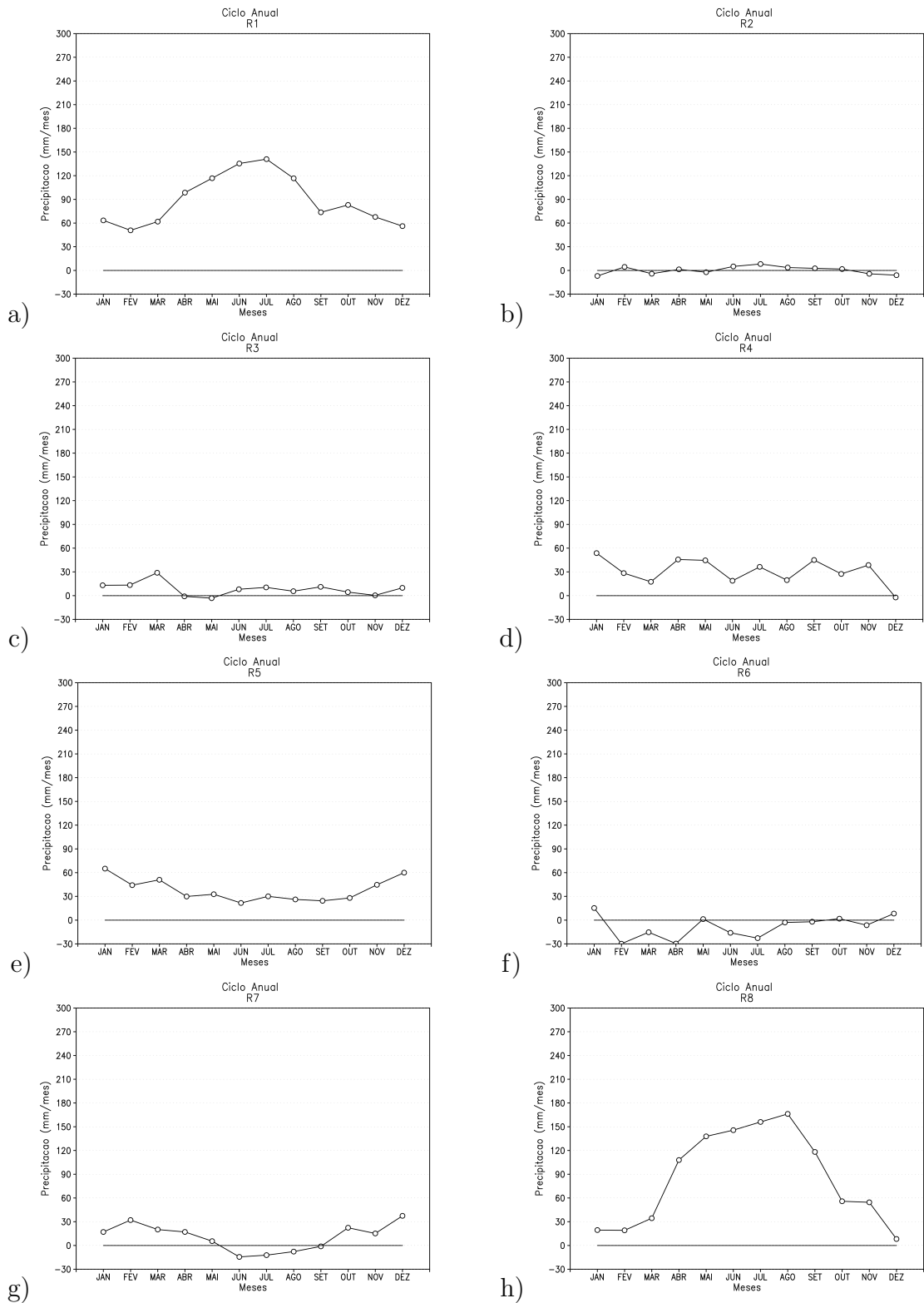


Figura A.7 - Idem à Figura A.6, exceto para as regiões: a) R1, b) R2, c) R3, d) R4, e) R5, f) R6, g) R7, h) R8, descritas por Reboita et al. (2010).

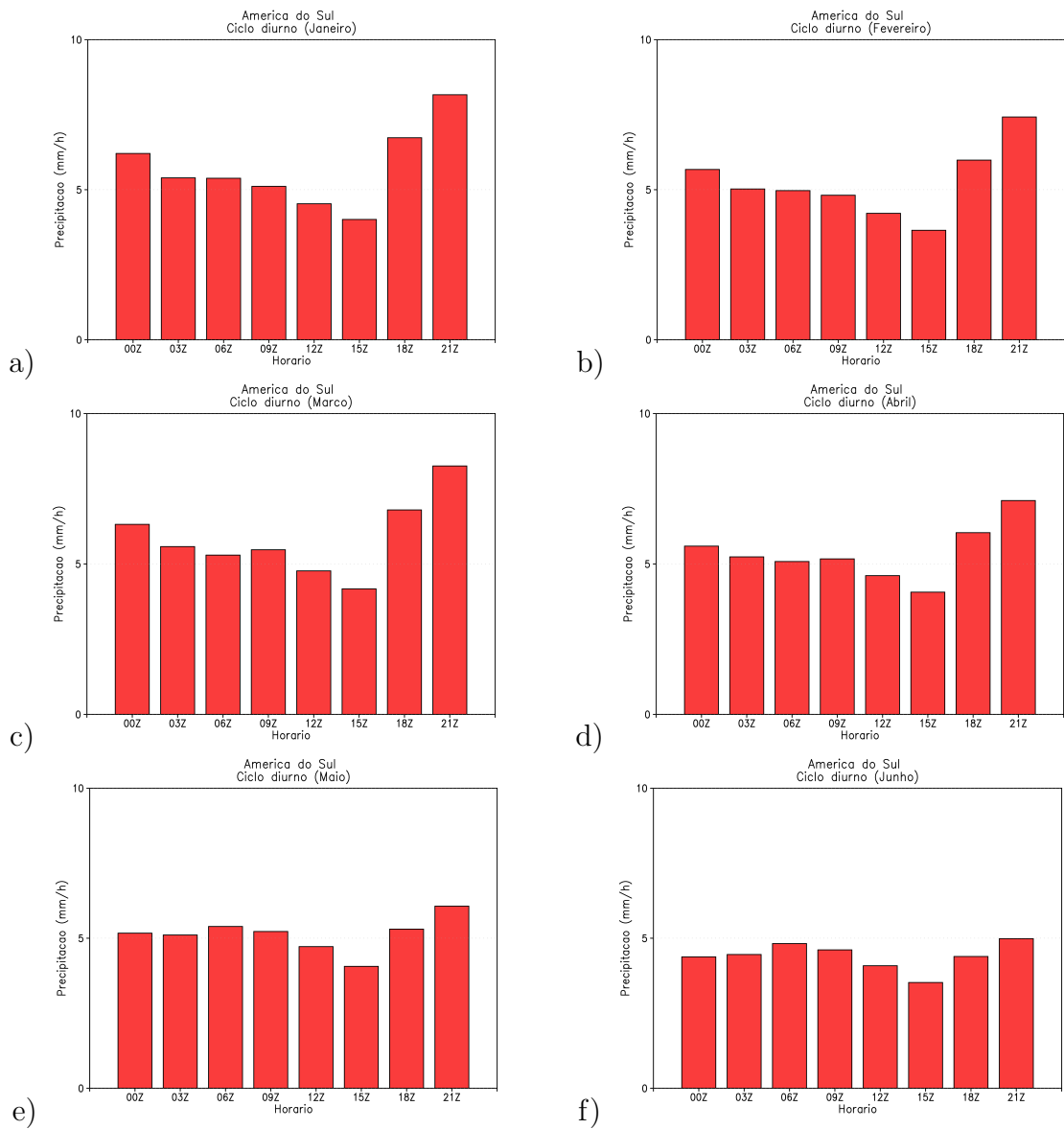


Figura A.8 - Ciclo diurno médio (1998-2012) da precipitação (mm/h) sobre a América do Sul: a) janeiro, b) fevereiro, c) março, d) abril, e) maio, f) junho, g) julho, h) agosto, i) setembro, j) outubro, k) novembro, l) dezembro. **(Continua.)**

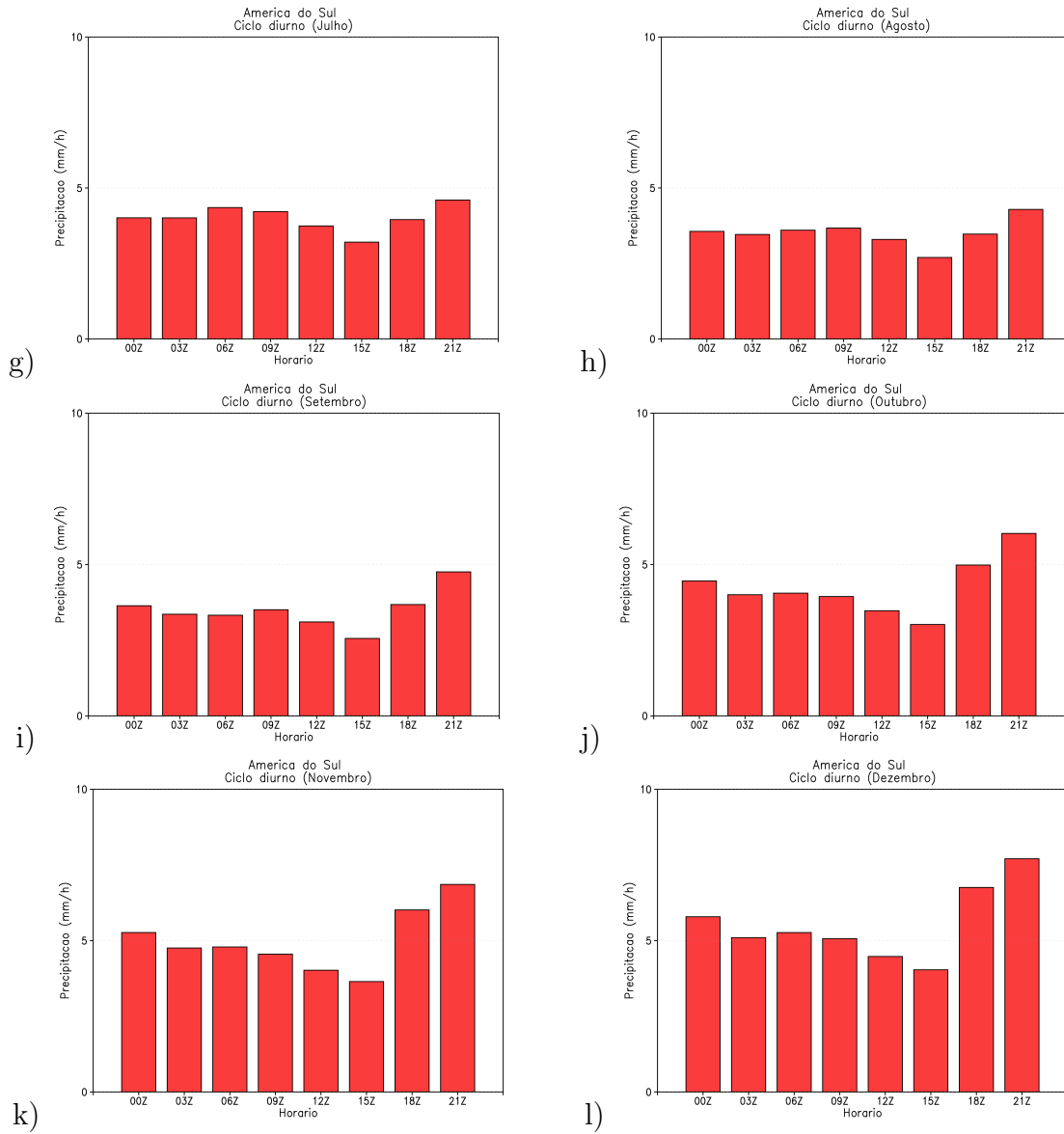


Figura A.8 - Conclusão.

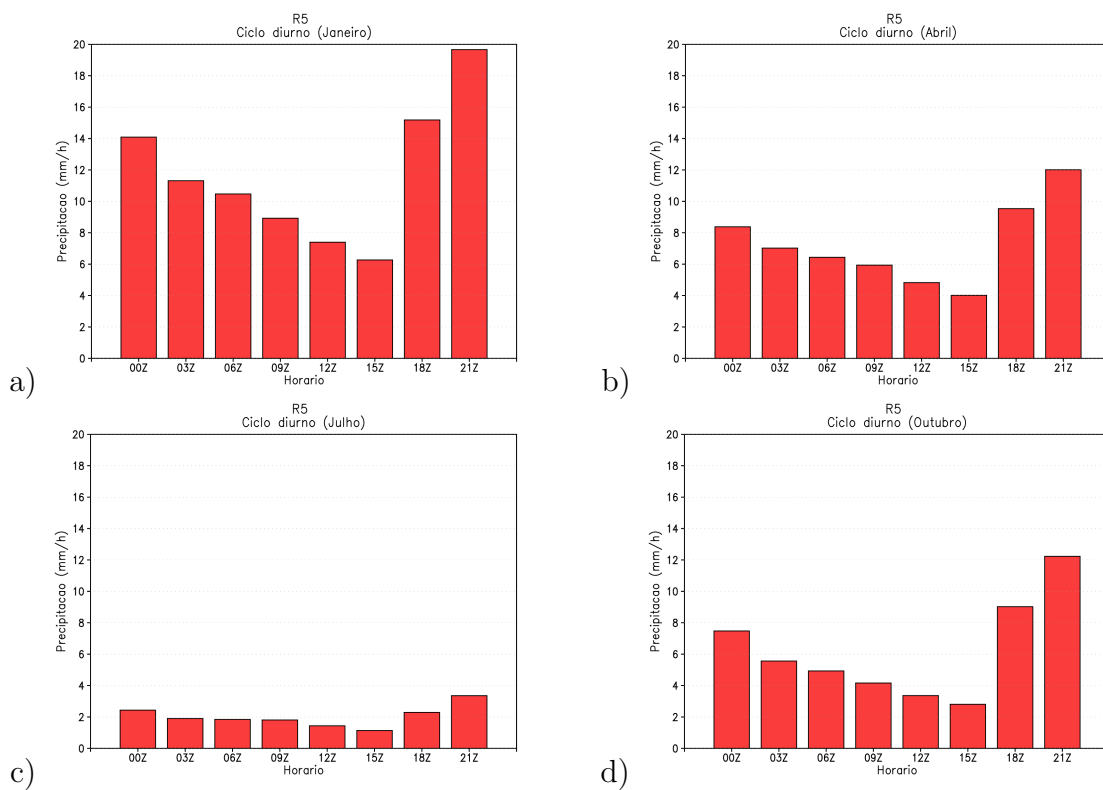


Figura A.9 - Ciclo diurno médio (1998-2001) da precipitação (mm/h) sobre a região R5: a) janeiro, b) abril, c) julho, d) outubro.

## Apêndice B: Análise do desempenho das previsões do modelo BRAMS utilizando diferentes tipos de fechamento (EXP0)

A disponibilidade de umidade devido à ocorrência de precipitação varia em todo o globo e depende de diversos fatores, tanto locais como globais. A variabilidade da precipitação está também associada à localização geográfica, e os padrões de ventos e efeitos orográficos determinam a ocorrência desta variável. Por outro lado, a precipitação também define os padrões de outras variáveis meteorológicas. A variabilidade diária da temperatura, por exemplo, varia em função da nebulosidade devido à redução da radiação solar que chega na superfície. Em escala global, a variação da precipitação está diretamente associada às mudanças sazonais da distribuição de calor latente e seus efeitos na alteração das grandes células de circulação geral, como a célula de Walker. Em vista do exposto, é importante o conhecimento a respeito do comportamento das principais variáveis meteorológicas simuladas pelo modelo BRAMS.

### B.1 Precipitação acumulada

Durante o mês de dezembro de 2004, acumulados de precipitação superiores a 300 mm foram observados nas Regiões Norte e Centro-Oeste do Brasil (figura não mostrada). No sudeste da América do Sul, predominaram acumulados de 50 mm a 200 mm. No NEB, os maiores acumulados foram observados na faixa oeste, da ordem de 100 mm a 300 mm, tendo em vista que nesta época do ano, do Sertão à zona da Mata, são observados tipicamente mínimos volumes de precipitação associados à estação seca.

O cálculo do viésM das simulações de até 48h com saídas a cada 3h do EXP0 indicou que o modelo apresentou viésM positivo da precipitação (superestimativa) em todas as versões do modelo, em todas as áreas analisadas. Os fechamentos KF e EN apresentam maior superestimativa durante o final da tarde. O fechamento KF apresentou o viésM mais elevado nas regiões sul, norte e centro-oeste (Figuras B.1a, B.1c e B.1d), enquanto que o EN teve desempenho inferior aos demais membros individuais nas regiões sudeste e nordeste (Figuras B.1b e B.1e). No fechamento KF, calcula-se  $m_b$  a fim de remover a instabilidade dentro de um específico intervalo de tempo. Para o cálculo de  $m_b$  pelo fechamento KF, são utilizadas no BRAMS três variações para a escala de tempo (1200, 1800 e 2400 segundos). A superestimativa da precipitação do fechamento KF pode estar relacionada a este parâmetro, pequeno para remover toda a instabilidade.

Os menores viésM em cada região foram obtidos com a utilização dos seguintes fechamentos: AS na região sul (Figura B.1a), com 1,05 mm; LO na Região Sudeste (Figura B.1b), com 1,15 mm; GR e AS na região norte (Figura B.1), da ordem de 0,87 mm; LO na região centro-oeste (Figura B.1d), da ordem de 1,04 mm; AS na região nordeste (Figura B.1e), da ordem de 0,42 mm.

Em contraste com os resultados de Grell (1993), que indicou que os fechamentos baseados na convergência de umidade integrada verticalmente ocasionam subestimativa das taxas de precipitação, neste caso observou-se que o fechamento MC teve viésM positivo, mais elevado do que o fechamento AS, baseado na hipótese de quase equilíbrio convectivo, considerado por Grell (1993) como uma boa hipótese a ser aplicada em modelos de mesoescala.

## B.2 Temperatura a 2 metros

A temperatura do ar a 2 metros é uma variável diagnóstica, obtida a partir da aplicação da teoria de similaridade de Monin-Obukhov (ARYA, 2001) e da utilização da temperatura média entre o primeiro nível sigma do modelo e a temperatura do solo. Por isso, é comum verificar erros maiores no período da tarde, quando os fluxos de calor sensível são mais intensos.

O modelo apresentou viésM negativo durante o período da tarde e viésM positivo durante o período noturno (Figura B.2), exceto na região nordeste (Figura B.2e), onde o viésM foi predominantemente negativo. As maiores superestimativas foram observadas durante a madrugada, entre as 03:00 UTC e 06:00 UTC, enquanto que as maiores subestimativas ocorreram às 15:00 UTC. O comportamento médio do viésM indicou baixos valores pois as sub e superestimativas se equiparam em magnitude, resultando em uma média próxima de zero. Isto indica um erro sistemático do modelo em todas as versões analisadas, e independente do fechamento adotado.

O RMSV da temperatura a 2 metros (Figura B.3) evidenciou que os maiores erros foram obtidos aproximadamente no horário de maior aquecimento da superfície (às 18:00 UTC), enquanto que os menores erros ocorrem às 03:00 UTC, em ambas as regiões. Em geral, o modelo teve desempenho semelhante independente do fechamento escolhido e as menores amplitudes dos erros foram observadas na região nordeste (Figura B.3e).



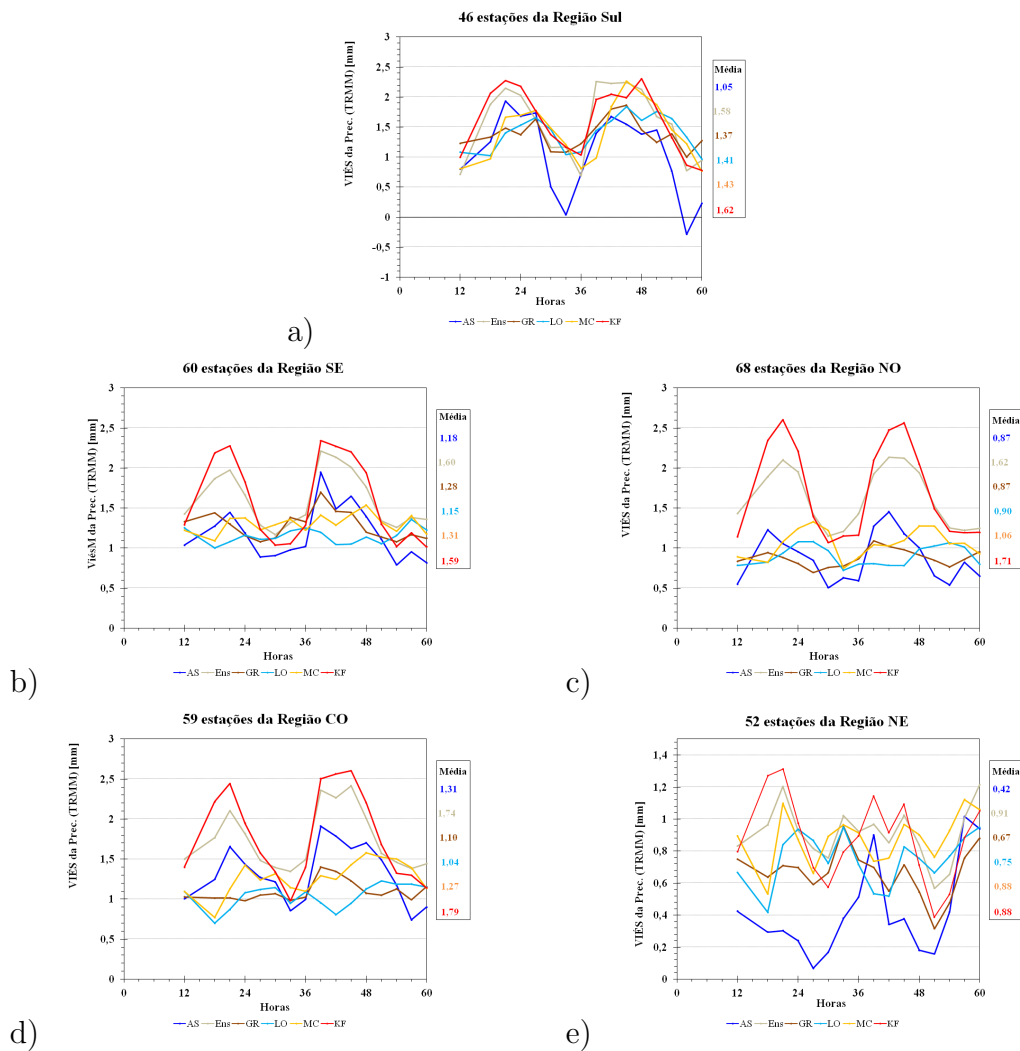


Figura B.1 - Viés médio da precipitação (mm) do período das 12:00 UTC do dia 01/12/2004 às 12:00 UTC do dia 31/12/2004 para as regiões a) sul, b) sudeste c) norte d) centro-oeste e e) nordeste.

### B.3 Vento

As componentes zonal e meridional do vento simuladas pelo modelo BRAMS foram analisadas no primeiro nível sigma do modelo. Por isso, os erros identificados nas análises podem ter uma componente associada a este fator. Em relação ao vento zonal, na maioria das horas de simulação predominou viésM negativo (Figura B.4) em todas as versões do modelo e áreas analisadas. No horário das 00:00 UTC é que ocorrem os maiores erros, enquanto que os menores foram observados às 15:00 UTC. Santos e Silva (2009), analisando a variabilidade intrassazonal do o regime de ventos de leste e oeste na Fazenda Nossa Senhora, localizada em Rondônia (coordenadas geográficas 10°45'S e 62°22'W) verificou que o modelo BRAMS apresentou tendên-

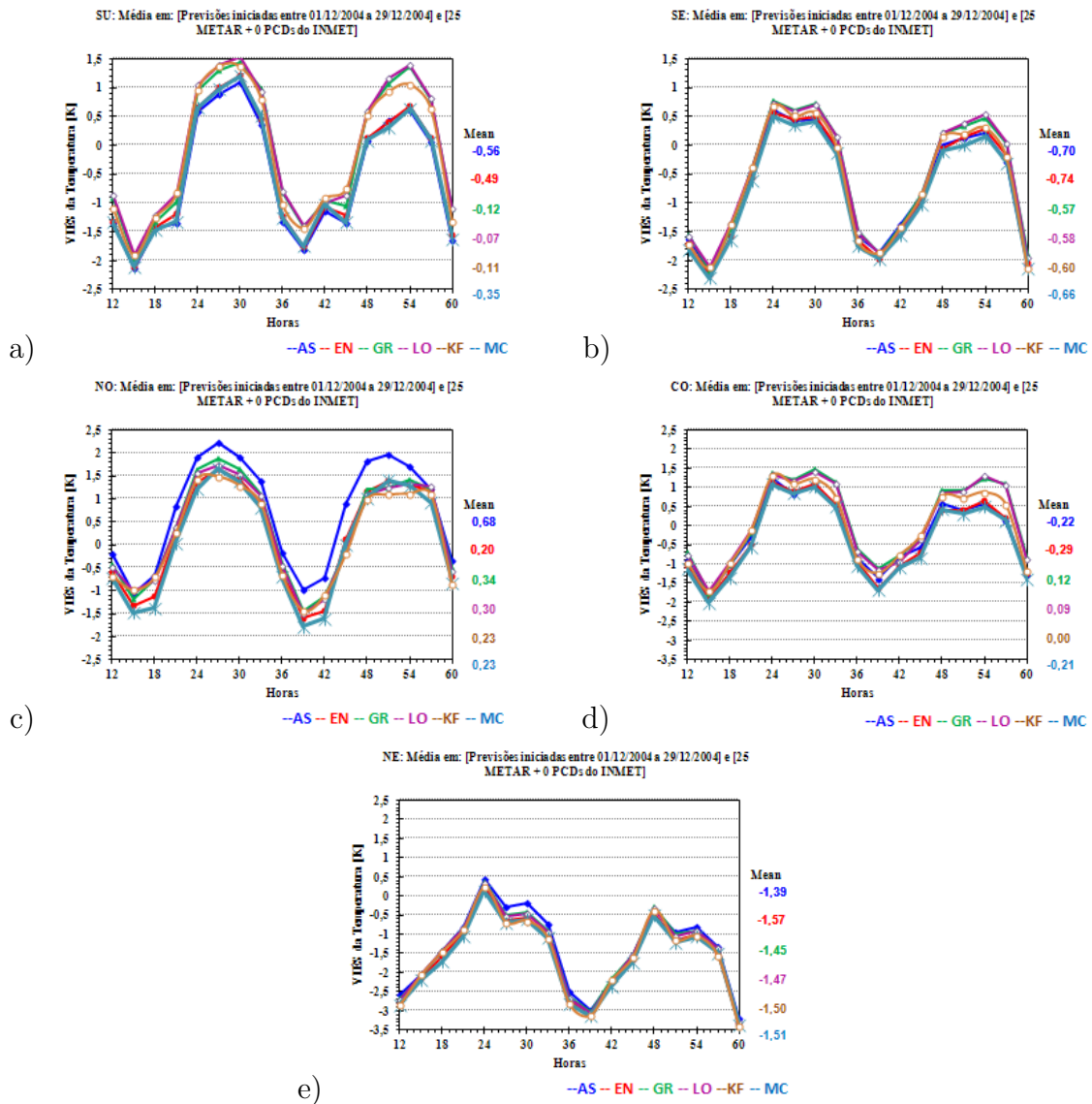


Figura B.2 - Viés médio da temperatura do ar a 2 metros (K) do período das 12:00 UTC do dia 01/12/2004 às 12:00 UTC do dia 31/12/2004 para as regiões a) sul, b) sudeste c) norte d) centro-oeste e e) nordeste.

cia de subestimar a componente zonal do vento em baixos níveis, apesar de ter reproduzido de forma satisfatória os distintos regimes de ventos.

Com exceção das regiões sudeste e centro-oeste (Figuras B.5b e B.5d), o comportamento do RMSV do vento zonal (Figura B.5) foi semelhante, mas teve menor intensidade na região nordeste (Figura B.5e). Estes resultados demonstram que há também na modelagem do vento zonal erros sistemáticos que independem do fechamento utilizado. Tais erros podem estar associados à adoção do vento no primeiro nível sigma. Entretanto, como poderá ser verificado na Seção 4.3, o vento a 10 metros

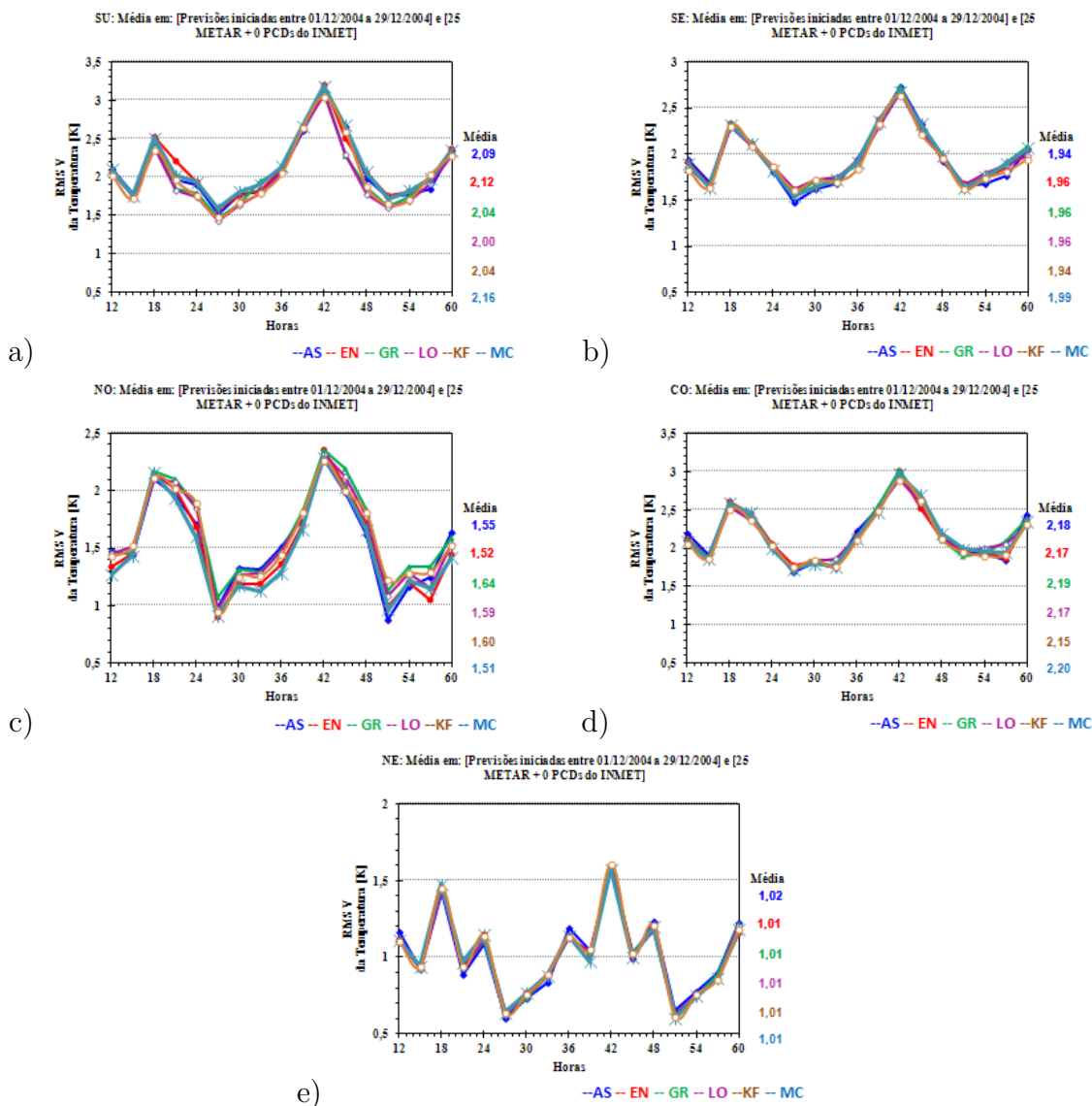


Figura B.3 - RMSV médio da temperatura do ar a 2 metros (K) do período das 12:00 UTC do dia 01/12/2004 às 12:00 UTC do dia 31/12/2004 para as regiões a) sul, b) sudeste c) norte d) centro-oeste e e) nordeste.

de altura também foi subestimado pelo modelo BRAMS.

A variação diária do vento zonal é bem simulada pelo modelo nas regiões sul, sudeste e centro-oeste (figura não mostrada) por todas as versões do modelo. Especialmente na Região Sudeste do Brasil, a boa simulação do vento zonal em baixos níveis da atmosfera é importante, tendo em vista que o escoamento de oeste predominante sobre esta Região está associado ao transporte de umidade e calor da Bacia Amazônica para a região da ZCAS durante os meses de verão (FERREIRA et al., 2003; GAN et al., 2004). Entre os dias 25 a 29 de dezembro de 2004 foi registrado um episódio de

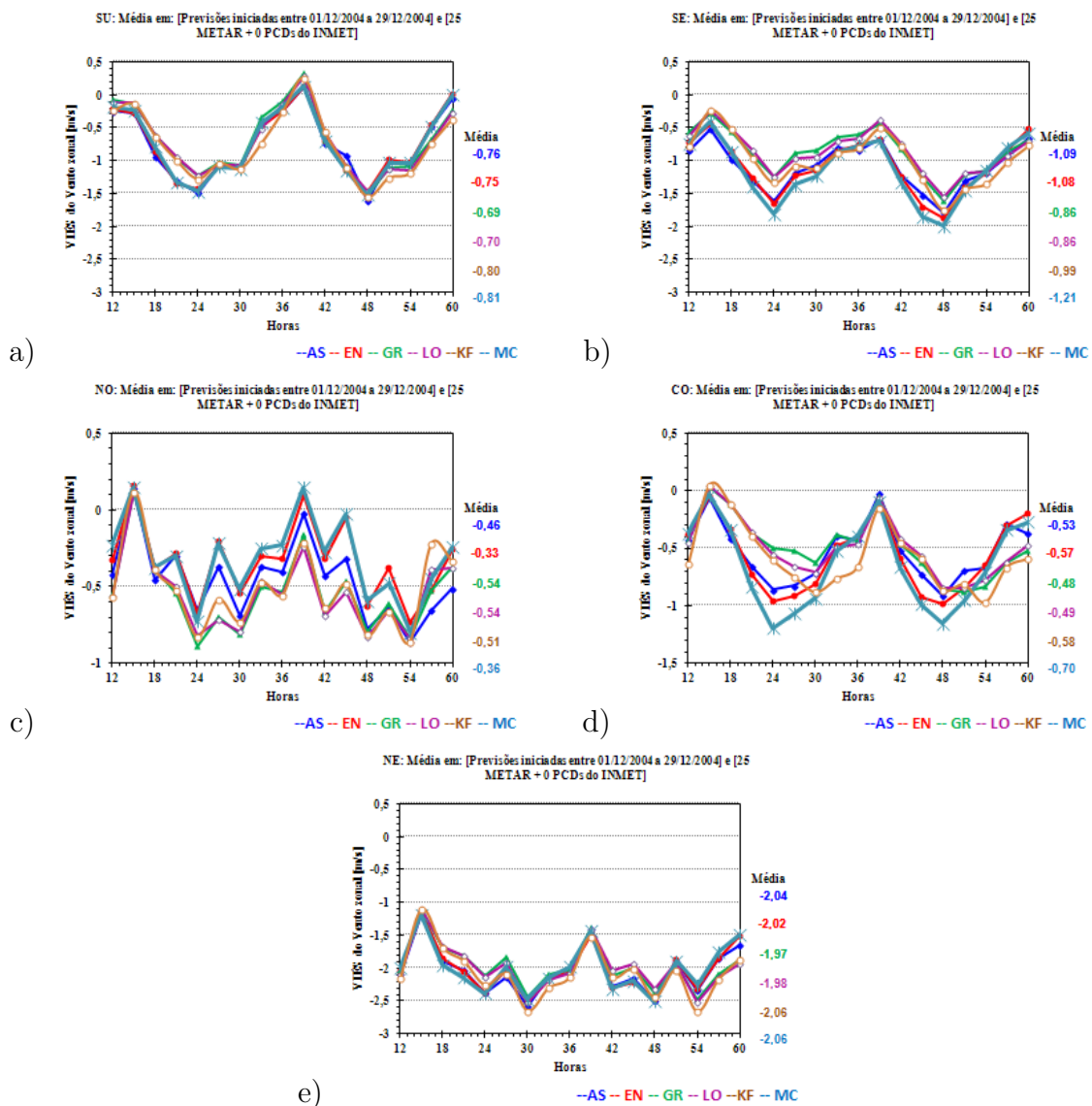


Figura B.4 - Viés médio do vento zonal, em m/s, do período das 12:00 UTC do dia 01/12/2004 às 12:00 UTC do dia 31/12/2004 para as regiões a) sul, b) sudeste c) norte d) centro-oeste e e) nordeste.

ZCAS (CLIMANÁLISE, 2004), que provocou chuvas intensas principalmente sobre o Sudeste. Durante esse período foi registrado vento zonal predominantemente de oeste sobre a Região Centro-Oeste do Brasil, que foi em geral bem simulado por todas as versões do modelo (figura não mostrada). As maiores discrepâncias foram encontradas na região norte, entre os dias 18 a 25, quando todas as versões do modelo simularam o vento zonal negativo (de leste), enquanto que as observações indicavam vento zonal positivo (de oeste) (figura não mostrada).

Assim como o vento zonal, o vento meridional também foi subestimado pelo modelo

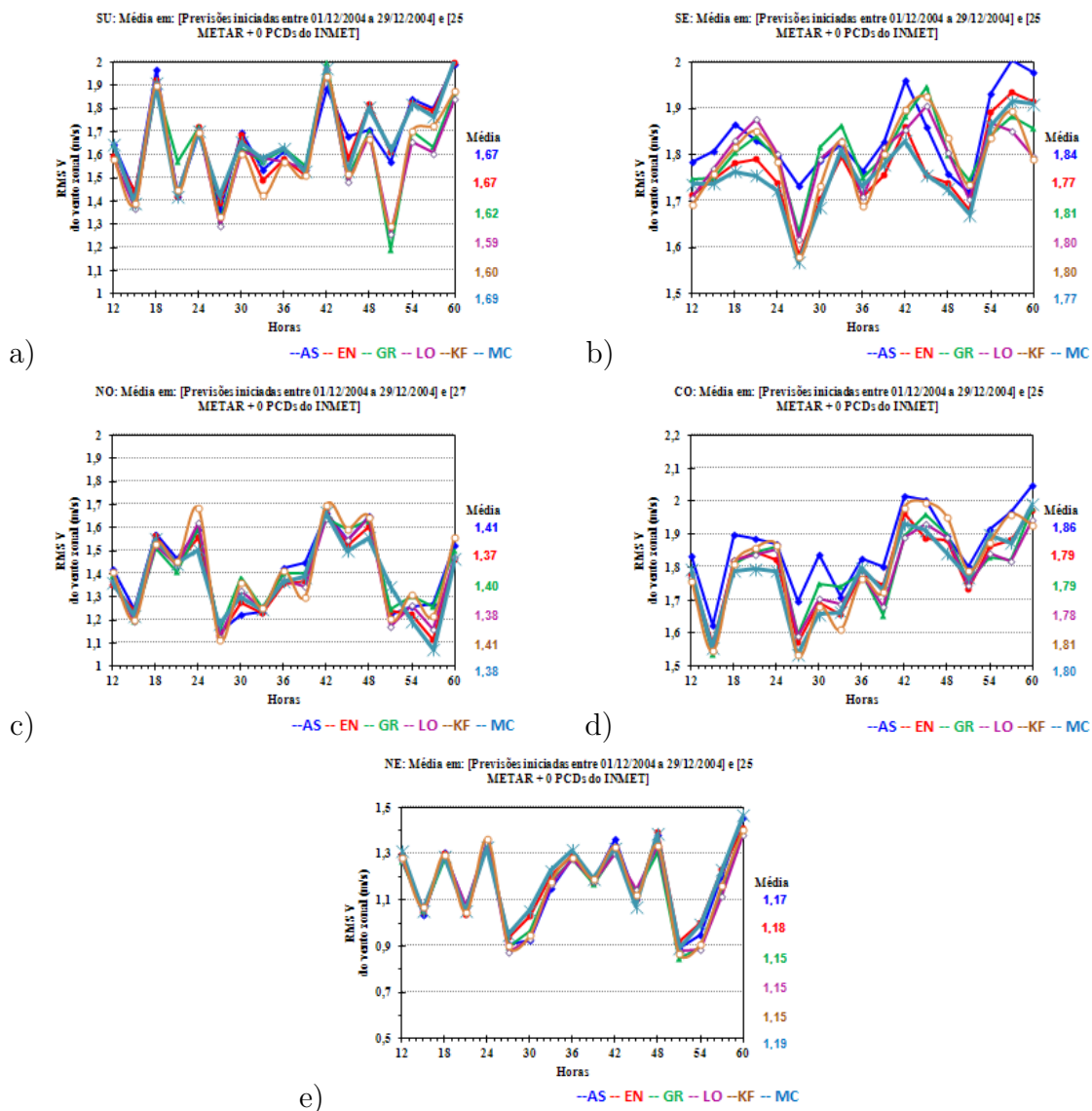


Figura B.5 - RMSV médio do vento zonal, em m/s, do período das 12:00 UTC do dia 01/12/2004 às 12:00 UTC do dia 31/12/2004 para as regiões a) sul, b) sudeste c) norte d) centro-oeste e e) nordeste.

BRAMS em suas seis versões (Figura B.6). Os menores valores de viésM foram obtidos utilizando o fechamento KF nas regiões centro-oeste, nordeste e norte.

O maior RMSV do vento meridional (figura não mostrada) tende a ocorrer em torno das 15:00 UTC. Os maiores erros foram observados sobre as regiões sul, sudeste e centro-oeste. O vento meridional é especialmente importante para estas regiões, pois ventos predominantemente de norte direcionados para o sul do Brasil e norte da Argentina contribuem para a formação de CCM nestas áreas, principalmente durante a primavera e verão (SALIO et al., 2007). Já nas regiões sudeste e centro-

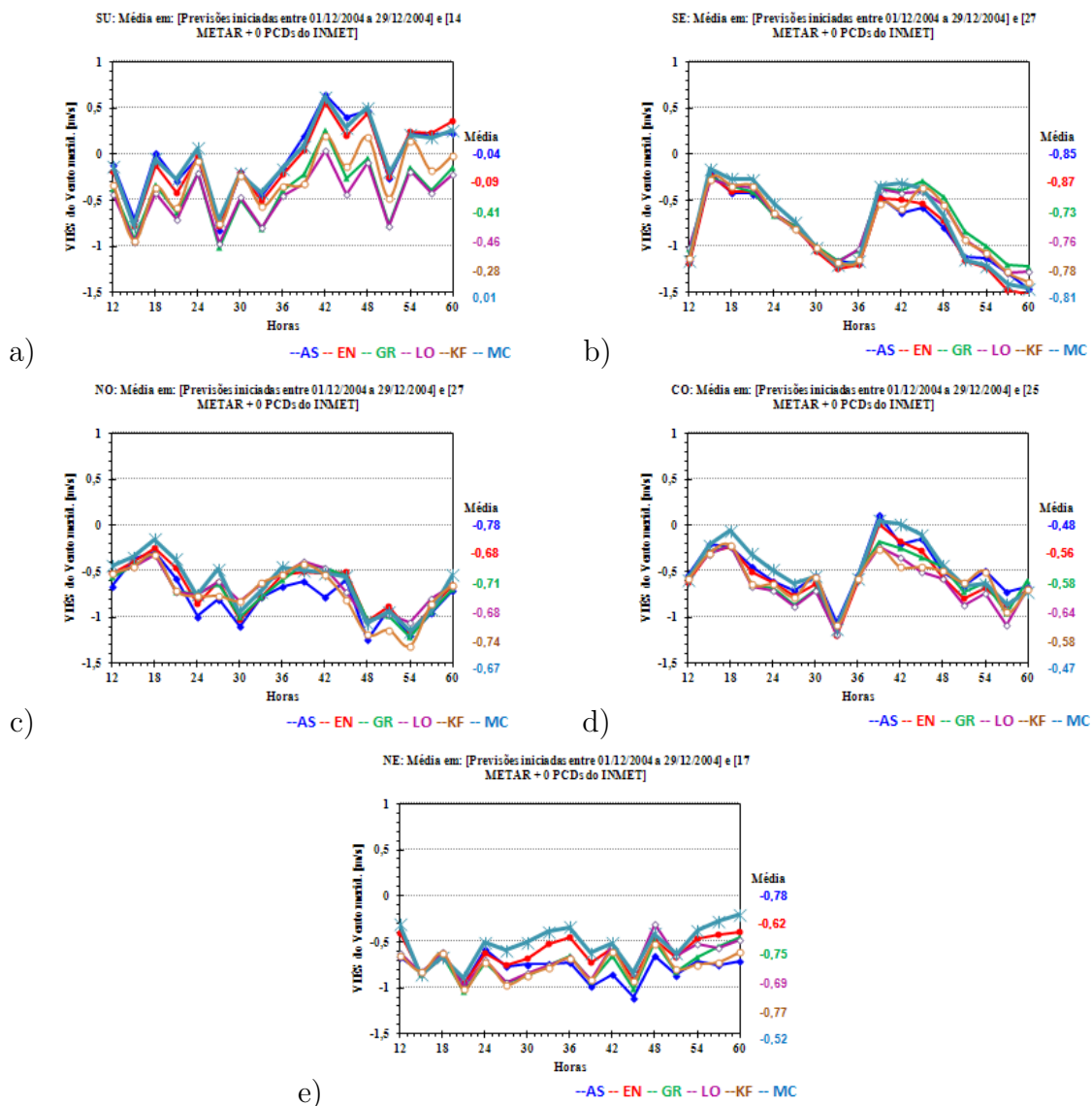


Figura B.6 - Viés médio do vento meridional (m/s) do período das 12:00 UTC do dia 01/12/2004 às 12:00 UTC do dia 31/12/2004 para as regiões a) sul, b) sudeste c) norte d) centro-oeste e e) nordeste.

oeste, o vento meridional predominantemente de norte é importante e caracteriza o escoamento de noroeste proveniente da Bacia Amazônica, dando suporte à ZCAS.

