



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/05.10.06.02-TDI

EFEITOS DO TRANSPORTE DE MOMENTUM CONVECTIVO NA DISTRIBUIÇÃO DE CHUVA

José Davi Oliveira de Moura

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pela Dra.
Chou Sin Chan, aprovada em 23
de maio de 2016.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3LLL7AE>

INPE
São José dos Campos
2016

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@inpe.br

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

Presidente:

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

Membros:

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

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

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

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

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

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

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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

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



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/05.10.06.02-TDI

EFEITOS DO TRANSPORTE DE MOMENTUM CONVECTIVO NA DISTRIBUIÇÃO DE CHUVA

José Davi Oliveira de Moura

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pela Dra.
Chou Sin Chan, aprovada em 23
de maio de 2016.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3LLL7AE>

INPE
São José dos Campos
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Moura, José Davi Oliveira de.

M865e Efeitos do transporte de momentum convectivo na distribuição de chuva / José Davi Oliveira de Moura. – São José dos Campos : INPE, 2016.

xxiv + 115 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/05.10.06.02-TDI)

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

Orientadora : Dra. Chou Sin Chan.

1. Modelagem atmosférica. 2. Parametrização de cúmulos.
3. Momentum. I.Título.

CDU 551.577



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

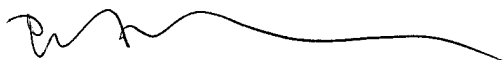
This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **José Davi Oliveira de Moura**

Título: "EFEITOS DO TRANSPORTE DE MOMENTUM CONVECTIVO NA DISTRIBUIÇÃO DE CHUVA"

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

Dr. **Prakki Satyamurty**



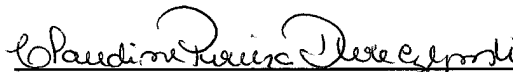
Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Dra. **Chou Sin Chan**



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dra. **Claudine Pereira Dereczynski**



Convidado(a) / UFRJ / Rio de Janeiro - RJ

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 23 de maio de 2016

Aos meus pais,
Dedico.

AGRADECIMENTOS

Enfim mais uma etapa é concluída. Ao longo destes dois anos de mestrado muitas pessoas me auxiliaram de alguma maneira na execução de diversas tarefas, seja por compartilhar conhecimento, palavras de apoio ou por tornar o meu dia mais agradável.

Agradeço inicialmente aos meus pais, Roberto de Moura e Silva e Lenildes de Oliveira Moura e Silva, pelo apoio e as palavras de conforto. Agradeço à minha irmã e meu cunhado, Aline Oliveira de Moura Moraes e João Paulo Moraes, por servirem de espelho e incentivo para minha carreira acadêmica. Tenho gratidão por Anne Carolyne, por seu carinho e companheirismo durante toda essa fase. Agradeço também a minha orientadora, Prof^a. Dr^a. Chou Sin Chan, por compartilhar seus conhecimentos, por sua paciência e dedicação como docente.

Devo lembrar também dos amigos que fiz ao longo desses dois anos que de alguma forma contribuíram para a execução dos meus trabalhos: Bianca Maske, Bruno Medina Lisboa, Luiz Fernando dos Santos, Luís Carlos Roldan Torres, Daimer Ospina Contreras e Lianet Hernández Pardo.

Por fim, agradeço a toda minha família por sempre me apoiarem e valorizarem os meus esforços.

RESUMO

Neste trabalho foi proposta uma atualização no transporte de momentum convectivo (TMC) do esquema Kain-Fritsch. Esta atualização se refere à inserção do termo relacionado à perturbação da pressão na escala da nuvem na equação de tendência de momentum do esquema Kain-Fritsch. O objetivo foi aprimorar as simulações de precipitação do modelo Eta a partir da contribuição do TMC proposto. Nos experimentos, foram utilizados quatro versões do esquema de convecção Kain-Fritsch (KF, KFMX, KFMXP055, KFMXP07). KF foi utilizado como uma versão controle, pois não possui o TMC e, portanto, serviu como base para a detecção do papel deste processo na distribuição das chuvas. KFMX é a versão com o TMC original do Kain-Fritsch, ou seja, não inclui o termo da perturbação da pressão na escala da nuvem na equação de tendência de momentum. KFMXP055 e KFMXP07 são as versões com TMC proposto neste trabalho. A única diferença entre KFMXP055 e KFMXP07 é um parâmetro de ajuste ($C_{k,l}$) do termo relacionado a perturbação de pressão na escala da nuvem. Foram selecionados três estudos de caso de precipitação intensa sobre o sudeste do Brasil para avaliar os efeitos do TMC na distribuição de chuvas. Os resultados mostram que KFMX foi melhor para representar chuvas leves a moderadas. Precipitações mais intensas foram melhor representadas pelos esquemas com TMC proposto.

EFFECTS OF CONVECTIVE MOMENTUM TRANSPORT ON RAIN DISTRIBUTION

ABSTRACT

At this work was proposed an actualization on convective momentum transport (CMT) of Kain-Fritsch scheme. This actualization is about the insertion of cloud-scale pressure perturbation term in trend momentum equation of Kain-Fritsch convective scheme. The aim was improve rain simulations of Eta model. In experiments were used four version of the Kain-Fritsch scheme (KF, KFMX, KFMXP055 e KFMXP07). KF was used like a control version, because there's no CMT process in this version and, therefore, it was used to detect of the role of CMT process on rain distribution. KFMX is the version with original TMC of Kain-Fritsch, that is, it doesn't include the cloud-scale pressure perturbation term in trend momentum equation. KFMXP055 and KFMXP07 are the versions with proposed CMT. The only difference between them is the adjust parameter ($C_{k,l}$) of cloud-scale pressure perturbation term. It was selected three cases of intense precipitation over southeast of Brazil to evaluate the effect of CMT process on rain distribution. The results shows that KFMX was better to represent weak and moderate rain. Strong precipitations were better represented by the schemes with CMT proposed.

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 2.1. Radiossondagem hipotética no diagrama Skew-t para ilustrar o CAPE e CIN nas áreas sombreadas.	7
Figura 3.1. a) Campo de pressão ao nível do mar da reanálise <i>Climate Forecast System Reanalysis</i> (CFSR) no dia 02/01/2000 às 06 UTC; b) Imagem infravermelha do satélite GOES-8 no dia 02/01/2000 às 06 UTC; c) Precipitação acumulada (mm/24h) do CMORPH para o dia 02/01/00 às 12 UTC.	30
Figura 3.2. a) Campo de pressão ao nível do mar da reanálise CFSR no dia 26/12/2008 às 06 UTC; b) Imagem infravermelha do satélite GOES-10 no dia 26/12/2008 às 06 UTC; c) Precipitação acumulada (mm/24h) do CMORPH para o dia 27/01/08 às 12 UTC.	31
Figura 3.3. a) Campo de pressão ao nível do mar da reanálise CFSR no dia 01/01/2010 às 00 UTC; b) Imagem infravermelha do satélite GOES-12 no dia 01/01/2010 às 00 UTC; c) Precipitação acumulada (mm/24h) do CMORPH para o dia 01/01/10 às 12 UTC.	32
Figura 3.4. Local de extração dos dados de superfície e do perfil vertical do vento (quadrado vermelho): a) Caso 1; b) Caso 2; c) Caso 3. A região de extração possui uma resolução de aproximadamente 240km x 240km.	36
Figura 4.1. Precipitação acumulada (mm/24h) do esquema KF (Contorno) + Diferença do campo de precipitação acumulada (mm/24h) entre os esquemas com TMC e o esquema KF (hachurado). Iniciado em 01/01/00 às 12 UTC (T+24h→48h). a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.	40
Figura 4.2. Precipitação acumulada (mm/24h) do esquema KF (Contorno) + Diferença do campo de precipitação acumulada (mm/24h) entre os esquemas com TMC e o esquema KF (hachurado). Iniciado em 25/12/08 às 12 UTC (T+24h→48h). a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.	41
Figura 4.3. Precipitação acumulada (mm/24h) do esquema KF (Contorno) + Diferença do campo de precipitação acumulada (mm/24h) entre os esquemas com TMC e o esquema KF (hachurado). Iniciado em 30/12/09 às 12 UTC (T+24h→48h). a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.	42

Figura 4.4. Precipitação acumulada (mm/24h) estimada pelo CMORPH para o dia 03/01/00 às 12 UTC.	44
Figura 4.5. Precipitação acumulada (mm/24h) simulada pelo modelo Eta válido para 03/01/00 às 12 UTC. a), b), c) e d) iniciados em 31/12/99 às 12 UTC; e), f), g) e h) iniciados em 01/01/00 às 12 UTC.	46
Figura 4.6. Precipitação acumulada (mm/24h) estimada pelo CMORPH para o dia 27/12/08 às 12 UTC.	47
Figura 4.7. Precipitação acumulada (mm/24h) simulada pelo modelo Eta válido para 27/12/08 às 12 UTC. a), b), c) e d) iniciados em 24/12/08 às 12 UTC; e), f), g) e h) iniciados em 25/12/08 às 12 UTC.	49
Figura 4.8. Precipitação acumulada (mm/24h) estimada pelo CMORPH para o dia 01/01/10 às 12 UTC.	50
Figura 4.9. Precipitação acumulada (mm/24h) simulada pelo modelo Eta válido para 01/01/10 às 12 UTC. a), b), c) e d) iniciados em 29/12/09 às 12 UTC; e), f), g) e h) iniciados em 30/12/09 às 12 UTC.	52
Figura 4.10. Índice ETS para as simulações de precipitação referentes aos três casos estudados. 72h de antecedência em linhas contínuas e 48h de antecedência em linhas tracejadas.	54
Figura 4.11. Índice BIAS para as simulações de precipitação referentes aos três casos estudados. 72h de antecedência em linhas contínuas e 48h de antecedência em linhas tracejadas.	56
Figura 4.12. Campo de PNMM do esquema KF (contorno) + Diferença do campo de pressão (hachurado) iniciado em 30/12/1999 às 12 UTC (T+72h). a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.	58
Figura 4.13. Campo de PNMM (hPa) do esquema KF (contorno) + Diferença do campo de pressão (hachurado) iniciado em 31/12/1999 às 12 UTC (T+48h). a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.	59
Figura 4.14. Campo de PNMM (hPa) do dia 02/01/2000 às 12 UTC: a) CFSR; b) ERA-Interim.	60
Figura 4.15. Campo de PNMM (hPa) do esquema KF (contorno) + Diferença do campo de pressão (hachurado) iniciado em 23/12/2008 às 12 UTC (T+72h). a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.	61

Figura 4.16. Campo de PNMM (hPa) do esquema KF (contorno) + Diferença do campo de pressão (hachurado) iniciado em 24/12/2008 às 12 UTC – T+48h. a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.....	62
Figura 4.17. Campo de PNMM (hPa) válido para 26/12/2008 às 12 UTC, iniciado em 24/12/2008 às 12 UTC. a) KF; b) KFMX; c) KFMXP055; d) KFMXP07.....	63
Figura 4.18. Campo de PNMM (hPa) do dia 26/12/2008 às 12 UTC: a) CFSR; b) ERA-Interim.....	64
Figura 4.19. Campo de PNMM do esquema KF (contorno) + Diferença do campo de pressão (hachurado) iniciado em 28/12/2009 às 12 UTC (T+72h). a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.....	66
Figura 4.20. Campo de PNMM do esquema KF (contorno) + Diferença do campo de pressão (hachurado) iniciado em 29/12/2009 às 12 UTC (T+48h). a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.....	67
Figura 4.21. Campo de PNMM do dia 31/12/2009 às 12 UTC: a) CFSR; b) ERA-Interim.....	68
Figura 4.22. Evolução temporal do perfil vertical da diferença da mag. do vento entre os esquemas com TMC e o esquema controle KF para o caso 1. Iniciado em 31/12/99 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.	69
Figura 4.23. Evolução temporal do perfil vertical da diferença da mag. do vento entre os esquemas com TMC proposto e o esquema KFMX para o caso 1. Iniciado em 31/12/99 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KFMXP055 – KFMX; b) KFMXP07 – KFMX.....	70
Figura 4.24. Evolução temporal do perfil vertical da diferença da mag. do vento entre os esquemas com TMC e o esquema controle KF para o caso 2. Iniciado em 25/12/08 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.	71
Figura 4.25. Evolução temporal do perfil vertical da diferença da mag. do vento entre os esquemas com TMC proposto e o esquema KFMX para o caso 2. Iniciado em 25/12/08 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KFMXP055 – KFMX; b) KFMXP07 – KFMX.....	72

Figura 4.26. Evolução temporal do perfil vertical da diferença da mag. do vento entre os esquemas com TMC e o esquema controle KF para o caso 3. Iniciado em 30/12/09 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.	73
Figura 4.27. Evolução temporal do perfil vertical da diferença da mag. do vento entre os esquemas com TMC proposto e o esquema KFMX para o caso 3. Iniciado em 30/12/09 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KFMXP055 – KFMX; b) KFMXP07 – KFMX.	74
Figura 4.28. Evolução temporal do perfil vertical da magnitude do vento das reanálises. a) CFSR; b) ERA-Interim.	75
Figura 4.29. Evolução temporal do perfil vertical da magnitude do vento (m/s) das simulações do Eta. Modelo iniciado em 31/12/99 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KF; b) KFMX; c) KFMXP055; d) KFMXP07.	77
Figura 4.30. Movimento vertical (Pa/s) da reanálise ERA-Interim para o caso 1.	78
Figura 4.31. Movimento vertical (Pa/s) simulado pelo modelo Eta. Iniciado em 31/12/99 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KF; b) KFMX; c) KFMXP055; d) KFMXP07.	80
Figura 4.32. Evolução temporal do perfil vertical da magnitude do vento (m/s) das reanálises para o caso 2. a) CFSR; b) ERA-Interim.	81
Figura 4.33. Evolução temporal do perfil vertical da magnitude do vento (m/s) das simulações do Eta. Modelo iniciado em 25/12/08 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KF; b) KFMX; c) KFMXP055; d) KFMXP07.	83
Figura 4.34. Movimento vertical (Pa/s) da reanálise ERA-Interim para o caso 2.	84
Figura 4.35. Movimento vertical (Pa/s) simulado pelo modelo Eta. Iniciado em 31/12/99 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KF; b) KFMX; c) KFMXP055; d) KFMXP07.	85
Figura 4.36. Evolução temporal do perfil vertical da magnitude do vento (m/s) das reanálises para o caso 3. a) CFSR; b) ERA-Interim.	86

Figura 4.37. Evolução temporal do perfil vertical da magnitude do vento (m/s) das simulações do Eta. Modelo iniciado em 30/12/09 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KF; b) KFMX; c) KFMXP055; d) KFMXP07.....	87
Figura 4.38. Movimento vertical (Pa/s) da reanálise ERA-Interim para o caso 3.	88
Figura 4.39. Movimento vertical (Pa/s) simulado pelo modelo Eta. Iniciado em 31/12/99 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KF; b) KFMX; c) KFMXP055; d) KFMXP07.....	89
Figura 4.40. Diagrama de Taylor referente as análises desta seção. a) Avaliação com relação à mag. do vento do CFSR; b) Avaliação com relação a mag. do vento do ERA-Interim; c) Avaliação com relação a velocidade vertical ERA-Interim.....	91
Figura 4.41. Comparação entre os dados de superfície da estação automática de Lavras e as simulações do Modelo Eta. Modelo iniciado em 01/01/00 às 12 UTC (T+12→72h). a) Pressão em Superfície (hPa); b) Magnitude do Vento (m/s); c) Temperatura a 2 metros (°C); d) Precipitação acumulada (mm/h).	93
Figura 4.42. Comparação entre os dados do Era-interim, CMORPH e as simulações do Modelo Eta. Modelo iniciado em 01/01/00 às 12h (T+12→72h). a) Pressão em Superfície (hPa); b) Magnitude do Vento (m/s); c) Temperatura a 2 metros (°C); d) Precipitação acumulada (mm/h).....	95
Figura 4.43. Comparação entre os dados de superfície da estação automática de Machado e as simulações do Modelo Eta. Modelo iniciado em 25/12/08 às 12h (T+12→72h). a) Pressão em Superfície (hPa); b) Magnitude do Vento (m/s); c) Temperatura a 2 metros (°C); d) Precipitação acumulada (mm/h).	97
Figura 4.44. Comparação entre os dados do Era-interim, CMORPH e as simulações do Modelo Eta. Modelo iniciado em 25/12/08 às 12 UTC (T+12→72h). a) Pressão em Superfície (hPa); b) Magnitude do Vento (m/s); c) Temperatura a 2 metros (°C); d) Precipitação acumulada (mm/h).	99
Figura 4.45. Comparação entre os dados de superfície da estação automática de Cunha e as simulações do Modelo Eta. Modelo iniciado em 30/12/09 às 12h (T+12→72h). a) Pressão em Superfície (hPa); b) Magnitude do Vento (m/s); c) Temperatura a 2 metros (°C); d) Precipitação acumulada (mm/h).	101

Figura 4.46. Comparação entre os dados do Era-interim, CMORPH e as simulações do Modelo Eta. Modelo iniciado em 30/12/09 às 12h (T+12→72h). a) Pressão em Superfície (hPa); b) Magnitude do Vento (m/s); c) Temperatura a 2 metros (°C); d) Precipitação acumulada (mm/h)..... 103

Figura 4.47. Diagrama de Taylor referente aos dados de superfície dos casos estudados. a) Pressão; b) Magnitude do Vento 10m; c) Temperatura 2m; d) Precipitação..... 105

LISTA DE TABELAS

	Pág.
Tabela 3.1. Descrição dos diferentes experimentos realizados com o esquema Kain-Fritsch.	16
Tabela 3.2. Descrição dos dados utilizados na condição inicial, contorno e na avaliação das simulações do modelo Eta.	33
Tabela 3.3. Descrição do teste de sensibilidade realizado entre os experimentos do modelo Eta.....	34
Tabela 3.4. Tabela de contingência.	37

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

BMJ – Betts-Miller-Janjic

CAPE – Energia Potencial Disponível para a Convecção.

CIN – Energia de Inibição da Convecção.

CP – Convecção Profunda.

CPTEC – Centro de Previsão e Estudos do Tempo e Clima.

ETS – Equitable Threat Score.

FGP – Força do Gradiente de Pressão.

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

NCE – Nível de Convecção Espontânea.

NCL – Nível de Condensação por Levantamento.

NE – Nível de equilíbrio.

PNM – Pressão ao Nível do Mar.

TMC – Transporte de Momentum Convectivo.

ZCAS – Zona de Convergência da América do Sul.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Objetivos	2
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	5
2.1. Aspectos Gerais Sobre Convecção	5
2.2. Transporte de Momentum Convectivo (TMC)	9
2.3. Avaliação das Previsões de Precipitação do Modelo Eta	12
3. METODOLOGIA.....	15
3.1. Modelo Eta.....	15
3.2. Esquema Kain-Fritsch.....	16
3.2.1. Função de Disparo.....	17
3.2.2. Formulação do Fluxo de Massa.....	18
3.2.3. Hipótese de Fechamento.....	21
3.3. Descrição do TMC Proposto	22
3.4. Estudos de Caso.....	29
3.4.1. Caso 1	29
3.4.2. Caso 2	30
3.4.3. Caso 3	31
3.5. Descrição dos Dados	33
3.6. Experimentos	34
3.6.1. Testes de Sensibilidade.....	34
3.6.2. Avaliação das Simulações	34
4. RESULTADOS	39
4.1. Efeitos do TMC na Distribuição da Chuva	39
4.2. Campo de Precipitação.....	43
4.3. Avaliações Estatísticas	53
4.3.1. ETS e BIAS.....	53
4.4. Efeitos do TMC nos Sistemas de Baixa Pressão	57
4.5. Contribuição da Tendência de Momentum na Mag. do vento.....	68

4.6. Perfil Vertical do Vento.....	74
4.7. Dados Locais	91
5. CONCLUSÃO	107
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	111

1. INTRODUÇÃO

A convecção cúmulos tem uma importância fundamental na atmosfera, seja para a circulação geral [por gerar convergência e divergência], balanço de radiação [pelo albedo das nuvens e emissão de radiação de onda longa], ou na interação oceano-atmosfera [por levar o vapor d'água para os altos níveis através dos fluxos convectivos]. A formação de sistemas meteorológicos que produzem altos valores pluviométricos está associada a fortes instabilidades termodinâmicas. Estes sistemas de convecção profunda estão, muitas vezes, associados a problemas urbanos como: enchentes, alagamentos e deslizamentos de terra. Conseqüentemente, prever a estrutura e o desfecho de sistemas precipitantes com maior acurácia é extremamente necessário.

A modelagem numérica tem progredido desde a primeira tentativa de Previsão Numérica Tempo (PNT) de Richardson (1922). Aprimoramentos na física e dinâmica do modelo, bem como avanços tecnológicos de processamento computacional, ajudaram nesta evolução. Entretanto, apesar dos desenvolvimentos da PNT ainda há muitas limitações numéricas. Muitos estudos com o modelo Eta tem sido realizados com o intuito de aprimorar as previsões em relação à chuva (Ex.: CHOU et al., 2007; GOMES, 2010; MOURÃO, 2010; YAGUCHI, 2013). Porém, a precipitação é uma das variáveis de difícil prognóstico. Sua distribuição espacial, temporal e a quantificação ainda são informações complexas de serem obtidas com acurácia.

A baixa resolução espacial dos modelos de PNT dificulta a solução de processos físicos que possuem escalas espaciais menores do que as da grade. Tais processos, como a convecção, são simulados por esquemas de parametrização que utilizam as variáveis da escala resolvida para solucionar as variáveis de subgrade. Um dos efeitos de nuvens cúmulos, por exemplo, é o transporte de momentum que está presente na subgrade e suas contribuições devem ser contabilizadas na grade do modelo através da parametrização de convecção.

Um dos esquemas de parametrização de cumulus que considera as contribuições do Transporte de Momentum Convectivo (TMC) é a parametrização de Kain e Fritsch (1993), daqui por diante KF93. Os autores desenvolveram uma parametrização de cumulus do tipo pluma entranhada a partir do esquema proposto por Fritsch e Chapel (1980) (FC80). KF93 simula as correntes ascendentes e descendentes com entranhamento e desentranhamento que permitem a interação entre a nuvem e o ambiente, além disso, utiliza a conservação de calor, massa e momentum. O transporte de momentum convectivo (TMC), introduzido por FC80, foi mantido em KF93 e posteriormente foi inserido na versão do esquema Kain-Fritsch do modelo Eta do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) por Carvalho (2007).

A suposição da conservação de momentum das correntes convectivas para simular o TMC é considerada por alguns pesquisadores (FLATAU; STEVENS, 1987; WU; YANAI, 1994; KERSHAW; GREGORY, 1997), e pelos próprios autores do esquema Kain-Fritsch, uma forma simplificada. Uma suposição mais realística seria que fossem considerados os efeitos da perturbação da pressão dentro da nuvem que gera um gradiente de pressão. Os efeitos da força do gradiente de pressão (FGP) são sentidos na distribuição de momentum horizontal de nuvens convectivas.

Sabendo que o TMC de nuvens cumulus influencia na circulação da grande escala, questiona-se: Seria possível melhorar a simulação do deslocamento e posicionamento de sistemas precipitantes a partir da inserção do termo da FGP na equação de tendência de momentum do esquema Kain-Fritsch? Qual a contribuição deste TMC proposto na distribuição de precipitação? A motivação deste trabalho surge deste contexto.

1.1. Objetivos

O principal objetivo desta dissertação é de aprimorar a simulação de precipitação a partir da inserção do TMC proposto que contabilizou os efeitos da FGP.

Os objetivos específicos são:

- Introduzir o termo da FGP no TMC do esquema Kain-Fritsch;
- Investigar os efeitos do TMC, com e sem o termo da FGP, na mag. do vento, temperatura, e pressão;
- Relatar a sensibilidade do modelo Eta à inserção do termo da FGP;
- Investigar a relação entre a distribuição da chuva e o TMC.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

No tópico 2.1 há uma breve literatura que relata os aspectos gerais sobre convecção, sobre o fluxo de massa de ar nas correntes convectivas e uma introdução sobre esquemas de parametrização de convecção cúmulos. Em 2.2 são abordados os principais trabalhos sobre TMC que ajudaram na motivação desta dissertação e em 2.3 informações sobre as previsões de precipitação do modelo Eta em diferentes situações.

2.1. Aspectos Gerais Sobre Convecção

A convecção é um importante processo da atmosfera por sua interação com o ambiente através do transporte e distribuição vertical de calor sensível e latente, umidade e momentum (MALKUS, 1952). A convecção na atmosfera pode ser distinguida de duas formas: a) Convecção Cúmulos, no qual opera numa dimensão horizontal de dezenas de quilômetros e ocorre devido a fatores térmicos que alteram a densidade do ar e geram instabilidade; b) Convecção inclinada que opera em maiores dimensões horizontais e está relacionado ao levantamento dinâmico da parcela de ar (SALBY, 1995). Estes processos convectivos geram uma aceleração vertical da massa de ar que, por sua vez, transporta calor, umidade e momentum para os níveis superiores da troposfera. Quando essa aceleração está confinada a uma estreita camada da troposfera é dita Convecção Rasa. Em condições de alta instabilidade termodinâmica vertical a parcela de ar penetra na troposfera, em alguns casos até a tropopausa, e neste caso é chamada de Convecção Profunda (CP) (WALLACE; HOBBS, 2006).

A convecção rasa tem significância expressiva na atmosfera por modificar o saldo de radiação de superfície, influenciar na estrutura e turbulência da camada limite planetária e também influenciar no clima global. É a convecção mais frequente nos trópicos, mas também é comum nas latitudes elevadas, como por exemplo, associado a ciclones de latitudes médias e anticiclones subtropicais. É possível identificar bandas de convecção rasa em

frentes quentes, causado pelo movimento do ar frio que sobrepõe o ar quente e úmido (STENSRUD, 2007).

A CP sobre o mar tem um papel importante na interação oceano-atmosfera levando o vapor d'água para os altos níveis através dos fluxos convectivos. Ao ascender, o vapor d'água condensa e ocorre a liberação de calor latente que representa boa parte da energia atmosférica nos trópicos. A CP também é importante para a circulação vertical de grande escala, como por exemplo, a circulação das células de Hadley e Walker. Em médias latitudes, sistemas como os Complexos Convectivos de Mesoescala e Linhas de Instabilidade, dentre outros, são formados por CP (SALBY, 1995; STENSRUD, 2007).

Casos de CP ocorrem quando a atmosfera possui alto potencial para convecção. Este potencial pode ser medido pelo índice CAPE (Energia Potencial Disponível para a Convecção) que é calculado pela ascensão de uma parcela imaginária a partir do NCE (Nível de Convecção Espontânea) até o NE (Nível de equilíbrio). Para isso uma parcela é elevada da superfície adiabaticamente, como mostra a Figura 2.1, até alcançar a saturação no NCL (Nível de Condensação por Levantamento), depois segue pela adiabática úmida até chegar ao NCE, porém esta ascensão dependerá da instabilidade termodinâmica do ambiente. Se a instabilidade convectiva for fraca, o índice CIN (Energia de Inibição da Convecção) indicará que a convecção não poderá se desenvolver. O CIN é a energia mínima necessária para elevar a parcela de ar até o NCE (HOUZE Jr, 1993; WALLACE; HOBBS, 2006; STENSRUD, 2007).

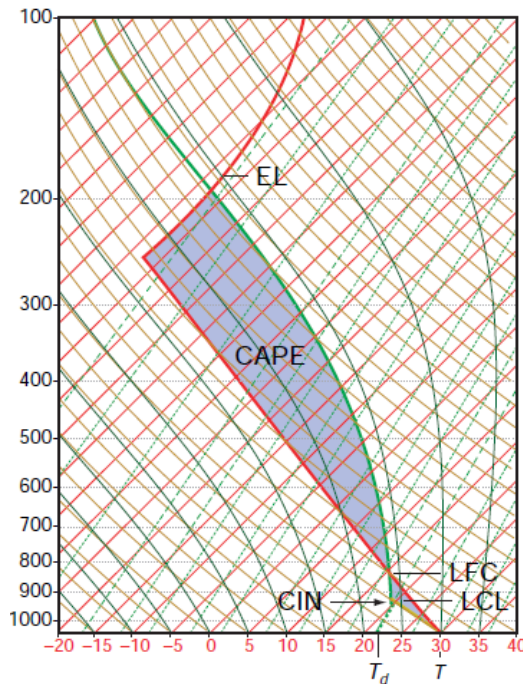


Figura 2.1. Radiossondagem hipotética no diagrama Skew-t para ilustrar o CAPE e CIN nas áreas sombreadas.

Fonte: Wallace e Hobbs (2006).

O CAPE pode ser calculado pela eq. (2.1):

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NE} \frac{\theta(z) - \bar{\theta}(z)}{\bar{\theta}(z)} dz \quad (2.1)$$

Onde g é a gravidade, θ temperatura potencial da parcela, $\bar{\theta}$ temperatura potencial do ambiente e z é a altura.

Durante a convecção, fluxos de massa de ar entram e saem das correntes ascendentes e descendentes. Em seu livro, Jacobson (2005) define os seguintes processos convectivos:

- l) Entranhamento: mistura do ar frio e seco do ambiente fora da nuvem com o ar úmido e quente dentro da nuvem. O ar entranhado é mais denso do que o ambiente interno da nuvem e por isso gera correntes descendentes e reduz o crescimento da nuvem. O entranhamento pode ocorrer tanto no topo quanto na base da nuvem;

- II) Desentranhamento: é o processo contrário do entranhamento. Neste caso, ar contendo principalmente água líquida deixa a nuvem para misturar-se ao ambiente que é mais seco. A água líquida desentranhada evapora e gera mais instabilidade termodinâmica, ou seja, aumenta o potencial de convecção.

Ambos os processos criam uma troca de calor, umidade e momentum entre a nuvem e o ambiente. Uma vez que essas misturas ocorrem numa escala espacial e temporal muito pequena, é praticamente impossível simular estes processos diretamente nas grades dos modelos de PNT atualmente, devido ao alto custo computacional. Para obter os efeitos dos processos convectivos, os modelos de PNT utilizam as parametrizações de convecção que operam em função das variáveis de escala de grade resolvida dos modelos numéricos. Os primeiros esquemas de convecção foram desenvolvidos entre 1960-1990 e introduzidos em Modelos de Circulação Geral (MCG) para avaliar sua sensibilidade à convecção principalmente nos trópicos, como por exemplo, o esquema de Kuo (1974).

Charney e Eliassen (1964) participaram desta fase inicial da parametrização de convecção. Eles tinham o objetivo de entender o processo de formação e estrutura dos ciclones tropicais. A principal questão neste estudo era entender a razão dos ciclones tropicais se formarem em áreas com instabilidade condicional, o qual seria mais apropriado para uma convecção cúmulos de pequena escala. Os autores propuseram que os ciclones tropicais são formados por um tipo de instabilidade secundária, onde as nuvens e o ciclone trabalham em cooperação cedendo calor latente e umidade.

Outro esquema desenvolvido nesta fase inicial foi o de FC80. Os autores tinham o intuito de incorporar os efeitos da convecção profunda das latitudes médias nos modelos de PNT. FC80 desenvolveram um esquema de convecção baseado na hipótese que a energia de flutuação disponível na parcela pode ser usada para ajustar a quantidade de convecção na grade dos modelos

numéricos de mesoescala. O esquema representa as plumas que misturam o ar das correntes convectivas da nuvem com ar do ambiente. Mais tarde, Kain e Fritsch (1990; 1993) aprimoraram o esquema desenvolvido por FC80. A parametrização cúmulos Kain-Fritsch traz uma distribuição vertical do desentranhamento mais complexa, variação no raio da nuvem, profundidade mínima para convecção profunda, inclusão da convecção rasa (não precipitável), um novo algoritmo para simular as correntes descendentes, modificações na taxa de entranhamento nas correntes convectivas e o cálculo do CAPE é baseado na nova taxa de entranhamento. Todas essas modificações podem ser encontradas em Kain e Fritsch (2004). No tópico 3.2 é dada uma descrição mais detalhada do esquema Kain-Fritsch.

2.2. Transporte de Momentum Convectivo (TMC)

Além do transporte de calor e umidade, a convecção é um importante processo para o transporte de momentum que, por sua vez, tem papel significativo para a redistribuição do campo de vento em grande escala (ASAI, 1970; HOUZE Jr, 1973). Segundo Khouider et al. (2012) o TMC pode ser definido como o transporte vertical do momentum horizontal que é causado pela convecção organizada no ambiente. Esta mudança no momentum horizontal devido ao TMC é conhecida como “*Cumulus Friction*” (Schneider e Lindzen, 1976). O termo “*Friction*” se refere à desaceleração do vento devido às trocas de momentum entre nuvem e ambiente. Em um estudo observacional, LeMone (1983) mostrou, utilizando dados medidos em aeronaves, que além do entranhamento/desentranhamento e a subsidência induzida pela convecção, o TMC também é função da FGP na escala da nuvem cúmulos.

Inicialmente as parametrizações de convecção que incluíam o TMC utilizavam somente o conceito do entranhamento e desentranhamento (OOYAMA, 1971; SCHNEIDER; LINDZEN, 1976). A troca de massa entre nuvem e ambiente era formulada a partir da integração da equação da

continuidade, onde os termos horizontais de convergência e divergência eram aproximados ao entranhamento/desentranhamento e a densidade era conservada no tempo (FRITSCH; CHAPPELL, 1980). Esta ideia foi mantida no esquema de KF93, contudo eles acreditavam que esta era uma maneira simplificada de simular o TMC:

"In particular, It appears that updraft and downdraft parcels can undergo substantial horizontal accelerations in response to local pressure gradient force. A more sophisticated parameterization of convective momentum transport [...] may be appropriate for Kain-Fritsch scheme" (Kain; Fritsch, 1993, p. 6).

A FGP dentro da nuvem é um termo difícil de ser calculado (CHENG e XU, 2014). Somente por volta dos anos oitenta e noventa alguns autores começaram a introduzir este termo em suas simulações (FLATAU; STEVENS, 1987; ZHANG; CHO, 1991). Rotunno e Klemp (1982) mostraram, pela teoria linear, que a FGP dentro da nuvem está relacionado com uma perturbação na pressão que é gerado pelo cisalhamento médio entre a corrente ascendente e o ambiente da nuvem. Seguindo este raciocínio, Wu e Yanai (1994) fizeram as derivações necessárias para obter uma parametrização do termo do gradiente de pressão que fosse consistente com as análises de Rotunno e Klemp (1982).

Kershaw e Gregory (1997) utilizaram um modelo de nuvem resolvida para estimar o transporte de momentum causado pela convecção profunda em um caso de regime tropical e outro de latitudes médias. Em sua formulação, o fluxo de massa foi obtido pela equação da continuidade, porém as acelerações horizontais, devido o TMC, foram obtidas pela equação do movimento, onde foi mantido o termo da FGP, os termos de grande escala foram negligenciados e a divergência horizontal foi substituída pelo entranhamento e desentranhamento. Eles utilizaram a parametrização da FGP dada por Wu e Yanai (1994) e seus resultados mostraram que este termo tem um papel importante para determinar o campo horizontal da velocidade do vento, e apesar de ter obtido uma simulação mais realista para um caso de média latitude, o autor também considerou razoável a simulação para um caso de convecção tropical.

Gregory et al. (1997) lançaram uma segunda parte do trabalho. Neste estudo os autores utilizaram o diagnóstico dado na primeira parte da pesquisa e desenvolveram uma parametrização de transporte de momentum para convecção profunda baseada no fluxo de massa. Eles incluíram esta parametrização, que contabiliza a força da FGP dentro da nuvem, no modelo do Met Office e mostraram que o TMC tem um papel fundamental no balanço de momentum da atmosfera. Richter e Rasch (2008) estudaram a importância do TMC na circulação geral utilizando o Community Atmosphere Model. Eles notaram que incluindo o TMC houve uma melhora para representar o vento em superfície, a convecção tropical ao longo do cinturão equatorial e a precipitação sobre o oceano Índico e oeste do Pacífico.

No modelo Eta do INPE o esquema Kain-Fritsch não incluía o TMC e foi inserido por Carvalho (2007). O autor seguiu a formulação usada por KF93 e não adicionou os efeitos da FGP nas nuvens convectivas, portanto sua formulação do fluxo de massa foi baseada pela equação da continuidade e somente envolvia o entranhamento e desentranhamento das correntes convectivas. Sua pesquisa consistiu em avaliar um estudo de caso de atividade convectiva com e sem a inclusão do TMC. Seus resultados mostraram que a contribuição do TMC, em geral, acelera os ventos em altitude e próximos a superfície e reduz a intensidade dos ventos máximos na coluna da nuvem em relação ao esquema sem TMC. Também foi notado que, com TMC, houve uma melhora na simulação do perfil vertical da atmosfera, dos índices de instabilidade e a precipitação aumentou em pelo menos 50% a precipitação total do domínio.

Wu et al. (2003) utilizaram o *Community Climate Model* com uma parametrização semelhante ao de Kershaw e Gregory (1997), o qual incluía a parametrização da FGP, feita por Wu e Yanai (1994), no TMC. A simulação de Wu et al. (2003) mostrou modificações na circulação da célula de Hadley e uma melhora para representar a Zona de Convergência Intertropical. Han e Pan (2006) também estudaram eventos nos trópicos com uma configuração do

TMC igual à de Wu et al. (2003). Eles avaliaram a sensibilidade na simulação de alguns casos de furacões no leste do Pacífico e no oeste do Atlântico ao termo da FGP. Seus resultados mostraram um padrão de precipitação mais intenso, o qual ficou mais próximo quando comparado ao observado. Também houve uma redução no erro da previsão da trajetória dos furacões, ou seja, houve uma melhora para representar o deslocamento e posicionamento dos eventos.

Um estudo mais recente feito por Cheng e Xu (2014), tinha o objetivo de desenvolver uma nova parametrização de TMC para utilizar num *multiscale modeling framework* que, da mesma forma que Wu et al. (2003), considerava os efeitos do entranhamento, desentranhamento e da FGP dentro da nuvem. A simulação era voltada para analisar a contribuição dos efeitos dos complexos convectivos de mesoescala sobre a grande escala. Eles chegaram à conclusão que houve uma melhora na distribuição espacial, amplitude e variabilidade intrasazonal da precipitação nos trópicos. Também observou uma circulação mais realista para as monções no leste da Ásia.

2.3. Avaliação das Previsões de Precipitação do Modelo Eta

Esta subseção abordará alguns estudos de avaliação de simulações e prognósticos do modelo Eta com relação a chuva. Serão apresentados trabalhos com diferentes dados de entrada, testes de parametrização cúmulos, e de sensibilidade da precipitação à resolução espacial do modelo. Esta subseção procura apresentar o levantamento sobre os erros sistemáticos das previsões de chuva do modelo Eta em diferentes situações meteorológicas.

Desde Chou (1996) o modelo Eta gera previsões de tempo operacionalmente no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE), sendo alimentado pelo modelo global de circulação geral da atmosfera (MCGA) do CPTEC/INPE . As previsões sazonais do Eta têm representação razoável para a precipitação de sistemas de grande escala,

como por exemplo, a Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS) (Chou et al., 2005). Em relação ao prognóstico de curto prazo, o trabalho de Bustamante et al. (2005) apresentou uma avaliação para determinar o prazo máximo de integração das previsões de tempo do modelo Eta e constatou que a passagem de sistemas transientes e o padrão da precipitação com até 240h de antecedência são capturados. Também foi observado que há uma melhoria no desempenho se comparado ao MCGA. A partir deste trabalho com o modelo Eta, foi recomendado o aumento do prazo de previsão de 72h para 120h no CPTEC/INPE.

Previsão de precipitação não é uma tarefa fácil. Testes com esquema de parametrização de convecção cúmulos são uma maneira de avaliar o desempenho da previsão de chuva. No modelo Eta, já foi observado que utilizando o esquema de parametrização convecção de Betts-Miller-Janjic (JANJIC, 1994), daqui em diante BMJ, há uma subestimativa de precipitações mais intensas (Chou et al., 2007), por outro lado Gomes (2010) utilizou o esquema de convecção de cumulus Kain-Fritsch e encontrou superestimava da precipitação, também observou um aumento de chuva com o aumento da resolução.

Gallus Jr. (1999) testou o esquema Kain-Fritsch e BMJ em um trabalho sobre a sensibilidade do modelo Eta quanto ao esquema de convecção e a resolução utilizada. Seus resultados mostraram caminhos distintos para as parametrizações. Utilizando o esquema BMJ a precipitação diminui com o aumento da resolução, enquanto o esquema Kain-Fritsch gera um aumento pluviométrico total com alta resolução espacial. Entretanto, Kain-Fritsch foi mais eficiente ao simular eventos de precipitação extrema.

Kain et. al. (2001) também testou a parametrização cúmulos Kain-Fritsch no modelo Eta, operacional do NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*), e comparou os resultados com uma simulação utilizando BMJ. O trabalho apresentou vantagens e desvantagens das parametrizações e notou

simulações similares durante a primavera. Quando comparados em simulações de diferentes eventos, um esquema tende a compensar a deficiência do outro. Os autores concluíram que seria válido complementar as previsões do modelo com as duas parametrizações. Mais recentemente, Rozante e Cavalcanti (2008) testaram ambos os esquemas no modelo Eta do CPTEC/INPE e constataram melhores resultados, para precipitações de sistemas convectivos, pelo esquema Kain-Fritsch do que BMJ.

