



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-15459-TDI/1421

**ANÁLISE E MODELAGEM DOS DISTÚRBIOS
ONDULATÓRIOS DE LESTE QUE ATUAM NA COSTA
LESTE DO NORDESTE DO BRASIL**

Roger Rodrigues Torres

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada
pelo Dr. Nelson Jesus Ferreira, aprovada em 22 de setembro de 2008

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/08.20.23.59>>

INPE
São José dos Campos
2008

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) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO:

Presidente:

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

Membros:

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

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

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

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

Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Viveca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-15459-TDI/1421

**ANÁLISE E MODELAGEM DOS DISTÚRBIOS
ONDULATÓRIOS DE LESTE QUE ATUAM NA COSTA
LESTE DO NORDESTE DO BRASIL**

Roger Rodrigues Torres

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada
pelo Dr. Nelson Jesus Ferreira, aprovada em 22 de setembro de 2008

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/08.20.23.59>>

INPE
São José dos Campos
2008

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

T636a Torres, Roger Rodrigues.

Análise e modelagem dos distúrbios ondulatórios de leste que atuam na costa leste do nordeste do Brasil / Roger Rodrigues Torres. – São José dos Campos: INPE, 2008.

129p. ; (INPE-15459-TDI/1421)

Dissertação (Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.

1. Distúrbios ondulatórios de leste. 2. Modelo Eta. 3. Nordeste do Brasil. 4. Parametrização de cúmulus. 5. Betts-Miller-Janjic e Kain-Fritsch. I.Título.

CDU 551.5

Copyright © 2008 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, microfílmico, reprográfico ou outros, sem a permissão escrita da Editora, com exceção de qualquer material fornecido especificamente no propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2008 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, microfilming, recording or otherwise, without written permission from the Publisher, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

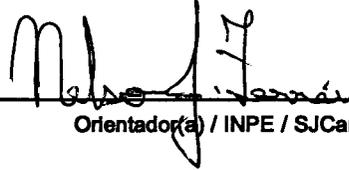
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de Mestre em
Meteorologia

Dr. Clóvis Angeli Sansigolo



Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Nelson Jesus Ferreira



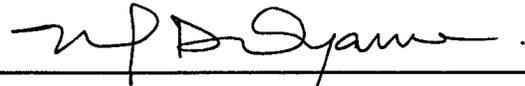
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati



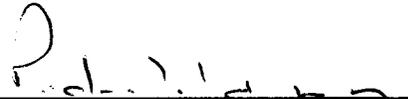
Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Marcos Daisuke Oyama



Membro da Banca / IAE/CTA / SJCampos - SP

Dr. Pedro Leite da Silva Dias



Convidado(a) / LNCC / Petrópolis - RJ

Aluno (a): Roger Rodrigues Torres

São José dos Campos, 22 de setembro de 2008

“Deus nos fez perfeitos e não escolhe os capacitados, capacita os escolhidos. Fazer ou não fazer algo só depende de nossa vontade e perseverança”

Albert Einstein

“Nunca, jamais desanimeis, embora venham ventos contrários!”

Santa Paulina

Dedico a meu pai Reinaldo Rodrigues Torres pelos ensinamentos de caráter e hombridade, e a minha mãe, Lázara Aparecida da Silva Torres, pela cumplicidade, amor e orações dedicadas a mim.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por todas as bênçãos derramadas sobre mim e minha família, e pela oportunidade de alcançar mais uma conquista.

A meus pais Reinaldo (Seu Nardo) e Lázara (Dona Cida) pelo amor e carinho dedicados durante toda a minha vida.

A minha irmã Regina e aos meus irmãos Reginaldo, Rogério e Régis pelo estímulo e torcida durante todos os momentos.

A minha linda sobrinha Beatriz pelo encanto e doçura que tornaram minhas visitas a Rio Claro mais alegres e prazerosas.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ) pelo auxílio financeiro e ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) pelo fornecimento dos dados de estação utilizados neste trabalho.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) pela utilização de equipamentos e instalações.

Agradeço ao Dr. Nelson Jesus Ferreira pela orientação e apoio na realização deste trabalho.

Ao Gustavo Sueiro e Jorge Gomes pelas informações e ajuda no processamento das simulações com o Modelo Regional Eta.

Aos amigos do curso de Pós-Graduação em Meteorologia: Alan, Aliana, Antônio, Cristiano, Eliude, Fernanda, Marília, Michelyne, Raquel, Renato, Rogério, Sérgio e Sheila, muito obrigado pelos momentos vividos e pelas trocas de experiência compartilhadas.

A todos os amigos que estiveram ao meu lado durante a realização deste trabalho, em especial a Alan, Alex, Cristiano, Cristina, David, Helber, Luciene e Paulo, cuja amizade e companheirismo foram fundamentais nesses últimos anos.

RESUMO

Neste estudo foram analisados os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs) que atingiram a costa leste do Nordeste do Brasil (NEB) no período de abril a julho de 2005 e 2006. Devido às chuvas nessa região nem sempre serem previstas adequadamente pelos modelos numéricos, foram realizados 40 experimentos com o Modelo Eta, utilizando diferentes resoluções horizontais (10 e 40 km) e esquemas de parametrização convectiva (Betts-Miller-Janjic (*BMJ*) e Kain-Fritsch (*KF*)). O desempenho desses experimentos foi avaliado para os eventos ocorridos nos dias 15 de maio de 2005 e 20 de junho de 2006. A partir das análises do NCEP foram identificados, em 700 hPa, 26 eventos de DOLs na latitude de 5°S. Os distúrbios apresentaram, em média, período de 5 dias, velocidade de 10 ms⁻¹ e comprimento de onda de 4000 km. Analisando a circulação em 700 hPa, tanto os experimentos com resolução horizontal de 40 km, quanto aqueles com 10 km, simularam muito bem um cavado propagando-se para oeste, desde aproximadamente 20°W até o NEB, com previsibilidade de 5 dias. Avaliando o impacto de diferentes parametrizações convectivas no modelo, verificou-se que os resultados dos experimentos foram semelhantes, havendo um predomínio de regiões com sub-estimativa de precipitação. Os melhores desempenhos ocorreram para limiares de precipitação mais baixos, indicando que o modelo simulou razoavelmente bem as áreas onde ocorreu precipitação. Nenhum esquema convectivo foi melhor que o outro em todos os parâmetros analisados. Avaliando os índices *Equitable Threat Score*, VIÉS, Probabilidade de Detecção (*POD*) e a Raiz do Erro Quadrático Médio (*REQM*), observou-se que as simulações com *KF* obtiveram resultados ligeiramente melhores, principalmente para *KF10*. Estes resultados demonstram a necessidade de se abranger essa análise para um número maior de casos, e de se estudar os esquemas de parametrização de cúmulus mais detalhadamente para que haja um aprimoramento das previsões de chuva no NEB, principalmente na costa leste.

ANALYSIS AND MODELLING OF EASTERLY WAVES DISTURBANCES OVER THE EASTERN COAST OF NORTHEAST BRAZIL

ABSTRACT

This study analyzed the Easterly Waves Disturbances (*EWDs*) that reached the Eastern Coast of Northeast Brazil (NEB) during the period of April through July of 2005 and 2006. As rainfall in this region has not been forecasted properly from the numerical models, it was carried out 40 experiments with Eta model, using different horizontal resolutions (10 and 40 km) and convective parameterization schemes (Betts-Miller-Janjic (*BMJ*) and Kain-Fritsch (*KF*) schemes). The performances of these experiments were evaluated on 15 May 2005 and 20 June 2006. Using the NCEP analysis data in 700 hPa, 26 *EWDs* were identified on the latitude of 5°S. The disturbances showed period of 5 days, phase speed of 10 ms⁻¹ and wavelength of about 4000 km. Analyzing 700 hPa wind fields, both experiments with horizontal resolution of 40 km and 10 km, represented well a trough propagating westward, from about 20°W until NEB, with predictability of 5 days. Evaluating the model sensitivity to different convective parameterization, all the experiments were very similar and they underestimated the total precipitation in most of domain. Objective evaluation of precipitation forecasts showed higher scores at weaker thresholds, indicating that the model forecasted well rain areas. Neither convective scheme was better than the other in all the analyzed parameters. The Equitable Threat Score, Bias score, Probability of Detection and the Root Mean Square Error (RMSE), showed that the Eta model forecasts had higher precipitation predictability with *KF* scheme, mainly for *KF10*. These results suggest that is necessary to expand this analyze for a wide number of cases and a detailed study of cumulus parameterization should be taken improving rainfall forecast in NEB, mainly on the Eastern Coast.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	
1 INTRODUÇÃO	25
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	29
2.1 Variação sazonal de precipitação sobre o leste do NEB	29
2.2 Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs)	32
3 DADOS E METODOLOGIA	41
3.1 Dados	41
3.2 Metodologia	42
3.2.1 Diagramas tempo versus longitude	44
3.2.2 Fluxo de umidade integrado verticalmente	45
3.2.3 Filtro Média Móvel	45
3.2.4 Índices Estatísticos	46
4 MODELO ETA	49
4.1 Grade Horizontal	49
4.2 Coordenada vertical	50
4.3 Topografia	51
4.4 Condições iniciais e de contorno	52
4.5 Esquemas de integração e parametrização	52
4.6 Esquemas de parametrização convectiva	53
4.6.1 Esquema de Betts-Miller-Janjic	53
4.6.2 Esquema de Kain-Fritsch	54
5 IDENTIFICAÇÃO DOS DOLs	55
6 ESTUDOS DE CASO	63
6.1 O caso do dia 15/05/2005	63
6.2 O caso do dia 20/06/2006	71
7 SIMULAÇÕES NUMÉRICAS	79
8 CONSIDERAÇÕES FINAIS	109

8.1 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	112
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	113
APÊNDICE A - DIAGRAMAS DE HOVMOLLER	119
APÊNDICE B - ÍNDICES DE ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA	127
B.1 ÍNDICE <i>K</i>	127
B.2 ÍNDICE <i>TT</i>	127
B.3 ÍNDICE <i>SLI</i>	128
B.4 <i>CAPE</i>	128

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Distribuição de precipitação anual média (mm) sobre o leste do NEB.	29
2.2 - Estações chuvosa (a) e seca (b). As siglas com quatro letras são elaboradas a partir da primeira letra dos quatro meses consecutivos com maior (a) e menor (b) precipitação.	30
2.3 - Média (1964-89) do vetor cisalhamento do vento em superfície sobre o oceano Atlântico: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.	31
2.4 - Estrutura horizontal esquemática, em baixos níveis, de uma onda de leste no HS.	36
2.5 - Estrutura vertical esquemática de uma onda de leste no HS. A escala horizontal representa o tempo aproximado em que a onda utilizou para atravessar a Ilha de Ascensão no Oceano Atlântico.	36
3.1 - Domínio dos experimentos com o Modelo Eta a ser utilizado no estudo.	42
4.1 - Grade horizontal do tipo <i>E</i> de Arakawa.	50
4.2 - Seção vertical idealizada da topografia do Modelo Eta e distribuição das variáveis na vertical (u , T , P_s).	52
5.1 - Séries temporais de precipitação diária acumulada (mm dia ⁻¹) (a e b) para algumas estações meteorológicas no NEB e a componente meridional do vento (m.s ⁻¹) filtrada (c e d), em 700 hPa, para 35°W e 5, 10 e 15°S, abrangendo os meses de abril (a e c) e maio (b e d) de 2005. As linhas pontilhadas verticais indicam a data aproximada da passagem dos DOLs em 35°W, com o respectivo número do evento, como descrito nas Tabelas 5.1 e 5.2.	59
5.2 - Como Figura 5.1, exceto para os meses de junho (a e c) e julho (b e d) de 2005.	60
5.3 - Como Figura 5.1, exceto para os meses de abril (a e c) e maio (b e d) de 2006.	61
5.4 - Como Figura 5.1, exceto para os meses de junho (a e c) e julho (b e d) de 2006.	62
6.1 - Composição das imagens dos satélites GOES e METEOSAT no canal infravermelho para os dias 15 (a - d) e 16 (e - h) de maio de 2005.	66
6.2 - Análises do NCEP. Linhas de corrente em 700 hPa e movimento vertical médio (Pa s ⁻¹) entre 850-700 hPa, às 00 Z (a), 06 Z (b), 12 Z (c) e 18 Z (d) do dia 15/05/2005; e divergência do fluxo de umidade em 850 hPa (10 ⁻⁵ g kg ⁻¹ s ⁻¹) e fluxo de umidade integrado da superfície até 300 hPa (kg m ⁻¹ s ⁻¹), às 00 Z (e), 06 Z (f), 12 Z (g) e 18 Z (h) do	67

dia 15/05/2005.	
6.3 - Como Figura 6.2, exceto para o dia 16/05/2005.	68
6.4 - Diagramas <i>Skew T – Log P</i> para a estação meteorológica de Recife – PE, nos dias 14, 15 e 16 de maio de 2005 às 12Z, gerados pelo CPTEC/INPE. Os dados foram fornecidos pelo INMET.	69
6.5 - Como Figura 6.4, exceto para a estação meteorológica de Salvador – BA.	70
6.6 - Imagens do satélite meteorológico GOES no canal infravermelho para os dias 20 e 21 de junho de 2006.	73
6.7 - Análises do NCEP. Linhas de corrente em 700 hPa e movimento vertical médio (Pa s^{-1}) entre 850-700 hPa, às 00 Z (a), 06 Z (b), 12 Z (c) e 18 Z (d) do dia 20/06/2006; e divergência do fluxo de umidade em 850 hPa ($10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) e fluxo de umidade integrado da superfície até 300 hPa ($\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), às 00 Z (e), 06 Z (f), 12 Z (g) e 18 Z (h) do dia 20/06/2006.	74
6.8 - Como Figura 6.7, exceto para o dia 21/06/2006.	75
6.9 - Diagramas <i>Skew T – Log P</i> para a estação meteorológica de Natal – RN, nos dias 19, 20 e 21 de junho de 2006 às 12Z, gerados pelo CPTEC/INPE. Os dados foram fornecidos pelo INMET.	76
6.10 - Como Figura 6.9, exceto para a estação meteorológica de Recife – PE.	77
7.1 - Linhas de corrente média diária em 700 hPa das simulações <i>BMJ10</i> para os dias 11 (a), 12 (b), 13 (c), 14 (d), 15 (e) e 16 (f) de maio de 2005, com tempo inicial de integração de 5 dias antes ($T+120h$) do evento do dia 15 de maio de 2005.	81
7.2 - Como Figura 7.1, exceto para as simulações <i>KF10</i> .	82
7.3 - Como Figura 7.1, exceto para as simulações <i>BMJ40</i> .	83
7.4 - Como Figura 7.1, exceto para as simulações <i>KF40</i> .	84
7.5 - Linhas de corrente média diária em 700 hPa das simulações <i>BMJ10</i> para os dias 14 (a), 15 (b) e 16 (c) de maio de 2005, com tempo inicial de integração de 2 dias antes ($T+48h$) do evento do dia 15 de maio de 2005.	85
7.6 - Como Figura 7.5, exceto para as simulações <i>KF10</i> .	85
7.7 - Como Figura 7.5, exceto para as simulações <i>BMJ40</i> .	86
7.8 - Como Figura 7.5, exceto para as simulações <i>KF40</i> .	86
7.9 - Linhas de corrente média diária em 700 hPa das simulações <i>BMJ10</i> para os dias 16 (a), 17 (b), 18 (c), 19 (d), 20 (e) e 21 (f) de junho de 2006, com tempo inicial de integração de 5 dias antes ($T+120h$) do evento do dia 20 de junho de 2006.	87

7.10 -	Como Figura 7.9, exceto para as simulações <i>KF10</i> .	88
7.11 -	Como Figura 7.9, exceto para as simulações <i>BMJ40</i> .	89
7.12 -	Como Figura 7.9, exceto para as simulações <i>KF40</i> .	90
7.13 -	Linhas de corrente média diária em 700 hPa das simulações <i>BMJ10</i> para os dias 19 (<i>a</i>), 20 (<i>b</i>) e 21 (<i>c</i>) de junho de 2006, com tempo inicial de integração de 2 dias antes (<i>T+48h</i>) do evento do dia 20 de junho de 2006.	91
7.14 -	Como Figura 7.13, exceto para as simulações <i>KF10</i> .	91
7.15 -	Como Figura 7.13, exceto para as simulações <i>BMJ40</i> .	92
7.16 -	Como Figura 7.13, exceto para as simulações <i>KF40</i> .	92
7.17 -	Precipitação acumulada (mm) (<i>a</i>) e diferença entre simulação e observação do Modelo Eta 10 km utilizando a parametrização <i>BM</i> , para os experimentos com tempo inicial de integração de 24 (<i>b</i>), 48 (<i>c</i>), 72 (<i>d</i>), 96 (<i>e</i>) e 120 horas (<i>f</i>), referentes ao dia 16 de maio de 2005.	94
7.18 -	Como Figura 7.17, exceto para a parametrização <i>KF</i> .	95
7.19 -	Precipitação acumulada (mm) (<i>a</i>) e diferença entre simulação e observação do Modelo Eta 40 km utilizando a parametrização <i>BM</i> , para os experimentos com tempo inicial de integração de 24 (<i>b</i>), 48 (<i>c</i>), 72 (<i>d</i>), 96 (<i>e</i>) e 120 horas (<i>f</i>), referentes ao dia 16 de maio de 2005.	96
7.20 -	Como Figura 7.19, exceto para a parametrização <i>KF</i> .	97
7.21 -	Precipitação acumulada (mm) (<i>a</i>) e diferença entre simulação e observação do Modelo Eta 10 km utilizando a parametrização <i>BM</i> , para os experimentos com tempo inicial de integração de 24 (<i>b</i>), 48 (<i>c</i>), 72 (<i>d</i>), 96 (<i>e</i>) e 120 horas (<i>f</i>), referentes ao dia 21 de junho de 2006.	98
7.22 -	Como Figura 7.21, exceto para a parametrização <i>KF</i> .	99
7.23 -	Precipitação acumulada (mm) (<i>a</i>) e diferença entre simulação e observação do Modelo Eta 40 km utilizando a parametrização <i>BM</i> , para os experimentos com tempo inicial de integração de 24 (<i>b</i>), 48 (<i>c</i>), 72 (<i>d</i>), 96 (<i>e</i>) e 120 horas (<i>f</i>), referentes ao dia 21 de junho de 2006.	100
7.24 -	Como Figura 7.23, exceto para a parametrização <i>KF</i> .	101
7.25 -	<i>Viés</i> do Modelo Eta para as simulações de 24, 48, 72, 96 e 120 horas, referentes aos dias 16 de maio de 2005 (<i>a-e</i>) e 21 de junho de 2006 (<i>f-j</i>).	104
7.26 -	Como Figura 7.25, exceto para o índice <i>ETS</i> .	105

7.27 -	Como Figura 7.25, exceto para o índice <i>POD</i> .	106
7.28 -	<i>REQM</i> do Modelo Eta para as simulações com tempo inicial de integração de 24, 48, 72, 96 e 120 horas, referentes aos dias 16 de maio de 2005 (<i>a</i>) e 21 de junho de 2006 (<i>b</i>).	107
A.1 -	Diagramas de Hovmöller da componente meridional do vento (ms^{-1}) em 700 hPa filtrada em 5°S (<i>a</i>), 10°S (<i>b</i>) e 15°S (<i>c</i>) para o mês de abril de 2005. As linhas destacadas que unem as isolinhas de zero indicam a propagação das ondas.	119
A.2 -	Como Figura A.1, exceto para o mês de maio de 2005.	120
A.3 -	Como Figura A.1, exceto para o mês de junho de 2005.	121
A.4 -	Como Figura A.1, exceto para o mês de julho de 2005.	122
A.5 -	Como Figura A.1, exceto para o mês de abril de 2006.	123
A.6 -	Como Figura A.1, exceto para o mês de maio de 2006.	124
A.7 -	Como Figura A.1, exceto para o mês de junho de 2006.	125
A.8 -	Como Figura A.1, exceto para o mês de julho de 2006.	126

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 – Simulações com o Modelo Eta.	43
3.2 - Esquema das inicializações realizadas.	44
3.3 – Classificação da intensidade das chuvas e limiares.	46
3.4 – Tabela de contingência.	47
5.1 – Datas aproximadas das passagens dos cavados associados à DOLs por 35°W, no nível de 700 hPa, para o ano de 2005, nas longitudes de 5, 10 e 15°S, com as respectivas velocidades de fase estimadas nos Diagramas de Hovmöller.	57
5.2 – Como na Tabela 5.1, exceto que para o ano de 2006.	58
5.3 – Parâmetros médios dos DOLs, baseados na Tabela IV.	58
B.1 – Probabilidade de tempestades em função do valor do índice <i>K</i> .	127
B.2 – Probabilidade de tempestades em função do valor do índice <i>TT</i> .	128
B.3 – Probabilidade de tempestades em função do valor do índice <i>SLI</i> .	128
B.4 – Potencial Convectivo em função do valor de <i>CAPE</i> .	129

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ASAS	- Alta Subtropical do Atlântico Sul
BMJ	- Betts-Miller-Janjic
CAPE	- Energia Potencial Disponível para convecção
CNB	- Costa Norte do Brasil
CPTEC	- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DOLs	- Distúrbios Ondulatórios de Leste
DOP	- Divisão de Operações
DSA	- Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
ETS	- <i>Equitable Threat Score</i>
FGGE	- <i>First GARP Global Experiment</i>
GARP	- Global Atmospheric Research Program
HN	- Hemisfério Norte
HS	- Hemisfério Sul
INMET	- Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
ISCCP	- <i>International Satellite Cloud Climatology Project</i>
KF	- Kain-Fritsch
MCGA	- Modelo de Circulação Geral Atmosférico
NCAR	- <i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	- <i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NEB	- Nordeste do Brasil
NMC	- <i>National Meteorological Center</i>
PC	- Perturbações Convectivas
PCD	- Plataforma de Coleta de Dados
POD	- Probabilidade de Detecção
REQM	- Raiz do Erro Quadrático Médio
TRMM	- <i>Tropical Rainfall Measuring</i>
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
ZCIT	- Zona de Convergência Intertropical

1 INTRODUÇÃO

O Nordeste do Brasil (NEB) está localizado no setor tropical leste da América do Sul, aproximadamente entre as latitudes de 1°S e 18°S e as longitudes de 35°W e 47°W. Esta região possui uma área de aproximadamente 1,5 milhões de quilômetros quadrados e uma população de cerca de 52 milhões de habitantes (IBGE, 2007). O NEB apresenta um clima semi-árido sobre a maior parte da região, que é devido aos valores relativamente baixos de precipitação, tornando-a anômala nos continentes tropicais, em relação às outras regiões nesta faixa latitudinal (MOLION e BERNARDO, 2002).

No NEB são identificados diferentes regimes de chuva. No norte da região, a principal estação chuvosa encontra-se no período de março a abril; no sul, as chuvas ocorrem durante o período de dezembro a fevereiro; e no leste a estação chuvosa é de maio a julho (STRANG, 1972). Além disso, foram observadas regiões com superposição de dois períodos de máxima precipitação, tais como a parte central e nordeste da Bahia, com máximos centrados em dezembro e março e a parte costeira da Bahia com máximos centrados em dezembro e maio (STRANG, 1972; KOUSKY e CHU, 1978).

A variação espacial anual de chuva também é acentuada nesta região. Enquanto partes do interior da região seca recebem menos de 600 mm de chuva anualmente, a costa leste recebe aproximadamente 2000 mm (KOUSKY e CHU, 1978; LIMA, 1991).

O máximo de março-abril no norte da região pode ser atribuído à posição latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que alcança sua posição mais austral durante esses meses (HASTENRATH e HELLER, 1977). O máximo de novembro-dezembro no sul da região tem sido atribuído a sistemas frontais, ou seus remanescentes, que penetram as baixas latitudes e interage com a convecção úmida da Bacia Amazônica ou da costa norte do Brasil (KOUSKY, 1979).