Para as demais áreas, os erros tiveram aproximadamente a mesma magnitude. Os menores erros foram obtidos com o fechamento GR em quase todas as regiões, com exceção do norte, onde o menor RMSV foi obtido com o fechamento LO.

Apesar de subestimado, o vento meridional foi bem simulado por todas as versões do modelo na região sudeste (figura não mostrada). Os máximos e mínimos do vento

meridional foram bem representados por todas as versões do modelo (figura não mostrada). Na região sul, o BRAMS atrasou as oscilações associadas aos máximos e mínimos do vento meridional. A simulação esteve mais próxima da observação entre os dias 21 a 28 (figura não mostrada). O mesmo comportamento foi observado na região centro-oeste, porém, o período melhor representado pelo modelo foi de 25 a 29 (figura não mostrada). Comportamento bastante variável ocorreu na região norte (figura não mostrada).

#### **B.4 Pressão ao nível do mar**

A pressão ao nível médio do mar foi a variável que apresentou maior discrepância entre as simulações com diferentes fechamentos (Figura B.7). No entanto, ambas as versões apresentaram a mesma evolução do viésM. Verificou-se a predominância de subestimativa da pressão em todas as áreas. Nas regiões sul e norte (Figuras B.7a e B.7c, respectivamente), as variações do viésM foram mais suaves, apresentando um mínimo entre as 15:00 UTC e 00:00 UTC, e máximo às 09:00 UTC. Nas regiões sudeste, centro-oeste e nordeste (Figuras B.7b, B.7d e B.7e, respectivamente), foram verificadas flutuações maiores no viésM.

Com exceção das regiões norte e nordeste (Figuras B.8c e B.8e), onde as variações de pressão são menores ao longo do dia, verificou-se aumento do RMSV com o aumento do tempo de integração nas demais regiões (Figuras B.8a, B.8b e B.8d). Observou-se os maiores erros na região sul (Figura B.8a), onde tipicamente tem-se a passagem de sistemas frontais ao longo do mês de janeiro, o que contribui para a maior variabilidade da pressão ao nível médio do mar. Por isso, é mais difícil para o modelo simular os padrões de pressão na região sul, onde a escala sinótica é dominante.

Em comparação com os valores observados de pressão (figura não mostrada), pode-se observar que a evolução das simulações acompanha razoavelmente bem o comportamento observado. O que ocorre é a intensa subestimativa que ocasiona o aumento dos erros das simulações.



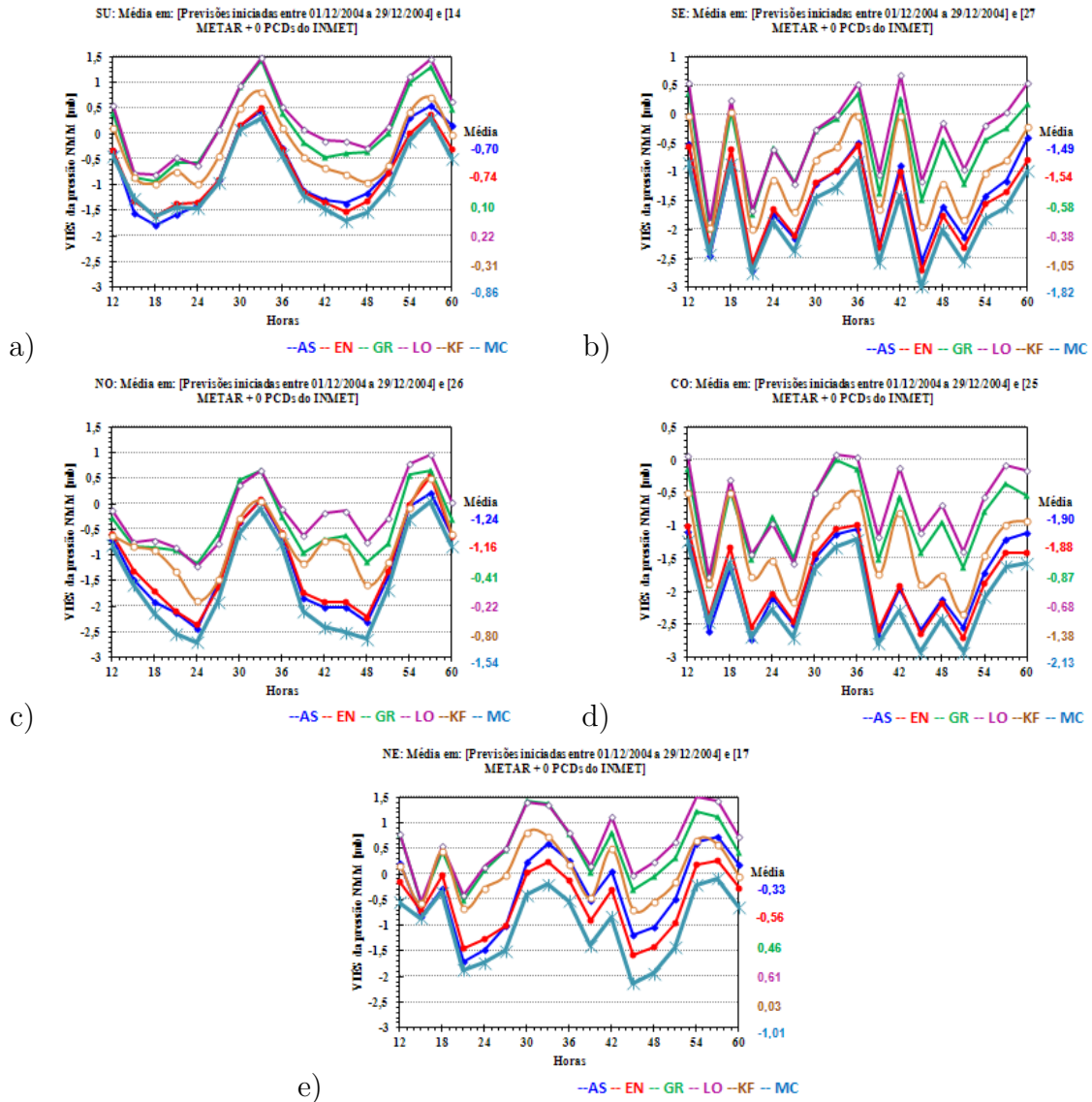


Figura B.7 - Viés médio da pressão ao nível médio do mar do mar (mb) do período das 12:00 UTC do dia 01/12/2004 às 12:00 UTC do dia 31/12/2004 para as regiões a) sul, b) sudeste c) norte d) centro-oeste e e) nordeste.



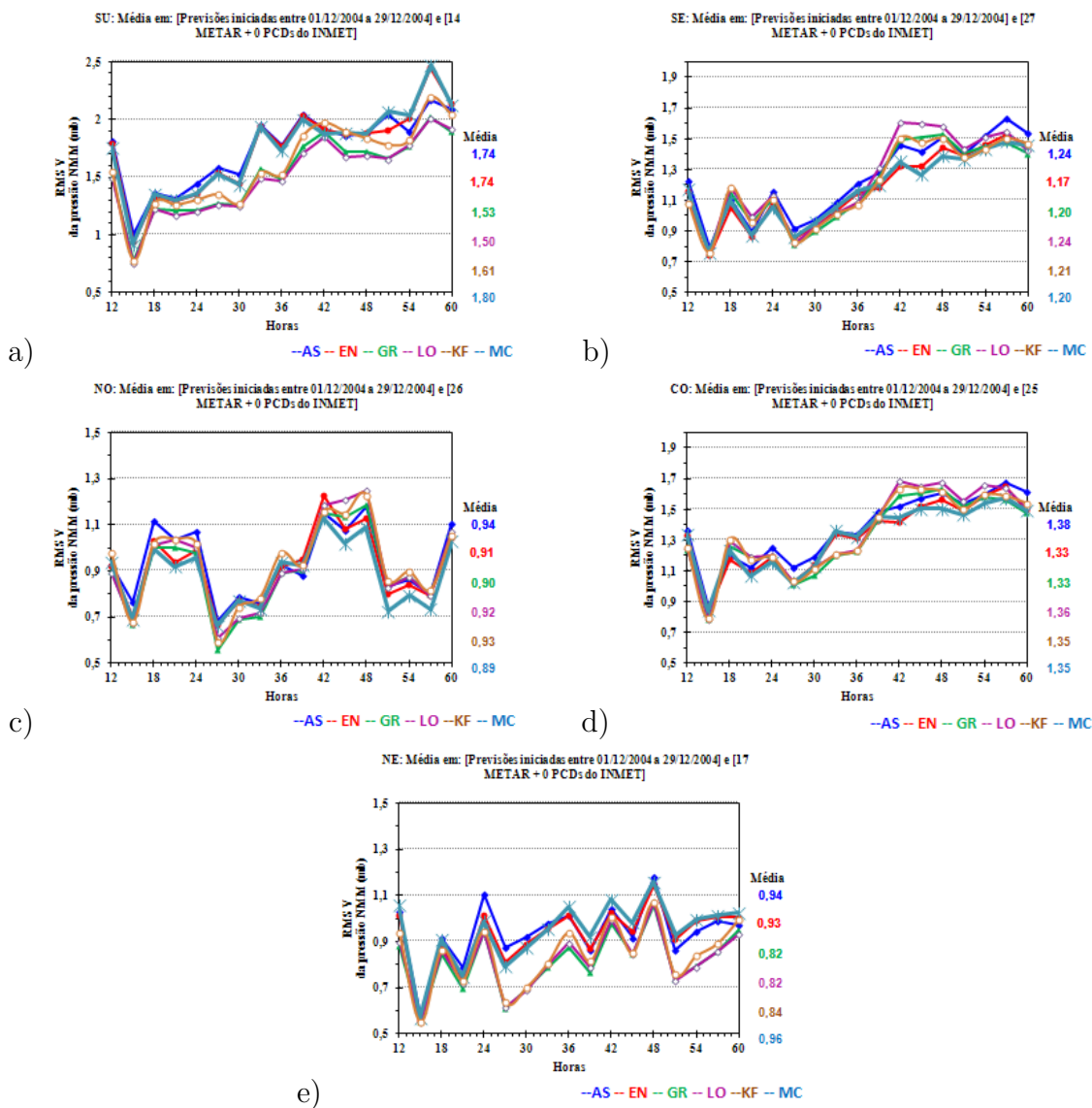


Figura B.8 - RMSV médio da pressão ao nível do mar (mb) do período das 12:00 UTC do dia 01/12/2004 às 12:00 UTC do dia 31/12/2004 para as regiões a) sul, b) sudeste c) norte d) centro-oeste e e) nordeste.



## Apêndice C: Estudo de caso

Com o objetivo de analisar o desempenho do modelo BRAMS utilizando o esquema de GD ponderado objetivamente, foi realizado o estudo do período de 13 a 19 de janeiro de 2008. Este período foi escolhido por abranger a ocorrência de diversos fenômenos de tempo associados à formação de intensa convecção sobre a América do Sul. De acordo com o Boletim Climanálise de janeiro de 2008 (CLIMANÁLISE, 2008), chuvas intensas observadas durante o mês estiveram associadas principalmente à atuação da Alta da Bolívia, à ocorrência de ZCAS e à formação de áreas de instabilidade em diversa áreas do continente. Especialmente entre os dias 13 e 19 de janeiro, eventos severos causaram transtornos à população das Regiões Sul e Sudeste do Brasil. Foram observadas linhas de instabilidade na costa norte/nordeste do continente e Brasil Central, Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) no sul da América do Sul e a passagem de um sistema frontal que causou chuvas intensas no Sul e Sudeste do Brasil.

O acumulado total mensal (Figura C.1a) em grande parte do centro-norte do continente foi superior a 400 mm. Acumulados de precipitação superiores a 200 mm foram observados no oeste do Rio Grande do Sul, norte da Argentina e Paraguai. Em termos de anomalias de precipitação (figura não mostrada) em relação à média climatológica dos dados do MERGE, ocorreram desvios superiores a 200 mm nestas regiões, além do oeste da Região Centro-Oeste e Bolívia. Somente entre os dias 14 a 19 de janeiro (Figura C.1b), observou-se um máximo superior a 300 mm ao norte da Ilha de Marajó, no Pará, no oeste deste Estado, bem como no oeste do Amazonas. Também, a atuação de um SCM ocasionou acumulados superiores a 100 mm no norte da Argentina e oeste do Rio Grande do Sul.

De acordo com as imagens de satélite do período de 14 de janeiro às 12:00 UTC a 19 de janeiro às 12:00 UTC (Figura C.2), observou-se a atuação da ZCIT, que contribuiu para a instabilidade na costa norte/nordeste da América do Sul. Também, difluência em altos níveis associada à Alta da Bolívia contribuiu dinamicamente para o disparo convectivo ao intensificar a convergência de umidade e massa em baixos níveis (figura não mostrada). A partir das 17:00 UTC do dia 15 de janeiro (Figura C.2f) observou-se a formação de uma forte área de convecção sobre o Oceano Atlântico Tropical, próximo ao Brasil, que atingiu seu estágio maduro às 05:00 UTC do dia 16 (Figura C.2h) devido à presença da ZCIT. Os ventos alísios associados a este sistema contribuíram para a formação de aglomerados convectivos ao longo da costa do NEB e Pará.

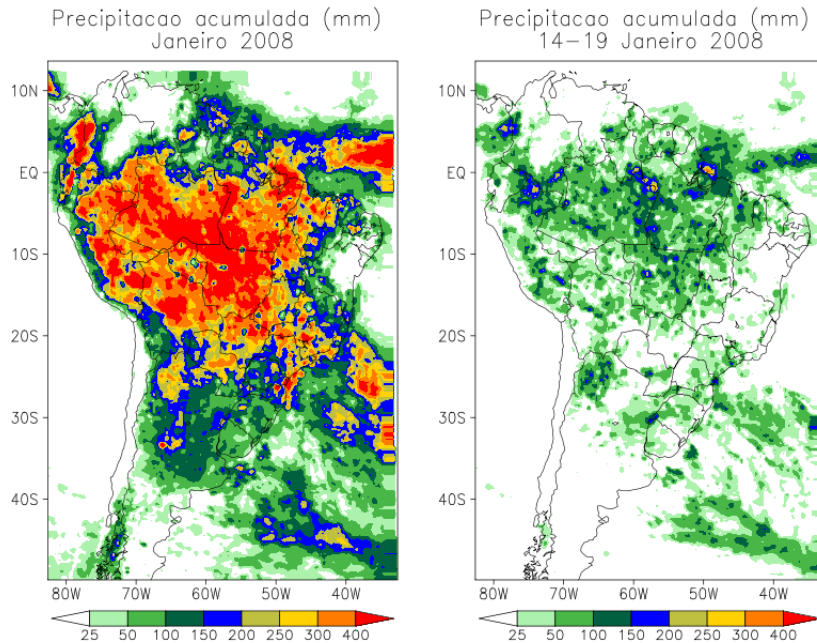


Figura C.1 - Precipitação acumulada a) no mês de janeiro de 2008 e b) entre os dias 14 a 19 de janeiro de 2008.

A costa nordeste da América do Sul sofre influência da interação entre as escalas local e grande escala (CAVALCANTI, 1982). A primeira está associada à formação de brisas marítimas em resposta ao gradiente horizontal de pressão, gerado pelo contraste térmico entre o continente e o oceano. Durante o dia, devido ao maior aquecimento da superfície do continente, ocorre o abaixamento da pressão, formando um gradiente entre o mar, com pressão relativamente maior que o continente, impulsionando o movimento do ar em direção ao continente. Este movimento gera divergência e convergência em diferentes pontos, o que faz com que se estabeleça uma célula de circulação. Esta por sua vez provoca o aumento da intensidade do vento, diminuição da temperatura sobre o continente e aumento da umidade ao longo da costa, resultado da brisa marítima. Neste processo, ocorre a ascendência do ar sobre o continente durante o dia e a formação de uma linha constituída de nuvens cumulonimbus ao longo da costa. Este sistema, conhecido como Linha de Instabilidade (LI), pode se propagar por quilômetros continente adentro, principalmente para o interior da Bacia Amazônica, com velocidade média de até 60 km/h (RICKENBACH, 2004; COHEN et al., 2009). Na grande escala, a ZCIT tem papel fundamental para a formação da convecção ao longo da costa em forma de linhas. A convergência de massa e umidade devido à ZCIT altera a posição das LI, que aparecem com maior frequência nos períodos em que a ZCIT está mais organizada (CAVALCANTI, 1982). A interação entre a escala local e a grande escala se dá também pela influência da di-

vergência associada à brisa marítima sobre a ZCIT, suprimindo a convecção próximo à costa, na área oceânica (CAVALCANTI, 1982). Também, a formação de distúrbios convectivos ao longo da ZCIT estão associados à propagação de ondas (TULICH; KILADIS, 2012), as quais agem para redistribuir o calor latente liberado para as regiões mais secas (DIAS, 2010).

Nas imagens de satélite mostradas na Figura C.2, é possível identificar a formação de LI's. Uma destas se formou entre o noroeste do Pará e a costa do Rio Grande do Norte, com extensão aproximada de 1770 km no dia 16 de janeiro às 18:00 UTC (Figura C.2j). Seu ponto central foi identificado em aproximadamente 3°S e 44°W, de acordo com a análise subjetiva das imagens de satélite. O sistema avançou aproximadamente 100 km continente adentro, sendo caracterizado como uma Linha de Instabilidade Costeira (LIC), seguindo os critérios de Cohen (1989), que considera uma LIC aquela cujo ponto central se propaga até 170 km além da costa. A LI alcançou seu estágio maduro por volta das 20:00 UTC do dia 16 (Figura C.2k). Seu ciclo de vida durou aproximadamente 4h.

A segunda LI se formou ao longo da costa norte/nordeste do Brasil, desde a Ilha de Marajó, no Pará, até o Ceará, com extensão aproximada de 1440 km e teve início em torno das 16:30 UTC do dia 17 de janeiro (Figura C.2m). Tal sistema foi classificado como uma LI com Propagação do Tipo 1 (LIT1), de acordo com o critério de Cohen (1989). Para ser uma LIT1, seu ponto central deve se propagar entre 170 km e 400 km desde a costa, a partir do início de sua formação, até o período de dissipação. Esta classificação leva em consideração a distinção entre as LI que se propagam continente adentro daquelas que se dissipam em poucas horas, ainda próximo à costa (COHEN, 1989). A LIT1 alcançou sua fase madura por volta das 21:00 UTC (Figura C.2n). A partir das 23:00 UTC (Figura C.2o), a parte leste da LI começou a se dissipar, enquanto que a porção oeste do sistema manteve deslocamento para sudoeste, perdendo características de uma LI a partir das 00:00 UTC do dia 18 (Figura C.2p), passando a um aglomerado intenso de convecção. Este novo sistema se propagou até a região central do Pará, fortalecendo aglomerados convectivos que já estavam em formação (Figura C.2q) por meio das correntes descendentes tipicamente observadas na vanguarda destes sistemas. Parte de tais correntes de ar se espalham, formando a frente de rajada, causando convergência ao longo da frente.

A dissipação da LIT1 ocorreu por volta das 20:00 UTC (figura não mostrada), apresentando um ciclo de vida de 7 horas. Seu ponto central inicial esteve localizado em aproximadamente 1,5°S e 44,5°W e no final de seu ciclo em 4°S e 3,8°W, o que

resultou em um deslocamento além da costa de 248 km e velocidade de propagação da ordem de 10 m/s. Molion e Kousky (1985) e Cohen (1989) indicaram que a velocidade média de uma LIT1 é de aproximadamente 12 m/s a 16 m/s. Ressalta-se que o método de localização dos pontos centrais foi subjetivo, o que inseriu incertezas na localização exata do centro do sistema e demais características derivadas.

Ambas LI's identificadas estiveram associadas à atividade da ZCIT. De acordo com o Boletim Climanálise (CLIMANÁLISE, 2008), este sistema estava localizado próximo à sua posição climatológica (entre 2,5°N e o equador na porção mais próxima do continente sul-americano) durante o período analisado.

Além da formação das LI's ao longo da costa norte/nordeste do continente, outros sistemas convectivos foram identificados durante o período analisado. Durante o mês de janeiro de 2008, cinco sistemas frontais atuaram no Brasil (CLIMANÁLISE, 2008). Um destes sistemas avançou pelo sul da América do Sul no dia 16 de janeiro, organizando intensa atividade convectiva no interior da Argentina, Uruguai e Região Sul do Brasil (Figuras C.2g-C.2j). A frente fria deslocou-se até Florianópolis, em Santa Catarina, em direção ao Oceano Atlântico (Figura C.2k). Conjuntamente, observou-se a formação de um intenso SCM sobre o noroeste da Argentina, sul da Bolívia e Paraguai (Figuras C.2i-C.2l). O SCM teve um ciclo de vida de 23h, desde a sua formação até seu decaimento. A área de abrangência das nuvens com temperatura de brilho inferior  $-80^{\circ}\text{C}$  foi de aproximadamente 20 mil  $\text{km}^2$ , e perdurou por aproximadamente 8 horas. Sua fase madura foi alcançada no dia 17 às 05:00 UTC (Figura C.2l).

Foi observado no interior da Região Centro-Oeste a formação de uma LI. Seu ciclo de vida teve início a partir da organização em linha de vários aglomerados convectivos, às 01:00 UTC do dia 15 de janeiro (Figura C.2), avançando rapidamente sobre o Mato Grosso e atingindo seu estágio maduro entre as 06:00 UTC e 08:00 UTC (Figuras C.2d-C.2e). Às 17:00 UTC (Figura C.2f), o sistema dissipou completamente, apresentando um ciclo de vida de 15 horas.

Para analisar a propagação da precipitação que ocorreu na costa norte/nordeste do Brasil associada às LI, foi elaborado um diagrama Hovmöller (Figura C.3) identificando a precipitação acumulada em 3h a partir do dia 13/01 às 12:00 UTC até o dia 19/01 às 12:00 UTC, com frequência de 3h, utilizando os dados do TRMM. A média entre a faixa de latitude de 2,5°N a 10°S foi calculada para analisar a propagação zonal entre 35°W e 55°W (Figura C.3a). Também, calculou-se a precipitação média entre a faixa longitudinal de 35°W e 55°W para analisar a propagação meridional

entre 2,5°N a 10°S. A região analisada compreende toda a área de abrangência das LI observada na imagem de satélite, e é mostrada na Figura C.3c.

De 13 a 16 de janeiro, os núcleos de precipitação se propagaram predominantemente para leste (Figura C.3a), devido ao escoamento em altos níveis associado à Alta da Bolívia. Embebido ao padrão dominante de propagação para leste, observa-se pequenos deslocamentos para oeste. Este padrão está associado à propagação de distúrbios de diferentes escalas. O padrão mais dominante propaga-se para leste com velocidades da ordem de 6,4 m/s, enquanto que o padrão embebido no padrão dominante propaga-se para oeste com velocidades de aproximadamente 5 m/s. Chama a atenção o fato de que a precipitação cruza a linha equatorial. Na sequência, ao analisar a Figura (Figura C.3a) entre os dias 16 e 17 de janeiro, observa-se um núcleo de precipitação com propagação para oeste com velocidades de 24,5 m/s entre 42°W-38°W, encontrando o núcleo que cruza o equador. Estes se encontram em aproximadamente 45°W, e logo após, ficam em evidência núcleos se propagando para o sul e para o oeste (Figuras C.3a-C.3b) em velocidades de aproximadamente 24 m/s para o oeste e de 6 m/s para o sul. A resultante das componentes da velocidade é uma linha inclinada com predomínio zonal da distribuição espacial (Figura C.2n).

Entre as 00:00 UTC do dia 16 (Figura C.2g) às 00:00 UTC do dia 17 (figura não mostrada), verificou-se o predomínio da propagação da precipitação para leste devido à LIC, a qual gerou acumulados médios de 2 mm a 4 mm entre 38°W a 48°W (Figura C.3a). Entre os dias 17 às 12:00 UTC e 18 às 12:00 UTC (Figura C.3a), notou-se também propagação para leste de acumulados de 2 mm a 6 mm, com máximos no período noturno, devido à propagação da LIT1 desde 45°W até 55°W. Este sistema ativou a formação de novos aglomerados convectivos, que tiveram propagação para oeste entre o início da noite do dia 18 e início da noite do dia 19 (Figuras C.2p-C.2t), entre 48°W a 50°W, gerando um máximo superior a 10 mm/3h no nordeste do Pará (Figura C.3a).



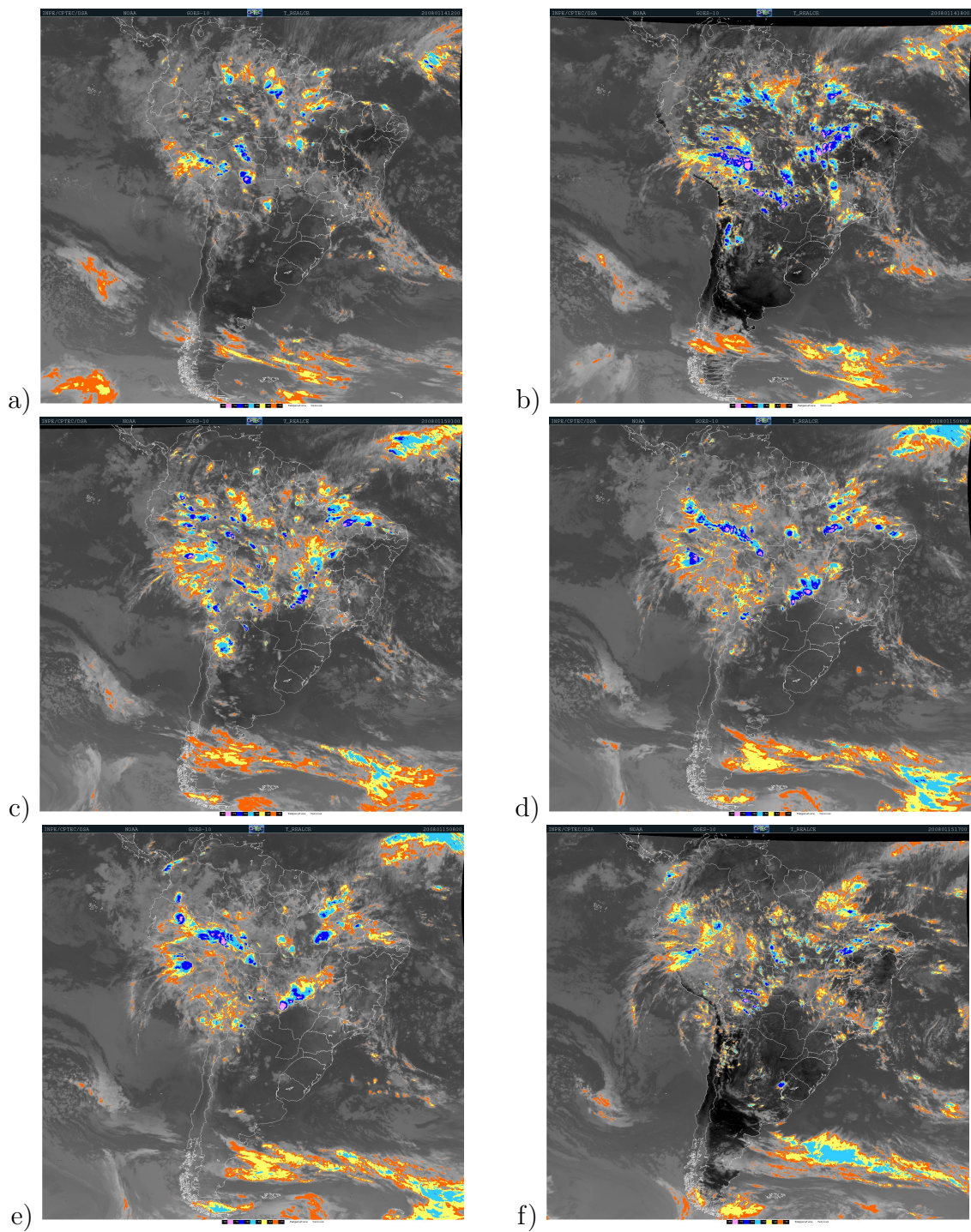


Figura C.2 - Imagem do satélite GOES-10 do período: a) 14/01/2008 12:00 UTC, b) 14/01/2008 18:00 UTC, c) 15/01/2008 01:00 UTC, d) 15/01/2008 06:00 UTC, e) 15/01/2008 08:00 UTC, f) 15/01/2008 17:00 UTC, g) 16/01/2008 00:00 UTC, h) 16/01/2008 05:00 UTC, i) 16/01/2008 12:00 UTC, j) 16/01/2008 18:00 UTC, k) 16/01/2008 20:00 UTC, l) 17/01/2008 05:00 UTC, m) 17/01/2008 16:30 UTC, n) 17/01/2008 21:00 UTC, o) 17/01/2008 23:00 UTC, p) 18/01/2008 00:00 UTC, q) 18/01/2008 06:00 UTC, r) 18/01/2008 18:00 UTC, s) 19/01/2008 00:00 UTC, t) 19/01/2008 06:00 UTC, u) 19/01/2008 12:00 UTC. (**Continua.**)



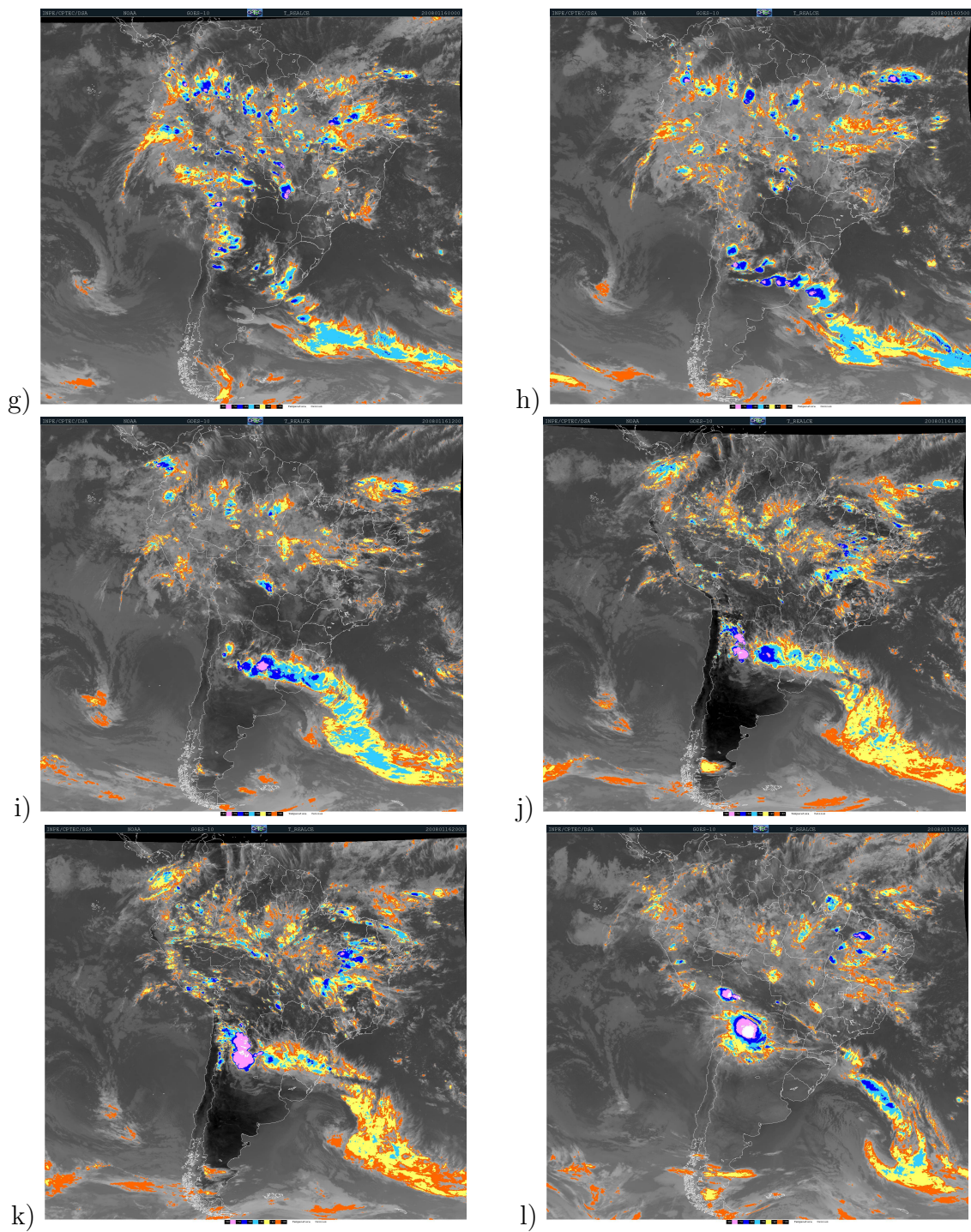


Figura C.2 - Continua.



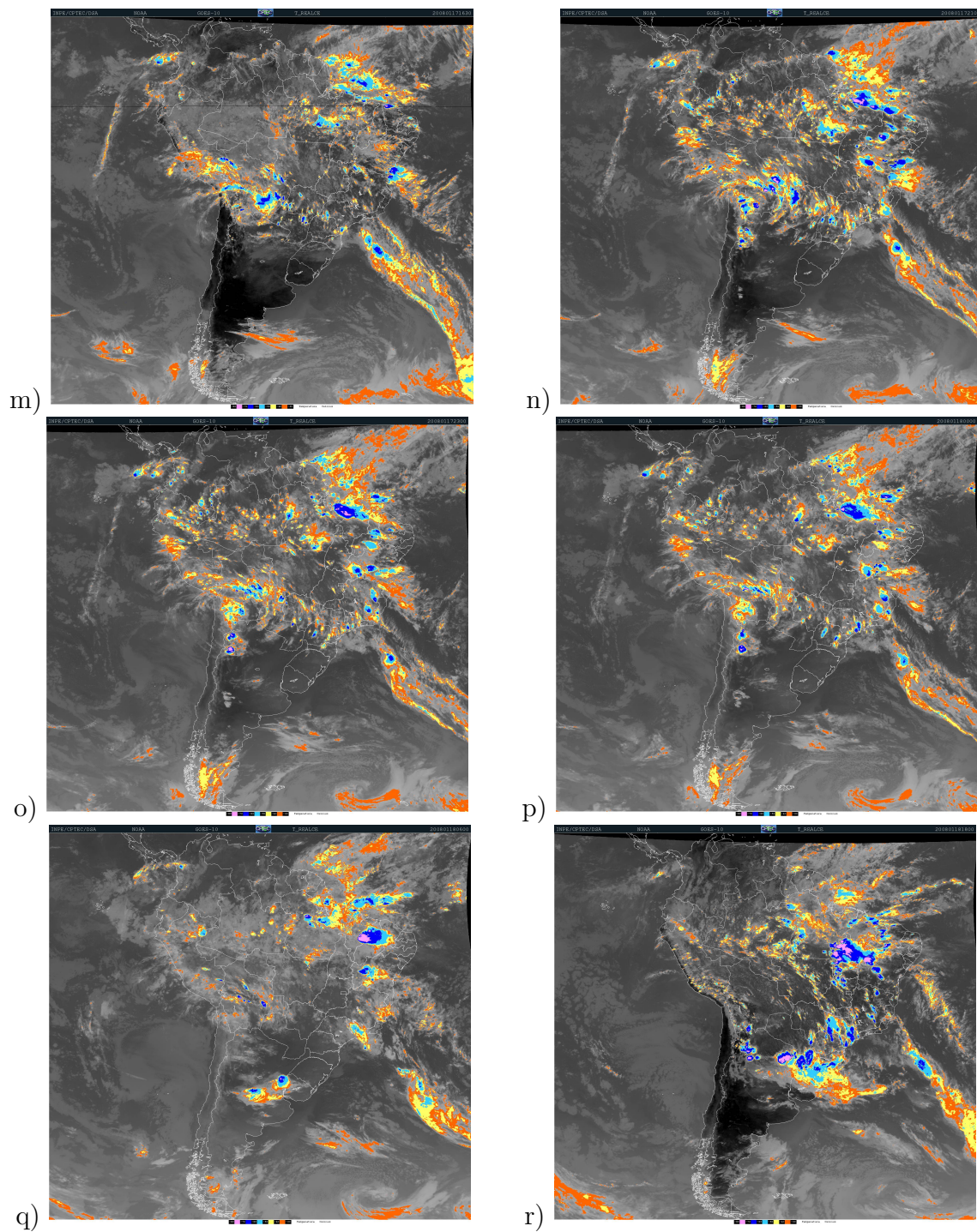


Figura C.2 - Continua.

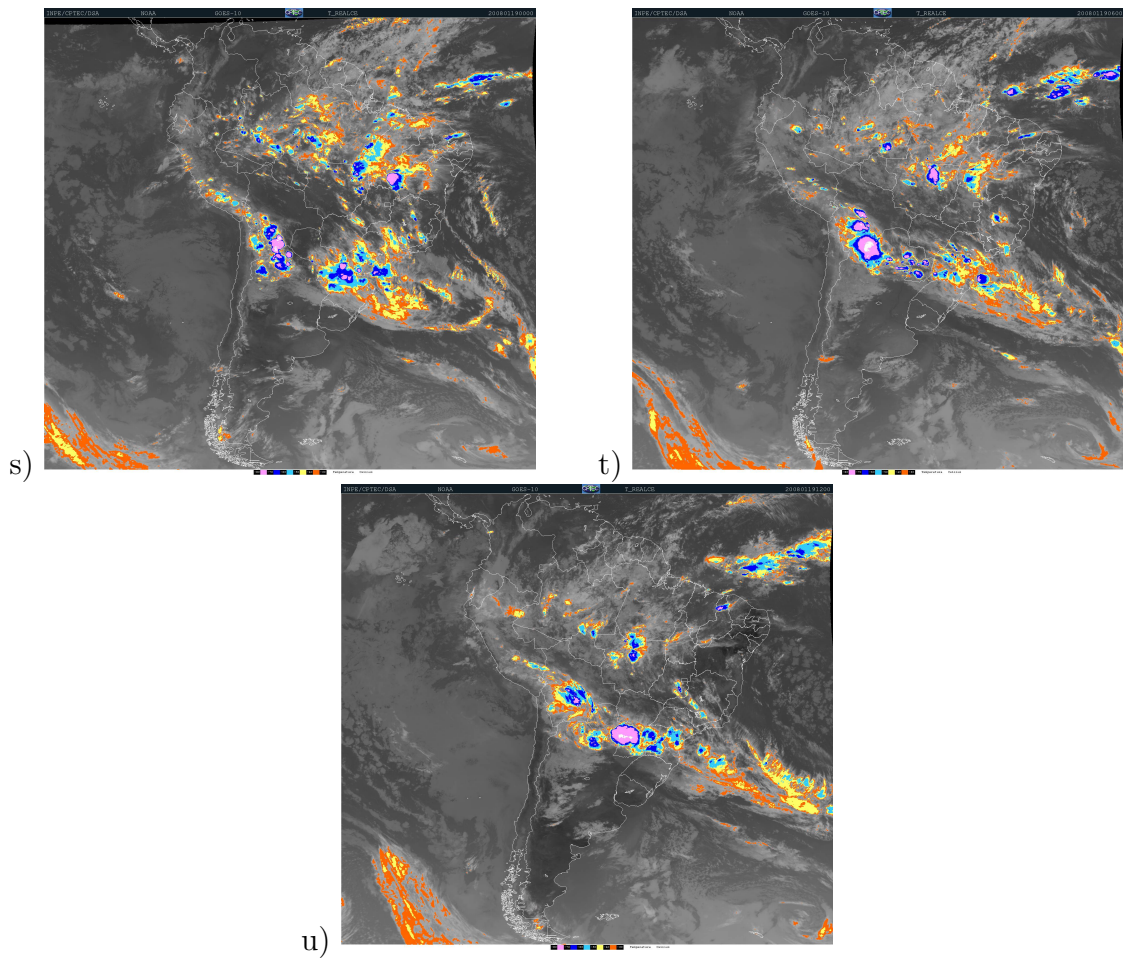


Figura C.2 - Conclusão.

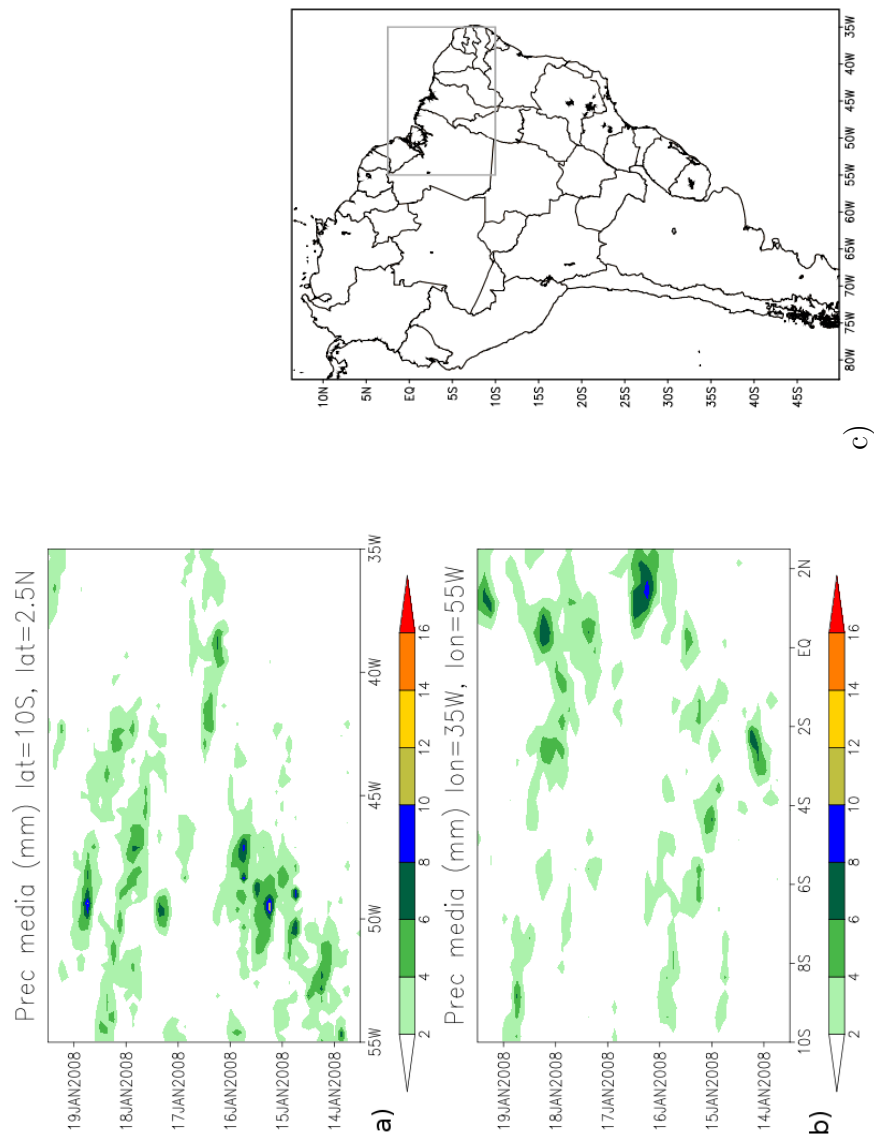


Figura C.3 - Diagrama Hovmöller da precipitação acumulada em 3h (mm) do período de 13 de janeiro às 12:00 UTC a 19 de janeiro às 12:00 UTC do ano de 2008 médio sobre a área que compreende a a) latitude de 10°S a 2,5°N e b) a longitude de 35°W a 55°W.

O Diagrama Hovmöller da média sobre as longitudes de 45°W a 55°W (Figura C.4a) e sobre as latitudes de 2,5°S a 2,5°N (Figura C.4b) contribuiu para ressaltar as características observadas na Figura C.3 por abrangerem uma área menor no cálculo da média. A análise iniciou-se no dia 13 às 12:00 UTC até o dia 19 às 12:00 UTC. Observa-se que na Figura C.4a, a precipitação mais intensa ocorreu no final da noite do dia 13 e início da manhã do dia 14, com acumulado em 3h de 12 mm, tendo um pequeno deslocamento para norte com velocidades de 4,6 m/s. No mesmo período, um núcleo de precipitação vindo de leste com velocidade de 12 m/s, intensificou-se logo após o cruzamento com o núcleo vindo do sul. O mesmo mecanismo aparenta se repetir entre os dias 15 e 16 de janeiro e nos dias 17 a 19 de janeiro. Para o núcleo entre 15 e 17, a velocidade é de aproximadamente 10,2 m/s. A propagação para o sul não é evidente na precipitação, contribuindo para uma rápida dissipação da LIC ao atingir o continente, como se observa na imagem de satélite (Figura C.2k). Para os dias 17 a 19 de janeiro, as velocidades calculadas foram de 14 m/s para oeste e 12,5 m/s para o sul, de maneira similar aos casos anteriormente analisados, e esta configuração resultou na LIT1. Uma diferença em relação aos casos anteriormente analisados é para os núcleos que partem de 12:00 UTC do dia 17. Há um núcleo se propagando para o norte, relativamente intenso, mas com velocidades menores (10,2 m/s) do que o núcleo que é disparado para o sul (12,5 m/s). Entre uma das teorias que podem ser utilizadas para explicar as interações entre ondas podem se mencionar os fenômenos de ressonância (RAUPP et al., 2008; RAUPP et al., 2011).