Uma avaliação sobre a capacidade do modelo Eta em prever precipitações intensas foi feita por Vasconcellos e Cavalcanti (2010) que analisou um caso de precipitação extrema na região da Serra Mar no mês de fevereiro de 1983 e maio de 2005. Neste trabalho, o modelo foi configurado com o esquema de convecção Kain-Fritsch. O Eta conseguiu simular os máximos de precipitação, entretanto, apresentou ligeiros erros quanto ao posicionamento nas bandas de chuvas mais intensas.

O erro no posicionamento e deslocamento de um sistema convectivo podem causar problemas para o prognóstico do ciclo diurno da precipitação. Yaguchi (2013) avaliou o esquema Kain-Fritsch no modelo Eta para o ciclo diurno da precipitação. Seu trabalho consistia em analisar o comportamento dos valores pluviométricos em relação à resolução do modelo. Aumentando a resolução horizontal, os resultados apresentaram melhor qualidade. Entretanto notou-se que a simulação apresentou dificuldades em prever a hora e local do início das tempestades e, conseqüentemente, da chuva.

3. METODOLOGIA

A metodologia baseia-se na inserção do TMC proposto no esquema Kain-Fritsch. Em 3.1 e 3.2 o modelo Eta e o esquema Kain-Fritsch foram descritos, respectivamente. Na seção 3.3 foi detalhada a formulação de TMC que será inserida no esquema Kain-Fritsch do modelo Eta. Os detalhes sobre os casos simulados, dados utilizados e os experimentos são apresentados nas seções em 3.4, 3.5 e 3.6, respectivamente.

3.1. Modelo Eta

O modelo de mesoescala Eta foi desenvolvido pela Universidade de Belgrado e o Instituto de Hidrometeorologia da Iugoslávia. Em 1993, se tornou operacional no NCEP (National Centers for Environmental Prediction) (BLACK, 1994), porém no Brasil só veio a operar a partir de 1996 (CHOU, 1996) no INPE. Sua coordenada vertical η , que deu origem ao nome do modelo, é função da pressão e da altura da superfície (MESINGER, 1984). O modelo pode ser executado no modo não hidrostático (JANJIC et al., 2001) e suas condições de contorno são descritas numa única linha de pontos externa ao domínio (MESINGER, 1977).

O modelo Eta é um sistema de equações primitivas, sua grade é do tipo E de Arakawa e sua topografia é representada em forma de degraus (MESINGER, 1984). Possui esquemas de parametrização cúmulos: BMJ e Kain-Fritsch (este esquema será detalhado na próxima seção). A microfísica é resolvida pelo esquema de Ferrier (FERRIER et al., 2002). Para a parametrização de radiação de onda curta e onda longa são utilizados os esquemas de Lacis e Hansen (LACIS; HANSEN, 1974) e Fels e Schwarzkopf (FELS; SCHWARZKOPF, 1975), respectivamente. A superfície terrestre é parametrizada pelo esquema de Noah (CHEN et al., 1997). Os processos turbulentos na atmosfera livre são resolvidos pelo esquema de Mellor-Yamada nível 2.5 (MELLOR; YAMADA, 1982) e na camada superficial através das funções de estabilidade de Paulson (PAULSON, 1970).

O modelo Eta foi configurado em um domínio sobre a região do SEB, centrado a nordeste do estado de São Paulo, com uma resolução horizontal de 5 km e vertical de 50 níveis. O modelo foi iniciado às 12 UTC para 72h de simulação:

- Caso 1: Entre 26/12/1999 e 05/01/2000;
- Caso 2: Entre 16/12/2008 e 03/01/2009;
- Caso 3: Entre 22/12/2009 e 03/01/2010;

O modelo Eta foi executado utilizando diferentes versões do esquemas de convecção Kain-Fritsch. As versões foram descritas na Tabela 3.1:

Tabela 3.1. Descrição dos diferentes experimentos realizados com o esquema Kain-Fritsch.

Esquema de Convecção	Descrição
KF	Esquema controle que não possui o TMC
KFMX	Possui o TMC, porém não há o termo da FGP (KF93)
KFMXP055	Possui o TMC com o termo da FGP. O coeficiente de ajuste $C_{k,l}$ utilizado foi o de 0,55.
KFMXP07	Possui o TMC com o termo da FGP. O coeficiente de ajuste $C_{k,l}$ utilizado foi o de 0,7.

O esquema controle KF servirá como base para a detecção da sensibilidade do modelo à introdução do TMC.

3.2. Esquema Kain-Fritsch

A convecção é um processo que ainda precisa ser parametrizado nos modelos atmosféricos, devido à baixa resolução em que eles operam. Para simular este processo, são necessários esquemas que utilizam as variáveis da grade resolvida para solucionar os processos de subgrade. O esquema Kain-Fritsch, desenvolvido a partir de FC80, é um esquema do tipo fluxo de massa que simula o entranhamento e desentranhamento nas correntes convectivas para permitir uma interação entre a nuvem e o ambiente (KAIN, 2004). O esquema KF é dividido em três partes: i) Função de disparo; ii) Formulação do

fluxo de massa; iii) Hipótese de fechamento. As informações a seguir estão disponíveis em Kain e Fritsch (1990) e Kain (2004).

3.2.1. Função de Disparo

A função de disparo é o ponto de partida do esquema. Inicialmente, o modelo de convecção KF busca camadas de ar favoráveis à convecção chamadas de USL (*Updraft Source Layer*). A primeira camada, com a base na superfície e espessura de 60 hpa, é testada com o objetivo de identificar se é uma USL. Identifica-se o NCL da camada e é calculada uma perturbação de temperatura, δT_{vv} , pela eq. (3.1):

$$\delta T_{vv} = k[w_g - C(z)]^{\frac{1}{3}} \quad (3.1)$$

onde k é uma constante igual a $4,64 \text{ K.s}^{1/3} \cdot \text{cm}^{-1/3}$, w_g é a velocidade vertical aproximada no NCL e $C(z)$ é um limiar da velocidade vertical dado por:

$$C(z) = \begin{cases} w_0 \left(\frac{Z_{NCL}}{2000} \right), & Z \leq 2000 \\ w_0, & Z \geq 2000 \end{cases} \quad (3.2)$$

onde o $W_0 = 2 \text{ cm.s}^{-1}$ e Z_{NCL} é a altura do NCL em relação ao solo (m). δT_{vv} é somado a temperatura da parcela no NCL (T_{NCL}) e comparada com a temperatura do ambiente (T_{ENV}). Tem-se então que:

- I. Se $\delta T_{vv} + T_{NCL} < T_{ENV}$, esta camada é descartada para a convecção. A base da camada é movida um nível acima e o procedimento é repetido para tentar encontrar uma possível USL;
- II. Se $\delta T_{vv} + T_{NCL} > T_{ENV}$, a camada USL foi encontrada e é usada para iniciar a convecção. Nesse estágio, a parcela ascende com sua temperatura, umidade originais e uma velocidade vertical que é derivada de δT_{vv} (W_{p0}). O valor desta velocidade vertical é dado

por: $w_{p0} = 1 + 1,1 \left[\frac{(Z_{NCL} - Z_{USL}) \delta T_{vv}}{T_{ENV}} \right]^{\frac{1}{2}}$. Onde Z_{USL} é a altura da base da USL.

Acima do NCL a velocidade vertical da parcela é estimada usando o método Lagrangeano, incluindo os efeitos do entranhamento, desentranhamento lateral e o efeito da água líquida na flutuabilidade. Quando a corrente ascendente inverte o sentido, a profundidade da nuvem é determinada e deve ser maior que um limiar mínimo, D_{min} , para que a convecção profunda (precipitável) seja ativada. O valor de D_{min} é função da T_{LCL} e varia de 2 a 4 km:

$$D_{min} = \begin{cases} 4000, & T_{LCL} > 20^{\circ}\text{C} \\ 2000, & T_{LCL} > 0^{\circ}\text{C} \\ 2000 + 100T_{LCL}, & 0^{\circ}\text{C} \leq T_{LCL} \leq 20^{\circ}\text{C} \end{cases} \quad (3.3)$$

Se a corrente ascender o mínimo de 2 km todo o processo é reiniciado e uma nova USL é pesquisada. Caso não haja a penetração mínima em nenhuma USL encontrada (até 300 hpa acima da superfície), a convecção profunda não é iniciada e a convecção rasa é ativada.

3.2.2. Formulação do Fluxo de Massa

O esquema Kain-Fritsch é um modelo de fluxo de massa onde as correntes ascendentes, descendentes da nuvem são simuladas com taxas de entranhamento e desentranhamento para produzir trocas de calor, umidade e momentum com o ambiente. Para compensar o fluxo de massa na coluna, a convecção gera uma subsidência no ambiente. (KAIN; FRITSCH, 1990).

3.2.2.1. Fluxo de massa da corrente ascendente

Na formulação do fluxo de massa das correntes ascendentes do esquema Kain-Fritsch, o entranhamento e desentranhamento são inversamente proporcionais. A corrente ascendente tem uma taxa de entranhamento mínima (M_{ee}) que foi adicionada para produzir diluição na parcela e assim não causar fortes convecções onde há baixa instabilidade e pouca umidade. Com este recurso o esquema Kain-Fritsch resolveu problemas antigos, como por exemplo, não prever o máximo de precipitação. A taxa M_{ee} deve ser maior ou igual a 50% do ar total do ambiente que mistura na corrente ascendente (δM_e), onde:

$$\delta M_e = M_{u0} \frac{-0,3\delta p}{R} \quad (3.4)$$

onde: M_{u0} é o fluxo de massa do updraft na base da nuvem dado por $M_{u0} = A\rho w_{p0}$, δp é o intervalo de pressão da camada e o R é o raio da nuvem depende da magnitude da velocidade vertical no LCL:

$$R = \begin{cases} 1000, & W_{KL} < 0 \\ 2000, & W_{KL} > 0 \\ 1000 \left(1 + \frac{W_{KL}}{10}\right), & 0 \leq W_{KL} \leq 10 \end{cases} \quad (3.5)$$

onde o $W_{KL} = w_g - C(z)$. O raio da nuvem só tem variação na convecção profunda. Na convecção rasa o R tem um valor fixo de 1500 m.

A eq. (3.4) especifica a taxa de massa de ar do ambiente que entra na corrente ascendente, contudo ela não nos dá informações sobre os efeitos que causará nas características do fluxo de massa ascendente. Sabendo que a troca de massa ocorre numa região de transição entre nuvem e ambiente, temos que a taxa total de massa (δM_t) é igual à soma da taxa de massa da corrente que ascende na nuvem (δM_u) e do ambiente (δM_e):

$$\delta M_t = \delta M_u + \delta M_e \quad (3.6)$$

Supõe-se que o fluxo de massa da corrente ascendente está disponível para se misturar ao ambiente (desentranhamento) da mesma forma que o ambiente mistura-se ao fluxo ascendente (entranhamento). Este seria o resultado das subparcelas de ar que estão na região de transição, onde estas subparcelas possuem flutuação positiva quando o conteúdo é principalmente massa de ar da corrente ascendente e flutuação negativa quando o conteúdo é principalmente massa de ar do ambiente. Uma função $f(x)$ define a frequência em que estas subparcelas de mistura são criadas supondo uma forma Gaussiana:

$$f(x) = A \left[e^{-(x-0,5)^2/2\sigma^2} - e^{-4,5} \right] \quad (3.7)$$

Onde, $e^{-4,5}$ é uma constante para que tenda a zero nos extremos, x é a fração de mistura de ar ambiente nas subparcelas, σ é o desvio padrão da distribuição e $A = 0,97\sigma\sqrt{2\pi}$. Assim, o $f(x)$ é a distribuição de frequência relativa das subparcelas de mistura que integradas no intervalo de $0 \leq x \leq 1$ será igual a 1, tendo um valor médio de 0,5.

Se multiplicarmos a distribuição de frequência relativa das subparcelas pela taxa de massa total, obtêm-se a distribuição de massa total:

$$\delta M_u + \delta M_e = \delta M_t \int_0^1 f(x) dx \quad 3.8$$

As contribuições individuais são dadas por:

$$\delta M_e = \delta M_t \int_0^1 x f(x) dx \quad 3.9$$

$$\delta M_u = \delta M_t \int_0^1 (1 - x) f(x) dx \quad 3.10$$

Onde $(1 - x)$ se refere à fração de massa das correntes ascendentes nas subparcelas de mistura. A taxa de entranhamento M_{ee} é definida por:

$$M_{ee} = \delta M_t \int_0^{0,5} x f(x) dx \quad 3.11$$

Por analogia temos que a contribuição da corrente ascendente no ambiente, ou desentranhamento:

$$M_{ud} = \delta M_t \int_{0,5}^1 (1 - x) f(x) dx \quad 3.12$$

3.2.2.2. Fluxo de massa da corrente descendente

De acordo com Kain (2004) a nova versão do modelo inicia as correntes descendentes numa camada *Downdraft Source Layer* (DSL) que se localiza entre 150 hPa e 200 hPa acima do USL. Este fluxo descendente é formado por ar do ambiente que entranhou na nuvem durante as trocas de ar com a corrente ascendente. A massa de ar entranhada é mais fria e seca em relação

à massa de ar da nuvem (portanto mais densa) e, conseqüentemente, gera movimentos descendentes.

Durante seu percurso, a corrente descendente troca massa com o ambiente externo. O esquema KF considera que o entranhamento cessa ao entrar no USL e então inicia o desentranhamento. A corrente descendente continua sua descida até chegar à superfície ou se tornar mais quente que o ambiente a sua volta. Assim, o perfil vertical do fluxo de massa da corrente descendente (DMF) tem um máximo no topo da USL e diminui para zero tanto para cima quanto para baixo deste ponto.

As correntes descendentes são consideradas saturadas acima da base da nuvem, enquanto abaixo, a umidade relativa decresce 20% por km. A magnitude do DMF no topo da USL é especificamente uma função do fluxo de massa da corrente ascendente (UMF) e da umidade relativa dentro do DSL:

$$\frac{-DMF_{USL}}{UMF_{USL}} = 2 \times (1 - \overline{RH}) \quad (3.13)$$

Onde, \overline{RH} é a umidade relativa média no DSL.

3.2.3. Hipótese de Fechamento

A atividade convectiva do esquema Kain-Fritsch é baseada no índice CAPE que é calculado inicialmente a partir da ascensão de uma parcela não diluída com as características da USL. Após gerar as correntes ascendentes, descendentes, bem como suas trocas de massa com o ar ambiente, o esquema recalcula o fluxo de massa destas correntes até que 90% do CAPE inicial seja removido da convecção profunda (KAIN; FRITSCH, 1990). O CAPE é removido pelo efeito combinado do baixo valor de temperatura potencial equivalente no USL e do aquecimento do ambiente acima.

3.3. Descrição do TMC Proposto

O modelo de TMC proposto visa adicionar os efeitos da FGP das nuvens cúmulos no esquema Kain-Fritsch. Seguindo Kershaw e Gregory (1997), KF93 e Carvalho (2007), a tendência do vento zonal e meridional devido à convecção pode ser expressa pela equação do momentum:

$$Fc = \frac{\partial \rho \bar{V}}{\partial t} = - \frac{\partial \rho (\overline{w'V'})}{\partial z} \quad (3.14)$$

Supondo que ρ é somente função da altura,

$$\frac{\partial \bar{V}}{\partial t} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho (\overline{w'V'})}{\partial z} \quad (3.15)$$

Sendo V referente às componentes zonal e meridional do vento, w a componente vertical do vento, Fc é a aceleração do momentum horizontal devido ao transporte vertical de momentum convectivo chamado de “Cumulus Friction” por Schneider e Lindzen (1976), ρ a densidade do ar, a barra horizontal denota o valor médio da grade e a linha denota as perturbações de subgrade dentro da convecção cúmulos.

O problema na eq. (3.15) é determinar a aceleração horizontal média. Isto pode ser resolvido obtendo o perfil vertical do fluxo de momentum de subgrade. Para isso é necessário particionar o termo $\rho (\overline{w'V'})$ em contribuição vertical do fluxo de massa convectivo ascendente (u), descendente (d) e a subsidência do ambiente (e).

$$\rho (\overline{w'V'}) = \rho (w^u - \bar{w})(V^u - \bar{V}) + \rho (w^d - \bar{w})(V^d - \bar{V}) + \rho (w^e - \bar{w})(V^e - \bar{V}) \quad (3.16)$$

Supondo a compensação de fluxos ($\bar{w} = w^u + w^d + w^e \approx 0$) e negligenciando a contribuição da subsidência no ambiente pela definição de KF93, onde o ambiente termodinâmico é fornecido pelas variáveis de escala resolvida, ou seja, $V^e = \bar{V}$.

$$\rho(\overline{w'V'}) = \rho w^u(V^u - \bar{V}) + \rho w^d(V^d - \bar{V}) \quad (3.17)$$

Rearranjando os termos chegamos a eq. (3.18):

$$\rho(\overline{w'V'}) = \rho w^u V^u + \rho w^d V^d - (\rho w^u + \rho w^d) \bar{V} \quad (3.18)$$

O fluxo de massa é dado por $M = \rho w$, substituindo em (3.18):

$$\rho(\overline{w'V'}) = M^u V^u + M^d V^d - (M^u + M^d) \bar{V} \quad (3.19)$$

Substituindo (3.19) em (3.15) chegamos a (3.20):

$$\frac{\partial \bar{V}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial [M^u V^u + M^d V^d - (M^u + M^d) \bar{V}]}{\partial z} \quad (3.20)$$

Pela eq. (3.17) a aceleração do vento horizontal é proporcional ao fluxo de massa e das componentes horizontais do vento da corrente ascendente e descendente. O fluxo de massa dentro da nuvem pode ser obtido integrando a equação da continuidade verticalmente e, baseando-se na ideia da mistura por plumas, com os termos horizontais de convergência substituídos por entranhamento (E) e desentranhamento (D), podemos obter o fluxo de massa numa camada em (3.21):

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial (M)}{\partial z} = E - D \quad (3.21)$$

As variações verticais das velocidades horizontais podem ser obtidas pela equação do momentum sobre a área da convecção ascendente da nuvem:

$$\frac{\partial u^u}{\partial t} = -\frac{\partial (u^2)^u}{\partial x} - \frac{\partial (vu)^u}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial (\rho w u)^u}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial (p')^u}{\partial x} \quad (3.22)$$

$$\frac{\partial v^u}{\partial t} = -\frac{\partial (uv)^u}{\partial x} - \frac{\partial (v^2)^u}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial (\rho w v)^u}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial (p')^u}{\partial y} \quad (3.23)$$

As equações (3.22) e (3.23) se referem às componentes zonal e meridional do vento, respectivamente. Aqui foram negligenciados os termos que são importantes para a grande escala como a curvatura da terra e a força de Coriolis. Considerando que a convecção média tem um regime permanente sobre o domínio (não varia no tempo), que os termos de fluxos horizontais podem ser aproximados ao entranhamento e desentranhamento, podemos simplificar as equações (3.22) e (3.23):

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial M^u u^u}{\partial z} + D u^u - E \bar{u} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial (p')^u}{\partial x} \quad (3.24)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial M^u v^u}{\partial z} + D v^u - E \bar{v} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial (p')^u}{\partial y} \quad (3.25)$$

O E e o D são calculados pelo valor médio na camada dos saldos das taxas de entranhamento do ambiente (M_{ee}) e desentranhamento da corrente ascendente (M_{ud}), que são obtidos por (3.26) e (3.27):

$$E = \frac{M_{ee1} + M_{ee2}}{2\Delta z} \quad (3.26)$$

$$D = \frac{M_{ud1} + M_{ud2}}{2\Delta z} \quad (3.27)$$

Onde, o subscrito 2 representa o topo da camada do modelo e o 1 a sua base.

Uma questão a ser resolvida seria obter o termo do lado direito das equações (3.24) e (3.25) que se refere aa FGP na direção x e y, respectivamente. O gradiente de pressão é causado por uma perturbação que, de acordo com Ogura e Phillips (1962), é advindo da contribuição de três termos: Linear, não linear e uma flutuação. O termo linear tem relação com o efeito causado pelo cisalhamento vertical, o qual ocorre em nuvens de CP. O fluxo de massa das correntes convectivas interage com o cisalhamento médio do escoamento no ambiente e gera uma perturbação na pressão fazendo com

que a força da FGP exerça um papel fundamental nas velocidades horizontais (ZHANG e WU, 2003).

Em um estudo observacional, LeMone et al. (1988) constatou que a FGP dentro das nuvens cúmulos é causado principalmente pelo cisalhamento vertical. Este estudo está de acordo com a teoria de Rotunno e Klemp (1982) que diagnosticaram o termo linear como predominante na contribuição para a FGP dentro das nuvens cúmulos. Zhang e Wu (2003) também concluíram que a forçante linear é dominante e que o termo não linear é de importância secundária. Wu e Yanai (1994), Keshaw e Gregory (1997) e Gregory et al. (1997) consideraram somente a forçante linear em suas parametrizações. Neste estudo esta consideração será mantida.

Partindo de uma aproximação linearizada da equação de pressão diagnóstica e seguindo as derivações de Wu e Yanai (1994), temos:

$$-\nabla^2 \left(\frac{p'}{\rho} \right) = 2 \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial y} \right) \quad (3.28)$$

Onde $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$; \bar{u} e \bar{v} são as componentes zonal e meridional do vento dadas pela escala de grade resolvida; e w é a velocidade da corrente ascendente.

Buscando uma solução da perturbação da pressão relativa à corrente ascendente, para simplificar matematicamente, podemos considerar uma solução da velocidade vertical em forma de onda:

$$w = w_0 \cos kx \cos ly \sin mz, \quad -\frac{\pi}{2} < kx, \quad ly < \frac{\pi}{2} \quad (3.29)$$

Onde w_0 é a velocidade máxima da corrente ascendente e k, l e m são os números de onda que caracterizam espectralmente as correntes convectivas nas direções x, y e z , respectivamente, definidos por:

$$k = \frac{2\pi}{L_x}, \quad l = \frac{2\pi}{L_y}, \quad m = \frac{2\pi}{L_z}$$

Sendo L_x e L_y as escalas horizontais e L_z e a escala vertical das ondas.

Substituindo (3.29) em (3.28) e supondo uma solução ondulatória para p' similar a (3.30) para resolver o laplaciano, chegamos em:

$$\frac{p'}{\rho} = \frac{2}{(k^2 + l^2 + m^2)} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} k \sin kx \cos ly + \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} l \cos kx \sin ly \right) w_0 \sin mz \quad (3.30)$$

Derivando a eq. (3.30) em x e em y obteremos as componentes horizontais da força do gradiente de pressão:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x} = \frac{2w_0}{(k^2 + l^2 + m^2)} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} k^2 \cos kx \cos ly - \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} kl \sin kx \sin ly \right) \sin mz \quad (3.31)$$

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial y} = \frac{2w_0}{(k^2 + l^2 + m^2)} \left(-\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} kl \sin kx \sin ly + \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} l^2 \cos kx \cos ly \right) \sin mz \quad (3.32)$$

Para considerarmos o efeito da FGP devido ao fluxo convectivo ascendente da nuvem, deve-se calcular a média em (3.31) e (3.32) sobre a área da corrente ascendente ($w > 0$). Para isso, é necessário integrar a corrente ascendente em x e em y .

Definindo o intervalo $-\frac{\pi}{2} < kx < \frac{\pi}{2}$, $-\frac{\pi}{2} < ly < \frac{\pi}{2}$, as escalas horizontais L_x e L_y têm magnitude igual à π para a corrente convectiva ascendente. Com L_x e L_y definidos, x e y são dados por:

$$-\frac{\pi}{2} < kx \rightarrow -\frac{\pi}{2} < x \frac{2\pi}{L_x} \rightarrow -\frac{\pi}{4} < x$$

$$ly < \frac{\pi}{2} \rightarrow \frac{2\pi}{L_y} y < \frac{\pi}{2} \rightarrow y < \frac{\pi}{4}$$

Definindo o intervalo $-\frac{\pi}{4} < x < \frac{\pi}{4}$ e $-\frac{\pi}{4} < y < \frac{\pi}{4}$ para calcular a área da corrente ascendente pela integral dupla (aplicando nos termos das equações 3.31 e 3.32) dada abaixo, temos:

$$\begin{aligned} \int_{-\frac{\pi}{4}}^{\frac{\pi}{4}} \int_{-\frac{\pi}{4}}^{\frac{\pi}{4}} \cos kx \cos ly \, dx dy &= \left[\frac{1}{k} \sin \left(k \frac{\pi}{4} \right) - \left(-\frac{1}{k} \sin \left(k \frac{\pi}{4} \right) \right) \right] \cdot \left[\frac{1}{l} \sin \left(l \frac{\pi}{4} \right) - \left(-\frac{1}{l} \sin \left(l \frac{\pi}{4} \right) \right) \right] \\ &= \left(\frac{2}{k} \right) \left(\frac{2}{l} \right) = \frac{4}{kl} \end{aligned} \quad (3.33)$$

Aplicando a integral dupla, os termos $\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} kl \sin kx \sin ly$ e $-\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} kl \sin kx \sin ly$ são iguais à zero nas equações (3.31) e (3.32), respectivamente. Buscando a média da velocidade vertical sobre a área da corrente ascendente teremos:

$$w_c = w_0 \overline{\cos kx \cos ly \sin mz} = \frac{w_0 \frac{4}{kl}}{\frac{L_x}{2} \frac{L_y}{2}} \sin mz = w_0 \frac{4}{\pi^2} \sin mz \quad (3.34)$$

Fazendo $C_k = \frac{2k^2}{(k^2+l^2+m^2)}$; $C_l = \frac{2l^2}{(k^2+l^2+m^2)}$ e considerando a velocidade vertical média sobre a área da corrente ascendente (w_c), substituímos (3.34) em (3.31) e (3.32), chegamos a eq. (3.35) e (3.36):

$$-\left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x} \right)_c = C_k \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} w_c \quad (3.35)$$

$$-\left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial y} \right)_c = C_l \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} w_c \quad (3.36)$$

O subscrito c no termo do lado esquerdo denota “cloud”, ou seja, este é o termo da FGP na escala da nuvem. Os termos C_k e C_l foram chamados de coeficientes de ajuste por Gregory et al.(1997), que fixaram um valor de 0,7 (considerando $k^2 = l^2 = m^2$). Mais recentemente o estudo feito por Zhang e Wu (2003) chegou ao valor de 0,55 para os coeficientes (considerando $k^2 = l^2 = \frac{m^2}{2}$ ou $k^2 = \frac{l^2}{2} = m^2$). Ambos os valores foram testados neste estudo.

Multiplicando o lado direito das equações (3.35) e (3.36) por $\frac{\rho}{\rho}$, chegamos a (3.37) e (3.38), onde o termo da FGP é proporcional ao cisalhamento vertical e ao fluxo de massa da corrente convectiva.

$$-\left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x}\right)_c = C_k \frac{M^u}{\rho} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (3.37)$$

$$-\left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial y}\right)_c = C_l \frac{M^u}{\rho} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \quad (3.38)$$

Seguindo os passos anteriores para as correntes descendentes chegamos às equações (3.39) e (3.40), onde uma formulação semelhante a (3.37) e (3.38) também determinará a FGP.

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial M^d u^d}{\partial z} + D u^d - E \bar{u} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial (p')^d}{\partial x} \quad (3.39)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial M^d v^d}{\partial z} + D v^d - E \bar{v} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial (p')^d}{\partial y} \quad (3.40)$$

Nota-se que em (3.24), (3.25), (3.39) e (3.40) o entranhamento está associado ao momentum horizontal do ambiente, enquanto o desentranhamento está associado momentum oriundo da nuvem.

Substituindo as equações (3.37) e (3.38) em (3.24) e (3.25) e considerando V como as componentes horizontais do vento para inserir em (3.41), chegamos à equação de tendência de momentum em coordenada de pressão:

$$F_c = \frac{\partial \bar{V}}{\partial t} = \frac{\partial (M^u + M^d) \bar{V}}{\partial p} + [(D^u V^u + D^d V^d) - (E^u + E^d) \bar{V}] - C_{k,l} (M^u + M^d) \frac{\partial \bar{V}}{\partial p} \quad (3.41)$$

O primeiro termo do lado direito da equação (3.41) se refere à advecção vertical de momentum horizontal do ambiente que compensa o fluxo de massa convectivo. O segundo termo expressa o efeito do entranhamento e desentranhamento da nuvem cúmulos. O terceiro termo denota a contribuição, na escala convectiva, do efeito da perturbação de pressão horizontal no ambiente. Nota-se que o sinal negativo no termo da FGP minimiza o efeito dos outros termos da equação de tendência de momentum.

3.4. Estudos de Caso

Para avaliar a parametrização de TMC proposta, foram selecionados três estudos de caso. Os eventos ocorreram durante os meses de dezembro e janeiro dos anos de 1999/2000, 2008/2009 e 2009/2010. Em todos os casos houve precipitação intensa na região sudeste do Brasil sobre os estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro.

3.4.1. Caso 1

No início de janeiro do ano 2000 (entre os dias 02/01 e 04/01) uma forte atividade convectiva (Figura 3.1) gerou chuvas intensas no sudeste do Brasil, onde foram registrados acumulados de precipitação acima de 150 (mm/dia). As fortes chuvas estavam relacionadas com a presença de um sistema de baixa pressão que atuava sobre o Atlântico próximo do litoral paulista e outro sobre o continente sul-americano. As fortes chuvas ocorreram principalmente no sul do estado de Minas Gerais e norte do estado de São Paulo como pode ser observado na Figura 3.1 c.

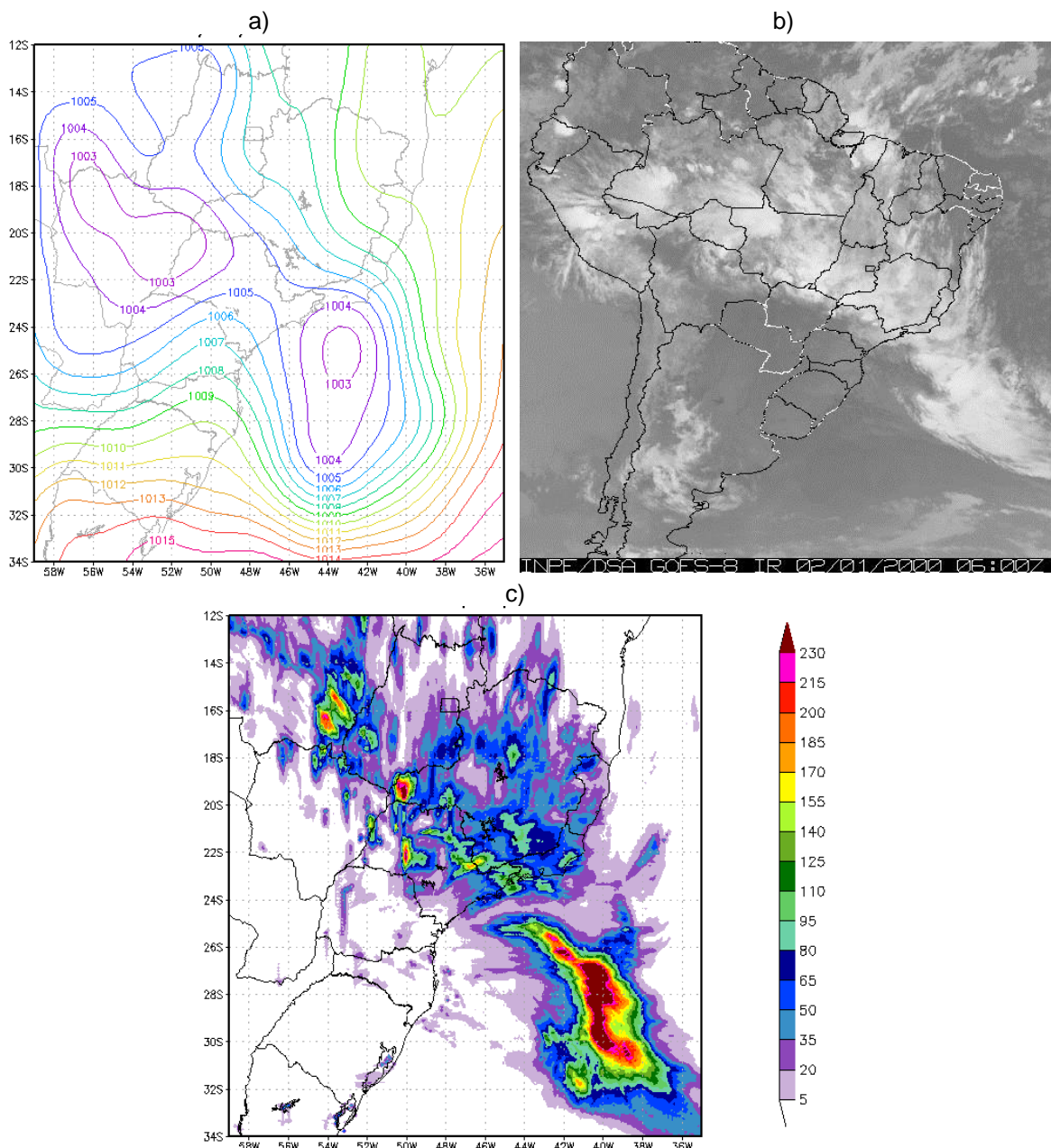


Figura 3.1. a) Campo de pressão ao nível do mar da reanálise *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) no dia 02/01/2000 às 06 UTC; b) Imagem infravermelha do satélite GOES-8 no dia 02/01/2000 às 06 UTC; c) Precipitação acumulada (mm/24h) do CMORPH para o dia 02/01/00 às 12 UTC.

3.4.2. Caso 2

O segundo caso estudado ocorreu no fim de dezembro do ano de 2008 (entre 25/12 e 30/12) e gerou acumulados de precipitação acima de 140 (mm/dia) em algumas cidades do sul de Minas Gerais. O evento tratava-se de um sistema frontal que estacionou (Figura 3.2) sobre o Sudeste do Brasil e

gerou tempestades severas. Pela durabilidade, época do ano, e o transporte de umidade da Amazônia para o sudeste brasileiro (não apresentado aqui), o caso evidenciou um evento de ZCAS.

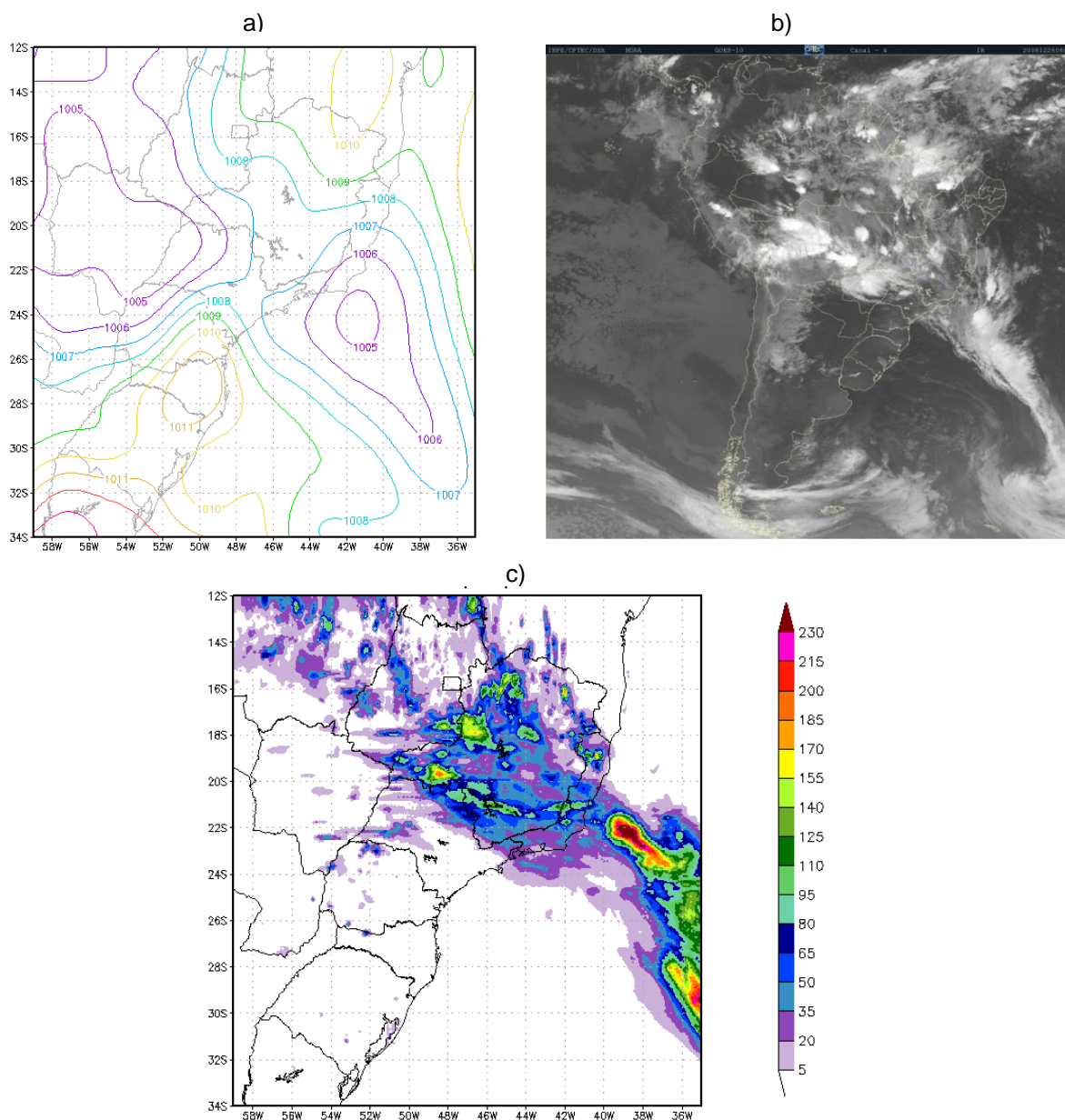


Figura 3.2. a) Campo de pressão ao nível do mar da reanálise CFSR no dia 26/12/2008 às 06 UTC; b) Imagem infravermelha do satélite GOES-10 no dia 26/12/2008 às 06 UTC; c) Precipitação acumulada (mm/24h) do CMORPH para o dia 27/01/08 às 12 UTC.

3.4.3. Caso 3

Na virada do ano de 2010 (entre 31/12/2009 e 01/01/2010) uma tempestade severa assolou o litoral do Rio de Janeiro. Foram registrados

precipitações acima de 200 (mm/dia). A cidade de Angra dos Reis (RJ) foi uma das mais afetadas, onde ocorreram deslizamentos de terra que gerou perdas de vidas e danos materiais. Na Figura 3.3 (a) temos a pressão ao nível do mar do CFSR onde se observa um sistema ciclônico que desencadeou as precipitações intensas a região.