Diferentes explicações têm sido apresentadas para os máximos de precipitação no outono e inverno sobre o leste do NEB. Yamazaki e Rao (1977) sugeriram a importância de sistemas de nuvens que se propagam para oeste, detectadas em imagens de satélite sobre o Oceano Atlântico. Kousky (1980) mostrou que a precipitação no leste

do NEB sofre também influência de brisa, principalmente durante a noite. Ele atribuiu este máximo noturno à formação de uma zona de convergência entre a brisa terrestre e o fluxo básico. Ele notou também que a brisa terrestre seria mais forte durante o outono e inverno, quando o contraste de temperatura entre terra-mar é maior. Estudos como o de Lima (1991) e Rao et al. (1993) indicam que a posição e intensidade da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) é um mecanismo importante no transporte de vapor de água em baixos níveis para a Região Nordeste, principalmente para a costa leste. Chou (1990) identificou a ocorrência de distúrbios ondulatórios no campo de vento propagando-se para oeste sobre o Oceano Atlântico, durante as estações de outono e inverno. Mota (1997) observou que quando esses distúrbios interagem com as circulações locais, a convergência em baixos níveis aumentava, causando fortes chuvas, especialmente na faixa litorânea leste e norte do NEB. Outro sistema que, interagindo com os distúrbios de leste, pode influenciar o clima do litoral leste do NEB é o vórtice ciclônico de altos níveis (LOBO, 1982; OLIVEIRA, 1981; GAN, 1982).

Apesar dos avanços científicos no entendimento dos diversos sistemas de tempo que atuam no NEB, particularmente durante o inverno, a previsão de chuvas observadas ao longo da costa continua sendo um grande desafio para aqueles que se preocupam com a previsão operacional de tempo. Anualmente as chuvas de inverno no NEB causam inundações e, conseqüentemente, grandes impactos sócio-econômicos. Em muitos casos, os sistemas causadores dessas intensas precipitações estão associados aos Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs) (CHOU, 1990; ESPINOZA, 1996; MOTA, 1997). Os modelos de previsão numérica de tempo, que são importantes ferramentas usadas pelos meteorologistas para elaborar seus boletins de previsão, não conseguem prever adequadamente esses sistemas. Isso se deve ao fato de que esses modelos possuem limitações em representar realisticamente a estrutura complexa e a evolução temporal da atmosfera. As limitações estão relacionadas aos esquemas numéricos, erros de truncamento, simplificações da física, etc., e podem causar erros sistemáticos na integração do modelo (STANFORTH, 1997; ARAVÉQUIA e QUADRO, 2003). O conhecimento desses erros pode ajudar os meteorologistas a corrigir seus boletins e os grupos de modelagem a introduzir correções/modificações na estrutura dos modelos

numéricos. Portanto, faz-se necessário uma contínua avaliação das previsões dos modelos para detecção desses erros.

A precipitação é reconhecida como um dos parâmetros mais difíceis de serem previstos por modelos atmosféricos. Apesar do aperfeiçoamento dos modelos numéricos com o tempo ter trazido reduções substanciais nos erros de variáveis como vento, temperatura, pressão ao nível médio do mar e altura geopotencial, melhorias na previsão de precipitação tem sido pequenas (WANG e SEAMAN, 1997). As dificuldades para um aperfeiçoamento significativo da previsão dessa variável devem-se a três fatores (WANG e SEAMAN, 1997): 1) o entendimento dos processos que envolvem a precipitação ainda são limitados; 2) dados deficientes muitas vezes limitam a acurácia das condições iniciais dos modelos e 3) a dificuldade envolvida na representação dos processos precipitantes resolvidos pela grade e por aqueles sub-grade nos modelos atmosféricos.

O presente trabalho tem como objetivo geral estudar os DOLs que atingiram a costa leste do NEB durante os meses de abril a julho de 2005 e 2006, e avaliar através de simulações com o Modelo Eta o potencial de previsão desses distúrbios. Os objetivos específicos são:

- a) Contabilizar os DOLs que atingiram o leste do NEB no período de abril a julho de 2005 e 2006.
- b) Avaliar o desempenho do Modelo Eta com duas resoluções espaciais distintas (10 e 40 km) e parametrizações convectivas (Betts-Miller-Janjic e Kain-Fritsch), com relação aos totais diários de precipitação simulados.

Considerando esses objetivos, no Capítulo 2 é feita uma descrição da variação sazonal de precipitação sobre o leste do NEB, assim como uma revisão detalhada dos trabalhos publicados sobre DOLs, principalmente aqueles cuja região de análise foi o NEB. No Capítulo 3 há uma breve discussão sobre os dados e a metodologia aplicada nesse estudo. No Capítulo 4 faz-se uma sucinta descrição do modelo regional utilizado. A identificação dos DOLs que atingiram a costa leste nordestina no período de abril a julho de 2005 e 2006 é apresentada no Capítulo 5, e dois casos que causaram

precipitação significativa na região de estudo são analisados pormenorizadamente no Capítulo 6. As simulações numéricas utilizando o Modelo Regional Eta são avaliadas no Capítulo 7 e, finalmente, no Capítulo 8 são apresentadas as conclusões e as sugestões para trabalhos futuros.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Variação sazonal de precipitação sobre o leste do NEB

A Figura 2.1 mostra a distribuição de precipitação anual média para o leste do NEB. Pode-se observar que a região bem próxima à costa apresenta uma média climatológica de aproximadamente 1600 mm de precipitação anualmente. Esses valores diminuem rapidamente em direção ao interior para menos de 600 mm. Em geral, as isolinhas são paralelas à costa, exceto em uma pequena região em torno de 9°S e 37,5°W onde existe um máximo de 1200 mm. Este segundo máximo está associado com a orografia local (Planalto da Borborema).

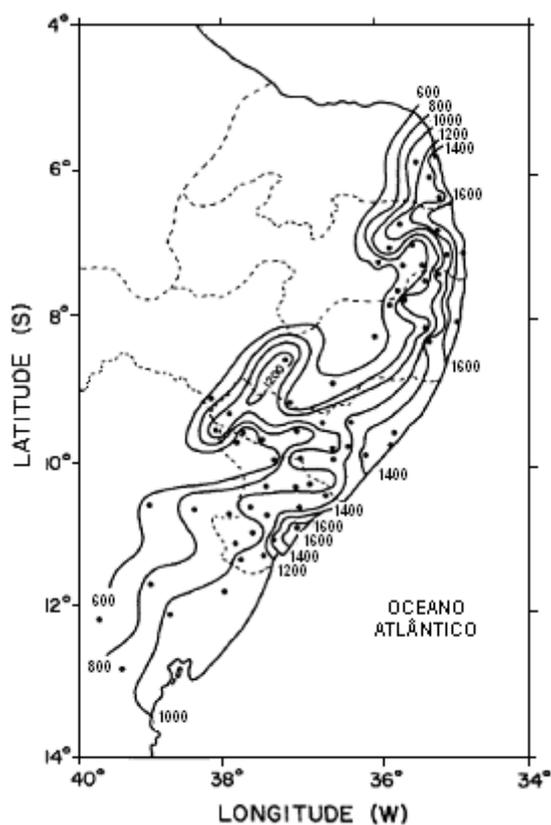


Figura 2.1 – Distribuição de precipitação anual média (mm) sobre o leste do NEB.

Fonte: Rao et al. (1993).

A Figura 2.2 apresenta a distribuição temporal da estação chuvosa e seca para o leste do NEB. Observa-se que a principal estação chuvosa encontra-se de abril a julho (Fig.

2.2a), correspondendo a 60% da precipitação anual. A estação seca, para a maior parte da região, ocorre de setembro a dezembro, correspondendo somente a 10% da precipitação anual.

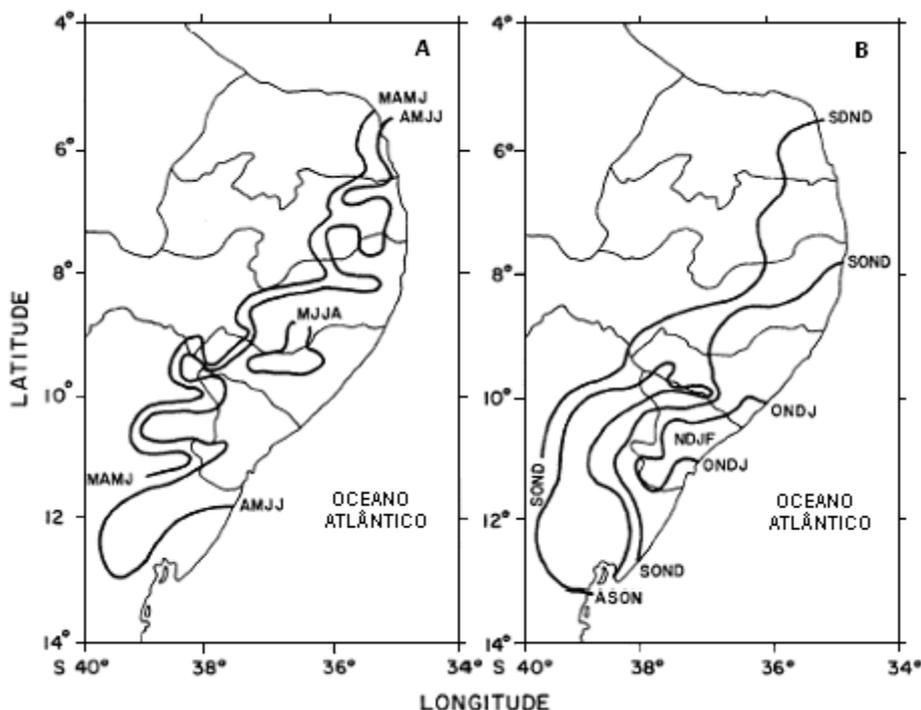


Figura 2.2 – Estações chuvosa (a) e seca (b). As siglas com quatro letras são elaboradas a partir da primeira letra dos quatro meses consecutivos com maior (a) e menor (b) precipitação.

Fonte: Rao et al. (1993).

Um fator importante a ser considerado para o melhor entendimento da circulação na região é a variação sazonal dos ventos na costa, que estão relacionados à variação sazonal da intensidade e posição da ASAS. Um exame cuidadoso da variação mensal da pressão ao nível médio do mar e ventos na superfície feitos por Hastenrath e Lamb (1977) mostrou que a ASAS começa a intensificar à medida que a estação fria se aproxima, alcançando seu máximo em julho. Os ventos na costa são de leste no começo do ano e por volta de abril eles começam a soprar perpendicularmente a costa. A Figura 2.3 mostra a média (1964-1989) do vetor de cisalhamento do vento em superfície sobre o Oceano Atlântico para os meses de janeiro, abril, julho e outubro documentado por

Servain e Lukas (1990). A direção do vento em superfície é a mesma deste vetor e a velocidade do vento em superfície é proporcional a sua magnitude.

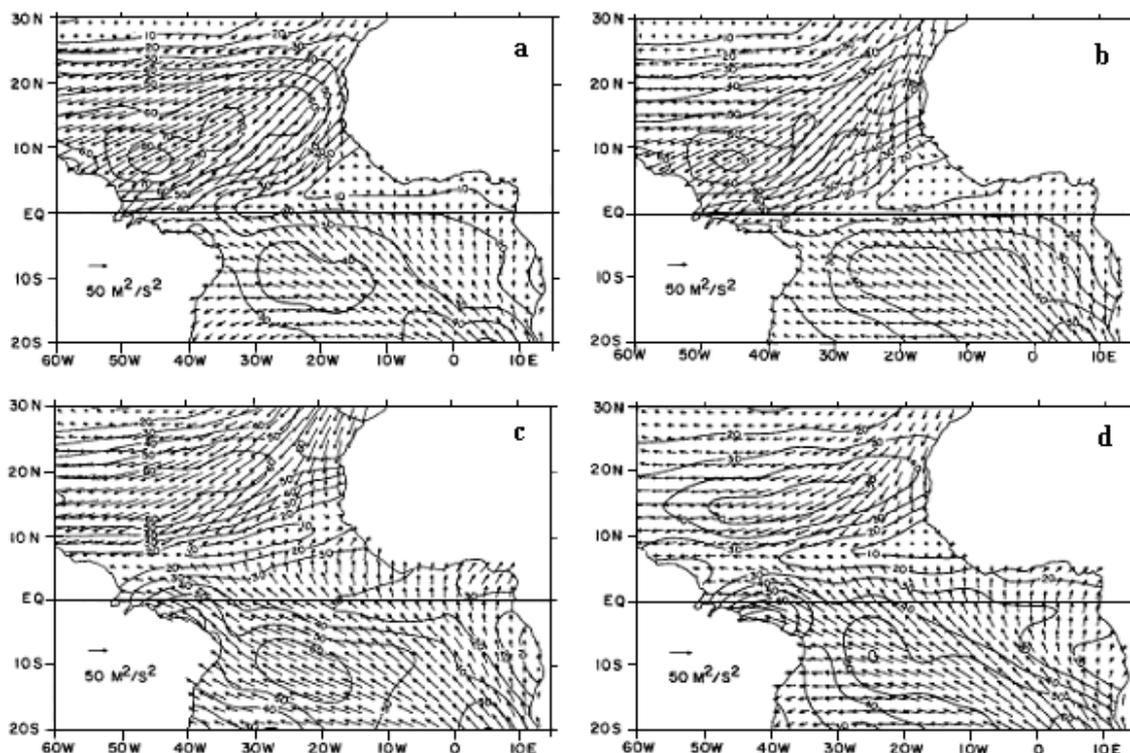


Figura 2.3 – Média (1964-89) do vetor cisalhamento do vento em superfície sobre o oceano Atlântico: (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro.

Fonte: Servain e Lukas (1990).

Pode ser visto na Figura 2.3 que durante janeiro a direção do vento é de leste ou sudeste ao longo da costa. Mas durante o período de abril a julho, que coincide com a estação chuvosa no leste do NEB, os ventos na costa são de sudeste. Depois disso, os ventos costeiros novamente tornam-se de leste ou sudeste, como pode ser visto nos vetores para outubro. Assim, as chuvas de outono e inverno sobre o leste do NEB estão associadas com ventos de sudeste soprando sobre a costa. Esses ventos de sudeste parecem favorecer a ocorrência de uma zona de convergência noturna associado com a brisa terrestre (LIMA, 1991; RAO et al., 1993).

No Oceano Atlântico Sul, a circulação em superfície é dominada durante todo o ano pela ASAS. No lado oeste deste sistema, perto da costa leste do NEB, o escoamento é

difluente. A linha de bifurcação deste fluxo difluente varia em posição, de maneira que durante o outono e inverno o fluxo é perpendicular à costa leste do NEB. Como mencionado anteriormente, este tipo de fluxo favorece a precipitação do outono e inverno nessa região.

2.2 Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs)

Os DOLs, também denominados de *Ondas Tropicais*, *Ondas Africanas* ou *Ondas de Leste*, são conhecidos por mais de meio século. Estes distúrbios são importantes, pois são responsáveis por grande quantidade de precipitação em áreas que geralmente são secas ao longo da região dos alísios não perturbados.

Segundo Berry et al. (1945), estes distúrbios ocorrem em toda a baixa troposfera tropical, embora apresentem variações em tamanho e intensidade que dependem da época do ano e da região do globo.

O modelo clássico de descrição das ondas de leste foi desenvolvido por Riehl (1954) para a região do Caribe, sendo ele o primeiro a fornecer uma descrição tridimensional detalhada dessas ondas. Segundo Riehl, as ondas de leste são oscilações no campo de pressão e vento, que se encontra em fase na superfície. O eixo do cavado inclina-se na mesma direção de propagação dos distúrbios, ou seja, a orientação do cavado é de nordeste-sudoeste no Hemisfério Norte (HN) e noroeste-sudeste no Hemisfério Sul (HS), inclinando-se para leste com a altura. Isso se deve ao sistema de ventos dominantes nessa região. Na dianteira do cavado, há divergência e movimento subsidente nos baixos níveis, com características de tempo bom; e na retaguarda há convergência nos baixos níveis com predominância de forte movimento ascendente e convecção profunda. Outras características do modelo de Riehl são:

- a) As ondas atingem sua maior intensidade entre 700 e 500 hPa, enfraquecendo com a altura;
- b) Ocorrem variações na temperatura associadas com as ondas em toda a troposfera;

- c) A velocidade de fase é em torno de 8 ms^{-1} , o período de 3 a 4 dias e o comprimento da onda na horizontal de 2000 a 2500 km.

A formação de DOLs é geralmente originada por pequenos vórtices que se deslocam com os alísios. Para alguns DOLs no Caribe, estes vórtices têm sido rastreados desde a África Ocidental, atravessando o Oceano Atlântico (KRISHNAMURTI, 1979). A origem desses vórtices pode ser atribuída a restos de depressão de latitudes médias que se movem em direção ao equador. Há casos, entretanto, que uma maior interação com cavados de latitudes médias poderia dar início a esse desenvolvimento (RIEHL, 1954; ASNANI, 1993). Para o Hemisfério Sul, estudos utilizando imagens de satélite detectaram esses distúrbios originando-se na África Central, provavelmente sobre a Bacia do Congo (HALL, 1989). Isto sugere similaridades com as ondas de leste que se originam sobre o oeste da África (ALBIGNAT e REED, 1980).

Reed e Recker (1971) utilizaram uma técnica de composição para obter a estrutura média de 18 distúrbios que atravessaram uma área no Oceano Pacífico Equatorial Oeste durante a estação chuvosa (julho – setembro) de 1967. Os distúrbios apresentaram máxima componente meridional do vento em fases quase opostas entre a alta e a baixa troposfera. Desvios negativos de temperatura do ar foram encontrados nas proximidades do cavado em baixos e em altos níveis e desvios positivos foram observados em níveis intermediários. Regiões de mais alta umidade relativa foram observadas próximo ao eixo do cavado, a máxima velocidade vertical ($2,5 \text{ cm s}^{-1}$) foi encontrada em 300 hPa e máxima vorticidade anticiclônica foi observada em 175 hPa. Os distúrbios apresentaram comprimento de onda entre 3500 km e 4000 km e velocidade de fase de 9 ms^{-1} .

Burpee (1972) investigou a origem e a estrutura das ondas de leste que se formaram na baixa troposfera no norte da África. Utilizando análise espectral e espectros cruzados, mostrou que estas ondas formaram-se na região centro-leste da África, em aproximadamente 700 hPa. O comprimento horizontal destas ondas foi determinado estatisticamente como sendo de 4000 km e o período de 3-5 dias. Burpee sugeriu que estas ondas estavam diretamente relacionadas também com o jato africano de leste da média troposfera.

Albignat e Reed (1980), utilizando análise espectral e espectros cruzados, determinaram as origens das ondas de leste na África Ocidental, durante o período de 23 de agosto a 19 de setembro de 1974. Neste estudo, eles encontraram que o máximo cisalhamento horizontal na corrente de jato de leste da média troposfera ocorria entre as longitudes de 10°W e 0°. Albignat e Reed sugeriram que os processos barotrópicos e baroclínicos são importantes no desenvolvimento das ondas, mas outras fontes adicionais também devem ser consideradas, tais como a liberação de calor latente da convecção cúmulus.

Tai e Ogura (1987), utilizando os dados do FGGE (*First GARP¹ Global Experiment*) e de radiação de onda longa para os meses de maio a setembro de 1979, investigaram a relação entre a atividade de nuvens profundas e os campos de grande escala na região do Oceano Pacífico Tropical Leste. Através de análise espectral encontraram ondas com período de 4 a 6 dias, comprimento de onda de 3000 a 3500 km e velocidade de propagação de 5 a 7 ms⁻¹.

Embora ocorram em diversas partes da região tropical, os DOLs são mais frequentes no HN. Devido a isso, maior atenção tem sido dada às regiões do Oceano Pacífico Oeste, Mar do Caribe, oeste da África e Oceano Atlântico Leste. Entretanto, nas últimas décadas, alguns trabalhos têm focado a região do Atlântico Tropical Sul, próximo à costa do Brasil (YAMAZAKI, 1975; NEIVA, 1975; KAYANO, 1979; HALL, 1989; CHOU, 1990; ESPINOZA, 1996; MOTA, 1997, NETO, 2003; BARBOSA, 2005; ALVES et al., 2006 e COUTINHO et al., 2007).

Yamazaki (1975) estudou a dinâmica das perturbações da região tropical do Oceano Atlântico Sul e costa brasileira. Ele comparou os seus resultados teóricos com os inferidos através de análises das seções longitude-tempo das imagens de satélite para o inverno de 1967. Na faixa entre 5°S e 10°S notou-se linhas de nuvens bem definidas propagando-se de leste para oeste, desde 10°E até aproximadamente 40°W. Os distúrbios associados apresentaram períodos de 4 dias, velocidade média de propagação de 10 ms⁻¹ e comprimento de onda de aproximadamente 4000 km. Yamazaki concluiu que os

1 *Global Atmospheric Research Program.*

elevados índices pluviométricos nos meses de inverno ao longo da costa do NEB está associada aos DOLs.

Neiva (1975), aplicando as análises espectral e espectral cruzada nas componentes zonal e meridional do vento no Atlântico Equatorial Sul, para 1971, notou distúrbios propagando-se para oeste com períodos entre 4 a 6 dias, comprimento de onda em torno de 6000 km e velocidade de fase de 11° de longitude por dia. Estas características encontradas por Neiva são similares às encontradas por Yamazaki (1975). Os distúrbios apresentaram ainda inclinação noroeste - sudeste na horizontal, e inclinação para leste na vertical.

Kayano (1979), em um estudo climatológico realizado com dados de radiossondagens das estações de Manaus e Belém para o período de 1968 a 1976, notou variações quase-periódicas na direção do vento e na umidade relativa. A periodicidade de 3 a 5 dias levou a acreditar na existência de distúrbios como DOLs sobre a região Amazônica.

Hall (1989) observou, através de análises da estrutura horizontal de DOLs que atingiam a Ilha de Ascensão (8°S , 14°W), que antes do eixo da onda, a componente meridional do vento era positiva (sul-norte) e que, após a passagem da mesma, esta se tornava negativa (norte-sul) (Figura 2.4). Hall observou também que a maior atividade convectiva encontrava-se sobre o eixo da onda (Figura 2.5). Segundo o autor, os DOLs possuem 4 regiões distintas:

- 1) Uma região de crista com tempo bom e visibilidade alta, escoamento divergente na superfície com subsidência e nebulosidade baixa formada por nuvens Cumulus (rasos) de bom tempo;
- 2) Uma região próxima ao eixo do cavado, com nuvens do tipo Cumulus em desenvolvimento, nuvens Cirrus e Altocumulus, visibilidade contínua, porém já com a formação de precipitação esparsa;
- 3) Uma região no eixo do cavado: presença de nuvens Cumulus congestus, Cirrus e Altocumulus, chuvas freqüentes;

- 4) Uma região a leste do cavado, de tempo ruim, com escoamento convergente e fortes movimentos ascendentes do ar com a ocorrência de Cumulonimbus e precipitação de moderada para forte.

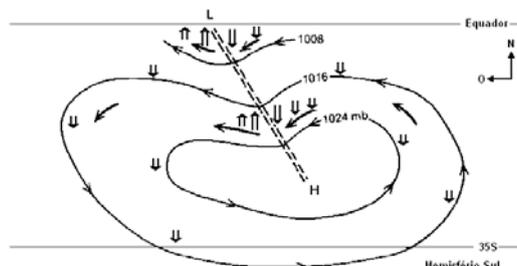


Figura 2.4 – Estrutura horizontal esquemática, em baixos níveis, de uma onda de leste no HS.

Fonte: Hall (1989).

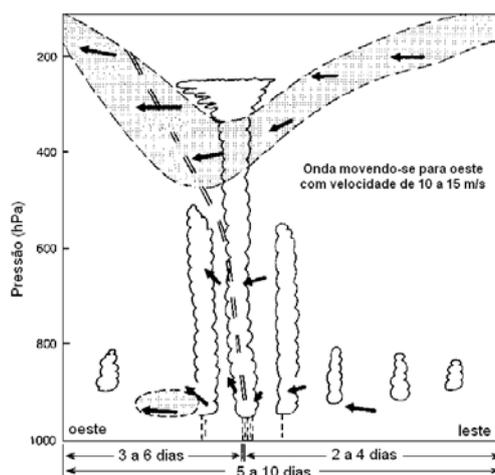


Figura 2.5 – Estrutura vertical esquemática de uma onda de leste no HS. A escala horizontal representa o tempo aproximado em que a onda utilizou para atravessar a Ilha de Ascensão no Oceano Atlântico.

Fonte: Hall (1989).