A análise do modelo BRAMS para o período correspondente ao estudo de caso foi compreendido na avaliação mostrada na Seção 4.3. O modelo utilizando o ENCDFY teve desempenho inferior àquele observado nas Regiões Centro-Oeste e Sudeste em comparação às Regiões Nordeste e Sul, devido a estas regiões não apresentarem um ciclo diurno bem marcado durante o mês de janeiro. Porém, foi verificado na análise do ciclo diurno da precipitação (Seção 4.3) que a nova versão melhorou a superestimativa gerada utilizando o EN principalmente no NEB. No presente estudo de caso, avaliou-se a simulação da precipitação e de outras variáveis meteorológicas para o prazo de até 120h de integração.

Tendo em vista que o ano de 2008 foi mais convectivamente ativo, ou seja, foi um ano com precipitação mais intensa que no ano de 2006, a ponderação  $m_b$  para um ano com estas características utilizando um período com características mais fracas comprometeu a qualidade das simulações. Os anos de 2006 e 2010 foram anos com características convectivas parecidas, e por isso os resultados das análises destes períodos indicaram melhorias mais importantes do que aquelas observadas para o



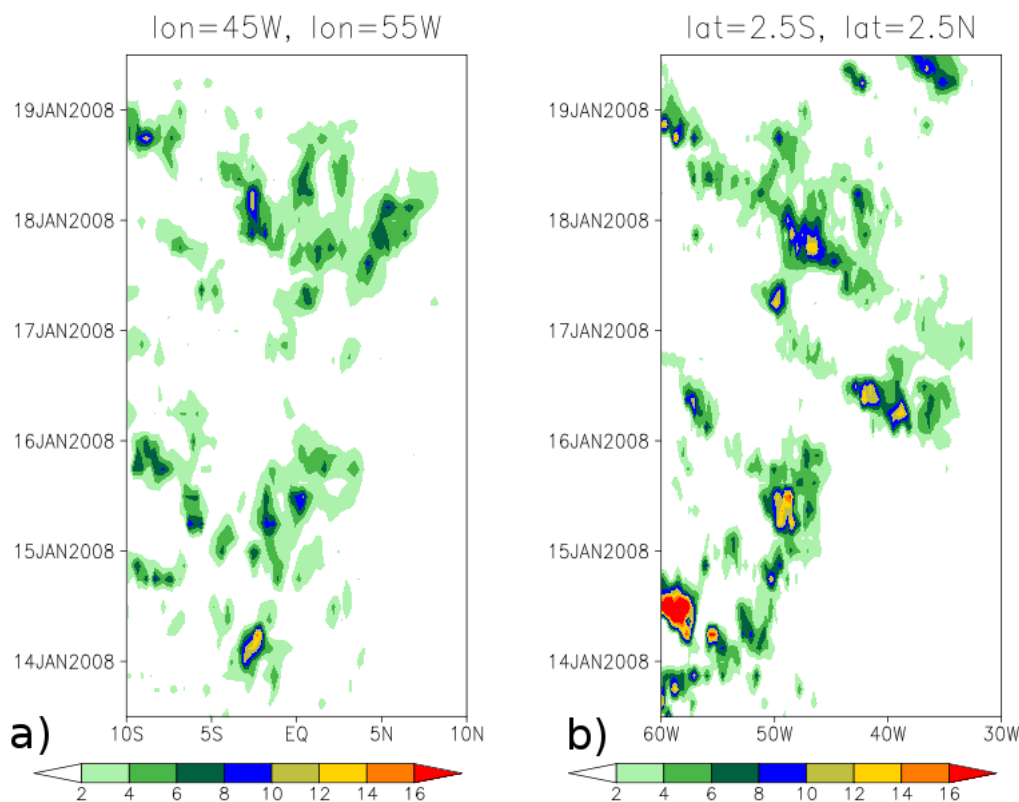


Figura C.4 - Idem à Figura C.3, exceto que é a média sobre a área que compreende as longitudes de 45°W a 55° e as latitudes de W 2,5° a 2,5°N.

ano de 2008, como visto na Seção 4.3. Pode-se verificar que mesmo com resultados inferiores na simulação de precipitação de janeiro de 2008 em comparação com os anos de 2006 e 2010, os impactos da utilização do ENCDFY foram muito positivos, observando-se a melhoria dos índices estatísticos da avaliação das variáveis.

As simulações do modelo BRAMS geraram subestimativa dos núcleos de precipitação observada, e por isso, foi necessário alterar a escala de cores para que os padrões de propagação pudessem ser analisados. Este resultado era esperado, já que foi também verificado no ciclo diurno médio de janeiro de 2008, discutido na Seção 4.3.

Na média meridional (Figura C.5), equivalente à Figura C.4a, nota-se que o BRAMS com o fechamento EN (Figura C.5a) subestimou os núcleos mais intensos de precipitação e superestimou a precipitação onde não foi observada no campo do TRMM. O modelo gerou propagação para sul sistematicamente desde o equador até 10°S a partir do dia 13 às 12:00 UTC até o dia 19 às 06:00 UTC (Figura C.5b). Também gerou deslocamento da precipitação do equador até 7°N (deslocamento para norte) entre o dia 14 e dia 18 (velocidade de propagação da ordem de 2 m/s). Em comparação com

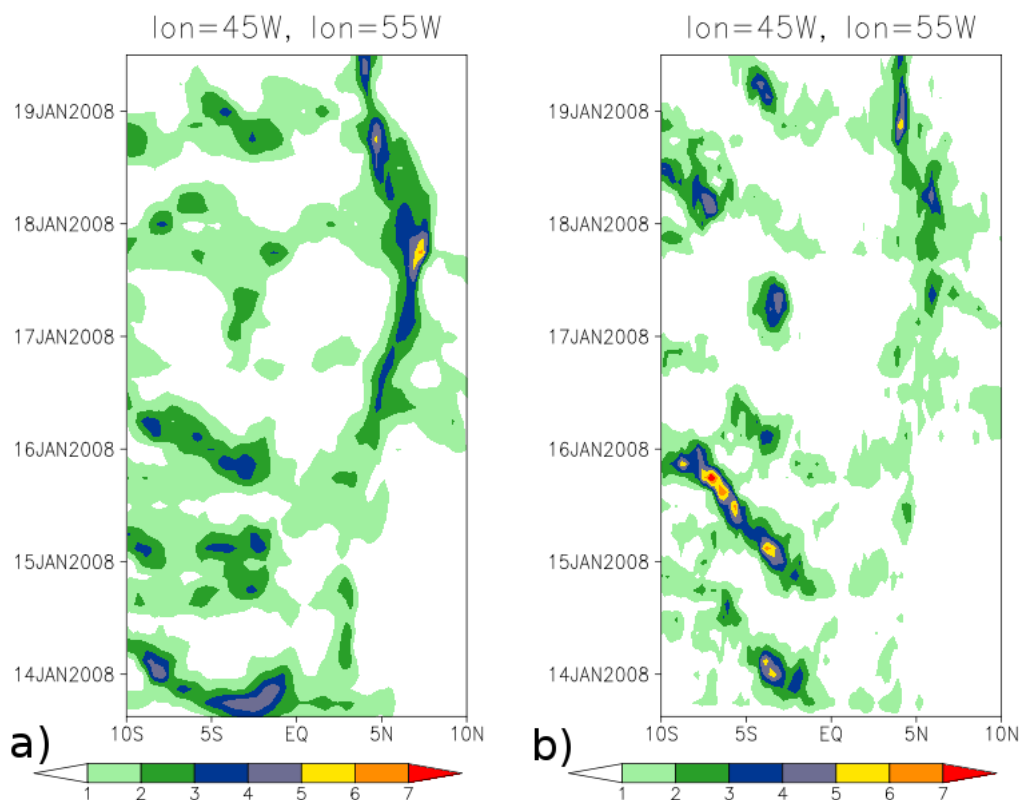


Figura C.5 - Diagrama Hovmöller da precipitação acumulada em 3h do período de 13 de janeiro às 12:00 UTC a 19 de janeiro às 12:00 UTC do ano de 2008 simulada pelo modelo BRAMS, média sobre a área que compreende a longitude de 55°W a 45°W: a) simulação utilizando o EN e b) utilizando o ENCDFY.

o ENCDFY (Figura C.5b), verifica-se que este mostra maior realismo em relação ao TRMM. O ENCDFY melhora a representação da fase, indicando velocidades mais consistentes com as observadas. Entre as 21:00 UTC do dia 14 e 00:00 UTC do dia 16, o ENCDFY gerou a propagação dos núcleos de precipitação do equador até 10°S com velocidade de 9,6 m/s, enquanto que o observado teve velocidade de 13,8 m/s, enquanto que o EN não simulou esta propagação. Por outro lado, o ENCDFY gera núcleos de pouca intensidade vindos do sul e cruzando o equador. O acoplamento entre os núcleos do sul e de norte foram importantes para a propagação da LIT1. O BRAMS não simulou a propagação deste sistema. Isto pode estar associado com uma deficiência do modelo na representação das ondas MRG.

A análise da média zonal da precipitação do modelo (Figura C.6) evidenciou que ambas as versões do modelo têm deficiência na propagação no sentido meridional, o que pode também estar associado à deficiência na representação das ondas MRG, já que este mecanismo pode ter sido importante na propagação mais rápida no sentido

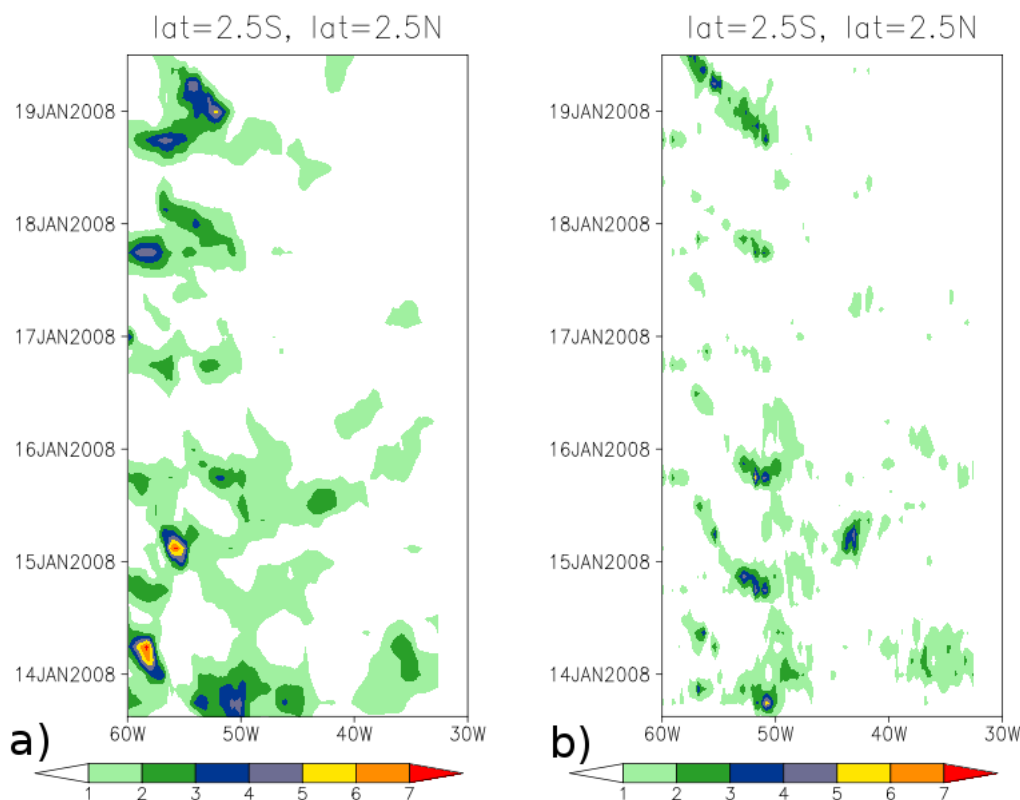


Figura C.6 - Idem à Figura C.5, exceto que é a média sobre a área que compreende a latitude de 2,5°S a 2,5°N.

meridional.

O campo de movimento vertical ( $\omega$ ) desde a superfície até a alta troposfera foi aqui utilizado para analisar os movimentos verticais predominantes em cada experimento. O campo de  $\omega$  simulado pelo modelo BRAMS para três diferentes faixas no norte do Brasil médios sobre 35°W a 60°W (Figura C.8) foi comparado ao mesmo campo das reanálises do NCEP/NCAR (Figura C.7). As reanálises possuem resolução dez vezes menor do que aquela utilizada nas simulações, mas é possível ter uma visão do padrão de grande escala dominante sobre as faixas analisadas. O campo de  $\omega$  da reanálise ilustra a predominância de movimento vertical ascendente (valores negativos em lilás) na região do Oceano Atlântico tropical (entre 0° a 5°N). Este padrão destaca a região onde a ZCIT estava ativa. Verificou-se que o padrão dominante ao sul também foi de movimentos verticais ascendentes em ambas as faixas de latitude e se estendendo até a alta troposfera.



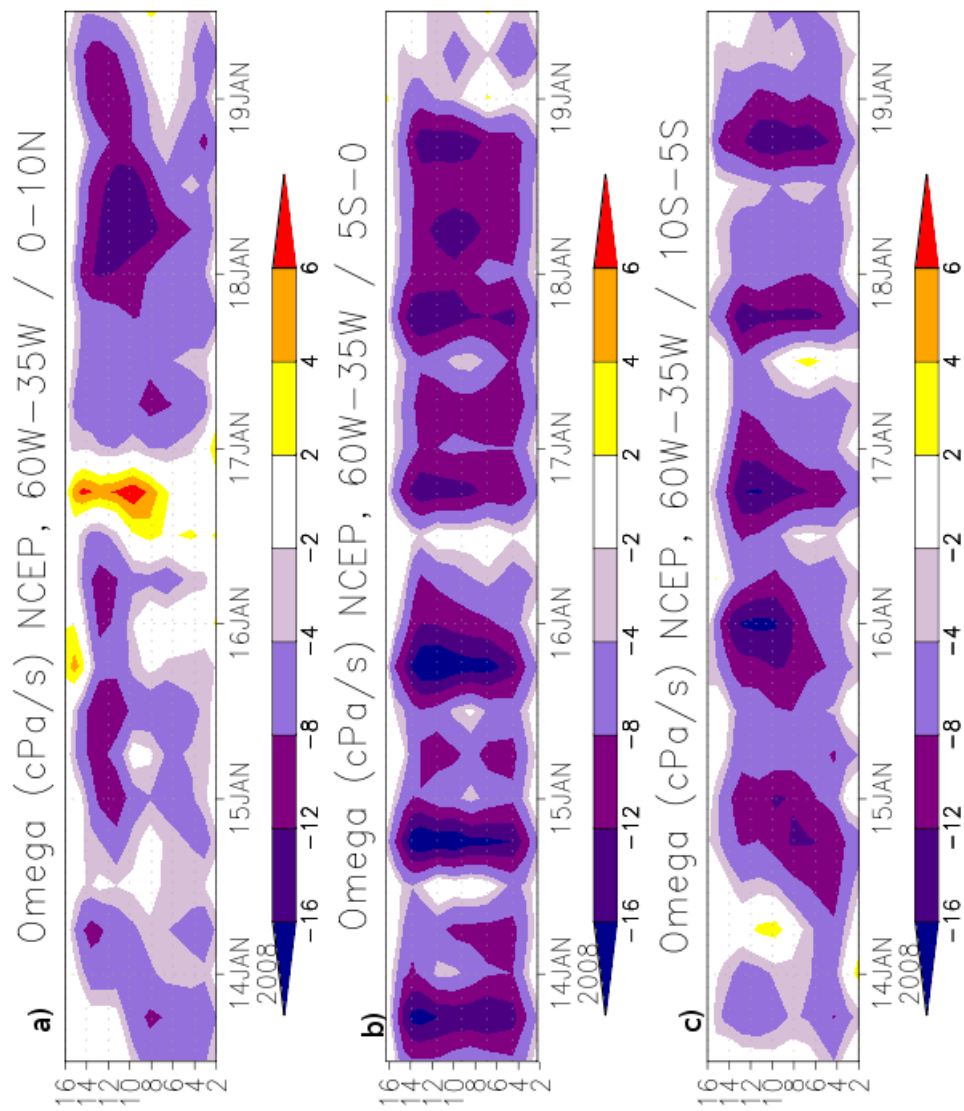


Figura C.7 - Movimento vertical médio sobre as longitudes de 35°W a 60°W e a) as latitudes de 0° a 5°N, b) 5°S a 0° e c) 10°S a 5°S obtidos das reanálises do NCEP/NCAR para o período de 13/01 às 12:00 UTC a 19/01 às 12:00 UTC, com frequência de 6h.

O modelo BRAMS reproduziu de forma satisfatória os padrões verticais observados. Porém, comparando o EN (Figura C.8a) com o ENCDFY (Figura C.8b), verificou-se no segundo redução na intensidade dos movimentos verticais ascendentes nas faixas de latitude de 0° a 5°N e 5°S a 0°. Na faixa de 10°S e 5°S, apesar de ter enfraquecido no início do período, manteve um padrão de fortes movimentos verticais entre os dias 15 a 18. No modelo utilizando o EN, os movimentos verticais ascendentes são mais intensos pois o saldo de calor latente liberado na atmosfera é maior, o que intensifica o movimento subsidente compensatório. Conseqüentemente, a pressão próximo à superfície é menor, a convergência em baixos níveis é mais intensa e a divergência em altos níveis também. Movimentos verticais ascendentes excessivos observados no EN contribuíram para a ocorrência de pontos de grade com precipitação que não existiu. Porém, a inatividade de precipitação não está relacionada aos fechamentos, visto que em ambas as versões do modelo, a intensidade da precipitação foi excessivamente subestimada em relação à observada.

Tendo em vista que o ENCDFY foi ponderado principalmente pelo LO, que determina  $m_b$  por meio de  $\omega$ , verifica-se que os pesos agiram para reduzir os movimentos verticais excessivos. Porém, o enfraquecimento de  $\omega$  está associado com o período de treinamento utilizado.

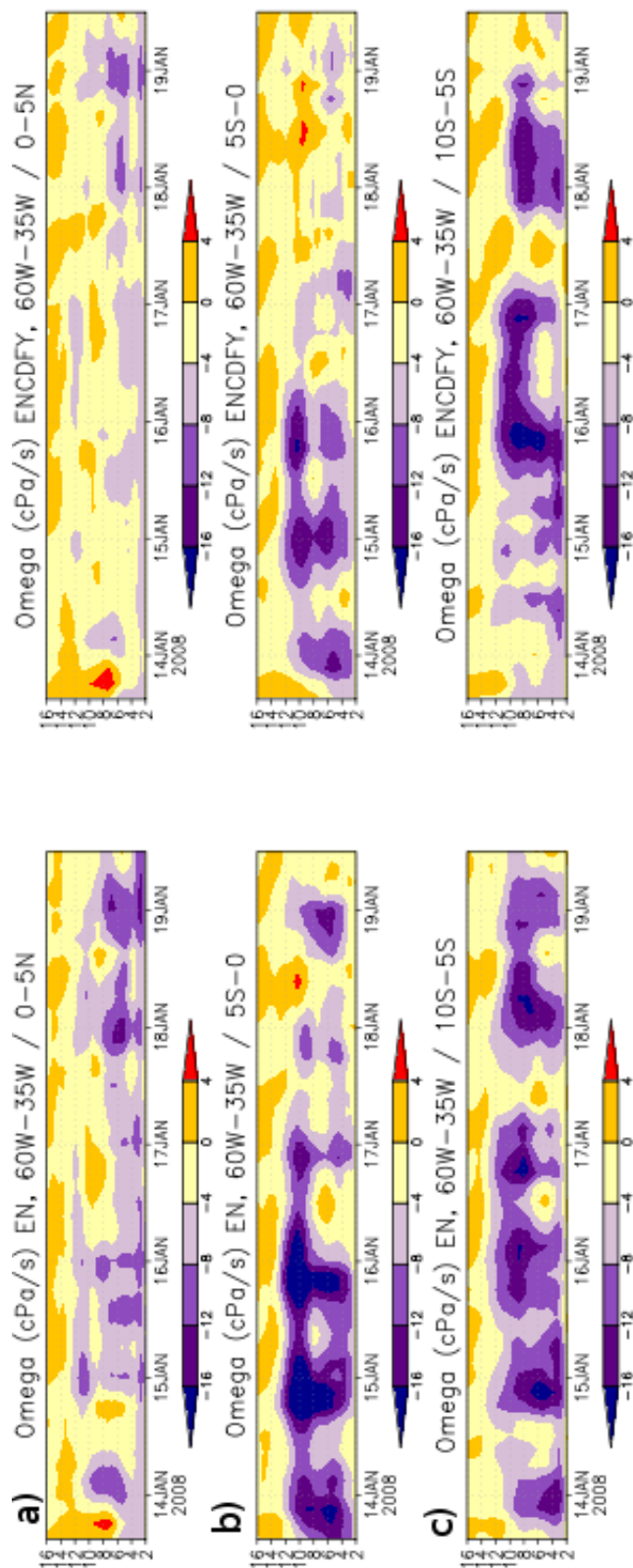


Figura C.8 - Idem à Figura C.7, exceto que os painéis à direita são as simulações do modelo BRAMS utilizando o EN, e à esquerda utilizando o ENCDFY para o período de 13/01 às 12:00 UTC a 19/01 às 12:00 UTC, com frequência de 3h.

O campo de pressão ao nível médio do mar e do vento em 850 hPa ao longo do período de ocorrência da LIT1, associado ao padrão de ventos em 850 hPa na região analisada, gerados a partir das reanálises do NCEP/NCAR é mostrado na Figura C.9. Às 12:00 UTC (Figura C.9a), quando a maior intensidade da convecção se encontrava sobre o Oceano Atlântico, verificou-se o predomínio da circulação anticiclônica em baixos níveis paralela à costa nordeste, com o predomínio de pressões mais altas, típica desta época do ano. Os ventos mais intensos foram observados na região onde a ZCIT estava ativa, com intensa convecção. No horário das 18:00 UTC (Figura C.9b), quando a LIT1 já estava formada sobre a costa, houve a intensificação dos ventos, associado ao maior gradiente de pressão, devido à formação de uma baixa pressão sobre o Piauí e Ceará. O escoamento de nordeste vindo do Oceano Atlântico adentrou o continente, que ficou mais intenso principalmente sobre o Pará. A confluência dos ventos em baixos níveis nesta área contribuiu para a intensificação da convecção e da propagação das células mais intensas para a porção central do Pará. O predomínio do escoamento direcionado para o Pará contribuiu para o enfraquecimento da atividade convectiva da porção direita da LIT1, e favoreceu a intensificação da convecção sobre o Pará.

As duas versões do modelo não simularam a intensificação do gradiente de pressão no dia 17 às 18:00 UTC, e simularam uma baixa pressão muito fraca a oeste do Ceará. A pressão simulada pelo ENCDFY (Figura C.10) esteve em geral mais intensa que a pressão simulada pelo EN (Figura C.11). Em termos de circulação, não se observou diferenças importantes entre as duas versões. Ambos simularam os ventos em 850 hPa metros de altura praticamente paralelo à costa do NEB. Esta característica foi fundamental para a geração de fraca precipitação do modelo e a deficiente propagação da LIT1 continente adentro. A ausência de ventos perpendiculares ao longo da costa do NEB desfavoreceu o transporte de umidade vindo do Oceano Atlântico, contribuindo para a desintensificação da LIT1. O modelo, em suas duas versões não simulou corretamente a intensidade e direção do escoamento em baixos níveis, fator este determinante para a propagação das LI.

O campo de divergência de umidade e vento em 925 hPa ao longo do período de ocorrência da LIT1 é mostrado na Figura C.12. O escoamento é predominantemente de nordeste e perpendicular à costa sobre a região de maior convecção, associado à circulação anticiclônica dos alísios, em conjunto com máximos de convergência de umidade (divergência negativa). Aliado ao movimento vertical ascendente verificado na Figura C.7, foram-se condições favoráveis para a ascensão do ar em conjunto com a circulação de brisa, ocasionando a formação de nuvens cumulonimbus ao longo da

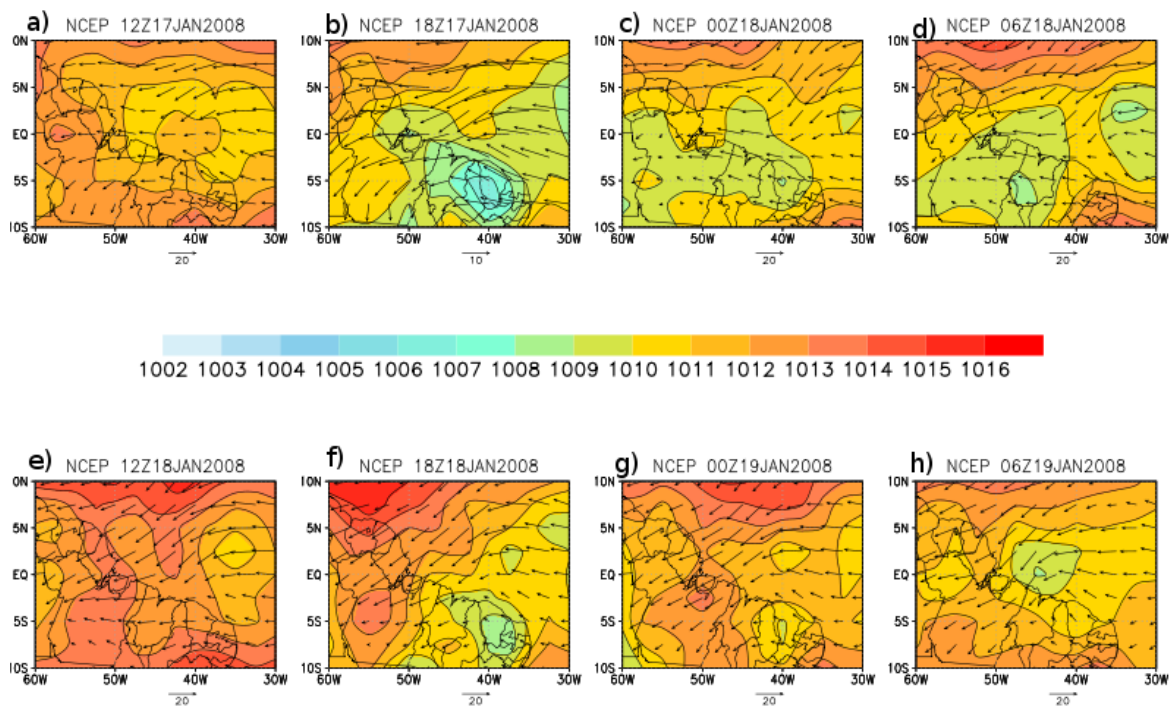


Figura C.9 - Campo de pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento (m/s) em 850 hPa das reanálises do NCEP/NCAR do período de 17 de janeiro às 12:00 UTC até 06:00 UTC do dia 18 de janeiro.

costa. Entre as 12:00 UTC do dia 17 e as 18:00 UTC do dia 18 (Figuras C.12a-C.12f), maiores valores de convergência de umidade e confluência do vento foram observados sobre o Amapá e norte do Pará, contribuindo para a dissipação da convecção sobre a costa do Maranhão até o Ceará, e favorecendo a propagação da convecção pela Bacia Amazônica.

A simulação da divergência em 925 hPa identificou deficiência em ambas as versões do modelo. O escoamento de nordeste associado aos ventos alísios foi subestimado, além de não ter sido perpendicular à costa às 12:00 UTC do dia 17 (Figuras C.13 e C.14), como observado nas reanálises do NCEP/NCAR (Figura C.12a). Além disso, neste horário, foi observado divergência de umidade e não convergência sobre o Amapá e nordeste do Pará, em ambas as versões do modelo. Verificou-se convergência mais intensa ao longo da costa, desde o Amapá até o Ceará simulada pelo ENCDFY no dia 17 às 18:00 UTC. Em geral, o EN gerou mais áreas com divergência

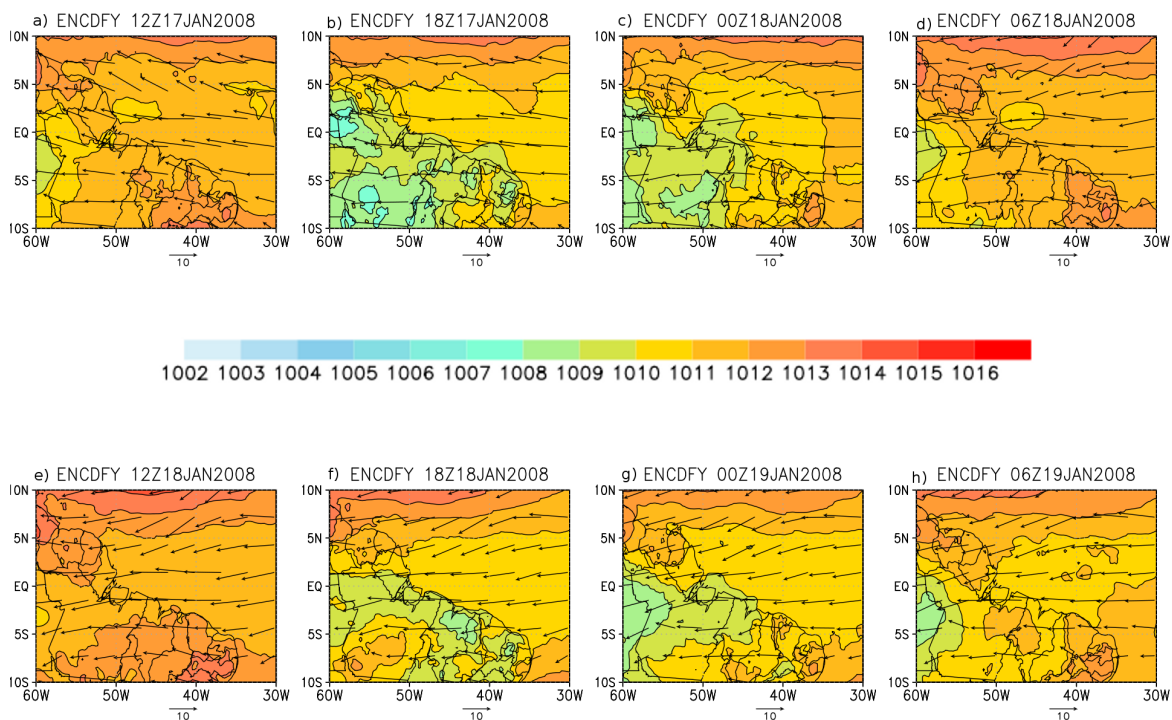


Figura C.10 - Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento (m/s) em 850 hPa simulados pelo BRAMS utilizando o fechamento ENCDFY, para o período de 17 de janeiro às 12:00 UTC a 18 de janeiro às 09:00 UTC.

de umidade nas regiões ao longo da costa onde se esperava convergência de umidade, fator este que inibiu o disparo da convecção. Apesar de o ENCDFY ter apresentado áreas de convergência de umidade favoráveis à formação de nebulosidade, os movimentos verticais simulados mais fracos não contribuíram para o desenvolvimento da convecção, além dos ventos mais fracos ao longo da costa.

A evolução da precipitação do TRMM ao longo dos dias 17 e 18, período este da ocorrência da LIT1, é mostrada na Figura C.15. Entre as 15:00 UTC e as 18:00 UTC do dia 17 (Figuras C.15a e C.15b, respectivamente) a precipitação foi mais intensa na região adjacente à costa e sobre o Oceano, devido à atividade da ZCIT. Nestas áreas, observou-se núcleos de precipitação acumulada em 3h de até 40 mm. A partir das 21:00 UTC surgiu precipitação mais intensa sobre o continente em forma de linha até as 00:00 UTC do dia 18 (Figuras C.15c-C.15d). A partir das 03:00 UTC (Figura C.15e), a precipitação mais intensa foi observada sobre o nordeste do Pará, que se



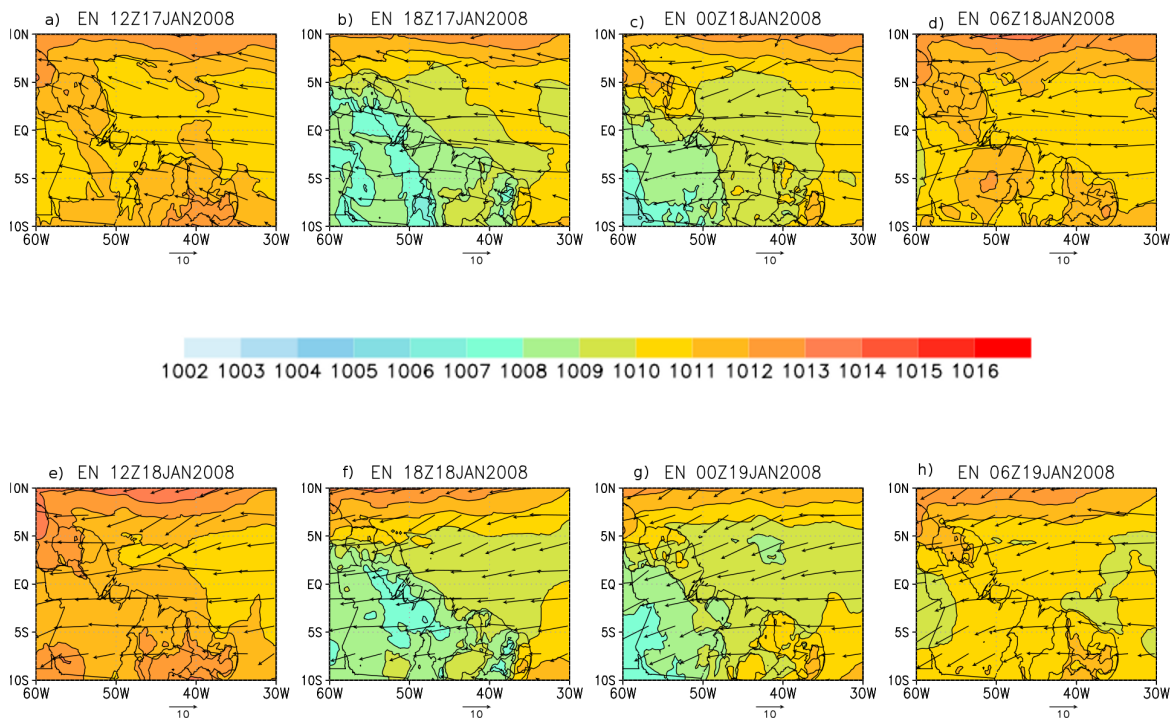


Figura C.11 - Idem à Figura C.10, exceto para o fechamento EN.

propagou rapidamente para o interior do Estado entre as 06:00 UTC e 12:00 UTC (Figuras C.15f-C.15h). Núcleos intensos de precipitação também foram observados entre o oeste do Maranhão e centro-norte do Piauí, associados à ativação da convecção devido à propagação da LIT1.

O modelo BRAMS utilizando o EN espalhou chuva leve em boa parte da área analisada no dia 17 entre as 15:00 UTC e as 21:00 UTC (Figuras C.16a-C.16c. Às 21:00 UTC do dia 17 (Figura C.16c), um núcleo intenso de precipitação foi simulado ao norte do Tocantins, onde o EN simulou uma área de baixa pressão relativa e ventos de leste em 850 hPa intensos. Entre as 03:00 UTC e as 06:00 UTC (Figuras C.16e-C.16f), houve a propagação deste núcleo para o centro do Pará, que a partir das 09:00 UTC (Figura C.16g) se desintensificou. Em contraste, o ENCDFY, apesar de ter subestimado a chuva observada, reduziu a superestimativa da precipitação leve indicada pelo EN, principalmente entre as 15:00 UTC e as 21:00 UTC do dia 17 (Figuras C.17a-C.17c). A característica principal do ENCDFY, assim como a do EN,

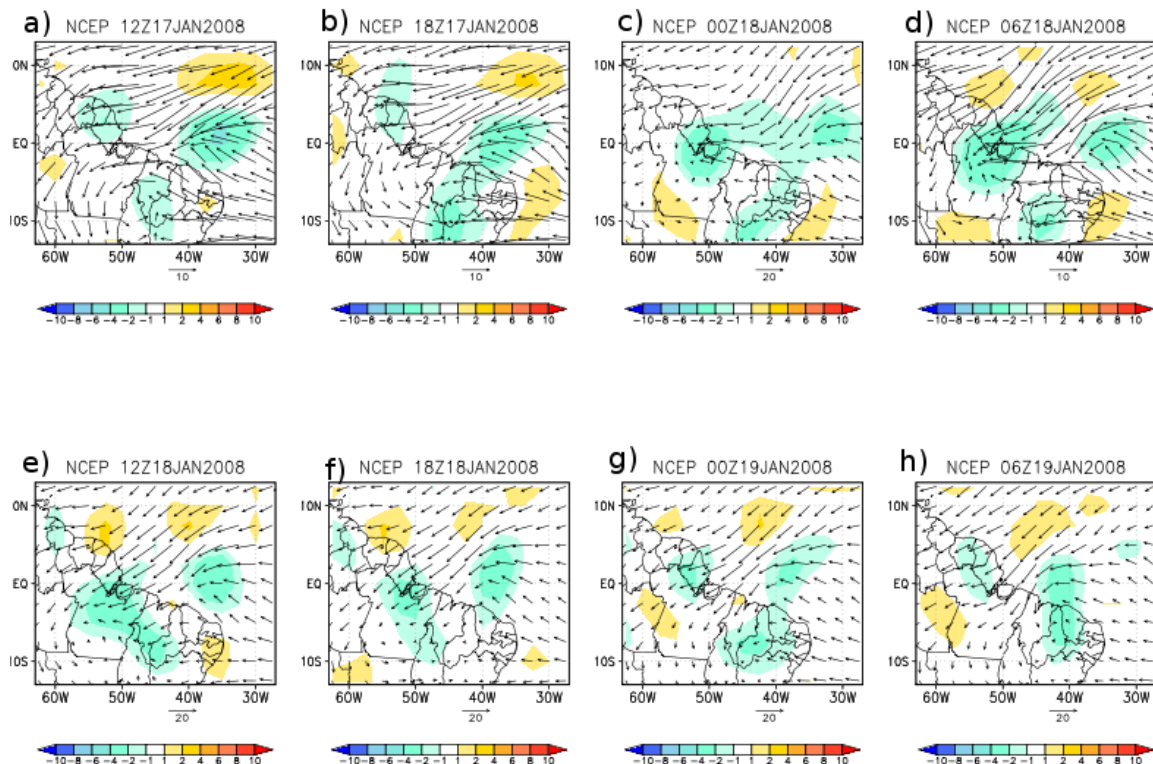


Figura C.12 - Campo de divergência de umidade ( $10e^{-7}$  g/kg/s) e vento (m/s) em 925 hPa obtidos das reanálises do NCEP/NCAR do período de 17 de janeiro às 12:00 UTC até 06:00 UTC do dia 18 de janeiro.

foi de gerar descolamento dos núcleos de precipitação no sudeste do Pará, onde não foi observado. Este padrão esteve associado às deficiências nos campos de circulação em baixos níveis identificados. Entretanto, no dia 18 às 09:00 UTC verificou-se sobre o Maranhão núcleos intensos de precipitação estimados pelo TRMM (Figura C.15g), que não foram simulados pelo EN (Figura C.16g). Porém, o ENCDFY reproduziu núcleos de precipitação nesta área, apesar de fracos se comparados ao observado (Figura C.17g).

A precipitação estimada pelo TRMM para a região sul da América do Sul é mostrada na Figura C.18. Nota-se a intensa precipitação associada ao sistema frontal sobre o Uruguai e Argentina, com acumulados em 3h de até 20 mm às 12:00 UTC do dia 16 (Figura C.18a). A precipitação se intensificou às 15:00 (Figura C.18b) principalmente no nordeste da Argentina e extremo oeste do Rio Grande do Sul, onde se observaram acumulados em 3h superiores a 40 mm. A partir das 18:00 UTC (Figura



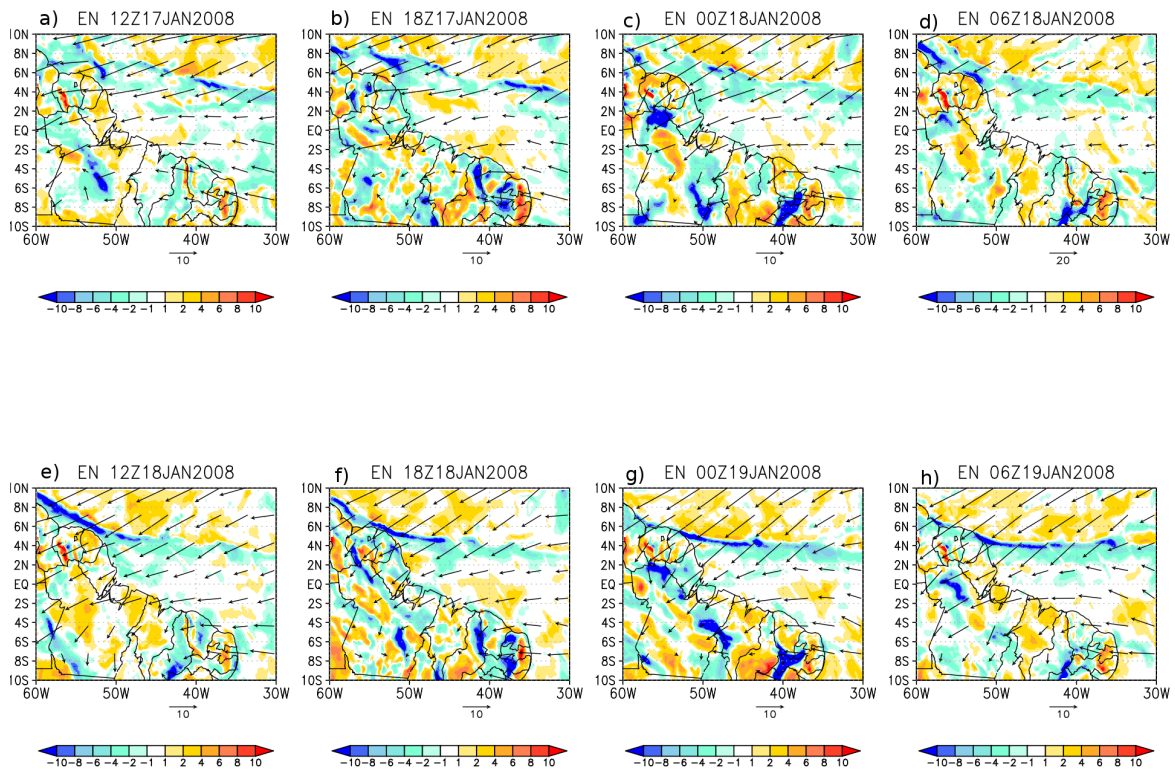


Figura C.13 - Idem à Figura C.12, exceto que simulado pelo BRAMS utilizando o fechamento EN. Aqui a divergência tem unidade de  $10e^{-4}$  g/kg/s.

C.18c) o sistema se desintensificou sobre o continente, se deslocando para o Oceano Atlântico. Pequenos núcleos intensos de precipitação puderam ser observados no norte da Argentina, associados à formação do SCM. Às 21:00 UTC a precipitação se intensificou nesta área, quando foram observados acumulados superiores a 50 mm em 3h (Figura C.18d). Associado ao sistema frontal, foi observada ocorrência de chuvas intensas no leste de Santa Catarina (Figura C.18d). Os acumulados associados ao SCM podem ter sido superestimados, tendo em vista que a temperatura do topo das nuvens neste período era inferior a  $-80^{\circ}\text{C}$ . A precipitação continuou intensa até as 03:00 UTC (Figura C.18f), conjuntamente com a ocorrência de núcleos de precipitação no sul da Bolívia. Às 06:00 UTC (Figura C.18g) houve um enfraquecimento da precipitação e às 09:00 UTC (Figura C.18h) observou-se que acumulados intensos, tendo em vista a desestabilização da atmosfera com o início do aquecimento superficial nas primeiras horas da manhã. A partir das 12:00 UTC (Figura C.18i) o SCM enfraqueceu e os volumes de precipitação reduziram.