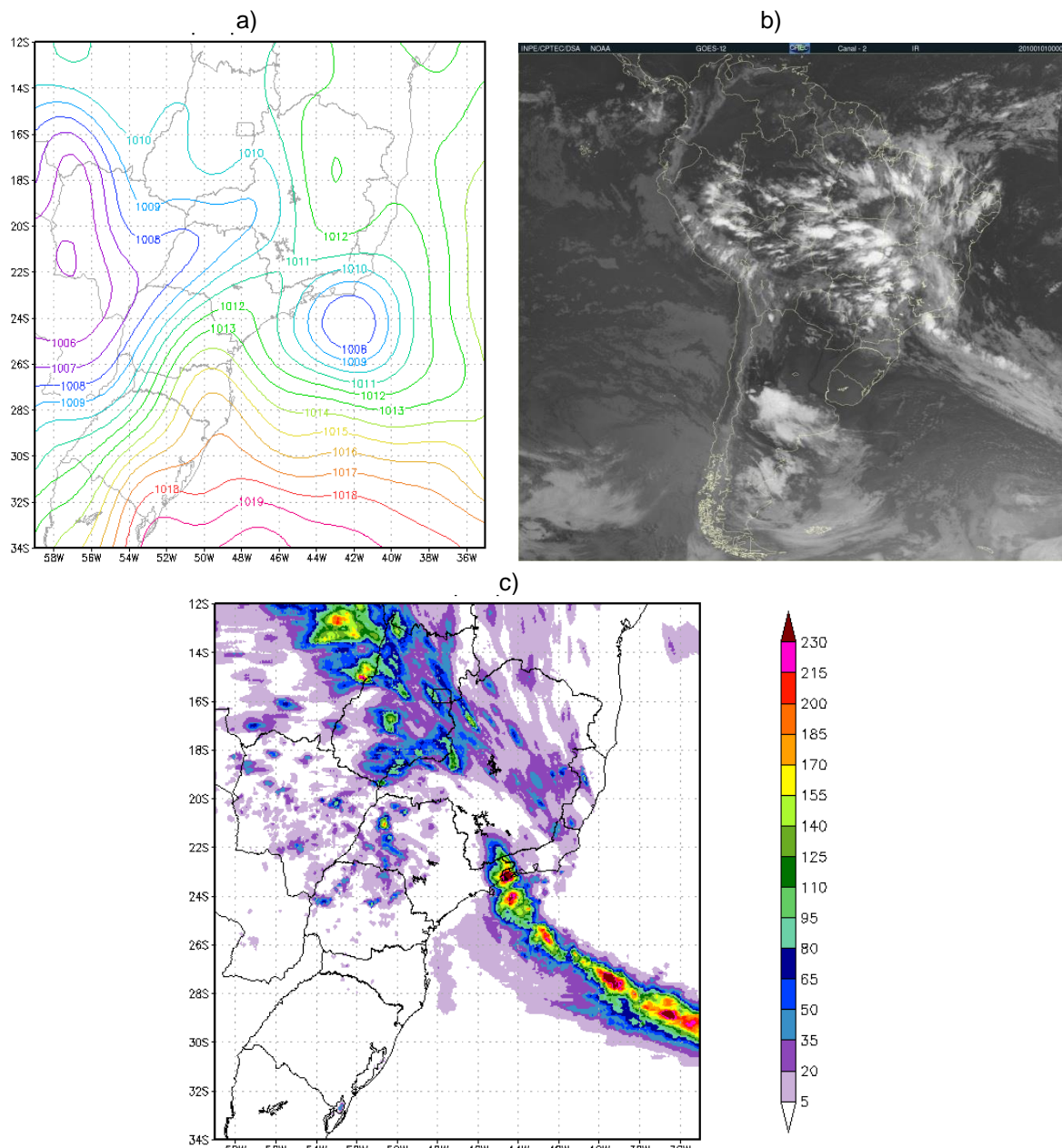


Figura 3.3. a) Campo de pressão ao nível do mar da reanálise CFSR no dia 01/01/2010 às 00 UTC; b) Imagem infravermelha do satélite GOES-12 no dia 01/01/2010 às 00 UTC; c) Precipitação acumulada (mm/24h) do CMORPH para o dia 01/01/10 às 12 UTC.

3.5. Descrição dos Dados

Dados de reanálise do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) serviram como condição inicial e de contorno do modelo Eta. As simulações geradas pelo Eta foram comparadas com as reanálises CFSR e ERA-Interim. Dados de precipitação estimados por satélite de micro-ondas do *CPC Morphing Technique* (CMORPH) também foram utilizados para avaliar a acurácia do modelo Eta na simulação do campo de precipitação. Todos os detalhes sobre os dados utilizados foram listados na Tabela 3.2.

Dados de estações automáticas de superfície do sistema integrado de dados ambientais também estão inclusos nas análises. As variáveis observadas utilizadas foram: Temperatura 2 metros, magnitude do vento 10 metros, pressão em superfície e precipitação. Uma estação foi escolhida para cada estudo de caso em regiões e períodos de fortes chuvas: Lavras (Lat: -21,224°; Lon: -44,972°; Alt: 960 m), Machado (Lat: -21,7°; Lon: -45,888°; Alt: 899); Cunha (Lat: -23,074°; Lon: -44,974°; Alt: 1002 m).

No período dos casos estudados haviam poucos, ou nenhum, dados observados do sistema integrado de dados ambientais na região de intensas chuvas. As estações existentes possuíam muitas falhas de dados e muitas vezes não disponibilizavam todas as variáveis. Para complementar a escassez de dados de estações automáticas, foram utilizados dados de superfície da reanálise ERA-Interim e precipitação estimada por satélite do CMORPH sobre regiões oceânicas, onde houve atuação de sistemas de baixa pressão em cada estudo de caso (ver Figura 5).

Tabela 3.2. Descrição dos dados utilizados na condição inicial, contorno e na avaliação das simulações do modelo Eta.

Dados	Resolução Horizontal	Resolução Vertical	Resolução Temporal
CFSR	0,5°x0,5°	64 Níveis	6h
ERA-Interim	80km (Espectral) Interpolado em 0.125°	60 Níveis	6h
CMORPH	8 km	-	Acum. 30 min.

3.6. Experimentos

As simulações do modelo Eta foram avaliadas de duas maneiras: I) confrontando os diferentes esquemas de convecção da Tabela 3.1 para detectar a sensibilidade do modelo a introdução do TMC e ao termo da perturbação de pressão; II) comparando as simulações do modelo Eta com os dados de estações automáticas, reanálise e de precipitação estimado por satélite do CMORPH. Uma descrição mais detalhada sobre os métodos de avaliação é dada a seguir.

3.6.1. Testes de Sensibilidade

O teste de sensibilidade visou detectar o efeito da introdução do TMC nas simulações do modelo Eta. Essa avaliação foi realizada obtendo a diferença entre os experimentos. A Tabela 3.3 traz detalhes do teste de sensibilidade e seu objetivo principal.

Tabela 3.3. Descrição do teste de sensibilidade realizado entre os experimentos do modelo Eta.

Teste	Sensibilidade
KFMX - KF	Sensibilidade à introdução do TMC S/ o termo da FGP
KFMXP055 - KF	Sensibilidade à introdução do TMC C/ o termo da FGP
KFMXP07 - KF	Sensibilidade à introdução do TMC C/ o termo da FGP (Intensificando a FGP)
KFMXP055 - KFMX	Sensibilidade à introdução do termo da FGP
KFMXP07 - KFMX	Sensibilidade à intensificação do termo da FGP (Intensificando a FGP)

3.6.2. Avaliação das Simulações

Nesta etapa também foram incluídos os dados locais de superfície (ver seção 3.5): Temperatura 2 metros, magnitude do vento a 10 metros, acumulado de precipitação, pressão ao nível médio do mar (PNMM) e pressão em superfície. Estas avaliações foram apresentadas a partir do diagrama de

Taylor. Este diagrama reúne as informações de desvio padrão (σ) (eq. 3.42), coeficiente de correlação (r) (eq. 3.43) e erro médio quadrático ($RMSE$) (eq. 3.43).

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (3.42)$$

$$r = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(\hat{x}_i - \bar{\hat{x}})}{\sqrt{(\sum (x_i - \bar{x})^2)(\sum (\hat{x}_i - \bar{\hat{x}})^2)}} \quad (3.43)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \hat{x}_i)^2}{n}} \quad (3.44)$$

Onde, n denota o espaço amostral, x refere a medida de uma grandeza meteorológica, o subscrito i se refere aos i -enésimos termos da amostra, \hat{x} denota os valores previstos ou simulados pelo modelo e \bar{x} é o indicativo do valor médio da série.

Como mencionado na seção 3.5, as avaliações em superfície foram complementadas com dados do ERA-Interim e CMORPH. Estes dados foram extraídos de uma determinada área onde houve atividade convectiva com fortes precipitações para cada caso estudado. Estas áreas podem ser observadas na Figura 3.4, onde foi calculada a média das variáveis. Devido à baixa resolução dos dados de reanálise, as extrações foram feitas em áreas oceânicas, pois a topografia do continente poderia influenciar nas comparações.

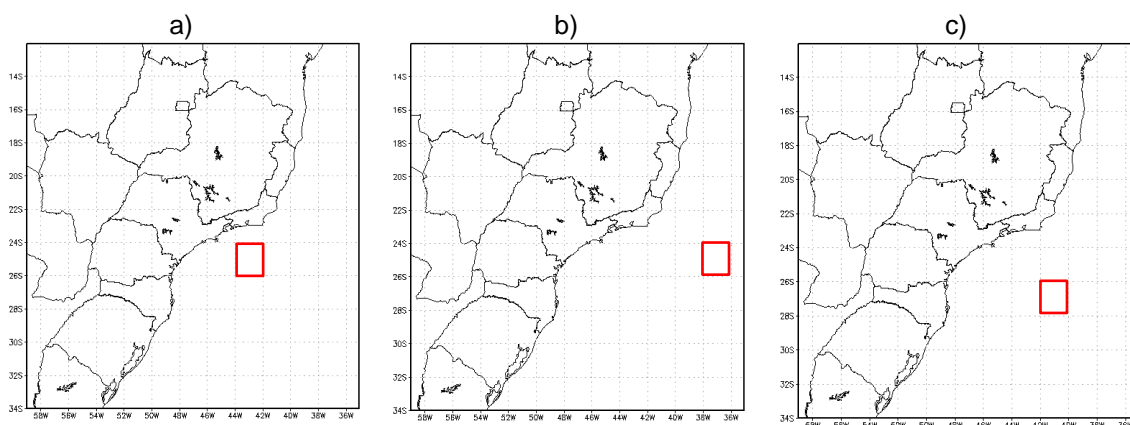


Figura 3.4. Local de extração dos dados de superfície e do perfil vertical do vento (quadrado vermelho): a) Caso 1; b) Caso 2; c) Caso 3. A região de extração possui uma resolução de aproximadamente 240km x 240km.

Além da avaliação em superfície, foi incluída uma avaliação entre os dados de reanálises e as simulações do Eta com relação a evolução temporal da seção vertical da magnitude do vento e da velocidade vertical. Os dados de vento também foram extraídos das regiões apresentadas na Figura 3.4 e, portanto, foram feitas médias em cada camada da troposfera. Desta forma, obteve-se a seção vertical da magnitude do vento e velocidade vertical.

Campos de precipitação do CMORPH e do modelo Eta também foram comparados nos dias de maiores acumulados de precipitação para cada caso. O objetivo foi avaliar a representação do posicionamento dos sistemas precipitante nas simulações do modelo Eta utilizando as diferentes versões dos esquemas de convecção Kain-Fritsch (ver Tabela 3.1).

Uma análise objetiva do desempenho da simulação da chuva foi realizada pelo Equitable Threat Score (ETS). Este índice é definido por:

$$ETS = \frac{H - CH}{H + F + O - CH} \quad (3.45)$$

Onde,

$$CH = \frac{(H + O) \cdot (H + F)}{N} \quad (3.46)$$

Sendo H o número de acertos do modelo, CH o número de acertos aleatórios, F o número de alarmes falsos (Previsões de eventos que não ocorreram), O ocorrências que não foram previstas e N é o número total da amostra como mostra a Tabela 3.4:

Tabela 3.4. Tabela de contingência.

Evento Previsto/Simulado	Evento Observado		Total
	Sim	Não	
Sim	H	F	H + F (Total Previsto)
Não	O	A	O + A
Total	H + O (Total Observado)	F + A	N = H + F + O + A

O CH está relacionado com aqueles acertos que ocorrem por acaso, ou seja, assumindo que a previsão independe da observação, então o prognóstico acertará apenas por uma casualidade. Portanto, o ETS mede a fração de eventos que foram previstos corretamente, ajustados pelos acertos que ocorreram aleatoriamente. Devido a esta sensibilidade a mais, o ETS torna-se um índice melhor do que o Threat Score. O valor 1 indica uma previsão perfeita do fenômeno, enquanto 0 indica sem destreza na previsão. Os limiares de precipitação do ETS seguiram o trabalho de Bustamante et al. (1999).

Em conjunto com o ETS o índice BIAS também foi utilizado para mensurar a relação entre a frequência do evento previsto e observado. O valor do índice BIAS varia para maior, menor ou igual a 1.

- $BIAS > 1 \rightarrow$ O evento é previsto com maior frequência do que é observado;
- $BIAS < 1 \rightarrow$ O evento é previsto com menor frequência do que é observado;
- $BIAS = 1 \rightarrow$ O evento é previsto na mesma frequência que é observado.

É calculado pela eq. (3.47):

$$BIAS = \frac{H + F}{H + O} \quad (3.47)$$

4. RESULTADOS

Os Resultados foram divididos e avaliados de acordo com os casos estudados. Na seção 4.1, 4.2, 4.3 e 4.4 são apresentados os resultados com relação às simulações de precipitação. O campo de pressão e a evolução temporal do perfil vertical do vento podem ser vistos em 4.5 e 4.6, respectivamente. Por fim, em 4.7, os dados de estações locais foram plotados.

4.1. Efeitos do TMC na Distribuição da Chuva

O teste de sensibilidade (ver Tabela 3.3) para a precipitação foi realizado nos dias de grandes acumulados (mm/24h) de chuva. Para o caso 1, a precipitação foi acumulada entre o período de 02/01/00 às 12 UTC e 03/01/00 às 12 UTC.

Pela Figura 4.1, nota-se uma forte divisão nas cores vermelho (aumento de chuva) e azul (diminuição da chuva). Isto não significa que houve superestimava ou subestimativa, mas indica que houve mudança no posicionamento da faixa de precipitação quando introduzido o TMC. Percebe-se que houve um adiantamento da faixa de precipitação nos esquemas que contem a parametrização de fluxo de momentum. Este resultado já era esperado neste estudo, pois ao introduzir o TMC estamos proporcionando que um processo de pequena escala (convecção) influencie na grande escala (circulação). Isto gera mudança no deslocamento e posicionamento dos sistemas meteorológicos.

O termo da FGP contribuiu minimizando o efeito dos outros termos da equação do TMC (eq. 3.41). Isso pode ser observado quando comparamos a divisão dos hachurados vermelho e azul da Figura 4.1: Em (a) temos a faixa vermelha mais adiantada, alinhada ao sul do estado do Rio de Janeiro; em (b, c) a faixa vermelha alinha-se sobre o nordeste do estado de São Paulo.

Portanto, KFMX foi o que mais adiantou o posicionamento da faixa de precipitação. KFMXP055 e KFMXP07 apresentaram um deslocamento menor

em relação à KFMX. Este comportamento será avaliado nos próximos estudos de casos desta seção.

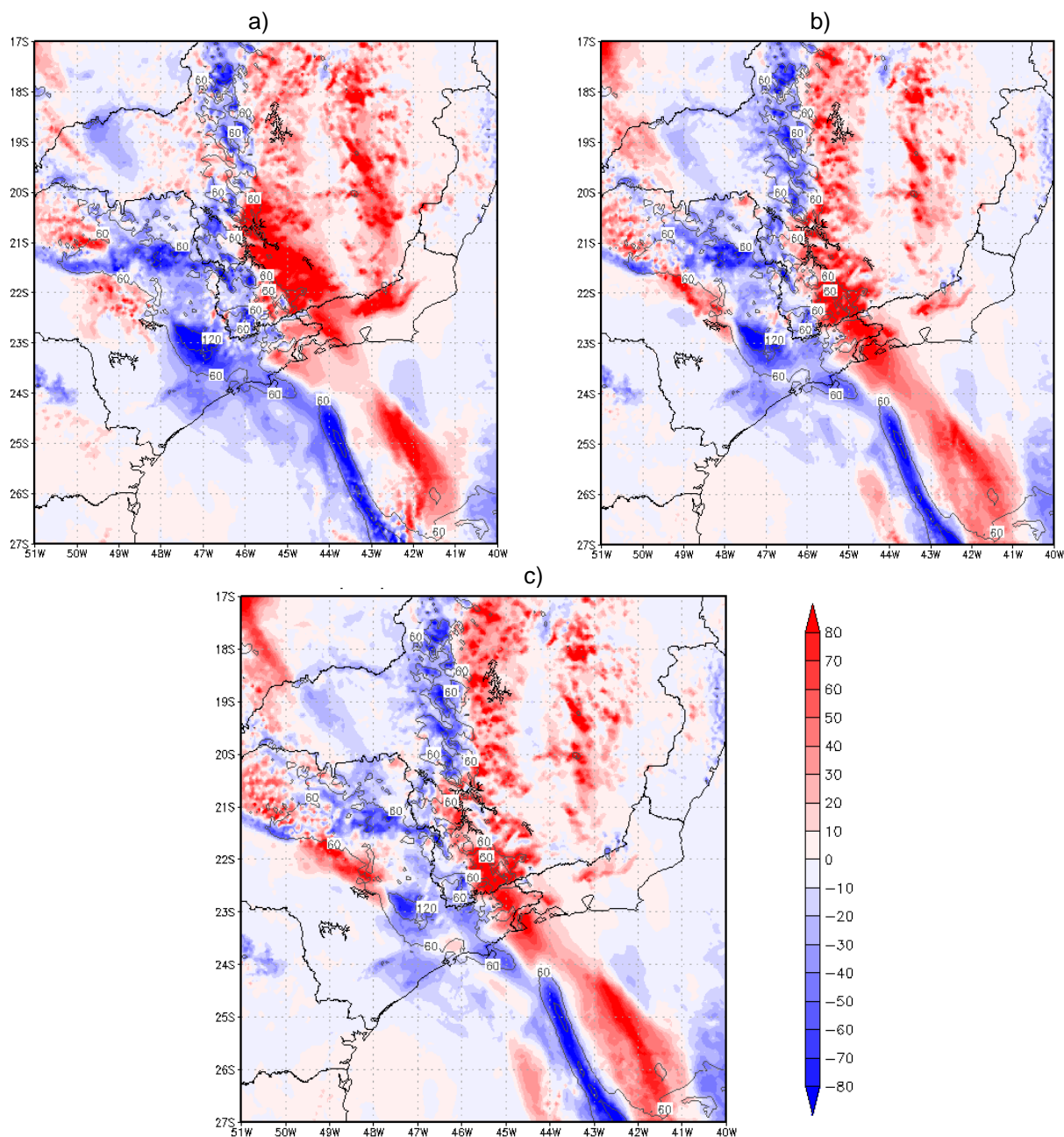


Figura 4.1. Precipitação acumulada (mm/24h) do esquema KF (Contorno) + Diferença do campo de precipitação acumulada (mm/24h) entre os esquemas com TMC e o esquema KF (hachurado). Iniciado em 01/01/00 às 12 UTC (T+24h→48h). a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.

Os resultados do teste de sensibilidade de precipitação do caso 2 (Figura 4.2) convergiram com os do caso 1. A avaliação considerou o

acumulado entre 26/12/08 e 27/12/08 às 12 UTC. O modelo foi iniciado em 25/12/08 às 12 UTC.

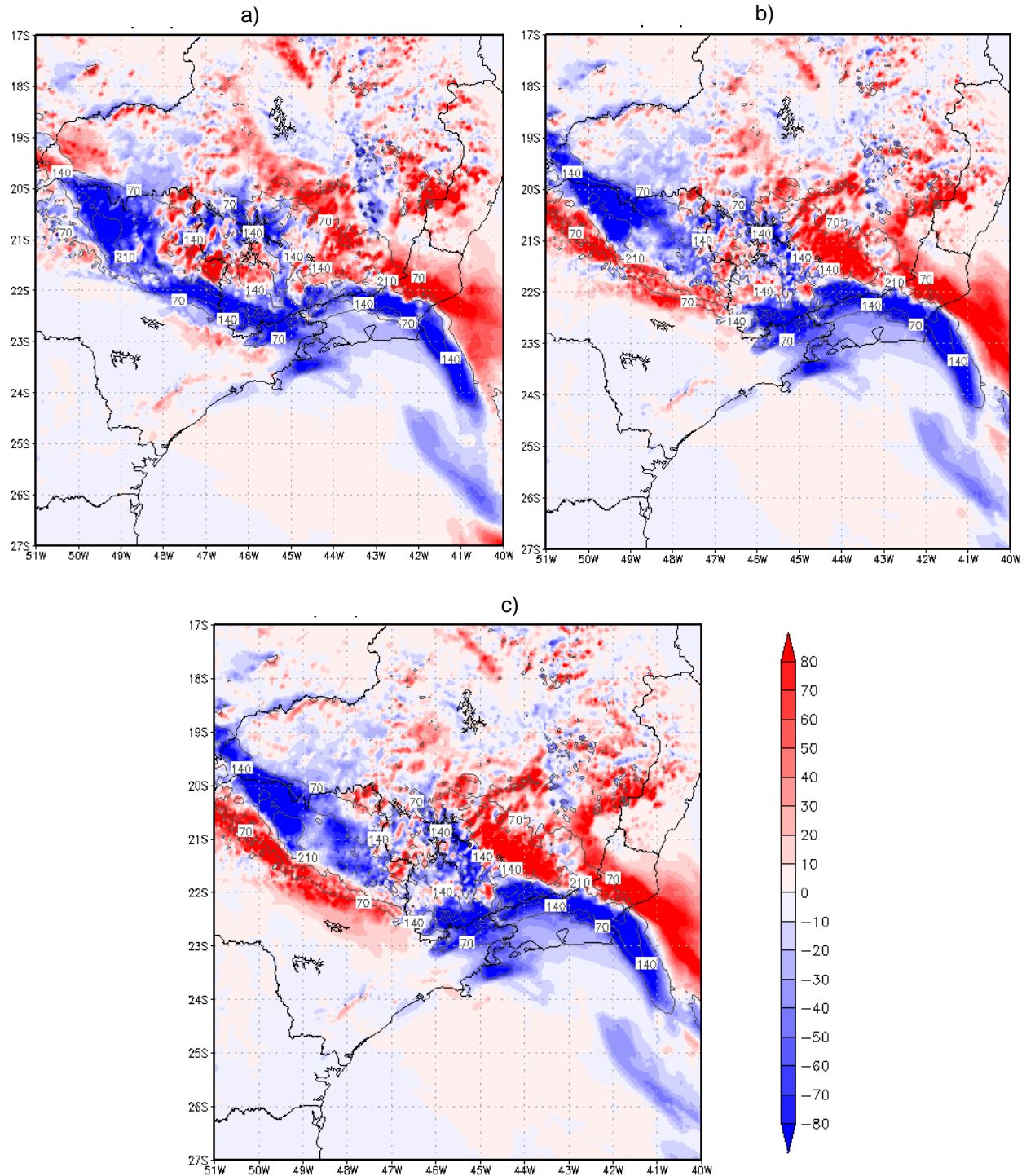


Figura 4.2. Precipitação acumulada (mm/24h) do esquema KF (Contorno) + Diferença do campo de precipitação acumulada (mm/24h) entre os esquemas com TMC e o esquema KF (hachurado). Iniciado em 25/12/08 às 12 UTC (T+24h→48h). a) KFMX - KF; b) KFMXP055 - KF; c) KFMXP07 - KF.

Para o caso 3 foi analisado o acumulado de precipitação entre os dias 31/12/2009 às 12 UTC e 01/01/2010 às 12 UTC (Figura 4.3). Os resultados do teste de sensibilidade para a precipitação persistiram. Os esquemas com TMC tendem a adiantar a faixa de precipitação em relação ao esquema controle KF.

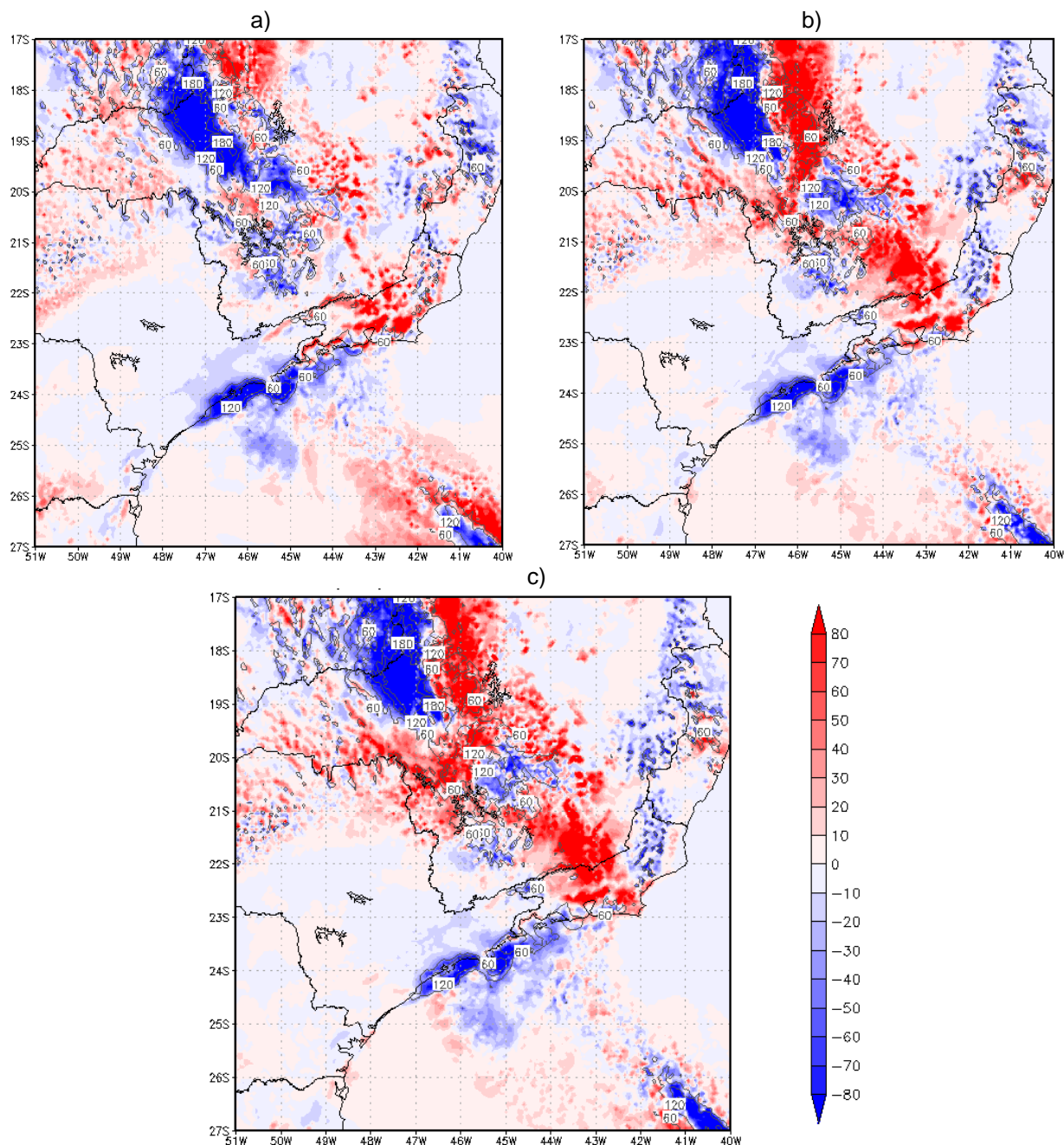


Figura 4.3. Precipitação acumulada (mm/24h) do esquema KF (Contorno) + Diferença do campo de precipitação acumulada (mm/24h) entre os esquemas com TMC e o esquema KF (hachurado). Iniciado em 30/12/09 às 12 UTC (T+24h→48h). a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.

Em resumo para esta seção, temos que:

- I. De forma geral, os esquemas com TMC adiantaram a faixa de precipitação nos dias analisados em relação ao esquema controle KF.
- II. No caso 1 foi relatado que o termo da FGP atuou minimizando os efeitos dos outros termos da equação de tendência de momentum (eq. 3.41). Portanto, os esquemas KFMXP055 e KFMXP07 geraram menos adiantamento da faixa de precipitação em relação ao esquema KFMX. Porém, este comportamento não foi observado nos outros dois casos.

Com estes resultados, pode-se questionar: O adiantamento da faixa de precipitação nos esquemas com TMC tornam as simulações do modelo Eta mais eficientes? Esta questão será analisada e respondida na seção 4.2 e na seção 4.3.

4.2. Campo de Precipitação

Na seção 4.1 foi discutido o efeito do TMC na distribuição da precipitação. Foi notificado que a inclusão do fluxo de momentum adiantou a faixa de precipitação em relação ao esquema controle KF. Com a inclusão do termo ligado a perturbação de pressão, as simulações passaram a diminuir o adiantamento da faixa precipitante em relação ao esquema KFMX. O aumento do parâmetro $C_{k,l}$ de 0,55 para 0,7 tornou o efeito da FGP mais intenso e, portanto, tornando o adiantamento da faixa precipitante ainda menor em relação a KFMX. Nesta seção foram avaliados se estes efeitos tornaram as simulações do modelo Eta mais eficaz em períodos de fortes chuvas. Todos os campos de precipitação desta seção são acumulados de 24h no período de fortes precipitações para cada caso.

A Figura 4.4 mostra o acumulado de precipitação (mm/24h) estimada pelo CMORPH para o caso 1 no dia 03/01/00. Observa-se chuva intensa sobre o norte do estado de São Paulo e Sul do estado de Minas Gerais com acumulados acima de 170 mm. As avaliações a seguir consideraram os

seguintes requisitos: I) Posicionamento da faixa de precipitação intensa (linhas paralelas tracejadas na Figura 45); II) Intensidade da precipitação ao longo da faixa.

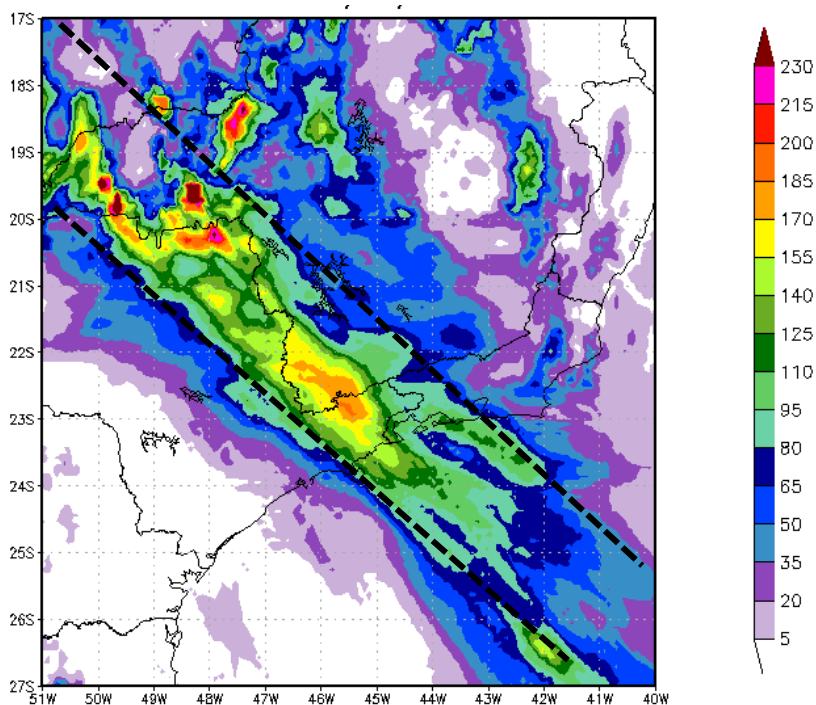


Figura 4.4. Precipitação acumulada (mm/24h) estimada pelo CMORPH para o dia 03/01/00 às 12 UTC.

A Figura 4.5 mostra as simulações de acumulados de precipitação (mm/24h) do modelo Eta. As figuras da primeira linha (a, b, c, d) se referem às simulações iniciadas com 72h de antecedência, portanto, iniciado em 31/12/99 às 12 UTC. As figuras da segunda linha (e, f, g, h) se referem às simulações iniciadas com 48h de antecedência, portanto iniciado em 01/01/00 às 12 UTC. Cada coluna remete as simulações de cada esquema de convecção. A coluna 1 se refere ao esquema KF, coluna 2 ao esquema KFMX, coluna 3 ao esquema KFMXP055 e coluna 4 ao esquema KFMXP07. Este mesmo esquema de imagens foi usado na avaliação dos próximos casos de precipitação.

Fazendo uma comparação entre as figuras com 72h de antecedência e as de 48h de antecedência na Figura 4.5, nota-se que há menos precipitações severas com 48h de antecedência, ou seja, com um menor tempo de

integração no tempo o modelo Eta gerou menos chuva. Este comportamento será discutido nos próximos casos.

Nas Figuras 4.5 (a, b, c, d) vemos que KFMX (Figura 4.5 b) foi o único esquema que não simulou a faixa de precipitação sobre o oceano. KFMX apresentou núcleos de precipitação intensa que se posicionaram nas bordas das linhas tracejadas (representam a faixa de precipitação do CMORPH na Figura 4.4). O esquema controle KF (Figura 4.5a) representou a faixa de precipitação, porém atrasou o seu posicionamento. Os esquemas que consideram a FGP no TMC [Figura 4.5 (c) e (d)] representaram a faixa de precipitação e foram os que melhor posicionaram a faixa de precipitação com 72h de antecedência.

Nas Figuras 4.5 (e, f, g, h) KF novamente atrasou a faixa de precipitação intensa posicionando-a sobre a borda inferior da linha tracejada. KFMX passou a representar a faixa de precipitação, mas adiantou o posicionamento deixando-a sobre a linha tracejada superior. KFMXP055 e KFMXP07 foram os que melhor posicionaram a faixa de precipitação com 48h de antecedência.

No geral, todos os esquemas apresentaram subestimativas das precipitações mais intensas se comparados ao CMORPH (Figura 4.4). KFMXP055 e KFMXP07 apresentaram ganhos significativos ao posicionar a faixa de precipitação.

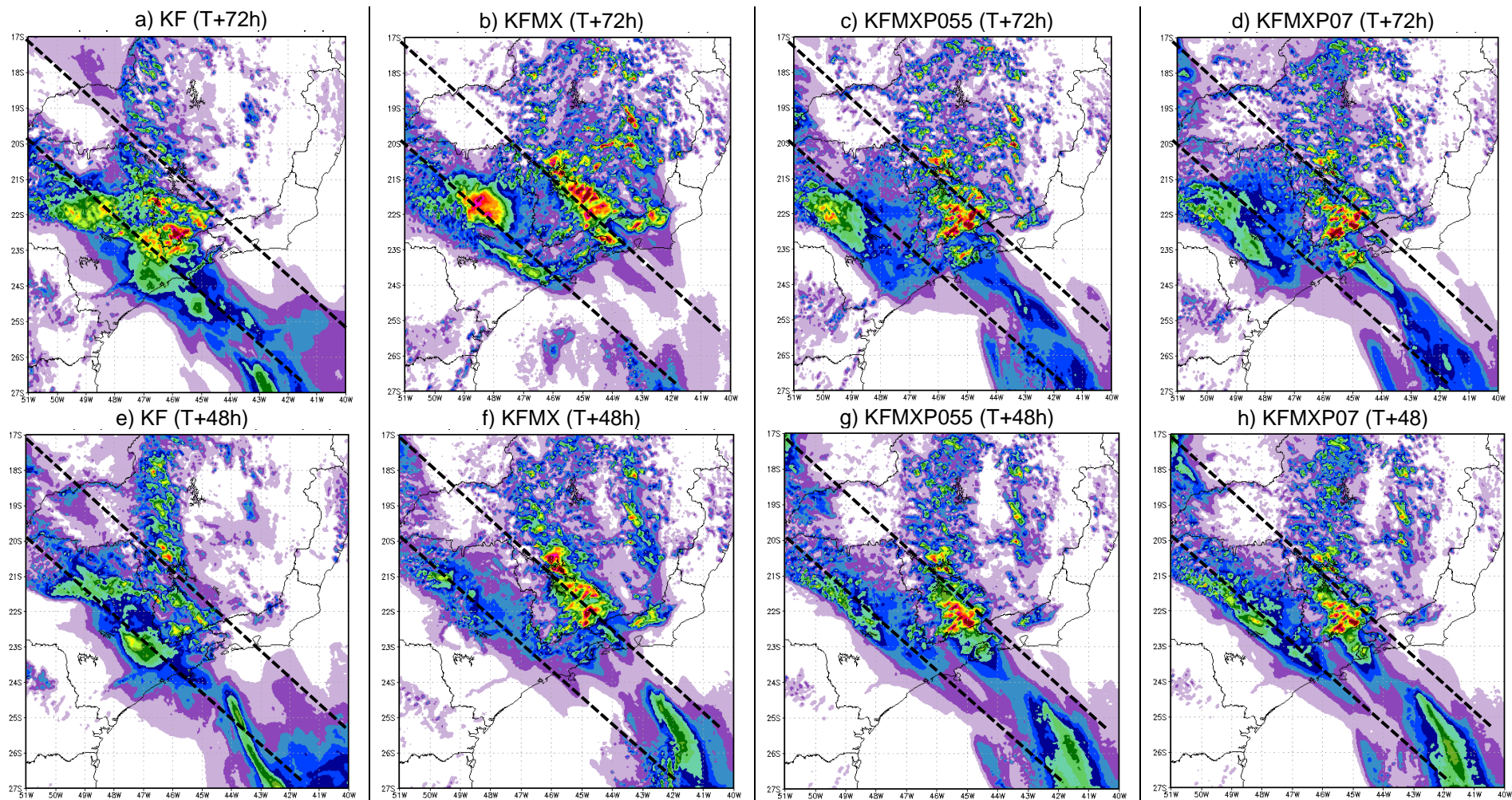


Figura 4.5. Precipitação acumulada (mm/24h) simulada pelo modelo Eta válido para 03/01/00 às 12 UTC. a), b), c) e d) iniciados em 31/12/99 às 12 UTC; e), f), g) e h) iniciados em 01/01/00 às 12 UTC.

O acumulado de precipitação (mm/24h) do CMOPRH para o caso 2 no dia 27/12/08 às 12h pode ser visualizado na Figura 4.6. Observa-se precipitação sobre praticamente todo o estado de Minas Gerais. Todavia, duas regiões se destacam por conterem precipitações intensas. A primeira é uma faixa de precipitação que se estende ao sul do estado de Minas Gerais chegando até a divisória dos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo (linhas paralelas tracejadas na Figura 4.6). A segunda é um grande núcleo de precipitação intensa na região centro-oeste do estado de Minas Gerais (circulo tracejado na Figura 4.6).

As avaliações a seguir consideraram a intensidade da chuva e o posicionamento da precipitação severa sobre as regiões destacadas na Figura 4.6 e comentadas no parágrafo anterior.

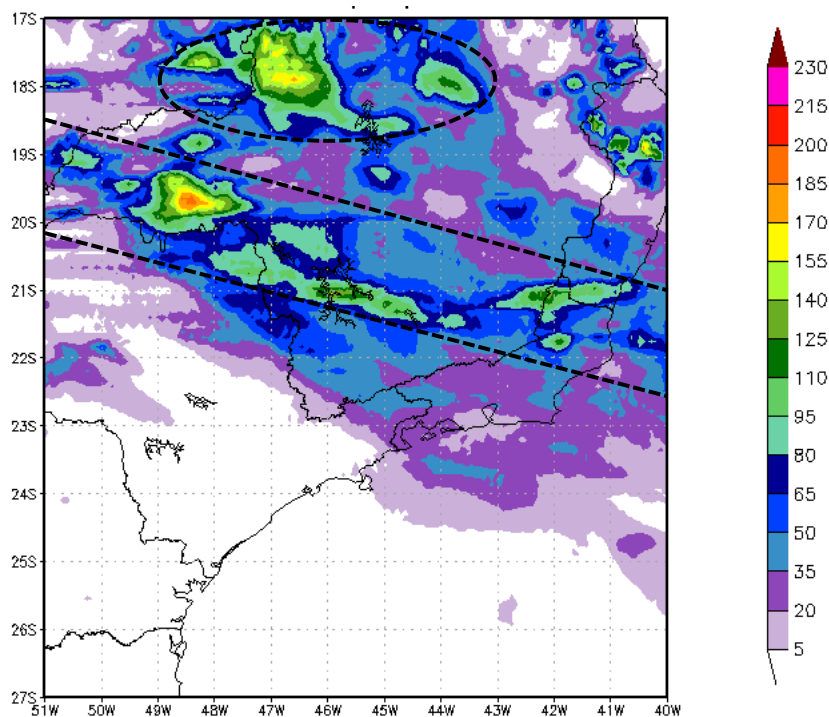


Figura 4.6. Precipitação acumulada (mm/24h) estimada pelo CMORPH para o dia 27/12/08 às 12 UTC.

A Figura 4.7 mostra as simulações de acumulados de precipitação (mm/24h) do modelo Eta no dia 27/12/08 às 12h para o caso 2. Assim como no caso 1, é possível observar que o modelo Eta gerou mais precipitações

intensas com 72h de antecipação em todas as simulações. É importante comentar sobre a quantidade exagerada de precipitação produzida nesse caso. Dentre todos os esquemas, KFMX [Figura 4.7 (b) e (f)] foi o que menos produziu chuvas extremas, contudo ainda superestimou o CMORPH (Figura 4.6).

Observa-se, pelas Figuras 4.7 (a, b, c, d), que com 72h de antecedência todos os esquemas atrasaram o posicionamento da faixa de precipitação intensa (linhas paralelas tracejadas). KFMX (Figura 4.7 b) representou as chuvas intensas sobre o extremo norte do estado do Rio de Janeiro e no Espírito Santo. Dentre os esquemas, KFMX foi o que melhor posicionou a faixa de precipitação, além de produzir menos temporais severos. Alguns focos de precipitação foram produzidos, pelas simulações do Eta, na região no centro-oeste do estado Mineiro. Entretanto houve subestimativa dentro do círculo tracejado.

O mesmo ocorreu com 48h de antecedência [Figura 4.7 (e), (f), (g), (h)], nenhum esquema simulou as precipitações no centro-oeste do estado de Minas Gerais (círculo tracejado). Além disso, o atraso no posicionamento da faixa de precipitação intensa (linhas paralelas tracejadas) persistiu. Se dividirmos este corredor de chuvas intensas (linhas paralelas tracejadas) em duas seções (noroeste e sudeste), temos:

- i. Noroeste: KFMX e KF representaram alguns núcleos de precipitação intensa nesta região. Porém, no geral, todos os esquemas atrasaram a posição das chuvas severas.
- ii. Sudeste: Devido o TMC atuar adiantando a posição faixa de precipitação, os esquemas que consideram o fluxo de momentum representaram melhor as chuvas intensas nesta região.