Chou (1990) investigou os DOLs sobre o Oceano Atlântico Equatorial Sul, na vizinhança das regiões Norte e Nordeste do Brasil, utilizando dados diários de vento e temperatura do ar, produzidos pelo antigo *National Meteorological Center* (NMC) e dados de radiação de onda longa derivados de satélites meteorológicos, cobrindo o período de dezembro de 1978 a novembro de 1979. Utilizando análise de espectro de potência da componente meridional do vento, a autora encontrou que as ondas com

período entre 3 e 5 dias atingem amplitudes máximas em torno de 20°W e 25°W, indicando uma região de máximo desenvolvimento destas ondas. A partir da análise do espectro cruzado foi constatado que de março a maio os distúrbios possuem comprimento de onda de 3300 km e se propagam com uma velocidade de fase de aproximadamente 9,5 ms⁻¹, e de junho a agosto possuem comprimento de onda de 5200 km e se propagam com velocidade de 15 ms⁻¹.

Espinoza (1996) utilizou Funções Ortogonais Empíricas e Funções Ortogonais Empíricas Estendidas aplicadas à componente meridional do vento para investigar as características dos DOLs no Oceano Atlântico Tropical, para o período de 1 de janeiro de 1980 a 31 de dezembro de 1989. Ela utilizou no estudo os níveis de 1000, 850, 700 e 500 hPa. Segundo Espinoza, os padrões mostraram a existência de distúrbios deslocando-se para oeste durante todo o ano, mas com características sazonais diferentes. No período de dezembro a fevereiro os distúrbios foram mais intensos no HS, apresentando comprimento de onda entre 6000 e 7000 km e velocidade de fase entre 10 e 14 ms⁻¹. De junho a agosto os distúrbios foram mais intensos no HN, apresentando comprimento de onda entre 3500 e 4000 km e velocidade de fase de 10 a 13 ms⁻¹. Nas estações de transição (setembro-novembro e março-maio) Espinoza observou que estes distúrbios apresentaram sinais tanto no HS quanto no HN. Dentre algumas características destes sistemas, a inclinação horizontal foi de sudeste para noroeste durante os períodos de setembro a novembro e de dezembro a fevereiro, e de sudoeste para nordeste durante março a maio e junho a agosto. Na vertical a inclinação foi ligeiramente para leste durante setembro-novembro e dezembro-fevereiro, e para leste de 1000 hPa até 700 hPa e oeste de 700 hPa até 500 hPa durante março-maio e junho-agosto. Os DOLs apresentaram suas máximas intensidades no nível de 850 hPa. Foram encontradas indicações de que estes distúrbios poderiam estar relacionados com os furacões do HN durante junho-agosto e setembro-novembro, período em que a trajetória dos distúrbios é próxima daquela dos furacões.

Mota (1997) investigou os DOLs que afetaram o NEB durante o inverno austral (junho-agosto) de 1994, um período marcado por anomalias de precipitação, através da análise do campo de vento da baixa e média troposfera. Segundo Mota, os DOLs não se

apresentaram tão intensos como em outras regiões tropicais do globo, propondo que essa diferença poderia ser devido às diferenças nos campos básicos em que os distúrbios estão embebidos. O nível de 700 hPa mostrou-se ser aquele em que as oscilações apresentaram-se mais intensas durante o período investigado. Também se observou que as amplitudes dos distúrbios diminuam do equador em direção às latitudes austrais, e que em 15°S não foi observado nenhum padrão oscilatório no campo de vento como nas latitudes correspondentes ao norte. No estudo de Mota, através da utilização de Diagramas Hovmöller da componente meridional do vento, determinou-se os parâmetros médios das ondas que se deslocavam para oeste e que cruzaram 35°W, no nível de 700 hPa, durante os meses de junho e julho de 1994. Os parâmetros médios estimados entre 10°S a 0°, respectivamente foram: período de 3,5 a 3,8 dias, velocidade de fase de 9,8 ms⁻¹ a 11,6 ms⁻¹ e comprimento de onda de 2900 a 3800 km.

Kayano (2003) estudou os modos dominantes de alta frequência da componente meridional do vento em 925 hPa e água precipitável nos setores tropical da América do Sul e do Oceano Atlântico, para as estações de verão e inverno austrais. As maiores porcentagens da variância total contida na escala de tempo de alta frequência para a componente meridional do vento apresentaram uma clara dependência sazonal e foram encontradas no Atlântico Tropical Sul durante o verão austral e no Atlântico Tropical Norte durante o inverno austral. Segundo Kayano, a variabilidade de alta frequência no Atlântico Tropical Sul durante o verão austral origina-se dos efeitos combinados de incursões em direção ao equador de sistemas sinóticos transientes e de médias latitudes, alísios equatoriais e DOLs. Todos esses sistemas juntos têm um efeito predominante em modular a precipitação de verão sobre o Nordeste da América do Sul, embora o efeito isolado de DOLs seja fraco. Em contraste, a autora afirma que a variabilidade de alta frequência para o Atlântico Tropical Norte durante o inverno austral é principalmente devido a DOLs, tendo estes distúrbios um importante papel na modulação da precipitação diária da parte norte da América do Sul durante esta estação.

Neto (2003) estudou os DOLs que atingiram o NEB no mês de junho dos anos de 1995, 1996, 1997 e 1999, com o objetivo de avaliar sua contribuição para a precipitação no Estado da Paraíba. Os meses estudados apresentaram anomalias contrastantes da

Temperatura da Superfície do Mar (TSM) dos oceanos Atlântico Tropical e Pacífico Equatorial. As análises realizadas basearam-se em totais diários de chuva da rede pluviométrica da Paraíba, imagens do satélite meteorológico METEOSAT e dados de variáveis meteorológicas e oceanográficas obtidas das reanálises do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP). Seus resultados mostraram distúrbios com período médio de 5 dias e velocidade de propagação média de 9° de longitude por dia. O autor observou também que o número de distúrbios foi significativamente menor em junho de 1997 (mês considerado seco no leito do Estado da Paraíba), um mês com fortes anomalias positivas de TSM no Oceano Pacífico Equatorial e anomalias negativas de TSM no Oceano Atlântico Sul.

Barbosa (2005) investigou os aspectos climatológicos das perturbações convectivas (PC) iniciadas na Costa Norte do Brasil (CNB) e sua relação com os DOLs. Neste estudo foram utilizados dados da componente meridional do vento em 700 hPa em Belém – PA e dados de fração de nuvens convectivas do ISCCP (*International Satellite Cloud Climatology Project*), de 1984 a 1998. Utilizou-se também um procedimento objetivo de “tracking” para obter as seqüências de PC. As flutuações interdiurnas foram estudadas por meio da Transformada de Ondeleta e de Diagramas de Hovmöller. As relações entre a propagação de PC e ação de DOL foram investigadas para o trimestre de MAM (Março-Abril-Maio). Os resultados mostraram que os DOL não são os únicos mecanismos para a propagação de PC continente adentro em MAM. Em torno de 60% dos casos de PC que se propagaram acima de 450 km, houve a ação de DOL na fase de iniciação da PC na CNB. Barbosa (2005) propôs o seguinte modelo conceitual: dada uma PC no CNB, iniciada por fatores locais (aquecimento e brisa marítima), se a convecção é intensificada por alguma forçante de grande escala (por exemplo, DOL), então a PC ganha grande extensão horizontal e se propaga continente adentro.

Alves et al. (2006) investigaram os DOLs que atuaram na costa norte do Brasil, durante o período de junho a agosto de 1996 a 2005. Através de técnicas de composição obtiveram as características gerais da onda composta sobre duas localidades da costa norte brasileira: Alcântara (MA, 2°24'S, 44°25'W) e Natal (RN, 5°55'S, 35°10'W). Os autores encontraram que, em média, ocorreram na região 7 eventos de DOLs por ano no

período de junho a agosto. Para ambas as localidades, o período médio da onda foi de 3-4 dias, velocidade de fase de 20 ms^{-1} e comprimento de onda de 5500 - 6500 km.

Coutinho et al. (2007) realizou uma climatologia dos DOLs que passaram pela região de Alcântara – MA, no período de 1988 a 1997, utilizando-se de um método baseado na mudança de sinal da componente meridional do vento. A autora aplicou esse método para 3 camadas distintas (entre 850 a 700 hPa, entre 700 e 500 hPa e entre 850 a 500 hPa), objetivando identificar a melhor camada que indicasse a ocorrência de DOLs. Foram identificados eventos de DOLs durante todo o ano com duração de tempo variando de 3 a 6 dias. Durante a época chuvosa, as 3 camadas identificaram a passagem do sistema atmosférico. No período seco (julho-dezembro), as camadas com espessura maior (camadas entre 700 e 500 hPa e entre 850-500 hPa) conseguiram identificar os eventos, porém, o mesmo não ocorreu com a camada mais baixa (entre 850-700 hPa).

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

O presente estudo envolveu o uso dos seguintes conjuntos de dados:

- a) Análises do *National Centers for Environmental Prediction – National Center for Atmosphere Research* (NCEP-NCAR) com resolução espacial de 1° de latitude por 1° de longitude, com frequência temporal de 6 horas, nos níveis padrões de 1000 a 100 hPa, para as seguintes variáveis: componente meridional e zonal do vento, umidade específica e pressão à superfície;
- b) Imagens do canal infravermelho dos satélites meteorológicos geostacionários GOES e METEOSAT, para o período de abril a julho de 2005 e 2006, fornecidas pela Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE);
- c) Precipitação diária acumulada às 12 Z fornecidas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), para as seguintes estações: Salvador – BA (13°00'S, 38°30'W), Maceió – AL (09°40'S, 35°42'W), Recife – PE (08°03'S, 34°57'W), João Pessoa – PB (07°06'S, 34°52'W) e Natal – RN (05°55'S, 35°12'W);
- d) Dados de radiosondas para as seguintes localidades: Salvador – BA (13.02°S, 38.52°W), Recife – PE (8.05°S, 34.92°W) e Natal – RN (5.82°S, 35.25°W);
- e) Variáveis em pontos de grade de 4 experimentos gerados pelo Modelo Regional Eta hidrostático, no intuito de encontrar as configurações mais realistas para 2 casos de DOLs escolhidos no período de estudo. O domínio dos experimentos estão compreendidos entre de 0° e 20°S e 9°W e 50°W (Figura 3.1).

Para avaliar o desempenho dos experimentos com o Modelo Eta foi utilizado a variável precipitação. Os dados observados de precipitação utilizados nessa avaliação são provenientes de dados Synop, Plataformas de Coleta de Dados (PCD) e TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission/NASA*), interpolados para uma grade regular pela

Divisão de Operações (DOP) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC).

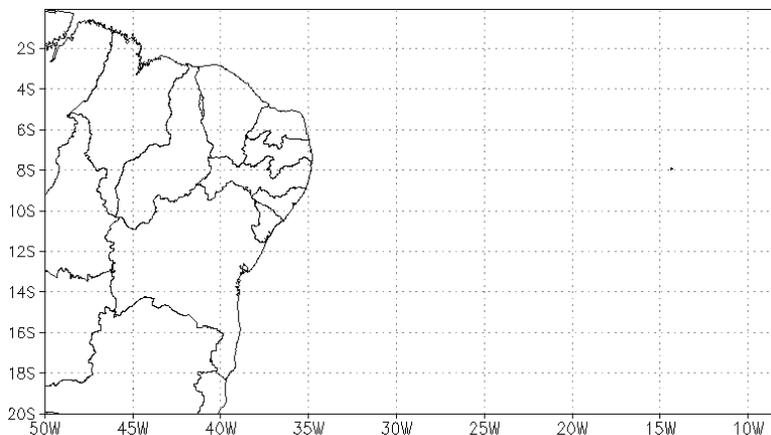


Figura 3.1 – Domínio dos experimentos com o Modelo Eta a ser utilizado no estudo.

3.2 Metodologia

Distúrbios ondulatórios deslocando-se para oeste na baixa troposfera são observados em quase toda a faixa tropical do globo. Porém, a estrutura desses distúrbios depende fortemente da estrutura da corrente zonal. Visto que as características dos alísios são diferentes de região para região e variam de intensidade e direção a cada época do ano, estes distúrbios apresentam características singulares para cada região. Nesse trabalho procurou-se inicialmente identificar e contabilizar os DOLs que atingiram o litoral leste do NEB durante o período de abril a julho dos anos de 2005 e 2006, assim como encontrar os parâmetros das ondas, tais como velocidade de fase, período e comprimento de onda. Para isso utilizou-se:

- a) Diagramas de Hovmöller da componente meridional do vento em 700 hPa (dados de análise do NCEP) filtrados para obter oscilações com período entre 3 e 7 dias;
- b) Faixas de composição de imagens de satélites meteorológicos no canal infravermelho, entre 5°S e 10°S e 50°W e 20°E;

- c) Séries temporais diárias de precipitação observada das estações de Salvador – BA, Maceió – AL, Recife – PE, João Pessoa – PB e Natal – RN.

Em seguida foram selecionados 2 casos de DOLs (um para o ano de 2005 e outro para 2006) que deram origem a diversas células convectivas e intensa precipitação na costa leste do NEB. Um estudo sinótico foi realizado para esses casos utilizando as análises do NCEP, imagens de satélite e radiosondagens.

A etapa seguinte deste trabalho trata das simulações numéricas para os 2 casos de DOLs selecionados. O modelo empregado foi o Modelo Regional Eta, sendo que os detalhes do modelo e das parametrizações utilizadas serão descritos no Capítulo 4. Estas simulações acarretaram no acionamento de diferentes processos físicos e dinâmicos do modelo e tiveram por objetivo a procura da configuração que melhor representasse as precipitações observadas. Foram utilizadas, para cada caso, duas resoluções espaciais (10 e 40 km) e duas parametrizações convectivas (Betts-Miller-Janjic (*BMJ*) e Kain-Fritsch (*KF*), como descritos na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 – Simulações com o Modelo Eta.

Simulação	Resolução	Parametrização convectiva	Nomenclatura adotada
1	40 km	<i>BMJ</i>	<i>BMJ40</i>
2	10 km	<i>BMJ</i>	<i>BMJ10</i>
3	40 km	<i>KF</i>	<i>KF40</i>
4	10 km	<i>KF</i>	<i>KF10</i>

Para cada simulação descrita na Tabela 3.1, o modelo foi inicializado 5 vezes: 1, 2, 3, 4 e 5 dias antes de cada evento, às 12Z ($T+24h$, $T+48h$, $T+72h$, $T+96h$ e $T+120h$ respectivamente), como esquematizado na Tabela 3.2.

O tempo total de integração de cada simulação foi de 168 horas (7 dias). Para cada integração selecionou-se a precipitação acumulada das últimas 24 horas às 12Z, referentes ao dia do evento. Posteriormente, comparou-se essa precipitação diária simulada com a precipitação acumulada observada, utilizando os índices estatísticos descritos na secção 3.2.4. Finalmente, avaliou-se o modelo com relação a sua habilidade

de simular corretamente as quantidades de precipitação prevista para os dias dos eventos.

Tabela 3.2 – Esquema das inicializações realizadas.

		5 dias antes	4 dias antes	3 dias antes	2 dias antes	1 dia antes	evento	1 dia depois	2 dias depois	3 dias depois	4 dias depois	5 dias depois
INTEGRAÇÃO	<i>T+24h</i>											
	<i>T+48h</i>											
	<i>T+72h</i>											
	<i>T+96h</i>											
	<i>T+120h</i>											

3.2.1 Diagramas tempo versus longitude

A partir das análises do NCEP foram construídos Diagramas Hovmöller da componente meridional do vento para as latitudes de 5, 10 e 15°S, nos níveis de 700 e 850 hPa, entre as longitudes de 60°W a 30°E, abrangendo todo o período de estudo. Com esses diagramas é possível identificar padrões ondulatórios, traçar sua progressão para leste/oeste com o tempo e estimar qualitativamente os parâmetros das ondas, tais como velocidade de fase, período e comprimento de onda.

Nesses diagramas, os eixos dos cavados e das cristas das ondas podem ser identificados pelas isolinhas de zero da componente meridional do vento. Em virtude dos padrões oscilatórios apresentarem-se de forma desorganizada e não-linear nas suas trajetórias, adotou-se o critério de computar apenas os distúrbios que claramente interceptam 35°W (longitude adotada como sendo a costa leste do NEB). A velocidade de fase (c) é obtida pela inclinação das isolinhas, e o período médio das ondas (τ) é obtido pela razão entre o intervalo de tempo decorrido da passagem consecutiva das ondas em 35°W e o número de distúrbios. O comprimento de onda (L) foi determinado através da relação $L = c\tau$, assumindo que as ondas que se deslocam numa determinada latitude são não-dispersivas.

3.2.2 Fluxo de umidade integrado verticalmente

A componente zonal e meridional do fluxo de umidade integrado verticalmente desde a superfície até 300 hPa foram calculadas, respectivamente, como:

$$Q_\lambda = \frac{1}{g} \sum_{n=1}^N \frac{[(uq)_{n+1} + (uq)_n]}{2} [p_n - p_{n+1}] \quad (3.1)$$

$$Q_\phi = \frac{1}{g} \sum_{n=1}^N \frac{[(vq)_{n+1} + (vq)_n]}{2} [p_n - p_{n+1}] \quad (3.2)$$

onde g é a aceleração da gravidade, q a umidade específica, p a pressão, N o número total de níveis de pressão e u e v são as componentes zonal e meridional do vento, respectivamente. Portanto, o fluxo de umidade integrado verticalmente é a soma vetorial de suas componentes zonal e meridional: $\vec{Q} = Q_\lambda \vec{i} + Q_\phi \vec{j}$.

3.2.3 Filtro Média Móvel

O filtro conhecido como Média Móvel é um filtro simples que converte uma série temporal x_t em outra y_t por uma operação linear:

$$y_t = \sum_{r=-q}^s a_r x_{t+r} \quad (3.3)$$

onde a_r é o conjunto de pesos.

Para suavizar flutuações locais e estimar a média local, os pesos devem ser escolhidos de tal forma que $\sum a_r = 1$. As médias móveis são frequentemente simétricas, com $s = q$ e $a_j = a_{-j}$. O exemplo mais simples de um filtro simétrico é do tipo $a_r = 1/(2q+1)$, para $r = -q, \dots, +q$. Com isso, o valor suavizado de x_t é dado por:

$$S(x_t) = \frac{1}{2q+1} \sum_{r=-q}^{+q} x_{t+r} \quad (3.4)$$

A equação 3.4 representa um filtro passa-baixa frequência. A série original menos a série filtrada passa baixa resulta na série filtrada passa-alta. Um filtro passa-banda pode ser construído removendo de uma série filtrada com um filtro passa-baixa a série filtrada com um filtro de frequência de corte mais alta. Nesse estudo aplicou-se nos dados do NCEP um filtro passa-banda, no intuito de filtrar oscilações com período entre 3 e 7 dias, característicos de um DOL.

3.2.4 Índices Estatísticos

Neste trabalho, o desempenho do Modelo Eta é avaliado de acordo com sua habilidade de simular corretamente as quantidades de precipitação acima de certo limiar. Para isso foram utilizadas as precipitações totais acumuladas em 24 horas às 12 Z. As categorias de precipitação foram classificadas, de acordo com a intensidade, como: chuva / não chuva, chuva fraca, chuva moderada e chuva forte (Tabela 3.3). Os limiares de precipitação apresentados na Tabela 3.3 correspondem aos mesmos limiares utilizados na avaliação da previsão de precipitação do NCEP.

Tabela 3.3 – Classificação da intensidade das chuvas e limiares.

Classificação da intensidade das chuvas	Limiares de precipitação (mm)
Chuva / não chuva	(1) = 0,3
Fraca	(2) = 2,5; (3) = 6,3
Moderada	(4) = 12,7; (5) = 19,0
Forte	(6) = 25,4; (7) = 38,1; (8) = 50,8

A avaliação das simulações do Modelo Eta com relação a quantidade de precipitação foi realizada através de uma tabela de contingência (Tabela 3.4), confrontando a precipitação diária acumulada prevista com aquela observada, para cada limiar de precipitação descrito na Tabela 3.3, e para cada ponto sobre o continente no domínio da Figura 3.1. Para isto foram definidas as seguintes categorias:

- a) o modelo previu chuva no ponto e ocorreu;
- b) o modelo previu chuva no ponto e não ocorreu;
- c) o modelo não previu chuva no ponto e ocorreu;
- d) o modelo não previu chuva no ponto e não ocorreu.

Estas categorias podem ser representadas matricialmente como na Tabela 3.4.

Tabela 3.4 – Tabela de contingência.

Tabela de Contingência		Observação	
		Chuva	Não - Chuva
Previsão	Chuva	a (acerto)	b (alarme falso)
	Não - Chuva	c (erro)	d (negativa correta)

A partir da Tabela 3.4 foram definidos os seguintes índices de avaliação: *Equitable Threat Score (ETS)*, *VIÉS* e Probabilidade de Detecção (*POD*).

O índice *Threat Score (TS)*, que mede a habilidade do modelo de prever eventos classificados em categorias, é definido como (ANTHES et al., 1989):

$$TS = \frac{a}{a + b + c} \quad (3.5)$$

O índice *ETS* (MESINGER e BLACK, 1992) é definido como

$$ETS = \frac{a - CH}{a + b + c - CH}, \quad (3.6)$$

onde

$$CH = \frac{(a + b) * (a + c)}{N}, \quad (3.7)$$

sendo que *CH* representa o número esperado de acertos aleatórios de precipitação acima de um limiar e *N* é o número de pontos dentro do domínio de verificação.

O *ETS*, através do uso da correção *CH*, tenta retirar a tendência que tem o *TS* em aumentar o número de previsões corretas. O *ETS* varia de -1/3 a 1 sendo que, para uma previsão perfeita, $ETS = 1$.

O *VIES* é definido como sendo a razão entre o número de pontos previstos com precipitação acima de um limiar e o número de pontos observados de precipitação acima do limiar, ou seja (ANTHES et al., 1989):

$$VIES = \frac{(a + b)}{(a + c)}. \quad (3.8)$$

Se as previsões mostram mais (menos) precipitação do que o observado, este índice é maior (menor) do que 1. Para $VIES = 1$, tem-se uma previsão perfeita, ou seja, não viciada.

O índice *POD* representa a probabilidade de ocorrência de um evento supostamente previsto e pode ser representado por (BALDWIN E KAIN, 2006):

$$POD = \frac{a}{a + c} \quad (3.9)$$

Em caso de previsão perfeita, $POD = 1$.

A estimativa da magnitude do erro das previsões será obtida pela Raiz do Erro Quadrático Médio (*REQM*), que pode ser expresso como:

$$REQM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i^s - x_i^o)^2}{N}} \quad (3.10)$$

onde x_i^s representa o valor da simulação no ponto i , x_i^o os dados de observação interpolados para o ponto i , e N o número total de pontos de grade no domínio do modelo.

O *REQM* é mais influenciado quando no conjunto de simulações verificadas existem erros de grande magnitude (mesmo que sejam poucos) do que quando ocorrem muitos erros pequenos. É, portanto, um índice bastante apropriado para detectar os erros que são indesejáveis nos modelos.

4 MODELO ETA

O Modelo Regional Eta foi instalado no CPTEC/INPE em 1996 (CHOU, 1996) visando complementar a previsão numérica de tempo que vem sendo realizada desde 1995 com o modelo de circulação geral da atmosfera. Este modelo foi desenvolvido pela Universidade de Belgrado em conjunto com o Instituto de Hidrometeorologia da Iugoslávia (MESINGER et al., 1988; BLACK, 1994).

O objetivo principal dos modelos regionais é o de prever com maiores detalhes sistemas de mesoescala como os fenômenos associados a frentes, orografia, brisa marítima, tempestades severas, etc. Porém, devido a maior não-linearidade dos sistemas nessa escala, a previsibilidade é menor e as previsões são de curto prazo.

Na versão operacional do Modelo Eta instalado no CPTEC/INPE, as previsões se estendem até 7 dias e cobrem praticamente toda a América do Sul, sendo fornecidas duas vezes ao dia em uma grade regular nas resoluções de 20 e 40 km. A análise é realizada sobre uma grade de resolução correspondente à do Modelo de Circulação Geral Atmosférico (MCGA) do CPTEC/INPE, T126L28, e posteriormente é interpolada para a grade do Modelo Eta. As variáveis prognósticas do modelo são: temperatura do ar, componente zonal e meridional do vento, umidade específica, água líquida / gelo da nuvem, pressão à superfície e energia cinética turbulenta.