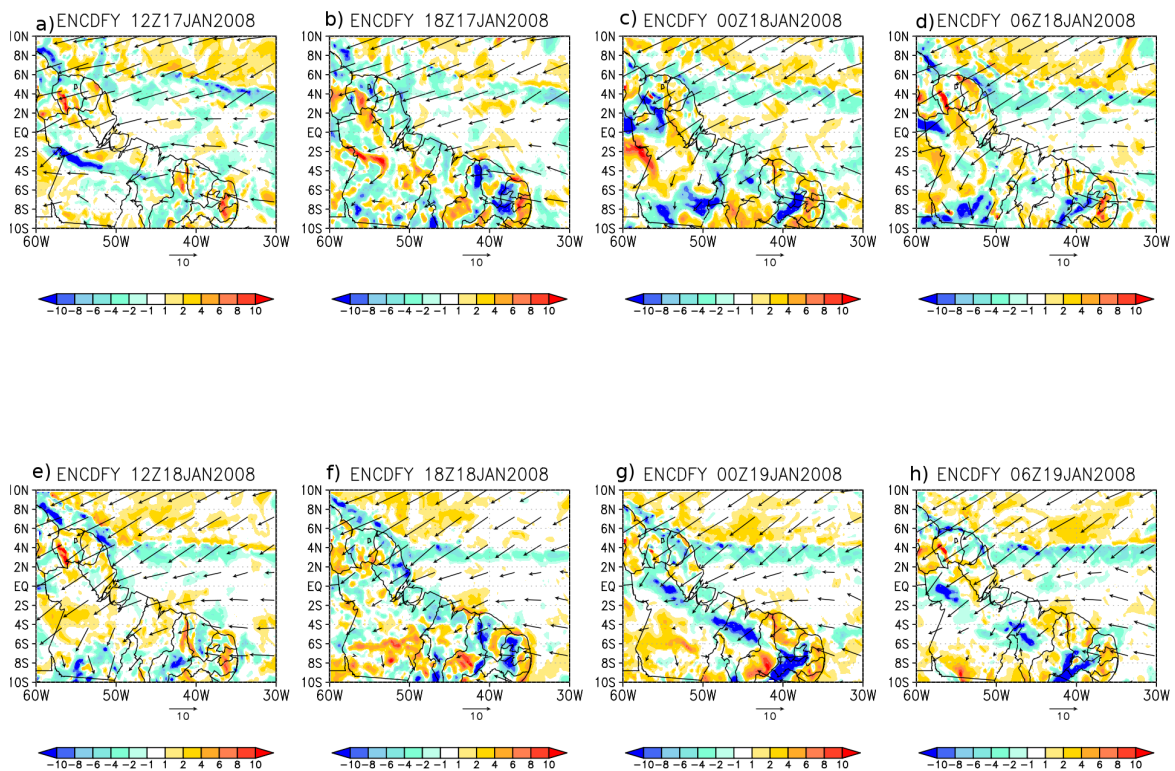


Figura C.14 - Idem à Figura C.12, exceto que simulado pelo BRAMS utilizando o fechamento ENCDFY. Aqui a divergência tem unidade de  $10e^{-4}$  g/kg/s.

O modelo BRAMS utilizando o fechamento EN subestimou a precipitação estimada pelo TRMM, tanto a associada com o sistema frontal quanto devido à ocorrência do SCM ao norte da Argentina (Figura C.19). Volumes muito baixos àqueles observados foram simulados ao longo do sistema frontal e ao norte da Argentina. Além disso, o modelo teve a tendência de simular precipitação que não ocorreu sobre o sul da Região Centro-Oeste do Brasil e sul da Bolívia. Em nenhum dos horários de máxima ocorrência da precipitação associada ao SCM, o EN simulou precipitação.

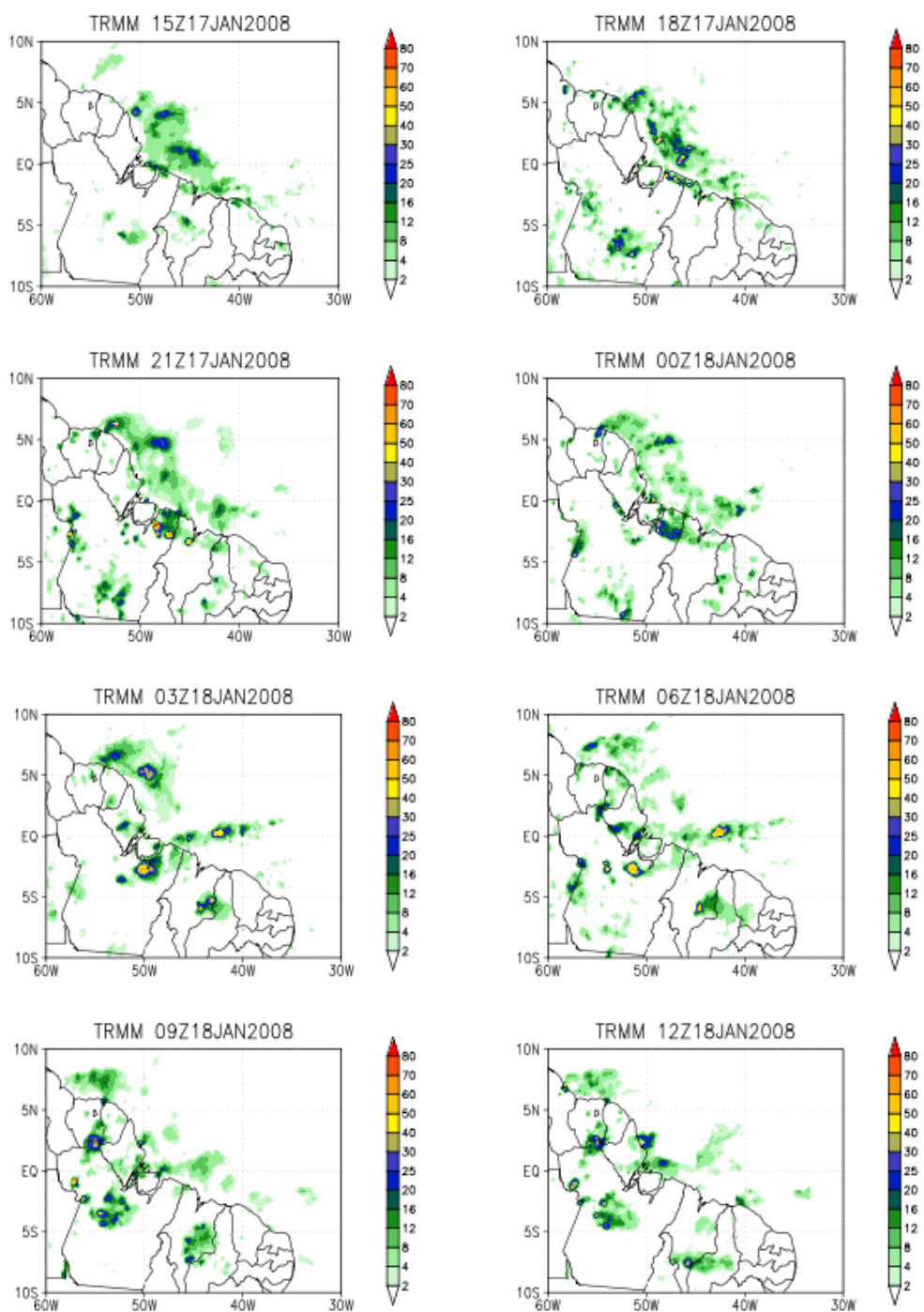


Figura C.15 - Precipitação acumulada (mm) em 3h do TRMM sobre o nordeste do Brasil, do período de 15:00 UTC do dia 17 de janeiro a 12:00 UTC do dia 18 de janeiro.

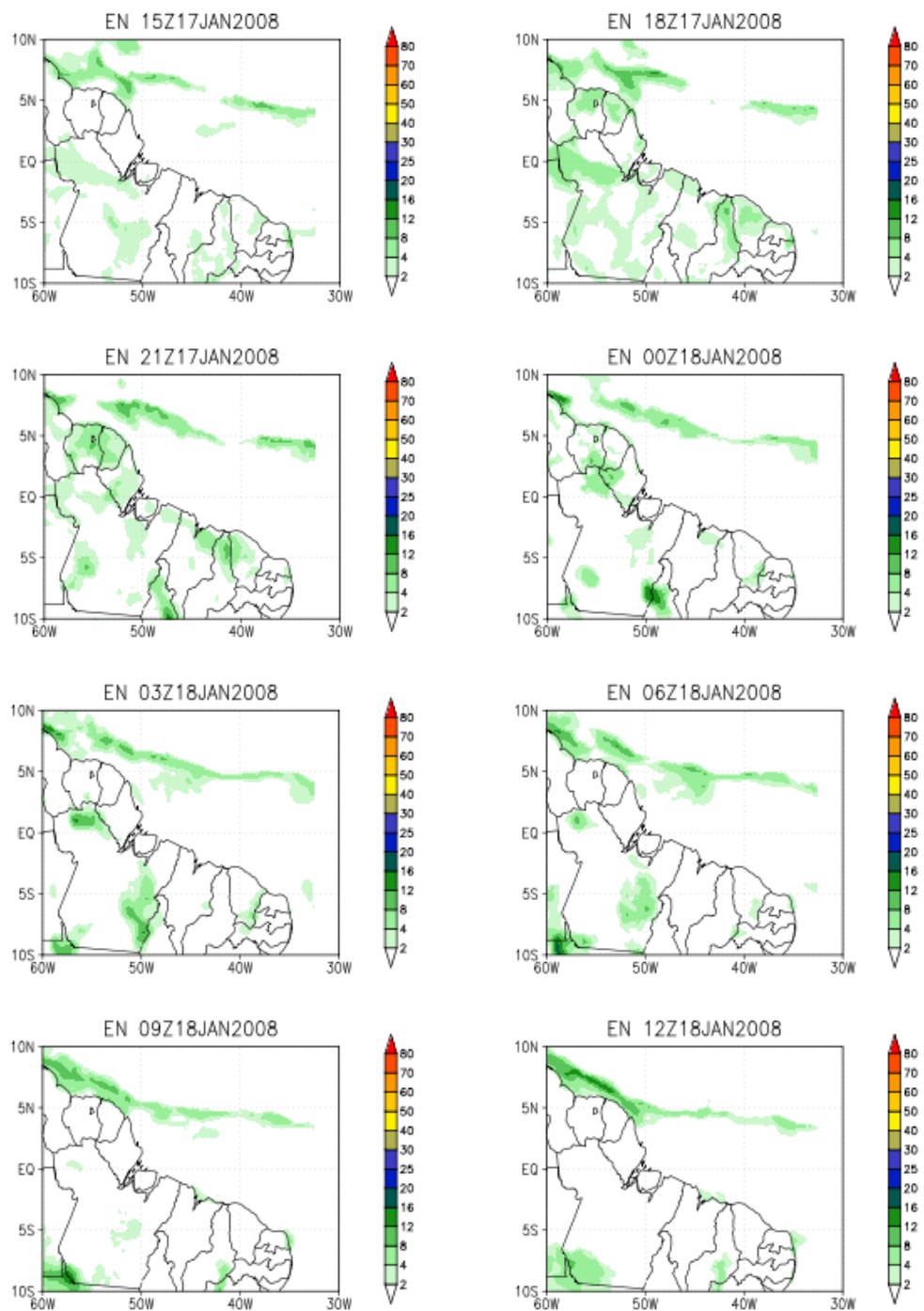


Figura C.16 - Precipitação (mm) simulada pelo BRAMS utilizando o fechamento EN sobre o nordeste da América do Sul para o período de 15:00 UTC do dia 17 a 12:00 UTC do dia 18 de janeiro de 2008.

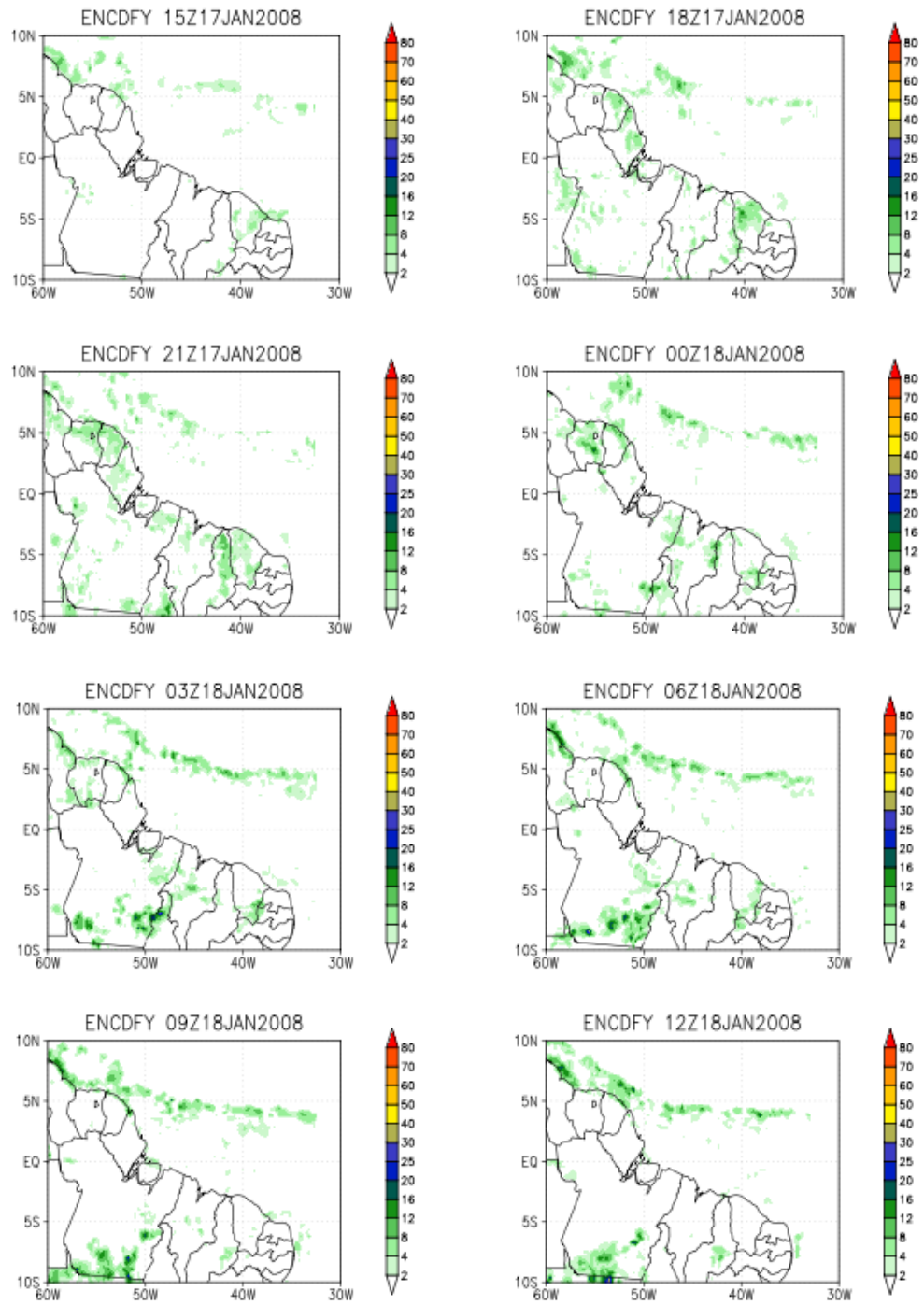


Figura C.17 - Idem à Figura C.16, exceto que foi utilizado o fechamento ENCDFY.



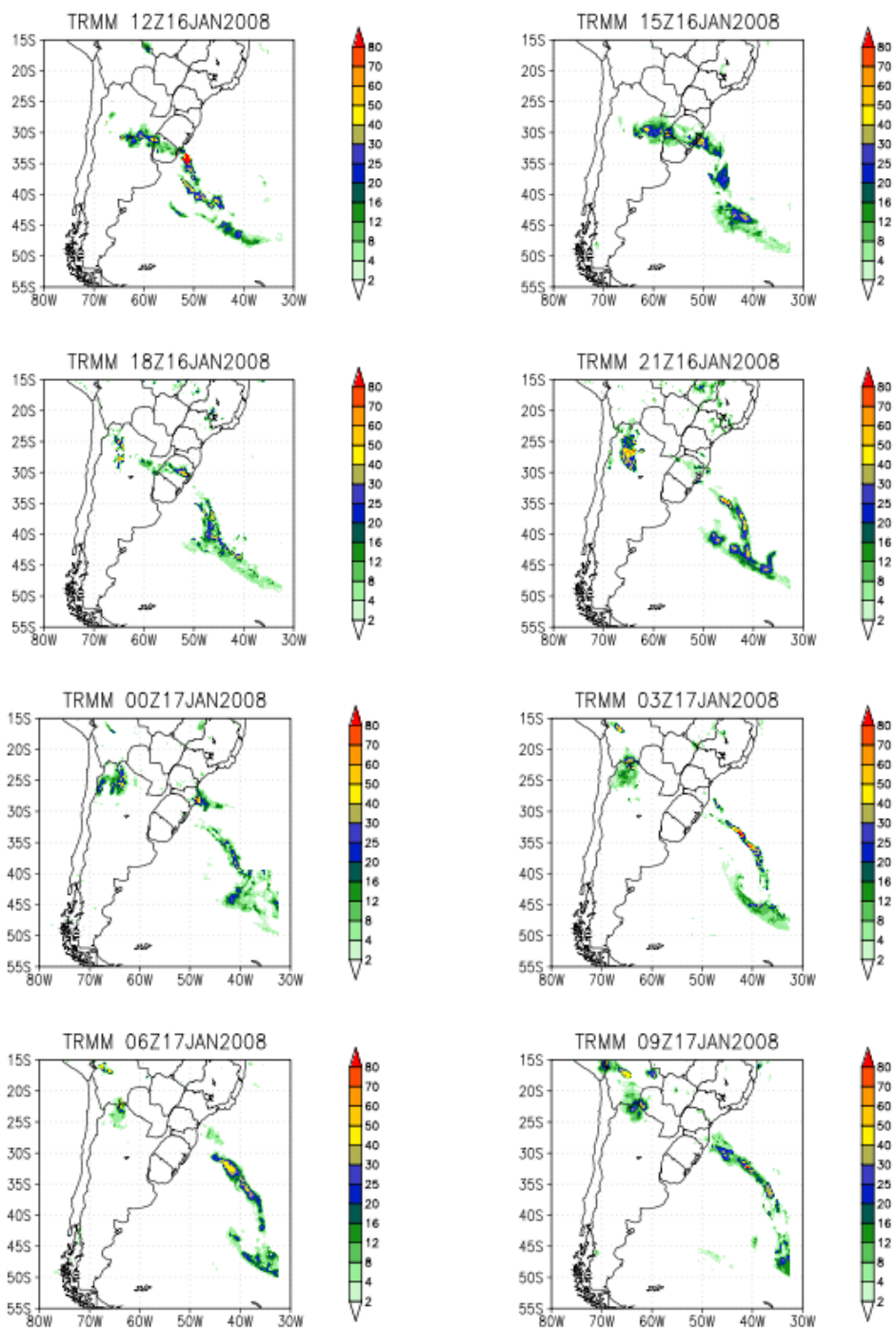


Figura C.18 - Precipitação acumulada (mm) em 3h estimada pelo TRMM sobre o sul da América do Sul, do período de 12:00 UTC do dia 16 de janeiro a 15:00 UTC do dia 17 de janeiro. (Continua.)

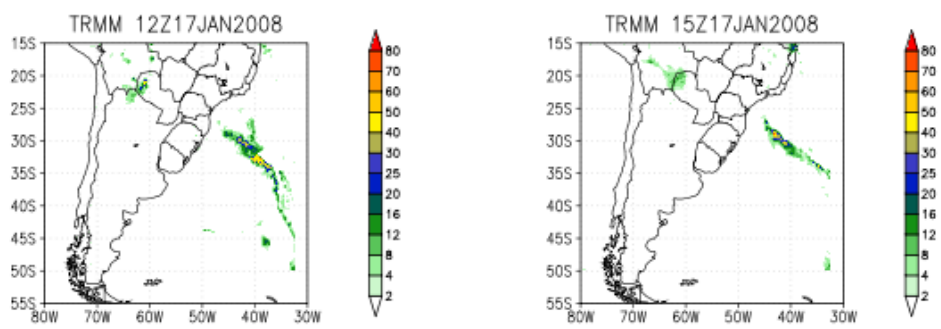


Figura C.18 - Conclusão.

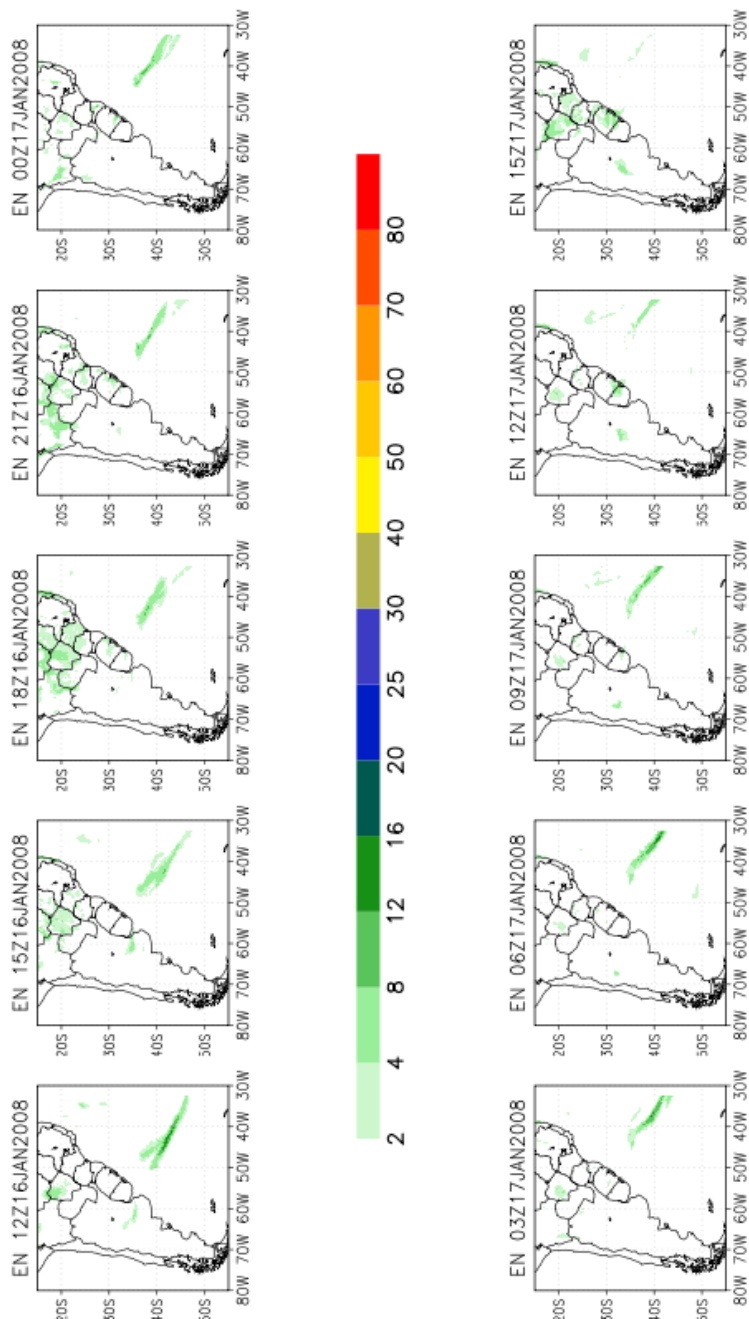


Figura C.19 - Precipitação (mm) simulada pelo BRAMS utilizando o fechamento EN para o período de 12:00 UTC do dia 16 a 15:00 UTC do dia 17 de janeiro de 2008.



O ENCDFY (Figura C.20) apresentou desempenho superior à versão do modelo utilizando o fechamento EN. No dia 16 às 12:00 UTC (Figura C.20a), o modelo atrasou a precipitação observada associada ao sistema frontal, mas simulou chuva mais intensa se comparado ao EN. Às 21:00 UTC (Figura C.20d), embora menos intenso que o observado, o padrão de precipitação simulado pelo ENCDFY foi superior ao EN. O primeiro simulou precipitação acumulada em 3h da ordem de 8 mm no noroeste da Argentina, muito próximo da posição da precipitação estimada pelo TRMM. Padrão de precipitação muito mais fraco que o do TRMM foi observado nos horários subsequentes, mas notou-se que o disparo convectivo foi mais eficiente, já que foi observado a geração de precipitação em vários pontos ao norte da Argentina. Uma característica importante do ENCDFY foi de reduzir a precipitação simulada pelo EN em áreas onde não foi observada. Isto foi verificado principalmente no horário das 15:00 UTC do dia 17 (Figura C.20j), quando o EN simulou precipitação leve em grande parte da Região Sudeste e sul da Região Centro Oeste, enquanto que o ENCDFY eliminou esta deficiência consideravelmente.

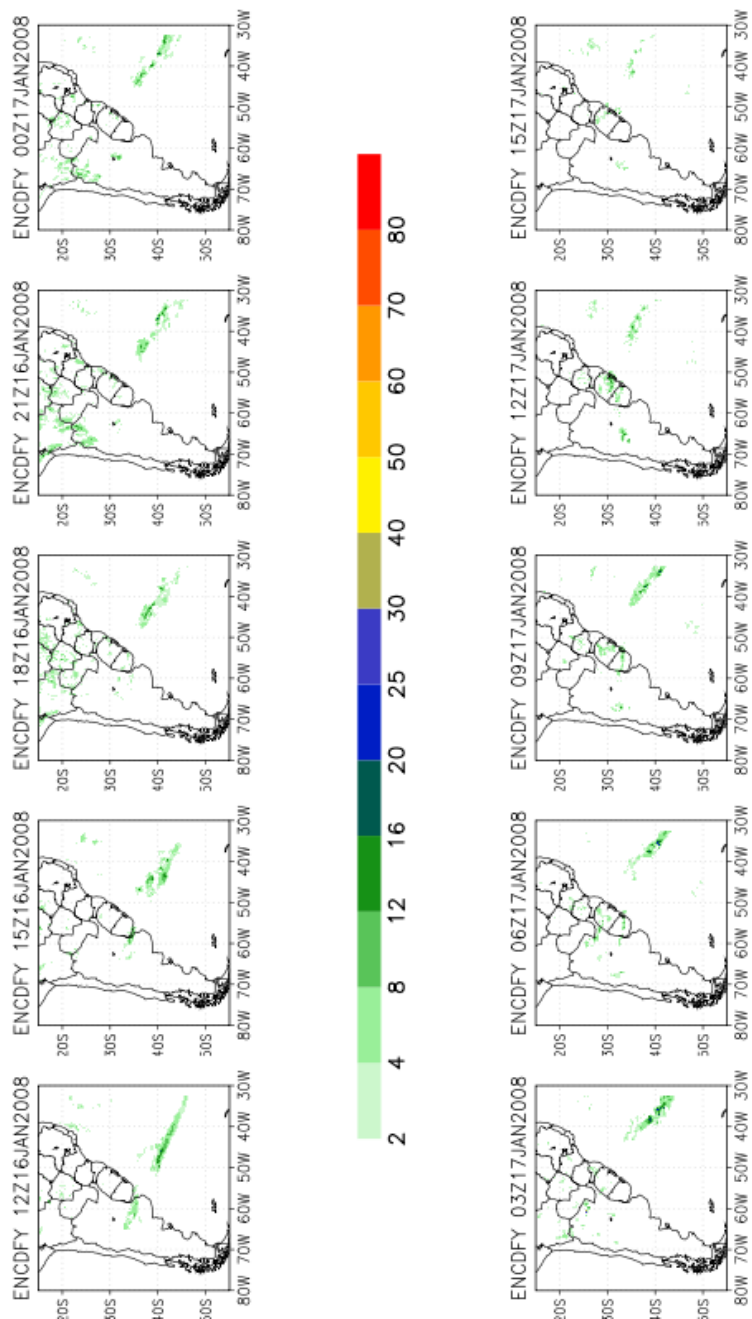


Figura C.20 - Idem à Figura C.16, exceto pela utilização do fechamento ENCDFY.

É comum a formação de SCM ao norte da Argentina e Sul do Brasil estarem associados à presença de um JBN a leste da Cordilheira dos Andes (SANTOS, 2006; SALIO et al., 2007). Entretanto, o sistema analisado não esteve associado ao um JBN de acordo com os critérios de Bonner (1968). Porém, várias características típicas da ocorrência de um JBN foram identificadas. A presença da baixa do Chaco ao norte da Argentina, o predomínio de ventos de norte desde as 18:00 UTC do dia 15 de janeiro (Figura C.21a) até as 12:00 UTC do dia 16 de janeiro (Figura C.21d). Verificou-se que durante este período houve uma ciclogênese no Oceano Atlântico Sul, fator este que contribuiu para acelerar os ventos de norte. Em 200 hPa notou-se uma intensa corrente de jato zonal com núcleo de vento máximo (NVM) de 50 m/s na porção central da Argentina (figura não mostrada). A presença do NVM favorece a intensificação da convergência de massa em baixos níveis devido à circulação direta existente na entrada do jato, tendo em vista que a região de entrada equatorial da corrente de jato gera divergência na alta troposfera.

Ambas as versões do modelo BRAMS simularam o padrão de circulação de baixos níveis de forma insatisfatória. A simulação da baixa do Chaco foi superestimada ao longo dos horários de simulação, porém, os campos de vento não responderam de acordo. Houve subestimativa do vento de norte em baixos níveis sobre a região central da América do Sul, e ao norte da Argentina, onde se observou ventos de norte intensos nas reanálises do NCEP/NCAR, o modelo indicou ventos muito mais fracos em todo o período analisado. A ciclogênese não foi representada pelas versões do modelo. Em altos níveis, ambas as versões do modelo simularam de forma satisfatória o posicionamento da corrente de jato. Entretanto, verificou-se nas análises do NCEP/NCAR um padrão de forte difluência na saída do sistema, cujo padrão simulado foi mais fraco. Também, os ventos associados à circulação da Alta da Bolívia foram subestimados pelo modelo BRAMS (figura não mostrada). Este padrão pode estar associado ao fato de que o nível vertical de aquecimento máximo não foi bem representado.

O viésM e o RMS da precipitação para as regiões nordeste e sul indicadas na Figura 3.12 são mostrados na Figura C.24. A característica do ENCDFY de reduzir a superestimativa do EN em relação à precipitação foi evidenciada pelo viésM (Figuras C.24a e C.24b). O movimento vertical mais intenso simulado pelo EN manteve mais áreas convectivamente ativas, e  $m_b$  mais intenso contribuiu para o disparo da convecção excessiva. A análise do RMS (Figuras C.24c e C.24d) destacou que a maior deficiência do ENCDFY sobre a região nordeste (Figuras C.24c) ocorreu nas primeiras horas de simulação, pois houve maior variabilidade no padrão do índice, embora

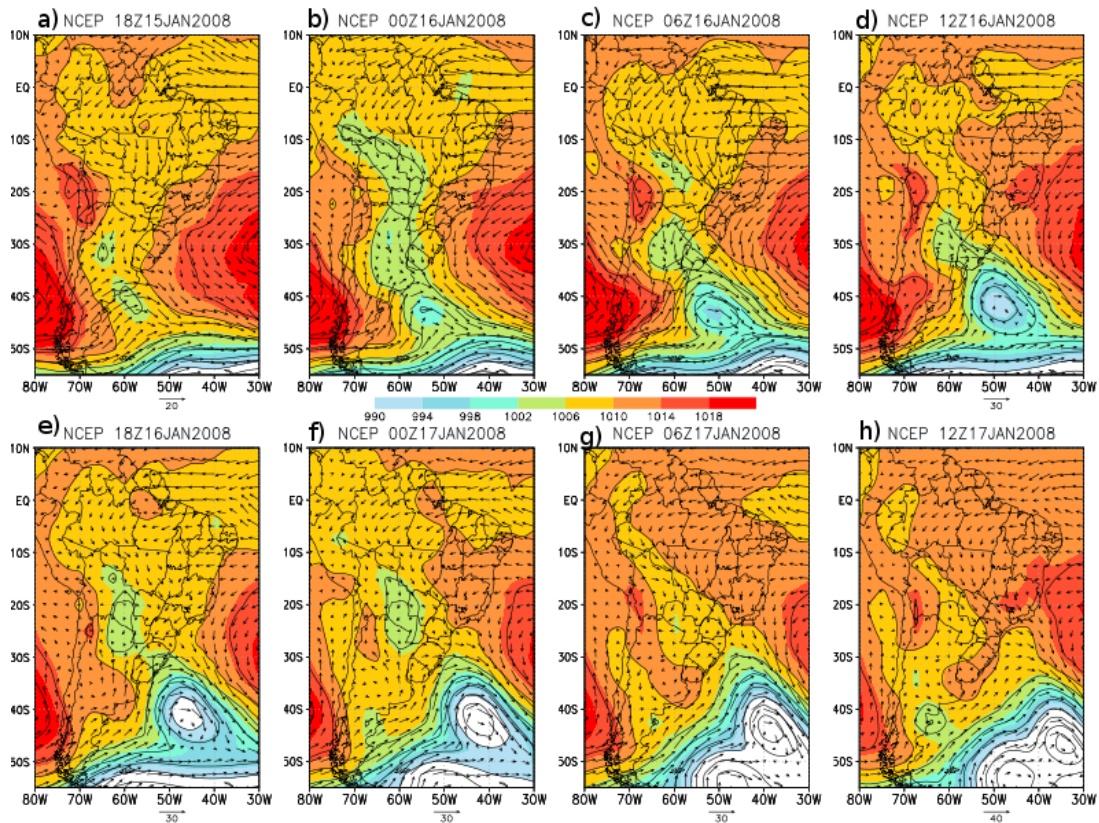


Figura C.21 - Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento (m/s) em 850 hPa do período de 15 de janeiro de 2008 às 18:00 UTC até 17 de janeiro de 2008 às 12:00 UTC gerados a partir das reanálises do NCEP/NCAR.

os valores tenham sido os menores. Isso porque nesse período inicial, ocorreu menor quantidade de precipitação em ambos os casos. Para a região sul (Figuras C.24d), o mínimo de RMS, muito próximo de zero, ocorreu nos horários em que o EN havia previsto chuva em excesso e o ENCDFY praticamente eliminou o viés positivo do EN. Para ambos os sistemas analisados, a precipitação associada era quase que totalmente convectiva. A resolução utilizada do modelo não foi capaz de resolver todos os processos associados à formação da convecção, acarretando em uma simulação fraca do ambiente saturado associado à formação dos sistemas.

O fato de o modelo simular os campos de vento mais fracos do que eles realmente foram observados contribuiu para a geração de um ambiente menos instável, já que o mecanismo de transporte de umidade e calor das regiões fonte para a região de formação dos sistemas não foi eficiente. A alteração de  $m_b$  pelo ENCDFY não causou impacto importante nos campos de vento.

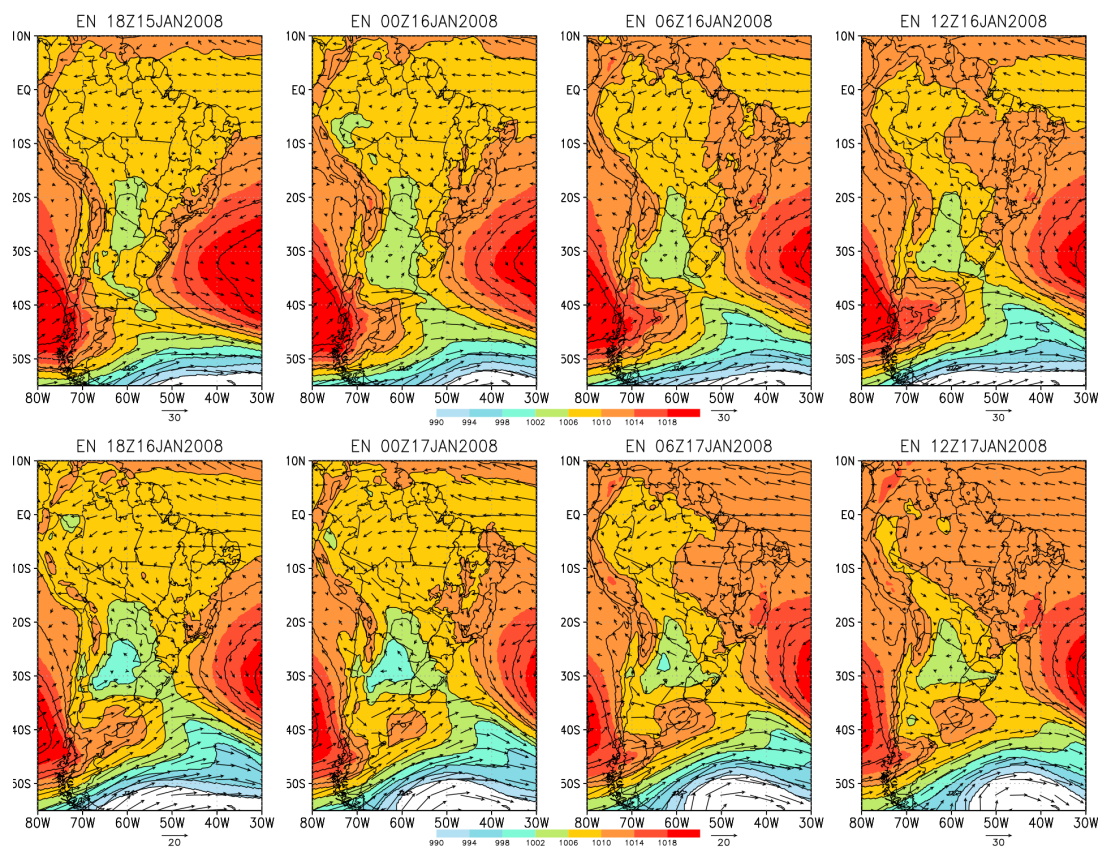


Figura C.22 - Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento (m/s) em 850 hPa metros de altura simulados pelo BRAMS utilizando o fechamento EN, do período de 17 de janeiro às 12:00 UTC a 18 de janeiro às 09:00 UTC.



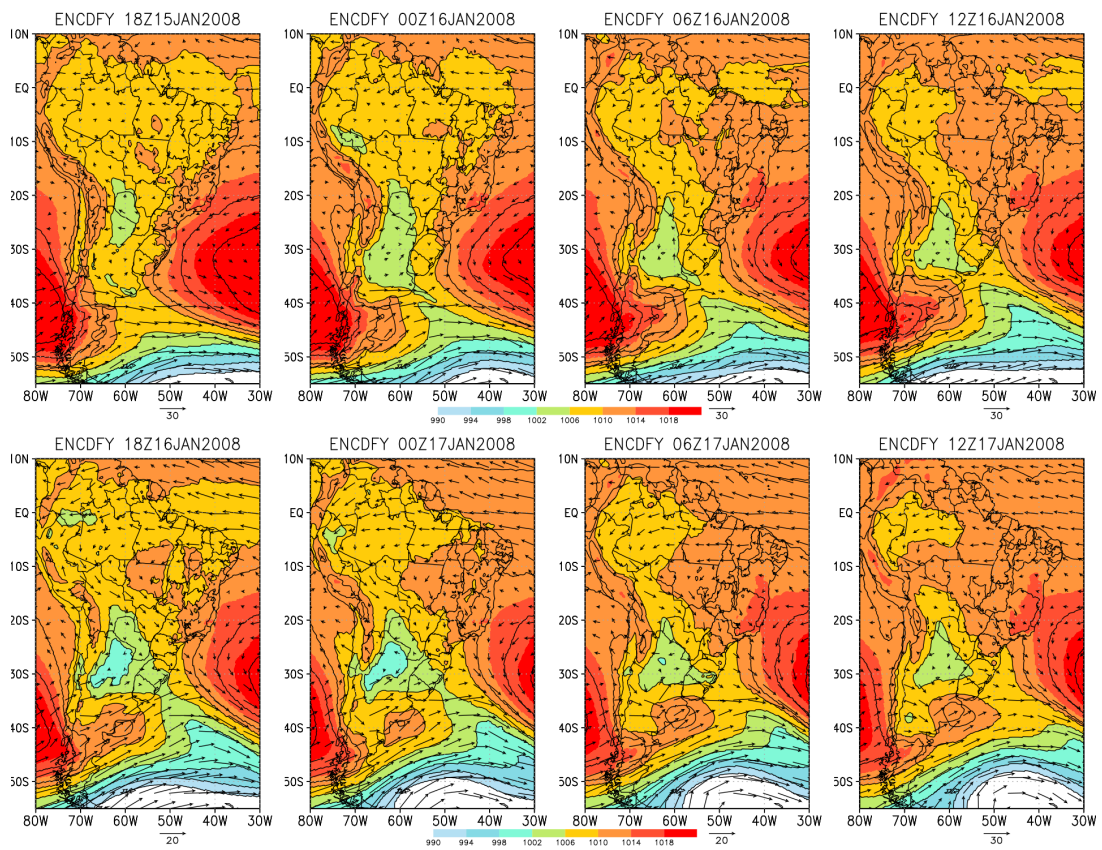
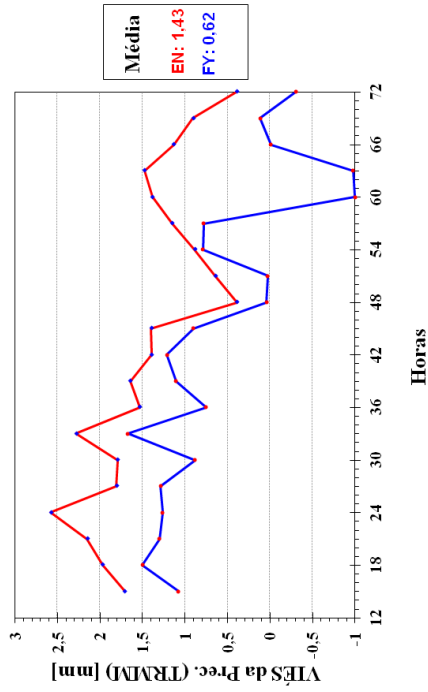


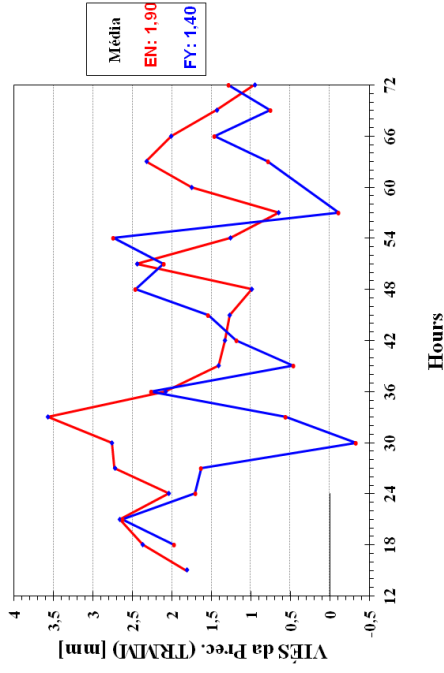
Figura C.23 - Idem à Figura C.16, exceto que é utilizando o fechamento ENCDFY.

Média NE em: [Previsões iniciadas entre 13/01/2008 a 13/01/2008] e [18 METAR + 0 PCDs do INMET]



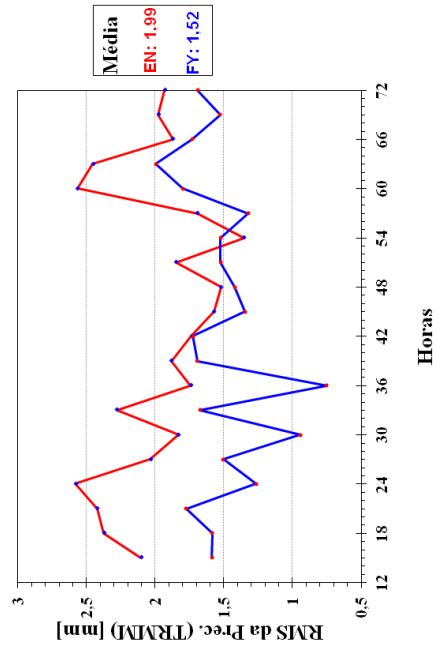
a)

Média em Sul: [Previsões iniciadas entre 13/01/2008 a 13/01/2008] e [17 METAR + 0 PCDs do INMET]



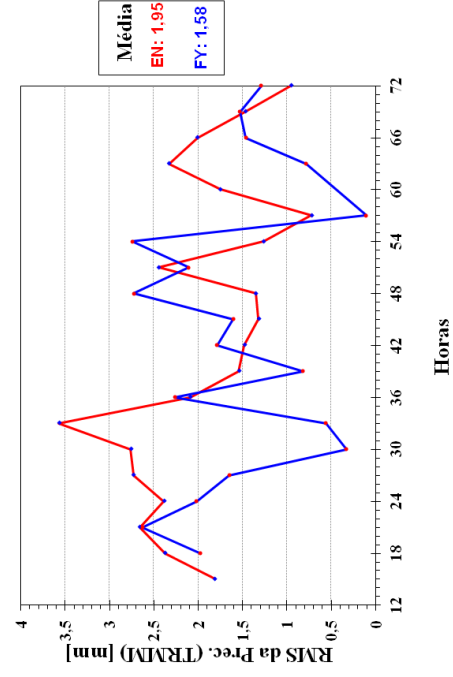
b)

Média em NE: [Previsões iniciadas entre 13/01/2008 a 13/01/2008] e [18 METAR + 0 PCDs do INMET]



c)

Média em Sul: [Previsões iniciadas entre 13/01/2008 a 13/01/2008] e [17 METAR + 0 PCDs do INMET]



d)

Figura C.24 - Viés e RMS médios da precipitação (mm) sobre as áreas da Figura 3.12: a) e c) Nordeste e b) e d) Sul.





**Anexo A: Tabelas referentes aos cálculos dos índices estatísticos da Seção 4.2.**

Tabela D.0 - Índices estatísticos médios para a América do Sul: janeiro de 2006. (Continua.)