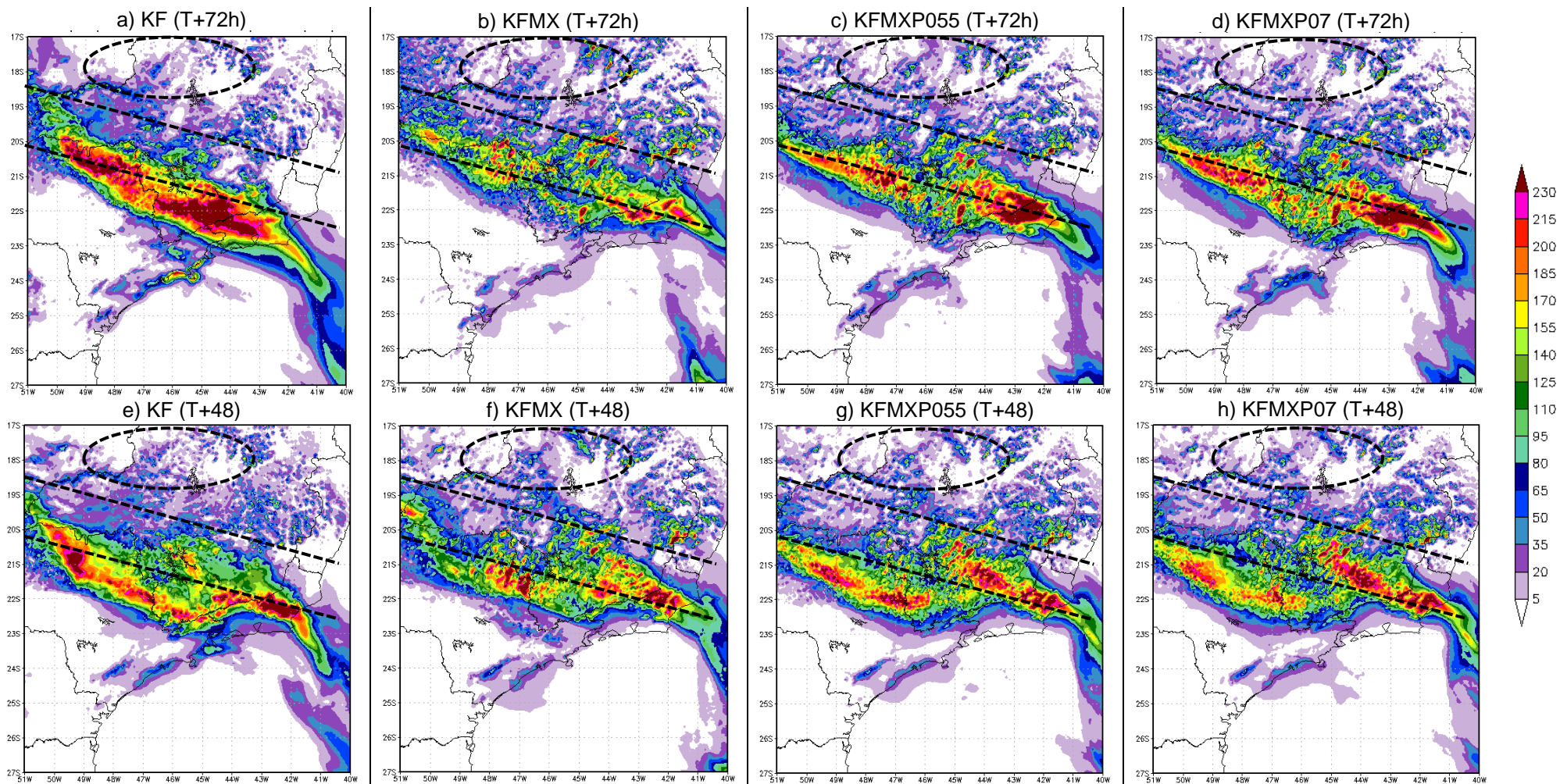


Figura 4.7. Precipitação acumulada (mm/24h) simulada pelo modelo Eta válido para 27/12/08 às 12 UTC. a), b), c) e d) iniciados em 24/12/08 às 12 UTC; e), f), g) e h) iniciados em 25/12/08 às 12 UTC.

O acumulado de precipitação (mm/24h) do CMOPRH para o caso 3 no dia 01/01/10 às 12h pode ser visualizado na Figura 4.8. Nota-se um corredor de fortes chuvas (trapézio tracejado na Figura 4.8) que assolaram a região do litoral sul do Rio de Janeiro e litoral norte de São Paulo. As avaliações a seguir estão relacionadas com esta faixa de precipitação intensa.

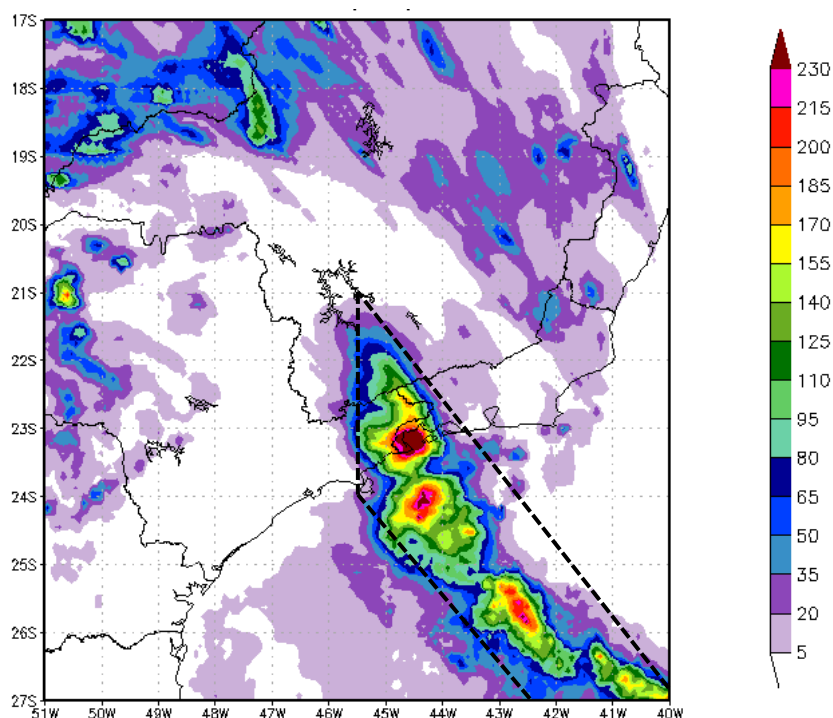


Figura 4.8. Precipitação acumulada (mm/24h) estimada pelo CMORPH para o dia 01/01/10 às 12 UTC.

A Figura 4.9 mostra as simulações de acumulados de precipitação (mm/24h) do modelo Eta no dia 01/01/10 às 12h para o caso 3. Diferentemente dos casos anteriores, o modelo Eta simulou mais precipitação intensa com um menor tempo de integração, ou seja, com 48h de antecedência houve mais chuvas intensas em relação as simulações com 72h de antecedência.

A atuação do TMC é nítida nas simulações iniciadas com 72h de antecedência [Figura 4.9 (b), (c) e (d)] quando comparamos com o esquema controle KF (Figura 4.9 a). A faixa de precipitação está adiantada nos esquemas que incluem o fluxo de momentum em relação ao esquema controle KF e em relação à faixa de precipitação do CMORPH. Por outro lado, o

esquema controle KF apresentou precipitações intensas sobre boa parte do litoral paulista, o qual não foi observado pelo CMORPH. Além disso, ficou claro que houve fortes subestimativas das precipitações intensas. Assim como nos casos anteriores, KFMX foi o esquema que menos gerou precipitações intensas.

Com 48h de antecedência [Figura 4.9 (e), (f), (g) e (h)] as simulações do Eta passam a representar a faixa de precipitação intensa com maior acurácia. Assim como nos casos anteriores, KF é o esquema que mais produziu focos de precipitações intensas (nas datas analisadas) seguido de KFMXP07 e KFMXP055.

Como resumo geral desta seção para as avaliações de precipitações intensas, temos:

- i. KFMX foi o esquema que menos produziu precipitações extremas e intensas. Do lado oposto está o esquema controle KF. Portanto a inclusão do TMC atuou minimizando a produção de precipitações extremas. Os esquemas que incluem a FGP no TMC atuaram em um meio termo entre KFMX e KF.
- ii. Foi observado que o modelo Eta produz mais precipitações intensas com um maior tempo de integração (Figura 4.5 e 4.7). O inverso ocorreu na última avaliação (Figura 4.9).
- iii. De modo geral, os esquemas com fluxo de momentum proposto conseguiram representar o posicionamento dos sistemas precipitantes. Porém, somente com uma avaliação estatística é possível relatar com detalhes qual(is) esquema(s) possui melhores resultados.

Estas avaliações tomaram como base apenas um único dia de precipitação intensa para cada caso. Na próxima seção, uma avaliação objetiva continuará o debate sobre a chuva, onde foi considerando todos os períodos dos casos estudados neste trabalho (Ver seção 3.1).

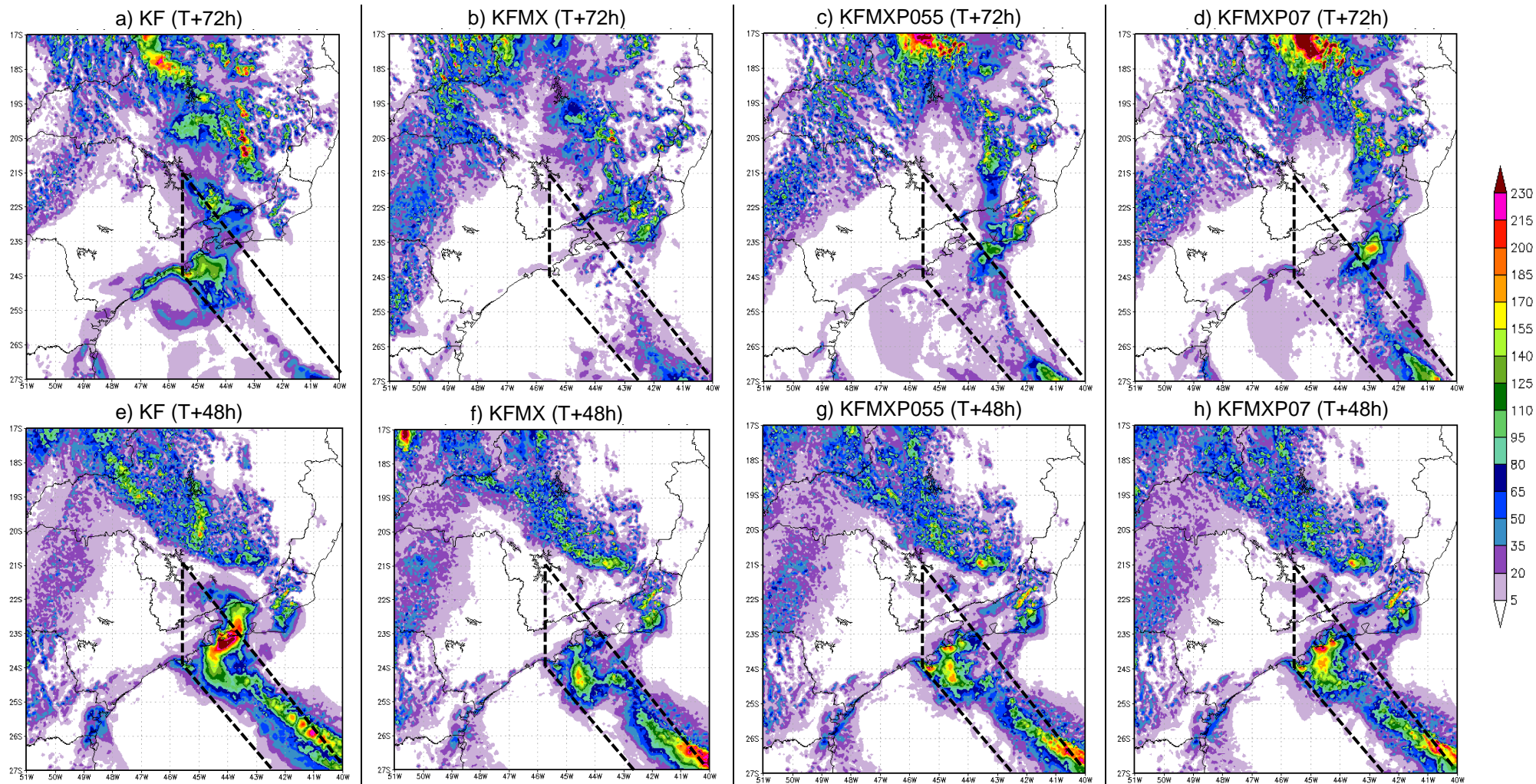


Figura 4.9. Precipitação acumulada (mm/24h) simulada pelo modelo Eta válido para 01/01/10 às 12 UTC. a), b), c) e d) iniciados em 29/12/09 às 12 UTC; e), f), g) e h) iniciados em 30/12/09 às 12 UTC.

4.3. Avaliações Estatísticas

Até o presente momento todas as avaliações foram referentes aos principais dias de precipitações intensas para cada caso. A avaliação utilizando o índice ETS e BIAS considerou todo o período descrito em 3.1 para cada caso. Portanto, aqui foram somados os acertos (H), alarmes falsos (FA) e erros (M) de todos os casos para gerar os índices ETS e BIAS.

4.3.1. ETS e BIAS

A Figura 4.10 mostra o índice ETS para as simulações de precipitações acumuladas (mm/24h) com 72 e 48 horas de antecedência. Comparando as simulações de 48h e 72h, nota-se que a precipitação é melhor representada com um menor tempo de integração.

Com 72h de antecedência (linhas contínuas) é possível notar que os esquemas com fluxo de momentum são superiores a KF para precipitações leves e moderadas. Para chuvas intensas todas as versões do esquema Kain-Fritsch apresentaram valores de ETS muito próximos.

Com 48h de antecedência os esquemas com fluxo de momentum novamente foram superiores a KF. Precipitações leves e moderadas foram melhor representadas por KFMX. Para precipitações intensas (indicado por setas na Figura 4.10) os esquemas KFMXP055 e KFMXP07 se destacaram (principalmente KFMXP055). Estes resultados estão de acordo com o estudo de Zhang e Wu (2003) o qual descreveram melhores resultados utilizando $C_{k,l} = 0,55$ ao invés de $C_{k,l} = 0,7$. Em resumo para os resultados do ETS, temos:

- i. As simulações com 48 h de antecedência representam melhor as precipitações em relação às simulações com 72h de antecedência.
- ii. Chuvas leves e moderadas foram melhor representadas pelo esquema KFMX, enquanto para chuvas intensas o esquema KFMXP055 apresentou melhores resultados.

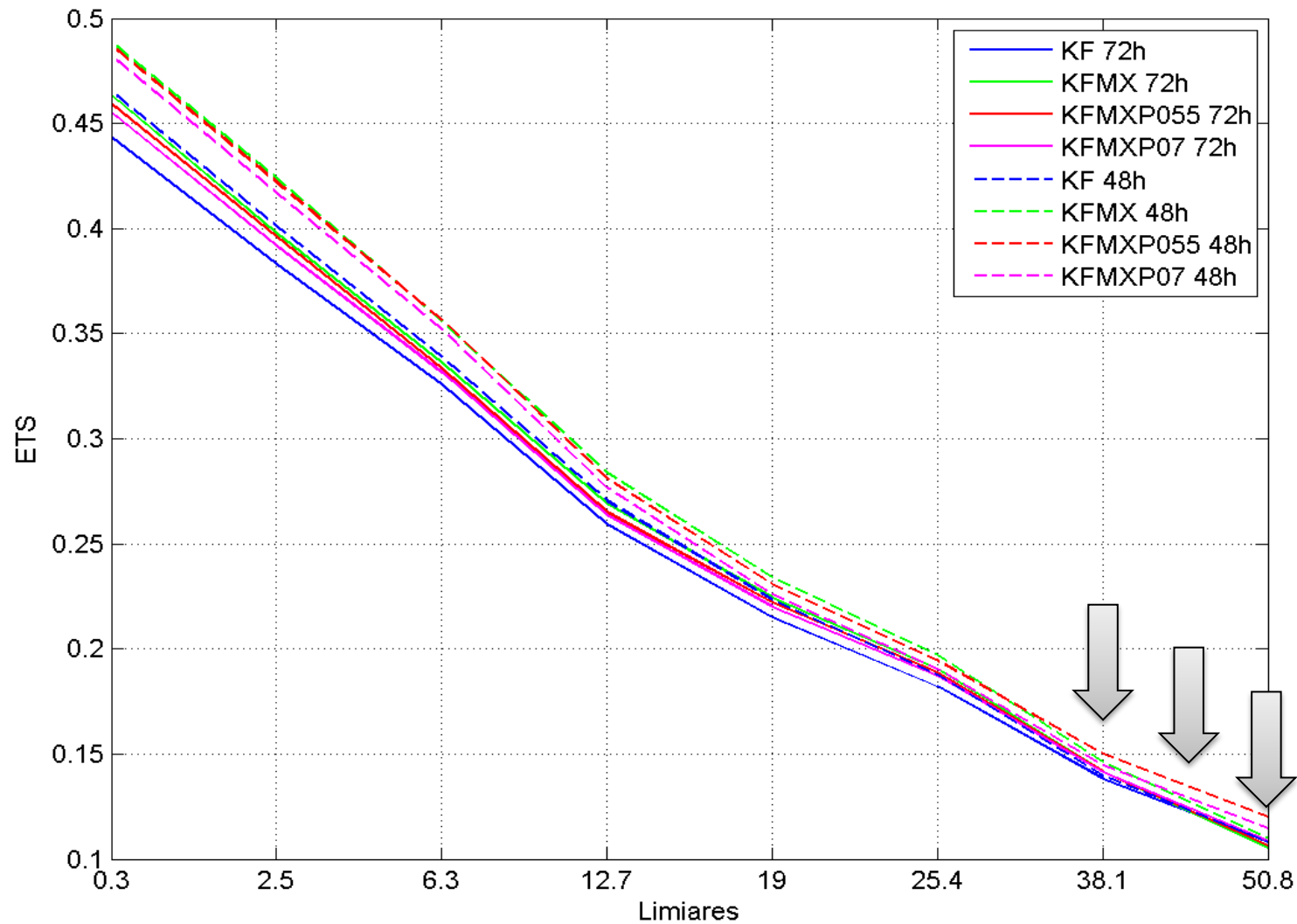


Figura 4.10. Índice ETS para as simulações de precipitação referentes aos três casos estudados. 72h de antecedência em linhas contínuas e 48h de antecedência em linhas tracejadas.

O índice BIAS para a precipitação acumulada (mm/24h) de simulações com 48 (tracejado) e 72 (linha contínua) horas de antecedência pode ser observado na Figura 4.11. Nota-se que a frequência de ocorrência de precipitações leves são melhor detectadas com 48h de antecedência. Contudo, a detecção da ocorrência de eventos de precipitação intensas são melhor representados pelas simulações com 72h de antecedência. Isso significa que o modelo produz mais chuva com um maior tempo de integração.

A frequência de ocorrência de chuvas leves e moderadas foi melhor representada pelo esquema KFMX. Foi comentado na seção anterior que o esquema KFMX é o que menos gera precipitação intensa. Conseqüentemente, KFMX pode ser utilizado para a detecção de precipitações leves e moderadas. As precipitações intensas foram subestimadas por todos os esquemas testados. Nota-se que, entre todos as versões do Kain-Fritsch, KFMXP055 e KFMXP07 apresentaram ganhos significativos para detectar a frequência de ocorrência de chuvas intensas. Pois, mostraram menos subestimativa em relação à KF e KFMX.

O esquema Kain-Fritsch geralmente apresenta um índice BIAS com superestimativas das precipitações (ROZANTE E CAVALCANTI, 2008; GOMES, 2010). Deve-se considerar os dados utilizados como “observações”. Aqui foi utilizado o CMORPH. Novas avaliações podem ser realizadas utilizando MERGE, TRMM (“*Tropical Rainfall Measuring Mission*”) e/ou uma grande rede de estações automáticas.

Com a junção das informações desta seção, temos:

- i. O modelo Eta produziu mais chuvas intensas com um maior tempo de integração (72h de antecedência).
- ii. O esquema KFMX é o esquema que mais indicado para simular e detectar a frequência de ocorrência de chuvas leves e moderadas.
- iii. A frequência com que as chuvas intensas ocorrem foi melhor representada pelos esquemas com o TMC proposto.

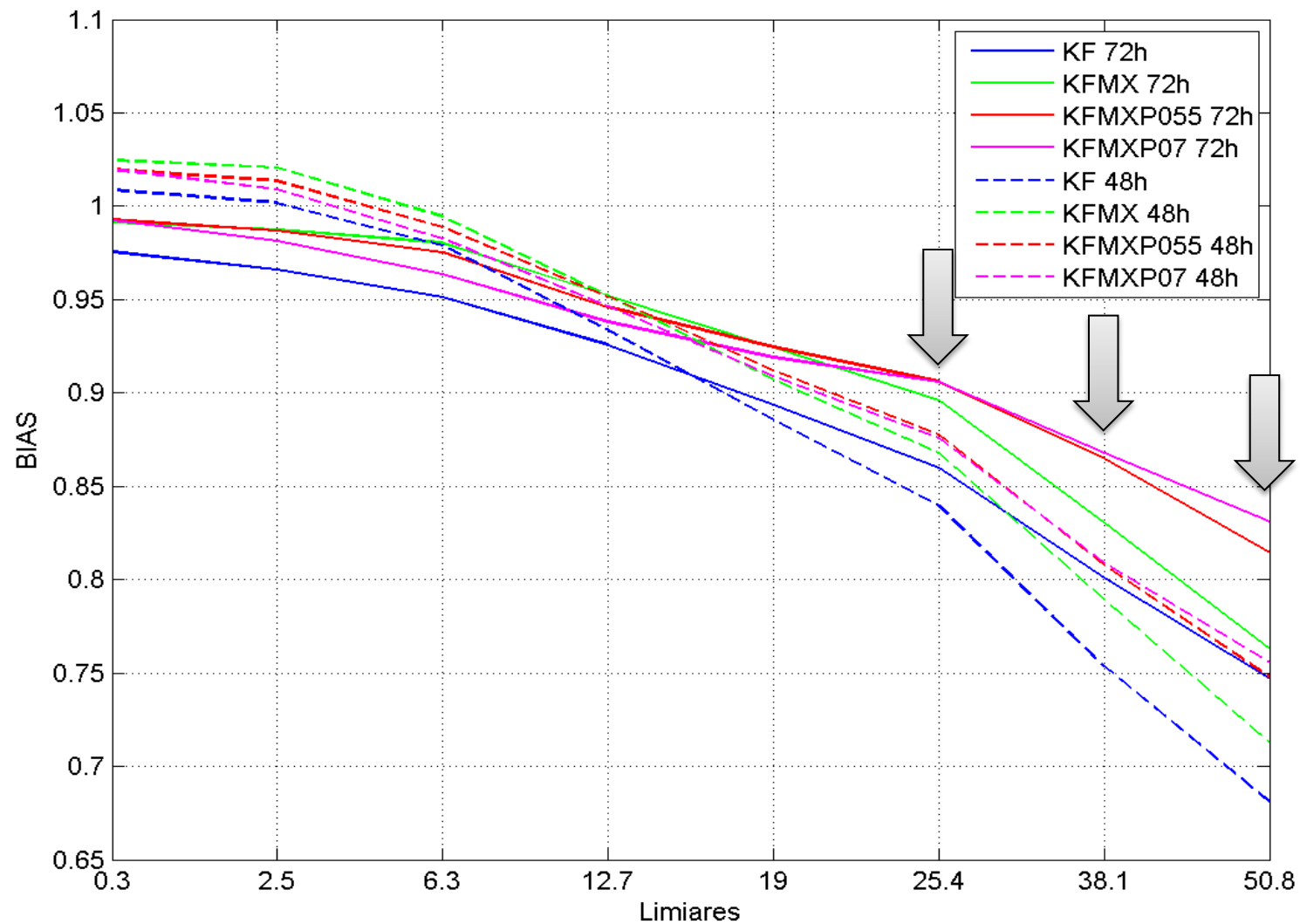


Figura 4.11. Índice BIAS para as simulações de precipitação referentes aos três casos estudados. 72h de antecedência em linhas contínuas e 48h de antecedência em linhas tracejadas.

4.4. Efeitos do TMC nos Sistemas de Baixa Pressão

As avaliações a seguir estão relacionadas com o caso 1. A Figura 4.12 apresenta o teste de sensibilidade para a PNMM com 72h de antecedência do dia 02/01/00 às 12 UTC, ou seja, o modelo Eta foi iniciado no dia 30/12/99 às 12 UTC. Nota-se que os esquemas com TMC aumentaram o valor das isóbaras no núcleo dos ciclones (cor vermelha) e, portanto, atuaram enfraquecendo estes sistemas de baixa pressão em relação ao esquema controle KF. As bordas laterais dos sistemas de baixa pressão apresentam uma diminuição dos valores das isóbaras. Portanto, os esquemas com TMC tornaram o campo de pressão mais “suavizado” por gerar menos gradiente entre o núcleo das baixas e suas fronteiras.

Os esquemas que introduzem o termo da perturbação de pressão no TMC apresentaram o mesmo comportamento de KFMX, porém a diferença ocorre em relação aos valores das isóbaras no núcleo dos ciclones e também nas bordas dos sistemas de baixa pressão. Para KFMXP055 e KFMXP07 o enfraquecimento dos ciclones foi menos efetivo e as bordas laterais sofreram maiores diminuições nos valores das isóbaras. Portanto, o termo da FGP atuou diminuindo a pressão tanto no centro dos ciclones quanto em suas periferias.

Avaliando estes resultados, questiona-se: se o TMC suavizou o campo de pressão, quais os efeitos conectados a esta característica? Se há uma diminuição no gradiente de pressão entre o núcleo das baixas e suas fronteiras, significa que há também um enfraquecimento na magnitude do vento (por este motivo o TMC é conhecido como “Cumulus Friction” na literatura). É fato que o ar escoar de áreas de alta pressão para áreas de baixa pressão. Quanto maior o gradiente de pressão, maior é a força que irá deslocar a massa de ar. Se o gradiente de pressão enfraquece, o deslocamento do ar também diminuirá. O enfraquecimento dos sistemas de baixa pressão também pode proporcionar diminuição da atividade convectiva e, portanto, menor quantidade

de precipitações intensas. Estes resultados serão discutidos nos casos a seguir desta seção.

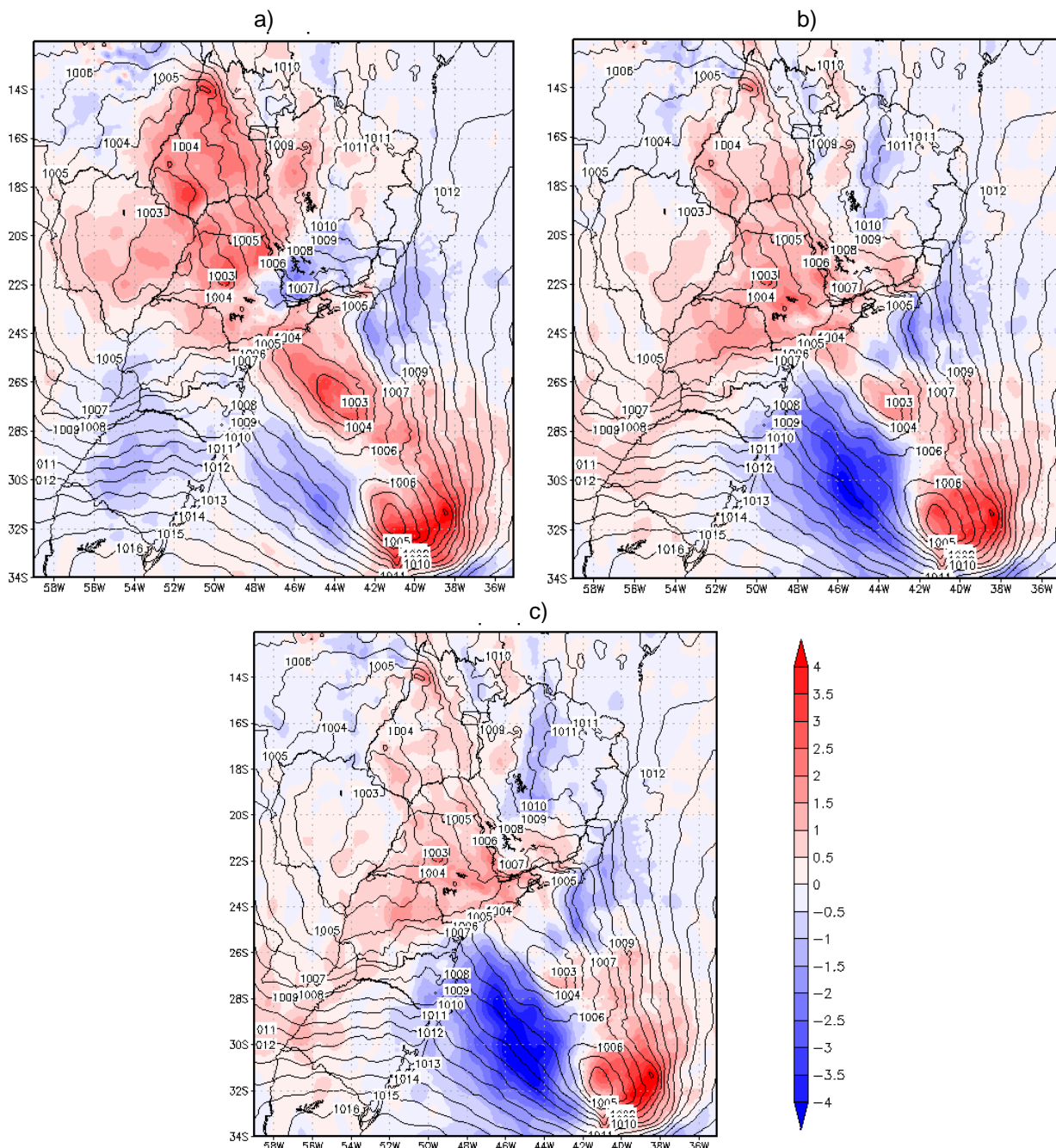


Figura 4.12. Campo de PNMM do esquema KF (contorno) + Diferença do campo de pressão (hachurado) iniciado em 30/12/1999 às 12 UTC (T+72h). a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.

Com 48h de antecedência, ou seja, com o modelo sendo iniciado no dia 31/12/99 às 12 UTC (Figura 4.13), o comportamento persistiu. Mais uma vez, o

TMC atuou enfraquecendo os ciclones e diminuindo a pressão em suas periferias. Com a inserção da FGP este enfraquecimento no núcleo das baixas tornou-se menos efetivo. Portanto, a FGP atuou de maneira contrária aos outros termos da equação de tendência de momentum (eq. 3.41) no núcleo dos ciclones.

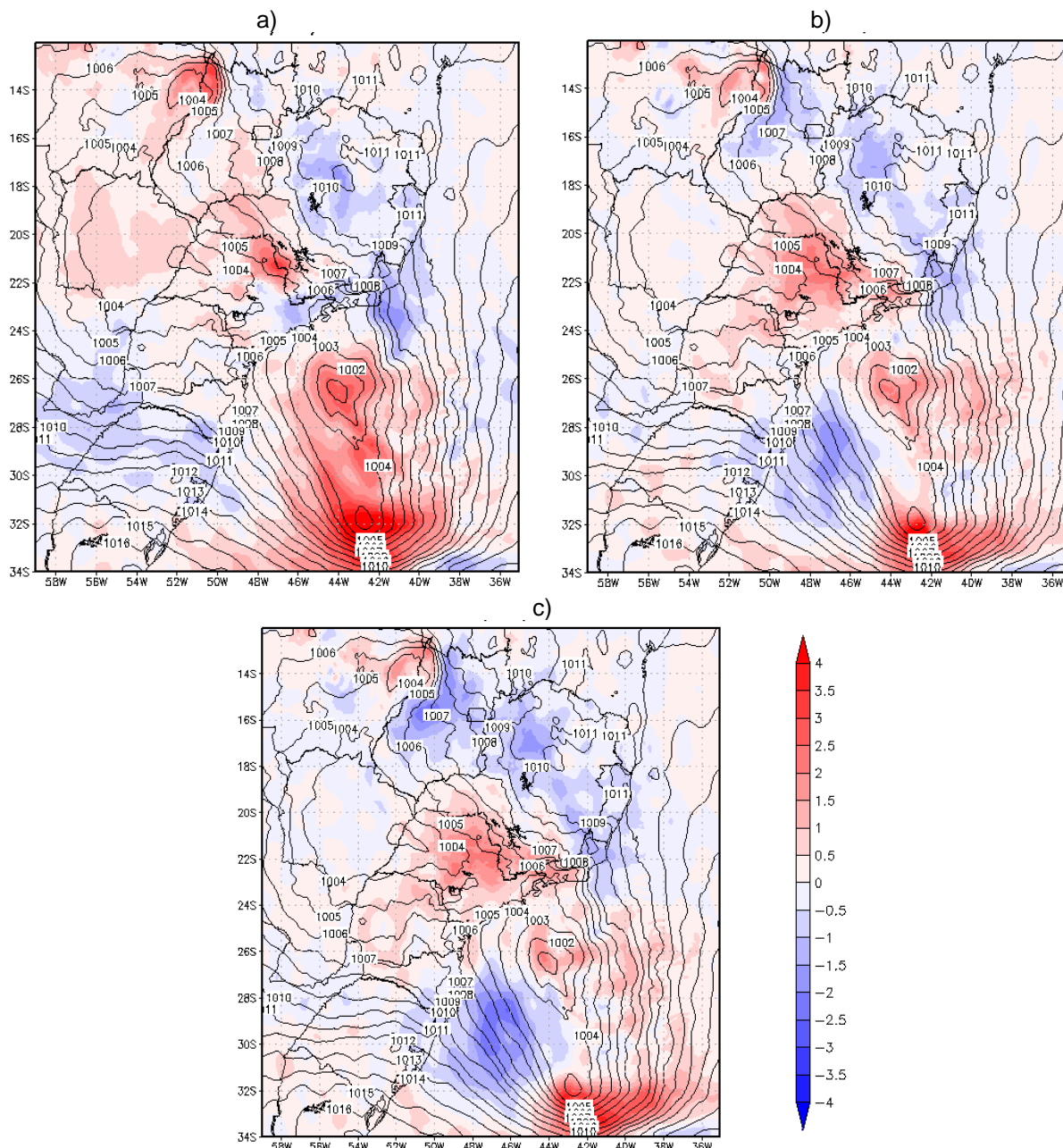


Figura 4.13. Campo de PNMM (hPa) do esquema KF (contorno) + Diferença do campo de pressão (hachurado) iniciado em 31/12/1999 às 12 UTC (T+48h). a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.

Observando os sistemas ciclônicos pelo campo de PNM das reanálises (Figura 4.14), nota-se que o enfraquecimento das baixas (em KFMX, KFMXP055 e KFMXP07) é algo positivo para as simulações do modelo Eta. O esquema KF (contorno na Figura 4.12 e 4.13) gerou ciclones mais intensos quando comparados aos do campo de PNM das reanálises.

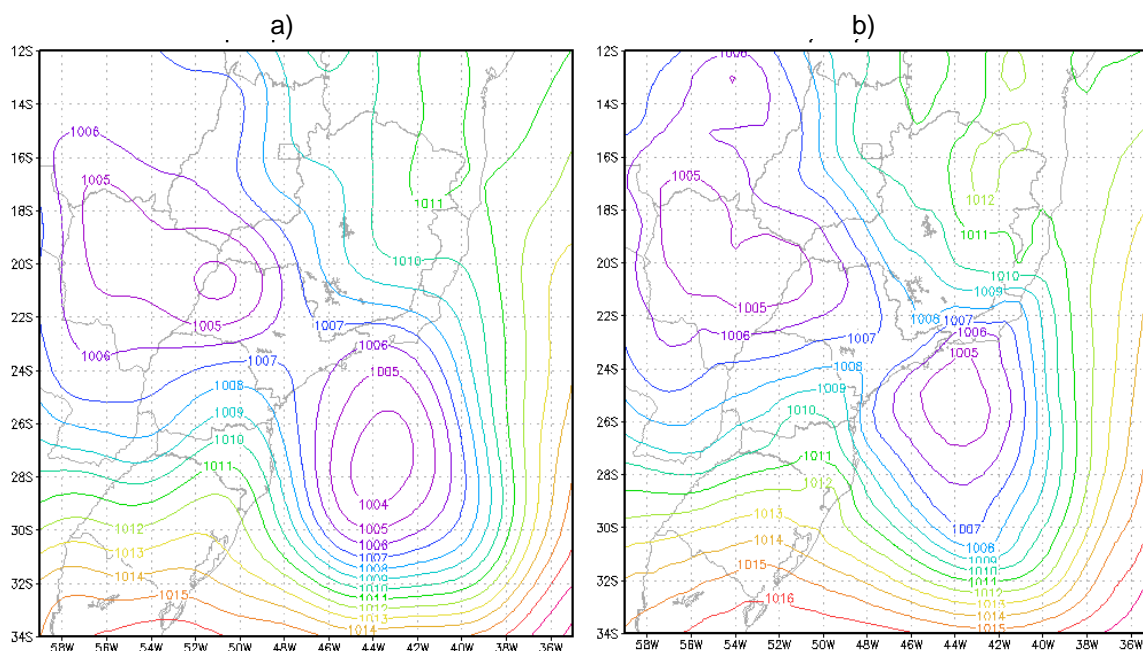


Figura 4.14. Campo de PNMM (hPa) do dia 02/01/2000 às 12 UTC: a) CFSR; b) ERA-Interim.

O segundo estudo de caso está ligado as fortes precipitações causadas pela ZCAS, onde os maiores valores pluviométricos foram registrados entre as datas de 26/12/2008 e 28/12/2008. As análises a seguir estão relacionadas com o período em questão.

A figura 4.15 se refere ao teste de sensibilidade do campo de PNM para o caso 2 no dia 26/12/2008 às 12 UTC, iniciado no dia 23/12/2008 às 12 UTC e, portanto, com 72h de antecedência. Assim como no caso 1, o TMC atuou enfraquecendo o núcleo das baixas e diminuindo os valores das isóbaras nas bordas destes sistemas de baixa pressão. A FGP também contribuiu da mesma maneira que o caso 1, onde de modo geral atuou diminuindo os valores das isóbaras tanto no núcleo dos ciclones, quanto nas bordas dos sistemas.

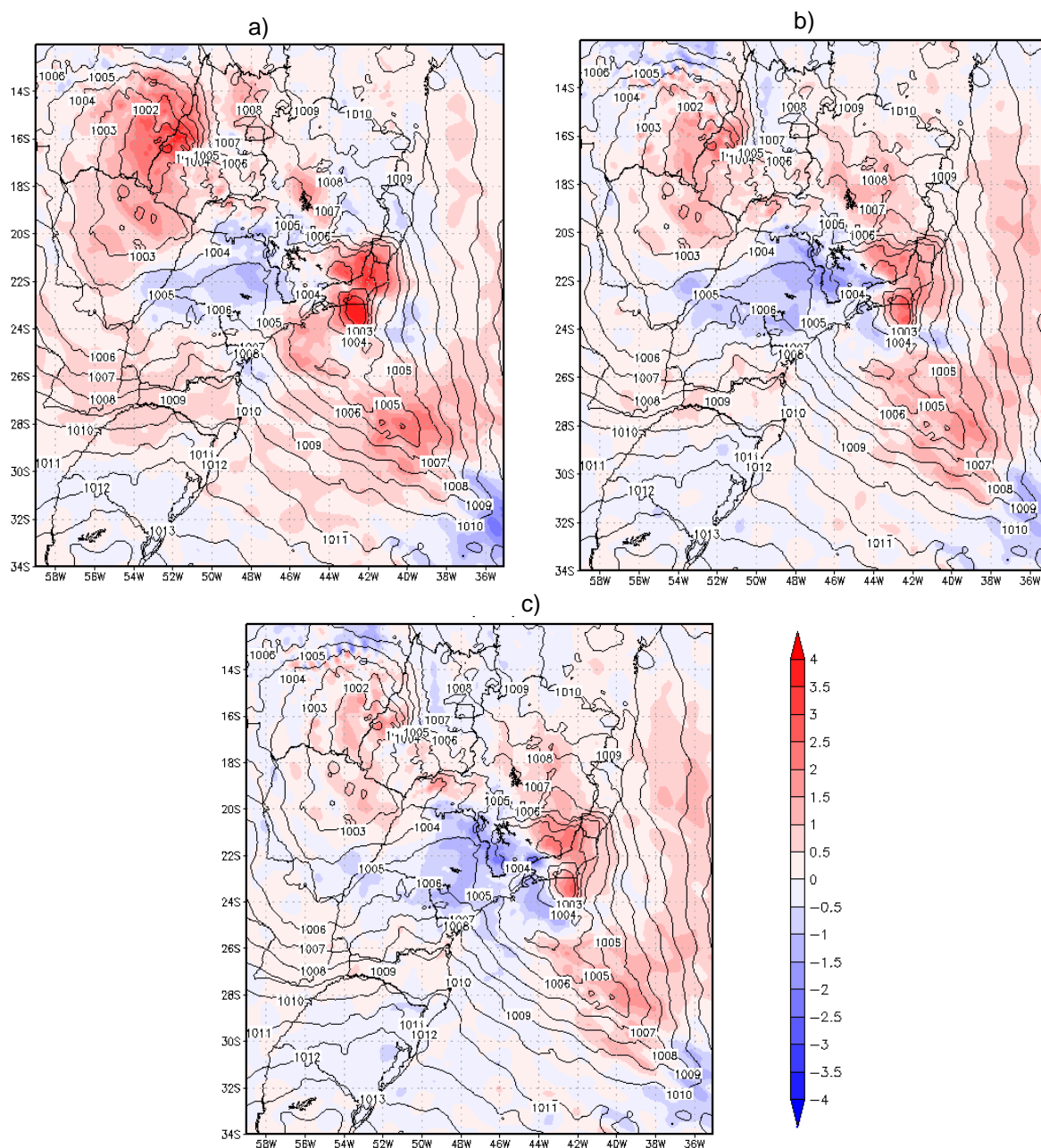


Figura 4.15. Campo de PNMM (hPa) do esquema KF (contorno) + Diferença do campo de pressão (hachurado) iniciado em 23/12/2008 às 12 UTC (T+72h). a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.