4.1 Grade horizontal

A grade horizontal usada no Modelo Eta é a grade *E* de Arakawa (ARAKAWA e LAMB, 1977) (Figura 4.1). Esta grade é regular em coordenadas esféricas, tendo o ponto de intersecção entre o equador e o meridiano de 0° transladado para o centro do domínio do modelo. Desta forma a convergência entre os paralelos e meridianos são minimizados na região central do domínio. Na Figura 4.1, os pontos denominados por *h* são os chamados pontos de massa, onde são definidas as seguintes variáveis: pressão em superfície, umidade específica, velocidade vertical, água líquida, energia cinética turbulenta e variáveis termodinâmicas. Os pontos *v* são os pontos de vento onde são

definidas as componentes horizontais do vento. O comprimento d indica o espaçamento entre dois pontos de h ou v adjacentes, sendo que a magnitude deste comprimento é usada para definir a resolução horizontal do modelo. Cada ponto de grade consiste em um ponto de massa localizado no centro de quatro pontos de velocidade do vento, todos eles situados sobre os meridianos e paralelos que foram rotacionados.

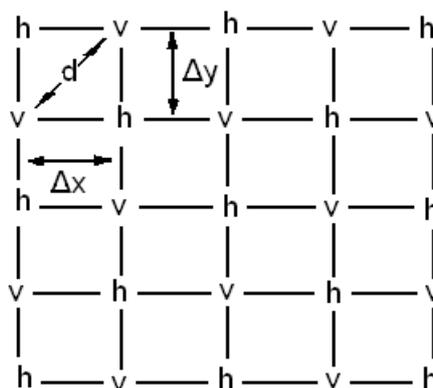


Figura 4.1 – Grade horizontal do tipo E de Arakawa.

Fonte: Black, 1994.

4.2 Coordenada vertical

A coordenada vertical eta (η), que dá nome ao modelo, foi criada por Mesinger (1984) com o propósito de amenizar os erros que ocorrem nos cálculos de variáveis obtidas a partir de derivadas horizontais, tais como a força gradiente de pressão, difusão e advecção horizontal ao longo de topografias muito íngremes. Assim como a coordenada sigma (σ) (PHILLIPS, 1957), a coordenada η é normalizada com relação a pressão, o que proporciona uma simplificação das equações que governam a atmosfera. A coordenada η é definida pela seguinte relação (MESINGER, 1984):

$$\eta = \left(\frac{P - P_T}{P_{sfc} - P_T} \right) * \frac{P_{ref}(Z_{sfc}) - P_T}{P_{ref}(0) - P_T} \quad (4.1)$$

onde P_T é a pressão no topo do domínio do modelo, P_{sfc} e Z_{sfc} são a pressão e altitude à superfície, respectivamente, e P_{ref} é a pressão de referência que é função da distância acima do nível do mar de uma atmosfera padrão.

O primeiro termo do lado esquerdo da Equação 4.1 é a definição padrão de coordenada σ , enquanto que o termo do lado direito, que é função apenas de x e y , é o responsável pela conversão da coordenada σ em coordenada η .

A principal vantagem da coordenada η em relação a σ está no fato de que na η as superfícies constantes estão dispostas quase na horizontal, tanto nas áreas planas quanto nas montanhosas. Isto reduz o problema da falsa contribuição para o gradiente de pressão que ocorre na coordenada σ (MESINGER, 1984).

A estrutura vertical do Modelo Eta, para esse estudo, é composta de 38 camadas. A camada mais baixa é configurada com aproximadamente 20 metros da atmosfera padrão. Isto é feito no sentido de detalhar melhor os processos que ocorrem na camada superficial. As camadas acima aumentam a espessura gradativamente até a alta troposfera, onde começa a reduzir novamente, resultando em um máximo secundário próximo a tropopausa. O aumento da resolução próximo à tropopausa é empregado no sentido de representar melhor as regiões baroclínicas, como correntes de jato, inversão térmica etc.

4.3 Topografia

A topografia do Modelo Eta é representada por degraus discretos cujos topos coincidem com a interface das camadas do modelo. A Figura 4.2 mostra uma seção vertical onde a topografia e as superfícies η são representadas. Nesta figura u , T e P_s representam a componente zonal do vento, a temperatura e a pressão a superfície, respectivamente. Os círculos em u representam os pontos em que eles são definidos como zero em todo o período de integração. As variáveis de massa e do vento horizontal são distribuídas no meio das camadas, enquanto que a velocidade vertical e energia cinética turbulenta são representadas nas interfaces das camadas.

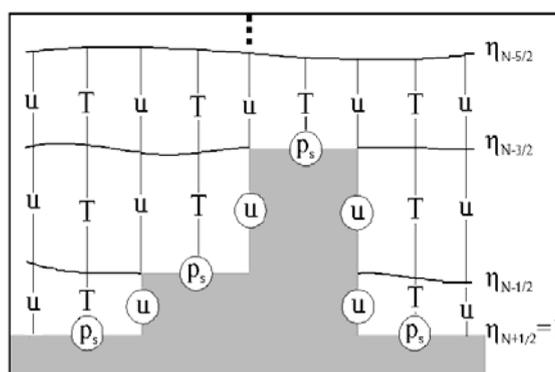


Figura 4.2 – Seção vertical idealizada da topografia do Modelo Eta e distribuição das variáveis na vertical (u , T , P_s).

Fonte: Adaptada de Mesinger (1988).

4.4 Condições iniciais e de contorno

O Modelo Eta utiliza como condições iniciais e condições de contorno laterais as análises do NCEP. A análise do modelo é realizada sobre uma grade de resolução correspondente à resolução do modelo global MCGA T126L28, e posteriormente é interpolada para a grade do Eta. As condições de contornos laterais do Eta são obtidas para o instante inicial e são atualizadas a cada 6 horas, assumindo que neste intervalo de tempo as tendências das quantidades variem linearmente. Os dados são interpolados verticalmente para as superfícies Eta e horizontalmente para a grade E de Arakawa. A temperatura da superfície do mar é obtida diariamente. A umidade do solo e o albedo são obtidos de climatologias global mensal e sazonal, respectivamente.

4.5 Esquemas de integração e parametrização

Para a integração no tempo, o Modelo Eta utiliza a técnica de *'split-explicit'* (GADD, 1978). O esquema de parametrização de radiação de ondas longas (FELS e SCHWARZKOPF, 1975) e curtas (LACIS e HANSEN, 1974) foi desenvolvido pelo *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*. Esses esquemas são acionados a cada uma hora de integração. A nebulosidade é baseada na umidade relativa e na taxa de chuva convectiva do modelo. O esquema de superfície é representado pelo modelo *Noah*, como descrito em Ek et al. (2003).

4.6 Esquemas de parametrização convectiva

O objetivo de parametrizar a convecção em modelos numéricos de previsão de tempo é estimar a taxa de precipitação convectiva na sub-grade, concomitante liberação de calor latente, redistribuição de calor, umidade e momento na vertical. A maneira nas quais estas variáveis interagem é altamente dependente da resolução horizontal do modelo numérico (ROCHA, 1999). Outra motivação para utilizar parametrização de convecção é prevenir o rápido e irrealístico crescimento dos distúrbios em escalas menores do que aquelas resolvidas pelo modelo numérico (KAIN e FRITSCH, 1998).

Dois esquemas de parametrização convectiva foram usados nesse estudo: Betts-Miller-Janjic (*BMJ*) e Kain-Fritsch (*KF*). No entanto, o objetivo não foi ajustar parâmetros, mas sim identificar qual dos esquemas consegue representar melhor a precipitação na costa leste do NEB em eventos de DOLs.

4.6.1 Esquema de Betts-Miller-Janjic (*BMJ*)

O esquema de parametrização convectiva *BMJ* é um esquema de ajustamento convectivo, e foi desenvolvido por Betts (1986) e Betts e Miller (1986) e modificado por Janjic (1994). Nesse esquema, os perfis de temperatura e umidade do modelo são ajustados a perfis de referência observados (BETTS, 1986; BETTS E MILLER, 1986). Os perfis de referência são cuidadosamente escolhidos para representar a estrutura termodinâmica tipicamente observada em situações convectivas e que refletem um estado de quase equilíbrio entre a forçante de grande escala e a convecção cúmulus. Apenas a convecção profunda é responsável pela precipitação. A convecção rasa não precipitante serve para transportar umidade para níveis superiores e manter a inversão de temperatura em baixos níveis. A convecção profunda transporta calor e umidade de modo a remover ou reduzir a instabilidade condicional (JANJIC, 1994). Este esquema é ativado quando o ambiente é condicionalmente instável e a atmosfera é mais úmida que a atmosfera de referência (GALLUS, 1999). Os perfis de referência são relativamente secos de modo que este esquema tende a remover toda a umidade presente minimizando a quantidade de chuva produzida explicitamente (GALLUS, 1999). De acordo com Gallus (1999), este esquema pode não funcionar em situações de convecção intensa em

que existe uma camada de ar seco por cima do ar úmido. O esquema *BMJ* não considera movimentos verticais descendentes e, segundo Dudhia et al. (2000), só é adequado para escalas superiores a 30 km.

4.6.2 Esquema de Kain-Fritsch (*KF*)

O esquema de *KF* (KAIN e FRITSCH, 1990, 1993) é uma parametrização do tipo fluxo de massa, que deriva do esquema de parametrização convectiva de Fritsch-Chappell (FRITSCH e CHAPPELL, 1980). O modelo utiliza uma representação mais detalhada dos processos de microfísica de nuvens e inclui desentranhamento de massa na corrente ascendente em toda a vertical (e não só no topo da nuvem como no esquema de Fritsch-Chappell). A parametrização de *KF* garante ainda a conservação de massa, energia térmica e momento. Uma vez disparada a convecção, toda a energia disponível é removida em um tempo especificado, utilizando um esquema de mistura ar-nuvem para calcular as taxas de mistura. Este esquema assume que a nuvem se forma e desaparece instantaneamente, sem existir um estado estacionário. O controle estático inclui uma parametrização de microfísica bastante complexa e os efeitos dos movimentos verticais descendentes nas nuvens. Na parametrização de *KF*, as nuvens atingem o nível de convecção livre e por isso não é preciso considerar um termo extra de impulsão, o que acontece para outros esquemas. De acordo com Pielke (2002), o esquema *KF* não é adequado para ambientes tropicais porque pode simular excessiva precipitação.

5 IDENTIFICAÇÃO DOS DOLs

Analisando as faixas de composição das imagens dos satélites meteorológicos GOES e METEOSAT no canal infravermelho, entre as latitudes de 5 e 10°S, para os meses de abril a julho dos anos 2005 e 2006 (não mostrado), podemos observar sistemas de nebulosidade profundos e quase-permanentes sobre o oeste da África (entre 10°E e 20°E) e intensa nebulosidade sobre o NEB em quase todos os meses analisados. Em alguns períodos, observaram-se nas imagens sistemas de nuvens baixas sobre o Oceano Atlântico que se deslocam para oeste e intensificam-se na costa leste do NEB (aproximadamente 35°W). É interessante ressaltar na análise das faixas de imagens que diversos sistemas que se intensificaram próximos à costa do NEB já apresentaram indícios de sua existência dias antes sobre o oceano a oeste de 20°W.

A partir das análises do NCEP foram construídos Diagramas Hovmöller da componente meridional do vento para as latitudes de 5, 10 e 15°S, nos níveis de 700 e 850 hPa, entre 60°W a 30°E, abrangendo todo o período de estudo. Em virtude dos padrões oscilatórios apresentarem-se de forma ruidosa, dificultando a identificação dos DOLs, utilizou-se um filtro média móvel passa-banda para ressaltar somente as oscilações com períodos entre 3 e 7 dias, característico do sistema de interesse (ALVES et al., 2008). O nível de 700 hPa apresentou-se como o melhor para a identificação de DOLs, quando comparados com 850 hPa. Visto que os diagramas em 850 hPa não acrescentariam significativamente na identificação dos distúrbios, os mesmos foram omitidos nesse trabalho.

Nas Figuras A.1 a A.8 do Apêndice A são apresentados os Diagramas Hovmöller em 700 hPa. As linhas destacadas que unem as isolinhas de zero indicam a propagação aproximada das ondas. Como pode ser visto nessas figuras, o filtro média móvel passa-banda, apesar de simples, apresentou bom resultados, ressaltando claramente os padrões ondulatórios que se deslocaram para oeste, com período de oscilação entre 3 e 7 dias

Analisando os Diagramas Hovmöller observa-se padrões ondulatórios de leste em todos os meses de estudo. Porém, os parâmetros das ondas variam grandemente no espaço e

no tempo, e apenas algumas ondas podem ser traçadas durante toda a sua trajetória. Algumas ondas aparecem em determinadas longitudes, dissipam-se parcialmente e logo após tornam-se perceptíveis novamente em longitudes ocidentais.

A partir das Figuras A.1 a A.8 foram identificados 26 eventos de DOLs que atingiram a costa leste do Nordeste ($\sim 35^\circ\text{W}$), no nível de 700 hPa, em 5°S , para os dois anos de estudo. Esse número decresce ligeiramente para 10°S (25 eventos), e chega a apenas 9 eventos em 15°S (Tabelas 5.1 e 5.2). Nas Tabelas 5.1 e 5.2 apresenta-se as datas aproximadas da chegada do cavado em 35°W associado à DOL, assim como suas velocidades de fase estimadas nos Diagramas Hovmöller.

As características das ondas variaram tanto espacial quanto temporalmente, porém apresentaram os seguintes parâmetros médios (Tabela 5.3):

1. período de 5 dias;
2. velocidade de propagação de aproximadamente 10 ms^{-1} ;
3. comprimento de onda de 4000 km.

As Figuras 5.1 - 5.4 apresentam as séries temporais de precipitação diária acumulada (mm dia^{-1}) para algumas estações no NEB e a componente meridional do vento filtrada em 700 hPa, para 35°W e 5, 10 e 15°S . As linhas pontilhadas verticais indicam a data aproximada da passagem dos DOLs, como descritas nas Tabelas 5.1 e 5.2.

Analisando as Figuras 5.1 - 5.4 constatou-se que, na maioria dos casos, próximo à data da passagem dos cavados associados à DOLs, existe um pico de precipitação para, pelo menos, uma estação meteorológica considerada na costa leste nordestina, indicando que as flutuações no campo de vento parecem estar relacionadas com a precipitação.

A componente meridional do vento em 700 hPa apresenta claramente um padrão ondulatório com período entre 5 e 6 dias. Observou-se também que a amplitude das oscilações aumenta gradativamente de abril para julho, indicando a possibilidade de haver um ciclo sazonal bem definido para essas ondas.

Tabela 5.1 – Datas aproximadas das passagens dos cavados associados à DOLs por 35°W, no nível de 700 hPa, para o ano de 2005, nas longitudes de 5, 10 e 15°S, com as respectivas velocidades de fase estimadas nos Diagramas Hovmöller.

2005	Evento Nº	5°S		10°S		15°S	
		DATA	c (ms ⁻¹)	DATA	c (ms ⁻¹)	DATA	c (ms ⁻¹)
A B R	(1)	----	----	07	06	08	08
	(2)	11	12	12	08	13	14
	(3)	19	10	18	08	----	----
M A I O	(4)	04	10	----	----	----	----
	(5)	07	06	09	08	----	----
	(6)	15	12	15	11	15	12
	(7)	----	----	19	12	19	09
	(8)	23	22	----	----	----	----
	(9)	29	08	----	----	----	----
J U N	(10)	----	----	10	06	----	----
	(11)	17	11	17	05	----	----
	(12)	25	10	23	10	----	----
	(13)	----	----	29	08	----	----
J U L	(14)	05	16	05	16	----	----
	(15)	09	14	----	----	----	----
	(16)	21	06	22	07	----	----
	(17)	28	12	----	----	----	----

Tabela 5.2 – Como na Tabela 5.1, exceto que para o ano de 2006.

2006	Evento Nº	5°S		10°S		15°S	
		DATA	c (ms ⁻¹)	DATA	c (ms ⁻¹)	DATA	c (ms ⁻¹)
A							
B	(18)	----	----	----	----	16	06
R	(19)	26	06	27	04	26	06
M	(20)	06	06	04	05	----	----
A	(21)	17	18	----	----	----	----
I	(22)	22	09	----	----	----	----
O	(23)	28	10	27	14	----	----
J	(24)	06	10	----	----	----	----
U	(25)	10	20	10	08	09	08
N	(26)	15	12	15	08	----	----
	(27)	----	----	20	06	----	----
	(28)	02	07	02	07	----	----
	(29)	06	16	06	12	----	----
J	(30)	----	----	09	12	----	----
U	(31)	14	16	14	18	14	11
L	(32)	19	12	19	13	19	10
	(33)	24	20	24	14	----	----
	(34)	----	----	28	07	----	----

Tabela 5.3 – Parâmetros médios dos DOLs, baseados nas Tabelas 5.1 e 5.2.

Parâmetros médios das ondas	5°S	10°S	15°S
Número de eventos	26	25	9
Velocidade de fase (c) (ms ⁻¹)	12	9	9
Período (τ) (dias)	5	5	5
Comprimento de onda (L) (km)	5200	3500	3500

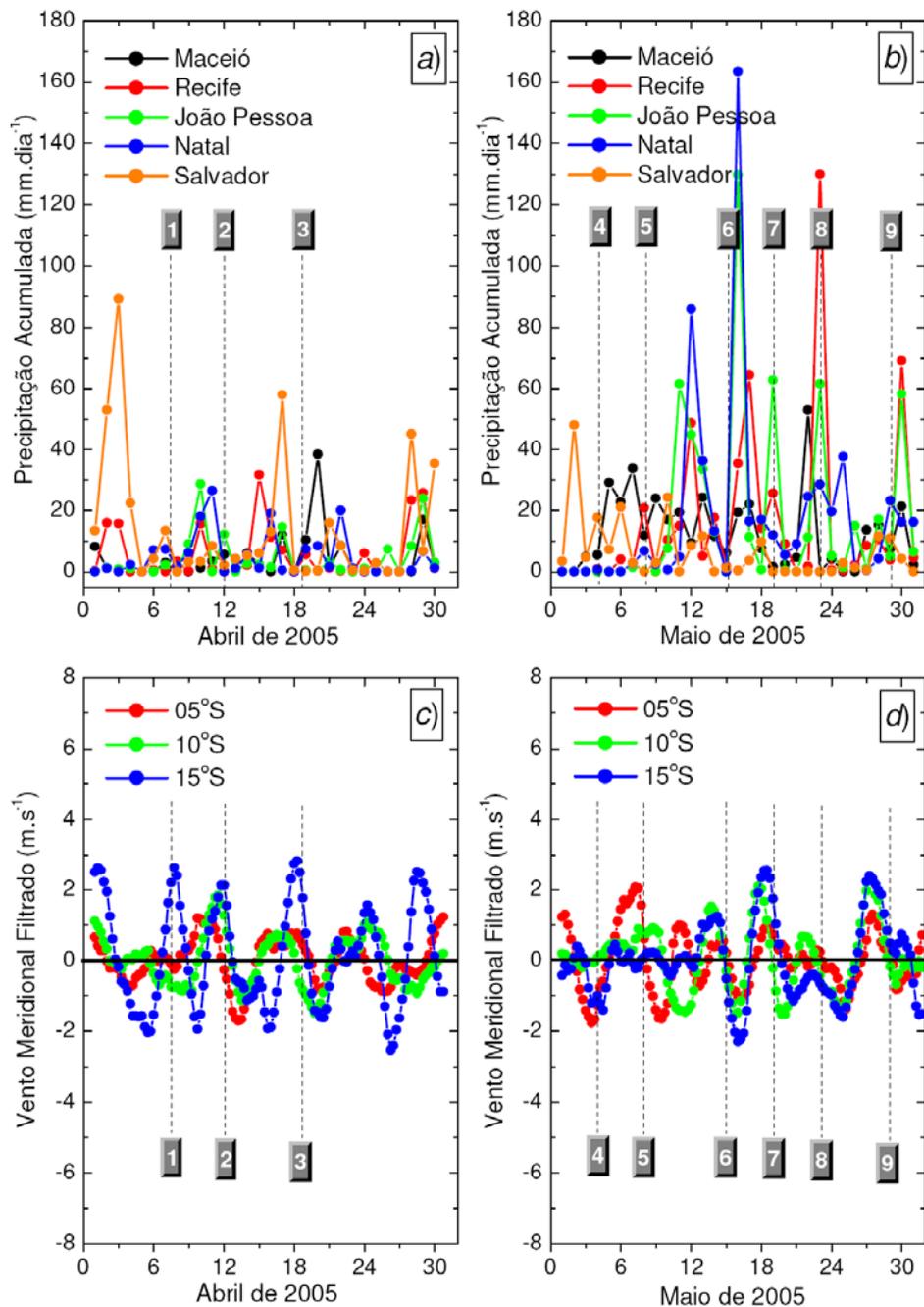


Figura 5.1 – Séries temporais de precipitação diária acumulada (mm dia^{-1}) (a e b) para algumas estações meteorológicas no NEB e a componente meridional do vento (m.s^{-1}) filtrada (c e d), em 700 hPa, para 35°W e 5, 10 e 15°S , abrangendo os meses de abril (a e c) e maio (b e d) de 2005. As linhas pontilhadas verticais indicam a data aproximada da passagem dos DOLs em 35°W , com o respectivo número do evento, como descrito nas Tabelas 5.1 e 5.2.

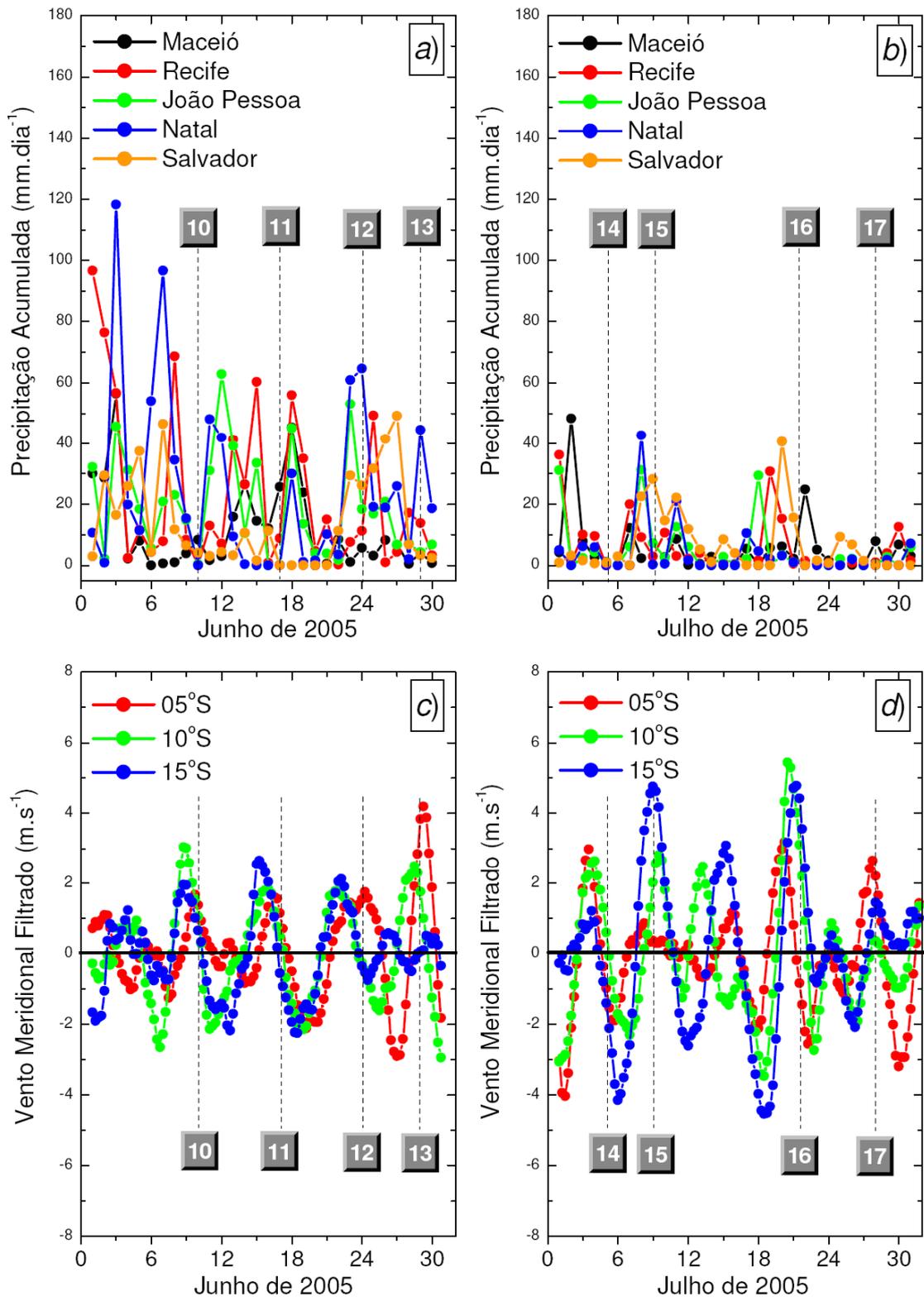


Figura 5.2 – Como Figura 5.1, exceto para os meses de junho (a e c) e julho (b e d) de 2005.