Janeiro de 2006						
Prazo de previsão: 24h						
	EN		FY 30d		FY 60d	
Intervalos	Bias	ETS	Bias	ETS	Bias	ETS
0,254	1,582	0,287	1,523	0,305	1,53	0,3
2,540	1,695	0,272	1,468	0,289	1,506	0,284
6,530	1,702	0,202	1,340	0,217	1,374	0,212
12,700	1,274	0,135	1,070	0,154	1,078	0,149
19,050	0,906	0,096	0,859	0,115	0,845	0,111
25,040	0,694	0,070	0,728	0,091	0,699	0,085
38,100	0,404	0,042	0,579	0,062	0,53	0,055
50,800	0,271	0,019	0,542	0,039	0,474	0,036
Prazo de previsão: 48h						
	EN		FY 30d		FY 60d	
Intervalos	Bias	ETS	Bias	ETS	Bias	ETS
0,254	1,600	0,263	1,549	0,279	1,555	0,276
2,540	1,678	0,25	1,471	0,262	1,511	0,259
6,530	1,680	0,175	1,341	0,191	1,394	0,189
12,700	1,186	0,106	1,06	0,122	1,073	0,12
19,050	0,821	0,068	0,835	0,085	0,814	0,082
25,040	0,640	0,048	0,699	0,062	0,66	0,059
38,100	0,422	0,021	0,537	0,034	0,495	0,031
50,800	0,311	0,011	0,49	0,020	0,423	0,019
Prazo de previsão: 72h						
	EN		FY 30d		FY 60d	
Intervalos	Bias	ETS	Bias	ETS	Bias	ETS
0,254	1,571	0,244	1,506	0,265	1,511	0,262
2,540	1,588	0,238	1,397	0,255	1,431	0,251
6,530	1,602	0,169	1,284	0,182	1,336	0,179
12,700	1,15	0,097	1,018	0,113	1,037	0,111
19,050	0,791	0,058	0,792	0,074	0,777	0,071
25,040	0,61	0,039	0,652	0,051	0,618	0,049
38,100	0,383	0,021	0,48	0,029	0,421	0,026
50,800	0,25	0,010	0,38	0,016	0,34	0,016

Tabela D.1 - **Conclusão.**

Prazo de previsão: 96h						
	EN		FY 30d		FY 60d	
Intervalos	Bias	ETS	Bias	ETS	Bias	ETS
0,254	1,574	0,23	1,501	0,253	1,510	0,249
2,540	1,582	0,225	1,378	0,241	1,409	0,238
6,530	1,559	0,157	1,236	0,166	1,272	0,164
12,700	1,048	0,084	0,94	0,097	0,950	0,094
19,050	0,691	0,046	0,712	0,06	0,697	0,057
25,040	0,531	0,027	0,575	0,038	0,542	0,035
38,100	0,325	0,008	0,42	0,017	0,368	0,015
50,800	0,198	0,004	0,356	0,01	0,289	0,008
Prazo de previsão: 120h						
	EN		FY 30d		FY 60d	
ntervalos	Bias	ETS	Bias	ETS	Bias	ETS
0,254	1,576	0,228	1,507	0,247	1,511	0,245
2,540	1,593	0,226	1,376	0,236	1,405	0,234
6,530	1,549	0,16	1,214	0,161	1,25	0,159
12,700	1,019	0,084	0,894	0,092	0,917	0,092
19,050	0,646	0,044	0,647	0,056	0,65	0,054
25,040	0,469	0,027	0,503	0,036	0,486	0,035
38,100	0,288	0,013	0,356	0,017	0,306	0,016
50,800	0,186	0,005	0,286	0,007	0,228	0,007

Tabela D.2 - Idem à Tabela D.0, exceto para janeiro de 2008. (**Continua.**)

Janeiro de 2008						
Prazo de previsão: 24h						
	EN		FY 30d		FY 60d	
Intervalos	Bias	ETS	Bias	ETS	Bias	ETS
0,254	1.499	0.293	1.453	0.305	1.457	0.308
2,540	1.673	0.281	1.469	0.288	1.508	0.292
6,530	1.684	0.212	1.358	0.210	1.397	0.212
12,700	1.235	0.129	1.061	0.133	1.069	0.135
19,050	0.822	0.085	0.817	0.091	0.807	0.092
25,040	0.611	0.065	0.664	0.068	0.647	0.068
38,100	0.373	0.035	0.479	0.038	0.447	0.037
50,800	0.265	0.016	0.400	0.020	0.355	0.021
Prazo de previsão: 48h						
	EN		FY 30d		FY 60d	
Intervalos	Bias	ETS	Bias	ETS	Bias	ETS
0,254	1.471	0.270	1.429	0.284	1.435	0.285
2,540	1.540	0.260	1.358	0.260	1.392	0.266
6,530	1.450	0.180	1.168	0.177	1.215	0.182
12,700	0.944	0.103	0.830	0.104	0.851	0.106
19,050	0.615	0.062	0.609	0.065	0.612	0.067
25,040	0.462	0.043	0.485	0.044	0.481	0.048
38,100	0.270	0.019	0.352	0.024	0.325	0.026
50,800	0.162	0.008	0.301	0.015	0.243	0.014
Prazo de previsão: 72h						
	EN		FY 30d		FY 60d	
Intervalos	Bias	ETS	Bias	ETS	Bias	ETS
0,254	1.424	0.254	1.387	0.264	1.392	0.266
2,540	1.451	0.247	1.290	0.239	1.320	0.242
6,530	1.358	0.161	1.089	0.153	1.131	0.155
12,700	0.925	0.087	0.782	0.084	0.805	0.085
19,050	0.624	0.051	0.589	0.051	0.594	0.052
25,040	0.473	0.032	0.481	0.033	0.476	0.034
38,100	0.293	0.017	0.375	0.017	0.343	0.018
50,800	0.206	0.014	0.323	0.013	0.268	0.013

Tabela D.2 - **Conclusão.**

Prazo de previsão: 96h						
	EN		FY 30d		FY 60d	
Intervalos	Bias	ETS	Bias	ETS	Bias	ETS
0,254	1.408	0.242	1.370	0.254	1.371	0.257
2,540	1.413	0.236	1.254	0.235	1.287	0.238
6,530	1.323	0.157	1.055	0.152	1.100	0.156
12,700	0.885	0.084	0.762	0.083	0.770	0.083
19,050	0.583	0.047	0.566	0.046	0.556	0.045
25,040	0.432	0.028	0.460	0.028	0.438	0.027
38,100	0.258	0.014	0.352	0.013	0.310	0.015
50,800	0.191	0.010	0.315	0.007	0.259	0.011
Prazo de previsão: 120h						
	EN		FY 30d		FY 60d	
Intervalos	Bias	ETS	Bias	ETS	Bias	ETS
0,254	1.383	0.242	1.344	0.249	1.345	0.251
2,540	1.399	0.241	1.232	0.233	1.263	0.240
6,530	1.296	0.161	1.034	0.152	1.078	0.157
12,700	0.828	0.080	0.724	0.080	0.745	0.078
19,050	0.511	0.040	0.524	0.044	0.513	0.040
25,040	0.359	0.024	0.419	0.027	0.384	0.022
38,100	0.205	0.010	0.302	0.013	0.241	0.009
50,800	0.142	0.005	0.251	0.006	0.180	0.005

Tabela D.3 - Idem à Tabela D.0, exceto para janeiro de 2010. (Continua.)

Janeiro de 2010						
Prazo de previsão: 24h						
	EN		FY 30d		FY 60d	
Intervalos	Bias	ETS	Bias	ETS	Bias	ETS
0,254	1,646	0,253	1,576	0,27	1,588	0,271
2,540	1,814	0,235	1,527	0,242	1,581	0,245
6,530	1,773	0,173	1,333	0,168	1,379	0,172
12,700	1,196	0,108	1,009	0,106	1,016	0,11
19,050	0,808	0,078	0,792	0,077	0,782	0,081
25,040	0,583	0,062	0,664	0,06	0,648	0,063
38,100	0,343	0,042	0,529	0,039	0,500	0,044
50,800	0,229	0,024	0,482	0,028	0,434	0,033
Prazo de previsão: 48h						
	EN		FY 30d		FY 60d	
Intervalos	Bias	ETS	Bias	ETS	Bias	ETS
0,254	1,526	0,266	1,483	0,277	1,491	0,277
2,540	1,551	0,243	1,356	0,236	1,39	0,240
6,530	1,415	0,163	1,127	0,157	1,174	0,164
12,700	0,968	0,092	0,847	0,093	0,868	0,098
19,050	0,676	0,058	0,671	0,059	0,663	0,062
25,040	0,525	0,04	0,569	0,041	0,541	0,043
38,100	0,337	0,019	0,455	0,021	0,396	0,021
50,800	0,266	0,01	0,407	0,012	0,327	0,011
Prazo de previsão: 72h						
	EN		FY 30d		FY 60d	
Intervalos	Bias	ETS	Bias	ETS	Bias	ETS
0,254	1,518	0,248	1,467	0,257	1,474	0,260
2,540	1,491	0,234	1,322	0,226	1,357	0,235
6,530	1,383	0,162	1,104	0,147	1,154	0,156
12,700	0,971	0,085	0,829	0,081	0,854	0,087
19,050	0,695	0,049	0,661	0,050	0,664	0,053
25,040	0,526	0,03	0,561	0,035	0,546	0,035
38,100	0,347	0,015	0,442	0,017	0,398	0,017
50,800	0,266	0,008	0,387	0,008	0,32	0,008

Tabela D.3 - **Conclusão.**

Prazo de previsão: 96h						
	EN		FY 30d		FY 60d	
Intervalos	Bias	ETS	Bias	ETS	Bias	ETS
0,254	1,509	0,236	1,454	0,246	1,462	0,249
2,540	1,505	0,223	1,314	0,218	1,355	0,225
6,530	1,392	0,15	1,106	0,142	1,153	0,149
12,700	0,972	0,076	0,824	0,079	0,838	0,083
19,050	0,674	0,048	0,659	0,05	0,641	0,053
25,040	0,501	0,034	0,553	0,036	0,521	0,037
38,100	0,308	0,018	0,416	0,021	0,364	0,019
50,800	0,205	0,009	0,338	0,013	0,284	0,009
Prazo de previsão: 120h						
	EN		FY 30d		FY 60d	
Intervalos	Bias	ETS	Bias	ETS	Bias	ETS
0,254	1,494	0,232	1,449	0,241	1,451	0,242
2,540	1,486	0,214	1,295	0,206	1,329	0,211
6,530	1,343	0,138	1,077	0,133	1,110	0,134
12,700	0,901	0,065	0,776	0,074	0,787	0,073
19,050	0,635	0,036	0,599	0,046	0,592	0,044
25,040	0,475	0,025	0,493	0,032	0,473	0,031
38,100	0,265	0,009	0,377	0,018	0,318	0,016
50,800	0,182	0,002	0,318	0,01	0,247	0,010





## Anexo B: Artigos publicados e trabalhos em eventos (mais relevantes)

- dos Santos, A. F. ; FREITAS, S. R. ; de MATTOS, J. G. Z. ; DE CAMPOS VELHO, H. F. ; GAN, M. A. ; DA LUZ, E. F. P. ; GRELL, G. A. . Using the Firefly optimization method to weight an ensemble of rainfall forecasts from the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS). *Advances in Geosciences*, v. 35, p. 123-136, 2013.
- DA LUZ, E. F. P. ; SANTOS, A. F. ; BECCENERI, J. C. ; DE CAMPOS VELHO, H. F. ; FREITAS, S. R. ; GAN, Manoel Alonso ; de MATTOS, J. G. Z.; GRELL, G. A. . WEIGHTS ESTIMATION BY FIREFLY WITH PREDATION OPTIMIZATION FOR ENSEMBLE PRECIPITATION PREDICTION USING BRAMS. *Ciência e Natura*, v. 1, p. 91-93, 2013.
- SANTOS, A. F. ; DE CAMPOS VELHO, H. F. ; LUZ, E. F. P. ; FREITAS, S. R. ; Grell, G. ; GAN, Manoel Alonso . Firefly optimization to determine the precipitation field on South America. *Inverse Problems in Science and Engineering (Online)*, p. 1-16, 2012.
- SANTOS, A. F. ; DE CAMPOS VELHO, H. F. ; de MATTOS, J. G. Z. ; FREITAS, S. R. ; GAN, Manoel Alonso ; PASSOS, H. L. ; LUZ, E. F. P. . A parametric study for firefly algorithm by solving an inverse problem for precipitation field estimation. In: 1st International Symposium on Uncertainty Quantification and Stochastic Modeling (Uncertainties 2012), 2012, Maresias, SP. *Proceedings of the 1st International Symposium on Uncertainty Quantification and Stochastic Modeling*, 2012.





# Using the Firefly optimization method to weight an ensemble of rainfall forecasts from the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS)

A. F. dos Santos<sup>1</sup>, S. R. Freitas<sup>1</sup>, J. G. Z. de Mattos<sup>1</sup>, H. F. de Campos Velho<sup>2</sup>, M. A. Gan<sup>1</sup>, E. F. P. da Luz<sup>2</sup>, and G. A. Grell<sup>3</sup>

<sup>1</sup>National Institute for Space Research, Center for Weather Forecasting and Climate Studies, Cachoeira Paulista, Brazil

<sup>2</sup>Laboratory for Computing and Applied Mathematics, National Institute for Space Research, São José dos Campos, SP, Brazil

<sup>3</sup>National Oceanic and Atmospheric Administration, Boulder, CO, USA

*Correspondence to:* A. F. dos Santos (ariane.frassoni@cptec.inpe.br)

Received: 14 February 2013 – Revised: 25 July 2013 – Accepted: 8 August 2013 – Published: 17 September 2013

**Abstract.** In this paper we consider an optimization problem applying the metaheuristic Firefly algorithm (FY) to weight an ensemble of rainfall forecasts from daily precipitation simulations with the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS) over South America during January 2006. The method is addressed as a parameter estimation problem to weight the ensemble of precipitation forecasts carried out using different options of the convective parameterization scheme. Ensemble simulations were performed using different choices of closures, representing different formulations of dynamic control (the modulation of convection by the environment) in a deep convection scheme. The optimization problem is solved as an inverse problem of parameter estimation. The application and validation of the methodology is carried out using daily precipitation fields, defined over South America and obtained by merging remote sensing estimations with rain gauge observations. The quadratic difference between the model and observed data was used as the objective function to determine the best combination of the ensemble members to reproduce the observations. To reduce the model rainfall biases, the set of weights determined by the algorithm is used to weight members of an ensemble of model simulations in order to compute a new precipitation field that represents the observed precipitation as closely as possible. The validation of the methodology is carried out using classical statistical scores. The algorithm has produced the best combination of the weights, resulting in a new precipitation field closest to the observations.

## 1 Introduction

Precipitation is one of the most important meteorological variables of the climate system and directly affects human activities. It is often the variable of greatest interest to the public in a daily weather forecast. People want to know whether or not precipitation will occur, and if a precipitation event is predicted, an accurate quantitative precipitation forecast is also of great value.

However, while the precipitation forecast provides very important information for the population, it is the most difficult variable to predict, due to the fact that accuracy in the timing and spatial distribution of the precipitation is crucial. Moreover, quantitative precipitation forecasting, especially in tropical and subtropical regions in summertime, is particularly challenging because of the convective nature of much of the precipitation (Stensrud et al., 2000). Precipitation is a final result of a set of physical processes, associated with convection and cloud formation, that are not well understood or well represented in the numerical models. Some of these physical processes and parameters cannot be explicitly predicted in full detail on the model grid points (or wave numbers for spectral models), but their effects on the resolved variables in the model are crucial for obtaining a correct forecast.

The model physics, especially the convective processes, contribute to uncertainties in weather and climate forecasts due to the imperfect representation of the atmosphere in the model (Tribbia and Baumhefner, 1988). The representations of the physical and dynamical processes in the atmospheric

model are some of the sources of errors in numerical forecasts, and they are termed external errors (due to deficiencies; Reynolds et al., 1994). These errors grow with the time integration of the atmospheric flow, thus making predictability dependent on the atmospheric state (Lorenz, 1963).

In a regional model, the temporal and spatial scales are reduced compared with global circulation models, and the location and amounts of precipitation should be better represented in these models, though this is not always the case. The models have difficulty in developing and organizing convection at the correct location and time (Kain and Fritsch, 1992). The characteristics of precipitation forecasts are often directly affected by the assumptions used to develop the model parameterization schemes for convection and other processes (Stensrud et al., 2000). In this sense, the problem associated with convective parameterizations is to find a relation between the intensity of the subgrid-scale convective activity and the large-scale variables. Although extensive progress has been made since the first studies about convective parameterization, it is still an open task. Hence, cumulus parameterization is one of the most difficult problems in both weather and climate prediction.

A cumulus parameterization is an attempt to account for the net effect of an ensemble of clouds on the scale of the atmospheric model (Arakawa and Schubert, 1974). The goal of cumulus parameterization is to determine changes in the simulated large-scale environment due to the collective influence of multiple cumulus clouds (Jones and Randall, 2011). A statistical approach is used to assume the solution, which always introduces errors, providing an additional source of uncertainty to the stochastic nature of the atmosphere.

Each parameterization method derives information about the processes from the meteorological variables, considering a set of assumptions. Many schemes have been developed to represent the convection process. For some interesting review articles on convective parameterizations the reader is referred to Yanai et al. (1973), Frank (1983), Grell et al. (1991), Emanuel and Raymond (1993) and Arakawa (2004). New ideas that have recently been implemented include build-in stochasticism (Grell and Dévényi, 2002; Lin and Neelin, 2003), and the super parameterization approach (Grabowski and Smolarkiewicz, 1999; Randall et al., 2003). For our purposes we will not discuss the super parameterization approach, which implements a different design.

The more commonly used parameterization approaches differ significantly in their closure assumptions and description of the iteration between the environment and convection. Closure refers to the link between the assumptions in the parameterization and the forecast variables, and it closes the loop between the parameterization and forecast equations. The main concept of a parameterization scheme is the choice of a closure, which consists of a set of statistical equations governing the system, whose size is too large (Arakawa, 2004). The differences among the parameterizations are a consequence of the uncertainties in the understanding of the

physical and dynamical processes of convection, particularly with respect to how to express the iteration between the large-scale flow and convective clouds in parameterized terms (Bao et al., 2011). The debate regarding which assumptions are most appropriate under certain conditions and locations has led to many discussions in past studies (Grell and Dévényi, 2002).

A way to make use of the uncertainties in numerical prediction is to generate an ensemble of forecasts to span the space of possible numerical solutions (Stensrud et al., 2000). The goal of ensemble forecasting is to predict the forecast probability of future weather events by the integration of an ensemble of numerical predictions (Lorenz, 1965; Mullen and Baumhefner, 1994). The ensemble members can be created using different initial conditions, different physical parameters or by applying different model systems (Casanova and Ahrens, 2009). The use of different physical parameterizations, which creates different model configurations, has been used to generate a multi-model ensemble of experiments (Houtekamer et al., 1996; Stensrud et al., 2000). Stensrud et al. (2000) compared an ensemble using configurations with different physical processes and identical initial conditions with an ensemble of different model initial conditions and identical model configurations. Specifically, five different convective parameterization schemes were used within the ensemble. They investigated 48 h forecasts during summertime in North America. They found more skill when using a model physics ensemble than when using an initial condition ensemble when the large-scale forcing for upward motion was weak. When the large-scale forcing for upward motion was strong, improved forecast skill was found with the initial condition ensemble. According to the authors, the results suggested that varying the model physics is a potentially powerful method to use in the creation of ensembles.

Bao et al. (2011) mentioned that the use of parameterizations separately in a single model framework provides a way to take advantage of the uncertainties in numerical prediction in terms of generation of an ensemble of different realizations in order to provide an ensemble prediction. In this sense, Grell and Dévényi (2002), hereafter GD, developed a convective parameterization scheme proper to create a physical ensemble inside the same model system and using the same initial conditions if the user desired. GD developed a deterministic scheme expanding the convective parameterization of Grell (1993) to include several assumptions of classical closures and parameters commonly used in convective parameterizations, which are often used in different realizations of the same model to create an ensemble of physics. The GD parameterization scheme has been developed to provide more freedom to users to choose one or more assumptions and closures within the extensive existing options. The ensemble members are chosen to allow a large spread in terms of accumulated convective rainfall (Bao et al., 2011). The ensemble of closures consists of disturbances around the classical closures of Grell (1993); a simplified version of Arakawa

and Schubert (1974) and Kain and Fritsch (1993), low-level omega (Brown, 1979; Frank and Cohen, 1987) and integrated vertical advection of moisture (Krishnamurti et al., 1983), which is a Kuo (1974) type closure, hereafter GR, AS, KF, LO and MC, respectively. GD used these members to determine the ensemble mean. Using the ensemble mean realization, a numerical representation of precipitation and atmospheric heating and moistening rates is obtained.

However, the ensemble mean is most likely not the best choice, since some closure options can provide the best precipitation forecasts individually (Santos et al., 2013). The GD ensemble could be improved by using the best combination of ensemble members. In a first approximation, the results of the model with different closure options could be combined with weighting the ensemble of precipitation forecasts of the model system. Many methodologies have been used to combine different members of an ensemble to generate a bias-corrected ensemble. An ensemble method which requires several model outputs and is applied in several studies is called a Multimodel-Superensemble (Krishnamurti et al., 1999; Krishnamurti et al., 2000, 2002), which is weighted with an adequate set of weights calculated during a period of training (Cane and Milelli, 2010). Cane and Milelli (2010) used several model outputs to generate weights to obtain a combined estimation of precipitation by least-square minimization of the difference between the model and the observed field using the Gauss–Jordan method applied to Piemonte, Italy. The authors used the data collected in the period March 2006–August 2008 from 342 weather stations, along with different model outputs from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) and different versions of the model Consortium for Small-scale Modeling (COSMO). The weights were calculated only once, during a training period, and then applied during the forecast time integration. The results showed significant improvement for low thresholds of precipitation, with a reduction of the bias and of the false alarm rates.

In order to identify the role of each component of the convective parameterization ensemble in representing precipitation over South America using the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System Freitas et al. (2009) (BRAMS), an inverse problem methodology is applied to estimate the parameters associated with each member of the ensemble of GD and then construct a new precipitation field with bias removal. The inverse problem is formulated as an optimization problem for retrieving the weights of a set of precipitation simulations obtained from the GD convective parameterization of the model BRAMS, and it is solved using an metaheuristic optimization method called the Firefly algorithm (FY) (Yang, 2008). The parameter estimation consists of minimizing an objective function using model parameter adjustment. The objective function is a measure of the distance between the observed data and BRAMS forecasts, the root mean square deviation of the model forecasts and observations.

The remainder of this paper is organized as follows: Sect. 2 gives a description of the FY, Sect. 3 describes briefly the model BRAMS, Sects. 4, 5, and 6 give a description of the experiments, observed data used and mathematical formulation of the proposed problem, respectively. Section 7 describes the statistical verification of the results, while Sect. 8 discusses the main results. Finally, Sect. 9 provides some conclusions concerning the solutions obtained by the FY application and directions for future work.

## 2 The firefly algorithm (FY)

The FY was proposed by Yang (2008), and is based on the bioluminescence process which characterizes fireflies. Preliminary studies with this methodology have produced satisfactory results for this important application (Luz et al., 2009; Santos et al., 2013). According to the literature, although the FY has many similarities with other algorithms which are based on swarm intelligence (such as Particle Swarm Optimization – PSO, Artificial Bee Colony optimization – ABC, and others), the FY has many advantages over other techniques (Apostolopoulos and Vlachos, 2011). Lukasik and Zak (2009) and Yang (2009, 2010) describe the simplicity of the concept and implementation of the FY. The algorithm is very efficient and can outperform other conventional algorithms, such as genetic algorithms and Simulated Annealing (Kirkpatrick et al., 1983), as demonstrated in Luz (2012). Its main advantage is the fact that it uses mainly real random numbers, and is based on the global communication among the swarming particles, and as a result, it seems more effective in multiobjective optimization (Apostolopoulos and Vlachos, 2011).

According to Yang (2008), scientists do not yet have complete understanding of the function of the flashing lights of fireflies. However, there are at least two important functions associated with the flashes: (a) attracting mating partners, and (b) attracting potential prey.

In order to implement the algorithm based on the flashes of fireflies, Yang (2008) used the following three idealized rules: (i) the fireflies are unisex, so one firefly will be attracted to other fireflies regardless of their sex; (ii) attractiveness is proportional to brightness, so, for any two flashes, the less brighter one will move towards the brighter one. Furthermore, since the attractiveness is proportional to the brightness, both decrease as the distance between the fireflies increases. If there is no brighter firefly, it will move randomly; (iii) the brightness of a firefly is affected or determined by the landscape of the objective function.

There are two important pieces of information for determining the FY: the light intensity variation and the attractiveness formulation. For simplicity, the attractiveness is determined by the brightness, which in turn is associated with the objective function.

For a simple case, the brightness ( $I$ ) in a particular location is a function of its position  $x$  as follows:

$$I(x) \propto f(x), \quad (1)$$

and the attractiveness ( $\beta$ ) is relative to the firefly position from which the more attractive firefly is observed. Thus,  $\beta$  will depend on the distance  $r_{ij}$  between firefly  $i$  attracted by the brightness of firefly  $j$ . Moreover, light intensity decreases with increasing distance from its source and depends on the propagation medium, so the attractiveness varies with the degree of absorption.

The light intensity is assumed to be  $[I(r)]$  and it varies according to the inverse square distance  $r$ ,

$$I(r) = \frac{I_s}{r^2}, \quad (2)$$

where  $I_s$  is the light intensity at the source. For a given medium with a fixed light absorption coefficient  $\gamma$ , the light intensity varies with  $r$  as follows:

$$I = I_0 e^{-\gamma r}, \quad (3)$$

where  $I_0$  is the original light intensity. In order to avoid the singularity at  $r = 0$  in the Eq. (2), the combined effect of both the inverse square law and absorption can be approximated as the following Gaussian form:

$$I(r) = I_0 e^{-\gamma r^2}, \quad (4)$$

which can be approximated as

$$I(r) = \frac{I_0}{1 + \gamma r^2}. \quad (5)$$

The attractiveness  $\beta$  is proportional to the light intensity seen by adjacent fireflies as follows:

$$\beta = \beta_0 e^{-\gamma r^2}, \quad (6)$$

where  $\beta_0$  is the attractiveness at  $r = 0$ . This function can be approximated by:

$$\beta(r) = \frac{\beta_0}{1 + \gamma r^2}. \quad (7)$$

The distance between any two fireflies  $i$  and  $j$  at  $x_i$  and  $x_j$ , respectively, is the Cartesian distance

$$r_{ij} = |x_i - x_j| = \sqrt{\sum_{k=1}^d (x_{i,k} - x_{j,k})^2}, \quad (8)$$

where  $x_{i,k}$  is the  $k$ -th component of the spatial coordinate  $x_i$  of  $i$ -th firefly.

The movement of a firefly  $i$  attracted to another more attractive (brighter) firefly  $j$  in a given time step ( $t$ ) is determined by:

$$x_i^{t+1} = x_i^t + \beta_0 e^{-\gamma r_{ij}^2} (x_j^t - x_i^t) + \alpha \left( \text{rand} - \frac{1}{2} \right), \quad (9)$$

where  $\alpha$  is the randomization parameter and “rand” is a random number uniformly distributed in  $[0, 1]$ .

The second term on the right hand side of Eq. (9) is due to the attraction, while the third term is the randomization term, associated with the random movement of firefly  $i$  toward firefly  $j$ . Without this term, the fireflies could possibly be attracted to a firefly that is not necessarily the brightest. The solution would be restricted to a local minima, the best solution in the local search space. With the randomization term, the search over small deviations makes it possible to escape from local minima, creating a higher chance of finding the global minimum of the function.

The  $\gamma$  parameter (in  $\text{m}^{-1}$ ) is an absorption coefficient which controls the decrease of the light intensity. It characterizes the attractiveness variation and is crucially important in determining the speed of convergence and how the FY behaves. In theory,  $\gamma \in [0, \infty)$ , but in practice and in most applications,  $\gamma = O(1)$  and is determined by the characteristic length  $\Gamma$  of the system to be optimized. For most applications, it typically varies from 0.1 to 10.

### 3 The BRAMS model

The BRAMS model (Freitas et al., 2009) is a joint project of several Brazilian institutions, including the Center for Weather Forecasting and Climate Studies (CPTEC) of the National Institute for Space Research (INPE), and was initially funded by FINEP (The Brazilian Funding Agency). BRAMS is based on the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) (Walko et al., 2000), with several new functionalities and parameterizations. BRAMS is a numerical model developed to simulate atmospheric circulations on many scales. It solves the time-split compressible non-hydrostatic equations described by Tripoli and Cotton (1982). The set of physical parameterizations in BRAMS is appropriate for simulating processes such as surface-air exchange, turbulence, convection, radiation and cloud microphysics (Freitas et al., 2009). The BRAMS model includes an ensemble version of a deep and shallow cumulus scheme based on the mass flux approach (the GD scheme).

The convective parameterization trigger function uses the turbulent kinetic energy (TKE) of the RAMS Planetary Boundary Layer (PBL) parameterization to modulate the maximum distance that air parcels can rise from their source level and, based on that, to determine if a grid column will be able to sustain convection (Freitas et al., 2009). The trigger function is modified using the parameter `cap_max`, which represents the maximum distance the air parcel can rise and trigger the convective portion of a column if it can reach the condensation level and, subsequently, free convection. The `cap_max` is modified with three values to be used in the ensemble. The ensemble is built with 3 perturbations of the trigger function (as described before), 3 perturbations of the precipitation efficiency and a total of 16 perturbations of the

mass fluxes at cloud base generated from 5 mass flux closure options, providing a total number of members equal to  $3 \times 3 \times 16 = 144$ . Finally, by taking the arithmetic mean over the trigger functions, precipitation efficiencies and closure perturbations for each of the 5 mass flux closure options, the dimension of the ensemble is reduced to 5 members, denoted by GR, MC, LO, AS and KF. Then, an arithmetic mean of these 5 members provides a unique solution denoted by ensemble mean (EN). A detailed description of the 144 members of the convective parameterization is given in GD.

#### 4 Experimental design

The BRAMS model version 4.3 was used to simulate precipitation over South America. The model was run for a forecast length of 24 h, once a day, from 1–31 January 2006, initialized at 12:00 UTC, with a restart every 24 hours. The following configuration was used: the GD convective parameterization scheme, a model grid with 25 km horizontal resolution covering South America and 100 m vertical resolution in the first level. The vertical resolution varied telescopically with higher resolution at the surface with a ratio of 1.1 up to a maximum vertical resolution of 950 m, with the top of the model at approximately 19 km (a total of 40 vertical levels). For initial and boundary conditions, we used the CPTEC/INPE Atmospheric General Circulation Model (AGCM) analysis with T126L28 resolution, where T126 is the rhomboidal truncation at wave number 126, and L28 indicates the number of model vertical levels.

One approach to generating an ensemble is to use different model physical process parameterization schemes to construct various versions of a model and produce an ensemble of simulations that start from the same initial condition (Stensrud et al., 2000). If all configurations of the model are equally skillful, the ensemble mean should be a good approximation. As this assumption cannot be verified, since each member has a different skill, the ensemble members should be weighted unequally (Thompson, 1977). To create this physics ensemble, the focus of this study is the choice of different parameterization assumptions for deep convection, yet there is uncertainty in other aspects of the model, including the initial and boundary conditions, and parameterizations of turbulence, the planetary boundary layer (as shown in Stensrud et al., 2000), microphysics and radiation, among others. The possible role of these other parameterizations in the ensemble system has not yet been investigated but will be the focus of future studies.

In this paper, six different model simulations were performed. From this, a set of distinct precipitation forecasts ( $P$ ) was created using five different closure options (i.e. GR, MC, LO, AS and KF), hereafter  $P_{GR}$ ,  $P_{MC}$ ,  $P_{LO}$ ,  $P_{AS}$  and  $P_{KF}$ , respectively, and a run was performed using the EN closure. The EN precipitation field was used as the control. All simulations started from the same model initial condition. The

weighted ensemble ( $P_M$ ) based on the set of  $P$  was created using the FY.  $P_M$  is defined as the linear combination of  $P_{GR}$ ,  $P_{MC}$ ,  $P_{LO}$ ,  $P_{AS}$  and  $P_{KF}$ . The methodology proposed to obtain a well-weighted ensemble is detailed in Sect. 6.

#### 5 Observations

The following definition of a 24 h period was chosen for this study: from 12:00 UTC on the previous day to 12:00 UTC on the current day (precipitation accumulated in 24 h) for January 2006. During summertime (austral summer December–February), more than 50 % of the total annual precipitation over most of tropical and subtropical South America typically occurs, mainly in central and southern South America (Rao and Hada, 1990; Figueroa and Nobre, 1990; Gan et al., 2004), due to the climatological characteristics of the South American monsoon system (Zhou and Lau, 1998; Gan and Moscati, 2003; Gan et al., 2004). This period was chosen because the precipitation in January spans the range from weak to strong forced convective forecast problems routinely handled by operational forecasters (Stensrud et al., 2000).

The precipitation data is from the CPTEC/INPE, and is a combined dataset using a technique called MERGE (Rozante et al., 2010). The authors combine data from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite precipitation estimates (Huffman et al., 2007) with rain gauge observations over South America. Although TRMM is highly valuable for numerical model evaluation, the MERGE technique is used to correct TRMM precipitation estimation problems, because systematic errors have been identified, in particular in the eastern portion of Northeast Brazil, where precipitation is underestimated due to the formation of warm clouds (Huffman et al., 2007). Warm clouds are clouds that purely consist of liquid water. The temperature inside warm clouds is warmer than 0 °C. The only requirement for a cloud to be classified as a warm cloud is the absence of ice crystals (IAC, 2013).

#### 6 Solving the inverse problem: weight estimation

To find the best combination of  $P$  in order to obtain  $P_M$ , we applied the FY to solve an inverse problem of parameter estimation, computed as an optimization problem. The goal is to identify the optimum weight values associated with each member of the ensemble. The weight set is the unknown vector of parameters denoted by  $W^T$  with 5 dimensions ( $d = 5$ ). We assume the objective function  $J(P)$  as the inverse of the light intensity of a firefly, since we need minimize the square of the difference between  $P_M$  and the observed precipitation field or MERGE data ( $P_O$ ). The estimator  $J(P)$  is a random variable that minimizes the Euclidian norm square of  $P_M - P_O$ , i.e.  $J(P)$  minimizes

**Table 1.** Parameter values used in the FY.

Parameter	Value
$\alpha$	0.1
$\beta_0$	0.5
$\gamma$	10.0
$n$	50
$G$	100

$$\begin{aligned}
 J(P) &= |P_M(W^T) - P_O|^2 \\
 &= [P_M^W - P_O]^T [P_M^W - P_O] \\
 &= \sum_{i=1}^{w_i} [P_M(W^T) - P_O]^2, P_M = \sum_i w_i P_i \quad (10)
 \end{aligned}$$

where  $W^T \equiv [w_i, i = 1, \dots, d]^T$ ,  $P_i$  ( $i = 1, 2, \dots, N_w$ ) and  $N_w = d$ . Each member of  $P_M$  is associated with a weight in the parameter vector, represented by  $W^T = [w_{GR}, w_{MC}, w_{LO}, w_{AS}, w_{KF}]^T$ . Therefore,

$$P_M = w_{GR} P_{GR} + w_{MC} P_{MC} + w_{LO} P_{LO} + w_{AS} P_{AS} + w_{KF} P_{KF}. \quad (11)$$

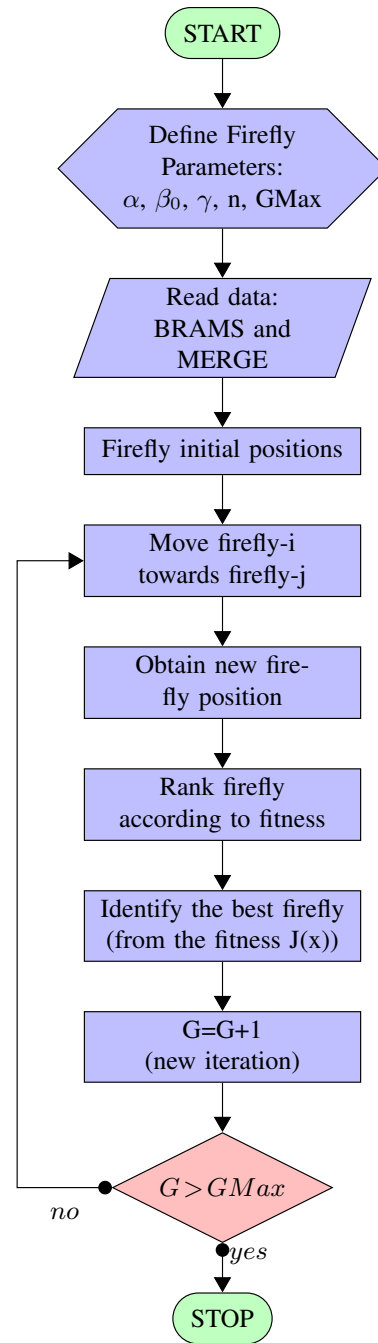
The subscripts GR, MC, LO, AS and KF denote the different choices of closures (see Sect. 3).

Each firefly represents a candidate solution (the  $W^T$  vector), and the brightest firefly identifies the best weight set for weighting  $P_M$ . The best solution (the brightest and most attractive firefly) is the minimum value of  $J(P)$ .

The parameters used in the FY are: the number of generations ( $G$ ), i.e. the number of iterations; the number of fireflies ( $n$ ) for each  $G$ ,  $\beta_0$ ,  $\alpha$  and  $\gamma$ . The total number of function evaluations was 5000 ( $n \times G$ ). The parameters used are summarized in Table 1. The sensitivity of the algorithm with respect to the chosen parameters was previously tested, allowing the choice of the best parameters to be used together to solve the proposed inverse problem. More details can be found in Santos et al. (2012). However, the FY is very sensitive to parameter changes. There is no guarantee that the parameters used in this work will be the best choice for another condition. The parameters used are valid only for the BRAMS forecasts with specifications described in Sects. 3 and 4.

Figure 1 shows a flowchart of the proposed inverse problem solution using FY. The first step is to set the FY parameters. Here, we associate each firefly with the vector  $W^T$ , with each component between the interval  $[0, 1]$ . The BRAMS precipitation simulations ( $P_{GR}$ ,  $P_{MC}$ ,  $P_{LO}$ ,  $P_{AS}$  and  $P_{KF}$ ) are supplied as input to FY and the output is the best value for  $W^T$ .

The initial candidate solution for the iterative optimization process is randomly generated. The fireflies are sorted based on the  $J(P)$  evaluation, where the brightest firefly is classified on the first position, and so on. This process is the evaluation of the first firefly population (first generation), and it



**Fig. 1.** The firefly algorithm implemented.

is repeated for next generations. If the iteration number  $G$  is less than the maximum number of generations ( $GMax$ ), the process continues. This is the termination criterion that needs to be satisfied to end the iterative process. The generation of a new solution, i.e. the movement of a firefly, is given by Eq. (9). For each generation, the swarm of  $n = 50$  fireflies is ranked based on their light intensity, and the firefly with the maximum light intensity (i.e. the solution with the minimum



$J(P)$ ) is chosen as the potential optimal solution. In the last iteration, the firefly with the brighter light intensity among the swarm of fireflies is considered the optimal solution of the inverse problem.

Finally, with the computed optimized solution, the vector  $W^T$  for each grid point of the domain is saved, and the final precipitation field is retrieved. The retrieved precipitation is  $P_M$  given by Eq. (11), i.e. the linear combination between each precipitation simulation and the corresponding weight.

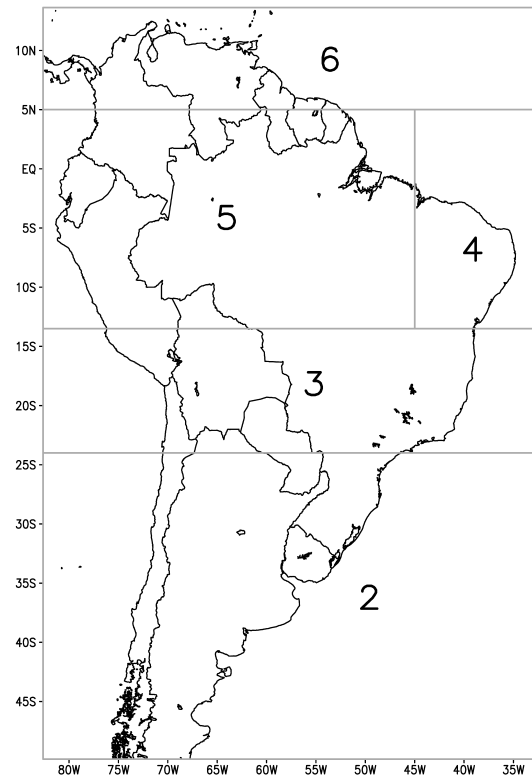
## 7 Verification forecasts

In this paper we used some classical statistical scores to compare results from the individual ensemble members, the GD EN and the ensemble weighted using the FY.

To evaluate model skill in simulating the actual rainfall, the bias score and the Equitable Threat Score (ETS) were computed at each grid point of the domain. The ETS measures the skill in predicting the precipitation amounts over a given threshold with respect to a random forecast (Rogers et al., 1995). The bias score is the ratio of the forecast precipitation to the observed precipitation for amounts exceeding a given precipitation category (Wilks, 1995). Bias greater than one indicates that the event was forecast more often than observed, or overpredicted.

The bias score and the ETS were calculated for different precipitation thresholds (0.254, 2.54, 6.53, 12.7, 19.05, 25.4, 38.1, 50.8 mm). These thresholds were chosen because they are commonly used and are standard thresholds used operationally at CPTEC/INPE. A brief description of these scores is given in Appendix A. Both indices were computed over the entire domain of South America and the adjacent oceans (both Pacific and Atlantic Oceans) and the domain was divided into five small areas. In these areas, there are different precipitation regimes, and the partition areas follow criteria used by Chou et al. (2002) with modifications to separate southern South America from central South America. These areas show completely different precipitation regimes during the entire year. Particularly during the summer months, it is known that when the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) is causing precipitation in Southeastern Brazil, there is no precipitation in the southern part of Brazil (Herdies et al., 2002). It is very important to consider the different precipitation regimes in central and southern South America. The corresponding geographical locations are indicated below and the areas are indicated in Fig. 2:

- South America: 82.6° W/32.6° W, 49.9° S/13.6° N;
- Southern South America (area 2): 82.6° W/32.6° W, 49.9° S/24° S;
- Central South America (area 3): 82.6° W/32.6° W, 24° S/13.5° S;

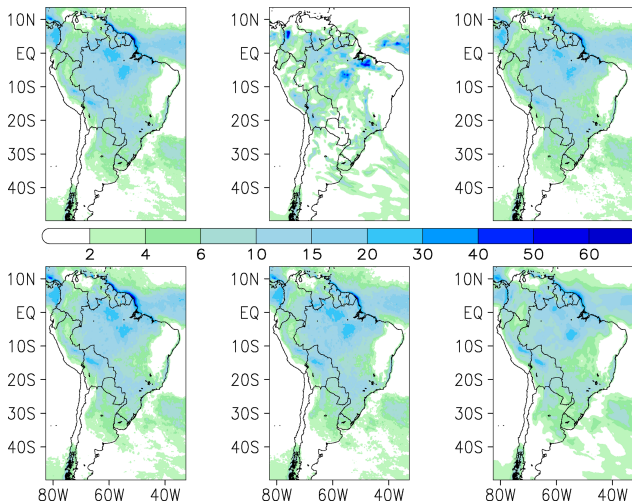


**Fig. 2.** Areas used to calculate the statistical scores. The numbers represent corresponding areas indicated in the text.

- Northeastern Brazil (area 4): 45° W/32.6° W, 13.5° S/5° N;
- Northwestern South America (area 5): 82.6° W/45° W, 13.5° S/5° N;
- Northern South America and tropical Atlantic Ocean (area 6): 82.6° W/32.6° W, 5° N/13.6° N.

## 8 Results

Figure 3 shows the January 2006 average 24-h accumulated precipitation as simulated by the BRAMS model using 5 different closures as well as the EN. A small spread is observed among all ensemble members (Fig. 3a–e), except for the AS member (Fig. 3b), which deviates more substantially. In the EN (Fig. 3f), the spatial pattern of the precipitation forecast is very similar to that of the individual members, as expected. Each ensemble member and the EN simulated a huge area of precipitation over the preferential position of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) during January, except for AS, which simulated intense rainfall over northern Brazil. The ITCZ in January is typically observed between the equator and 5° N (Waliser and Gautier, 1993; Nobre and Srunkla, 1996).

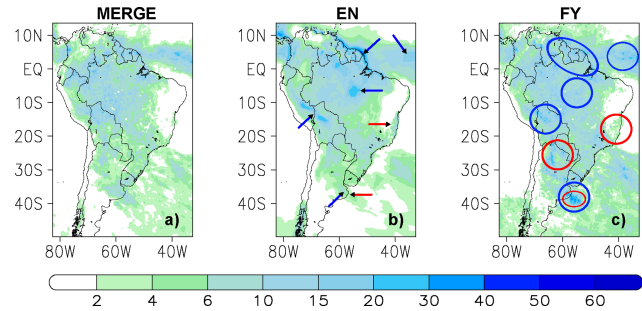


**Fig. 3.** 24-h accumulated precipitation for January 2006 (in mm) using the closures: (a) GR, (b) AS, (c) MC, (d) LO, (e) KF and (f) EN.

A comparison among the spatial distributions of the observed rainfall, that simulated by the GD ensemble mean (EN) and the ensemble with mean weighted with FY is shown in Fig. 4. The observed rainfall (Fig. 4a) shows a near uniform distribution of precipitation covering most of South America and adjacent oceans. More precipitation is observed between the equator and  $10^{\circ}$  N, associated with the ITCZ.