Para o caso 3, com 48h de antecedência (Figura 4.16 - iniciado em 24/12/2008 às 12 UTC e válido pra o dia 26/12/2008 às 12 UTC) os resultados foram um pouco distintos. Aqui, houve uma mudança da localização do sistema de baixa pressão (sobre o oceano Atlântico) em todos os esquemas que incluem o TMC. O esquema KF posicionou o ciclone próximo ao litoral sul do estado do Rio de Janeiro, enquanto os esquemas com TMC posicionaram mais

ao norte do litoral do estado (área circulada). Isto dificultou uma avaliação com relação às intensificações ou enfraquecimentos do núcleo da baixa. Se analisarmos a baixa pressão a noroeste do mapa das Figuras 4.16 a, b e c, nota-se que houve enfraquecimento do sistema.

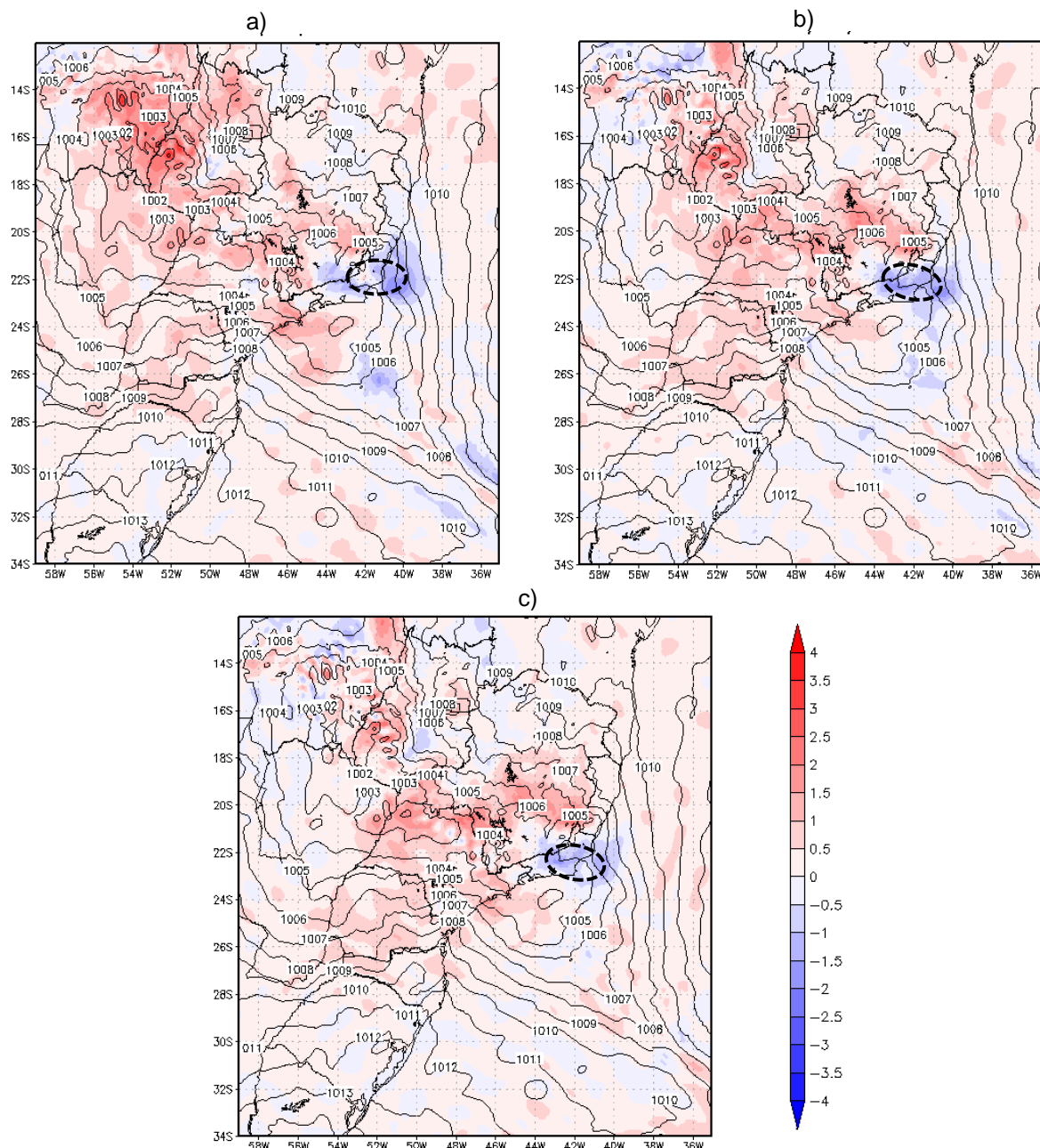


Figura 4.16. Campo de PNMM (hPa) do esquema KF (contorno) + Diferença do campo de pressão (hachurado) iniciado em 24/12/2008 às 12 UTC – T+48h. a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.

O reposicionamento do ciclone nos esquemas com TMC em relação à KF pode ser visto na Figura 4.17 que mostra o campo de PNM das simulações do Eta para o dia 26/12/2008 com 48h de antecedência.

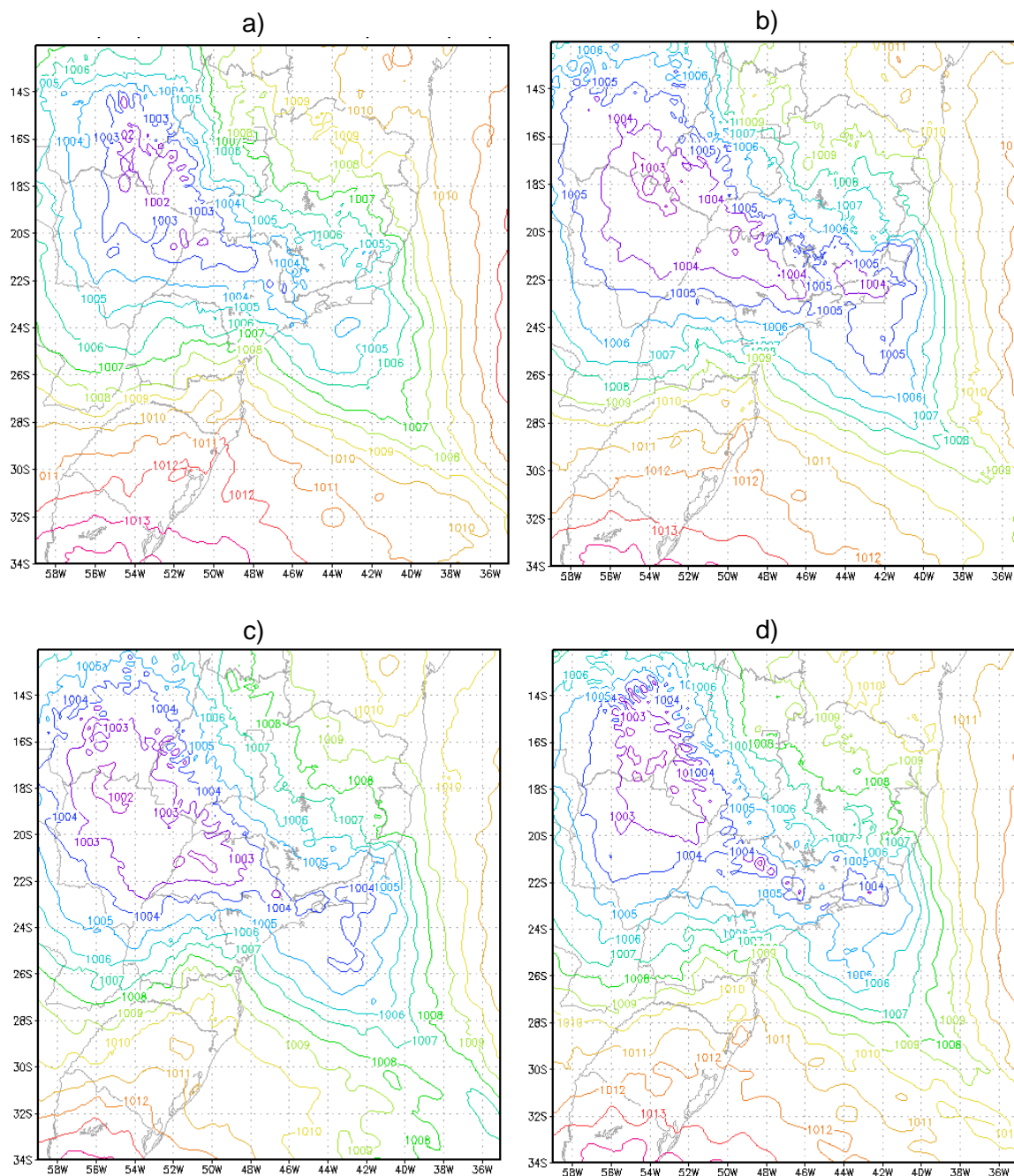


Figura 4.17. Campo de PNM (hPa) válido para 26/12/2008 às 12 UTC, iniciado em 24/12/2008 às 12 UTC. a) KF; b) KFMX; c) KFMXP055; d) KFMXP07.

A posição do núcleo do ciclone sobre o Atlântico simulado pelo esquema KF (Figura 4.17 a) pode gerar atividade convectiva em todo litoral sul do estado do Rio de Janeiro e parte do litoral paulista. Os esquemas com TMC [Figura 4.17 (b), (c) e (d)] possibilitaram atividade convectiva sobre o litoral norte carioca e parte do estado do Espírito Santo. Portanto, os esquemas KFMX, KFMXP055 e KFMXP07 deslocaram o sistema mais ao norte em relação à KF. O reposicionamento de sistemas meteorológicos já era esperado com a inserção do TMC devido à influência deste processo na circulação da grande escala.

Para o CFSR e ERA-Interim (Figura 4.18), o ciclone sobre o Atlântico está conectado com o litoral norte do estado do Rio de Janeiro com um cavado que se estende sobre o estado do Espírito Santo. Ao reposicionar este ciclone, os esquemas que possuem o TMC tornaram as simulações do Eta mais eficientes por proporcionar condições de atividade convectiva nesta área em questão.

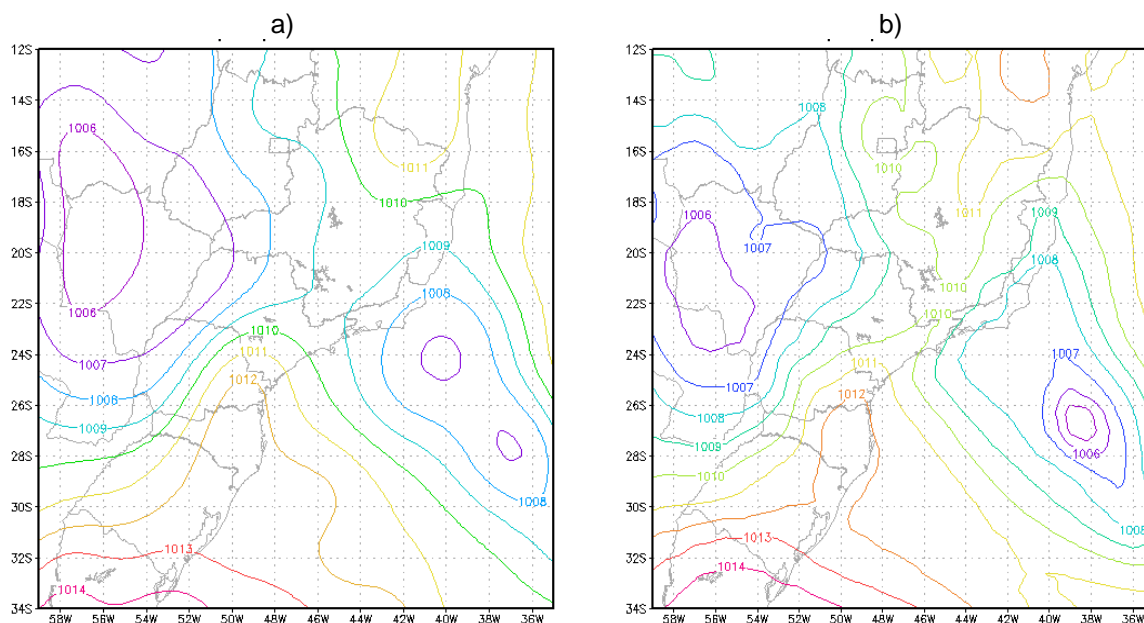


Figura 4.18. Campo de PNMM (hPa) do dia 26/12/2008 às 12 UTC: a) CFSR; b) ERA-Interim.

O terceiro estudo de caso foi marcado por picos de precipitação intensa entre os dias 31/12/2009 e 01/01/2010 sobre o Sudeste do Brasil,

principalmente sobre o litoral do Rio de Janeiro. As análises a seguir estão relacionadas com o período em questão.

O teste de sensibilidade do campo de PNMM foi avaliado para o dia 31/12/2009 às 12 UTC. Com 72h de antecedência (modelo iniciado no dia 28/12/2009 às 12 UTC) o esquema KFMX (Figura 4.19 a) apresentou os mesmos resultados já discutidos e analisados nos casos anteriores, que são: enfraquecimento do núcleo das baixas e diminuição dos valores das isóbaras nas bordas dos sistemas ciclônicos em relação ao esquema controle KF.

Entretanto, os esquemas que incluem os efeitos da FGP no TMC [Figura 4.19 (b) e (c)] não apresentaram um enfraquecimento no núcleo do ciclone sobre o Atlântico, mas sim uma intensificação. Em relação às periferias deste sistema, houve forte diminuição dos valores de pressão que se estendeu por todo o Atlântico sul.

Esta foi à única ocorrência de intensificação do núcleo do ciclone nos três casos selecionados. Mais estudos de caso podem ser realizados para avaliar estas características.

Avaliando o ciclone sobre o continente a oeste das Figuras 4.19 (a), (b) e (c), notam-se os mesmos resultados já discutidos nos casos anteriores. Incluindo os esquemas KFMXP055 e KFMXP07.

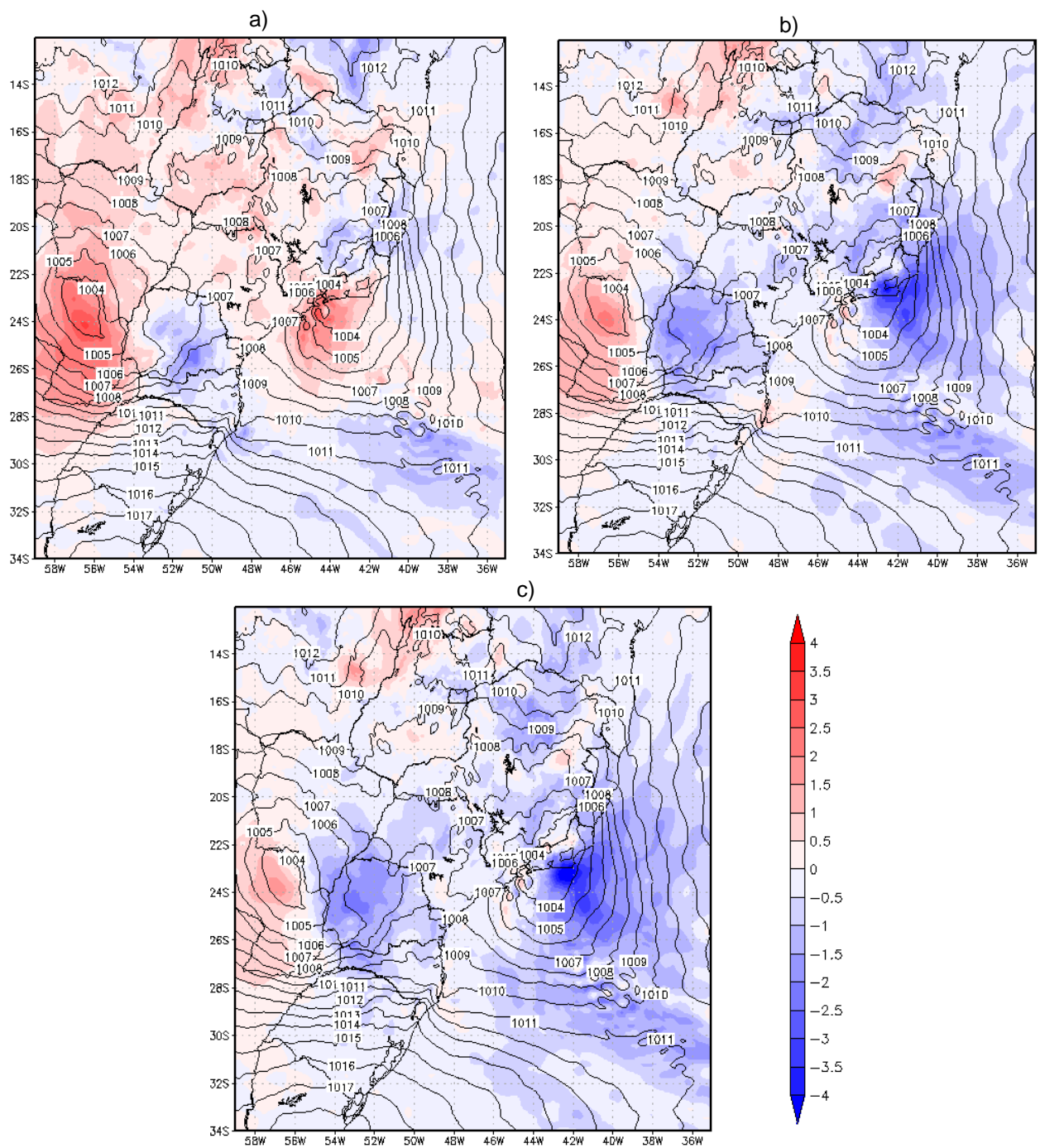


Figura 4.19. Campo de PNMM do esquema KF (contorno) + Diferença do campo de pressão (hachurado) iniciado em 28/12/2009 às 12 UTC (T+72h). a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.

Com 48h de antecedência do dia 31/12/09 às 12 UTC (Figura 4.20) temos os mesmos resultados relatados nos casos anteriores, incluindo os esquemas KFMXP055 e KFMXP07.

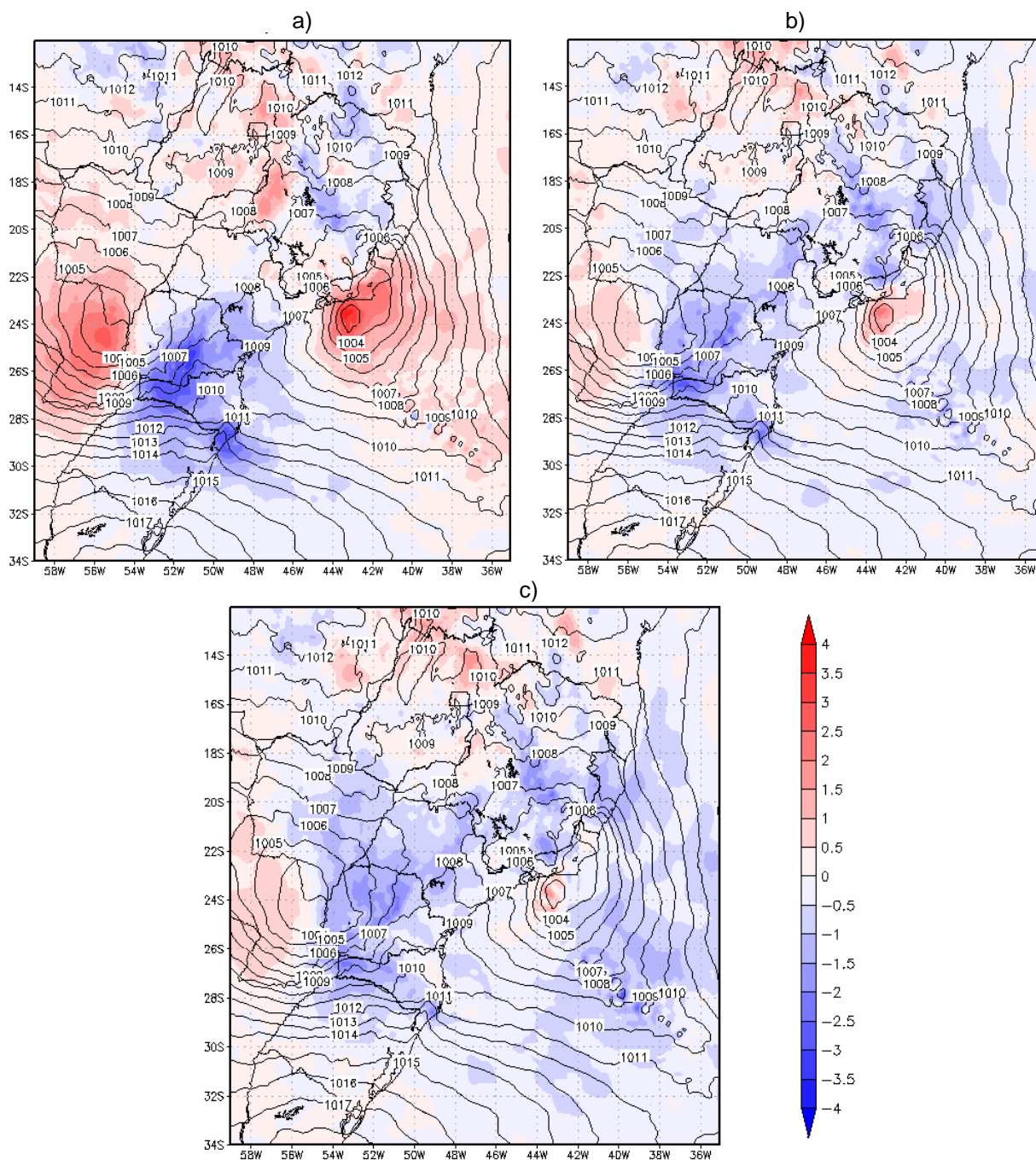


Figura 4.20. Campo de PNMM do esquema KF (contorno) + Diferença do campo de pressão (hachurado) iniciado em 29/12/2009 às 12 UTC (T+48h). a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.

A Figura 4.21 mostra o campo de PNM das reanálises para o dia 31/12/09 às 12h. Mais uma vez se observa que o esquema KF (contorno na Figura 4.20 a, b e c) gerou campos de PNM com ciclones muito intensos quando comparamos com as reanálises (Figura 4.21). KFMX (Figura 4.20 a) foi o esquema que melhor simulou a intensidade destes ciclones, por enfraquecê-los tanto com 72h, quanto com 48h de antecedência. KFMXP055 e KFMXP07 somente representaram este enfraquecimento com 48h de antecedência.

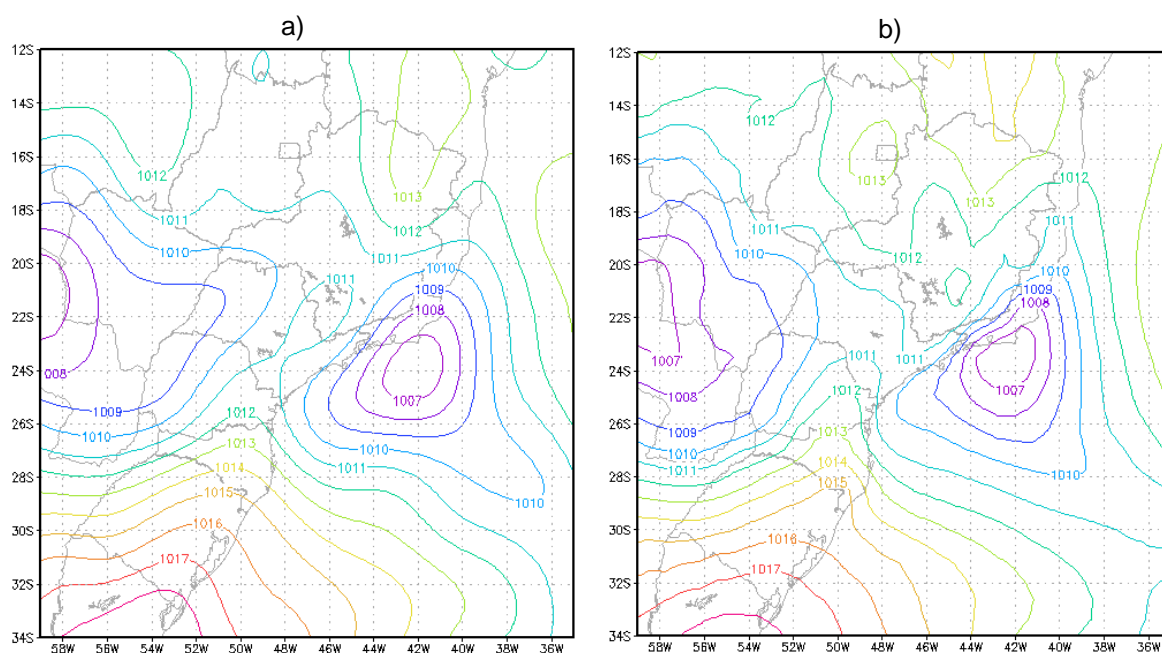


Figura 4.21. Campo de PNMM do dia 31/12/2009 às 12 UTC: a) CFSR; b) ERA-Interim.

Como resumo para esta seção, foi observado que:

- I. O TMC enfraqueceu o núcleo dos ciclones e diminuiu a pressão nas periferias destes sistemas.
- II. O termo da FGP atuou diminuindo o valor das isóbaras tanto no núcleo dos ciclones, quanto em suas periferias.

4.5. Contribuição da Tendência de Momentum na Mag. do vento

O teste de sensibilidade para a evolução temporal da seção vertical do vento pode ser visto na Figura 4.22 para o caso 1. Os dados foram extraídos de uma região com atividade convectiva como mostra a Figura 3.4.

Aqui se confirma o que foi especulado na seção sobre teste de sensibilidade do campo de PNMM (4.4). Os esquemas com TMC apresentam um enfraquecimento do vento em médios níveis (em relação à KF) e com a inserção da FGP este enfraquecimento torna-se menor, pois o termo da FGP atua intensificando o vento em médios níveis. Observa-se que em altos níveis todos os esquemas com TMC apresentaram uma intensificação do vento. Isto pode ser causado pela divergência em altos níveis. Estes resultados serão considerados nos próximos estudos de caso desta seção.

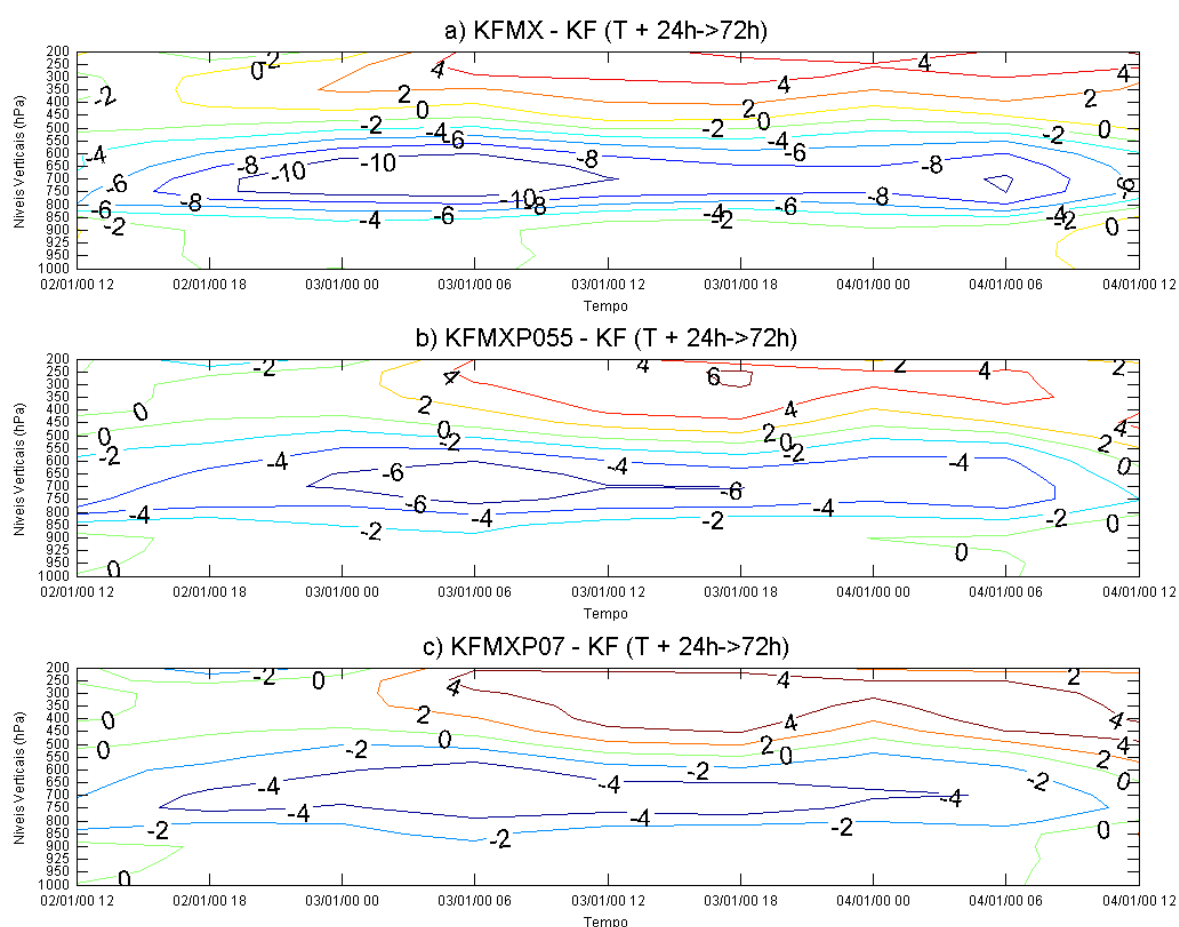


Figura 4.22. Evolução temporal do perfil vertical da diferença da mag. do vento entre os esquemas com TMC e o esquema controle KF para o caso 1. Iniciado em 31/12/99 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.

Para observarmos a sensibilidade do modelo Eta ao inserir a FGP no TMC foi realizada a diferença entre os esquema que possuem esta perturbação de pressão e o esquema KFMX (ver tabela 3.3). Este resultado pode ser visto

na Figura 4.23, onde o termo da FGP atuou principalmente nos médios níveis intensificando a magnitude do vento (como já era esperado). O aumento do parâmetro $C_{k,l}$ de 0,55 para 0,7 tornou o efeito da FGP mais intenso. Importante observar que neste teste de sensibilidade o termo da FGP não alterou, ou quase não alterou, a magnitude do vento em altos níveis e, portanto, este termo foi mais importante em baixos e médios níveis, onde o fluxo vertical é mais ativo. Estes resultados foram considerados nas análises dos próximos casos desta seção.

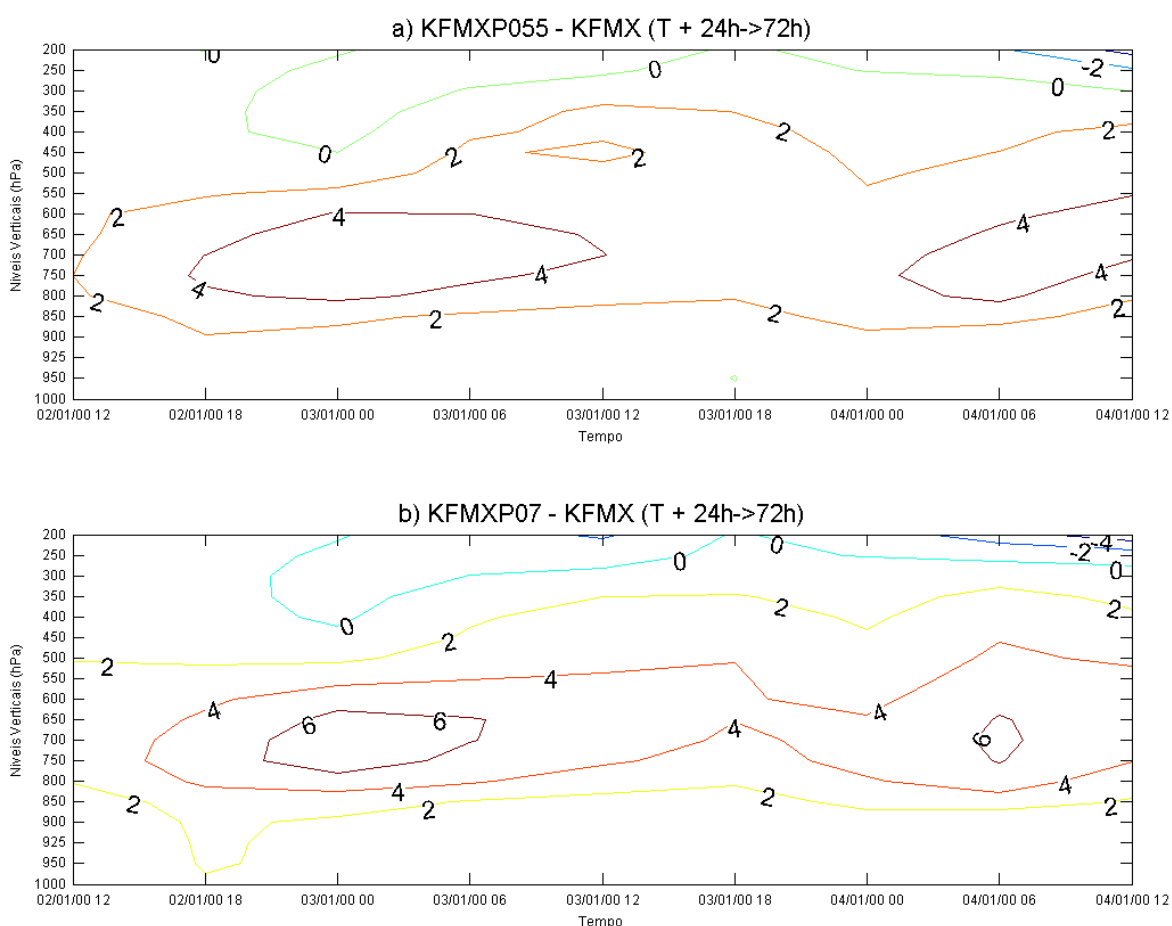


Figura 4.23. Evolução temporal do perfil vertical da diferença da mag. do vento entre os esquemas com TMC proposto e o esquema KFMX para o caso 1. Iniciado em 31/12/99 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KFMXP055 – KFMX; b) KFMXP07 – KFMX.

A diferença da evolução temporal do perfil vertical da magnitude do vento para o caso 2 (Figura 4.24) apresentou as mesmas características do caso 1 (Figura 4.22). Aqui, também houve enfraquecimento do vento em

médios níveis nos esquemas KFMX, KFMXP055 e KFMXP07 em relação ao esquema KF. De forma oposta ao caso 1, aqui houve enfraquecimento do vento em altos níveis. Em baixos níveis, no dia 27/12/2008 após as 12h, nota-se uma intensificação do vento. Isto pode ser causado pelos fluxos descendentes da nuvem que divergem na superfície (ou sobre camadas de baixos níveis mais frias que o fluxo descendente) intensificando o vento horizontal.

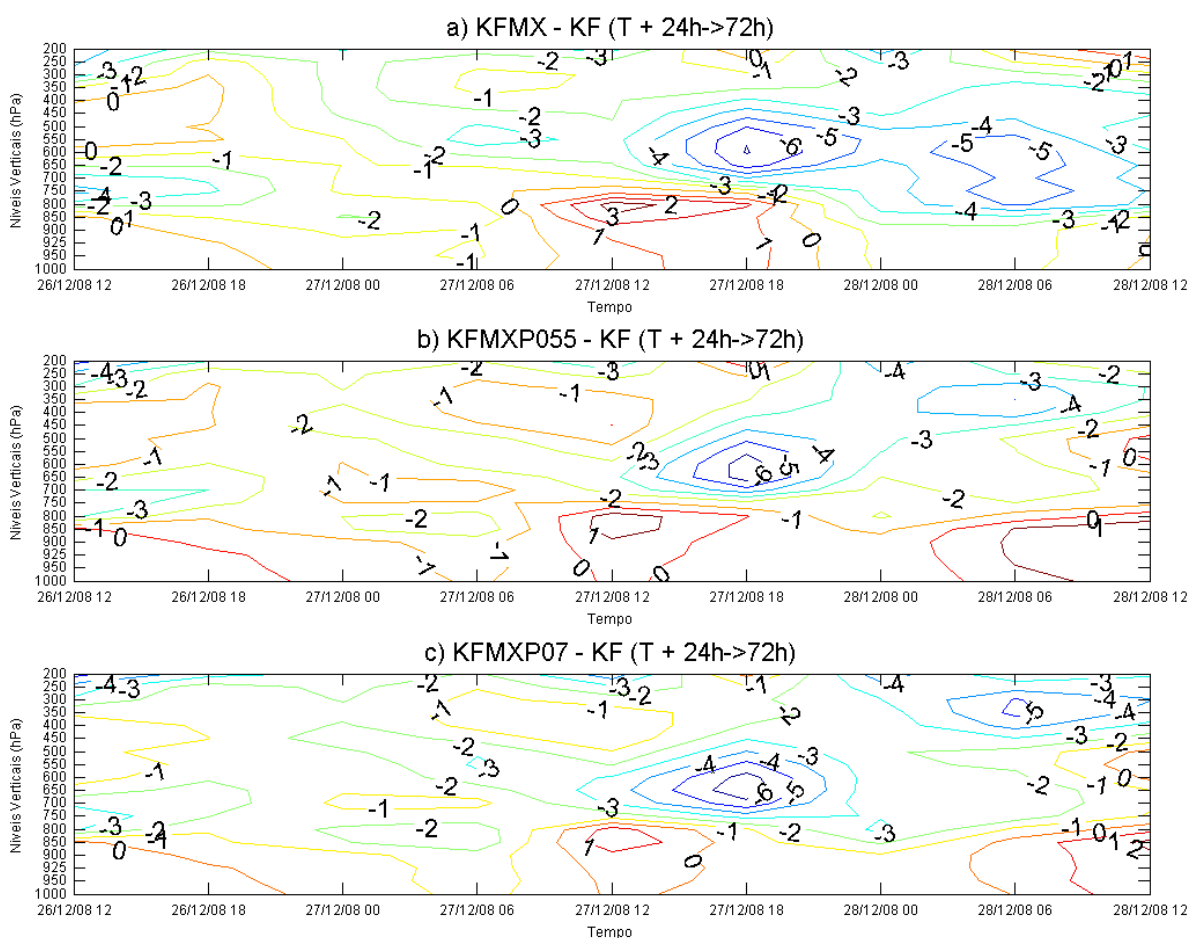


Figura 4.24. Evolução temporal do perfil vertical da diferença da mag. do vento entre os esquemas com TMC e o esquema controle KF para o caso 2. Iniciado em 25/12/08 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.

Ainda sobre o caso 2, a sensibilidade à inserção da FGP nas simulações do Eta pode ser vista na Figura 4.25. Assim como no caso 1, a FGP atuou intensificando o vento principalmente em médios níveis e, portanto, contribuiu mais uma vez de maneira contrária aos outros termos da equação do TMC

para a magnitude do vento. A contribuição desta perturbação na pressão não alterou, ou quase não alterou, o vento em altos níveis do mesmo modo que ocorreu no caso 1.