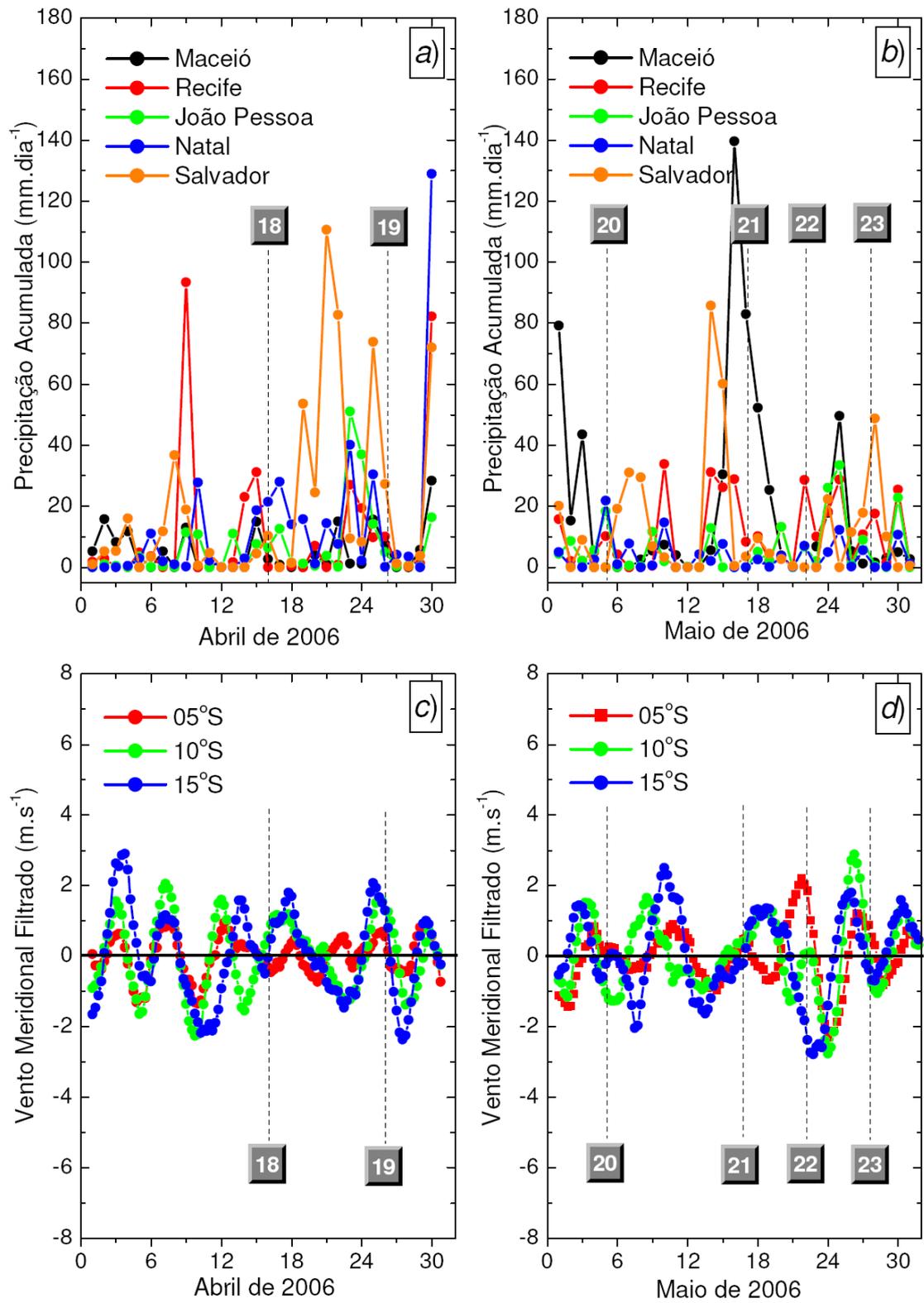


Figura 5.3 – Como Figura 5.1, exceto para os meses de abril (a e c) e maio (b e d) de 2006.

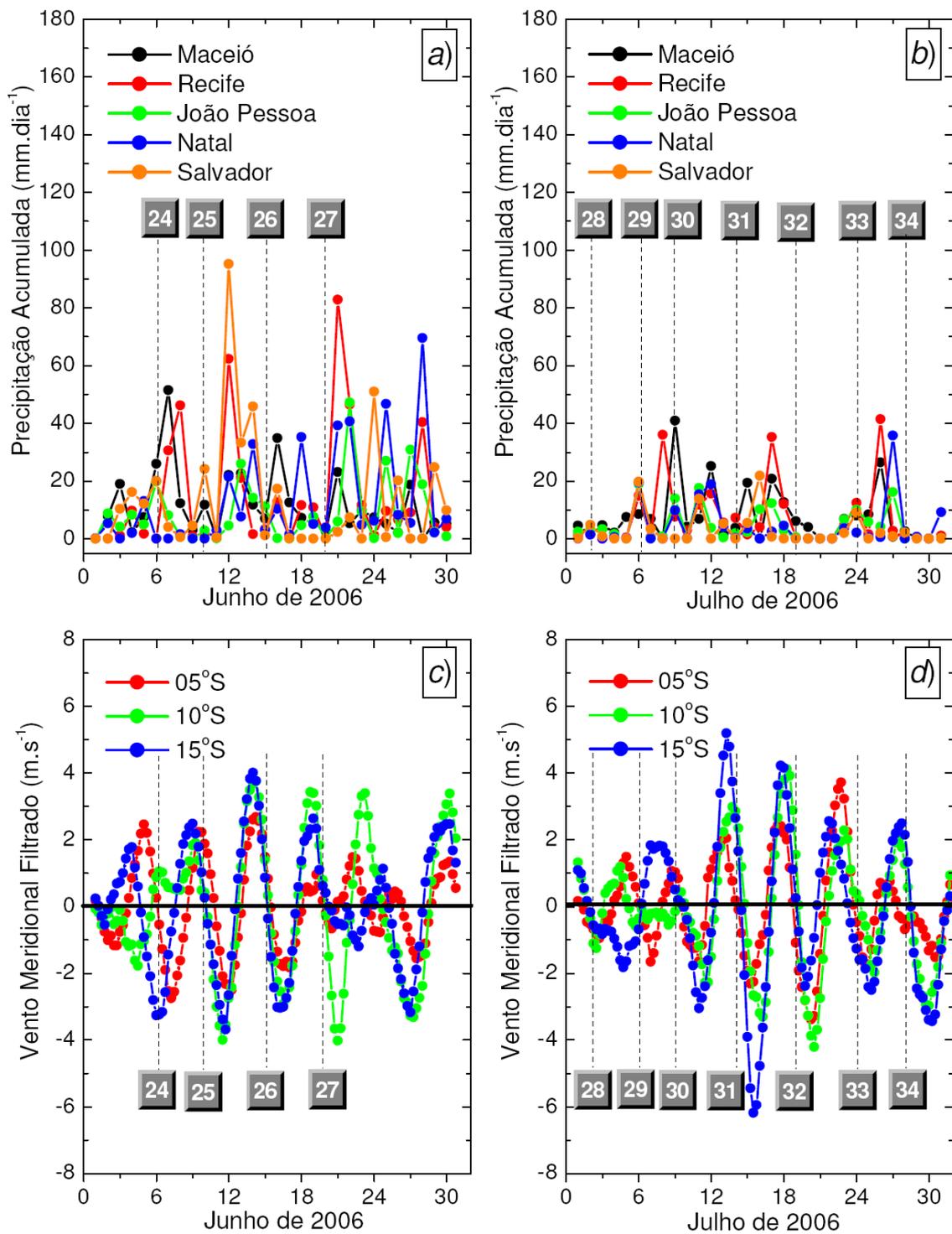


Figura 5.4 – Como Figura 5.1, exceto para os meses de junho (a e c) e julho (b e d) de 2006.

6 ESTUDOS DE CASO

Após a identificação do padrão ondulatório nos Diagramas Hovmoller e sua respectiva associação com a precipitação na costa leste do NEB, foram escolhidos 2 casos de DOLs para avaliar o desempenho do Modelo Eta em simular este sistema. A escolha foi realizada estabelecendo-se os seguintes critérios:

- A passagem do DOL estivesse associada a um pico de precipitação intenso na costa leste do NEB;
- Fossem observados aglomerados de nuvens se propagando de leste para oeste em direção à região de estudo.

Estabelecidas essas condições, foram escolhidos os casos de DOLs que atuaram na região nos dias 15 de maio de 2005 e 20 de junho de 2006. A seguir, faz-se uma breve descrição sinótica de cada um desses eventos.

6.1 O caso do dia 15/05/2005

O dia 15 de maio de 2005 foi marcado por intensa precipitação em diversas localidades na costa leste nordestina. Segundo dados de precipitação acumulada do INMET para o dia 16 de maio às 12Z, Natal - RN registrou aproximadamente 164 mm, João Pessoa - PB em torno de 130 mm e Recife (Curado) – PE 35 mm.

Analisando as imagens de satélite no canal infravermelho dos dias 15 e 16 de maio 2005 (Figura 6.1) sobre o Oceano Atlântico Tropical e a Região Nordeste, observa-se a presença de uma banda de nebulosidade propagando-se para oeste, de ligeira inclinação SE/NW, estendendo-se aproximadamente da longitude de 0° até o leste do NEB. Próximo ao continente, às 00Z do dia 16/05, essa nebulosidade torna-se mais profunda, atuando principalmente sobre os estados do Rio Grande do Norte até Sergipe.

Nas Figuras 6.2 e 6.3 são apresentadas os campos de linhas de corrente em 700 hPa, movimento vertical médio entre 850-700 hPa, divergência do fluxo de umidade em 850 hPa e fluxo de umidade integrado da superfície até 300 hPa, para os dias 15 e 16 de

maio de 2005, respectivamente. Observa-se a presença de DOLs no campo de linhas de corrente em 700 hPa propagando-se desde aproximadamente 0° até o NEB. Não foram observadas com clareza variações no campo de omega e convergência de umidade acompanhando o deslocamento do sistema. Porém, ao propagar-se para oeste e atuar sobre a costa, estes distúrbios instabilizaram a região leste do NEB, fazendo com que às 18 Z do dia 15 e às 00 Z e 18 Z do dia 16 houvesse predomínio de movimento ascendente e convergência de umidade em baixos níveis, justificando a intensa precipitação que ocorreu em algumas localidades da região. Através das imagens de satélite foi possível observar também que, em quase todos os horários analisados, as áreas de maior nebulosidade coincidiram com os centros de movimento ascendente e convergência de umidade supracitados.

Para os dias analisados nas Figuras 6.2 e 6.3, verifica-se que o transporte de umidade é principalmente de leste para oeste sobre a costa do NEB, e que, para quase todo o domínio apresentado, esse transporte é governado pela circulação da ASAS.

As Figuras 6.4 e 6.5 mostram os diagramas termodinâmicos *Skew T – Log P*, juntamente com os índices de estabilidade atmosféricos *K*, *TT* e *SLI*, para as estações de Recife – PE e Salvador – BA, respectivamente, nos dias 14, 15 e 16 de maio de 2005 às 12 Z. A maneira como os índices de estabilidade são calculados, assim como os valores típicos, são descritos no Apêndice B.

Através da Figura 6.4, constata-se que Recife apresentava uma camada úmida entre 1000 – 700 hPa no dia 14 e outra camada um pouco mais profunda no dia 16 (1000 – 600 hPa). Os valores de *CAPE* (Energia Potencial Disponível) apresentada pelas sondagens de ambas as estações foram bem acentuados para os dias 14 e 16, estando acima de 2300 J kg⁻¹ para a sondagem de Recife e 2600 J kg⁻¹ para Salvador, indicando um potencial convectivo muito instável (Figuras 6.4 e 6.5).

Avaliando conjuntamente os índices de estabilidade, observou-se que as sondagens de Recife para os dias 14 e 16 de maio às 12 Z apresentavam grande tendência de chuvas torrenciais (*K* > 30 °C e *SLI* = -4 °C) (Figura 6.4). Esses valores indicavam calor em baixos níveis e umidade em abundância desde a superfície até 700 hPa, que são

concordantes com a Figura 6.3*d* e 6.3*h* (referente ao dia 16 de maio de 2005 às 18Z), onde se verificou sobre o NEB uma extensa região de movimento vertical ascendente e convergência do fluxo de umidade em 850 hPa. Corroborando com esses resultados, segundo o INMET, o total de precipitação acumulada registrada em Recife (Curado) nos dias 16 e 17 de maio de 2005 foram respectivamente 35,3 e 64,6 mm.

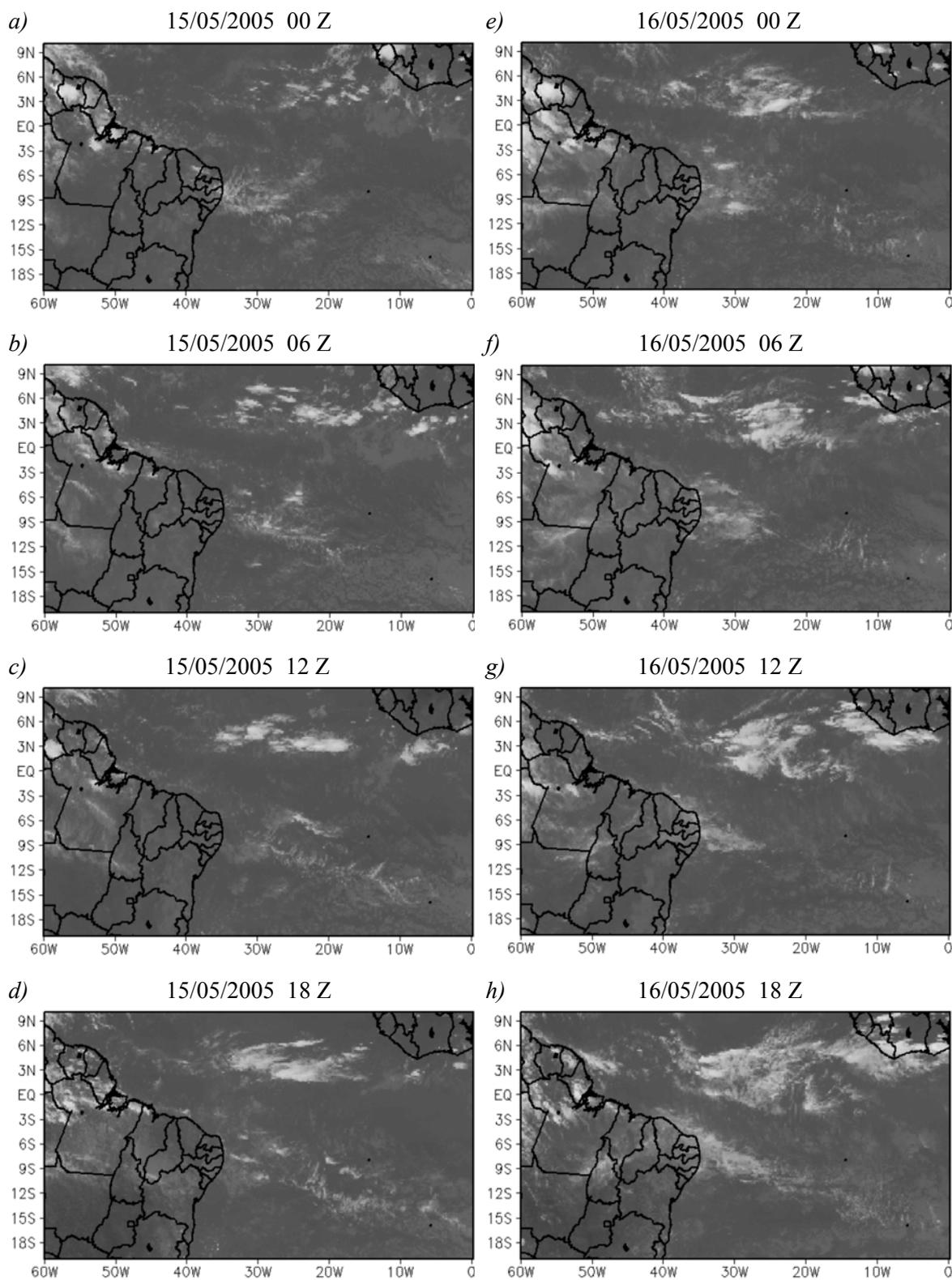


Figura 6.1 – Composição das imagens dos satélites GOES e METEOSAT no canal infravermelho para os dias 15 (a - d) e 16 (e - h) de maio de 2005.

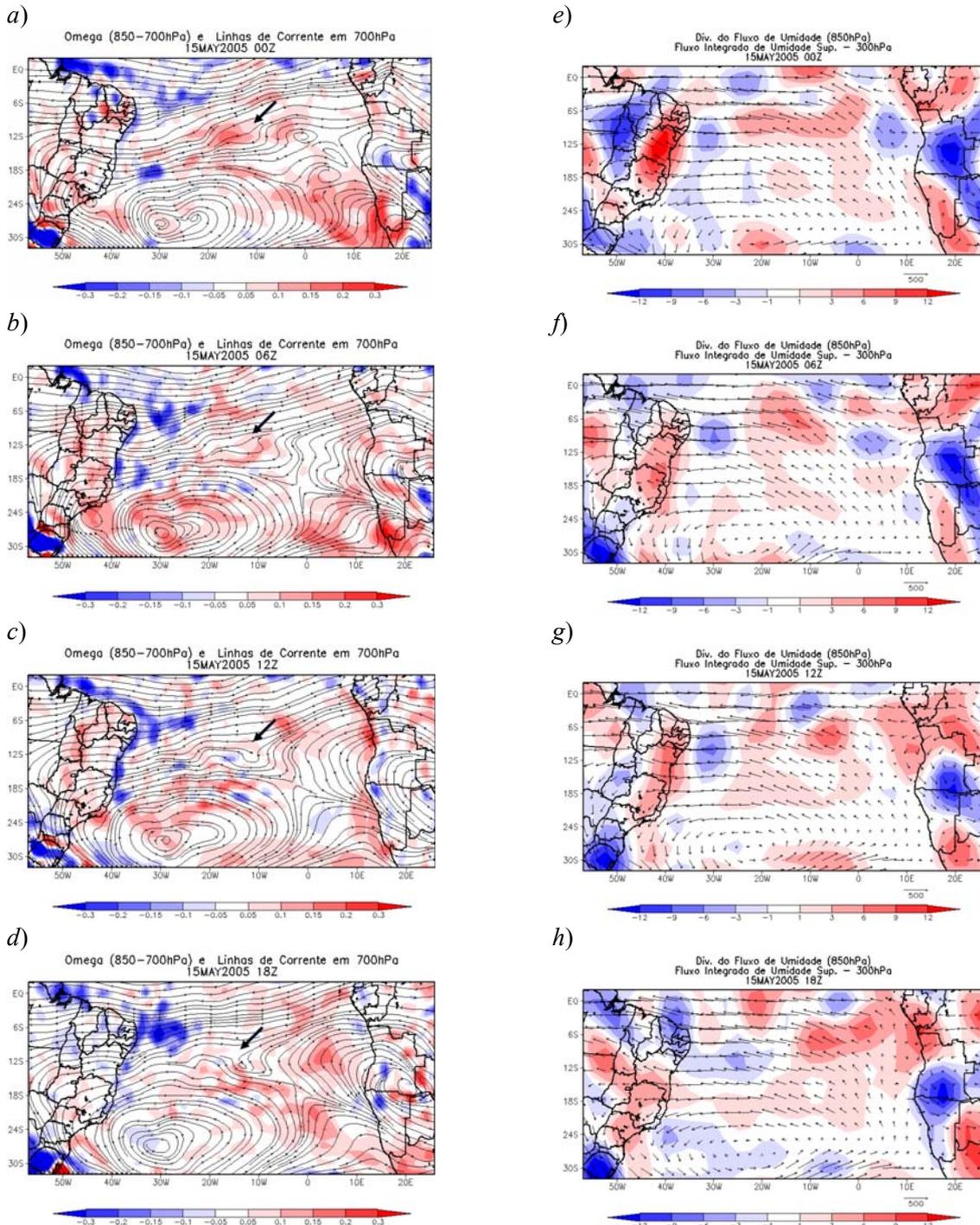


Figura 6.2 – Análises do NCEP. Linhas de corrente em 700 hPa e movimento vertical médio (Pa s^{-1}) entre 850-700 hPa, às 00 Z (a), 06 Z (b), 12 Z (c) e 18 Z (d) do dia 15/05/2005; e divergência do fluxo de umidade em 850 hPa ($10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) e fluxo de umidade integrado da superfície até 300 hPa ($\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), às 00 Z (e), 06 Z (f), 12 Z (g) e 18 Z (h) do dia 15/05/2005.

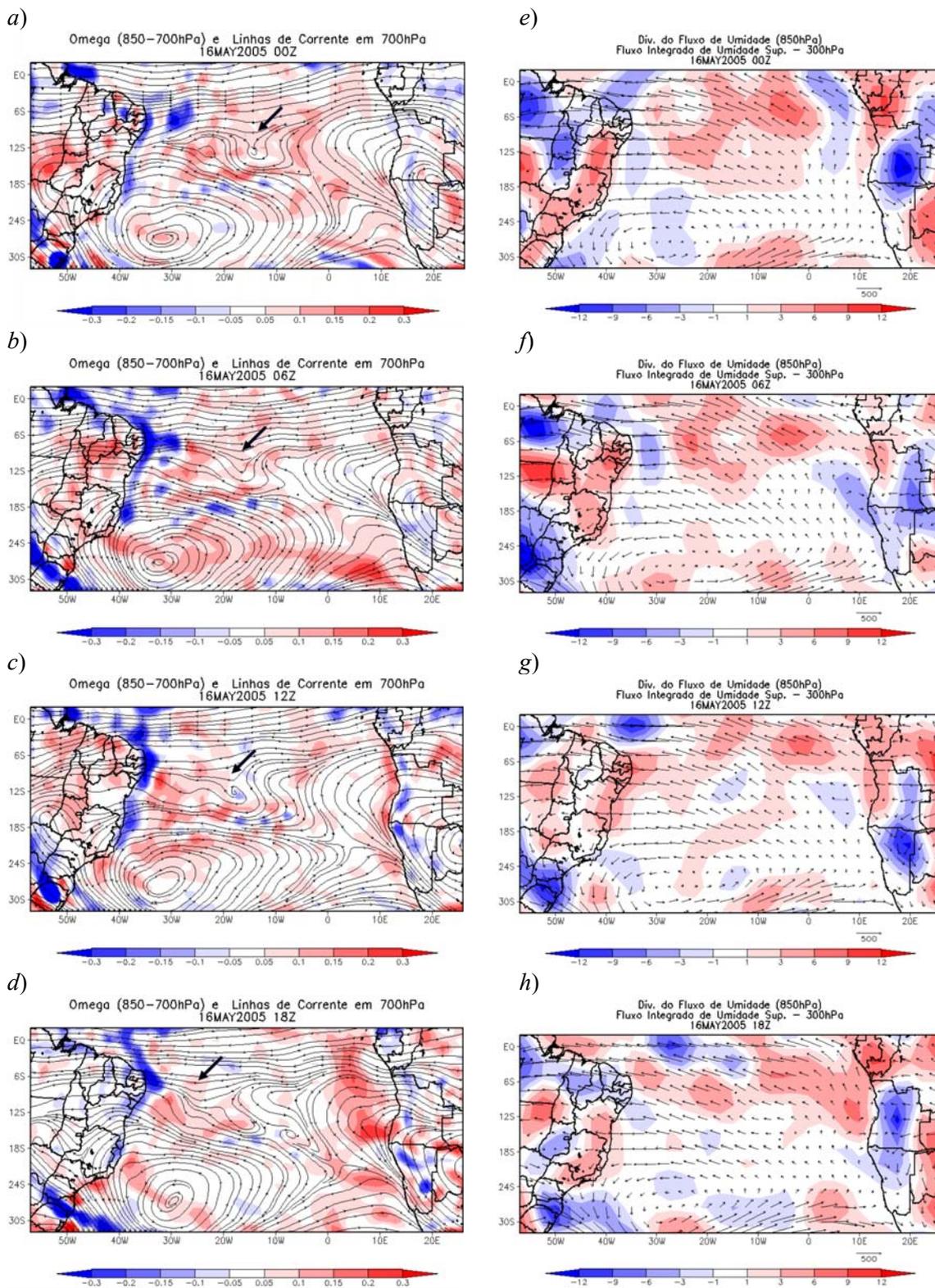


Figura 6.3 – Como Figura 6.2, exceto para o dia 16/05/2005.