During January 2006, the ITCZ had been located around its climatological position near the African coast and slightly to the north near the Brazilian coast. According to the estimation in pentads of the mean position of the ITCZ in January 2006 from the location of the minimum values of Outgoing Longwave Radiation (OLR) along the Equatorial Atlantic Ocean (Climanálise, 2006), in most pentads it was north of the climatological position near the Brazilian coast. However, during the first half of the month, the iteration between the ITCZ and the upper tropospheric cyclonic vortices favored the occurrence of rain on the north coast of Brazil.

Due to the intense activity of the ITCZ, there is more precipitation over the northern part of South America, with an accumulated amount of 6 mm to 10 mm (Fig. 4a). More intense accumulated precipitation is observed over the Atlantic Ocean (around 20 to 30 mm). Over the central part of South America, the elongated precipitation band from northwestern to southeastern South America is associated with the SACZ (Casarin and Kousky, 1986; Kodama, 1992), which is typically observed during the austral summer. Convective activities associated with typical thermodynamic summer cloud systems and mountain effects are found in western and northeastern Bolivia and southeastern Peru, producing rainfall amounts of around 20 to 30 mm. Intense precipitation is also found over northern and northeastern Argentina, as well as over Uruguay.

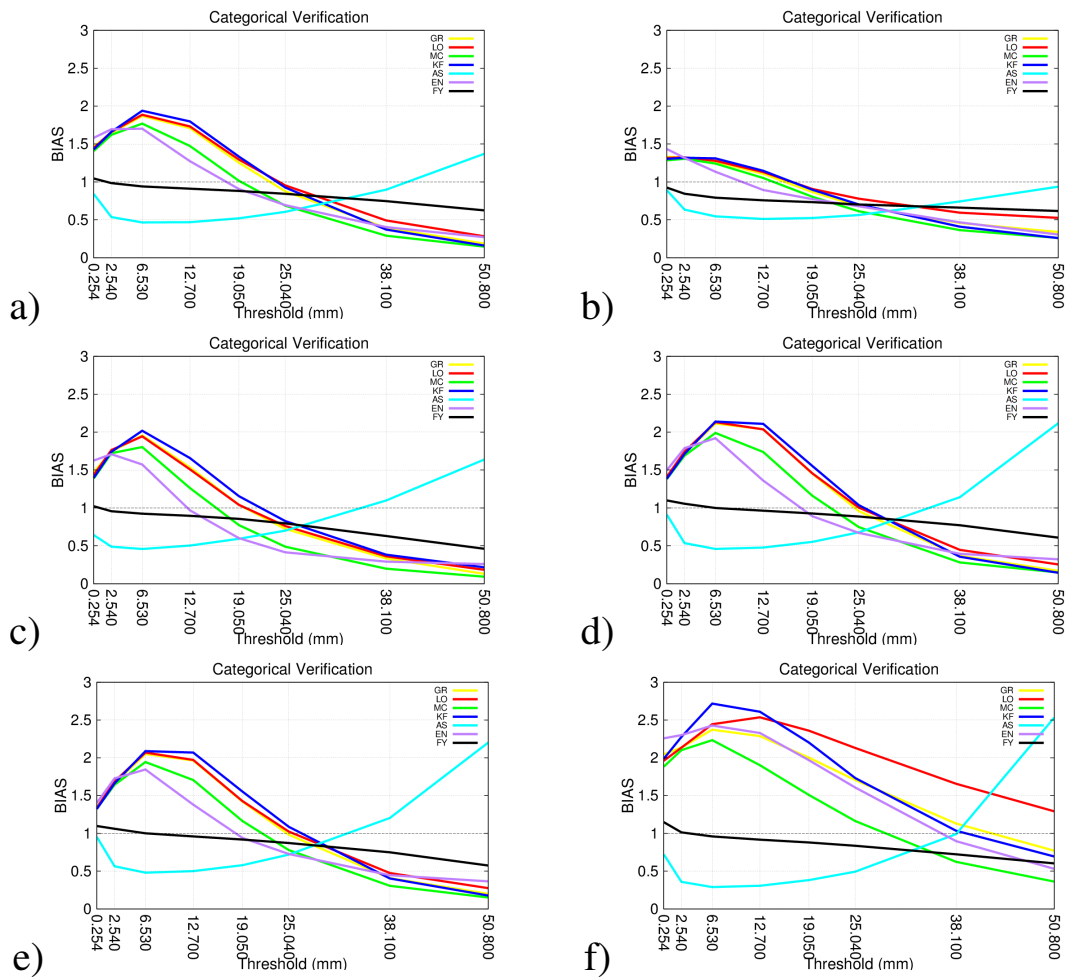


**Fig. 4.** 24-h accumulated precipitation for January 2006 (in mm): (a) observation (MERGE), (b) using the ensemble simple mean (EN) and (c) field weighted by FY. The blue (red) arrows and circles point out areas where the FY performance is better (worse) in comparison with EN.

The precipitation simulation by GD using the EN is shown in Fig. 4b. Comparing the EN field with the observed precipitation (Fig. 4a), one can see an overestimation of precipitation on the northern coast of South America and in the central-eastern Amazon basin, southeastern Peru and central Bolivia. Overestimation is also observed over the eastern part of Southeast Brazil, where the largest urban centers of Brazil and concentrated populations are located. Also, overestimation of light precipitation is evident in a large area of the ITCZ. Underestimation is observed over the western Amazon basin, southeastern Argentina and Uruguay.

The weighted precipitation generated by FY is shown in Fig. 4c. The results are clearly better when compared to the EN. Blue (red) arrows in Fig. 4b point out areas where the FY performance is better (worse) in comparison with the EN. Over the northern coast of South America and adjacent Atlantic Ocean, over the central Amazon basin and southeastern Peru and northern Bolivia, the FY reduced the overestimation observed in the GD EN field, generating a simulated precipitation field very close to the observation. The method showed good performance in increasing precipitation over the southeastern and northern portions of Argentina, where the GD EN underestimated precipitation. However, in these areas, FY overestimated precipitation, as shown by the red circles in Fig. 4c. Overestimation of light precipitation was observed (not shown) over central-southeastern Brazil, where precipitation amounts of about 2 to 6 mm were observed. FY did not reduce the total overestimation over the eastern part of Southeast Brazil, as highlighted by the red circle in Fig. 4c, but compared with the GD EN, highlighted by the red arrow in Fig. 4b, a reduction of the overestimation was observed.

For the bias score computed over all domains (Fig. 5), the magnitudes of the scores are comparable with the bias scores of other regional models shown in other studies (Chou and da Silva, 1999). Figure 5a shows the bias score mean averaged over the entire domain. LO and KF members produce bias scores higher (lower) than 1 for the thresholds lower (higher) than 25 mm, with a maximum (minimum)



**Fig. 5.** Bias score vs precipitation thresholds (0.254, 2.54, 6.53, 12.7, 19.05, 25.4, 38.1, 50.8 mm) for (a) South America, (b) area 2, (c) area 3, (d) area 4, (e) area 5, (f) area 6.

value of about 2 (0.25) for threshold 6.53 mm (50.8 mm). The MC member produces a similar performance, but bias higher (lower) than 1 is observed at thresholds lower (higher) than 19.05 mm, with minimum value of about 0.15. The EN produces a maximum bias of 1.75 for thresholds between 2.54 and 6.53 and bias lower than 1 for thresholds higher than 17 mm. The EN solution reduces bias observed in individual members for thresholds between 2.54 mm up to about 22 mm. The member AS exhibits an opposite behavior, with bias lower (higher) than 1 for thresholds lower (higher) than about 40 mm. All members overestimate lower precipitation amounts and underestimate higher precipitation amounts, while AS produces heavy precipitation in localized areas and underestimates light precipitation amounts in most parts of the South America domain.

When the bias score is computed to verify the impact of the weighted precipitation using the FY over the entire domain, a substantial increase in the skill of the model compared with the skill based on individual members of the

ensemble is observed (Fig. 5a). Of particular interest is a comparison with the EN simulation. FY produces bias for thresholds between 0.254 and 38.1 mm between 1 and 0.75. For the highest threshold, the FY bias decreases to about 0.6. The FY bias exhibits a smooth decrease from the best value of bias at lower thresholds to small bias at higher thresholds. Although the FY underestimates precipitation at the highest thresholds, the other members underestimate it as well. However, with FY the underestimation is smaller than that of the other members. The one exception to this is the AS member, which overestimates precipitation at the 50.8 mm threshold and underestimates it at all lower thresholds.

Analyzing as well the bias score applied to the five smaller areas over South America, the effect of the EN is to decrease the bias as observed over the entire domain, except for area 6. In addition, the increase of the skill of FY in all domains compared to the skill of the EN closure is observed (Fig. 5b–f). The bias behavior in areas 3, 4 and 5 is very similar (Fig. 5c–e), however, different behaviors are found

in areas 2 and 6 (Fig. 5b and f). In the former, all members show similar performance for smaller thresholds, with bias higher (lower) than 1 for thresholds lower (higher) than about 25 mm. The bias in domain 2 was higher (lower) than 1 for thresholds lower (higher) than 15 mm. However, the domain 6 bias exhibits values higher than 2 for thresholds between 0.254 and 19 mm for most of the members, including the EN. Bias between 1 and 2 is observed for thresholds between 25 and 38 mm for most members, and bias lower than 1 for higher thresholds, except for member LO, which exhibits a maximum bias of 1.3.

The effect of FY weighting on lower thresholds is to decrease higher bias, and this is observed in all domains. For higher thresholds, FY improves the values of bias, increasing lower bias, or in other words, decreasing the underestimation. In comparison with the other ensemble members, the increase in skill is most evident in area 6 (Fig. 5f), where in general we observe the ITCZ during January and the precipitation pattern is dominated by convective circulations. The EN and all members (except AS) overestimate precipitation lower than 25 mm. Larger bias is observed in area 6 indicating a deficiency in the forecast precipitation from deep convection mainly over the ITCZ. On the other hand, in this region there are no conventional rain gauge observations, and the precipitation data is provided by satellite estimation. As mentioned in Sect. 5, there are deficiencies in satellite products to estimate precipitation from warm clouds. Thus, the observed precipitation could be underestimated and the bias could be inflated. Area 4 is, like area 6, a preferred location for warm clouds, but has the highest surface observation density. As the MERGE technique combines rain gauge with satellite estimation, the representation of precipitation in tropical regions is best in area 4.

The precipitation weighted by FY showed comparable skill compared with all individual members and the EN closure in area 2 (Fig. 5b – South Brazil), where the precipitation pattern is influenced mainly by synoptic scale systems. The ensemble weighted by FY increases the skill of the model for the full range of the thresholds.

During the warm season, precipitation is dominated by small-scale convective processes in tropical and subtropical regions, that occur with greater frequency at night (Maddox et al., 1979). The models tend to underestimate the higher thresholds and tend to overestimate events of lighter precipitation. Thus, many of the model schemes have a strong high bias. According to Anthes et al. (1989), as the area predicted diminishes in size when increasing precipitation thresholds, it becomes more difficult to forecast. The high values of bias produced by member AS are associated with overestimation of high precipitation amounts, while low values of bias at lower thresholds can be explained by the underestimation of light precipitation, both situations observed in Fig. 3b.

The large variations in most of the model schemes reflect the complexity of the precipitation process and the difficulty

of predicting accurately quantitative precipitation patterns (Anthes et al., 1989), mainly when these patterns are intense.

According to Mason (1989) and Hamill (1999), the ETS can be affected by model bias. Comparing the ETS values from competing forecasts may be misleading if their biases are dissimilar (Mason, 1989). As shown in Fig. 5, similar bias scores are observed at all thresholds, except for member AS. Mason (1989) and Mesinger (1996) have noticed that typically a model with high bias should normally exhibit higher ETS than if the model had less bias. As ETS is affected by the bias of the model, a response of the ETS behavior to the model bias would be expected, in the sense that at lower thresholds, ETS would be higher, and at higher thresholds, ETS would be lower. The results using the ETS agree with previous studies as discussed before, showing higher ETS when higher bias is observed. Even if the ETS has been inflated by higher bias, the ETS showed better skill for the precipitation weighted by FY over all domains (Fig. 6a–f). The highest gain was in the range of small to medium thresholds, but the increase of the skill for higher thresholds was clear.

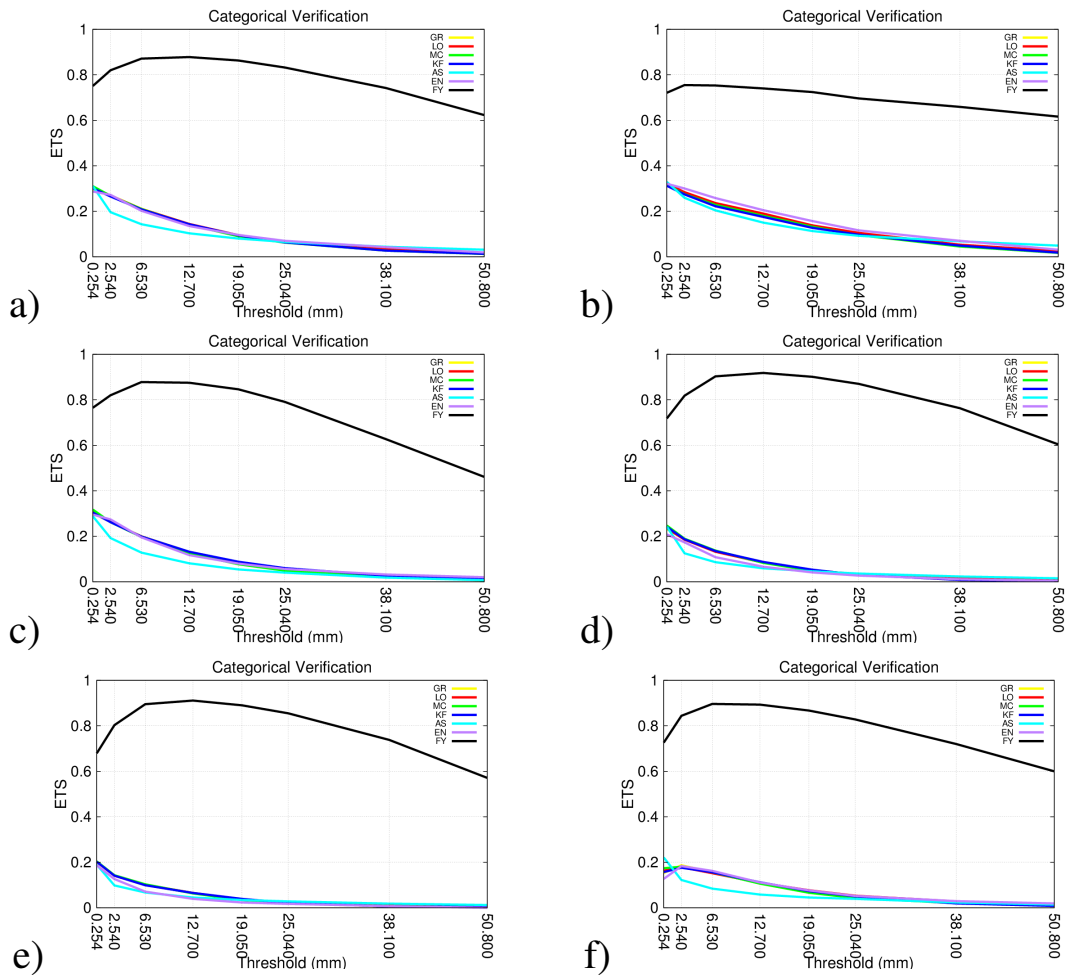
Unfortunately, in the scope of this paper, it was not possible to verify if the increase of the skill is significant. The FY incorporates more characteristics of the observed rainfall into the new rainfall estimation; therefore the performance of the precipitation simulation was substantially improved.

## 9 Conclusions

The BRAMS regional atmospheric model incorporates the GD convection scheme, which has several assumptions and closures to simulate sub-grid scale convective precipitation. As a result, the precipitation forecasts can be combined in multiple ways, generating a numerical representation of precipitation and atmospheric heating and moistening rates. This scheme also allows the simple mean ensemble average to be used as the effective simulated rainfall amount and rate. The GD approach also allows optimization methods to be applied in order to determine the optimum combination of the ensemble members which, frequently, is not the simple mean.

In this work, the Firefly optimization method was applied to capture the best combination of the ensemble members in order to minimize the error of the rainfall predicted by the GD scheme. The use of the Firefly algorithm led to a weighted ensemble that captures more of the real precipitation pattern than the GD ensemble simple mean and has more skill than individual ensemble members in most of the precipitation threshold ranges.

Results from one-month simulations using five different closures to generate a new 5-member ensemble of precipitation simulations suggest that the parameter estimation using the Firefly algorithm as an optimization method is a reasonable and potentially powerful methodology to use in producing an ensemble with improved ETS and bias score,



**Fig. 6.** ETS score vs. precipitation thresholds (legends are the same as Fig. 5).

especially since there are so many uncertainties in the parameterizations used in any numerical model. This methodology is innovative in using the observations as a priori information to generate a set of weights to be applied to the members of an ensemble of physics parameterizations, and the results indicate that the Firefly algorithm is a robust method that can be used for this kind of problem.

In this paper, no independent data set was used to verify the implementation of the Firefly algorithm. The method proposed has demonstrated beneficial hindcast improvement, which is a very important result. On the other hand, we are now working on the application of the use of a priori data to generate a set of weights that can be applied to the members of the ensemble physics of the model BRAMS to improve the forecasting of future events. Thus far, the results are encouraging and we are planning to apply the method to weighting the closure members of the GD convective parameterization of the model BRAMS in order to generate a more realistic precipitation response. With such improvement, we expect not only to improve the precipitation forecasts, but also to

improve the forecasts of other variables, such as temperature, surface pressure and chemical constituents, because convective parameterization plays an important role in the vertical distribution of heat and moisture as well as in the mechanism of vertical transport of pollutants.

## Appendix A

### Verification measures

In this Appendix, we briefly describe the statistical scores used to verify the results obtained in this paper, according to Wilks (1995).

#### A1 Bias score

The bias score is the ratio of the number of “yes” forecasts ( $F$ ) to the number of “yes” observations ( $O$ ) given a specific criterion, such that

$$\text{Bias} = \frac{F}{O}. \quad (\text{A1})$$

A forecast with no bias has a value of 1. In this paper, we computed the  $F$  and  $O$  values for each grid point using the EN, each individual ensemble member, the weighted precipitation using FY, and the observations. The bias was calculated for the precipitation thresholds described in Sect. 7.

## A2 Equitable threat score

The ETS measures the skill in predicting the area of precipitation amounts over a given threshold with respect to a random forecast (Rogers et al., 1995) and is calculated according to the precipitation thresholds described in Sect. 7. The ETS is defined as:

$$\text{ETS} = \frac{H - CH}{F + O - H - CH}, \quad (\text{A2})$$

where  $H$  is the number of correctly simulated points and  $CH$  is the expected number of correct points from a random forecast,  $CH = (F/V) \cdot O$ , where  $V$  is a sample size of verification points. A perfect forecast occurs when  $\text{ETS} = 1$ , and any forecast with  $\text{ETS} \leq 0$  has no skill. Forecasts with  $\text{ETS} > 0$  have skill relative to a random forecast.

*Acknowledgements.* This study was supported by the *Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo* (FAPESP), process 2008/01983-0. Authors Ariane F. dos Santos, Haroldo F. de Campos Velho, Saulo R. Freitas (306340/2011-9), Manoel A. Gan thank the Brazilian Federal (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – National Counsel of Technological and Scientific Development – CNPq and Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES) and State (FAPESP) agencies for supporting this study. Thanks are also due to Evelyn Grell for manuscript review as well as the anonymous reviewers for their helpful scientific contributions.

Edited by: K. Tokeshi

Reviewed by: A. B. Siebert and another anonymous referee

## References

- Anthes, R. A., Kuo, Y.-H., Hsie, E.-Y., Low-Nam, S., and Bettge, T. W.: Estimation of skill and uncertainty in regional numerical models, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 115, 763–806, doi:10.1002/qj.49711548803, 1989.
- Apostolopoulos, T. and Vlachos, A.: Application of the Firefly Algorithm for Solving the Economic Emissions Load Dispatch Problem, *Int. J. Comb.*, 2011, 1–23, doi:10.1155/2011/523806, 2011.
- Arakawa, A.: The Cumulus Parameterization Problem: Past, Present, and Future, *J. Climate*, 17, 2493–2525, 2004.
- Arakawa, A. and Schubert, W. H.: Interaction of a Cumulus Cloud Ensemble with the Large-Scale Environment, Part I, *J. Atmos. Sci.*, 31, 674–701, 1974.
- Bao, J.-W., Grell, E. D., Grell, G. A., and Michelson, S.: Application of the Grell-Devenyi Convective Parameterization in Ensemble QPFs, available at: <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/workshops/WS2007/abstracts/p1-25Bao.pdf>, last access: 9 January 2011.
- Brown, J. M.: Mesoscale Unsaturated Downdrafts Driven by Rainfall Evaporation: A Numerical Study, *J. Atmos. Sci.*, 36, 313–338, 1979.
- Cane, D. and Milelli, M.: Multimodel SuperEnsemble technique for quantitative precipitation forecasts in Piemonte region, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 265–273, doi:10.5194/nhess-10-265-2010, 2010.
- Casanova, S. and Ahrens, B.: On the Weighting of Multimodel Ensembles in Seasonal and Short-Range Weather Forecasting, *Mon. Weather Rev.*, 137, 3811–3822, 2009.
- Casarin, D. P. and Kousky, V. E.: Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica, *Precipitation anomalies over Southern Brazil and variations in the atmospheric circulation*, *Rev. Bras. Meteor.*, 1, 83–90, 1986.
- Chou, S. C. and da Silva, M. G. A. J.: Objective Evaluation of the Eta Model Precipitation Forecasts over South America, *Revista Climanalise*, 01, 1–17, 1999.
- Chou, S. C., Tanajura, C. A. S., Xue, Y., and Nobre, C. A.: Validation of the coupled Eta/SSiB model over South America, *J. Geophys. Res.*, 107, 56(1)–56(21), 2002.
- Climanalise: *Climanalise: Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, São José dos Campos, 2006.
- Emanuel, K. and Raymond, D. J. (Eds.): *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models of the Atmosphere*, vol. 24 of *Meteor. Mono.*, Amer. Meteor. Soc., Boston, 1993.
- Figueroa, S. N. and Nobre, C. A.: Precipitation distribution over central and western tropical South America, *Climanalise*, 5, 36–45, 1990.
- Frank, W. M.: The Cumulus Parameterization Problem, *Mon. Weather Rev.*, 111, 1859–1871, 1983.
- Frank, W. M. and Cohen, C.: Simulation of Tropical Convective Systems. Part I: A Cumulus Parameterization, *J. Atmos. Sci.*, 44, 3787–3799, 1987.
- Freitas, S. R., Longo, K. M., Silva Dias, M. A. F., Chatfield, R., Silva Dias, P., Artaxo, P., Andreae, M. O., Grell, G., Rodrigues, L. F., Fazenda, A., and Panetta, J.: The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS) – Part 1: Model description and evaluation, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 2843–2861, doi:10.5194/acp-9-2843-2009, 2009.
- Gan, M. A. and Moscati, M. C. L.: Estação chuvosa de 2001/02 na Região Centro-Oeste do Brasil, *Rev. Bras. Meteor.*, 18, 181–194, 2003.
- Gan, M. A., Kousky, V. E., and Ropelewski, C. F.: The South America Monsoon Circulation and Its Relationship to Rainfall over West-Central Brazil, *J. Climate*, 17, 47–66, 2004.
- Grabowski, W. W. and Smolarkiewicz, P. K.: CRCP: a Cloud Resolving Convection Parameterization for modeling the tropical convecting atmosphere, *Physica D*, 133, 171–178, 1999.
- Grell, A. G.: Prognostic Evaluation of Assumptions Used by Cumulus Parameterizations, *Mon. Weather Rev.*, 121, 764–787, 1993.



- Grell, G. A. and Dévényi, D.: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 38(1)–38(4), doi:10.1029/2002GL015311, 2002.
- Grell, G. A., Kuo, Y.-H., and Pasch, R.: Semi-prognostic tests of cumulus parameterization schemes in the middle latitudes, *Mon. Weather Rev.*, 119, 5–31, 1991.
- Hamill, T. M.: Hypothesis Tests for Evaluating Numerical Precipitation Forecasts, *Weather Forecast.*, 14, 155–167, 1999.
- Herdies, D. L., Silva, A., Silva Dias, M. A. F., and Ferreira, R. N.: Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America, *J. Geophys. Res.*, 107, 42(1)–42(-10), 2002.
- Houtekamer, P. L., Lefaire, L., Derome, J., Ritchie, H., and Mitchell, H. L.: A System Simulation Approach to Ensemble Prediction, *Mon. Weather Rev.*, 124, 1225–1242, 1996.
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Bolvin, D. T., Gu, G., Nelkin, E. J., Bowman, K. P., Hong, Y., Stocker, E. F., and Wolff, D. B.: The TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis: Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scale, *J. Hydrometeorol.*, 8, 38–55, 2007.
- IAC: Microphysical processes of warm clouds, [http://www.iac.ethz.ch/edu/courses/bachelor/vertiefung/atmospheric\\_physics/Script-2012/Script-warm-microphysics.pdf](http://www.iac.ethz.ch/edu/courses/bachelor/vertiefung/atmospheric_physics/Script-2012/Script-warm-microphysics.pdf), last access: 6 June 2013.
- Jones, T. R. and Randall, D. A.: Quantifying the limits of convective parameterizations, *J. Geophys. Res.*, 116, 1–19, 2011.
- Kain, J. S. and Fritsch, J. M.: The role of the Convective “Trigger Function” in Numerical Forecasts of Mesoscale Convective Systems, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 49, 93–106, doi:10.1007/BF01025402, 1992.
- Kain, J. S. and Fritsch, J. M.: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain–Fritsch scheme, edited by: Emanuel, K. A. and Raymond, D. J., *Meteor. Monogr.*, American Meteorological Society, Boston, 24, 165–170, 1993.
- Kirkpatrick, S., Gelatt, C. D., and Vecchi, M. P.: Optimization by Simulated Annealing, *Science*, 220, 671–680, doi:10.1126/science.220.4598.671, 1983.
- Kodama, Y. M.: Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ) Part-I: Characteristics of subtropical frontal zones, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 70, 813–836, 1992.
- Krishnamurti, T. N., Low-Nam, S., and Pasch, R.: Cumulus Parameterization and Rainfall Rates II, *Mon. Weather Rev.*, 111, 815–828, 1983.
- Krishnamurti, T. N., Kishtawal, C. M., LaRow, T. E., Bachiochi, D. R., Zhang, Z., Williford, C. E., Gadgil, S., and Suren-dran, S.: Improved Weather and Seasonal Climate Forecasts from Multimodel Superensemble, *Science*, 285, 1548–1550, doi:10.1126/science.285.5433.1548, 1999.
- Krishnamurti, T. N., Kishtawal, C. M., Zhang, Z., LaRow, T., Bachiochi, D., Williford, E., Gadgil, S., and Surendran, S.: Multimodel Ensemble Forecasts for Weather and Seasonal Climate, *J. Climate*, 13, 4196–4216, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<4196:MEFFWA>2.0.CO;2, 2000.
- Krishnamurti, T. N., Stefanova, L., Chakraborty, A., Vijaya Kumar, T. S. V., Cocke, S., Bachiochi, D. R., and Mackey, B.: Seasonal Forecasts of precipitation anomalies for North American and Asian Monsoons, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 80, 1415–1426, 2002.
- Kuo, H. L.: Further studies of the Parameterization of the Influence of Cumulus Convection on Large-Scale Flow, *J. Atmos. Sci.*, 31, 1232–1240, 1974.
- Lin, J. W.-B. and Neelin, J. D.: Toward stochastic deep convective parameterization in general circulation models, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 11(1)–11(4), doi:10.1029/2002GL016203, 2003.
- Lorenz, E. N.: Deterministic Nonperiodic Flow, *J. Atmos. Sci.*, 20, 130–141, 1963.
- Lorenz, E. N.: A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model, *Tellus*, 17, 321–333, 1965.
- Lukasik, S. and Zak, S.: Firefly Algorithm for Continuous Constraint Optimization Tasks, in: *Proceedings of the International Conference on Computer and Computational Intelligence*, vol. 5796, Wroclaw, Poland, 97–106, 2009.
- Luz, E. F. P.: Meta-heurísticas paralelas na solução de problemas inversos, *Doutorado em computação aplicada*, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo, 2012.
- Luz, E. F. P., Becceneri, J. C., and de Campos Velho, H. F.: Conceitualização do algoritmo vagalume e sua aplicação na estimativa de condição inicial da equação de calor, in: *Anais do XI Workshop de Computação Aplicada do Laboratório Associado de Computação e Matemática Aplicada, XI WORCAP*, São José dos Campos, SP, 2009.
- Maddox, R. A., Chappell, C. F., and Hoxit, L. R.: Synoptic and Meso- $\alpha$  Scale Aspects of Flash Flood Events, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 60, 115–123, 1979.
- Mason, I.: Dependence of the Critical Success Index on sample climate and threshold probability, *Austr. Meteorol. Mag.*, 37, 75–81, 1989.
- Mesinger, F.: Improvements in Quantitative Precipitation Forecasting with the Eta Regional Model at the National Centers for Environmental Prediction: The 48-km Upgrade, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 2637–2649, 1996.
- Mullen, S. L. and Baumhefner, D. P.: Monte Carlo Simulations of Explosive Cyclogenesis, *Mon. Weather Rev.*, 122, 1548–1567, 1994.
- Nobre, P. and Strukla, J.: Variations of Sea Surface Temperature, Wind Stress and Rainfall over the Tropical Atlantic and South America, *J. Climate*, 9, 2464–2479, 1996.
- Randall, D., Khairoutdinov, M., Arakawa, A., and Grabowski, W.: Breaking the Cloud Parameterization Deadlock, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 84, 1547–1564, 2003.
- Rao, V. B. and Hada, K.: Characteristics of Rainfall over Brazil: Annual Variations and Connections with the Southern Oscillation, *Theor. Appl. Climatol.*, 42, 81–91, 1990.
- Reynolds, C. A., Webster, P. J., and Kalnay, E.: Random Error Growth in NMC’s Global Forecasts, *Mon. Weather Rev.*, 122, 1281–1305, 1994.
- Rogers, E., Deaven, D., and Dimego, G. J.: The Regional Analysis System for the Operational “Early” Eta Model: Original 80-km Configuration and Recent Changes, *Weather Forecast.*, 10, 810–825, 1995.
- Rozante, J. R., Moreira, D. S., de Goncalves, L. G. G., and Vila, D. A.: Combining TRMM and Surface Observations of Precipitation: Technique and Validation over South America, *Weather Forecast.*, 25, 885–894, doi:10.1175/2010WAF2222325.1, 2010.

- Santos, A. F., Velho, H. F. d. C., de Mattos, J. G. Z., Freitas, S. R., Gan, M. A., Passos, H. L., and Luz, E. F. P.: A parametric study for firefly algorithm by solving an inverse problem for precipitation field estimation, in: Proceedings 1st International Symposium on Uncertainty Quantification and Stochastic Modeling (Uncertainties 2012), <http://urlib.net/dpi.inpe.br/pluta0/2012/06.21.20.37>, last access: 17 January 2013, 1–9, 2012.
- Santos, A. F., de Campos Velho, H. F., Luz, E. F. P., Freitas, S. R., Grell, G., and Gan, M. A.: Firefly optimization to determine the precipitation field on South America, *Inverse Probl. Sci. Eng.*, 21, 451–466, doi:10.1080/17415977.2012.712531, 2013.
- Stensrud, D. J., Bao, J.-W., and Warner, T. T.: Using Initial Condition and Model Physics Perturbations in Short-Range Ensemble Simulations of Mesoscale Convective Systems, *Mon. Weather Rev.*, 128, 2077–2107, 2000.
- Thompson, P. D.: How to Improve Accuracy by Combining Independent Forecasts, *Mon. Weather Rev.*, 105, 228–229, 1977.
- Tribbia, J. J. and Baumhefner, D. P.: The Reliability of Improvements in Deterministic Short-Range Forecasts in the Presence of Initial State and Modeling Deficiencies, *Mon. Weather Rev.*, 116, 2276–2288, 1988.
- Tripoli, G. J. and Cotton, W. R.: The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model, Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments, *J. de Rech. Atmos.*, 16, 185–220, 1982.
- Waliser, D. E. and Gautier, C.: A Satellite-derived Climatology of the ITCZ, *J. Climate*, 6, 2162–2174, 1993.
- Walko, R. L., Band, L. E., Baron, J., Kittel, T. G. F., Lammers, R., Lee, T. J., Ojima, D., Pielke, R. A., Taylor, C., Tague, C., Tremback, C. J., and Vidale, P. L.: Coupled Atmosphere-Biophysics-Hydrology Models for Environmental Modeling, *J. Appl. Meteorol.*, 39, 931–944, 2000.
- Wilks, D. S.: Statistical methods in the atmospheric sciences – an introduction, vol. 2 of International Geophysics Series, 59, 1st Edn., Academic Press, San Diego, 1995.
- Yanai, M., Esbensen, S., and Chu, J.-H.: Determination of Bulk Properties of Tropical Cloud Clusters from Large-Scale Heat and Moisture Budgets, *J. Atmos. Sci.*, 30, 611–627, 1973.
- Yang, X.-S.: Nature-Inspired Metaheuristic Algorithms, Luviner Press, Cambridge, 2008.
- Yang, X. S.: Firefly algorithms for multimodal optimization, in: Proceedings of the Stochastic Algorithms: Foundations and Applications, vol. 5792, Sapporo, Japan, p. 178, 2009.
- Yang, X. S.: Firefly Algorithm, Stochastic Test Functions and Design Optimisation, *Int. J. Bio-Inspired Comput.*, 2, 78–84, 2010.
- Zhou, J. and Lau, K. M.: Does a Monsoon Climate Exist over South America?, *J. Climate*, 11, 1020–1040, 1998.



## WEIGHTS ESTIMATION BY FIREFLY WITH PREDATION OPTIMIZATION FOR ENSEMBLE PRECIPITATION PREDICTION USING BRAMS

Eduardo F. P. da Luz<sup>1</sup>, Ariane F. dos Santos<sup>1</sup>, José C. Becceneri<sup>1</sup>, Haroldo F. de Campos Velho<sup>1</sup>,  
Saulo R. Freitas<sup>1</sup>, Manoel A. Gan<sup>1</sup>, João G. Z. de Mattos<sup>1</sup>, Georg A. Grell<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos (SP), Brazil.

<sup>2</sup>National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Boulder (CO), USA./;

ariane.frassoni@cptec.inpe.br, eduardo.luz@lac.inpe.br, saulo.freitas@cptec.inpe.br, haroldo@lac.inpe.br,  
manoel.gan@cptec.inpe.br, Georg.A.Grell@noaa.gov

### ABSTRACT

The precipitation prediction is addressed by weighted average. The weight identification is a parameter estimation inverse problem formulated by the square difference between measurements and computed precipitations. The metaheuristic Firefly Algorithm with Predation (FAP) is used to compute the best weights. The method is applied to the BRAMS code.

### RESUMO

Uma média ponderada usando diferentes esquemas de convecção pode ser usada em previsão. O problema inverso de estimação de parâmetros é formulado pela a diferença quadrática entre a precipitação medida e a calculada. A função objetivo é minimizada pelo Algoritmo Firefly com Predação. O método é aplicado ao código BRAMS.

### INTRODUCTION

The precipitation process is not well understood and/or represented on atmospheric computer models. The process is parameterized. Many approaches try to model the precipitation. Grell and Dévényi (2002) proposed an ensemble scheme (for simplicity: GD), where several models for precipitation are combined. The output from the GD's scheme is the ensemble average (ENS). An improved GD's approach is to apply a weighted average (Santos et al. 2013a, 2013b). The estimation of weights is done by minimizing the square difference on computed and measured precipitation. The optimization problem is solved by Firefly Algorithm with Predation (FAP).

### FORWARD PROBLEM: SIMULATION BY BRAMS CODE

The BRAMS code is supported and developed by the CPTEC-INPE (<http://brams.cptec.inpe.br/>). This model has several parameterizations, including the ensemble version for the cited GD's approach. The turbulence kinetic energy (TKE) is the key issue to activate the convection parameterization. BRAMS can run with five closure schemes for convection: moisture convergence (MC: Kuo, 1974), low-level Omega (LO: Frank-Cohen, 1987), Kain-Fritsch (KF), Arakawa-Schubert (AS), and Grell (GR) (Santos et al., 2013a). The parameterizations for precipitation can be combined (GD-ENS), or the user can use only one closure option.

## INVERSE SOLUTION BY WEIGHTED ENSEMBLE

The goal is to minimize a cost function  $J(\mathbf{w})$ , given by:

$$J(\mathbf{w}) = \sum_{j=1}^M \left[ \left( \sum_{i=1}^{N_w} w_i P_i^{\text{Par}} \right) - P^{\text{Obs}} \right]^2 \quad (1)$$

where  $w_i$  is the weight associated to each parameterization,  $i = \text{MC, LO, KF, AS, GR}$ ;  $N_w$  is the number of parameterizations used ( $N_w = 5$ );  $M$  is the number of measurements,  $P^{\text{Obs}}$  is the measured precipitation (for instance, from satellite data).

## THE FIREFLY ALGORITHM

Yang (2008) has proposed the Firefly Algorithm (FA) based on bioluminescence process from the fireflies. For the FA development, it was considered: (i) fireflies attracted one each other; (ii) the attractiveness is proportional to their brightness, and both decrease as their distance increases – if there is no brighter firefly, it will move randomly; (iii) the brightness of a firefly is affected or determined by the landscape of the objective function. The attractiveness is determined by the brightness (the objective function).

The firefly position represents a candidate solution. The new position of a firefly is computed as following:

$$x_i^{m+1} = x_i^m + \beta_0 e^{-\gamma r_{ij}^2} (x_j^m - x_i^m) + \alpha (\text{rand} - 1/2) \quad (2)$$

where  $x_i^m = [w_{\text{MC},i}^m, w_{\text{LO},i}^m, w_{\text{KF},i}^m, w_{\text{AS},i}^m, w_{\text{GR},i}^m]^T$  is an element (vector) from the firefly population ( $i, j = N_f$ ), and  $\alpha$ ,  $\beta_0$ , and  $\gamma$  are free parameters for the FA meta-heuristics. The second term in RHS in Eq. (2) is the attractiveness, representing the decay of light intensity seen by other fireflies, with  $\beta_0$  the attractiveness at  $r = 0$ . The parameter  $\alpha$  is the degree of influence for the stochastic forcing, and  $\text{rand}$  is a random number with uniform distribution on  $[0, 1]$ . The attractiveness is proportional to the light intensity, i.e., the objective function expressed by Eq. (1).

## PREDATION OPERATOR

It is applied on cycles: after some iterations, the fireflies with larger values for objective function are removed from the population, and new fireflies are added – their values are randomly generated (Luz, 2012).

## RESULTS AND FINAL COMMENTS

The BRAMS was executed for each convection scheme cited in Section 2, over the Amazon region at February 21, 2004. The BRAMS outputs were combined with different weights, and a 5% noise level was added for representing the measured quantity. True weight values are shown in Table 1.

For the numerical experiment, the following values were used:  $\alpha = 0.2$ ,  $\beta_0 = 1$ , and  $\gamma = 1$ . Firefly population has 40 individuals, and the predation is activated every 20 iterations, remaining the 10 best fireflies, and other are randomly inserted. The estimated weights (average:  $\mu$ ) are shown in Table 1, where  $\sigma$  is the standard deviation for 25 realizations.

Table 1: Estimated weights by the Firefly-p algorithm.

Parameterizations	True $w_i$	Estimation ( $\mu$ )	$\sigma$
AS	0.25	0.2402	$3.22 \times 10^{-2}$
GR	0.35	0.3423	$2.12 \times 10^{-2}$
KF	0.20	0.2007	$5.98 \times 10^{-2}$
LO	0.15	0.1561	$3.11 \times 10^{-2}$
MC	0.05	0.0506	$1.77 \times 10^{-2}$

The performance for the FAP is better than standard FA (Luz, 2012). The procedure to select the best parameters to the FAP could be the same used by Santos et al. (2012). The strategy sketched here is part of the effort for improving the BRAMS forecasting precipitation skill.

## REFERENCES

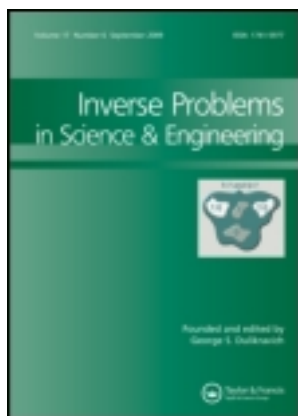
- GRELL, G. A., DÉVÉNYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophys. Res. Lett.**, 29(14), article 1693, 2002.
- SANTOS, A. F. et al. Firefly optimization to determine the precipitation field on South America. **Inverse Problems in Science and Engineering**, 21(3), 1–16, 2013a.
- YANG, X.-S. **Nature-Inspired Metaheuristic Algorithms**. Luviner Press, Cambridge, 2008.
- LUZ, E. F. P. **Meta-heurísticas Paralelas na Solução de Problemas Inversos**. Tese de Doutorado, Computação Aplicada, CAP-INPE, São José dos Campos, Brazil.
- SANTOS, A. F. et al. A parametric study for firefly algorithm by solving an inverse problem for precipitation field estimation. **International Symposium on Uncertainty Quantification and Stochastic Modeling**, Maresias (SP), Brazil, 1–9, 2012.

This article was downloaded by: [Instituto Nacional De Pasquisas], [Ariane F. dos Santos]

On: 26 September 2013, At: 08:03

Publisher: Taylor & Francis

Informa Ltd Registered in England and Wales Registered Number: 1072954 Registered office: Mortimer House, 37-41 Mortimer Street, London W1T 3JH, UK



## Inverse Problems in Science and Engineering

Publication details, including instructions for authors and subscription information:

<http://www.tandfonline.com/loi/gipe20>

### Firefly optimization to determine the precipitation field on South America

Ariane F. dos Santos<sup>a</sup>, Haroldo F. de Campos Velho<sup>b</sup>, Eduardo F.P. Luz<sup>b</sup>, Saulo R. Freitas<sup>a</sup>, Georg Grell<sup>c</sup> & Manoel A. Gan<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Cachoeira Paulista, São Paulo, Brazil

<sup>b</sup> Laboratório Associado de Computação e Matemática Aplicada, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo, Brazil

<sup>c</sup> Global System Division, Earth System Research Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration, US Department of Commerce, Boulder, CO 80305, USA

Published online: 23 Oct 2012.

To cite this article: Ariane F. dos Santos, Haroldo F. de Campos Velho, Eduardo F.P. Luz, Saulo R. Freitas, Georg Grell & Manoel A. Gan (2013) Firefly optimization to determine the precipitation field on South America, *Inverse Problems in Science and Engineering*, 21:3, 451-466, DOI: [10.1080/17415977.2012.712531](https://doi.org/10.1080/17415977.2012.712531)

To link to this article: <http://dx.doi.org/10.1080/17415977.2012.712531>

PLEASE SCROLL DOWN FOR ARTICLE

Taylor & Francis makes every effort to ensure the accuracy of all the information (the "Content") contained in the publications on our platform. However, Taylor & Francis, our agents, and our licensors make no representations or warranties whatsoever as to the accuracy, completeness, or suitability for any purpose of the Content. Any opinions and views expressed in this publication are the opinions and views of the authors, and are not the views of or endorsed by Taylor & Francis. The accuracy of the Content should not be relied upon and should be independently verified with primary sources of information. Taylor and Francis shall not be liable for any losses, actions, claims, proceedings, demands, costs, expenses, damages, and other liabilities whatsoever or howsoever caused arising directly or indirectly in connection with, in relation to or arising out of the use of the Content.

This article may be used for research, teaching, and private study purposes. Any substantial or systematic reproduction, redistribution, reselling, loan, sub-licensing, systematic supply, or distribution in any form to anyone is expressly forbidden. Terms & Conditions of access and use can be found at <http://www.tandfonline.com/page/terms-and-conditions>

## Firefly optimization to determine the precipitation field on South America

Ariane F. dos Santos<sup>a\*</sup>, Haroldo F. de Campos Velho<sup>b</sup>, Eduardo F.P. Luz<sup>b</sup>,  
Saulo R. Freitas<sup>a</sup>, Georg Grell<sup>c</sup> and Manoel A. Gan<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Cachoeira Paulista, São Paulo, Brazil;* <sup>b</sup>*Laboratório Associado de Computação e Matemática Aplicada, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo, Brazil;* <sup>c</sup>*Global System Division, Earth System Research Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration, US Department of Commerce, Boulder, CO 80305, USA*

(Received 17 June 2012; final version received 19 June 2012)

A model simulation of an intense rainfall associated with a case of South Atlantic Convergence Zone that occurred during 21–24 February 2004 using the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System was performed. The convective parameterization scheme of Grell and Dévényi was used to represent clouds of the sub-grid scale and their interaction with the large-scale environment. This method is a convective parameterization that can make use of a large variety of approaches previously introduced in earlier formulations, considering an ensemble of several hypotheses and closures. The rainfall was evaluated by six experiments, using different choices of rainfall parameterizations, providing six different simulated responses for the rainfall field. The sixth experiment ran with an average among five closures (ensemble mean). The purpose of this study was to generate a set of weights to compute a best combination of the ensemble members. This inverse problem of parameter estimation is solved as an optimization problem. The objective function was computed with the quadratic difference between five simulated precipitation fields and observation. The precipitation field estimated by the Tropical Rainfall Measuring Mission satellite was used as observed data. Weights were obtained using the firefly optimization algorithm and it was included in the cumulus parameterization code to simulate precipitation. The results indicated the better skill of the model with the new methodology compared with the old ensemble mean calculation.