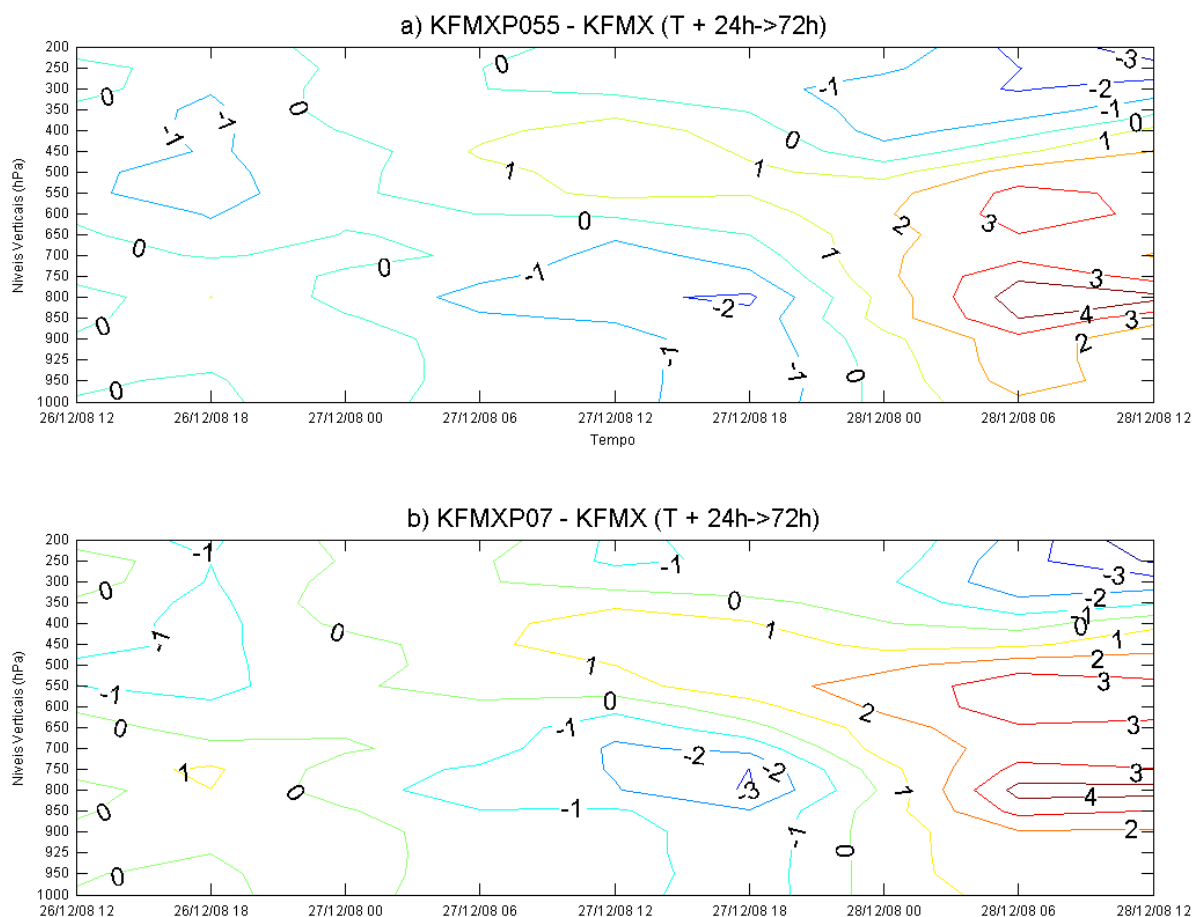


Figura 4.25. Evolução temporal do perfil vertical da diferença da mag. do vento entre os esquemas com TMC proposto e o esquema KFMX para o caso 2. Iniciado em 25/12/08 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KFMXP055 – KFMX; b) KFMXP07 – KFMX.

O teste de sensibilidade da magnitude do vento para o caso 3 é apresentado na Figura 4.26. Aqui também pode ser notado um enfraquecimento do vento em médios níveis, principalmente no momento da ocorrência de fortes chuvas (entre 31/12/09 12 UTC e 01/01/10 06 UTC).

Do mesmo modo que no caso 2, nota-se que o enfraquecimento do vento se estendeu para os altos níveis. Após este período de enfraquecimento, o vento se intensificou em médios e baixos níveis.

Como já mencionado na revisão bibliográfica (Seção 2.2), o enfraquecimento do vento em médios níveis (em geral) ocorre devido à troca de momentum entre ambiente e nuvem. O ambiente cede momentum para a nuvem através do processo de entranhamento. Pela eq. 3.41 pode-se notar que o entranhamento de momentum atua enfraquecendo o vento na escala de grade resolvida do modelo.

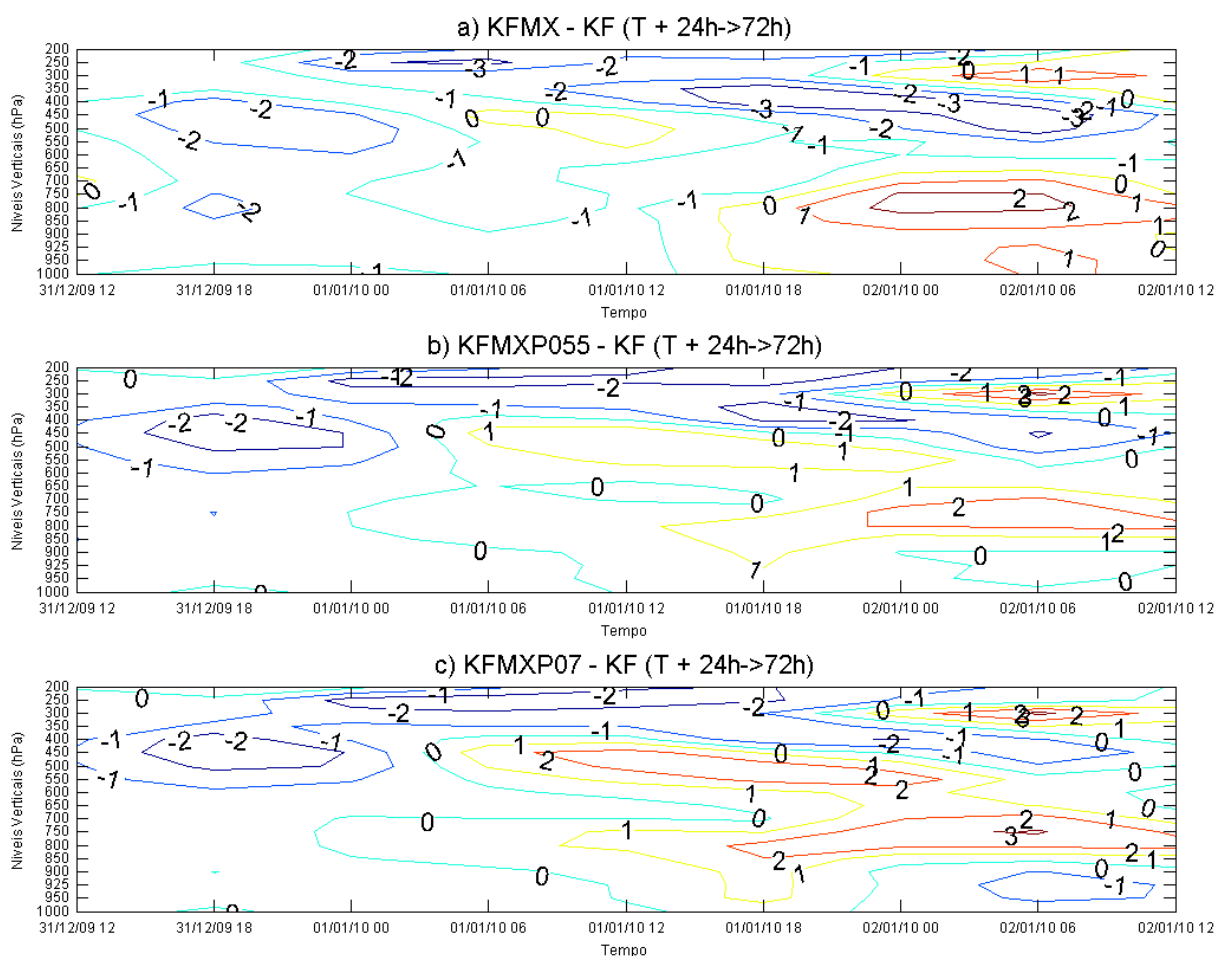


Figura 4.26. Evolução temporal do perfil vertical da diferença da mag. do vento entre os esquemas com TMC e o esquema controle KF para o caso 3. Iniciado em 30/12/09 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KFMX – KF; b) KFMXP055 – KF; c) KFMXP07 – KF.

Assim como nos outros casos analisados, o termo da FGP (Figura 4.27) atuou principalmente em médios e baixos níveis, onde intensificou o vento. Na seção 4.6 serão apresentadas comparações entre as reanálises e as simulações do modelo Eta para a magnitude do vento e também os movimentos verticais.

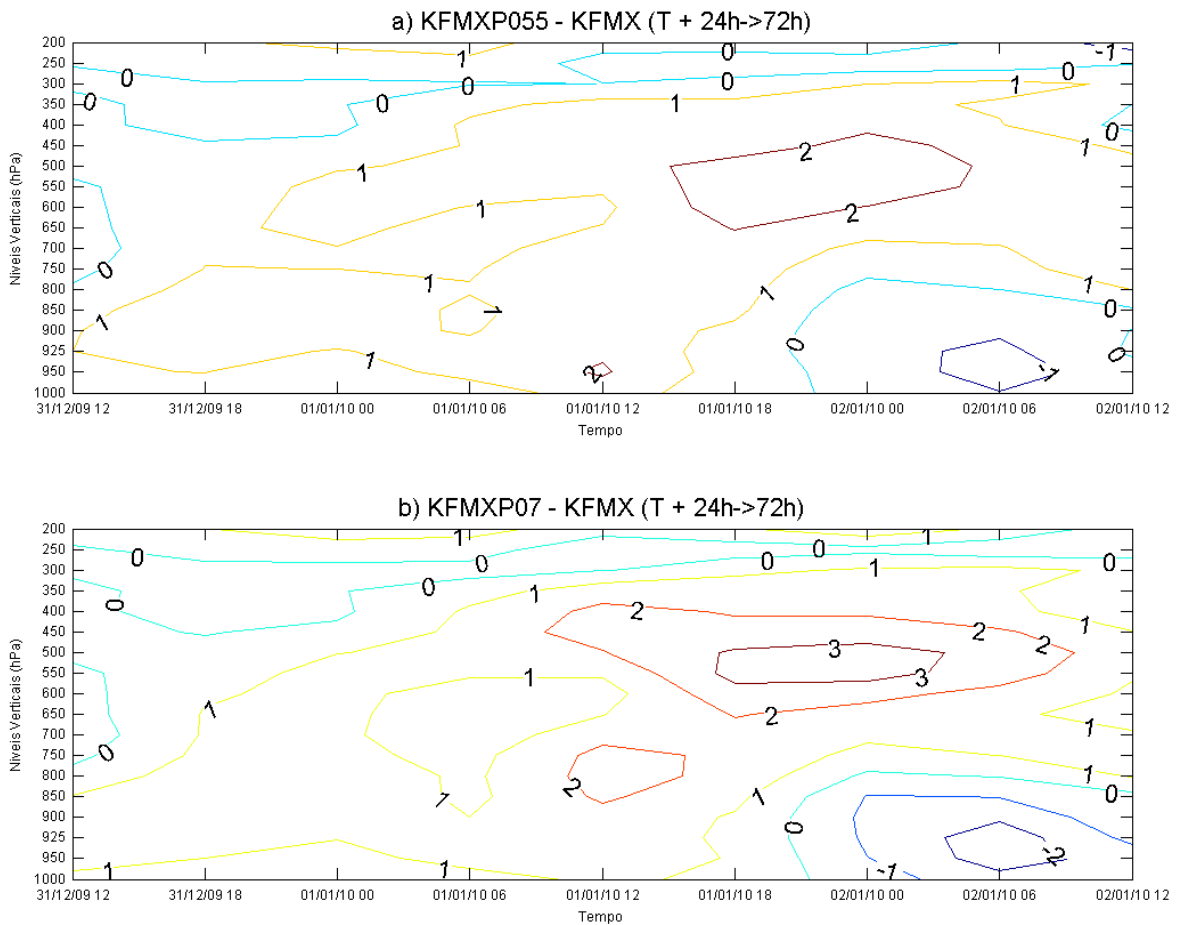


Figura 4.27. Evolução temporal do perfil vertical da diferença da mag. do vento entre os esquemas com TMC proposto e o esquema KFMX para o caso 3. Iniciado em 30/12/09 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KFMXP055 – KFMX; b) KFMXP07 – KFMX.

Em resumo para esta seção, temos:

- i. O TMC atuou enfraquecendo o vento principalmente em médios níveis.
- ii. O termo da FGP contribuiu intensificando o vento (em geral em médios níveis) e, portanto, agiu compensando o efeito dos outros termos da equação de tendência de momentum (eq. 3.41).

4.6. Perfil Vertical do Vento

Na seção 4.5 foi relatado que o TMC atua enfraquecendo o vento em baixos e médios níveis. A inserção da FGP no fluxo de momentum minimizou este enfraquecimento e, portanto, o termo da FGP atua intensificando o vento em médios e baixos níveis. Aqui foram avaliados se estes efeitos tornam as

simulações do Eta mais eficientes. Além do movimento horizontal foi incluída uma avaliação com relação à velocidade vertical para cada caso. Todos os dados das figuras a seguir são valores médios de regiões com atividade convectiva para cada caso estudado (ver Figura 3.4). Ao final desta seção, os resultados sobre magnitude do vento e velocidade vertical (ω) de todos os casos estarão reunidos no Diagrama de Taylor para uma avaliação objetiva.

A Figura 4.28 mostra a evolução temporal da seção vertical da magnitude horizontal do vento para os dados de reanálise. Notam-se ventos mais fortes nos dias 02/01/00 e 03/01/00 em médios e baixos níveis. As avaliações a seguir estão relacionadas a este período de fortes ventos.

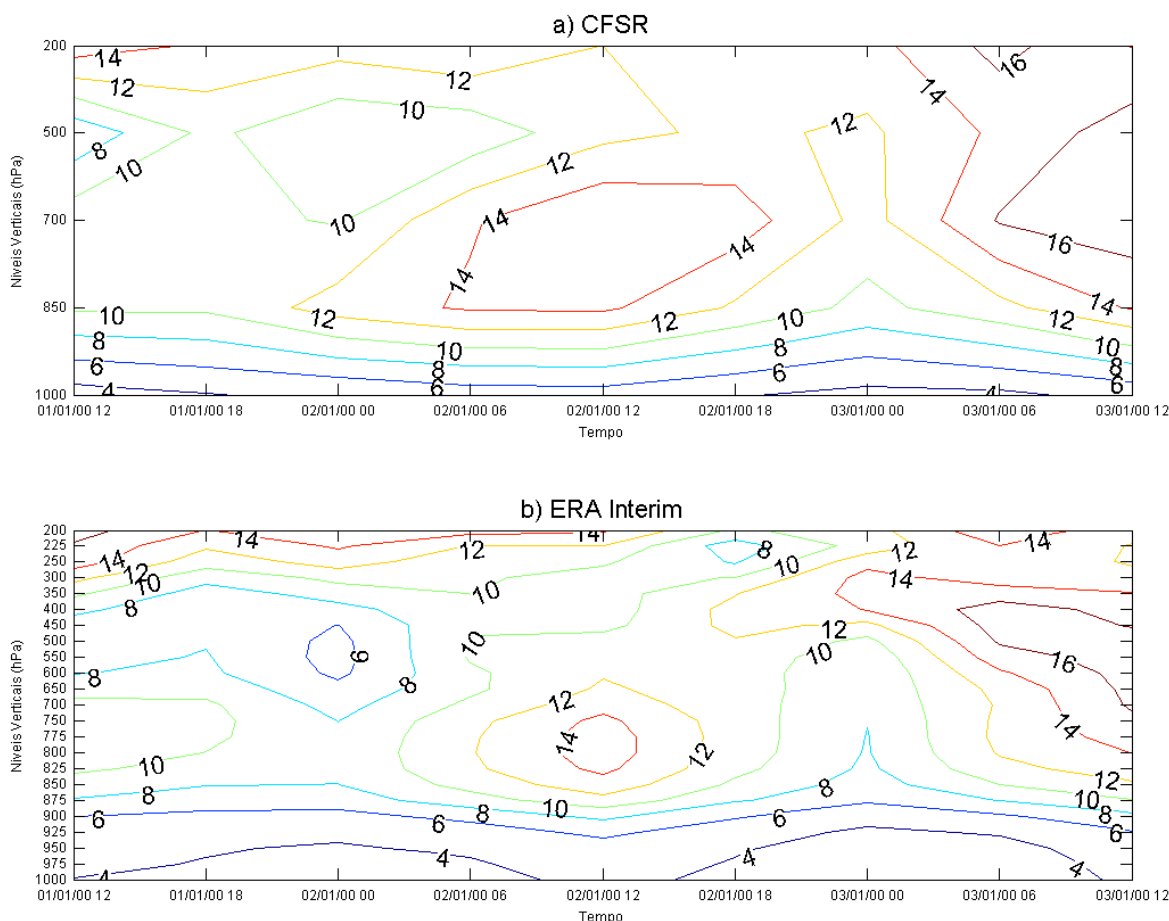


Figura 4.28. Evolução temporal do perfil vertical da magnitude do vento das reanálises. a) CFSR; b) ERA-Interim.

As simulações do modelo Eta para a evolução temporal da seção vertical da magnitude do vento podem ser vistos na Figura 4.29. O modelo foi iniciado no dia 31/12/99 às 12 UTC (T+24h→72h). Comparando as Figuras 4.28 e 4.29 (a) é nítido que o esquema KF superestimou a magnitude do vento em médios e baixos níveis e subestimou em altos níveis.

Comparando o esquema KFMX (Figura 4.29 b) com as reanálises nota-se que: adicionar a tendência de momentum na magnitude do vento tornou a simulação do modelo Eta mais eficaz. O enfraquecimento do vento em baixos e médios níveis, causado pelo TMC, praticamente extinguiu a superestimativa que era observada no esquema controle KF. Em altos níveis também é possível observar que o TMC tornou a magnitude do vento mais realística por obter valores próximos aos da reanálise.

Os esquemas que introduzem o termo da FGP no fluxo de momentum [Figura 4.29 (c) e (d)] geraram pequenas superestimativas da magnitude horizontal do vento, devido este termo tornar o enfraquecimento do TMC menos efetivo. KFMXP07 apresentou mais superestimativas no vento do que KFMXP055, devido o parâmetro $C_{k,l} = 0,7$ proporcionar maior contribuição do termo da FGP.

Em geral, todos os esquemas conseguiram detectar o momento de intensificação da magnitude do vento e também o nível da troposfera onde ocorreu esta intensificação.

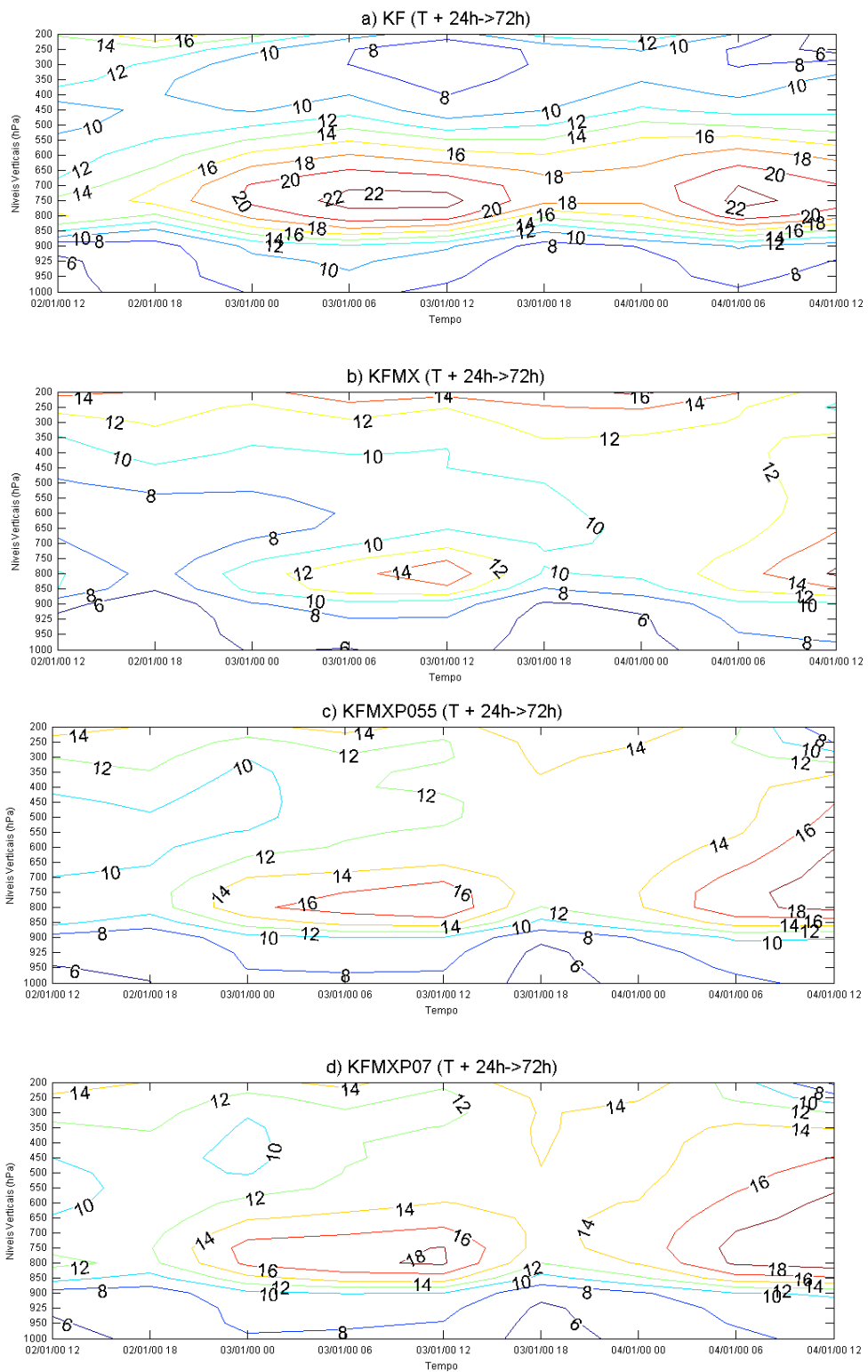


Figura 4.29. Evolução temporal do perfil vertical da magnitude do vento (m/s) das simulações do Eta. Modelo iniciado em 31/12/99 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KF; b) KFMX; c) KFMXP055; d) KFMXP07.

Os movimentos verticais também foram avaliados. A Figura 4.30 mostra a evolução temporal do perfil vertical de ω da reanálise Era-Interim para o caso 1. Infelizmente o CFSR somente disponibiliza para “download” arquivos da velocidade vertical em 500 hPa e por isso não foi incluído nesta análise.

Durante toda a evolução temporal da magnitude do vento horizontal (Figura 4.28) houve movimentos ascendentes em médios e altos níveis que podem ser vistos na Figura 4.30. Porém, dois principais núcleos podem ser observados às 00h do dia 02/01/00 e 03/01/00 que se estendem de baixos até altos níveis. Conseqüentemente, caracterizando atividade convectiva na região. As análises a seguir estão relacionadas com os dois principais núcleos de movimentos ascendentes, onde o objetivo foi avaliar qual (ou quais) esquema(s) de convecção representa este evento com maior precisão.

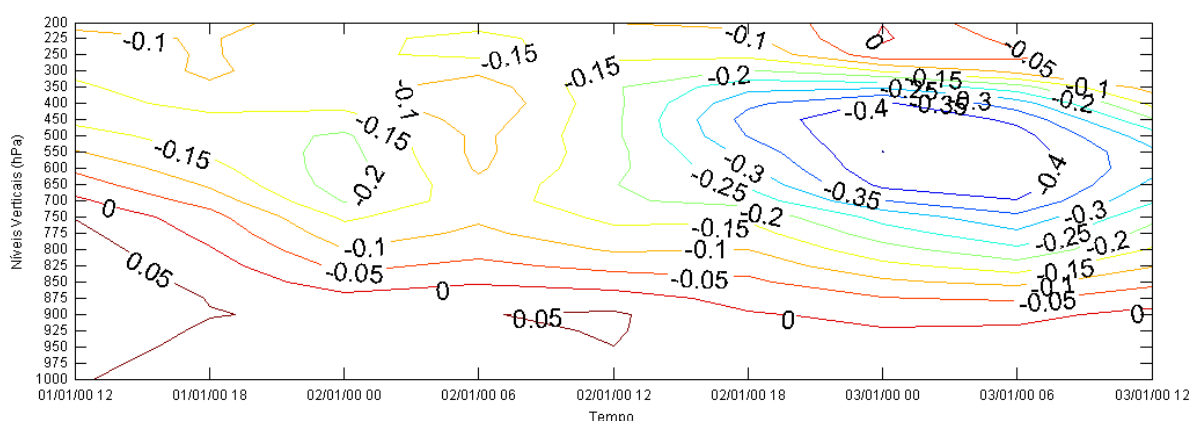


Figura 4.30. Movimento vertical (Pa/s) da reanálise ERA-Interim para o caso 1.

A Figura 4.31 mostra a evolução temporal do perfil vertical de ω simulado pelo modelo Eta para o caso 1. O esquema controle KF (Figura 4.31 a) representou os dois núcleos de fluxos ascendentes. Entretanto, o segundo núcleo (dia 03/01/00) de intenso movimento ascendente foi antecipado em KF. Além disso, no dia 02/01/00 KF produziu movimentos ascendentes mais intensos do que a reanálise Era (Figura 4.30).

Em KFMX (Figura 4.31 b) houve intensificação da atividade dos fluxos ascendentes (comparando ao esquema controle KF). Em relação às reanálises, KFMX também proporcionou atividade convectiva mais severa. Do mesmo

modo que KFMX, os esquemas KFMXP055 (Figura 4.31 c) e KFMXP07 (Figura 4.31 d) também apresentaram intensificação das atividades dos fluxos ascendentes quando comparados ao esquema controle KF. Porém, esta intensificação foi menos efetiva em relação à KFMX. Portanto, o termo da FGP atuou novamente tornando os efeitos do TMC menos efetivo.

O momento de ocorrência dos núcleos de fluxos ascendentes (nos dias 02/01/00 e 03/01/00) é representado com maior precisão pelos esquemas que possuem o TMC. Apesar de produzir fluxos ascendentes mais intensos (dentro todos os esquemas), KFMX foi o que melhor representou o momento de ocorrência dos núcleos de movimentos ascendentes.

Em resumo para este primeiro caso, temos:

- i. Os esquemas com TMC simularam a magnitude horizontal do vento com maior precisão em relação à KF, principalmente KFMX e KFMXP055;
- ii. Os esquemas com TMC superestimaram os movimentos verticais (quando comparado com a reanálise), principalmente em KFMX;
- iii. Os esquemas com TMC representam com maior acurácia o momento de ocorrência dos núcleos de movimento vertical. Dentre eles, o esquema KFMX foi o que melhor representou.

Portanto, para esta primeira avaliação o esquema KFMX foi o que melhor representou o vento horizontal e vertical quando comparado com a reanálise ERA-Interim. Com a junção das informações dos próximos casos e do Diagrama de Taylor, nos próximos parágrafos, será dado um parecer final sobre a simulação da magnitude do vento e velocidade vertical de cada esquema.

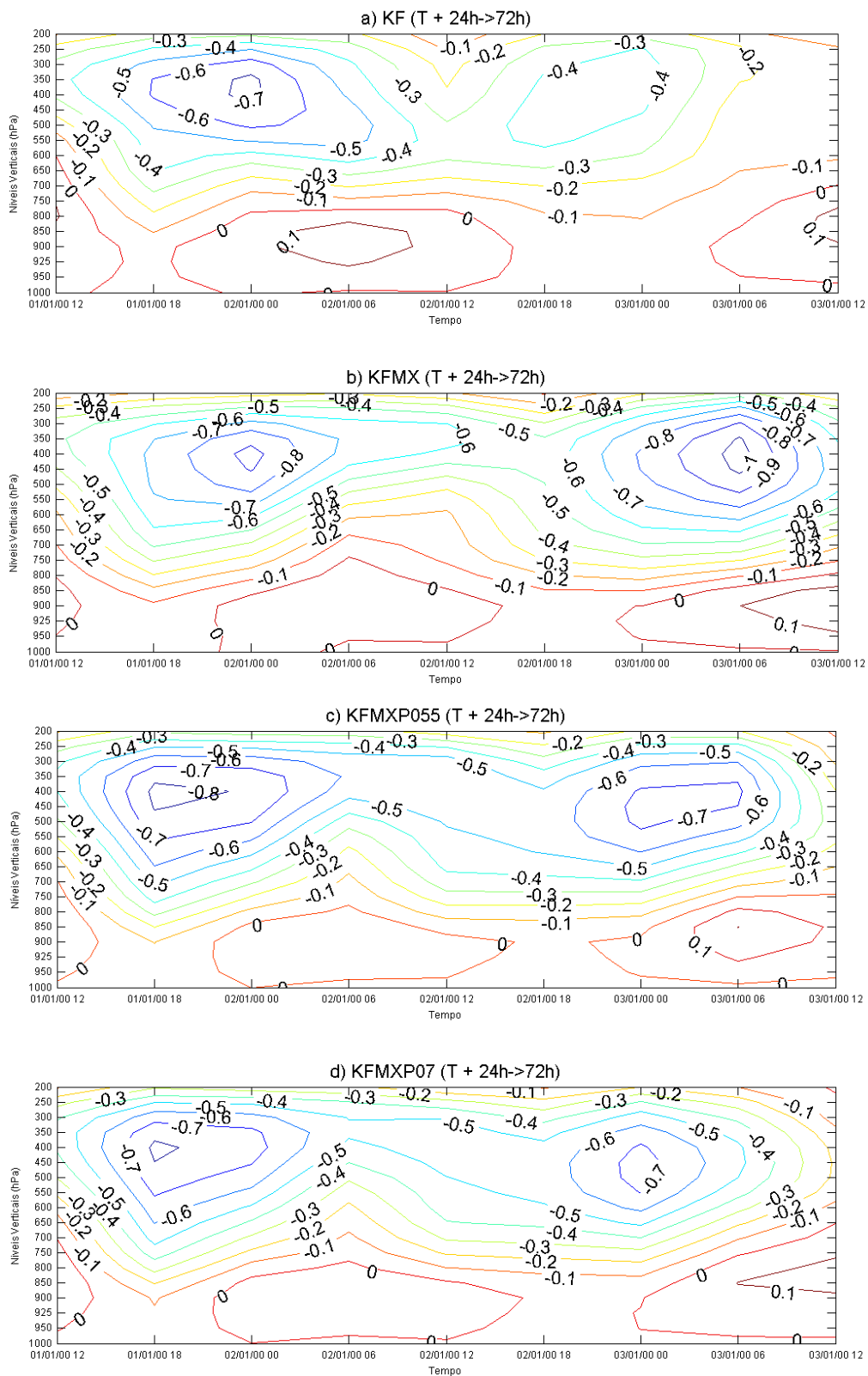


Figura 4.31. Movimento vertical (Pa/s) simulado pelo modelo Eta. Iniciado em 31/12/99 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KF; b) KFMX; c) KFMXP055; d) KFMXP07.

As mesmas avaliações foram realizadas para o caso 2. A Figura 4.32 mostra a evolução temporal da seção vertical da magnitude horizontal do vento para as reanálises. Notam-se, durante o dia 26/12/08, ventos intensos em altos níveis e fracos em baixos níveis.

No dia 27/12/08 houve uma inversão: a magnitude do vento enfraqueceu em altos níveis e passou a intensificar levemente em baixos e médios níveis. Após o dia 27/12/08 a situação é invertida novamente. As avaliações a seguir estão relacionadas com o período de inversão da magnitude do vento em altos e baixos níveis.

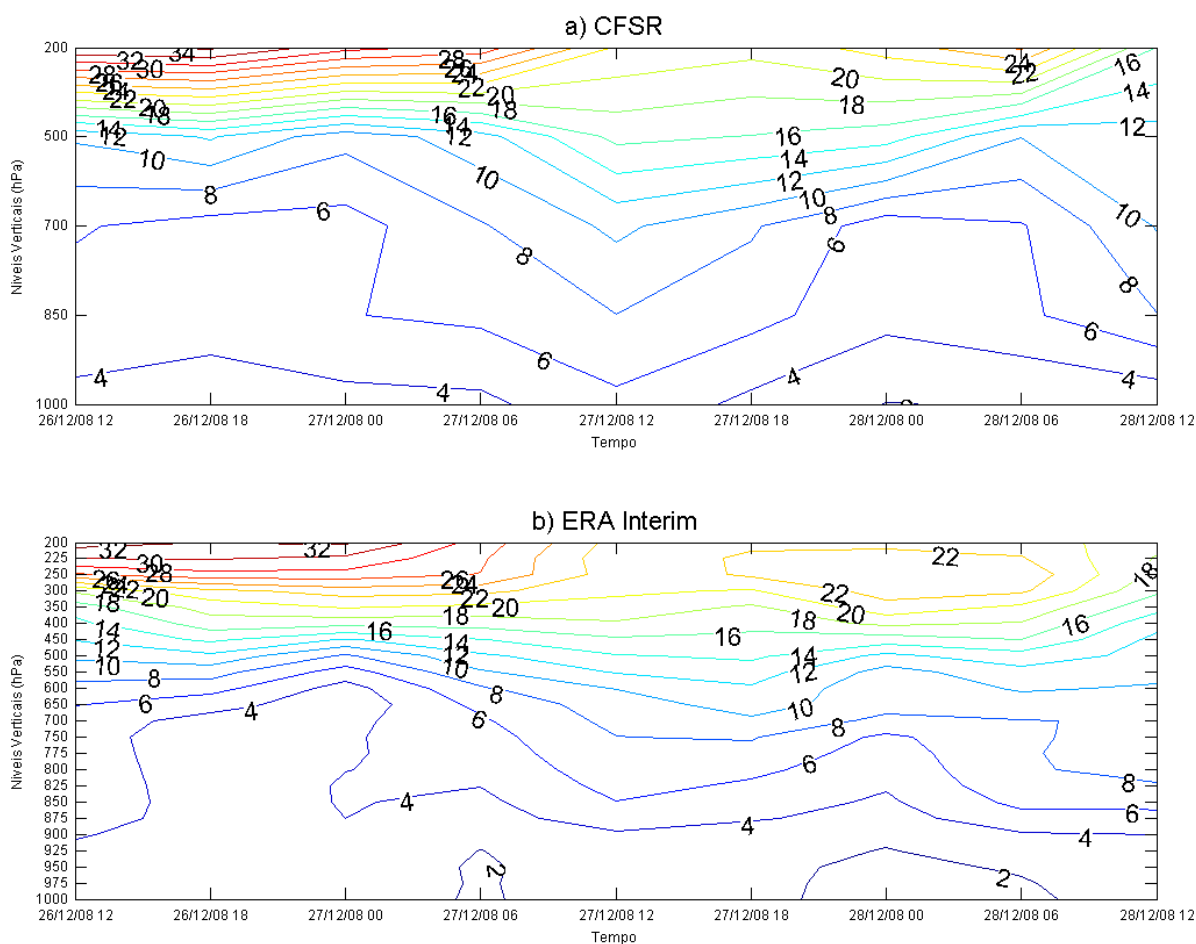


Figura 4.32. Evolução temporal do perfil vertical da magnitude do vento (m/s) das reanálises para o caso 2. a) CFSR; b) ERA-Interim.

A Figura 4.33 mostra a evolução temporal da magnitude do vento horizontal simulada pelo modelo Eta. O modelo foi iniciado no dia 25/12/08 às 12 UTC (T+24h→72h).

Comparando a Figura 4.33 (a) com a Figura 4.32, nota-se que KF atrasou o momento da inversão da magnitude do vento no dia 27/12/08. Além disso, superestimou os valores de magnitude do vento em médios níveis, assim como no caso 1, durante o período de inversão.

Os esquemas com TMC [Figura 4.33 (b), (c) e (d)] foram mais precisos com relação ao momento de intensificação da magnitude do vento do dia 27/12/08. Além disso, do mesmo modo que o caso 1, o enfraquecimento do vento em médios e baixos níveis causado pelo TMC tornou as simulações do Eta mais precisas em relação ao esquema controle KF. Entretanto, em altos níveis houve aumento da subestimativa da magnitude do vento nos esquemas que consideram o fluxo de momentum.

Entre as versões do esquema Kain-Fritsch testadas nesse estudo, os que incluem o fluxo de momentum se destacam pra representar a magnitude do vento. Porém, somente pelo Diagrama de Taylor será possível detectar qual(is) esquema(s) com TMC produz(em) melhor desempenho em relação aos dados de reanálise.

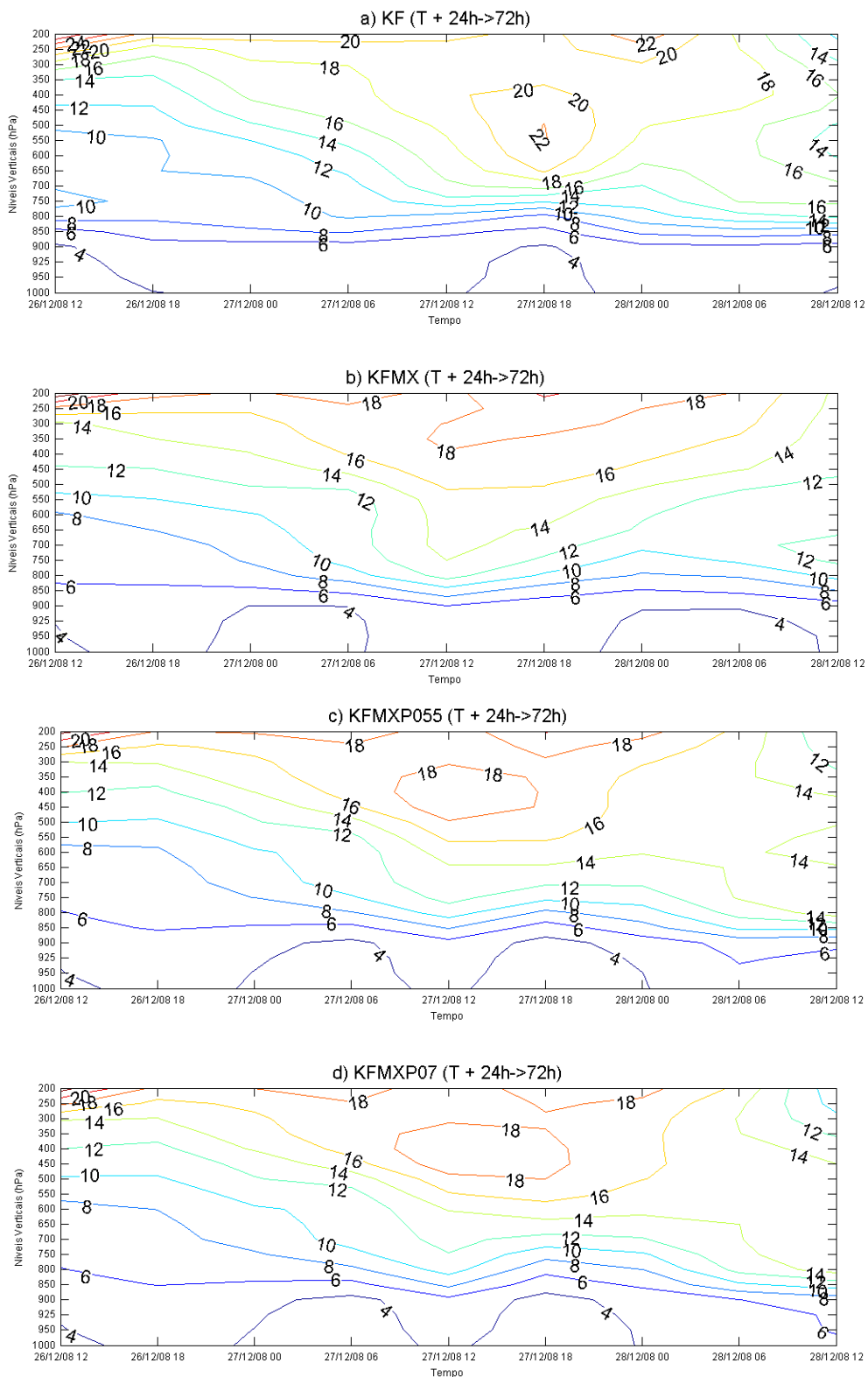


Figura 4.33. Evolução temporal do perfil vertical da magnitude do vento (m/s) das simulações do Eta. Modelo iniciado em 25/12/08 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KF; b) KFMX; c) KFMXP055; d) KFMXP07.

A evolução temporal dos movimentos verticais da reanálise ERA-Interim pode ser observada na Figura 4.34. Notam-se movimentos ascendentes significativos durante o dia 27/12/08 em médios e altos níveis. Este foi o período onde ocorreu inversão da magnitude do vento discutido na Figura 36. As avaliações a seguir estão relacionadas com os movimentos ascendentes do dia 27/12/08.