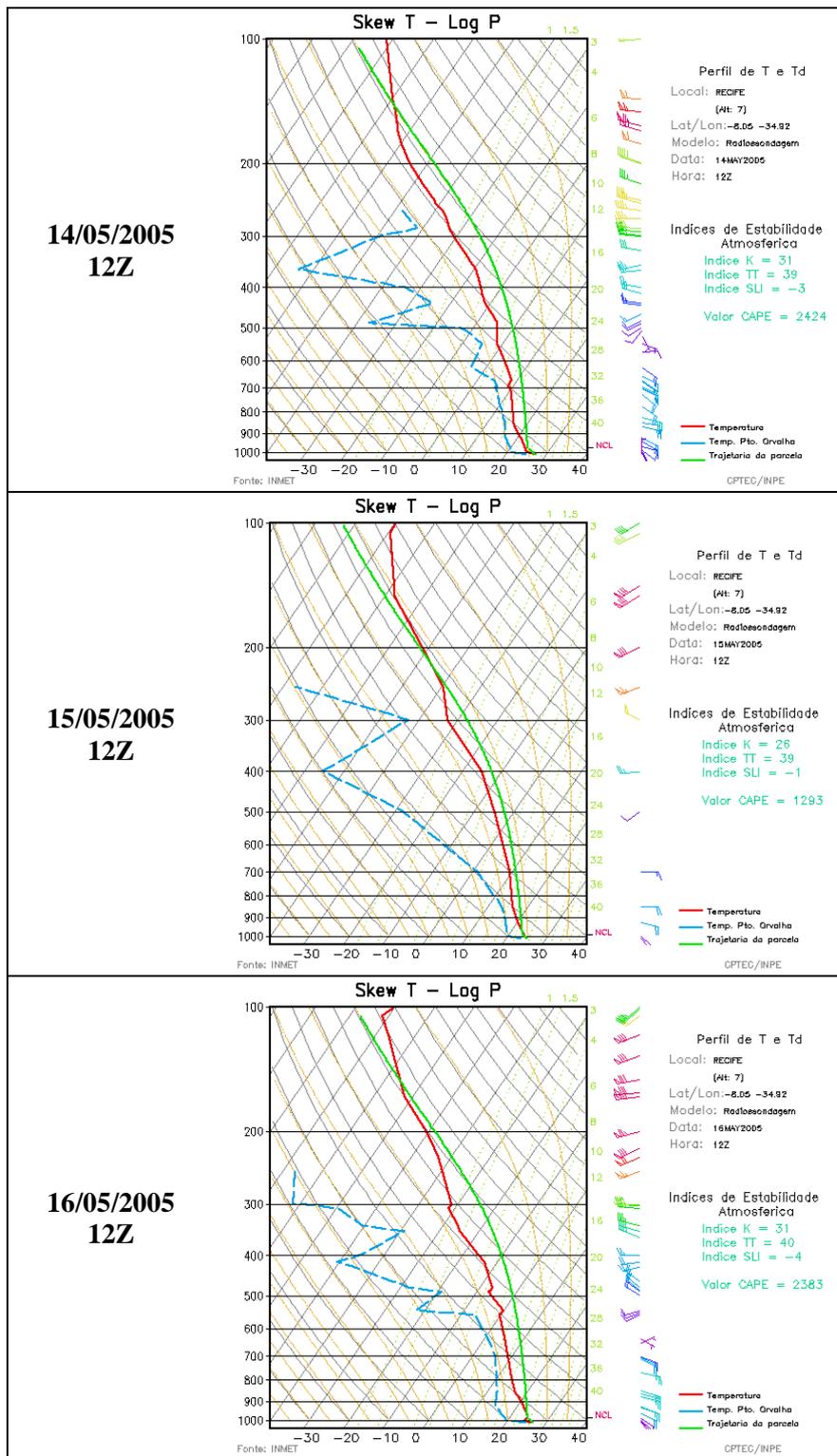


Figura 6.4 – Diagramas *Skew T – Log P* para a estação meteorológica de Recife – PE, nos dias 14, 15 e 16 de maio de 2005 às 12Z, gerados pelo CPTEC/INPE. Os dados foram fornecidos pelo INMET.

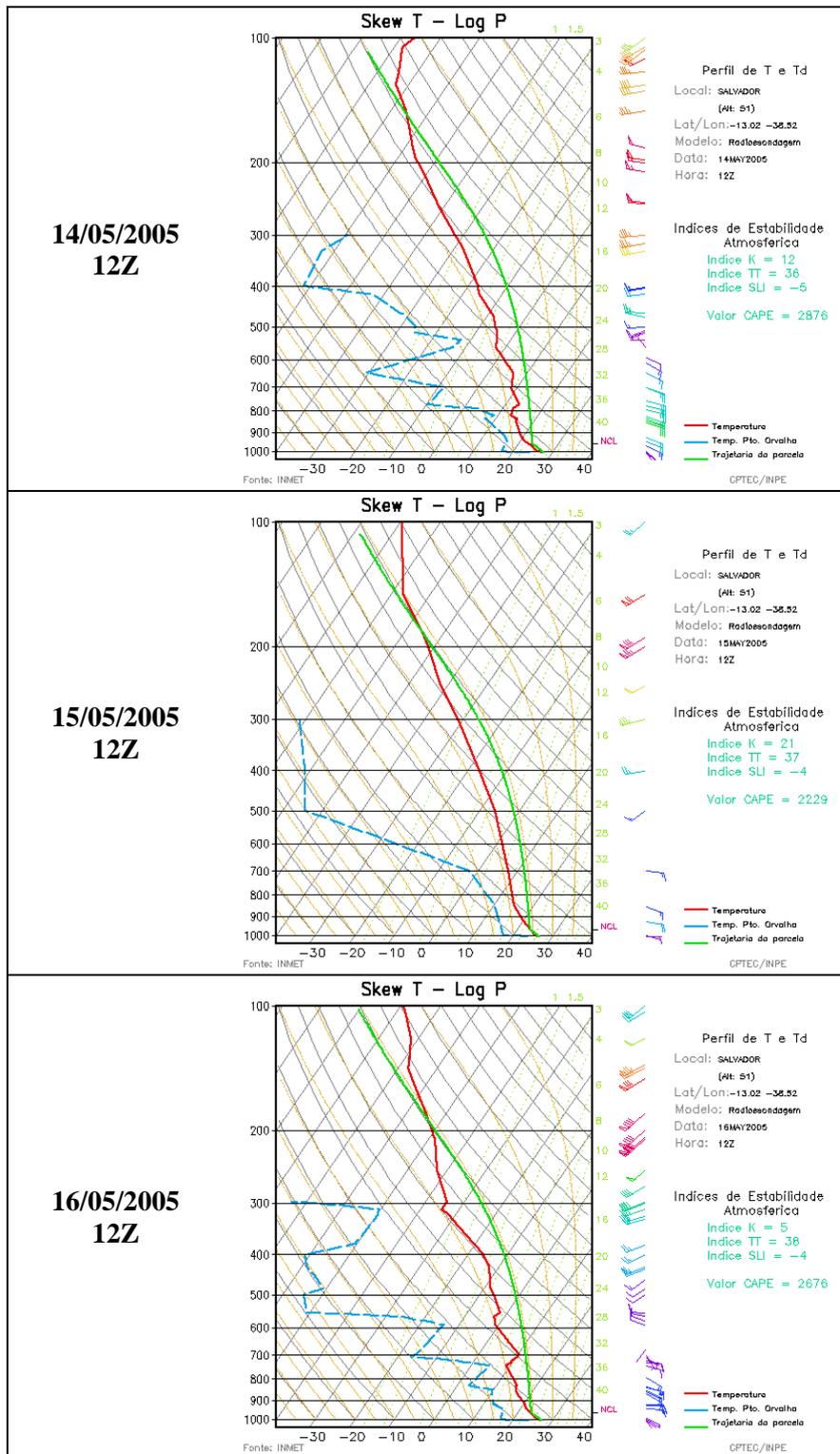


Figura 6.5 – Como Figura 6.4, exceto para a estação meteorológica de Salvador – BA.

6.2 O caso do dia 20/06/2006

As imagens de satélite no canal infravermelho dos dias 20 e 21 de junho de 2006 (Figura 6.6), para o NEB e oceano adjacente mostram alguns aglomerados de nuvens rasas propagando-se de leste para oeste. No dia 21 de junho, ao chegar à costa nordestina, essa nebulosidade tornou-se profunda, ficando localizada principalmente entre os estados de Pernambuco e Paraíba. Esses aglomerados de nuvens causaram intensa precipitação em diversas localidades da região. Por exemplo, segundo dados de precipitação do INMET para o dia 21 de junho de 2006 às 12 Z, Recife (Curado) - PE registrou aproximadamente 83 mm de precipitação diária acumulada, Natal - RN 39 mm e Maceió – AL 23 mm.

Nas Figuras 6.7 e 6.8 são apresentadas os campos de linhas de corrente em 700 hPa, movimento vertical médio entre 850-700 hPa, divergência do fluxo de umidade em 850 hPa e fluxo de umidade integrado da superfície até 300 hPa, para os dias 20 e 21 de junho de 2006, respectivamente. Analisando as linhas de corrente em 700 hPa observa-se a propagação de DOLs nas baixas latitudes. Novamente, durante o deslocamento desse sistema atmosférico não foi possível observar com clareza variações no campo de omega e convergência de umidade em baixos níveis. Porém, contata-se nas Figuras 6.7 e 6.8 que a sua atuação sobre o leste do NEB provocou predomínio de movimento ascendente e convergência de umidade em baixos níveis para o horário das 18 Z dos dias 20 e 21, o que explicaria os altos índices pluviométricos registrados na região.

Para esse estudo de caso, o transporte de umidade próximo à costa do NEB apresentou orientação sudeste/noroeste, e foi menos intenso do que o caso estudado anteriormente. Esse fato resultou em índices pluviométricos bem menos elevados para a região, quando comparados com a atuação do DOL em 15 de maio de 2005.

Nas Figuras 6.9 e 6.10 apresentam-se os diagramas termodinâmicos *Skew T – Log P*, juntamente com os índices de estabilidade, para as estações de Natal – RN e Recife – PE, respectivamente, nos dias 19, 20 e 21 de junho de 2006 às 12 Z.

As sondagens de Natal, para os dias 20 e 21, apresentaram um perfil bastante úmido entre as camadas de 1000 – 700 hPa, assim como valores relativamente altos de CAPE (acima de 1100 J kg^{-1}). Os índices K e TT também indicavam possibilidade de precipitações significativas (Figura 6.9).

Para Recife, a sondagem do dia 21 registrou uma camada úmida bastante profunda (entre 1000 – 400 hPa), porém, assim como nos dias 19 e 20, os índices K , TT e SLI não indicavam muita instabilidade. Os valores da CAPE se mantiveram abaixo de 50 J kg^{-1} para os três dias analisados (Figura 6.10).

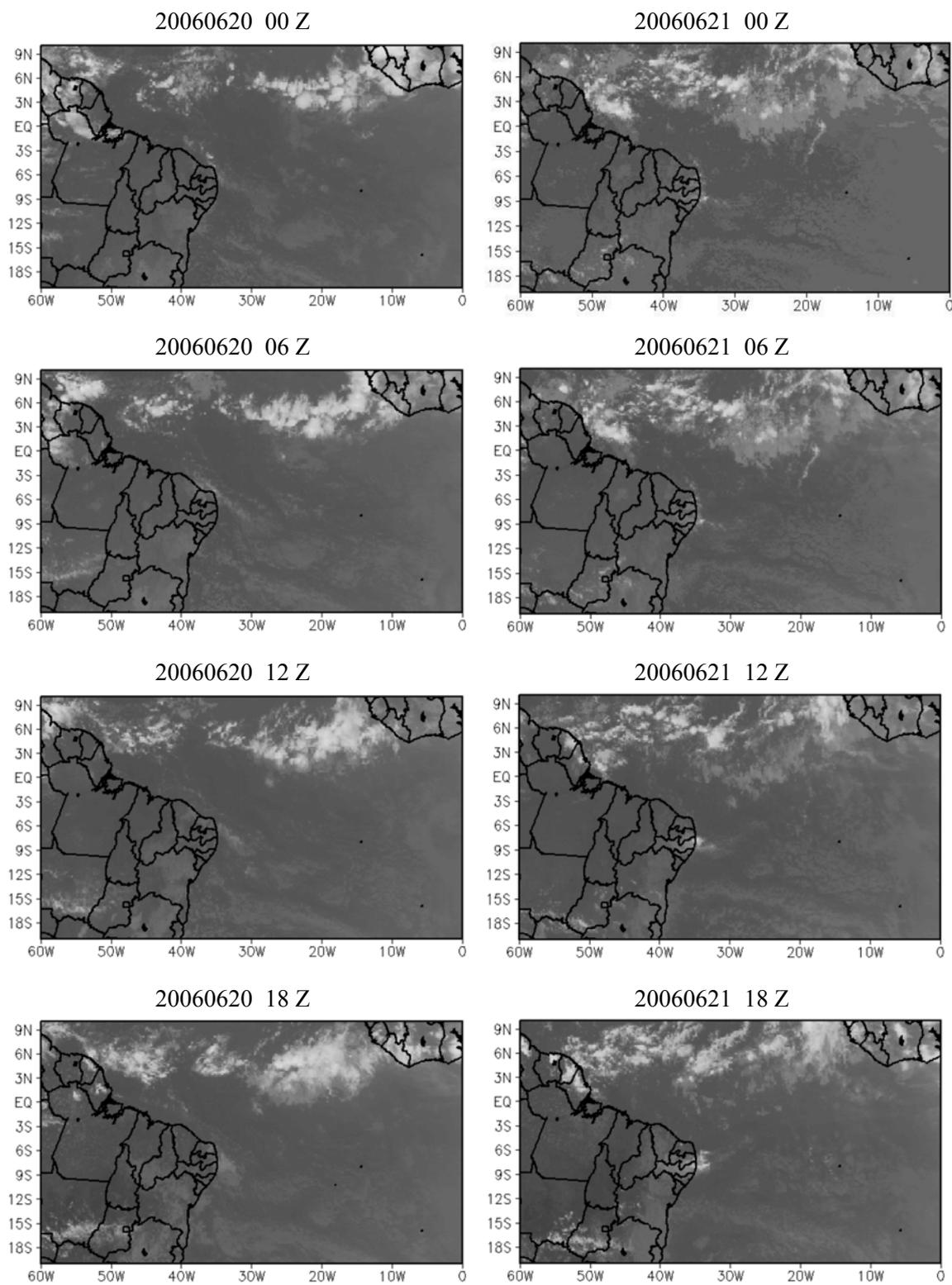


Figura 6.6 – Imagens do satélite meteorológico GOES no canal infravermelho para os dias 20 e 21 de junho de 2006.

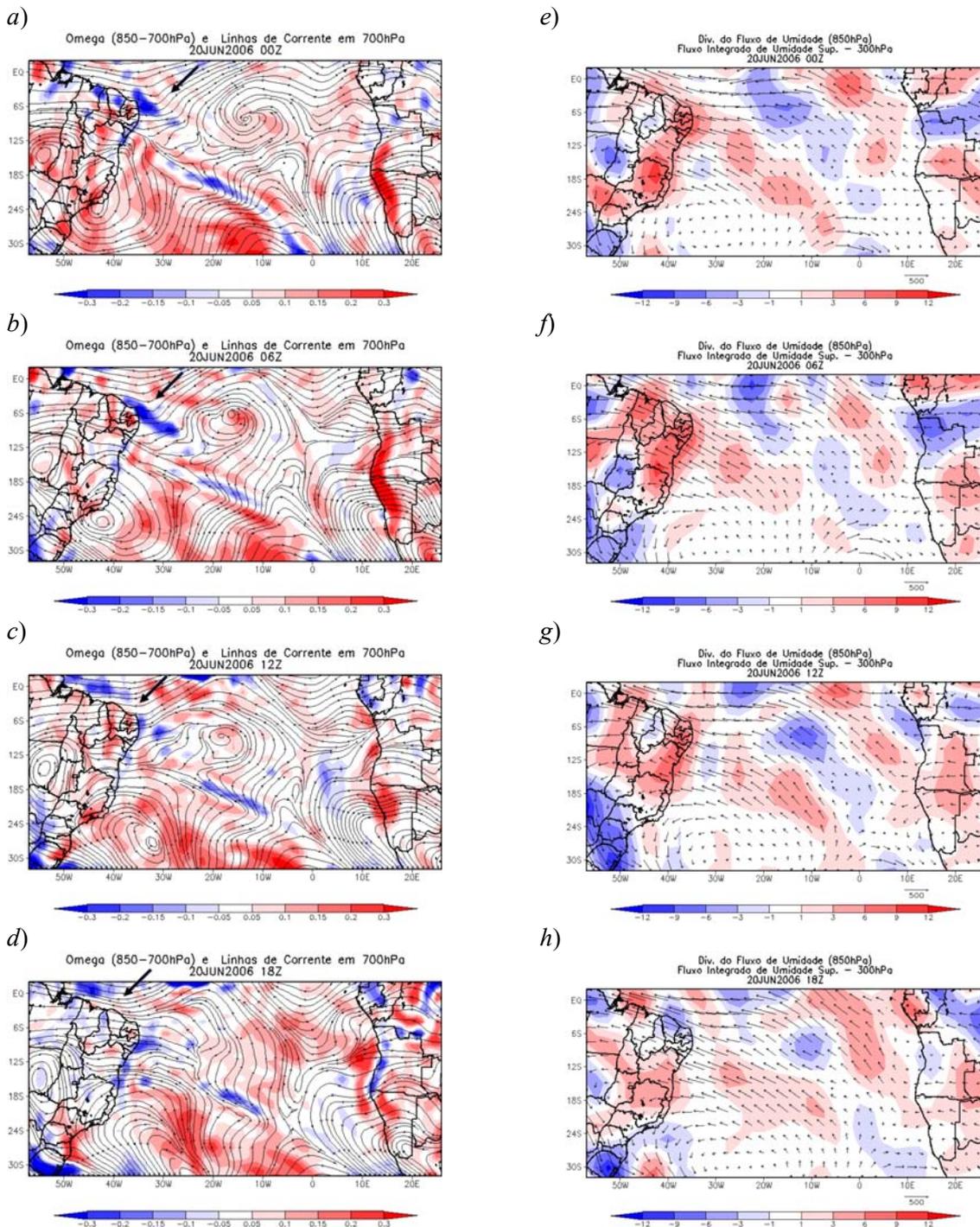


Figura 6.7 – Análises do NCEP. Linhas de corrente em 700 hPa e movimento vertical médio (Pa s^{-1}) entre 850-700 hPa, às 00 Z (a), 06 Z (b), 12 Z (c) e 18 Z (d) do dia 20/06/2006; e divergência do fluxo de umidade em 850 hPa ($10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) e fluxo de umidade integrado da superfície até 300 hPa ($\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), às 00 Z (e), 06 Z (f), 12 Z (g) e 18 Z (h) do dia 20/06/2006.

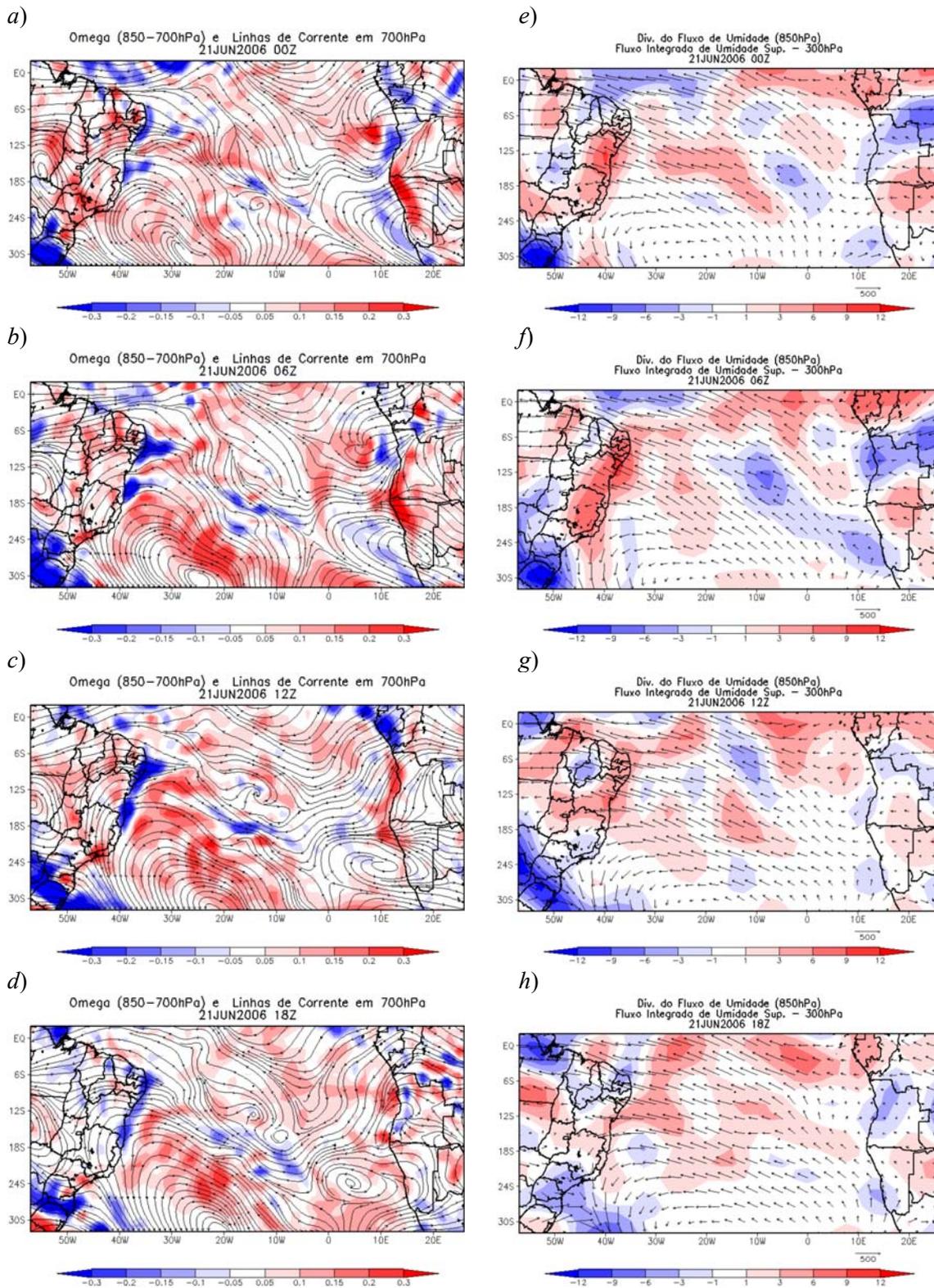


Figura 6.8 – Como Figura 6.7, exceto para o dia 21/06/2006.