**Keywords:** cumulus representation; precipitation; BRAMS; firefly optimization; inverse problems

### 1. Introduction

Several processes from the hydrological cycle acting in the watershed can be represented by simplified mathematical models to simulate the transformation of rainfall into runoff: rainfall–runoff models. From these models, it is possible to understand better

---

\*Corresponding author. Email: ariane.frassoni@cptec.inpe.br

hydrological phenomena, description of hydrological scenario, appropriate sizing, provide data when there is no observational data, analyse on the effects coming from the change of land use and predict hydrological variables (river flow, for example) on real time [1].

Precipitation is one of the most relevant meteorological variables related to weather and climate. Several sectors of society and the economy demand knowledge of the precipitation distribution on space and time, for example, the management and monitoring of water resources, a key issue for the agriculture and/or energy production, for the countries like Brazil, as well as the prevention or mitigation of the effects from the severe weather: action or control of deep dry seasons, or flood condition. The quantitative treatment for the precipitation prediction is a challenge because there is no unique parameterization with good performance for all regions in the world [2].

The precipitation results from a complex process of energy and mass (moisture) transfer between the surface and the atmosphere. Such processes are developed on very small time and space scales, with the order of minutes and centimetres. The water vapour convective process determines the cloud development (it could be small, medium, or high). The precipitation is the final step for long and complex thermo-dynamical exchanges.

Clouds of all scales and meso-scale precipitating systems have a prominent rule for the general circulation of the atmosphere. They impact the climate system on radiation balance, changing the temperature, pressure and velocity fields [3]. The clouds are important for the natural greenhouse effect, essential to the human beings, and maintain a comfortable average temperature for the planet. The study of the dynamics and the energy changes associated to the clouds, mainly the deep convection, is very important for a better understanding of atmospheric systems of large scale [4].

During the past decades, a remarkable effort is focused on representing the clouds and their process on the environment in the numerical models. However, an appropriated representation would be obtained using a horizontal resolution ranging from 102 up to 103 m. For this level of resolution, it is very expensive from the computational point of view [4]), even for today. Therefore, an important issue for numerical weather prediction, for regional and global models, in numerical simulation of phenomena, such as fronts and cyclones, is to estimate the physical effects of the cumulus convection on the resolvable scales of the movement by developing quantitative relationships between the cloud effects and the known parameter of the larger-scale model [4]. For relating the sub-grid effects from the clouds in the resolved movement scales by the model is known as cumulus parameterization.

Cloud parameterization is still considered an open problem, even if there are several schemes for this kind of cloud parameterization [5–10], because a correct prediction is a persistent challenge.

Grell and Devényi [10], hereafter cited as GD, have introduced a flux mass formalism based on multi-model ensemble. In this approach, the net effect from the feedback cycle (environment–cloud) is obtained from the statistical method to compute the optimal values to the set of parameters to express the precipitation in the model. The GD parameterization can be applied using different closure schemes together. The ensemble of parameterizations is to improve the prediction skill. The members of the ensemble are obtained from perturbations in the function of the convection triggering.

The ensemble set from the GD scheme implanted in the BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modelling System – see: Freitas *et al.* [11]) is constituted by the parameterizations from Grell [9], Arakawa and Schubert [6], Kain and Fritsch [12], low-level omega [13] and moisture convergence [14], hereafter cited as GR, AS, KF, LO, MC, respectively.



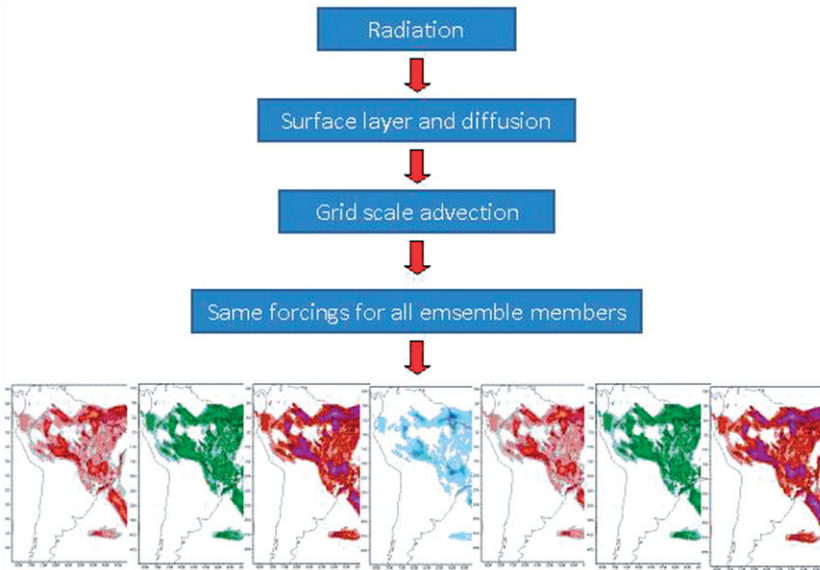


Figure 1. Flowchart for representing cumulus parameterization by multi-model ensemble of Grell and Dévényi [10].

Figure 1 shows a simplified description from the GD parameterization. For each time-step in the computer model, some fields and parameters are collected (radiation, surface flux and turbulent diffusion in the planetary boundary layer – PBL), and the total forcing term is computed for all grid points and applied to the ensemble members. Total forcing is a summation of the sub-grid scale forcing (radiation, surface flux and turbulent flow in the PBL) and the large-scale terms (advection on the grid scale). For each different parameterization, there is a threshold (a trigger function) that determines the generation of precipitation, and if this is true, the mass flux and the precipitation are calculated according to parameterization from the ensemble members.

The final result is a set of precipitation predictions. There are several ways to combine such predictions, in order to get a numerical representation for the forecasting for precipitation and the atmospheric ratios for the heat and moisture fluxes. For the current BRAMS version, there are some options to be defined by the user:

- (1) Defining a specific parameterization:  $(m_b)_i$ , mass flux for a given ensemble member.
- (2) Ensemble average (ENS):  $\langle m_b \rangle = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (m_b)_i$ .

The ensemble technique has presented good performance [15,16]. The goal of this article is to improve the results of the multi-model ensemble approach. The idea is to identify automatically the contribution of each member in the ensemble. This is a type of parameter estimation inverse problem [17].

There are many applications of inverse methodology in meteorology. An important inverse problem is to retrieve the temperature and moisture atmospheric profiles from satellite data [18–24]. Other examples of inverse problem in meteorology are: identification of glacier instability [25], data assimilation [26,27], a modern use for determining the source of pollutant emission [28] and the bio-geochemical cycle for the atmospheric gases [29–33].



Inverse problems belong to the class of ill-posed problems [34]. There are several methods to compute an inverse solution [35,36]. Regularization technique becomes the original inverse problem in a well-posed one, where a constraint is applied to find a subset of appropriate solutions. In this study, the inverse problem is formulated as an optimized problem. The optimization problem is solved by a firefly stochastic scheme [37], and the objective function defined by the square difference between the predicted precipitation field and the precipitation observed. The experimental data to the rain simulation on South America is provided by Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite data.

First, the methodology is tested on two synthetic experimental data sets. Second, the approach is employed to simulate an event of intense rainfall on South America on 21 February 2004. This intense rainy period was associated with the South Atlantic Convergence Zone (SACZ, or ZCAS for the acronym in Portuguese: Zona de Convergência do Atlântico Sul), during 21 up to 24 February 2004.

## 2. Field precipitation identification

As already mentioned, the inverse solution is obtained by solving an optimization problem. The smoothest precipitation field is a constraint used. The constraint is added to the objective function with the help of a Lagrange multiplier:

$$J(W) = \left[ \sum_{i=1}^{N_w} w_i (P_M^W)_i - P_0 \right]^2 - \eta \Lambda(P_M^W) \quad (1)$$

where  $J(W)$  is the objective function,  $P^W$  the computed precipitation field,  $w_i$  the element of the weight vector  $W$  (here,  $N_w=5$ ),  $\Lambda$  the regularization operator and  $\eta$  the regularization parameter. The Tikhonov regularization of zeroth order was used, and it is given by

$$\Lambda(P_M^W) = \sum_i \sum_j (P_M^W)_{ij}^2 \quad (2)$$

where the Frobenius norm was adopted to evaluate the measuring of the smoothness of the precipitation on the region. There are several methods to estimate the regularization parameter, among them the Morosov's discrepancy principle, L-curve and cross-validation are some. Here, the value  $\eta=0.1$  was determined by numerical experimentation.

### 2.1. Forward problem

The BRAMS model, version 4.3[11], was employed to simulate 1 day of intense precipitation on South America during a SACZ event. The BRAMS was integrated for 48 h, from 19 February 2004 at 12:00 UTC, with new initialization at every 24 h, until the end of the day 24 February-2004. The horizontal resolution was 25 km, with 38 levels for the vertical coordinate, where the first level placed at 100 m over the surface, and for moisture initialization, the heterogeneous soil representation was used and updated [16,38]. The turbulence is modelled by Mellor-Yamada's [39] scheme, and the vegetation covering is represented by the Olson Global Ecosystem (OGE) [40] – outside Brazil and PROVEG data within Brazil – see [41,42]. The surface model is the Land Ecosystem-

Atmosphere Feedback version 3 (LEAF-3) [43,44]. BRAMS uses parameterizations for microphysics ([45,46]) and the convective parameterization employed was the GD-2002, where the ensemble closure was constituted by GR, LO, MC, KF and AS.

For the initial and boundary conditions, the analysis from the general circulation model (MCGA) from the CPTEC-INPE (CPTEC, Center for Weather Prediction and Climate Study; INPE, National Institute for Space Research), with resolution T126L28, where T126 represents the rhomboidal truncated with 126 terms in the spherical harmonic expansion and L28 the 28 vertical levels in the MCGA-CPTEC model. The analysed variables were the convective precipitation and the ascending and descending mass fluxes.

The BRAMS model was run with five parameterization schemes separately, obtaining five different simulations for the day, 21 February. Each simulation is a member of the forward problem.

## 2.2. Experiments with synthetic observation

Numerical experiments were designed to evaluate the methodology. In the experiments, the synthetic observed precipitations were obtained from combining five simulations for each parameterization. Table 1 presents the indexed weight for each cumulus parameterization. The weights were chosen from a previous qualitative analysis [47]. From such analysis, the results indicated that parameterizations AS, GR and KF had a better agreement with the precipitation field measured by the TRMM data on 21 February 2004. Therefore, these parameterizations will be represented by heavier weights having a greater contribution for the ensemble.

Therefore, the precipitation field is given by (weights from Table 1):

$$P_S = w_{AS}P_{AS} + w_{GR}P_{GR} + w_{KF}P_{KF} + w_{LO}P_{LO} + w_{MC}P_{MC} \quad (3)$$

where  $P_k$  ( $k = AS, GR, KF, LO$  or  $MC$ ) are the precipitation fields computed from the parameterizations. In order to have a better representation for the experimental data, a noise is added to the precipitation field (3):

$$P_O = P_S(1 + \sigma\mu) \quad (4)$$

where  $\sigma = 0.02$  is the level of the noise and  $\mu$  a random value with Gaussian distribution. Indeed, the data from the satellite TRMM presents errors on space and time over South America [48,49].

Table 1. Weights for the synthetic precipitation field.

Parameterizations	Weight
$W_{AS}$	0.25
$W_{GR}$	0.35
$W_{KF}$	0.20
$W_{MC}$	0.15
$W_{LO}$	0.05
Summation	1.00

### 2.3. Experiment with real observations

In the second experiment, the simulations were also carried out for the day 21 February 2004. The objective function  $P(W)$  is for every horizontal grid point in the BRAMS model with the vector  $W(x, y)$ . The observation field  $P_O$  was obtained from the TRMM satellite data

$$J(W) = \left[ \left( \sum_{i=1}^{N_w} P_M^{w_i} \right) - P_O \right]^2 + \eta \Lambda(P_M^W). \quad (5)$$

The set of weights distributed on space was included in the computer model using an interpolation of the nearest neighbour [50] ([http://en.wikipedia.org/wiki/Nearest-neighbor\\_interpolation](http://en.wikipedia.org/wiki/Nearest-neighbor_interpolation)). The interpolation procedure is designed to allow any defined space resolution. Each weight was included to calculate the mass flux equation on the basis of the cloud, according to each parameterization. Hence, the new mass flux was computed by

$$m_S = w_{AS}m_{AS} + w_{GR}m_{GR} + w_{KF}m_{KF} + w_{LO}m_{LO} + w_{MC}m_{MC} \quad (6)$$

where  $m_S$  is the mass flux on the cloud basis and  $m_k$  ( $k = AS, GR, KF, LO$  or  $MC$ ) the mass flux associated to each parameterization with  $W(x, y) = [w_{AS}(x, y), w_{GR}(x, y), w_{KF}(x, y), w_{LO}(x, y), w_{MC}(x, y)]^T$  being the parameterization weights. In our experiment, the space resolution was maintained constant for the whole simulation period.

### 3. Firefly optimization method

The optimization problem (1) was solved by the firefly algorithm (FA) proposed by Yang [37] (see also Yang [51]), and it was employed to calculate inverse solutions [52–54]. The algorithm is based on the bioluminescence of the fireflies. According to Yang [37], biology does not have a complete understanding of all functions of the light emission of these insects, but two of them have already been identified:

- (a) It is a tool for communication and attraction to sexual partners.
- (b) It is used to attract some prey.

The first function comes from, for certain firefly species, the intermittence, and the intensity of the flashes is an essential part of the attraction mechanism for both sexes in the dating ritual. For most species, females are attracted by brightness emitted by the males. Other characteristic noted is, when a population of fireflies is in the same place, the emergence of a synchronization in the pattern of the intermittence, implying a self-organization [37].

Some rules are defined to implement the algorithm: (i) the fireflies are asexual, (ii) the attraction is proportional to the emitted brightness and decay with the distance among the fireflies, (iii) the brightness from a firefly is identified as the objective function and (iv) the attractiveness of a firefly is determined by the intensity of the emitted light.

There are two important information to complete the algorithm: the variation of light intensity and the formulation of the attractiveness. Here, we just give a description for the algorithm; a critical examination will be addressed in other contribution, proposing a new operator (predation) for the FA.

The brightness intensity of a firefly  $I(x)$  is related to the position, and the attractiveness  $\beta$  is relative to the position of the firefly watching the most attractive firefly.

Therefore, the intensity  $I$  depends on the distance  $r_{ij}$  between the firefly  $i$  attracted by the brightness from the firefly  $j$ . However, the light intensity decreases when the distance increases, and it also depends on the medium where the light is propagated under the influence on the absorption coefficient.

Initially, it is possible to think that the light intensity decays with the inverse of the square distance

$$I(r) \propto \frac{I_0}{r^2} \quad (7)$$

where  $I_0$  is the intensity of the light source. A possible singularity could be to appear in expression (7) when  $r=0$ , but it is possible to circumvent it, as shown below. For a homogeneous and isotropic medium, the absorption coefficient  $\gamma$  is considered constant, and the decay is given by

$$\frac{dI(r)}{dr} = -\gamma I(r) \Rightarrow I(r) = I_0 e^{-\gamma r}. \quad (8)$$

One possible strategy for a stronger decay than Equation (9) is a Gaussian decay:

$$I(r) = I_0 e^{-\gamma r^2}. \quad (9)$$

The expansion on the Taylor series of the function  $e^{-\gamma r^2}$  has a similar behaviour (for the first expansion terms) to the function  $(1 + \gamma r^2)^{-1}$ . From this consideration, the intensity can be expressed as

$$I(r) = I_0 e^{-\gamma r^2} \approx \frac{I_0}{1 + \gamma r^2} \quad (10)$$

Equation (10) has a behaviour of an exponential decay, see Equation (9), and it is proportional to the inverse of the distance square, following Equation (7).

The attractiveness  $\beta$  is proportional to the light intensity watched by a firefly to the distance  $r$ , and it is given by

$$\beta(r) = \beta_0 e^{-\gamma r^2} \quad (11)$$

where  $\beta_0$  is the attractiveness at  $r = 0$ . Similar to the function (9), it is possible to express Equation (11) by

$$\beta(r) = \frac{\beta_0}{1 + \gamma r^2} \quad (12)$$

The distance between two fireflies  $i$  and  $j$  placed on the points  $x_i$  and  $x_j$  is given by the Euclidean norm

$$r_{ij} = \|x_i - x_j\|_2 = \left[ \sum_{k=1}^d (x_{i,k} - x_{j,k})^2 \right]^{1/2} \quad (13)$$

where  $x_{i,k}$  is the  $k$ th component of the space coordinate of the  $i$ th firefly. The movement of firefly  $i$  attracted by another brighter firefly  $j$  is determined by

$$x_i^{n+1} = x_i^n + \beta_0 e^{-\gamma r_{ij}^2} (x_j^n - x_i^n) + \alpha(\text{rand} - 1/2) \quad (14)$$

where  $\alpha$  is the level of random noise and  $\text{rand}$  a random number from an uniform distribution in the interval  $[0, 1]$ . The second term in the right-hand side represents the attraction and the third term the stochastic forcing. The random input is to avoid the attraction to a firefly not necessarily the brightest (the solution could drop in a local minimum). Imposing a randomness, the opportunity to find a global minimum is enhanced. The parameter  $\gamma$  characterizes the attractiveness, and it is very important for the performance of the convergence. Theoretically,  $\gamma \in [0, \infty)$ , but the practice has shown  $\gamma \propto O(1)$ , and it can be determined from the interval  $0.1 \leq \gamma \leq 1$ . The numerical value for parameter  $\gamma$  is crucial for determining the speed of the convergence and the behaviour for the FA approach [50].

The FA was tested with three different sizes of elements ( $N_F$ ) and with two different maximum iterations:  $N_F = 10, 20, 30$  and  $\text{iter} = 100, 1000$ . In the optimization problem, each firefly represents a candidate solution (a vector with five components), and the brightest firefly is the best set of weights to the convective multi-model parameterization, for each grid point, with better evaluation of the objective function  $J(W)$ .

The precipitation forecasts are evaluated objectively against observation by the root mean square (RMS) error in 25 different boxes shown in Figure 2, which is defined as:

$$\text{RMS} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \left[ \frac{1}{IJ} \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J (P_{M_{i,j,n}} - P_{O_{i,j,n}})^2 \right]^{1/2} \quad (15)$$

where  $I$  and  $J$  are the total number of horizontal model grid points used in each box. The mean RMS in each box was computed using the precipitation obtained with the run model. A companion score is the bias score defined as:  $(P_M - P_O)$ . A perfect forecast would, therefore, result in  $\text{RMS} = 0$  and  $\text{Bias} = 0$ . Negative result for 'Bias' is the under-estimation of precipitation, while positive values represent the over-estimation of precipitation. The RMS highlights high errors.

The South American region is divided into 25 sub-domains (boxes) (Figure 2). Each box has 38 points on direction  $x$  (longitude) and 49 points on direction  $y$  (latitude), representing a total of  $9.5^\circ$  of longitude and  $12.25^\circ$  of latitude (horizontal resolution with  $0.25^\circ$ ).

#### 4. Results

For the period of simulation, the precipitation field estimated by the TRMM satellite is shown in Figure 3(a). There is a precipitation region crossing South America from the northwest (on the Equator) to the southeast (Rio de Janeiro state, Brazil). This precipitation pattern is a characteristic from a SCAZ event, during 5 days over the region. According to Climálise [55], two SCAZ events were verified in February 2004. One of them had occurred during the period 20–24, where the precipitation maxima were over the South Atlantic ocean.

The simulation of the BRAMS model using the ENS approach (Figure 3b) shows the performance of the model to reproduce the large-scale characteristic associated to the space pattern of the precipitation distribution on the SCAZ event. However, there is an over-estimation of the precipitation on the most part of Brazil, and also over the Intertropical Convergence Zone (ITCZ). On the other hand, the model under-estimated the precipitation over the west part for the Amazonian region.

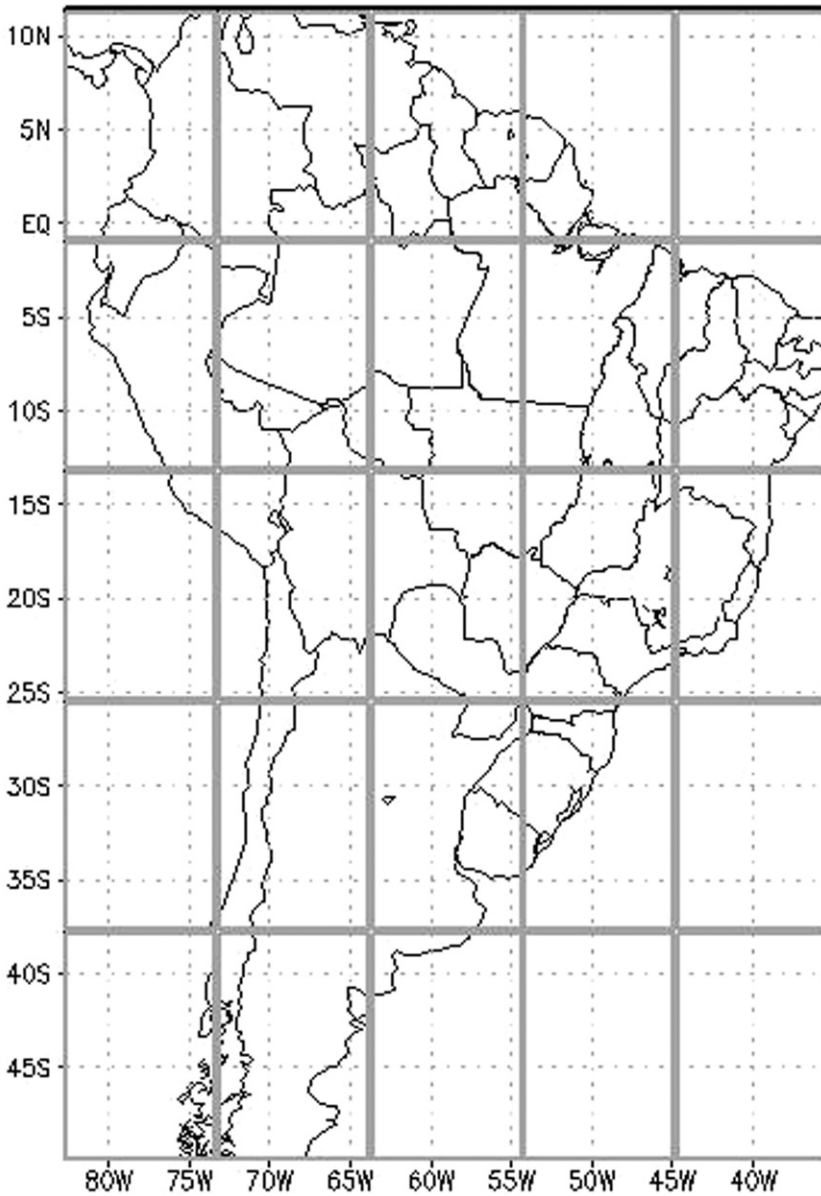


Figure 2. Domain where the RMS error and Bias scores were calculated. The squares represent the locations where the mean scores were calculated.

Before applying the inversion scheme to the event shown in Figure 3, the methodology will be employed to identify synthetic precipitation.

The estimated precipitation field  $P_S$ , from Equation (4) and the observed precipitation are shown in Figure 3. The FA is employed to compute the model precipitation (Figure 4b).

Looking at the estimated weights in Table 2, it could be considered a very good estimation. However, precipitation is a very sensitive variable. The ensemble approach to



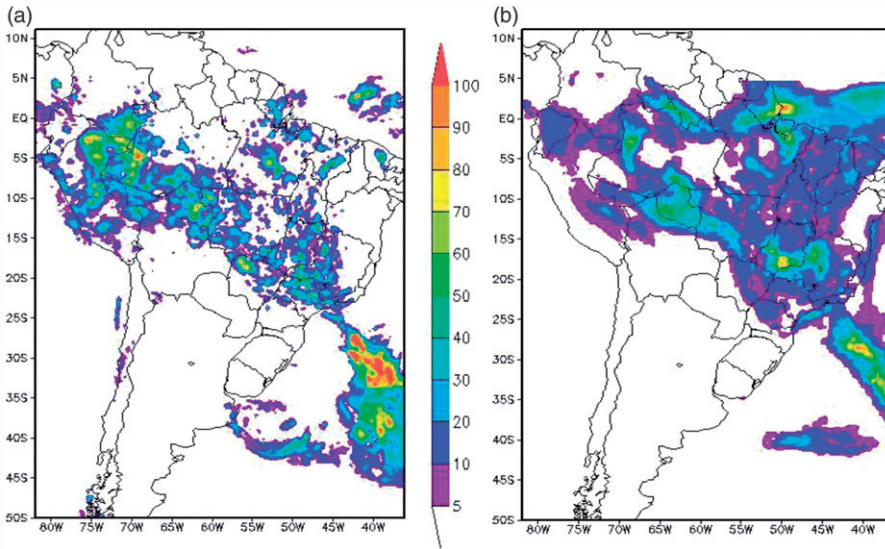


Figure 3. (a) Accumulated precipitation for 24 h (mm) on 21 February 2004 estimated by TRMM satellite, applying 3B42\_RT algorithm and (b) simulated precipitation by BRAMS (mm) using ENS approach for the same day.

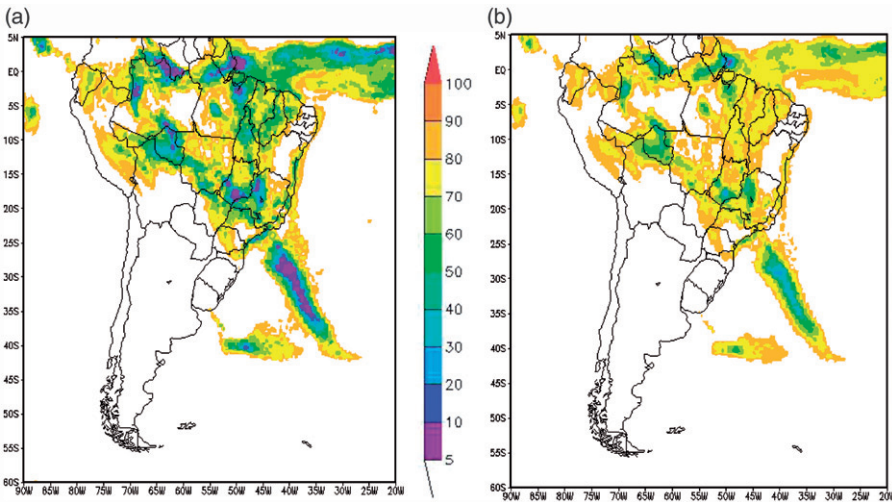


Figure 4. (a) Synthetic precipitation field (mm) and (b) estimated precipitation field (mm).

the convection was able to give a good qualitative distribution of the precipitation, but there is a difference between the estimated and observed precipitation fields (Figure 4).

The second experiment was carried out using TRMM satellite data. The estimated precipitation field (Figure 5a) presents the same space pattern simulated by ENS, but the

Table 2. Estimated weights by the FA.

Parameterizations	True weight	Estimated weight
$W_{AS}$	0.25	0.26
$W_{GR}$	0.35	0.36
$W_{KF}$	0.20	0.18
$W_{MC}$	0.15	0.16
$W_{LO}$	0.05	0.04

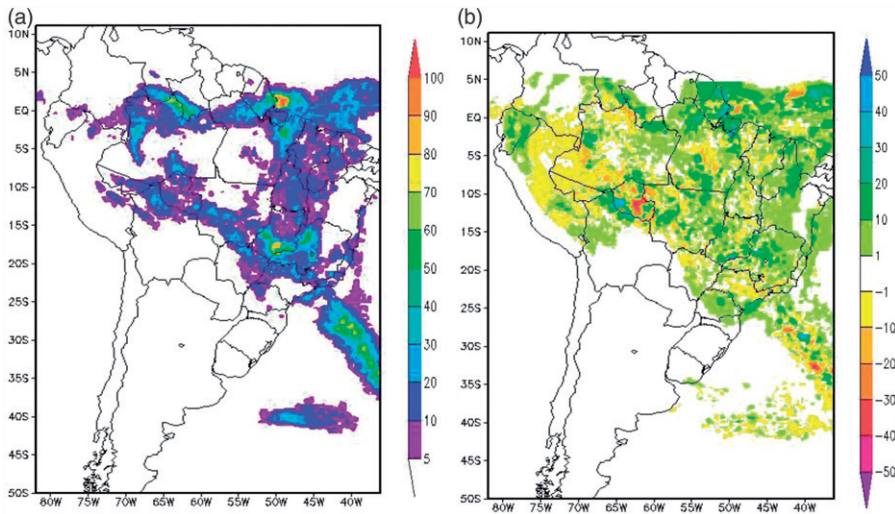


Figure 5. (a) Total precipitation estimated by 24 h of simulation on 21 February 2004 (mm) and (b) difference for total precipitation by ENS approach and the weighted ensemble estimation.

weighted estimation gives a finer adjustment, minimizing the over-precipitation over the central region of Brazil and on ITCZ. Figure 4(b) shows the absolute difference between the observed and estimated precipitations. The weighted ensemble estimation produced an under-estimation over the west part for the Amazon river basin.

For the new weighted ensemble approach, the over-estimation for precipitation persists, but it is reduced. Figure 6 presents the  $m_b$  for the F-ENS (Firefly ENS), showing a reduction for the over-precipitation, in comparison with standard ENS (Figure 3). From the analysis of the absolute errors for the convective precipitation fields obtained from standard ENS (Figure 2b) and the weighted parameterization, the results obtained with the methodology introduced here were improved.

Table 3 presents the scores computed in each box over the evaluated domain. The indices  $x_i$ ,  $x_e$  and  $y_i$ ,  $y_e$  represent, respectively, the first point and end point in the  $x$  and  $y$  directions. In a total of 25 boxes, 14 were marked by high scores using the precipitation retrieved and 11 using the ensemble mean precipitation. However, when the precipitation retrieved showed low scores, the ensemble mean showed very high scores.



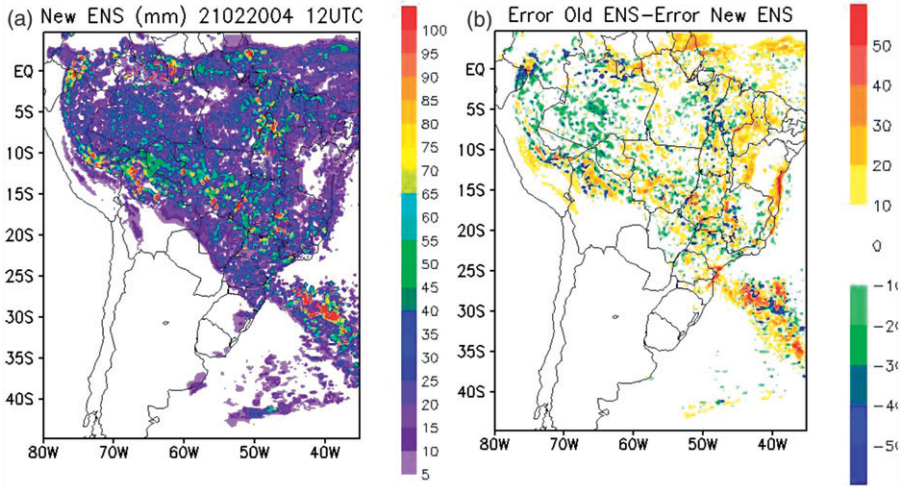


Figure 6. Convective precipitation (mm) simulated by BRAMS model: (a) weighted estimation and (b) field of difference.

Table 3. BRAMS model total precipitation RMS error and Bias for: ensemble simple mean (ENS) and precipitation retrieved using the FA (FY).

$x_i$	$x_e$	$y_i$	$y_e$	Ensemble mean		Retrieved	
				Bias (ENS)	RMS (ENS)	Bias (FY)	RMS (FY)
1	38	1	49	-0.145	3.302	0.655	3.606
1	38	50	98	0.136	1.798	0.003	0.032
1	38	99	147	-0.965	4.342	-0.843	4.252
1	38	148	196	-9.180	19.467	-9.386	17.878
1	38	197	245	0.288	8.403	3.530	14.349
39	76	1	49	0.131	0.678	0.623	2.313
39	76	50	98	-0.521	1.693	0.248	4.657
39	76	99	147	-0.155	3.857	0.153	5.288
39	76	148	196	-7.158	23.874	-17.014	26.038
39	76	197	245	1.767	15.720	-0.081	10.183
77	114	1	49	-0.719	3.154	3.865	10.413
77	114	50	98	-0.315	1.930	-0.320	1.918
77	114	99	147	-0.973	11.409	-4.291	13.348
77	114	148	196	4.072	13.061	-6.248	16.701
77	114	197	245	10.594	17.541	3.429	8.112
115	152	1	49	-1.756	9.675	-3.928	10.663
115	152	50	98	0.471	2.501	1.111	5.570
115	152	99	147	5.735	19.330	-3.378	20.602
115	152	148	196	7.198	16.057	0.956	18.387
115	152	197	245	25.213	31.229	1.576	11.262
153	190	1	49	-13.035	23.109	-15.302	24.967
153	190	50	98	-11.930	33.893	-29.889	46.103
153	190	99	147	5.647	9.162	10.342	18.581
153	190	148	196	8.611	12.299	0.442	7.517
153	190	197	245	15.663	20.765	-1.122	12.692

## 5. Final considerations

In this article, the precipitation field is computed from a multi-model ensemble approach, where the final calculation is given by a weighted average from different parameterizations for the rainfall. The numerical values of the weights for such average are addressed formulating the problem as minimizing the generalized functional of least square between the precipitation computed from five different parameterizations and satellite data. The firefly meta-heuristic is employed to solve the optimization problem. The methodology was tested using the meteorological meso-scale BRAMS over South America on the period of SCAZ event: from 20 up to 24 February, 2004.

Two numerical experiments were carried out. The first one employed synthetic observations. In the second experiment, the precipitation field was calculated using TRMM data.

The results obtained with synthetic observation data indicates that FA depends on numerical values of some parameters: the number of individuals in the firefly population and the number of iterations. Some tests were carried out to determine good values for these parameters. The weights were identified with very good precision. For improving the precision, other stopping criterion could be studied.

Considering the experiment using TRMM data, the estimated precipitation is closer to the observed field. According to the error field, the absolute error of the estimated precipitation field is less than that computed by ENS. However, the goal is not to retrieve the precipitation field, but apply the computed weights into meteorological computer code BRAMS. Therefore, a computation for the new mass flux  $m_b$  is also done. The weighted ensemble average obtained by the firefly optimization presents an impact on the precipitation fields simulated by the BRAMS. The reduction on the precipitation is not significant in those regions where the rainfall was not observed. However, this new methodology acts by minimizing the over-estimation on several regions.

The results encourage the application of numerical methodologies for solving this inverse problem of parameter estimation. The next step in this investigation is to employ a larger period of simulations for obtaining a weight set with more number of weights available for different seasons in the year.

The main goal of this article is to improve the performance of the atmospheric modelling in CPTEC–INPE. A better representation of deep convection in the numerical models is a contribution to enhance the skills of the numerical weather prediction and air quality monitoring by the BRAMS model. Future work will apply the same methodology to the Global Atmospheric Circulation Model from the CPTEC–INPE.

## Acknowledgements

Ariane F. dos Santos was supported by Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), process 2008/01983-0. Authors Ariane F. dos Santos, Haroldo F. de Campos Velho, Saulo R. Freitas, Manoel A. Gan thank the Brazilians Federal (CNPq and CAPES) and State (FAPESP) agencies for supporting the study.

## References

- [1] C.E.M. Tucci, *Modelos Hidrológicos*, ABRH Editora da UFRGS, Porto Alegre, 1998 (in Portuguese).

- [2] D.A. Vila, L.G.G. de Gonçalves, D.L. Toll, and J.R. Rozante, *Statistical evaluation of combined daily gauge observations and rainfall satellite estimates over continental South America*, J. Hydrometeorol. 10 (2009), pp. 533–543.
- [3] A. Arakawa, *Modelling clouds and cloud processes for use in climate model*. The Physical Basis of Climate and Modelling, GARP Publication Series, no. 16, WMO, Geneva, 1975, pp. 183–197.
- [4] W.R. Cotton and R.A. Anthes, *Storm and Cloud Dynamics*, Academic Press, San Diego, CA, 1989. (International Geophysics Series, Vol. 44).
- [5] K. Ooyama, *A theory on parameterization of cumulus convection*, J. Meteorol. Soc. Jpn. 39 (Special issue) (1971), pp. 744–756.
- [6] A. Arakawa and E.W.H. Schubert, *Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I*, J. Atmos. Sci. 31 (1974), pp. 674–701.
- [7] H.L. Kuo, *Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow*, J. Atmos. Sci. 31 (1974), pp. 1232–1240.
- [8] A.K. Betts, *A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis*, Q. J. R. Meteorol. Soc. 112 (1986), pp. 677–691.
- [9] G. Grell, *Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations*, Mon. Weather Rev. 121 (1993), pp. 764–787.
- [10] G.A. Grell and D. Dévényi, *A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques*, Geophys. Res. Lett. 29(14) (2002), pp. 1693–1694.
- [11] S.R. Freitas, K.M. Longo, M.A.F. Silva Dias, R. Chatfield, P. Silva Dias, P. Artaxo, M.O. Andreae, G. Grell, L.F. Rodrigues, A. Fazenda, and J. Panetta, *The coupled aerosol and tracer transport model to the Brazilian developments on the regional atmospheric modeling system (CATT-BRAMS) – Part 1: Model description and evaluation*, Atmos. Chem. Phys. 9 (2009), pp. 2843–2861.
- [12] J.S. Kain and J.M. Fritsch, *The role of the convective trigger function in numerical forecasts of mesoscale convective systems*, Meteorol. Atmos. Phys. 49 (1992), pp. 93–106.
- [13] J.M. Brown, *Mesoscale unsaturated downdrafts driven by rainfall evaporation: A numerical study*, J. Atmos. Sci. 36 (1979), pp. 313–338.
- [14] T.N. Krishnamurti, S. Low-nam, and R. Pasch, *Cumulus parameterizations and rainfall rates II*, Mon. Weather Rev. 111 (1983), pp. 815–828.
- [15] S.R. Freitas, K. Longo, M.S. Dias, P.S. Dias, R. Chatfield, E. Prins, P. Artaxo, G. Grell, and F. Recuero, *Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America*, Environ. Fluid Mech. 5 (2005), pp. 135–167.
- [16] R. Gevaerd, S.R. Freitas, M. Longo, D.S. Moreira, M.A. Silva Dias, and P. Silva Dias, *Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera. Parte II: Impacto da umidade do solo e da parametrização de cumulus na simulação de uma linha seca*, Rev. Bras. Meteorol. 21(3a) (2006), pp. 74–88.
- [17] J.V. Beck, B. Blackwell, and C.R. Clair Jr, *Inverse Heat Conduction: Ill-Posed Problems*, John Wiley & Sons, New York, 1985.
- [18] S. Twomey, *Introduction to the Mathematics of Inversion in Remote Sensing and Indirect Measurements*, Elsevier Scientific, Amsterdam, 1977.
- [19] K.N. Liou, *An Introduction to Atmospheric Radiation*, Academic Press, Orlando, FL, 1982.
- [20] J.C. Carvalho, *Inferência de perfis verticais de temperatura utilizando uma técnica iterativa implícita de inversão*, M.Sc. thesis (Meteorology), INPE, São José dos Campos (Brazil), 1998 (in Portuguese).
- [21] J.C. Carvalho, *Modelagem e análise de sondagens remotas sobre o Brasil utilizando-se o sistema ICI*, D.Sc. thesis (Meteorology), INPE, São José dos Campos (Brazil), 2002 (in Portuguese).
- [22] F.M. Ramos, H.F. Campos Velho, J.C. Carvalho, and N.J. Ferreira, *Novel approaches on entropic regularization*, Inverse Probl. 15 (1999), pp. 1139–1148.
- [23] E.H. Shiguemori, *Recuperação de perfis de temperatura e umidade da atmosfera a partir de dados de satélite – abordagens por redes neurais artificiais e implementação em hardware*, D.Sc. thesis (Applied Computing), INPE, São José dos Campos (Brazil), 2007 (in Portuguese).

- [24] E.H. Shiguemori, J.D.S. Da Silva, H.F. Campos Velho, and J.C. Carvalho, *Atmospheric temperature retrieval by a radial basis function neural network*, Int. J. Inf. Commun. Technol. 1 (2008), pp. 224–239.
- [25] H.H. Barboza, C. De, A.L. Bortoli, R.D. Cunha, and J.C. Simoes, *Simulação bidimensional do fluxo da geleira Lange, ilha Rei George, Antártica*, TEMA 4(2) (2003), pp. 159–166 (in Portuguese).
- [26] R. Daley, *Atmospheric Data Analysis*, Cambridge University Press, Cambridge, 1991.
- [27] E. Kalnay, *Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability*, Cambridge University Press, Cambridge, 2003.
- [28] P. Zannetti, *Air Pollution Modeling. Theories, Computational Methods and Available Software*, Kluwer Academic, New York, 1990.
- [29] P. Kashibathla, M. Heimann, P. Rayner, N. Mahowald, R.G. Prinn, and D.E. Hartley (eds.), *Inverse Methods in Global Biogeochemical Cycles*, Geophysical Monograph 114, American Geophysical Union, Washington, DC, 2000.
- [30] D.R. Roberti, *Problemas inversos em física da atmosfera*. Santa Maria, D.Sc. thesis (Physics), Centro de Ciências Naturais e Exatas, Universidade Federal de Santa Maria (Brazil), 2005 (in Portuguese).
- [31] D.R. Roberti, D. Anfossi, H.F. Campos Velho, and G.A. Degrazia, *Estimation of pollutant source emission rate from experimental data*, Nuovo Cimento Soc. Ital. Fis. C 30 (2007), pp. 177–186.
- [32] M. Bocquet, *Reconstruction of an atmospheric tracer source using the principle of maximum entropy, I: Theory*, Q. J. R. Meteorolog. Soc. 131 (2005), pp. 2191–2208.
- [33] E.F.P. Luz, H.F. de Campos Velho, J.C. Becceneri, and D.R. Roberti, *Estimating atmospheric area source strength through particle swarm optimization*. In: Inverse Problems, Desing and Optimization Symposium, Miami (IPDO-2007), Vol. 1, 2007, pp. 354–359.
- [34] A.N. Tikhonov and V.Y. Arsenin, *Solution of Ill-Posed Problems*, Winston and Sons, New York, 1977.
- [35] H.F. de Campos Velho, *Problemas Inversos em Pesquisa Espacial*, Sociedade Brasileira de Matematica Aplicada e Computacional, Sao Carlos, 2008.
- [36] H.F. Campos Velho, *Inverse problems in space research*, Brazilian Society for Computational and Applied Mathematics (SBMAC), São Carlos, 2008 (in Portuguese).
- [37] X. Yang, *Nature-Inspired Metaheuristic Algorithms*, Luniver Press, London, 2008.
- [38] R. Gevaerd and S.R. Freitas, *Estimativa operacional da unidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera. Parte I: Descrição da metodologia e validação*, Rev. Bras. Meteorol. 21(3a) (2006), pp. 59–73.
- [39] G.L. Mellor and T. Yamada, *Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems*, Rev. Geophys Phys. Space Phys. 20 (1982), pp. 851–875.
- [40] J.S. Olson, *Global ecosystem framework-definitions*, USGS EROS Data Center Internal Report, Sioux Falls, SD, 1994.
- [41] Proveg. *Atualização da Representação da vegetação nos Modelos Numéricos do CPTEC*, 2005, Available at [www.cptec.inpe.br/proveg](http://www.cptec.inpe.br/proveg)
- [42] M.F. Sestini, É.S. Reimer, D.M. Valeriano, R.C.S. Alvalá, E.M.K. Mello, C.S. Chan, and C.A. Nobre, *Mapa de cobertura da terra da Amazônia Legal para uso em modelos meteorológicos*, in *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto 11 (SBSR)*, 2003, Belo Horizonte, Anais, INPE, São José dos Campos, 2003. pp. 2901–2906. Available [http://urlib.net/rep/ltid.inpe.br/sbsr/2002/11.22.20.34](http://urlib.net/rep/ltid.inpe.br/sbsr/2002/11.22.20.34?languagebutton=pt-BR)
- [43] R. Walko, L. Band, J. Baron, F. Kittel, R. Lammers, T. Lee, D. Ojima, R. Pielke, C. Taylor, C. Tague, C. Tremback, and P. Vidale, *Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modeling*, J. Appl. Meteorol. 39 (2000), pp. 931–944.
- [44] R.L. Walko and C.J. Tremback, *Modifications for the transition from LEAF-2 to LEAF-3*, ATMET Technical Note, ATMET, Boulder, CO.