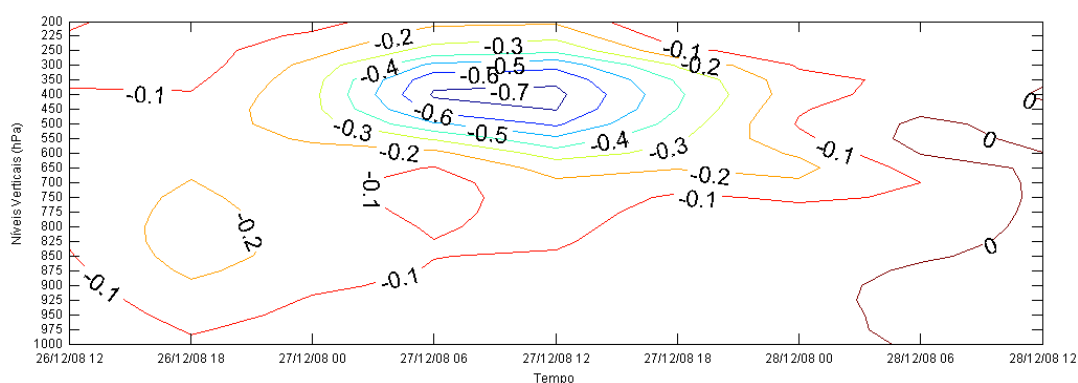


Figura 4.34. Movimento vertical (Pa/s) da reanálise ERA-Interim para o caso 2.

A Figura 4.35 mostra a evolução temporal dos movimentos verticais para as simulações do modelo Eta. O esquema controle KF (Figura 4.35 a) detectou o momento de ocorrência do núcleo de movimento ascendente no dia 27/12/08, porém apresentou superestimativas. KFMX (Figura 4.35 b) também representou o núcleo de fluxo vertical ascendente e, além disso, diminuiu a superestimativa observada em KF.

Neste segundo caso, os esquemas que consideram a FGP na equação do TMC foram inferiores. KFMXP055 e KFMXP07 [Figura 4.35 (c) e (d)] apresentaram geraram dois núcleos de movimentos ascendentes e, por isso, gerou alarme falso de atividade convectiva no dia 28/12/08. Em resumo para este segundo caso temos:

- i. Novamente os esquemas com TMC apresentaram melhorias ao representar a magnitude horizontal do vento.
- ii. Pelo segundo caso consecutivo o esquema KFMX conseguiu os melhores resultados para simular os movimentos verticais (comparando com a reanálise ERA-Interim).

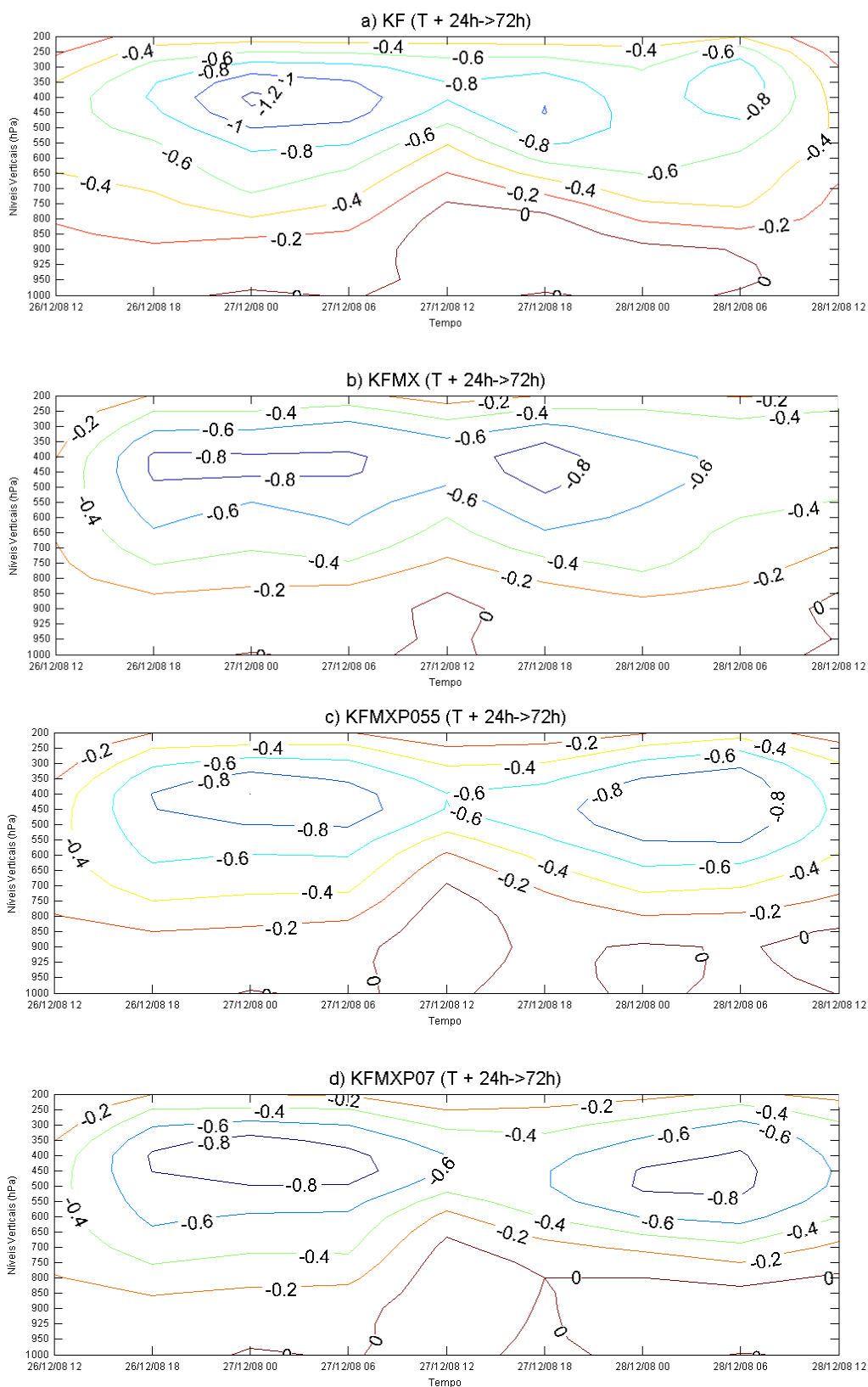


Figura 4.35. Movimento vertical (Pa/s) simulado pelo modelo Eta. Iniciado em 31/12/99 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KF; b) KFMX; c) KFMXP055; d) KFMXP07.

As análises a seguir se referem ao caso 3. A Figura 4.36 mostra a evolução temporal do perfil vertical da magnitude horizontal do vento para as reanálises. Nota-se que a magnitude do vento se intensificou em baixos níveis a partir das 00h do dia 01/01/10 e se estendeu ao longo da série. As análises a seguir estão relacionadas com este período de fortes ventos.

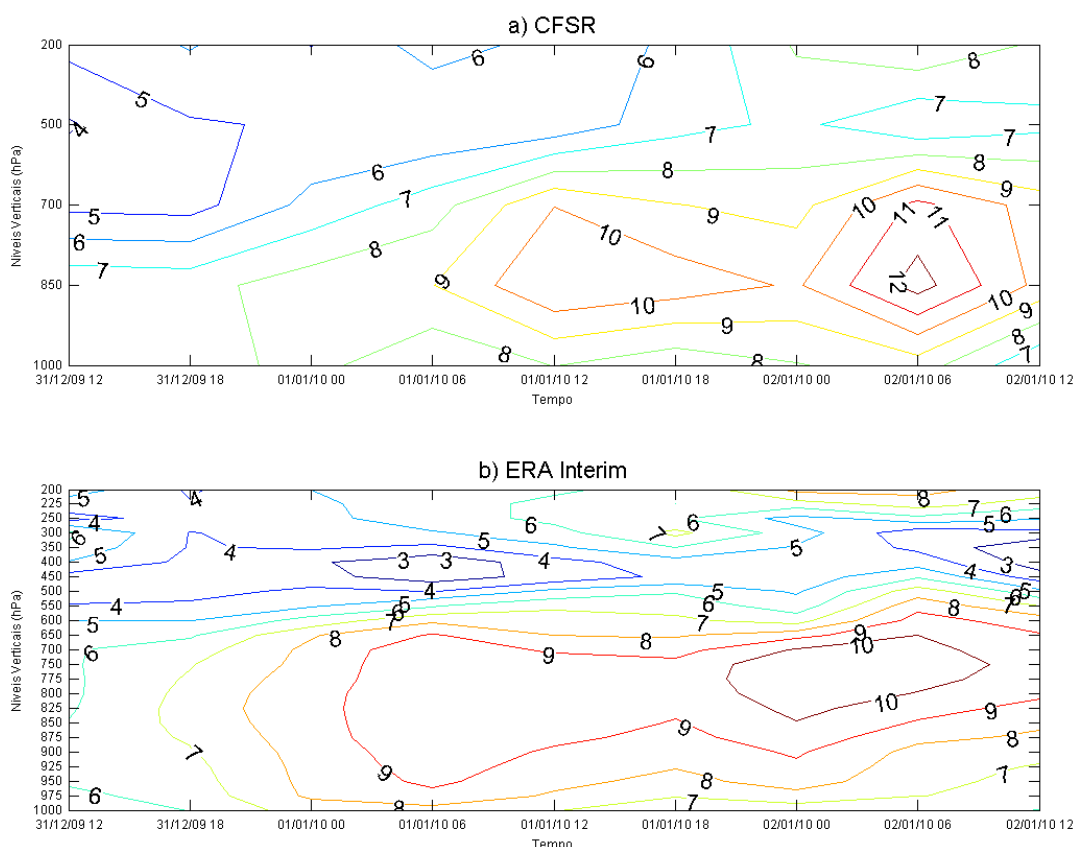


Figura 4.36. Evolução temporal do perfil vertical da magnitude do vento (m/s) das reanálises para o caso 3. a) CFSR; b) ERA-Interim.

A evolução temporal do perfil vertical da magnitude do vento para as simulações do Eta referentes ao caso 3 podem ser vistas na Figura 4.37. O modelo foi iniciado no dia 30/12/09 às 12 UTC (T+24h→72h). Assim como nos casos anteriores, os efeitos do TMC tornaram as simulações do modelo Eta mais precisas. Em todos os casos foi observado que os esquemas que incluem os efeitos da FGP no TMC tornam a magnitude do vento horizontal mais elevada em relação à KFMX. Quando não há TMC (KF) a magnitude horizontal do vento torna-se ainda mais elevada. KFMXP055 e KFMXP07 aparentam gerar resultados em um meio termo, entre KFMX e KF.

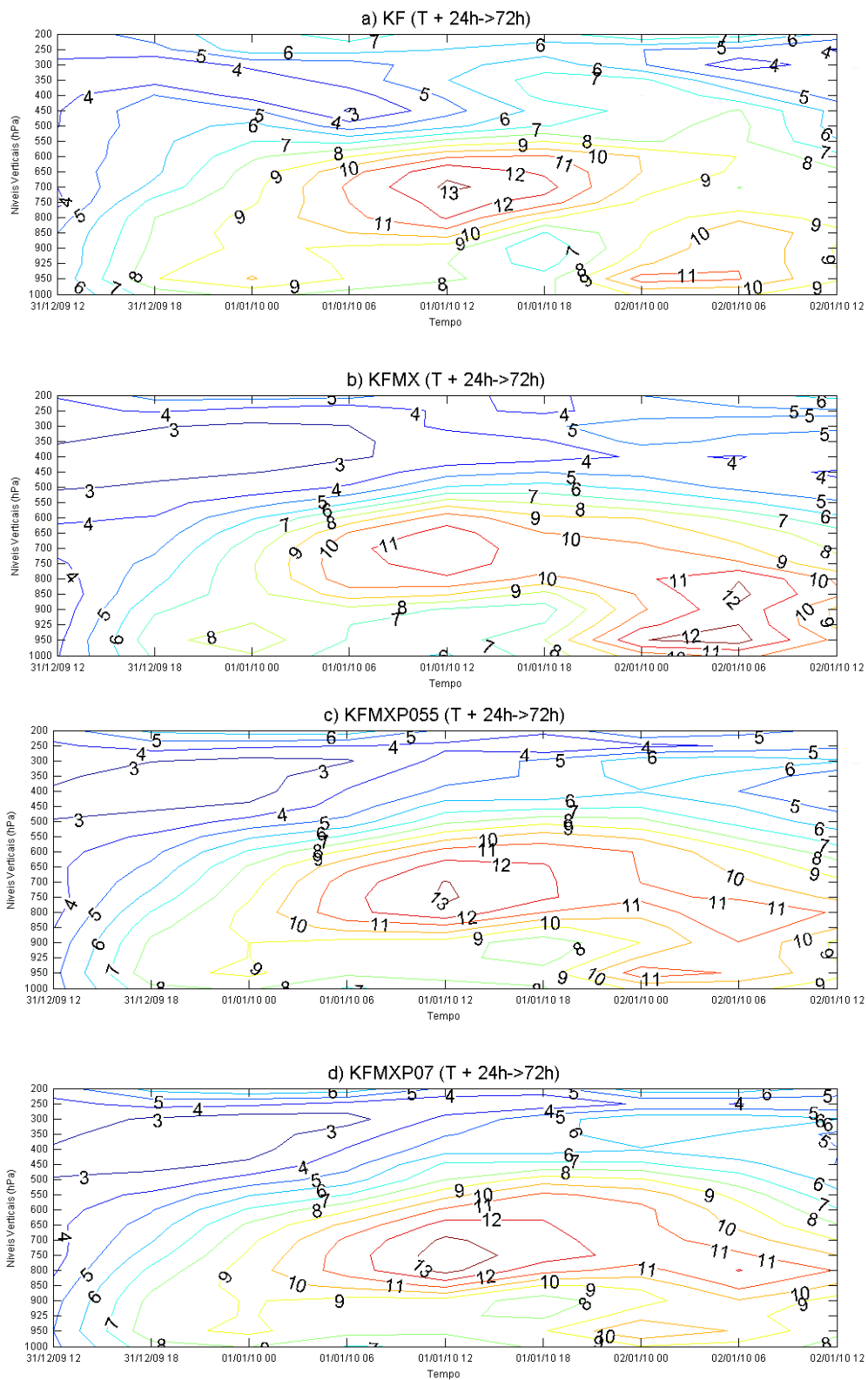


Figura 4.37. Evolução temporal do perfil vertical da magnitude do vento (m/s) das simulações do Eta. Modelo iniciado em 30/12/09 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KF; b) KFMX; c) KFMXP055; d) KFMXP07.

A Figura 4.38 mostra os movimentos verticais da reanálise ERA-Interim para o caso 3. Nota-se que os movimentos ascendentes atuam principalmente no período que antecede a intensificação horizontal do vento (ver Figura 4.36). As análises a seguir estão relacionadas com este período de movimentos ascendentes entre os dias 31/12/09 e 01/01/10.

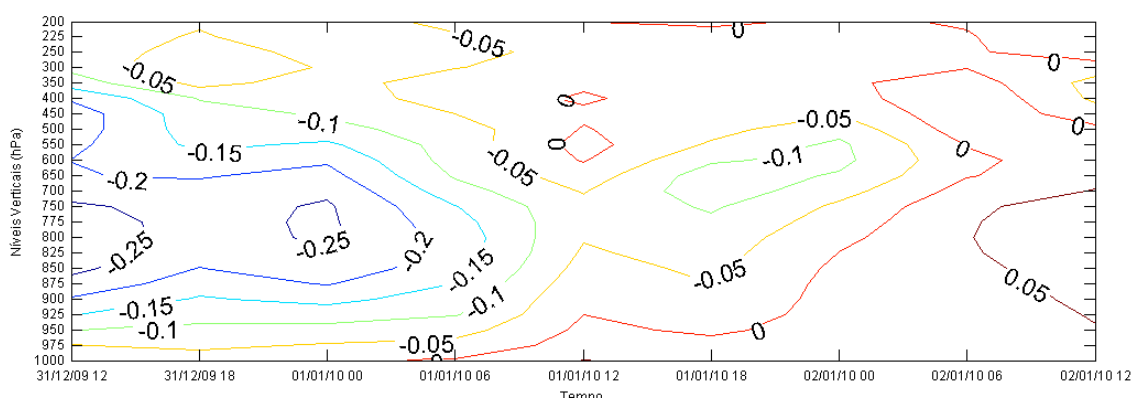


Figura 4.38. Movimento vertical (Pa/s) da reanálise ERA-Interim para o caso 3.

A Figura 4.39 mostra a evolução temporal do movimento vertical das simulações do modelo Eta para o caso 3. O modelo Eta foi iniciado no dia 31/12/09 às 12 UTC (T+24h→72h). Todas as versões do esquema Kain-Fritsch representaram com precisão o momento de ocorrência do núcleo de movimento ascendente. De modo geral todos os esquemas conseguiram representar os movimentos verticais (Figura 4.39) quando comparados com a reanálise ERA-Interim (Figura 4.38).

Em resumo para este terceiro caso, temos:

- i. Os esquemas que incluem os efeitos do fluxo de momentum representaram melhor a magnitude horizontal do vento em relação ao esquema controle KF;
- ii. Todos os esquemas representaram o momento de ocorrência do núcleo de fluxo ascendente.

Os resultados obtidos nesta seção também foram avaliados pelo Diagrama de Taylor. O diagrama considerou avaliações considerando ambas as reanálises para a magnitude do vento.

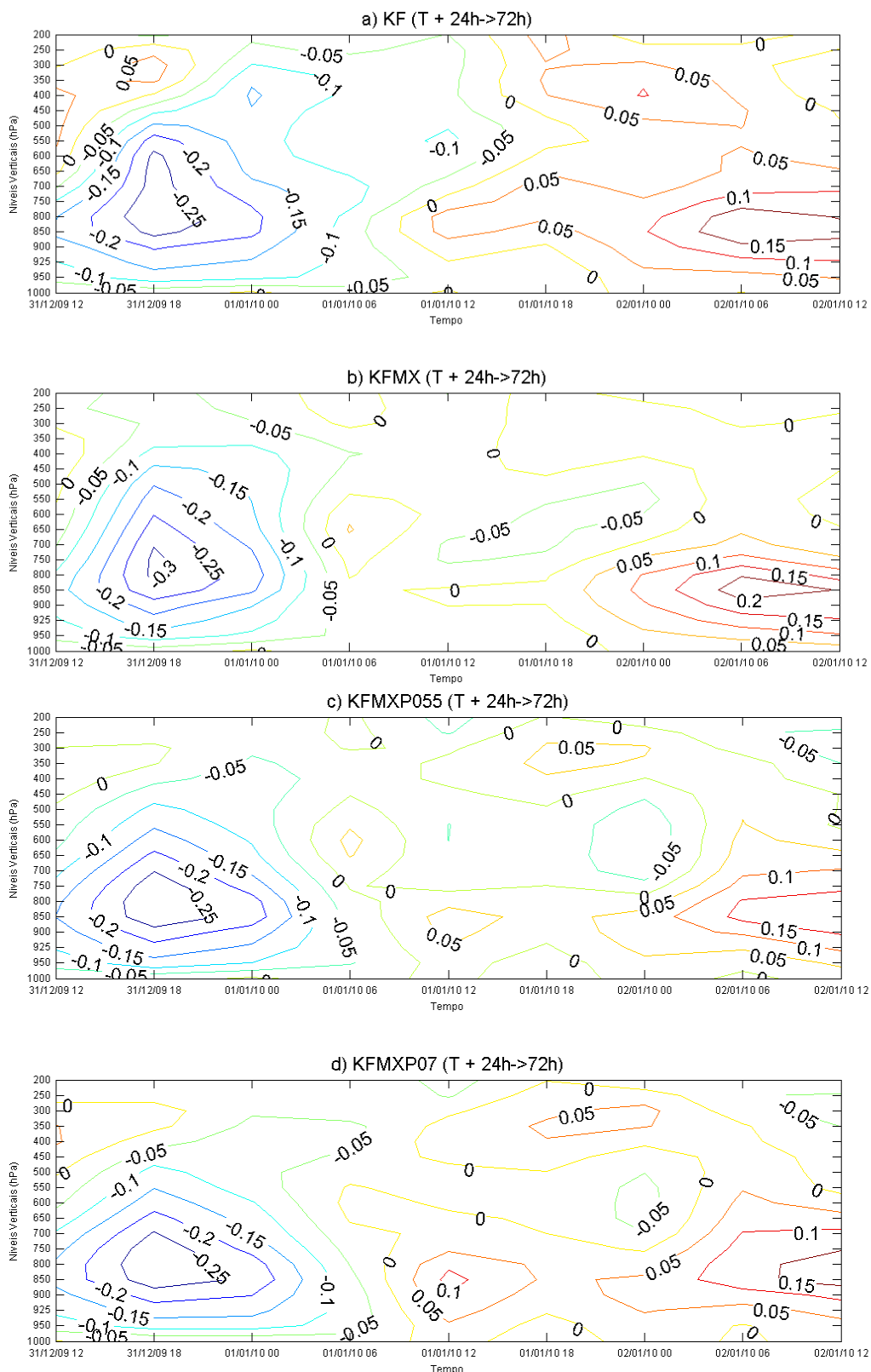


Figura 4.39. Movimento vertical (Pa/s) simulado pelo modelo Eta. Iniciado em 31/12/99 às 12 UTC (T+24h→72h). a) KF; b) KFMX; c) KFMXP055; d) KFMXP07.

Fazendo uma avaliação geral de todos os casos nesta seção podemos observar que:

- ✓ O enfraquecimento do vento causado pelo TMC aprimorou as simulações do Eta para a magnitude do vento horizontal.
- ✓ KFMXP055 e KFMXP07 geraram magnitude do vento mais intenso em relação à KFMX em médios níveis. Isso já era esperado devido o termo da FGP atuar de maneira contrária aos outros termos da equação de tendência de momentum.
- ✓ O esquema KFMX foi o que melhor representou os movimentos ascendentes. Detectando momento de ocorrência e durabilidade do evento (movimento vertical).

Pelo diagrama de Taylor na Figura 4.40, temos: a) Avaliações da magnitude do vento com relação aos dados CFSR; b) Avaliação da magnitude do vento com relação aos dados ERA-Interim; c) Avaliação com relação a velocidade vertical da reanálise Era-Interim.

É nítido que os esquemas que incluem o fluxo de momentum são superiores ao esquema controle, pois apresentam maior correlação e menor RMSE em relação à KF. Entre os esquemas com fluxo de momentum, KFMX foi o que mais se destacou nesta análise do perfil vertical da magnitude do vento e de ω . Pois, KFMX obteve melhor correlação, menor erro e se aproximou mais do desvio padrão normalizado 1 (Exceto na Figura 4.40 b).

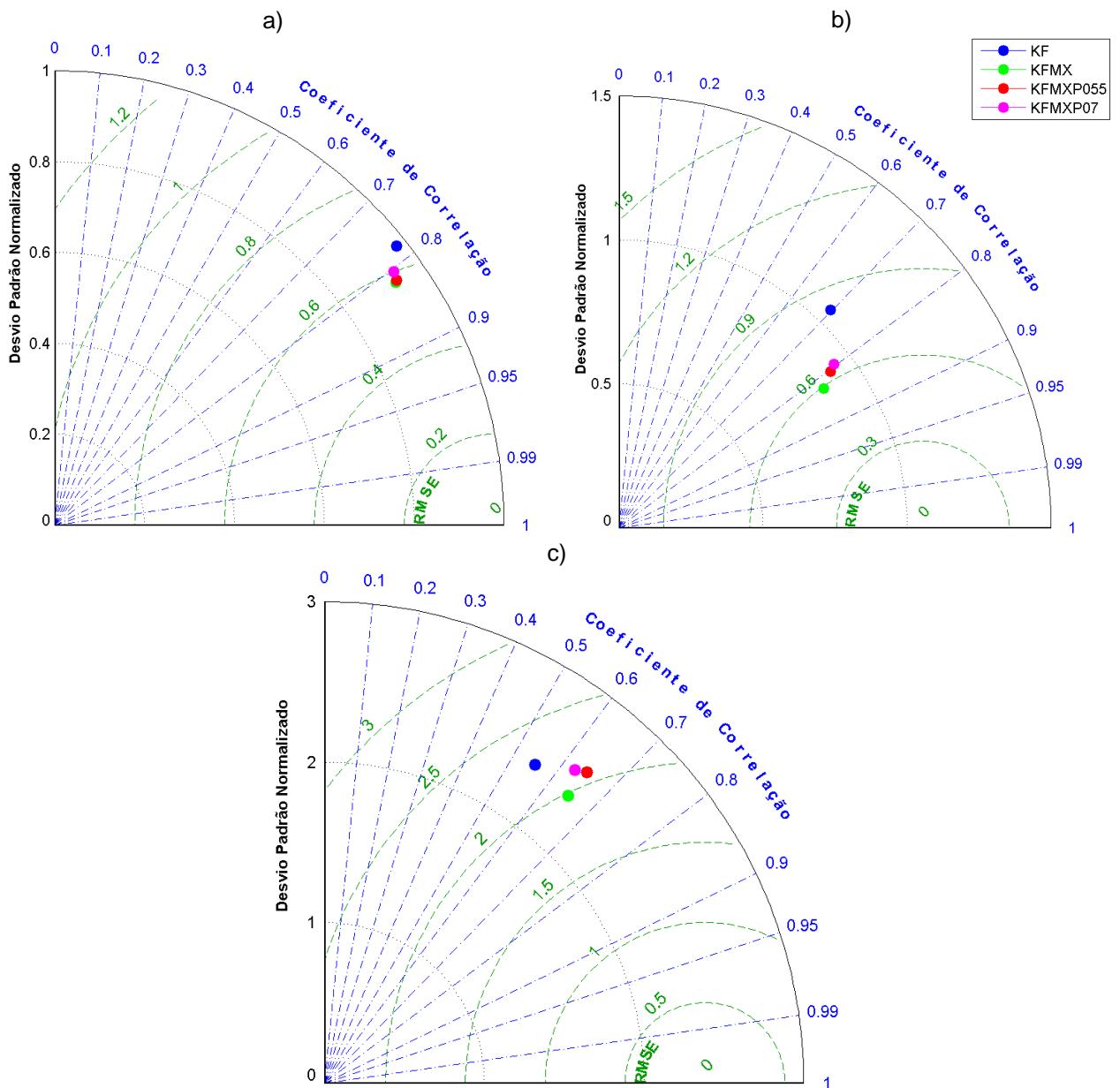


Figura 4.40. Diagrama de Taylor referente às análises desta seção. a) Avaliação com relação à mag. do vento do CFSR; b) Avaliação com relação a mag. do vento do ERA-Interim; c) Avaliação com relação a velocidade vertical ERA-Interim.

4.7. Dados Locais

Devido à escassez de estações automáticas (ou de dados com qualidade) nos locais de eventos de precipitação intensa, houve dificuldade em obter as observações em superfície. As comparações com dados de reanálise e do CMORPH foram adicionadas e serviram para auxiliar nas avaliações.

Os resultados abaixo são seguidos pelo diagrama de Taylor no final da seção. Este diagrama relaciona o coeficiente de correlação (importante para avaliar se as curvas estão em fase), desvio padrão (importante para avaliar quanto de variação existe em relação à média) e RMSE [importante para detectar o erro da previsão/simulação]. O Diagrama de Taylor reuniu a informação de todas as avaliações locais, ou seja, para cada variável há somente um diagrama que considerou todos os casos estudados.

A Figura 4.41 se refere ao caso 1 e mostra a comparação entre as simulações do Eta e dados de superfície da estação de Lavras. O modelo Eta foi iniciado em 01/01/200 às 12 UTC (T+12→72h). Para o período requisitado não haviam dados observados de pressão em superfície (Figura 4.41 a). Entre as simulações do modelo Eta é possível observar que os esquemas com TMC apresentam valores sutilmente mais elevados da pressão em superfície em relação a KF.

A magnitude do vento (Figura 4.41 b) e temperatura a 2 metros (Figura 4.41 c) foi superestimada nas simulações do modelo Eta. Entretanto as simulações conseguiram detectar o momento dos picos. De modo geral o modelo conseguiu representar a tendência destas variáveis, o qual indica uma forte correlação.

Para a precipitação (Figura 4.41 d), o esquema KFMX gerou um forte pico de máxima no dia 03/01/00 e, por isso, não representou a chuva corretamente por produzir alarme falso. KFMXP055, KFMXP07 e KF conseguiram representar a precipitação moderada, porém persistente ao longo da série.

A avaliação das simulações dos próximos casos desta seção também considerou superestimativas ou subestimativas e a representação dos picos de máximas e mínimas.

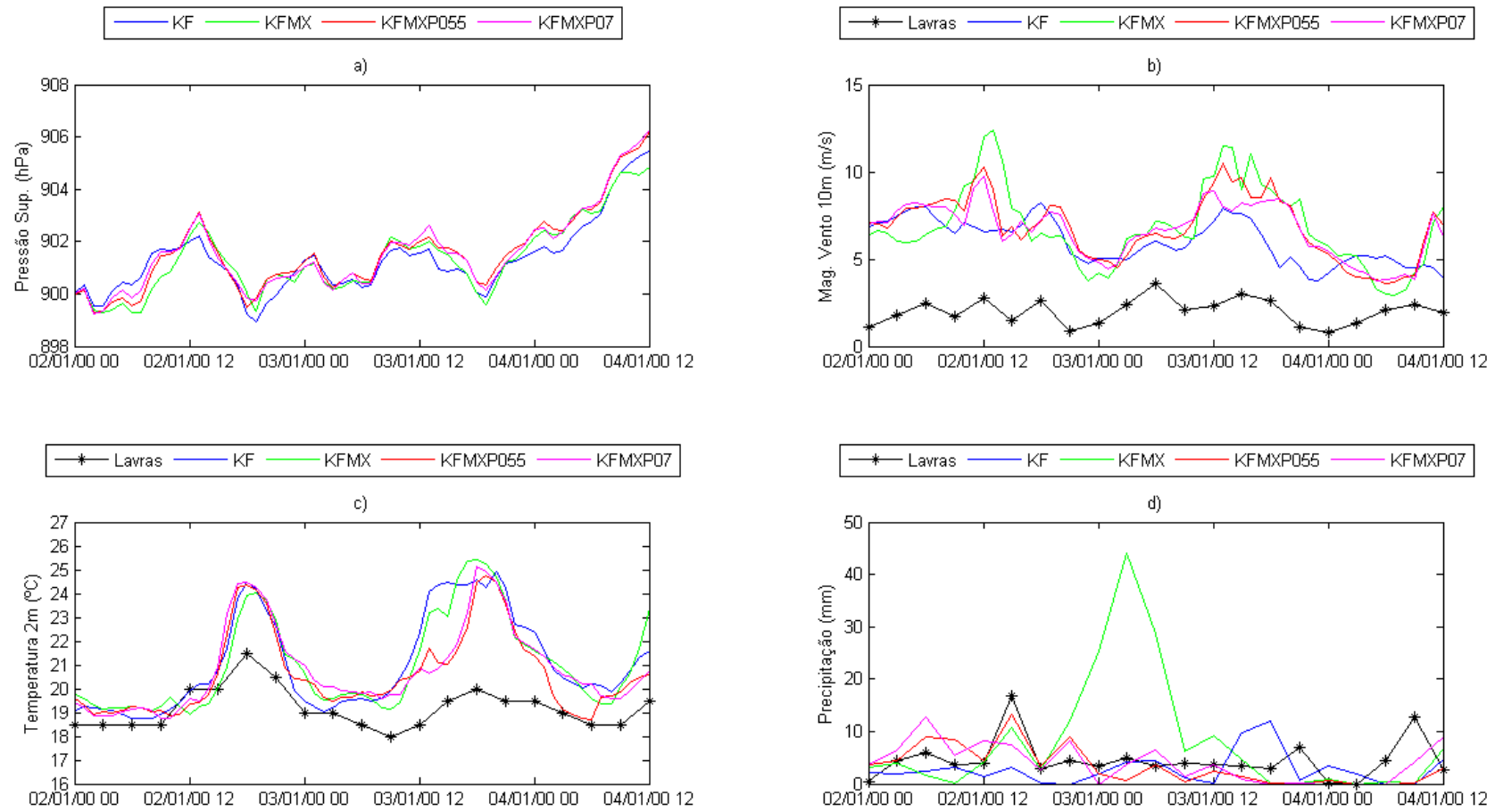


Figura 4.41. Comparação entre os dados de superfície da estação automática de Lavras e as simulações do Modelo Eta. Modelo iniciado em 01/01/00 às 12 UTC (T+12→72h). a) Pressão em Superfície (hPa); b) Magnitude do Vento (m/s); c) Temperatura a 2 metros (°C); d) Precipitação acumulada (mm/h).

Ainda para o caso 1, a comparação entre os dados de superfície do modelo Eta e a reanálise Era-Interim são apresentadas na Figura 4.42 (a), (b) e (c). A Figura 4.42 (d) se refere às comparações dos dados de precipitação do modelo Eta e do CMORPH. Em todas as séries temporais da Figura 4.42, os esquemas com TMC foram superiores ao simular as fases dos picos de máximos e mínimos em relação ao esquema controle KF.

No dia 03/01/00 aproximadamente às 00 UTC houve antecipação do pico de mínima nas simulações do modelo Eta para a PNMM (Figura 4.42 a). Entretanto conseguiram detectar a evolução temporal da curva de pressão, ou seja, as simulações do Eta representam a tendência da curva de pressão. KFMXP055 e KFMXP07 foram os esquemas que melhor representaram a intensidade do pico de mínima. A antecipação dos picos também foi observada na série temporal da magnitude do vento (Figura 4.42 b).

A temperatura a 2 metros (Figura 4.42 c) apresentou poucas variações diárias. Isto ocorreu porque os dados foram extraídos de regiões oceânicas e a pouca variabilidade térmica da água influencia na amplitude diária da temperatura do ar próximo a superfície. A temperatura foi superestimada, novamente, pelas simulações do Eta.

A série temporal de precipitação pode ser vista na Figura 4.42 (d). Os esquemas com TMC (principalmente KFMXP055 e KFMXP07) se destacaram por representar melhor os picos de máxima em relação ao esquema KF.

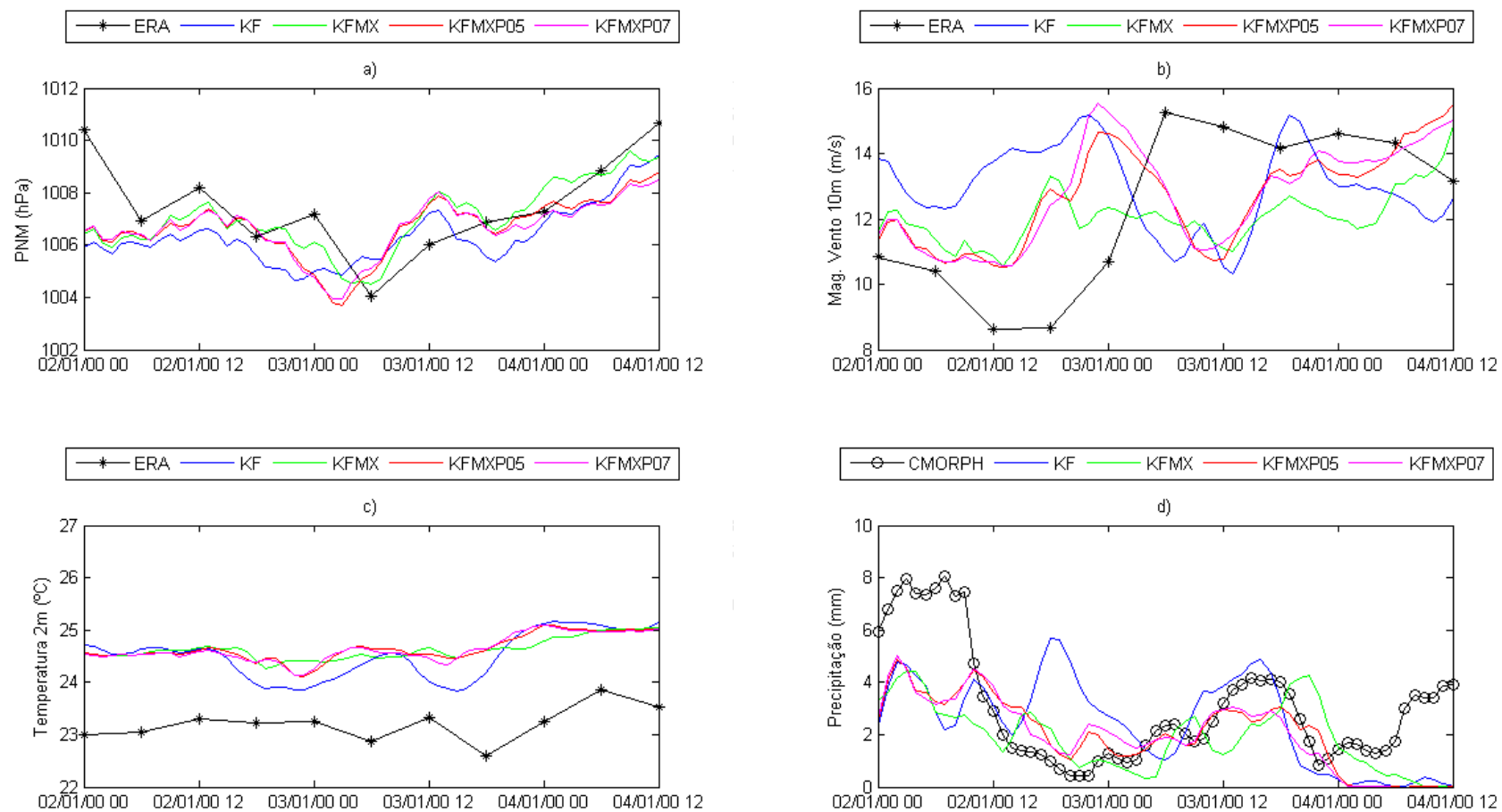


Figura 4.42. Comparação entre os dados do Era-interim, CMORPH e as simulações do Modelo Eta. Modelo iniciado em 01/01/00 às 12h (T+12→72h). a) Pressão em Superfície (hPa); b) Magnitude do Vento (m/s); c) Temperatura a 2 metros (°C); d) Precipitação acumulada (mm/h).

As séries de dados observados da estação automática de Machado e as simulações do Eta referentes ao caso 2 são apresentadas na Figura 4.43. O modelo foi iniciado no dia 25/12/2008 (T+12→72h).

A pressão de superfície (Figura 4.43 a) apresenta um aumento gradual dos valores no decorrer do período. As simulações do Eta acompanham esta tendência, porém apresentaram antecipação do pico de mínima por volta do dia 26/12/08 18 UTC assim como na Figura 4.42 (a).

Do mesmo modo que o caso 1, as simulações de temperatura a 2 metros superestimaram os dados observados. Entretanto, o modelo Eta consegue detectar os picos de máxima em todas as versões do esquema Kain-Fritsch testadas.

A magnitude do vento (Figura 4.43 b) apresentou grandes variações ao longo da série. O modelo Eta representou estas variações. Porém, em alguns momentos foi observado tanto antecipações quanto adiantamentos nos picos de máximas e mínimas. Isso gera baixa correlação entre as séries simuladas e observadas.

Com relação à precipitação (Figura 4.43 d) ocorreram alarmes falsos ao longo da série (fortes picos de máxima que não foram observados) e as simulações do modelo Eta apresentaram superestimativas.