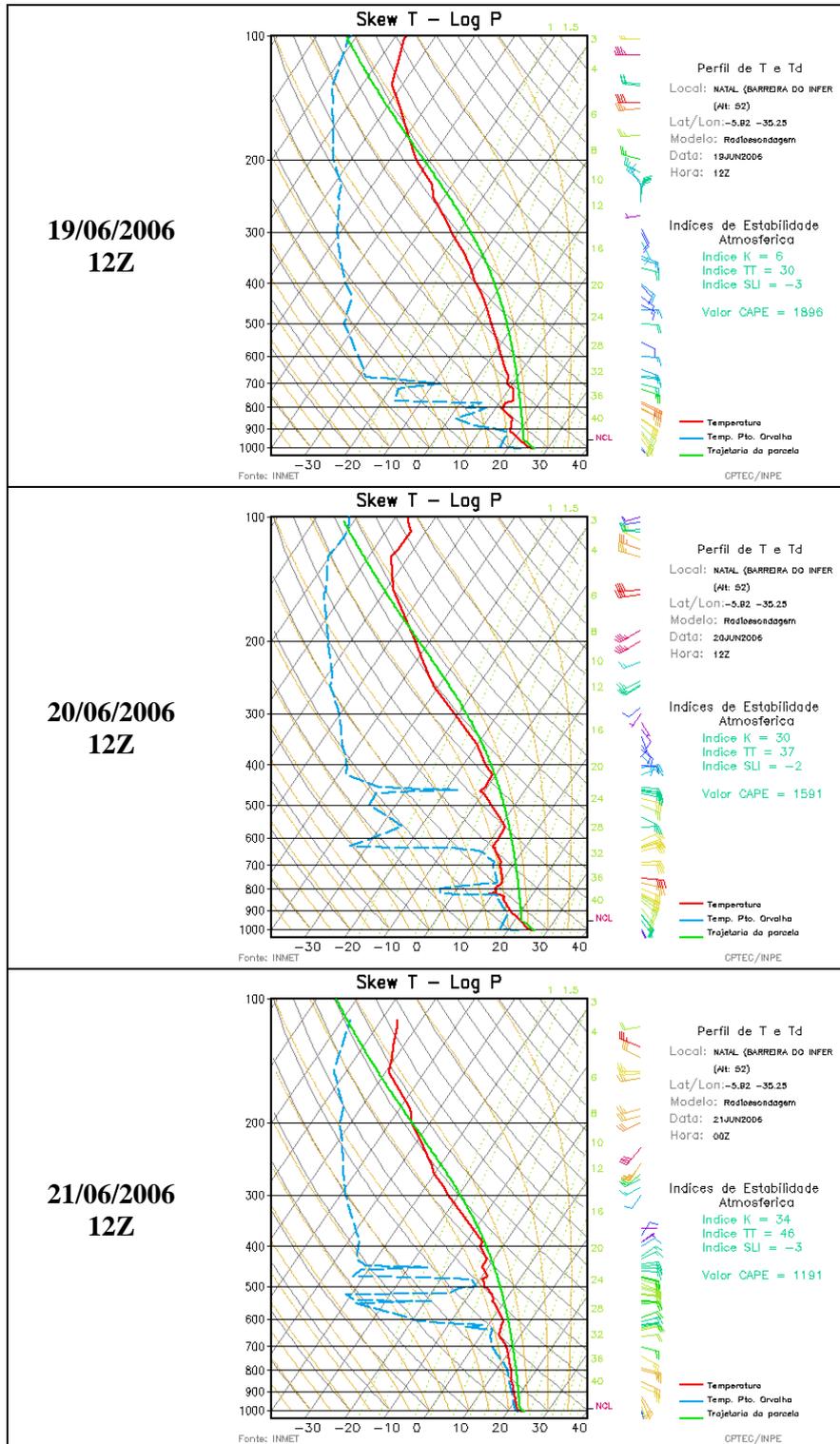


Figura 6.9 – Diagramas *Skew T – Log P* para a estação meteorológica de Natal – RN, nos dias 19, 20 e 21 de junho de 2006 às 12Z, gerados pelo CPTEC/INPE. Os dados foram fornecidos pelo INMET.

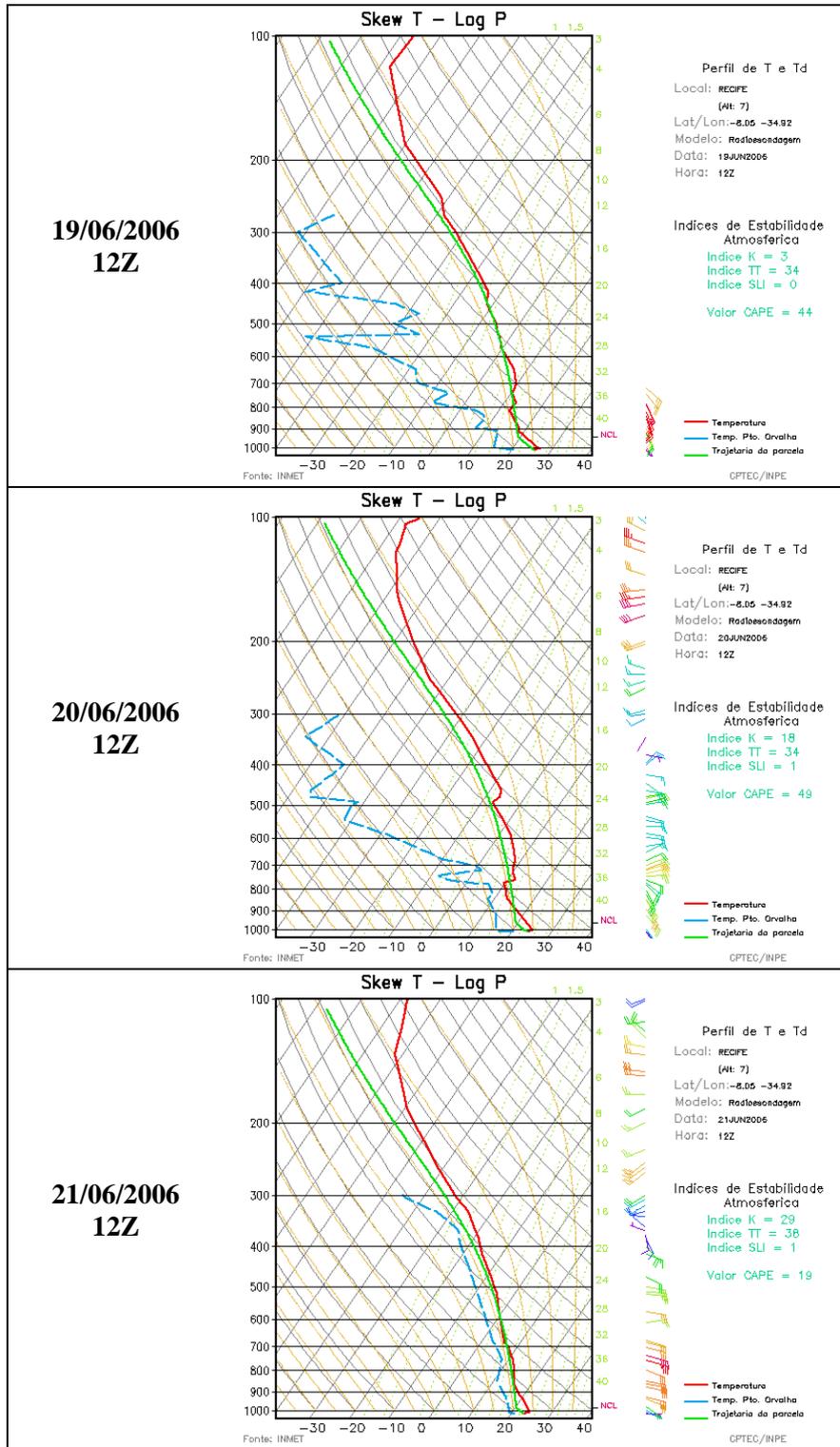


Figura 6.10 – Como Figura 6.9, exceto para a estação meteorológica de Recife – PE.

7 SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

Apesar das análises e previsões dos modelos globais serem uma ferramenta útil na identificação dos DOLs, muitas vezes sua baixa resolução espacial não permite definir com clareza a ocorrência, ou não, de tais sistemas atmosféricos, meramente pela visualização dos seus campos sem um tratamento estatístico adequado. Como foi possível observar no capítulo anterior, onde foram utilizadas as análises do NCEP para uma descrição sinótica de 2 casos de DOLs na costa leste do NEB, a identificação de um cavado propagando-se para oeste com o tempo tornar-se-ia difícil, caso não fosse feito um estudo prévio com os Diagramas Hovmöller. Em virtude dessa dificuldade faz-se necessário a utilização de modelos regionais para aumentar a resolução espacial (“*downscaling*”) e possibilitar um estudo mais detalhado da região e do sistema de interesse.

Portanto, com o intuito de avaliar o desempenho do Modelo Eta em representar os DOLs e a precipitação associada nos dois eventos estudados no Capítulo 6, simulações numéricas foram realizadas com esse modelo em diferentes resoluções espaciais (10 e 40 km) e parametrizações convectivas (Betts-Miller-Janjic e Kain-Fritsch).

Nas Figuras 7.1 a 7.16 estão os campos de linhas de corrente em 700 hPa para os experimentos com tempo inicial de integração de 48 e 120 horas ($T+48h$ e $T+120h$, respectivamente) antes dos eventos dos dias 15 de maio de 2005 e 20 de junho de 2006. A nomenclatura adotada para os experimentos foi aquela descrita na Tabela 3.1.

A escolha dos experimentos com tempo inicial $T+48h$ e $T+120h$ para serem apresentados deveu-se ao interesse em analisar o potencial de identificação dos DOLs. Portanto, foram selecionados os experimentos com tempo inicial de 2 e 5 dias antes da ocorrência de tais distúrbios.

Sabendo que nas primeiras 24 horas de simulação, aproximadamente, predominam as características do modelo global utilizado como condição inicial, foram escolhidos os experimentos $T+48h$ ao invés de $T+24h$.

Analisando as Figuras 7.1 – 7.4, referentes às integrações $T+120h$ (5 dias antes) do evento ocorrido no dia 15 de maio de 2005, verificou-se que todos os experimentos, tanto com resolução espacial de 10 km quanto com 40 km, simulou com eficiência um cavado propagando-se para oeste, desde aproximadamente $20^{\circ}W$ até atingir a costa leste nordestina, quando começou a desintensificar-se a partir do dia 16 de maio, desaparecendo nos dias seguintes.

Nas simulações com integração $T+48h$ (Figuras 7.5 – 7.8), para todos os experimentos realizados, o campo de circulação torna-se bem menos ruidoso e o cavado propagando-se para oeste ainda mais nítido e com maior amplitude do que aquele encontrado em $T+120h$.

As integrações $T+120h$ para o caso de DOL ocorrido no dia 20 de junho de 2006 são apresentadas nas Figuras 7.9 – 7.12. De modo geral, observa-se no dia 18 de junho um vórtice ciclônico na longitude de $20^{\circ}W$ que começa a se propagar para oeste, dando origem a um cavado. À medida que propagou, o cavado amplificou-se até atingir o NEB no dia 20. Assim como no caso do dia 15 de maio de 2005, nas simulações com integração $T+48h$ (Figuras 7.13 – 7.16) o cavado tornou-se mais nítido e com maior amplitude.

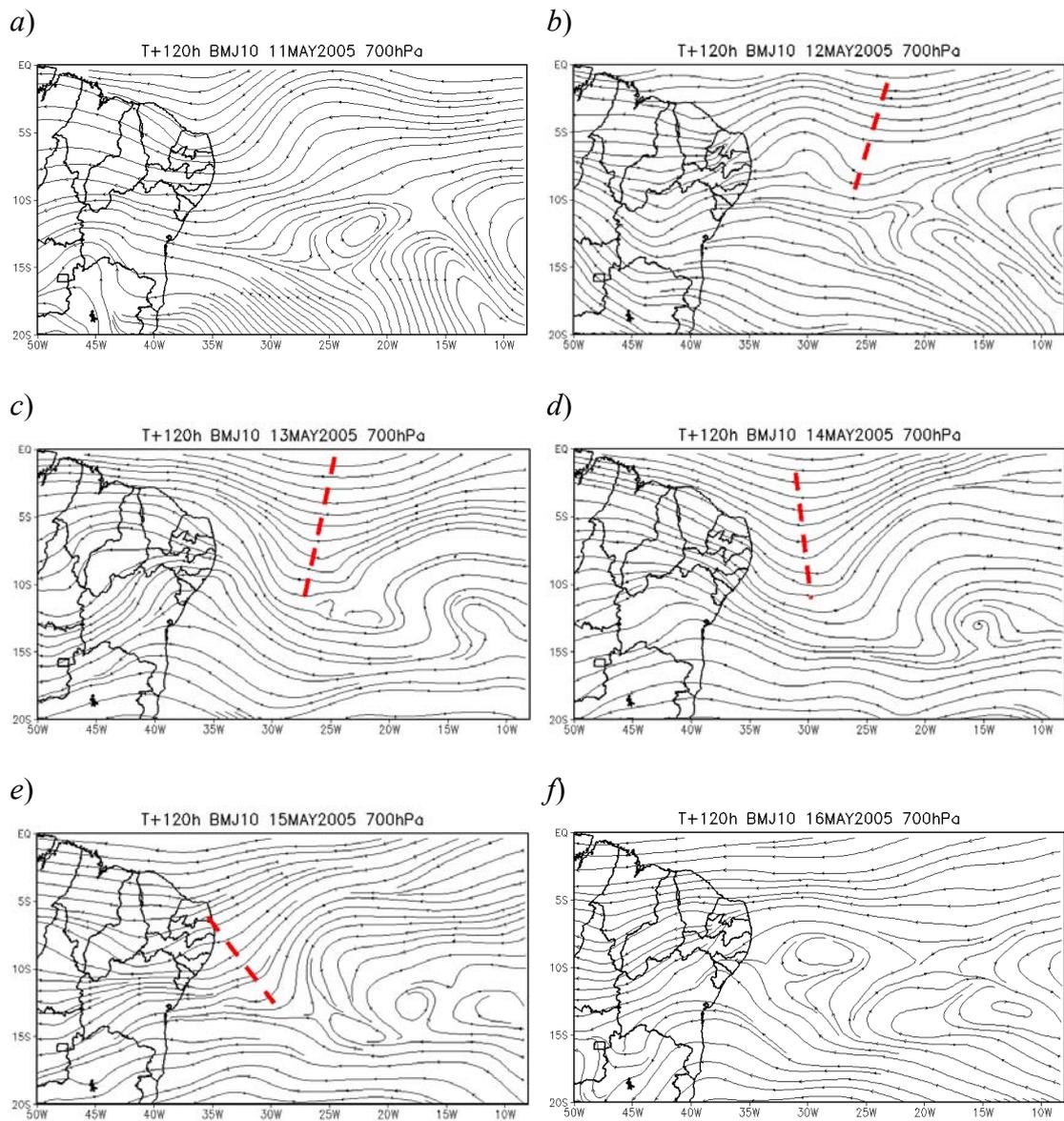


Figura 7.1 – Linhas de corrente média diária em 700 hPa das simulações *BMJ10* para os dias 11 (a), 12 (b), 13 (c), 14 (d), 15 (e) e 16 (f) de maio de 2005, com tempo inicial de integração de 5 dias antes ($T+120h$) do evento do dia 15 de maio de 2005.

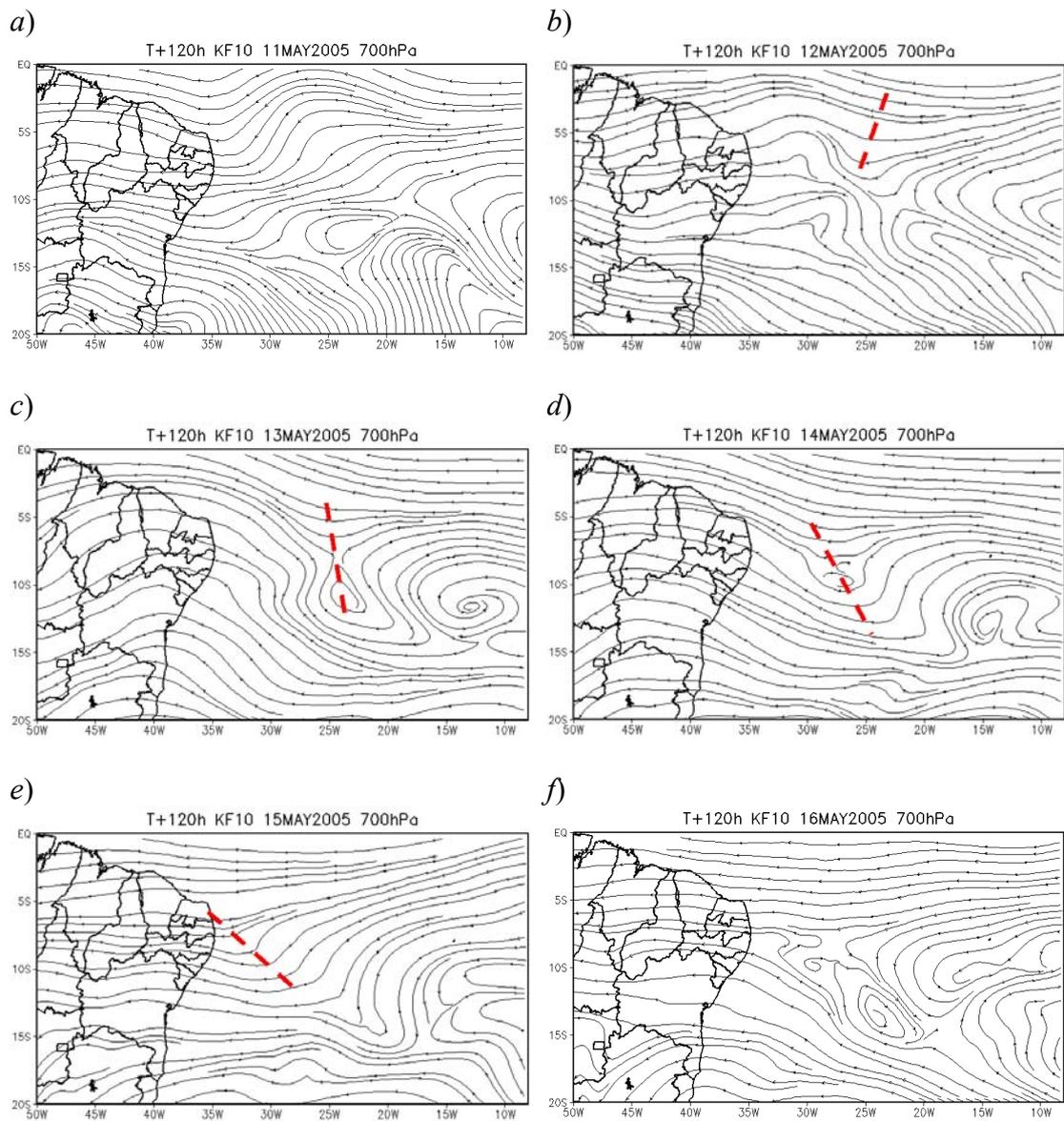


Figura 7.2 – Como Figura 7.1, exceto para as simulações *KF10*.

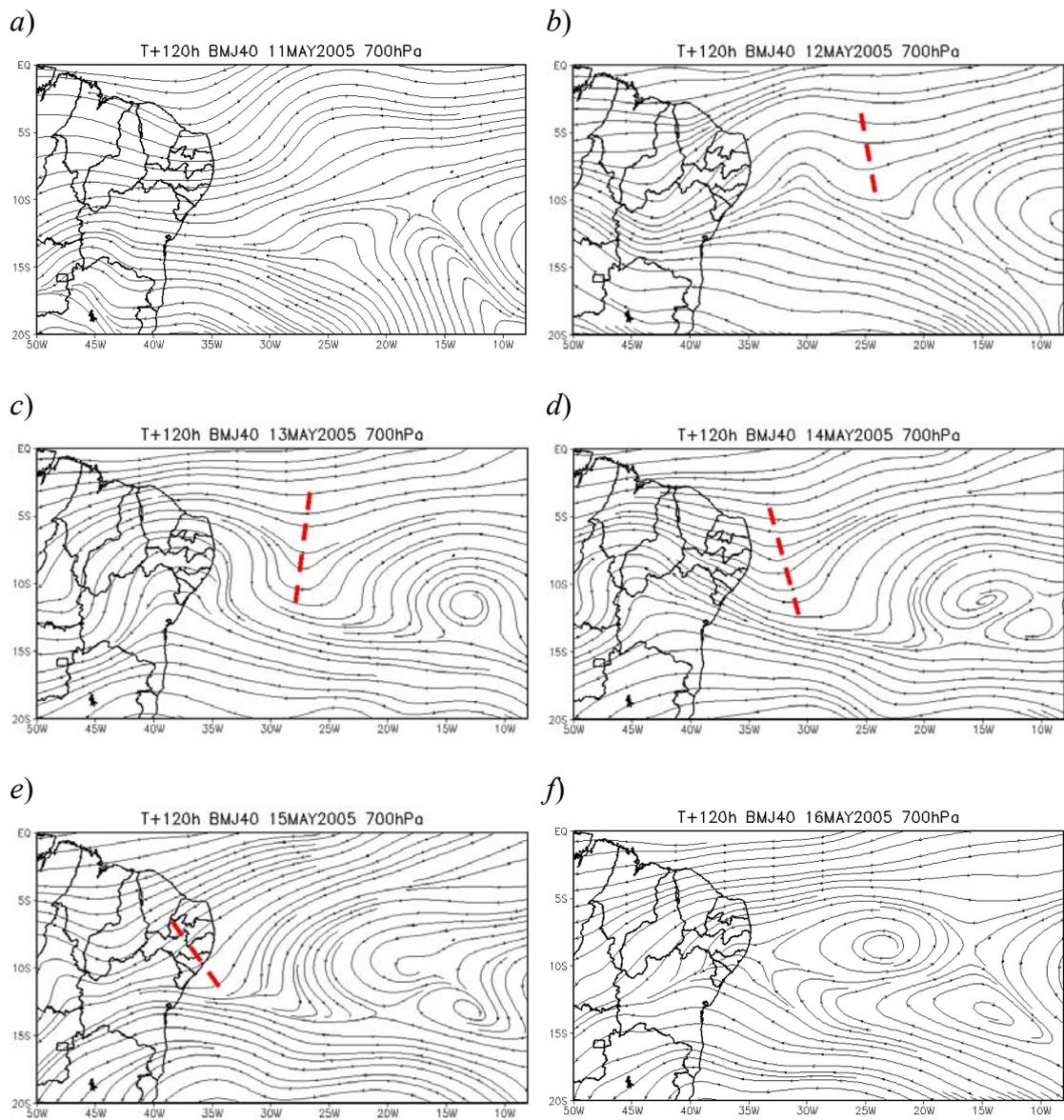


Figura 7.3 – Como Figura 7.1, exceto para as simulações *BMJ40*.

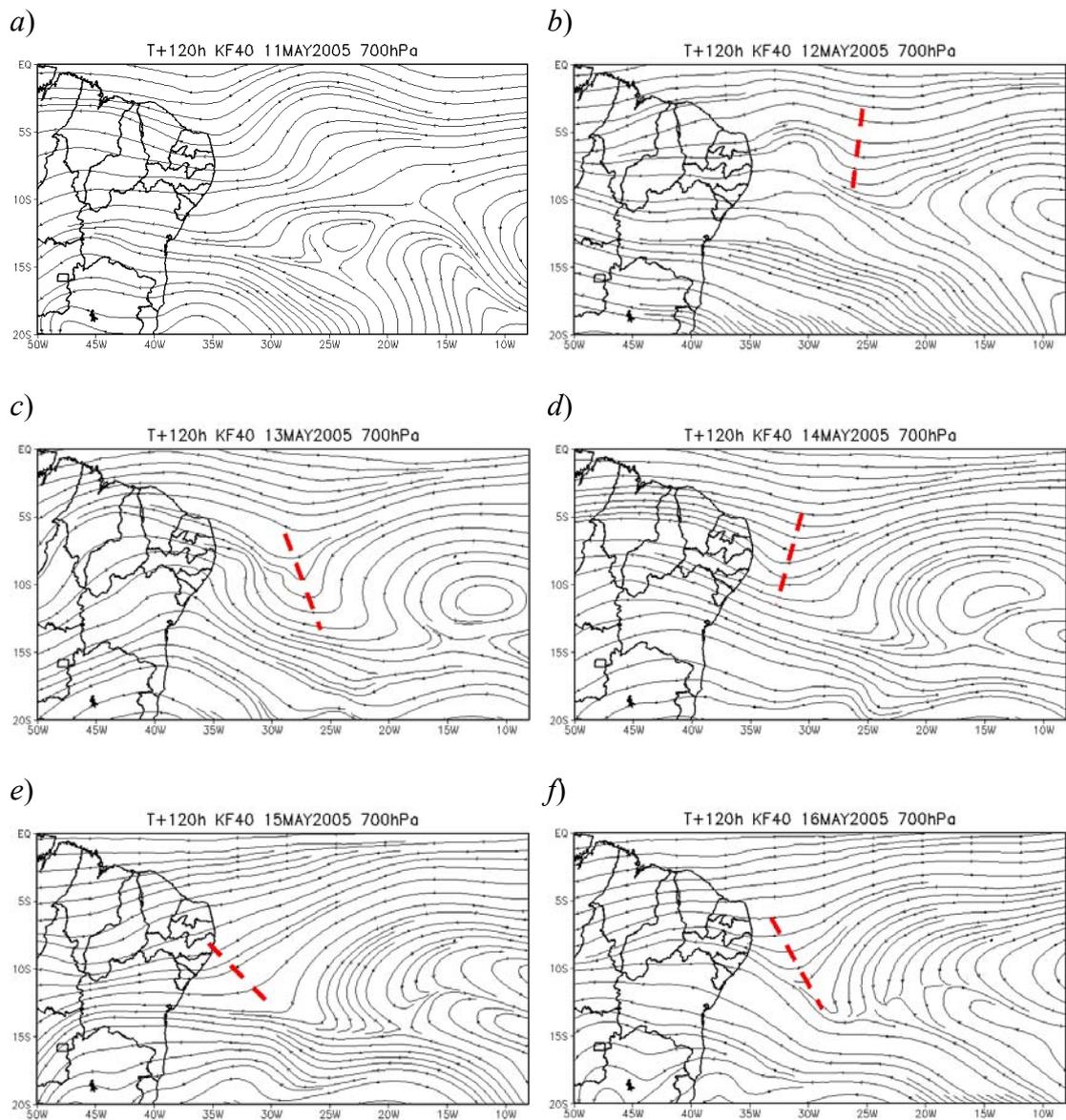


Figura 7.4 – Como Figura 7.1, exceto para as simulações *KF40*.