- [45] R.L. Walko, W.R. Cotton, M.P. Meyers, and J.Y. Harrington, *New RAMS cloud microphysics parameterization. Part I: the single-moment scheme*, Atmos. Res. 38 (1995), pp. 29–42.
- [46] M.P. Meyers, R.L. Walko, J.Y. Harrington, and W.R. Cotton, *New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II: The two-moment scheme*, Atmos. Res. 45 (1997), pp. 3–39.
- [47] S. Freitas, G. Grell, R. Gevaerd, and K. Longo. *Simulating typical rainfall systems on South America using an ensemble version of convective parameterization*, 3rd Pan-GCSS meeting on “Clouds, Climate and Models”, Athens, Greece, 2005.
- [48] A.C. Vasques, *Características de precipitação sobre a América do Sul proveniente de diferentes fontes de dados com ênfase no Brasil*, M.Sc. thesis (Meteorology), INPE, São José dos Campos, 2007 (in Portuguese).
- [49] C.M. Santos e Silva, *Simulando o ciclo diário da precipitação sobre a Bacia Amazonica durante a estação chuvosa*, D.Sc. thesis (Meteorology), INPE, São José dos Campos (Brazil), 2009 (in Portuguese).
- [50] S. Arya, D.M. Mount, N.S. Netanyahu, R. Silverman, and A.Y. Wu, *An optimal algorithm for approximate nearest neighbor searching in fixed dimensions*, J. ACM 45(6) (1998), pp. 891–923. Available at <http://www.cs.umd.edu/~mount/Papers/dist.pdf>
- [51] X-S. Yang, *Firefly algorithm, stochastic test functions and design optimisation*, Int. J. of Bio-Insp. Comp. 2 (2010), pp. 78–84.
- [52] E.F.P. Luz, J.C. Beceneri, and H.F.C Velho, *Recuperação da Condição Inicial da Equação do Calor com o Uso da Metaheurística Firefly Algorithm*. In: Congresso Nacional de Matemática Aplicada e Computacional, 33 (CNMC), 2010, Águas de Lindóia, 20–23 September 2010. DVD.
- [53] A.F. Santos, S.R. Freitas, E.F.P. Luz, H.F. De Campos Velho, and M.A. Gan, *Optimization firefly method for weighted ensemble of convective parameterizations. Part II: Sensitivity experiment using TRMM satellite data*, AGU-2010 Meeting of the Americas, Foz do Iguaçu, 2010.
- [54] A.F. Santos, S.R. Freitas, E.F.P. Luz, H.F. De Campos Velho, and M.A. Gan, *Optimization firefly method for weighted ensemble of convective parameterizations. Part I: Results with a synthetic precipitation field*, AGU-2010 Meeting of the Americas, Foz do Iguaçu, 2010.
- [55] Climanálise, *Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, 20(2), February 2004.





## A PARAMETRIC STUDY FOR FIREFLY ALGORITHM BY SOLVING AN INVERSE PROBLEM FOR PRECIPITATION FIELD ESTIMATION

Ariane F. dos Santos<sup>1</sup>, Haroldo F. De Campos Velho<sup>2</sup>, João Gerd Z. De Mattos<sup>1</sup>, Saulo R. Freitas<sup>1</sup>, Manoel A. Gan<sup>1</sup>, Homailson L. Passos<sup>1</sup> and Eduardo F. P. Luz<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Center for Weather Prediction and Climate Studies, National Institute for Space Research, Rodovia Presidente Dutra, Km 40, Cachoeira Paulista, SP, Brazil, ariane.frassoni@cptec.inpe.br

<sup>2</sup> Laboratory for Computing and Applied Mathematics, National Institute for Space Research, Avenida dos Astronautas, 1758, Jd. da Granja, São José dos Campos, SP, Brazil, haroldo@lac.inpe.br

**Abstract.** *In this paper we consider the parameter estimation problem of weighting the ensemble of convective parameterizations implemented in the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS). The inverse problem is applied to BRAMS precipitation simulations over South America for December 2004. The forward problem is addressed by BRAMS, and the ensemble of convective parameterizations are expressed by several methodologies used to parameterize convection. The inverse problem is formulated as an optimization problem applying the metaheuristic Firefly algorithm (FA) to retrieve the weights of the ensemble members. The FA algorithm represents the patterns of short and rhythmic flashes emitted by fireflies in order to attract other individuals. The flashing light is formulated in such a way that it is associated with the objective function. The precipitation data estimated by the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite was used as the observed data. The quadratic difference between the model and the observed data was used as the objective function to determine the best combination of the ensemble members to reproduce the TRMM measurements. Sensitivity analysis was used to test the FA algorithm parameters to adjust the algorithm to retrieve precipitation observations. The tested parameters were the initial attractiveness and the gamma parameter, which characterizes the variation of the attractiveness and is very important in determining the speed of convergence of the method. The results showed a high sensitivity to the gamma parameter variation, and the largest values resulted in the best combinations of weights, resulting in a retrieved precipitation field closest to the observations.*

**Keywords.** *Cloud parameterization, inverse problem, firefly optimization, BRAMS*

### 1 INTRODUCTION

Clouds processes operate on scales smaller than model resolutions, with a strong effect at resolvable scales (Cotton and Anthes, 1989). Due to the low horizontal resolution, a model cannot resolve many of the processes associated with clouds and their interaction with the environment. Several physical processes and parameters cannot be explicitly predicted in full detail on the model grid points (or wave numbers for spectral models), but their effects on the resolvable variables in the model are crucial for correct forecasting. These effects are known as subgrid-scale processes. Important vertical redistribution of heat and moisture by convection occurs among the grid boxes of a model (Cooperative Program for Operational Meteorology and COMET, 2011). Subgrid-scale variations in convection have an effect on moisture and heating in some of the model grid boxes. Therefore, these effects are important for representing meteorological phenomena at scales ranging from mesoscale to large scale. For example, according to Lin and Neelin (2002), for global numerical models, it is necessary to determine the area averaged precipitation rates for each grid box, and some places will get more precipitation than the average. The uncertainty in the convective heating and drying rates creates an uncertainty at the larger scales (Jones and Randall, 2011). Therefore, it is important to determine, as well as possible, the effects of subgrid-scale processes associated with convection in the atmosphere.

In order to represent the subgrid processes associated with clouds and interactions with the environment, the model must include a parameterization in the moisture and heat prediction equations. The key problem of numerical prediction is trying to predict, with incomplete information, the effects of subgrid-scale processes with information from the grid scale. In this sense, cumulus parameterization is one of the most difficult problems in weather and climate prediction. Computational limitations require running numerical models with low spatial resolution, making it impossible to fully computationally resolve convective processes. A cumulus parameterization is an attempt to account for the net effect of an ensemble of clouds on the scale of the atmospheric model (Arakawa and Schubert, 1974). A statistical approach is used to assume their solution, which always introduces errors, providing an additional source of uncertainty to the stochastic nature of the atmosphere. The goal of cumulus parameterization is to determine changes in the simulated large-scale environment due to the collective influence of multiple cumulus clouds (Jones and Randall, 2011).

Each parameterization method must derive information about the processes from the meteorological variables, considering a set of assumptions. Several schemes have been developed to represent the convection process (Yanai et al., 1973; Arakawa and Schubert, 1974; Kuo, 1974; Grell and Dévényi, 2002). These parameterizations differ mainly in their closure assumptions and description of the interaction between the environment and the convection. Closure refers to the link between the assumptions in the parameterization and the forecast variables, and it closes the loop between the

parameterization and forecast equations. These differences in the parameterization are a consequence of the uncertainties in the understanding of the physical and dynamical processes of the convection, particularly with respect to how to express the interaction between the larger flow and the convective clouds in parameterized terms (Bao et al., 2011).

Using these parameterizations separately in a single model framework provides a way to take advantage of the above mentioned uncertainties in the generation of ensemble predictions (Bao et al., 2011). Grell and Dévényi (2002), hereafter GD, developed a deterministic scheme for the convective cloud processes. It is based on an assumed "quasi-equilibrium" balance between large scale (resolved) forcings and the net large-scale effects of unresolved convective cloud processes (Arakawa and Schubert, 1974). The scheme expands the convective parameterization of Grell (1993) to include several assumptions of classical closures and parameters commonly used in convective parameterizations. The ensemble of closures consists of disturbances around the classical closures of Grell (1993); Arakawa and Schubert (1974); Kain and Fritsch (1993), low-level Omega (Frank and Cohen, 1987), and moisture convergence (Kuo, 1974). The GD parameterization scheme has been developed to provide more freedom to users to choose one or more assumptions, and closures within the extensive existing options. However, the approach is strongly based on the scheme of Arakawa and Schubert (1974) and Grell (1993).

The GD ensemble has 16 closure members, which are allowed to interact with 22 members (variations in several parameters), giving a total of 13824 ensemble members. GD used these members to determine the ensemble average, see Grell and Dévényi (2002). As a result, the precipitation forecast can be combined in several ways, generating a numerical representation of precipitation and atmospheric heating and moistening rates. These assumptions, from several considerations of convection initiation and development, represent a natural span of uncertainties in convective parameterizations (Bao et al., 2011).

The ensemble members are chosen to allow a large spread in terms of accumulated convective rainfall (Bao et al., 2011). However, the influence of each member of the GD ensemble for a given place must be quantified. In order to address this problem, an inverse problem methodology is applied for parameter estimation. The inverse problem is formulated as an optimization problem for retrieving the weights of the GD convective parameterization ensemble, and it is solved using the Firefly algorithm (FA). The forward problem is computed by the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS) (Freitas et al., 2007).

The parameter estimation consists of minimizing an objective function using the model parameter adjustment. The objective function is a measure of the distance between the experimental data and the model forecasts, the root mean square deviation of the model prediction and the experiment.

The inverse analysis is applied to precipitation simulations over South America using BRAMS (Freitas et al., 2007). The goal is to find the weights for each ensemble member in the GD convective parameterization implemented in the BRAMS model.

## 2 THE FIREFLY ALGORITHM

The Firefly (FA) algorithm was proposed by Yang (2008), and it is based on the bioluminescence process which characterizes fireflies. The reason for using the FA algorithm is because we already have obtained satisfactory preliminary results with this methodology employed on this important application Luz et al. (2009); dos Santos et al. (2010a,b,c). In addition, a new version for the FA is under development. Therefore, the goal here is to evaluate the robustness of the standard FA.

According to Yang (2008), scientists do not yet have complete knowledge about the function of the flashing lights of fireflies. However, there are at least two important functions associated with the flashes: (a) attracting mating partners and (b) attracting potential prey.

In order to implement the algorithm based on the flashes of fireflies, Yang (2008) used the following three idealized rules: the fireflies are unisex, so one firefly will be attracted to all other fireflies regardless of their sex; (ii) the attractiveness is proportional to their brightness, so, for any two flashes, the less bright one will move towards the brighter one. The attractiveness is proportional to the brightness, and they both decrease as their distance increases. If there is no brighter firefly, it will move randomly; (iii) the brightness of a firefly is affected or determined by the landscape of the objective function.

The attractiveness is determined by the emitted light intensity, and it is a function of its evaluation. There are two important pieces of information for determining the FA: the light intensity variation, and the attractiveness formulation. For simplicity, the attractiveness is determined by its brightness, which in turn is associated with the objective function.

For a simple case, the brightness ( $I$ ) in a particular location is a function of its position  $x$  as follows:

$$I(x) \propto f(x), \quad (1)$$

and the attractiveness ( $\beta$ ) is relative to the firefly position from which the more attractive firefly is observed. Thus,  $I$  will depend on the distance  $r_{ij}$  between the firefly  $i$  attracted by the brightness of the firefly  $j$ . Moreover, the light intensity decreases with increasing distance from its source and depends on the propagation medium, so the attractiveness varies with the degree of absorption. With that, the objective function is the inverse of the light intensity.

The light intensity is assumed to be  $[I(r)]$  and it varies according to the inverse square distance  $r$ ,

$$I(r) = \frac{I_f}{r^2}, \quad (2)$$

where  $I_f$  is the light intensity at the source. For a given medium with a fixed light absorption coefficient  $\gamma$ , the light

intensity varies with  $r$  as follows:

$$I = I_0 e^{-\gamma r}, \quad (3)$$

where  $I_0$  is the original light intensity. Combining the inverse square law and the absorption, we have:

$$I(r) = I_0 e^{-\gamma r^2}, \quad (4)$$

which can be approximated as

$$I(r) = \frac{I_0}{1 + \gamma r^2}. \quad (5)$$

The attractiveness  $\beta$  is proportional to the light intensity seen by adjacent fireflies as follows:

$$\beta = \beta_0 e^{-\gamma r^2}, \quad (6)$$

where  $\beta_0$  is the attractiveness at  $r = 0$ . This function can be approximated by:

$$\beta(r) = \frac{\beta_0}{1 + \gamma r^2}. \quad (7)$$

The distance between any two fireflies  $i$  and  $j$  at  $x_i$  e  $x_j$ , respectively, is the Cartesian distance

$$r_{ij} = \|x_i - x_j\| = \sqrt{\sum_{k=1}^d (x_{i,k} - x_{j,k})^2}, \quad (8)$$

where  $x_{i,k}$  is the  $k$ th component of the spatial coordinate  $x_i$  of  $i$ th firefly.

The movement of a firefly  $i$  attracted to another more attractive (brighter) firefly  $j$  is determined by:

$$x_i = x_i + \beta_0 e^{-\gamma r_{ij}^2} (x_j - x_i) + \alpha \left( rand - \frac{1}{2} \right), \quad (9)$$

where  $\alpha$  is the randomization parameter and  $rand$  is a random number generator uniformly distributed in  $[0, 1]$ .

The second term in the rhs of Eq. 9 is due to the attraction while the third term is the randomization. This term is associated with the randomization of the movement of a firefly  $i$  toward a firefly  $j$ . Without this term, the fireflies would possibly be attracted to a firefly that is not necessarily the brightest. The solution would be restricted to a local minima, directly toward the best solution in the local search space. With the randomization term, the search over small deviations makes it possible to escape from local minima, having a higher chance of finding the global minimum of the function.

The  $\gamma$  parameter characterizes the attractiveness variation and its value is crucially important in determining the speed of convergence and how the FA behaves. In theory,  $\gamma \in [0, \infty)$ , but in practice and in most applications,  $\gamma = O(1)$  typically varies from 0.1 to 10.

### 3 THE BRAMS MODEL

The BRAMS model (Freitas et al., 2007) is a joint project of several Brazilian institutes, including the Center for Weather Prediction and Climate Studies (CPTEC) of the National Institute for Space Research (INPE), and is funded by FINEP (The Brazilian Funding Agency). BRAMS is based on the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) (Walko et al., 2000), with several new functionalities and parameterizations. The BRAMS model is a numerical model developed to simulate atmospheric circulations at many scales. It solves the fully compressible non-hydrostatic equations described by Tripoli and Cotton (1982). The BRAMS model has a set of physical parameterizations appropriate for simulating processes such as surface-air exchange, turbulence, convection, radiation and cloud microphysics (Freitas et al., 2007). The BRAMS model includes, among others, an ensemble version of a deep and shallow cumulus scheme based on the mass flux approach (Grell and Dévényi, 2002).

The convective parameterization trigger function uses the turbulence kinetic energy (TKE) of the RAMS Planetary Boundary Layer (PBL) parameterization to modulate the maximum distance that air parcels can rise from their source level and, based on that, to determine if a grid column will be able to sustain convection (Freitas et al., 2007). The trigger function is modified using the parameter `cap_max`, which represents the maximum distance the air parcel can rise and trigger the convective portion of a column if it can reach the condensation level and, subsequently, free convection. `cap_max` is modified with three values to be used in the ensemble. Operationally, the model can be performed with 144 members, where 16 members are variations in five popular closure assumptions, such as Arakawa and Schubert (1974), moisture convergence (Kuo, 1974), low-level Omega (Frank and Cohen, 1987), Kain and Fritsch (1993) and Grell (1993), hereafter AS, MC, LO, KF and GR, respectively, 3 members are variations in the trigger function and 3 members are variations of the precipitation efficiency. These members are combined in order to obtain an ensemble mean realization closure (hereafter ENS), or the user can use only one closure option, choosing among the five available options.



## 4 EXPERIMENTAL DESIGN

The BRAMS model version 4.2 was used to simulate precipitation over South America from 02 to 13 December 2004. The model was performed for a forecast length of 24 hours, once a day, from 01 December 2004 until 12 December at 12:00 UTC, with a restart every 24 hours. The following configuration was used: the GD convective parameterization scheme, a model grid with 25 km horizontal resolution covering South America and a 100 meter vertical resolution in the first level. The vertical resolution varied telescopically with higher resolution at the surface with a ratio of 1.1 up to a maximum vertical resolution of 950 m, with the top of the model at approximately 19 km (a total of 40 vertical levels). As initial and boundary conditions, we used the CPTEC/INPE Atmospheric General Circulation Model (AGCM) analysis with T126L28 resolution, where T126 is the rhomboidal truncation at wave number 126, and L28 is the number of model vertical levels.

Six different model simulations were performed, generating six precipitation fields, each one using a single closure option. One of the runs was performed using the ENS option. This precipitation field was used as the control experiment, which was compared with the results obtained with the FA algorithm.

For the experimental data, precipitation information from CPTEC/INPE was used. The experimental precipitation data is calculated by a technique called MERGE (Rozante et al., 2010), combining data from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite precipitation estimates (Huffman et al., 2006) with surface observations over the South American continent. Although TRMM is highly valuable for numerical model evaluation, the MERGE technique is used to correct of TRMM precipitation estimation problems, because systematic errors are verified in particular in the eastern portion of Northeast Brazil (precipitation is underestimated due to formation of warm clouds, Huffman et al. (2006)).

### 4.1 Solving the inverse problem: weight estimation

The inverse solution is obtained by identifying the optimum weight values associated with each member of the ensemble in the GD parameterization. The weight set is the unknown vector of parameters denoted by  $\vec{W}^T$ . The objective function consists of the square of the difference between observations and predictions.

The precipitation fields were computed from the model ( $P_M$ , a linear combination of five precipitation outputs using five parameterization closures) and one observed precipitation field or MERGE data ( $P_O$ ). The estimator  $P$  is a random variable that minimizes the Euclidian norm square of  $P_M - P_O$ , i.e.,  $P$  minimizes

$$J(\vec{P}) = |P_M(\vec{W}^T) - P_O|^2 = \left[ P_M^{\vec{W}} - P_O \right]^T \left[ P_M^{\vec{W}} - P_O \right] = \sum_{i=1}^{w_i} [P_M(\vec{W}^T) - P_O]^2, \quad (10)$$

$$P_M = \sum_i w_i P_i, \quad (11)$$

where  $\vec{W}^T \equiv [w_i, i = 1, \dots, N_w]^T$ ,  $P_i$  ( $i = 1, 2, \dots, N_w$ ) and  $N_w$  denotes the dimension of the parameter vector, as well as the dimension of the ensemble, i.e., the different precipitation parameterization closures. For GD parameterization closures, we have  $\vec{W}^T = [w_{GR}, w_{MC}, w_{LO}, w_{AS}, w_{KF}]^T$ , and the subscripts *GR*, *MC*, *LO*, *AS* and *KF* denote the classical closures assumed in the parameterization (see Section 3).

The FA algorithm was used to solve the optimization problem. Each firefly represents a candidate solution (in the vector with five components, each component is associated with a single closure), and the brightest firefly identifies the best weight set for the five closures.

The parameters used in the FA algorithm are: the number of fireflies ( $n$ ),  $\beta_0$ ,  $\alpha$  and the number of generations ( $G$ ), i.e., the number of iterations used in the FA code. The parameters  $\alpha$ ,  $\beta_0$ ,  $\gamma$  were tested with respect to the variations in the weight results. Each parameter was tested, and when one was tested, the other one was fixed. Later, the number of fireflies used was modified, to verify the impact of the number of fireflies on the representation of the best solution for solving the inverse problem. As a result, a table was generated with different results obtained with the variation of all parameters. Table 1 summarizes the information about initial and final values, as well as the rate of variation of each parameter.

Table 1: Experimental tests with the FA algorithm parameters.

Parameter	initial value	final value	increment
$\alpha$	0.01	0.1	0.01
$\beta$	0.1	1.0	0.1
$\gamma$	1.0	10.0	1.0
$n$	5	50	5
$G$	10	100	10

The sensitivity of the algorithm with respect to the chosen parameters was tested, allowing the choice of the best parameters to be used together to solve the proposed inverse problem.

The weights estimation was performed in two different ways. First, each weight was obtained for the entire domain, i.e., only one weight was computed for weighting all grid points. So, the FA parameters were tested according to Table 1.

The results were analyzed using the RMS index, defined as follows:

$$REQM(\theta) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \left[ \frac{1}{I \cdot J} \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J (\theta_{i,j,n}^P - \theta_{i,j,n}^O)^2 \right]^{1/2} \quad (12)$$

where  $\theta$  is a given variable,  $I$  and  $J$  are the total number of model grid points in the horizontal and the superscripts  $P$  and  $O$  are the forecasts (or the new precipitation field) and observations, respectively.

The mean RMS from 02-13 December was computed for each value of the parameters in Table 1.

With the best values for the parameters, a new experiment was performed, and then the unknown vector was computed at each grid point over South America.

## 4.2 Precipitation retrieval

The set of weights at each grid point was determined and they were used to retrieve the precipitation fields for the period of 02-13 December (2004). For each day, the set of weights was used; however, to simplify the analysis, the mean field for the period was computed. Finally, the retrieved precipitation was compared with the BRAMS model precipitation computed with the ENS closure. A simple difference was computed to compare both fields.

## 5 RESULTS

According to climatological records (not shown), during December, precipitation is of the order of 100 mm in Southern Brazil, and 250 mm to 300 mm over Central Brazil. The observed accumulated precipitation during 02 to 13 December and the average precipitation for this period are shown in Figure 1. The accumulated precipitation was of the order of 200 mm over several places over Southern and Central Brazil, as well as over the latitude belt of 10°N (Figure 1(a)). The average precipitation (Figure 1(b)) indicates that higher values are seen over the tropical region at 10°N, with precipitation higher than 20 mm. Over most of Southern and Central Brazil, precipitation is the order of 5 mm to 20 mm in some places.

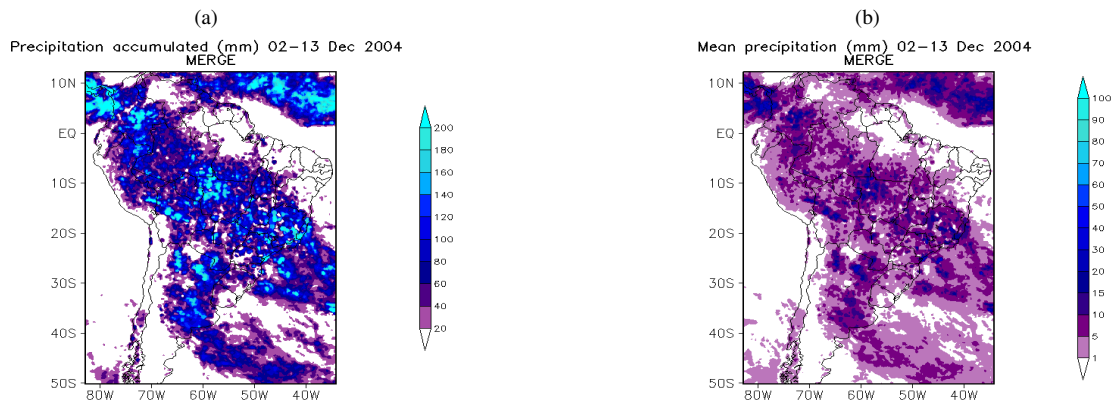


Figure 1: Observed observed precipitation during 02 to 13 December and the average precipitation for the same period (mm) from the MERGE data.

The average precipitation from simulations is shown in Figure 2. When the AS and KF closures are used (Figure 2(a) and 2(c), respectively), it can be seen that the average accumulated precipitation during 24h of simulation is larger than when the other closures are used. A simple average of the results with different precipitation parameterizations (ENS closure, Figure 2(f)) basically represents the contribution from the AS and KF schemes (Figures 2(a), 2(c)), because other schemes have very low estimated precipitation (Figures 2(b), 2(d), 2(e)).

Figure 3 shows the variation of RMS with the variation of  $\alpha$  (top),  $\beta_0$  (middle) and  $\gamma$  (bottom) parameters. In general, for increasing  $\alpha$  the RMS values increase. The best value of  $\alpha$  was obtained in the first iteration, with a value of 0.1. The variation in  $\beta_0$  showed that between values of 0.2 and 0.5, the RMS decreased, with a minimum at 0.5. However, for values greater than 0.5, an increased RMS was observed. The  $\gamma$  parameter showed different behavior, i.e., a decrease was observed in the RMS with an increase in this parameter, with a minimum at 10. Among all computed values of RMS using the variation of all FA parameters, the best results were found for the following parameters:  $\alpha = 0.1$ ,  $\beta_0 = 0.5$  and  $\gamma = 10$ . These values were used as fixed parameters to compute the vector of weights for each model grid point.

The distribution of the weights with variation in the FA parameters can be seen in Figure 4. The weights are predominantly positive, with some variability of the weights according to increasing parameters. Their values were found mainly between the interval of -0.2 to 1, but with one minimum value verified in the analysis of the  $\alpha$  parameter of the order of -2. The weights are the same when the RMS is at a minimum for all parameters. In other words, when  $\alpha$ ,  $\beta_0$  and  $\gamma$  are, respectively, 0.1, 0.5 and 10, the vector of weights is  $\vec{W}^T = [w_{GR}, w_{MC}, w_{LO}, w_{AS}, w_{KF}]^T = \{0.82, 0.80, 0.61, 0.41, -0.19\}$ . This is in accordance with the results shown in Figure 2. The closures with large precipitation (i.e., AS and KF) have small weights, and those with lower precipitation (i.e., GR, LO and MC) have larger weights.

The retrieved precipitation is shown in Figure 5. Comparing the retrieved mean precipitation for the considered period with the control experiment (Figure 2(f)), a gain by using the proposed methodology is verified. The retrieved mean

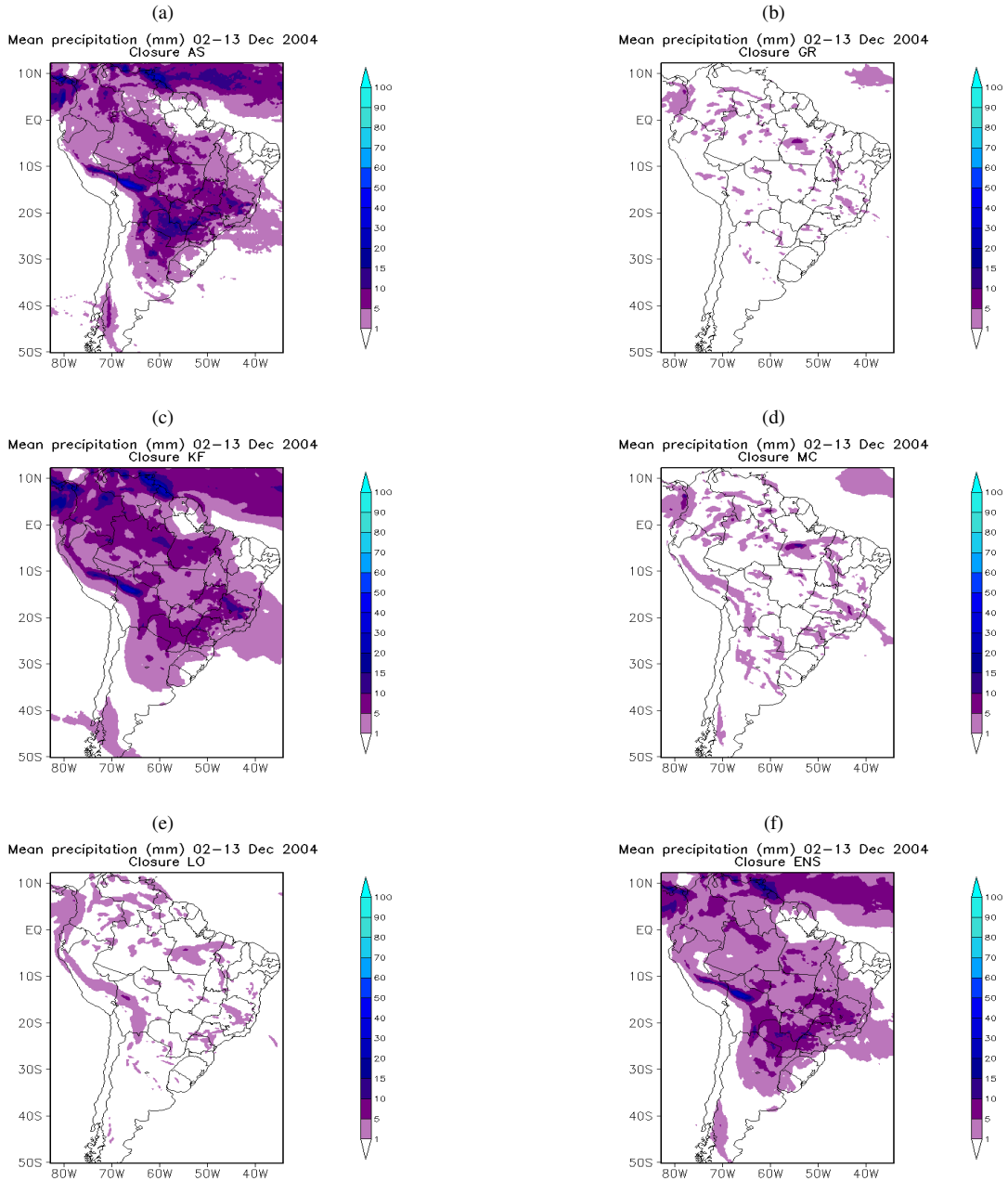


Figure 2: Mean accumulated precipitation (mm) in simulations to 24h using the following closures: a) AS; b) GR; c) KF; d) MC; e) LO; f) ENS.

precipitation shows less precipitation over tropical regions compared with the control experiment. This pattern is better identified using the difference between the retrieved mean precipitation and MERGE data (Figure 5(c)) and the difference between the control experiment and MERGE data (Figure 5(b)). In the Figures, shaded red areas are associated with overestimation of the models and shaded blue areas are associated with underestimation of the models. The retrieved mean precipitation overestimates and underestimates less than the control experiment. Over central Brazil and east of the Andes Cordillera, the overestimation of the retrieved field is of the order of 5 mm while the overestimation of the control experiment is of the order of 10 mm to 15 mm.

## 6 CONCLUDING DISCUSSION

The computational methodology to identify the weights for the ensemble representation of precipitation was described. The inverse problem was solved by the Firefly optimization algorithm. A numerical experiment was designed to identify the best parameters to be employed to the Firefly algorithm with focus on the application to the retrieval of model precipitation fields. It is difficult to find a general procedure to identify the best parameters for the most of metaheuristic algorithms (Lukasik and Zak, 2011).

The best performance for the Firefly algorithm was obtained (considering the range selected for the firefly parameters to our application) with the values:  $\alpha = 0.1$ ,  $\beta_0 = 0.5$ ,  $\gamma = 10$ .

The resulting RMS always increases when the value of  $\alpha$  increases, for fixed values for  $\beta_0$  and  $\gamma$ . On the other hand,

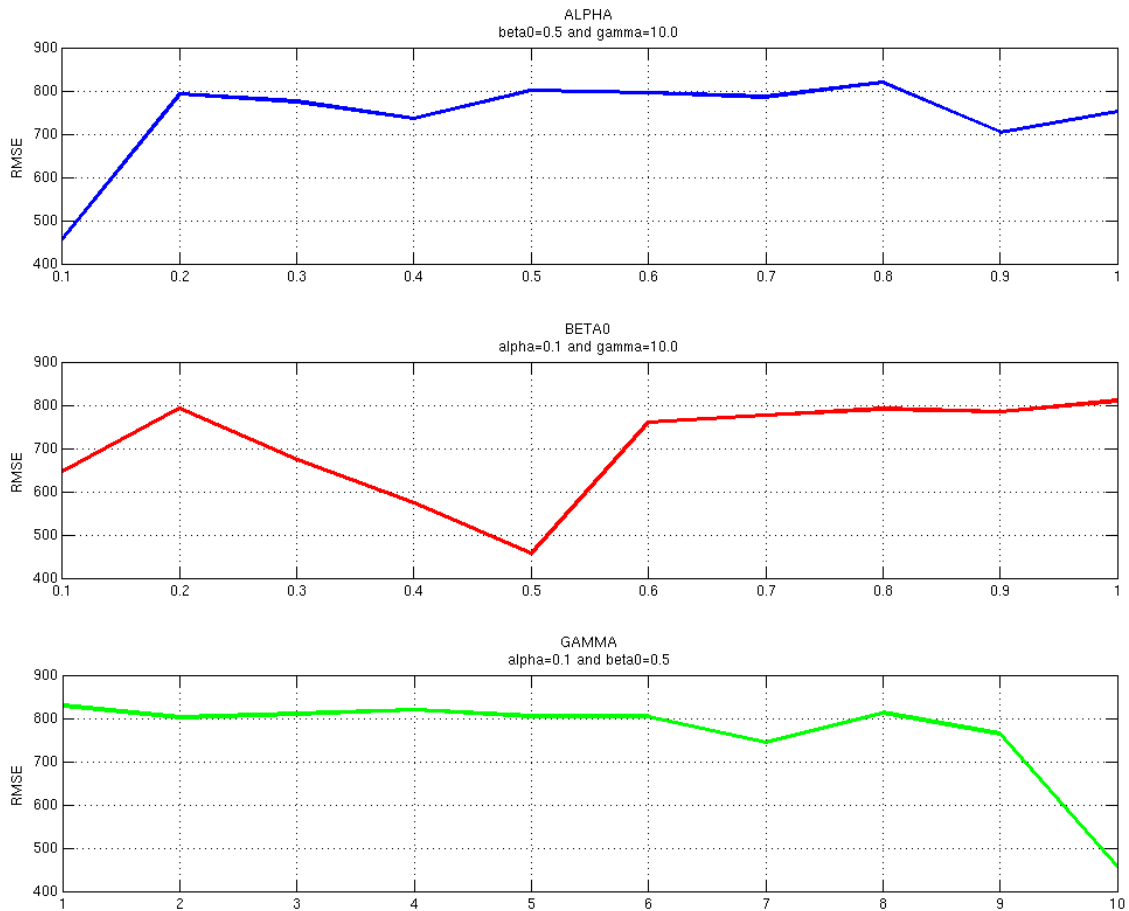


Figure 3: Root mean square error (RMS) of the mean precipitation (mm) over South America.

when  $\alpha$  and  $\gamma$  are fixed and  $\beta_0$  is variable, the RMS decreases between values of 0.2 and 0.5, with a minimum at 0.5. The  $\gamma$  variation indicated a decrease of RMS when  $\gamma$  increases. As a final result, using the best parameters, it was possible to improve the BRAMS model precipitation fields using the weights for weighting the precipitation fields computed with each closure. It is a first step to include the weight vector in the BRAMS model for weighting the GD parameterization ensemble.

Despite the uncertainties associated with different results for variations on the Firefly parameters, the results agreed with the comments expressed by Lukasik and Zak (2011). According to Lukasik and Zak (2011), although most heuristic algorithms face the problem of inconclusive parameter settings, his results showed the opposite, determining the best parameters evaluated using the FA algorithm. This is an indication that the performance of the Firefly algorithm is similar, even when dealing with different inverse problems.

## REFERENCES

- Arakawa, A. and W. H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large scale environment, part i. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674–701.
- Bao, J.-W., E. D. Grell, G. A. Grell, and S. Michelson, 2011: Application of the grell-devenyi convective parameterization in ensemble qpf. Accessed on: 09/01/2011, Available in: [http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/workshops/WS2007/abstracts/p1-25\\_Bao.pdf](http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/workshops/WS2007/abstracts/p1-25_Bao.pdf), accessed on: 09/01/2011.
- Cooperative Program for Operational Meteorology, E. and T. COMET, 2011: How models produce precipitation and clouds. Accessed on: 09/05/2011, Available in: <https://www.meted.ucar.edu>, accessed on: 09/05/2011.
- Cotton, W. R. and R. A. Anthes, 1989: *Storm and Cloud Dynamics*, International geophysics series, Vol. 44. Academic Press, San Diego, 883 pp.
- dos Santos, A. F., E. F. P. da Luz, S. R. de Freitas, G. Grell, H. F. de Campos Velho, and M. A. Gan, 2010a: Análise de sensibilidade das simulações de precipitação convectiva do modelo brams às melhorias na parametrização de cumulus. *Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Belém, PA, XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia.

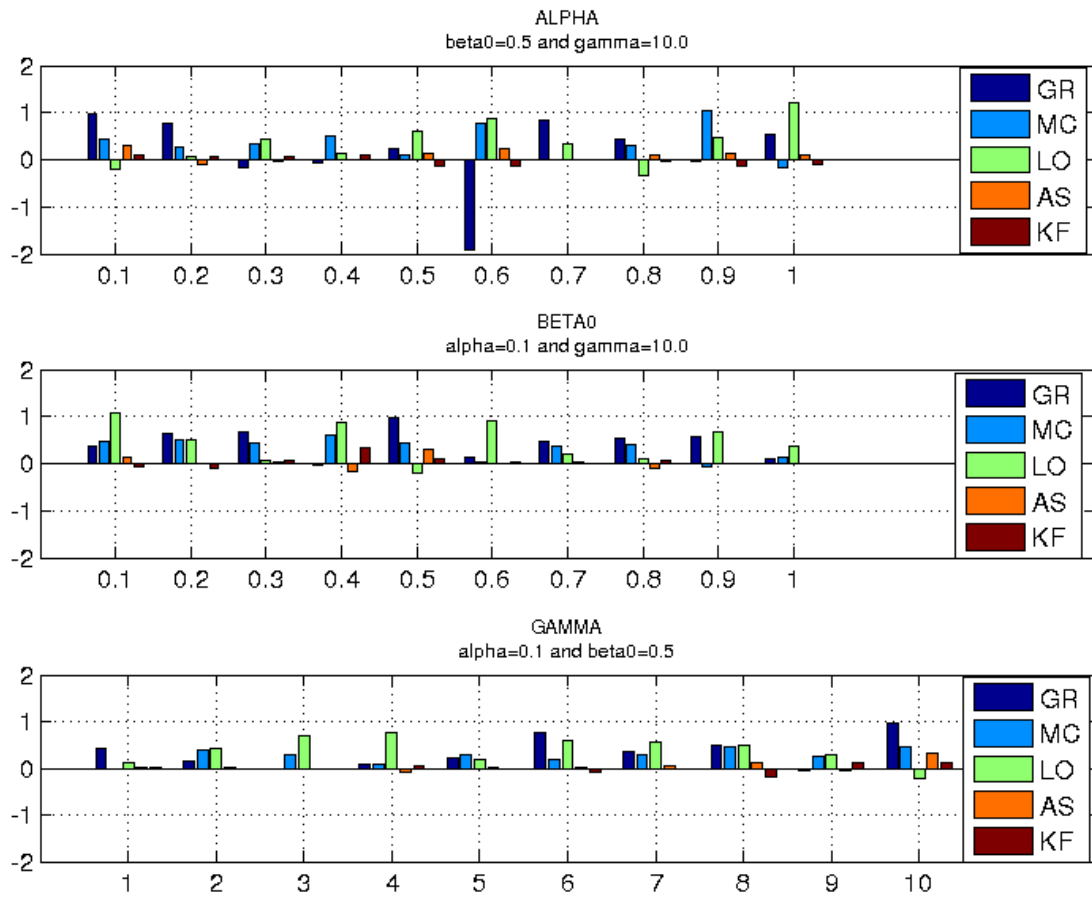


Figure 4: Distribution of the weights according to variations in the FA parameters. The dark blue, light blue, green, orange and brown bars represent, respectively, the variations of the weights for the closure members of GR, MC, LO, AS and KF.

- dos Santos, A. F., S. R. de Freitas, E. F. P. da Luz, H. F. de Campos Velho, and M. A. Gan, 2010b: Optimization firefly method for weighted ensemble of convective parameterizations. part i: Results with a synthetic precipitation field. *2010 Meeting of The Americas*, Foz do Iguacu, PR, 2010 Meeting of The Americas.
- dos Santos, A. F., S. R. de Freitas, E. F. P. da Luz, H. F. de Campos Velho, and M. A. Gan, 2010c: Optimization firefly method for weighted ensemble of convective parameterizations. part ii: Sensitivity experiment using trmm satellite data. *2010 Meeting of The Americas*, Foz do Iguacu, PR, 2010 Meeting of The Americas.
- Frank, W. M. and C. Cohen, 1987: Simulation of tropical convective systems, part i: a cumulus parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 3787–3799.
- Freitas, S., et al., 2007: The coupled aerosol and tracer transport model to the brazilian developments on the regional atmospheric modeling system (catt-brams). part 1: Model description and evaluation. *Atmos. Chem. Phys. Discuss*, **7**, 8525–8569.
- Grell, G., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764–787.
- Grell, G. A. and D. Dévényi, 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1693, doi:10.1029/2002GL015311.
- Huffman, G., R. Adler, D. Bolvin, G. G. E. J. Nelkin, K. Bowman, E. Stocker, and D. Wolff, 2006: The trmm multi-satellite precipitation analysis: Quasi-global, multi-year, combined-sensor precipitation estimates at fine scale. *J. Hydrometeorol.*, **8**, 38–55.
- Jones, T. R. and D. A. Randall, 2011: Quantifying the limits of convective parameterization. *Journal of Geophys. Res.*, **116**, 1–19.
- Kain, J. S. and J. M. Fritsch, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The kain-fritsch scheme. *Meteorological Monographs*, K. A. Emanuel and D. J. Raymond, Eds., American Meteorological Society, Boston, Vol. 24, 165–170.

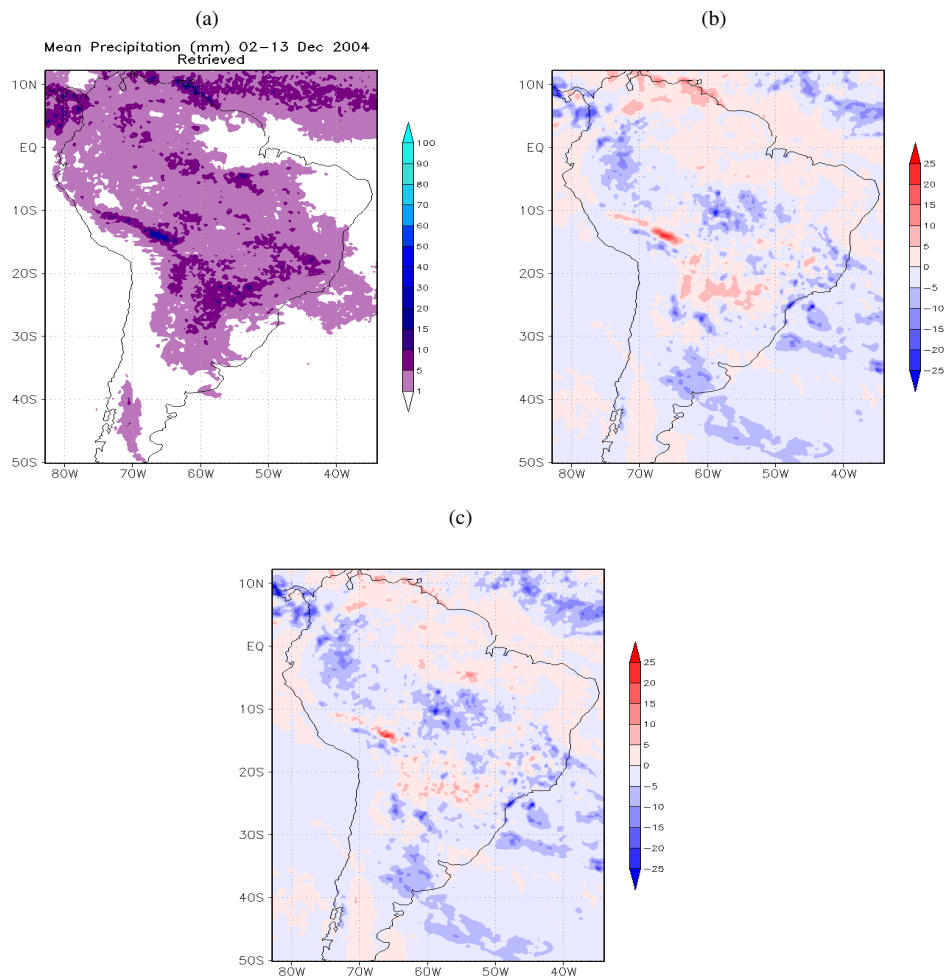


Figure 5: a) Mean retrieved precipitation (mm) on 02-13 Dec 2004; b) difference between the control experiment (ENS) and MERGE (mm) and c) difference between the retrieved precipitation and MERGE. Both differences are the mean during the considered period.

- Kuo, H., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on the large scale flow. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232–1240.
- Lin, J. W.-B. and J. D. Neelin, 2002: Considerations for stochastic convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 959–975.
- Lukasik, S. and S. Zak, 2011: Firefly algorithm for continuous constrained optimization tasks. Accessed on: 09/20/2011, Available in: [http://bluescarni.info/documents/lukasik\\_firefly.pdf](http://bluescarni.info/documents/lukasik_firefly.pdf), accessed on: 09/20/2011.
- Luz, E. F. P., J. C. Beceneri, and H. F. de Campos Velho, 2009: Conceitualização do algoritmo vagalume e sua aplicação na estimativa de condição inicial da equação de calor. *Anais do XI Workshop de Computação Aplicada do Laboratório Associado de Computação e Matemática Aplicada*, São José dos Campos, SP, XI WORCAP.
- Rozante, J. R., D. S. Moreira, L. G. G. de Goncalves, and D. A. Vila, 2010: Combining trmm and surface observations of precipitation: technique and validation over south america. *Wea. Forecasting*, **25**, 885–894, doi: 10.1175/2010WAF2222325.1.
- Tripoli, G. J. and W. R. Cotton, 1982: The colorado university three-dimensional cloud / mesoscale model part i: General theoretical framework and sensitivity experiments. *J. Rech. Atmos.*, **16**, 185–220.
- Walko, R., et al., 2000: Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modeling. *J. Appl. Meteor.*, **39** (6), 931–944.
- Yanai, M., S. Esbensen, and J. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 611–627.
- Yang, X.-S., 2008: *Nature-Inspired Metaheuristic Algorithms*. Luviner Press, Cambridge.