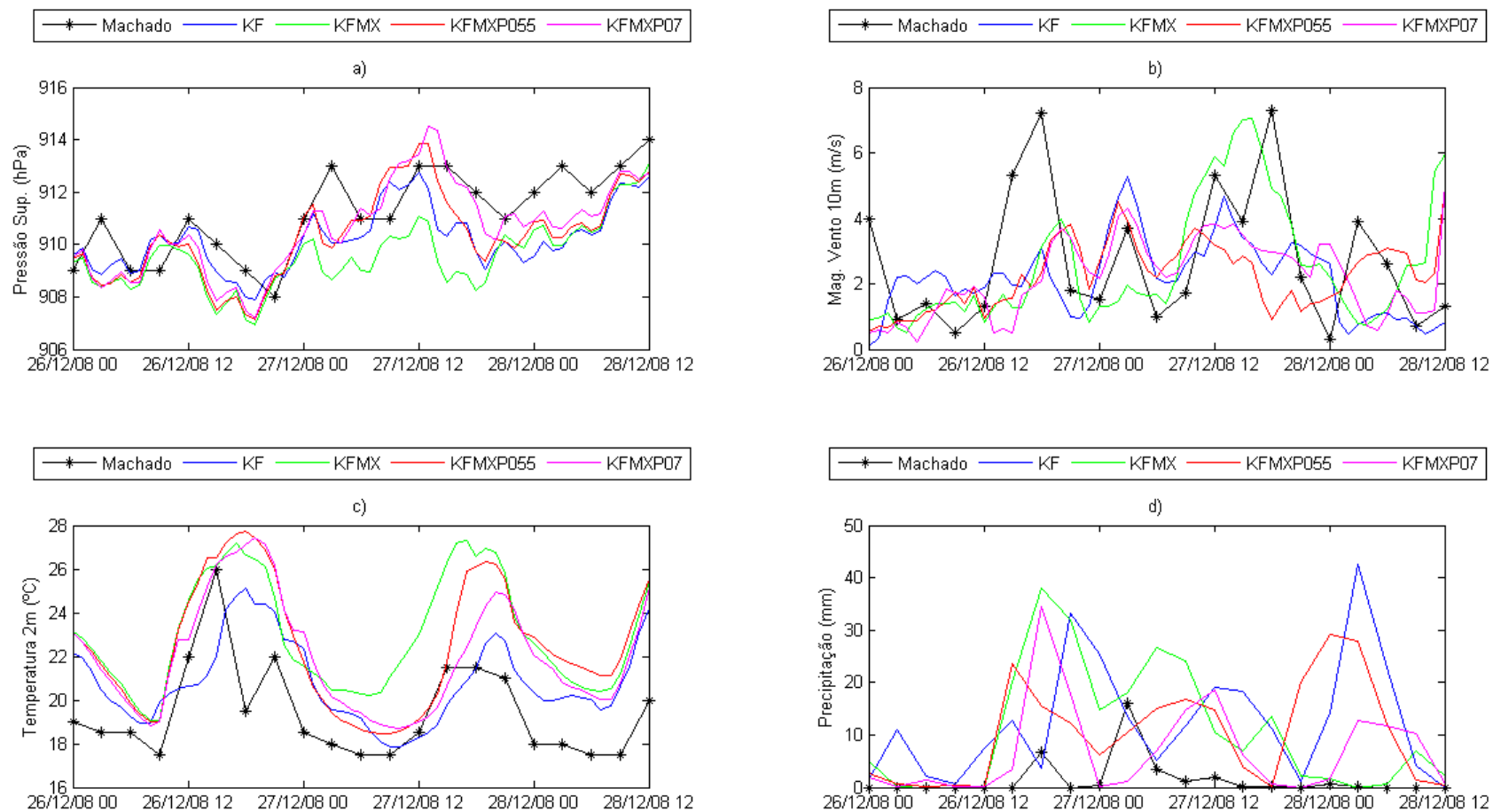


Figura 4.43. Comparação entre os dados de superfície da estação automática de Machado e as simulações do Modelo Eta. Modelo iniciado em 25/12/08 às 12h (T+12→72h). a) Pressão em Superfície (hPa); b) Magnitude do Vento (m/s); c) Temperatura a 2 metros (°C); d) Precipitação acumulada (mm/h).

A comparação entre os dados de superfície da reanálise, CMORPH e Eta do caso 2 podem ser observados na Figura 4.44. Similar a Figura 4.43 (a), a PNM (Figura 4.44 a) também apresentou um aumento gradual. Novamente, o modelo Eta conseguiu representar esta tendência. Apesar de subestimar os valores de pressão ao longo da série, todas as simulações do Eta estão em fase com os picos de a PNM das reanálises.

Assim como nas avaliações anteriores, a temperatura foi superestimada nas simulações do modelo Eta (Figura 4.44 c). A magnitude do vento (Figura 4.44 b) também foi superestimada e antecipou o segundo pico de máxima. A precipitação (Figura 4.44 d) estimada por satélite (CMORPH) apresentou dois máximos. Nenhum esquema gerou precipitação no primeiro pico de máxima. O segundo ápice de precipitação foi antecipado pelos esquemas com TMC. Apesar da disso, os esquemas KFMXP055 e KFMXP07 simularam com maior acurácia a intensidade do pico de máxima do dia 27/12/08 por volta das 12h.

É notável que até este ponto das avaliações houve mais ocorrências de antecipação no tempo das variáveis simuladas do que defasagens. Ainda que estas análises se refiram a variáveis locais ou pontuais, as defasagens e antecipações no tempo podem ser interpretadas como uma avaliação do deslocamento de sistemas meteorológicos em escalas maiores. Um exemplo disso é a passagem de um sistema frontal (mesoescala). As variáveis locais passam a sofrer alterações com a chegada de uma frente fria (Ex.: queda gradual da pressão, mudança na direção do vento, queda de temperatura, picos de precipitação e etc.). Se a simulação do modelo gera defasagem ou antecipação no tempo, significa que há atraso ou adiantamento no deslocamento dos sistemas de maiores escalas. Consequentemente, os picos das variáveis meteorológicas simuladas não estarão em fase com os picos dos dados observados.

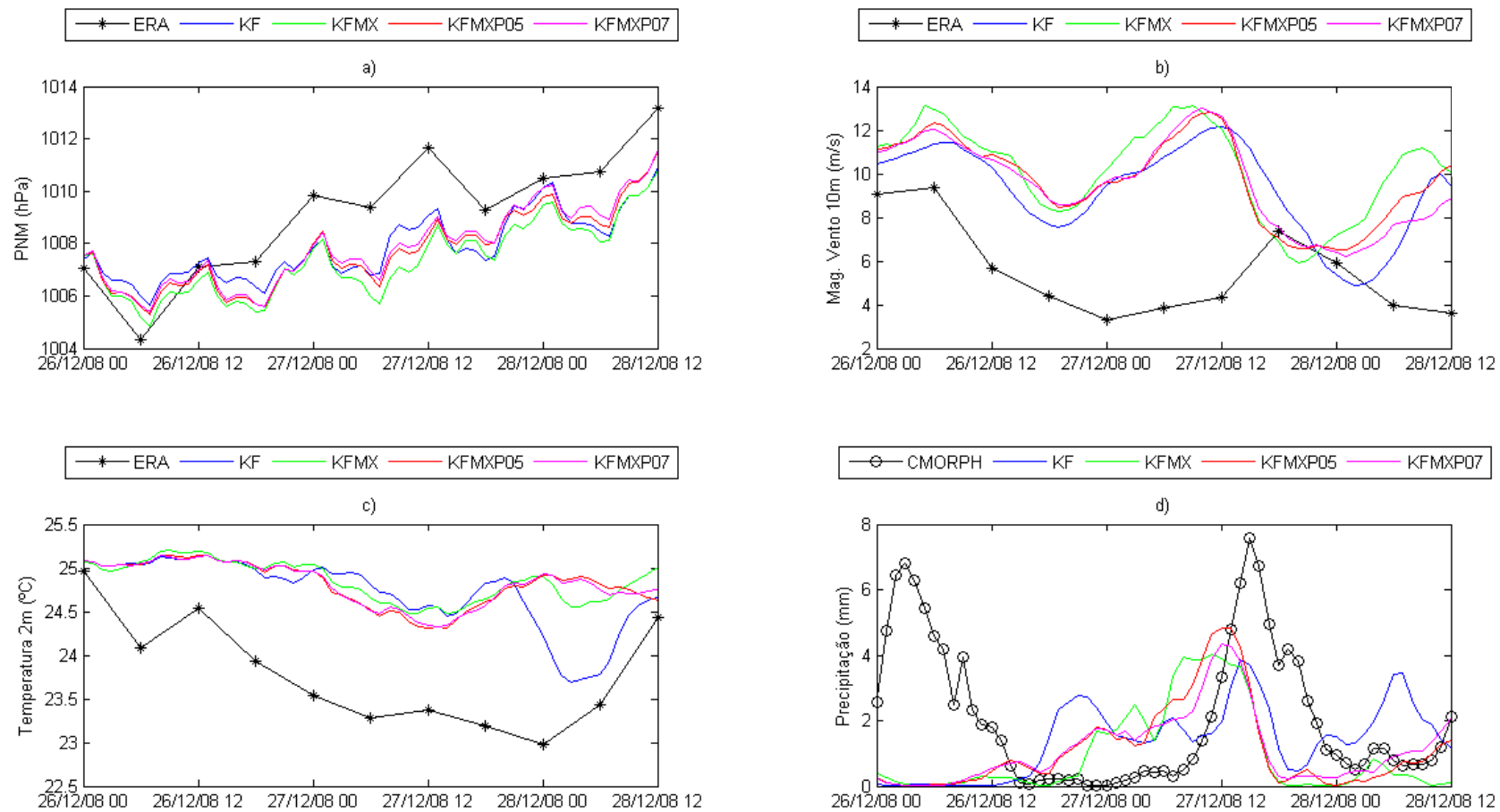


Figura 4.44. Comparação entre os dados do Era-interim, CMORPH e as simulações do Modelo Eta. Modelo iniciado em 25/12/08 às 12 UTC (T+12→72h). a) Pressão em Superfície (hPa); b) Magnitude do Vento (m/s); c) Temperatura a 2 metros (°C); d) Precipitação acumulada (mm/h).

As análises das variáveis de superfície do caso 3 podem ser vistas na Figura 4.45. O modelo Eta foi iniciado no dia 30/12/2009 às 12 UTC (T+12→72h).

A série temporal da pressão de superfície (Figura 4.45 a) foi superestimada pelas simulações do modelo Eta. Entretanto, as curvas estão em fase e o modelo conseguiu simular a tendência de aumento gradual de pressão. De forma geral, todas as versões do Kain-Fritsch apresentaram resultados muito próximos para a pressão em superfície.

Os dados de magnitude do vento da estação de Cunha apresentaram grandes variações ao decorrer da série (Figura 4.45 b). As simulações do Eta representaram estes picos, porém houve defasagem das fases.

Pelo terceiro caso consecutivo observamos que as simulações do Eta superestimaram a temperatura de superfície (Figura 4.45 c). Novos estudos de caso devem ser realizados para confirmar esta característica, incluindo comparações com mais dados observados e reanálises. Porém, ressalta-se que o modelo Eta representou com acurácia os picos de máxima e, portanto, produzindo curvas em fase com os dados observados.

A precipitação pode ser vista na Figura 4.45 (d). Os dados observados da estação de Cunha apresentaram fortes precipitações no dia 01/01/2010. Este ápice foi melhor representado pelos esquemas com TMC. Dentre eles, KFMXP055 e KFMXP07 foram os esquemas que produziram chuva durante o pico de máxima no dia 01/01/2010. Entretanto, todas as versões apresentaram subestimativas.

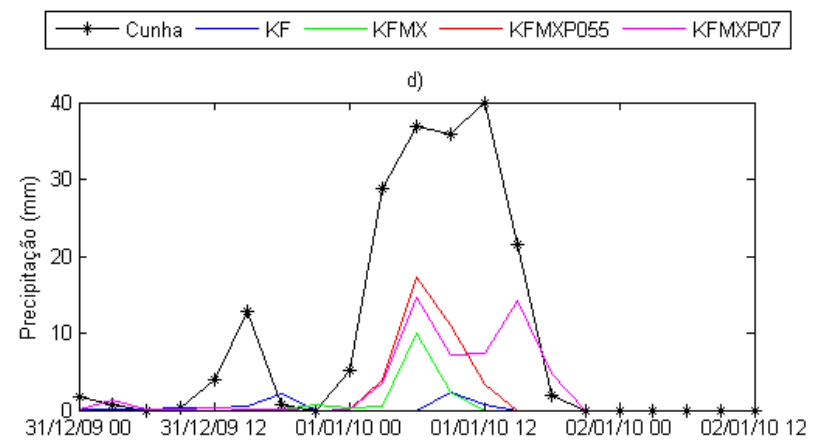
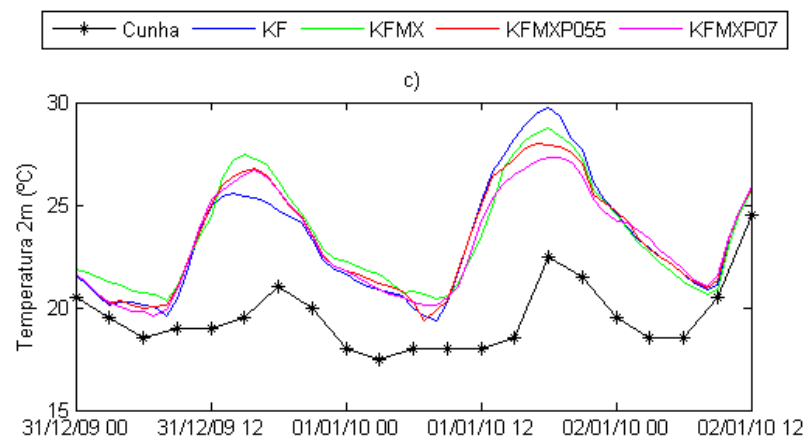
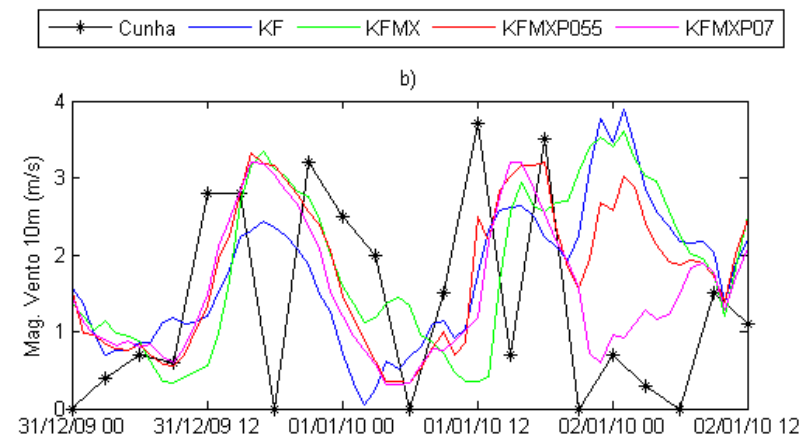
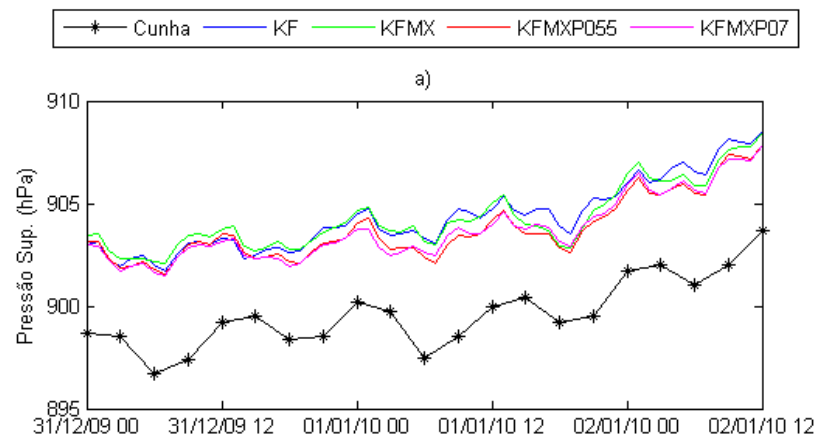


Figura 4.45. Comparação entre os dados de superfície da estação automática de Cunha e as simulações do Modelo Eta. Modelo iniciado em 30/12/09 às 12h (T+12→72h). a) Pressão em Superfície (hPa); b) Magnitude do Vento (m/s); c) Temperatura a 2 metros (°C); d) Precipitação acumulada (mm/h).

Os dados de superfície das reanálises, do modelo Eta e do CMORPH para o caso 3 podem ser visto na Figura 4.46. A PNMM (Figura 4.46 a) apresentou novamente um aumento gradual no decorrer da série. É importante notar que o modelo Eta conseguiu representar a tendência de pressão em todos os casos. Isto é significativo, pois esta tendência indica a passagem de um sistema meteorológico de baixa pressão. Logo, o modelo Eta conseguiu simular o deslocamento dos sistemas sobre a área de extração dos dados na presente análise. As simulações da magnitude do vento à 10m (Figura 4.46 b) representaram as curvas e acompanharam a tendência.

A simulação da temperatura a 2 metros (Figura 4.46 c) apresentou antecipação do pico de máxima nos esquemas com TMC. Aqui também foi observado superestimativa das simulações na maior parte da série.

Os dados de precipitação podem ser vistos na Figura 4.46 (d). As simulações do Eta representaram os picos e acompanharam a tendência. Do mesmo modo que as Figuras 4.44 e 4.45 (d), os esquemas KFMXP055 e KFMXP07 representaram melhor a quantidade de precipitação nos picos.

Como resumo para esta seção, temos que:

- i. Os esquemas KFMXP055 e KFMXP07 foram os que melhor representaram a intensidade dos ápices de precipitação.
- ii. O modelo Eta tende a superestimar a temperatura a 2m, porém novos estudos de caso devem ser realizado para confirmar esta característica. Inclusive incluindo mais dados observados.
- iii. O modelo Eta representou o aumento gradual da pressão de superfície em todos os casos e em todas as versões do esquema Kain-Fritsch.

Estes resultados serão confirmados e discutidos pela avaliação do diagrama de Taylor nos próximos parágrafos.

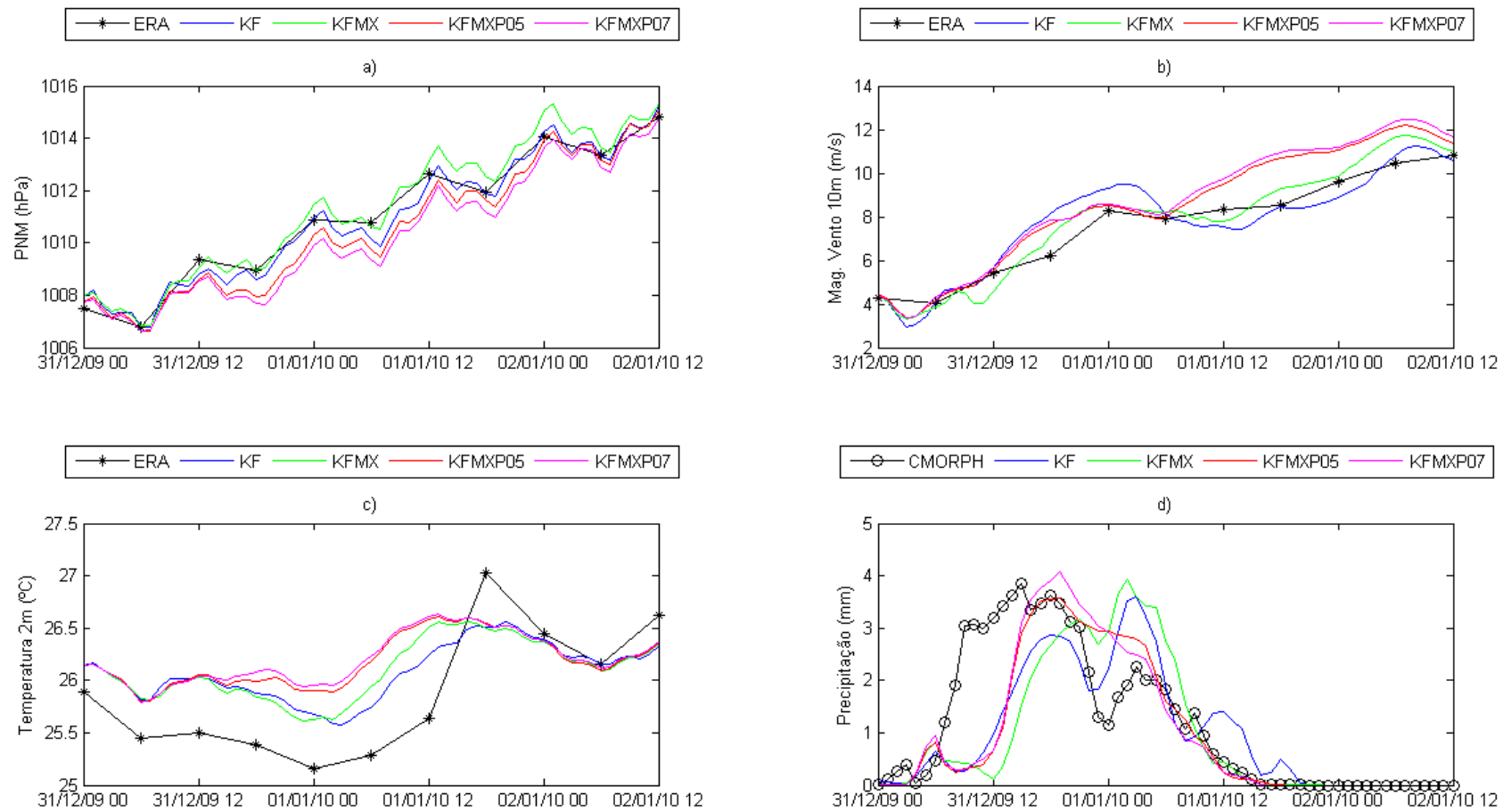


Figura 4.46. Comparação entre os dados do Era-interim, CMORPH e as simulações do Modelo Eta. Modelo iniciado em 30/12/09 às 12h (T+12→72h). a) Pressão em Superfície (hPa); b) Magnitude do Vento (m/s); c) Temperatura a 2 metros (°C); d) Precipitação acumulada (mm/h).

O diagrama de Taylor para todos os casos avaliados nesta seção pode ser visto na Figura 4.47. Os diagramas a, b, c, d se referem à pressão, mag. do vento 10m, temperatura 2m e precipitação, respectivamente. Os marcadores nas cores azul, verde, vermelho e magenta denotam os esquemas KF, KFMX, KFMXP055 e KFMXP07.

O diagrama foi construído com a média da correlação, desvio padrão normalizado e RMSE dos dados analisados nesta seção. O desvio padrão foi normalizado pela divisão entre o desvio padrão das simulações e o desvio padrão dos dados observados em estações automáticas, reanálise Era-Interim e CMORPH. Os valores ideais são: Coeficiente de Correlação = 1; RMSE = 0; Desvio Padrão Normalizado = 1.

A simulação de pressão foi melhor representada pelos esquemas KFMXP055 e KFMXP07 (Figura 4.47 a), pois obtiveram maior correlação, menor erro e estiveram mais próximos do valor ideal 1 para o desvio padrão normalizado. O mesmo comportamento ocorreu para a magnitude do vento à 10m (Figura 4.47 b) e a Precipitação (Figura 4.47 d) e, portanto, o TMC proposto neste trabalho obteve destaque para estas variáveis de superfície nos locais analisados. Para a temperatura 2m (Figura 4.47 c), KFMX alcançou maior correlação e auferiu menor RMSE. KF foi o que mais se aproximou do valor 1 no desvio padrão normalizado.

O principal objetivo deste trabalho é aprimorar as simulações do Eta com relação a precipitação. Sumarizando esta avaliação local da chuva, pelo Diagrama de Taylor, com os resultados dos índices BIAS e ETS, foi possível notar que o TMC proposto é uma opção válida para uso operacional e em pesquisas. Mais estudos de caso devem ser realizados para a confirmação destes testes iniciais.

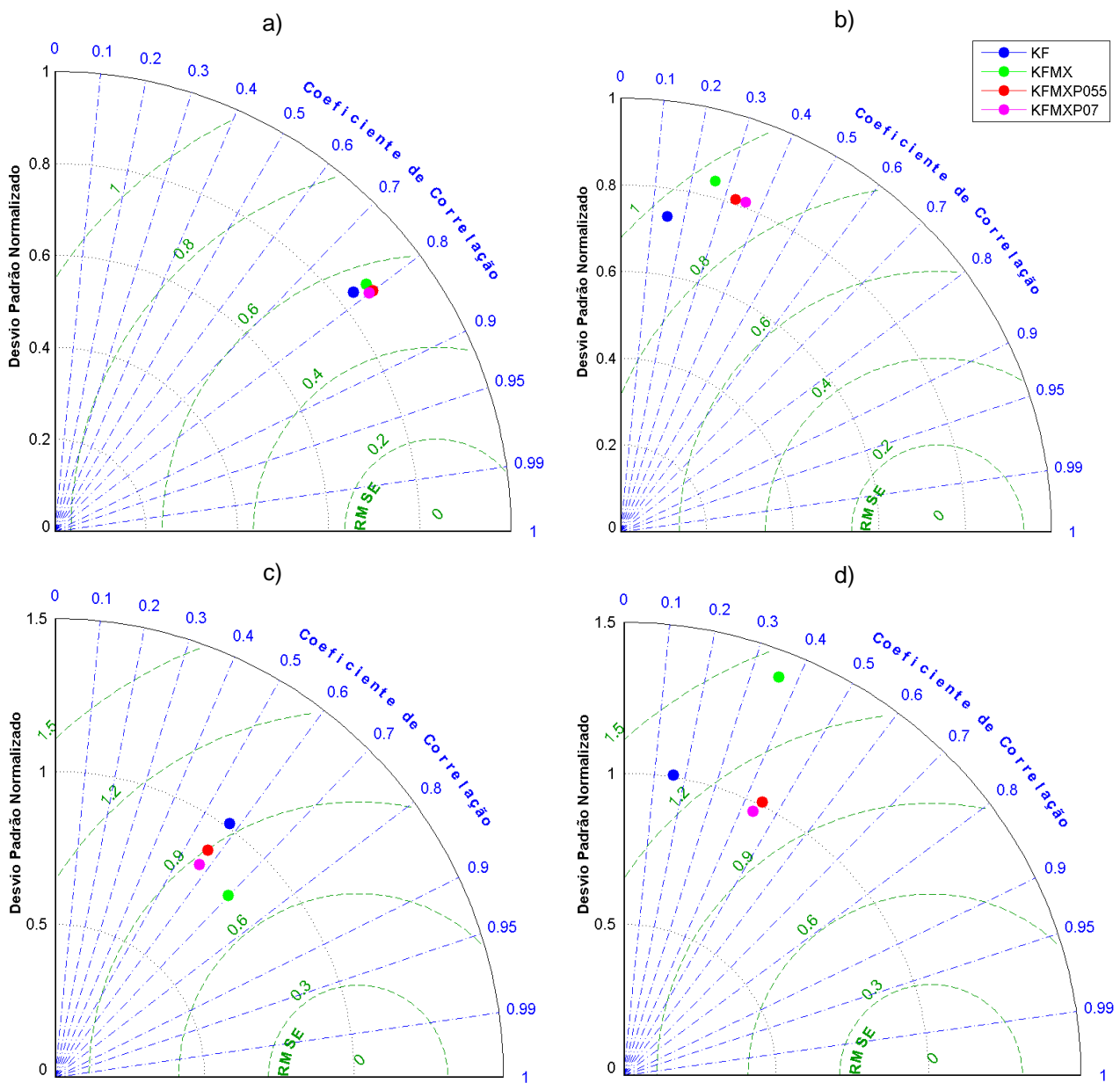


Figura 4.47. Diagrama de Taylor referente aos dados de superfície dos casos estudados. a) Pressão; b) Magnitude do Vento 10m; c) Temperatura 2m; d) Precipitação.

5. CONCLUSÃO

Uma nova parametrização do fluxo de momentum foi proposta para o esquema de convecção Kain-Fritsch. A nova equação de tendência de momentum inclui os efeitos da perturbação de pressão produzida pela convecção profunda. O objetivo foi aprimorar a simulação de precipitação do modelo Eta, corrigindo a distribuição e o deslocamento de sistemas precipitantes. O modelo Eta foi executado utilizando 4 versões do esquema Kain-Fritsch. Para as avaliações foram considerados: testes de sensibilidade, avaliação subjetiva e avaliações estatísticas.

O teste de sensibilidade foi feito com o intuito de detectar o papel do TMC em sistemas de baixa pressão, distribuição da precipitação e no perfil vertical da magnitude horizontal do vento. Os resultados são listados abaixo:

- 1) O fluxo de momentum atua enfraquecendo o núcleo das baixas pressões (aumenta o valor das isóbaras) em relação ao esquema controle KF. Nas bordas laterais destes sistemas há uma diminuição no valor das isóbaras. O termo da FGP atua diminuindo a pressão tanto no núcleo dos ciclones quanto nas suas periferias.
- 2) Os esquemas com fluxo de momentum apresentaram adiantamento da faixa de precipitação em relação ao esquema controle KF.
- 3) O fluxo de momentum gera enfraquecimento da magnitude do vento em médios e baixos níveis. O termo da FGP atua de maneira contrária aos outros termos da equação de tendência de momentum e, portanto, atua intensificando o vento em médios e baixos níveis.

Os dados simulados foram comparados com dados de estações automáticas, dados de reanálise e de precipitação estimada por satélite para identificar qual(is) esquema(s) representavam melhor a pressão em superfície, temperatura a 2m, precipitação, magnitude do vento e velocidade vertical. Os resultados principais são listados abaixo:

- 1) Para as variáveis de superfície, os esquemas KFMXP055 e KFMXP07 representaram melhor a pressão em superfície, a magnitude do vento 10m e a precipitação local. A temperatura à 2m foi melhor representada pelo esquema KFMX.
- 2) KFMX também foi o melhor esquema para representar a coluna vertical da magnitude do vento e a velocidade vertical.
- 3) O perfil vertical da magnitude do vento teve superestimativas expressivas no esquema controle KF. O enfraquecimento do vento, causado pelo TMC, corrigiu estas superestimativas.
- 4) O modelo Eta apresentou mais precipitações extremas com 72h de antecedência. Mais estudos devem ser realizados para confirmar esta característica. Se confirmado, é uma importante informação para o trabalho operacional.

Também foram utilizados índices estatísticos para verificar qual versão do esquema Kain-Fritsch melhor representou as precipitações durante os três estudos de casos. Os resultados são sumarizados abaixo:

- 1) Pelo índice ETS, foi observado que as simulações com 48h de antecedência são superiores para representar as chuvas em relação às simulações com 72h de antecedência.
- 2) KFMX foi o esquema que melhor representou as precipitações leves e moderadas.
- 3) Para precipitações intensas, o esquema KFMXP055 obteve melhores resultados pelo ETS, porém o índice BIAS mostrou que a versão KFMXP07 foi a que menos subestimou a precipitação.
- 4) Para o índice BIAS, as simulações com 48h de antecedência detectam melhor a frequência de ocorrência de chuvas leves. A frequência de ocorrência de chuvas intensas foi melhor representada pelas simulações com 72h de antecedência.

5) Todas as versões do esquema Kain-Fritsch testadas apresentaram subestimativas das precipitações moderadas e intensas. Os esquemas com fluxo de momentum proposto foram os que menos subestimaram.

Por fim, os objetivos deste trabalho foram cumpridos. O TMC proposto aprimorou as simulações de precipitação mais intensas. Novos estudos de casos devem ser realizados para confirmar estas características. Como sugestão de trabalhos futuros, temos:

- Inclusão de mais dados de precipitação de estações meteorológicas e/ou dados de precipitação estimado por satélite.
- Novos estudos de caso em diferentes estações do ano.
- Teste de valores no parâmetro de ajuste $C_{k,l}$.
- Aplicação dos esquemas Kain-Fritsch com TMC proposto em diferentes resoluções espaciais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ASSAI, T. Tree-dimensional features of thermal convection in a plane couette flow. **J. Meteor. Soc.** V. 48, p. 525-531, 1970.

BLACK, T.L. The new NMC mesoscale Eta model: description and forecast examples. **Wea. Forecasting**, v. 9, n. 2, p. 265-278, 1994.

BUSTAMANTE, J.F.; CHOU, S.C.; ROZANTE, J.R.; GOMES, J.L. Uma avaliação da previsibilidade de tempo do modelo Eta para a América do Sul. **Rev. Bras. Met.**, v.20, n.1, p.59-70, 2005.

BUSTAMANTE, J. F.; GOMES, J. L.; CHOU, S. C. AND ROZANTE, J. R. Evaluation of april 1999 rainfall forecasts over South America using the Eta Model. **Climanalise**, v. 14, p. 1-17, 1999.

CARVALHO, P. R. B. **Inclusão da Perturbação de Momentum no Esquema de Parametrização de Cumulus Kain-Fritsch e Impactos Sobre um Caso de Chuva Convectiva**. 2007 - 106 p. (INPE-15145-TDI/1277). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, 2007. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/12.07.12.20>>. Acesso em: 21 jul. 2016.

CHARNEY, J. G.; ELIASSEN, A. On the growth of hurricane depression. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 21, p. 69-75, 1964.

CHEN, F.; JANJIC, Z.; MITCHELL, K. Impact of atmospheric surface-layer parameterizations in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale Eta Model. **Bound.-Layer Meteor.**, 85, 391-421, 1997.

CHENG, A.; XU, K. M. An explicit representation of vertical momentum transport in a multiscale modeling framework through its 2-D cloud-resolving model component. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, p. 2356–2374, doi:10.1002/2013JD021078 , 2014.

CHOU, S. C. ; CATALDI, M. ; OSORIO, C. ; GUILHON, L. G. ; GOMES, J. L. ; BUSTAMANTE, J. Análise das previsões de precipitação obtidas com a utilização do modelo Eta como insumo para modelos de previsão semanal de vazão natural. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 12, p. 5-12, 2007.

CHOU, S. C. Modelo regional Eta . **Climanálise Especial comemorativa de 10 anos**, INPE, São José dos Campos, 1996.

CHOU, S. C.; BUSTAMANTE, J. F.; GOMES, J. L. Evaluation of Eta Model seasonal precipitation forecasts over South America. **Nonlinear Processes in Geophysics**, 12, 537–555, 2005.

FELS, S. B.; SCHWARZKOPF, M. D. The simplified exchange approximation: A new method for radiative transfer calculations. **J. Atmos. Sci.**, v. 32, p. 1475-1488, 1975.

FERRIER, B. S.; JIN, Y.; LIN, Y.; BLACK, T.; ROGERS, E.; DIMEGO, G. Implementation of a new grid-scale cloud and precipitation scheme in the NCEP Eta Model. In: Conf. on Weather Analysis and Forecasting, 19./ Conf. on Numerical Weather Prediction, 15., San Antonio, TX, 2002. Proceedings... San Antonio: **Amer. Meteor. Soc.**, p. 280-283, 2002.

FLATAU, M.; STEVENS, D. E. The Effect Of Horizontal Pressure Gradients on the Momentum Convective Lines. Part II: Lagrangian Calculations. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V. 44, n. 15, p. 2088-2096, 1987.

FRITSCH, J. M.; CHAPPELL, C. F. Numerical Prediction of Convectively driven Mesoscale Pressure Systems, Part I: Convective Parameterization. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 37, p. 1722-1733, 1980.

GALLUS JR, W. A. Eta Simulations of Three Extreme Precipitation Events: Sensitivity to Resolution and Convective Parameterization. **Weather and Forecasting**, v. 14, p. 405-426, 1999.

GOMES, J. L. **Estrutura dos Sistemas Precipitantes de Verão do Estado de São Paulo: Estudo Diagnóstico e Numérico**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, 184p. (INPE-16659-TDI/1617). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, 2010.

GREGORY, D.; KERSHAW, R. INNESS, P. M. Parameterization of Momentum Transport by Convection. II: Tests in Single-Column and General Circulation Models. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. V. 123, n. 541, p. 1153-1183, 1997.

LACIS, A. A.; HANSEN, J. E. A parameterization of the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **J. Atmos. Sci.**, 31, 118-133, 1994.

HAN, J.; PAN, H. L. Sensitivity of Hurricane Intensity Forecast to Convective Momentum Transport Parameterization. **Monthly Weather Review**, v. 134, p. 664-674, 2006.

HOUZE Jr, R. A. A climatological study of vertical transports by cumulus-scale convection. **J. Atmos. Sci.**, v. 30, n. 6, p. 1112–1123, 1973.

HOUZE Jr, R. A. **Cloud Dynamics**. London: Academic Press, 1993. 573p.

JACOBSON, M. Z. **Fundamentals of Atmospheric Modeling**. 2nd ed. Nova York: Cambridge University Press, 2005. p. 813.

JANJIC, Z. I.; GERRITY Jr., J. P.; NICKOVIC, S. An alternative approach to nonhydrostatic modeling. **Mon. Wea. Rev.**, 129, 1164-1178, 2001.

JANJIC, Z. I. The step-mountain Eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **Mon. Wea. Rev.**, v. 122, n. 5, p. 927-945, 1994.

Kain, J. S.; Baldwin, M. E.; Janish, P. R.; Weiss, S. J. **Utilizing the Eta model with two different convective parameterizations to predict convective initiation and evolution at the SPC**. Ninth Conference on Mesoscale Processes, Ft. Lauderdale, FL, 91–95, 2001.

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. A One-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. **J. Atmos. Sci.**, v. 47, n. 23, p. 2784–2802, 1990.

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. Chapter 16 - Convective parameterization for mesoscale models: the Kain-Fritsch scheme, in meteorological monographs. **Amer. Meteor. Soc.**, v. 24, n. 46, 1993.

KAIN, J. S. The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update. **Journal of Applied Meteorology**. v. 43, n. 1, p.170-181, 2004.

KERSHAW, R.; GREGORY, D. Parametrization of Momentum Transport by Convection. I: Theory and Cloud Modelling Results. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. V. 123, n. 541, p. 1133-1151, 1997.

KHOUIDER, B.; HAN, Y.; BIELLO, J. A. Convective Momentum Transport in a Simple Multicloud Model for Organized Convection. **American Meteorological Society**, v. 69, p. 281-302, 2012.

KUO, H. L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 5, p. 1232-1240, 1974.

LACIS, A. A.; HANSEN, J. E. A parameterization of the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **J. Atmos. Sci.**, 31, 118-133, 1974.

LEMONE, M. A.; BARNES, G. M.; FANKHAUSER, J. C.; TARLETON, L. F. Perturbation pressure fields measured by aircraft around the cloud base updraft of deep convective clouds. **Mon. Wea. Rev.**, 116, n. 2, p. 313–327, 1988.

LEMONE, M. A. Momentum transport by a line of cumulonimbus. **J. Atmos. Sci.**, 40, n. 7, p. 1815–1834, 1983.

MALKUS, J. S. Recent Advances in the Study of Convective Clouds and their Interaction with the Environment. **Tellus**, v. 4, n. 2, p. 71-87, 1952.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Rev. Geophys. Space Phys.**, v. 20, n. 4, p. 851-875, 1982.

MESINGER, F. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. **Rev. Meteor. Aeronautica**, v. 44, n. 1-4, p. 195-202, 1984.

MESINGER, F. Forward-backward scheme, and its use in a limited area model. **Contrib. Atmos. Phys.**, 50, 200-210, 1977.

MOURÃO, C. E. F. **Estudo Numérico da Produção de Chuvas Intensas na Região da Serra do Mar Paulista**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, 119p. (INPE-16681-TDI/1626). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, 2010.

OOYAMA, K. A theory on parameterization of cumulus convection. **J. Meteor. Soc. Japan**, 49, p. 744–756, 1971.

PAULSON, C. A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. **J. Appl. Meteorol.**, v. 9, p. 857-861, 1970.

RICHTER, J. H.; RASCH, P. J. Effects of Convective Momentum Transport on the Atmospheric Circulation in the Community Atmosphere Model, Version 3. **Journal of Climate**, v. 21, p. 1487-1499, 2008.

RICHARDSON, L. F. **Weather Prediction by Numerical Process**. Cambridge University Press, Cambridge, 1922, xii+236pp. Reimpresso em, New York, 1965, por Sydney Chapman, xvi+236pp.

ROTUNNO, R.; KLEMP, J. B. The Influence of the shear-induced pressure gradient on thunderstorm motion. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 2, p. 136–151, 1982.

ROZANTE, R. J.; CAVALCANTI, I. F. A. Regional Eta model experiments: SALLJEX and MCS development. **Journal of geophysical research**, V. 113, D17106, doi:10.1029/2007JD009566, 2008.

SALBY, M. L. **Fundamentals of Atmospheric and Physics**. United States of America: Elsevier, 1995. V. 61. ISBN-13:978-0-12-615160-2.

SCHNEIDER, E. K.; LINDZEN, R. S. A discussion of the parameterization of momentum exchange by cumulus convection. **J. Geophys. Res.**, v. 81, n. 18, p. 3158–3161, 1976.

STENSRUD, D. J. **Parameterization Schemes: Keys to Understanding Numerical Weather Prediction Models**. Nova York: Cambridge University Press, 2007. 459 p.

VASCONCELOS, F. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Uma avaliação das previsões do modelo regional Eta em alta resolução para dois casos de chuva intensa

ocorridos na região da serra do mar. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.4, 501 - 512, 2010.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science: An Introductory Survey**. 2nd ed. Canada: Elsevier, 2006. V. 92. ISBN 0-12-732951-X.

WU, X.; YANAI, M. Effects of Vertical Wind Shear on the Cumulus Transport of Momentum: Observation and Parameterization. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 51, n. 12, p. 1640-1660, 1994.

WU, X.; LIANG, X. Z.; ZHANG, G. J. Seasonal migration of ITCZ precipitation across the equator: Why can't GCMs simulate it? **Geophysical research letters**, V. 30, N. 15, 1824, 2003. doi:10.1029/2003GL017198.

YAGUCHI, S. M. **Simulação em Alta Resolução do Ciclo Diurno da Precipitação em Região de Topografia Complexa**. 2013. 100 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/05.06.20.10-TDI). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, 2013. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3E3T8MS>>. Acesso em: 21 jul. 2016.

ZHANG, G. J.; CHO, H. Parameterization of the Vertical Transport of Momentum by Cumulus Clouds. Part I: Theory. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 48, p. 1483-1492, 1991.

ZHANG, G. J.; WU, X. Convective Momentum Transport and Perturbation Pressure Field from a Cloud-Resolving Model Simulation. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 60, p. 1120-1139, 2003.