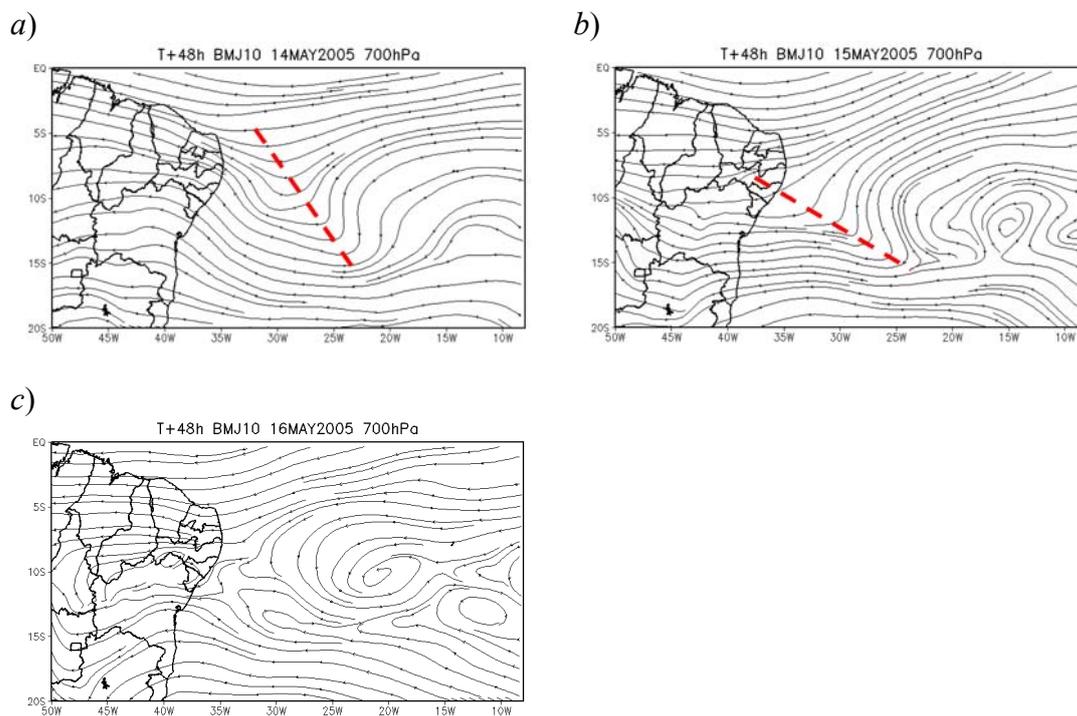


Figura 7.5 – Linhas de corrente média diária em 700 hPa das simulações *BMJ10* para os dias 14 (a), 15 (b) e 16 (c) de maio de 2005, com tempo inicial de integração de 2 dias antes ($T+48h$) do evento do dia 15 de maio de 2005.

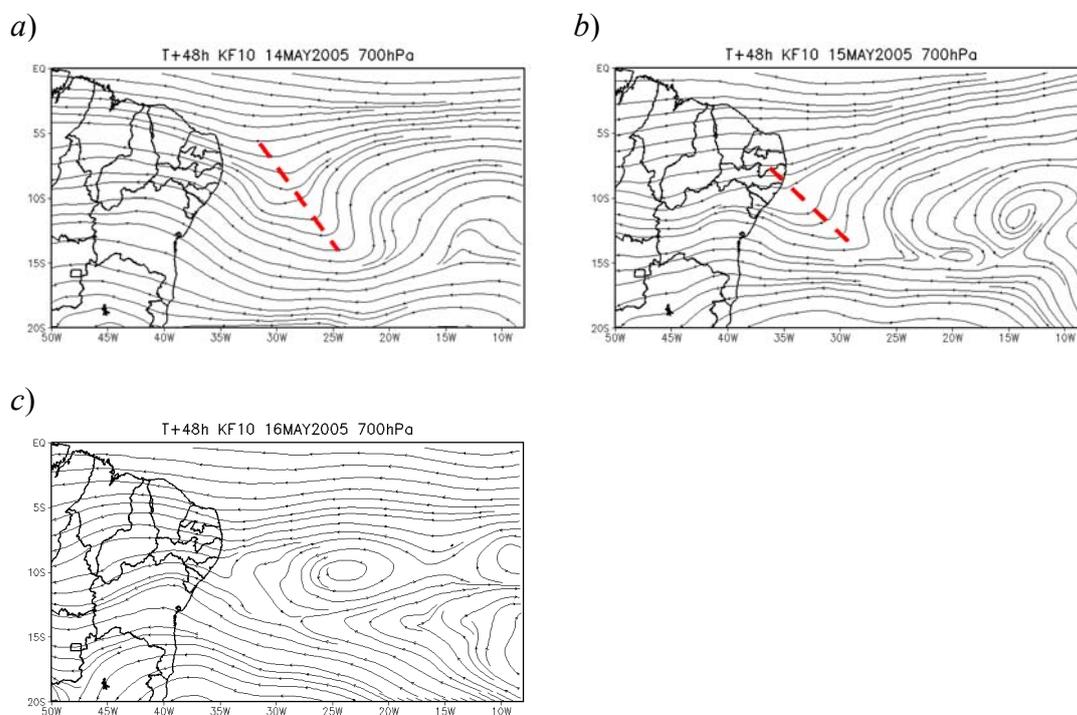


Figura 7.6 – Como Figura 7.5, exceto para as simulações *KF10*.

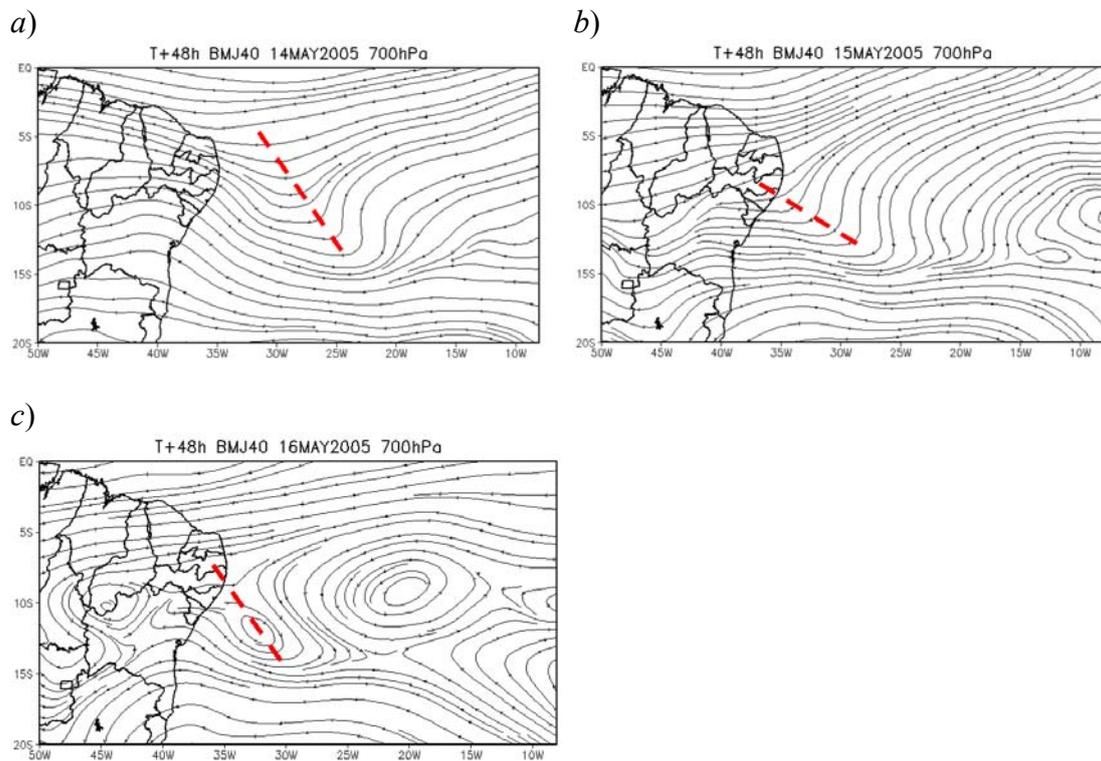


Figura 7.7 – Como Figura 7.5, exceto para as simulações *BMJ40*.

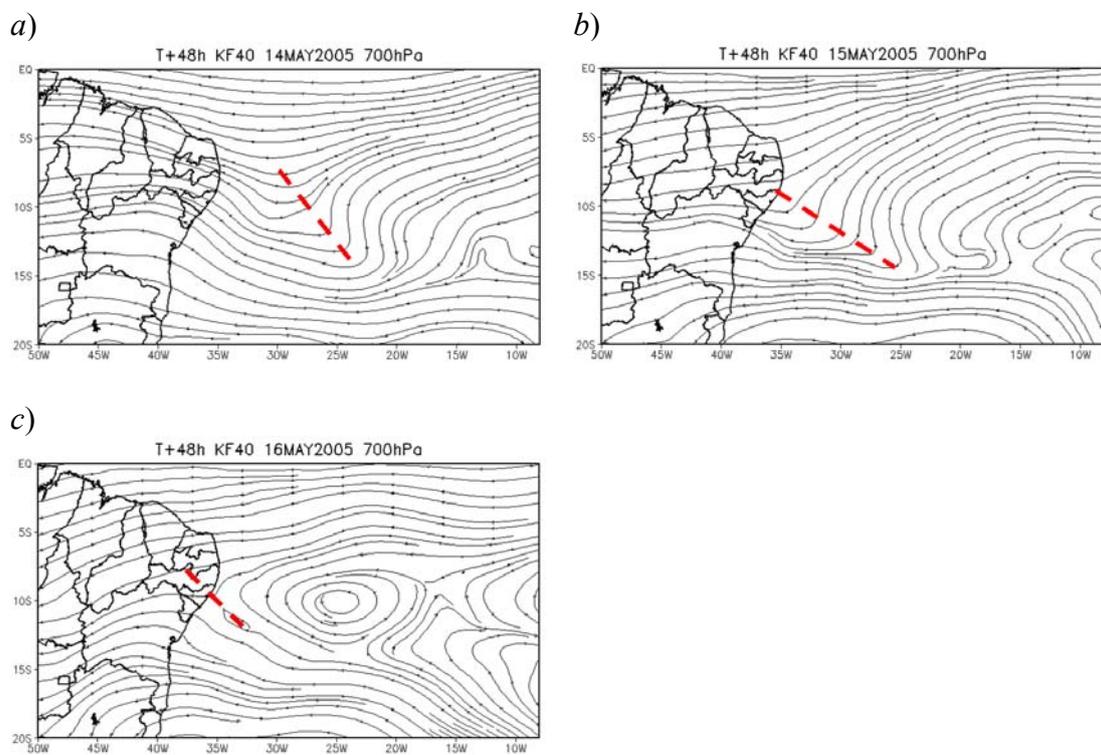


Figura 7.8 – Como Figura 7.5, exceto para as simulações *KF40*.

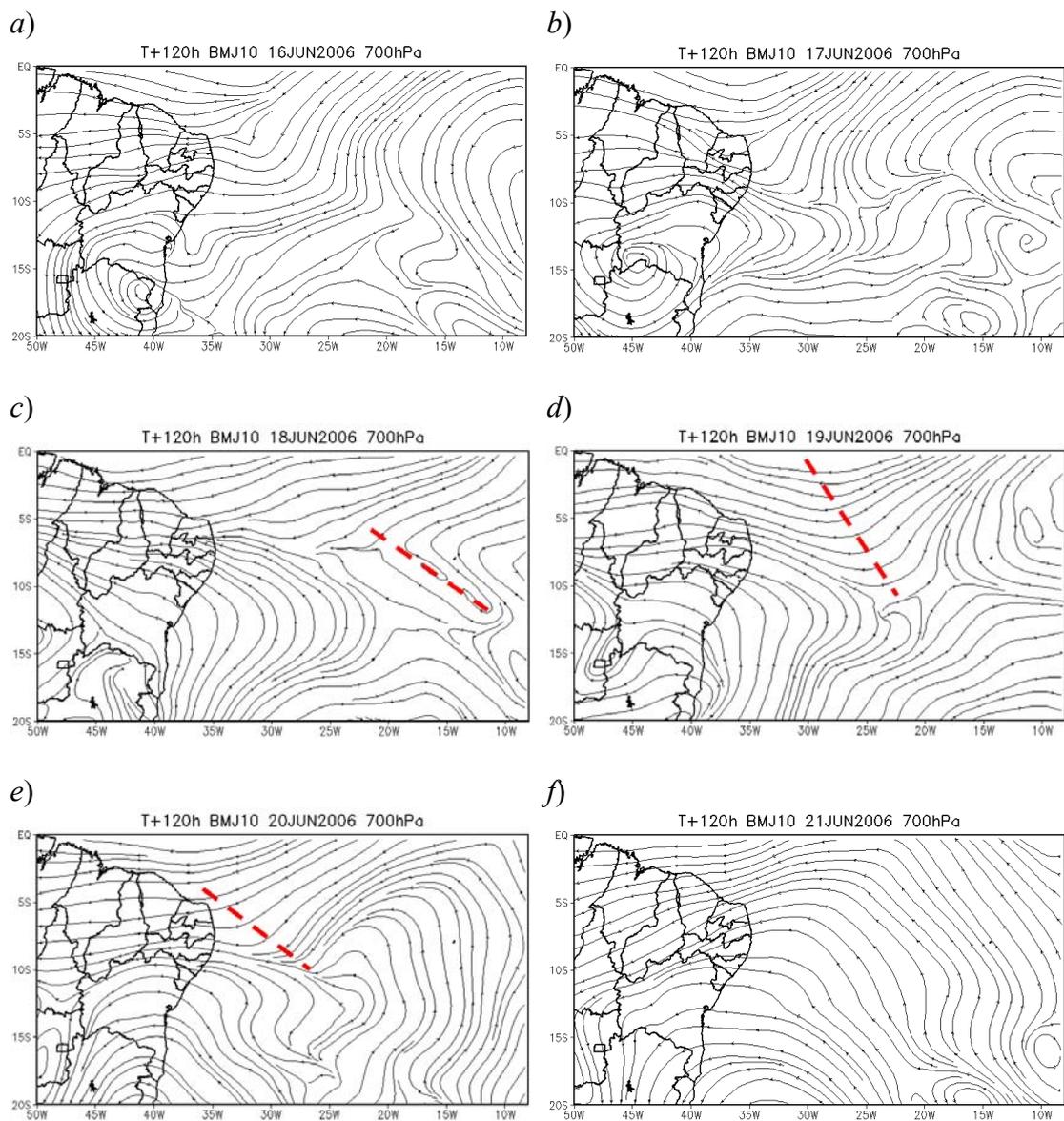


Figura 7.9 – Linhas de corrente média diária em 700 hPa das simulações *BMJ10* para os dias 16 (a), 17 (b), 18 (c), 19 (d), 20 (e) e 21 (f) de junho de 2006, com tempo inicial de integração de 5 dias antes ($T+120h$) do evento do dia 20 de junho de 2006.

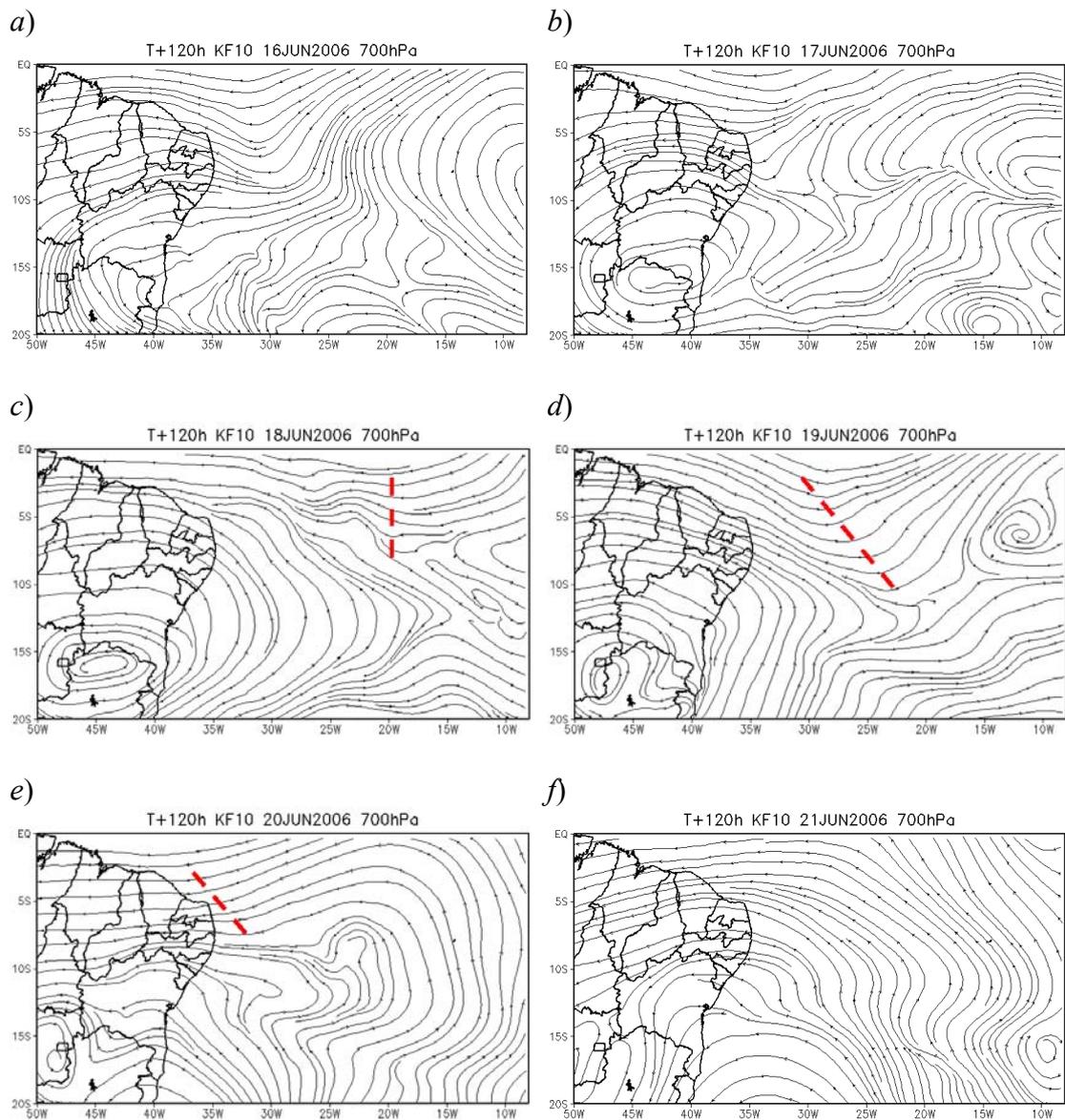


Figura 7.10 – Como Figura 7.9, exceto para as simulações *KF10*.

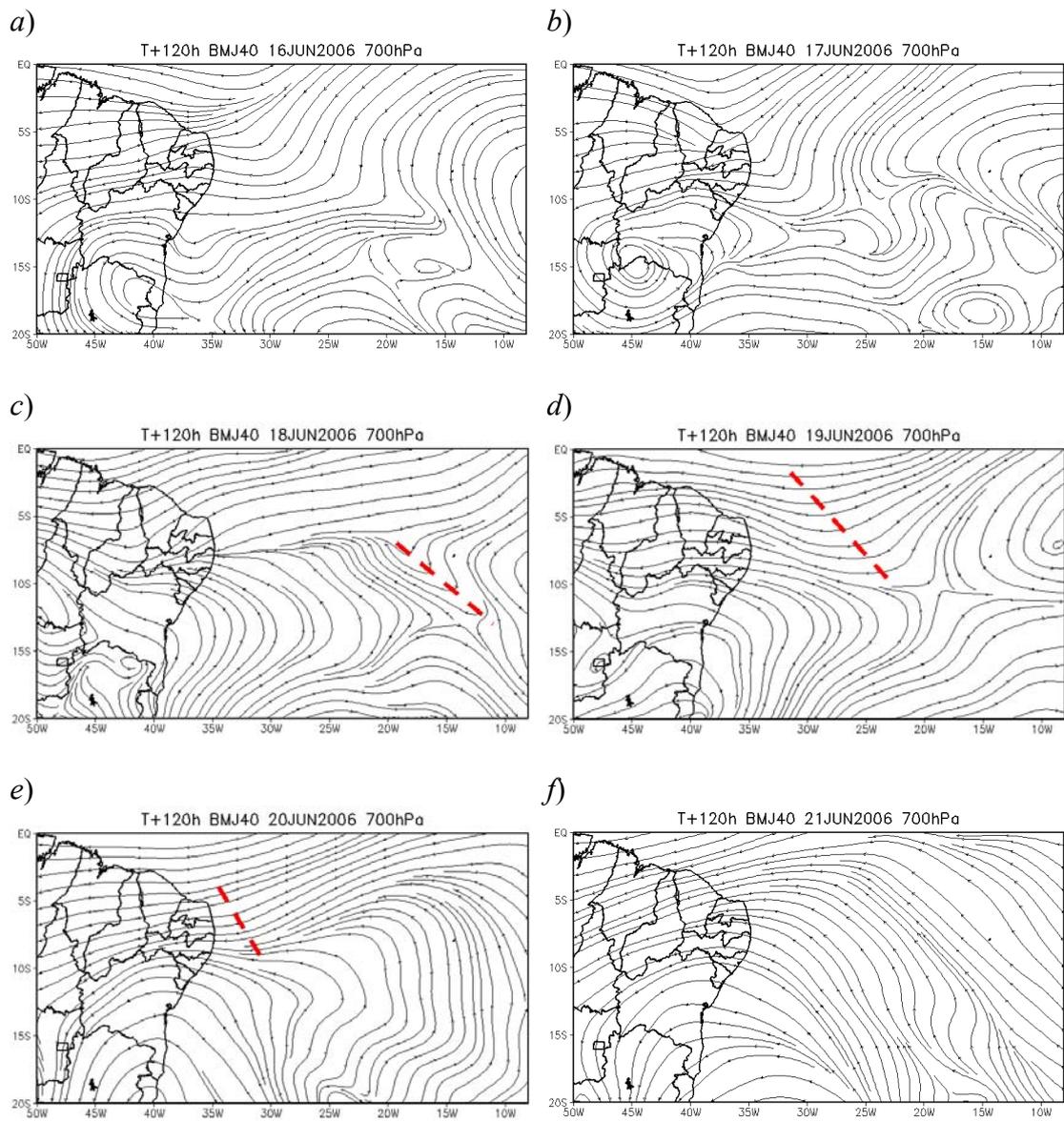


Figura 7.11 – Como Figura 7.9, exceto para as simulações *BMJ40*.

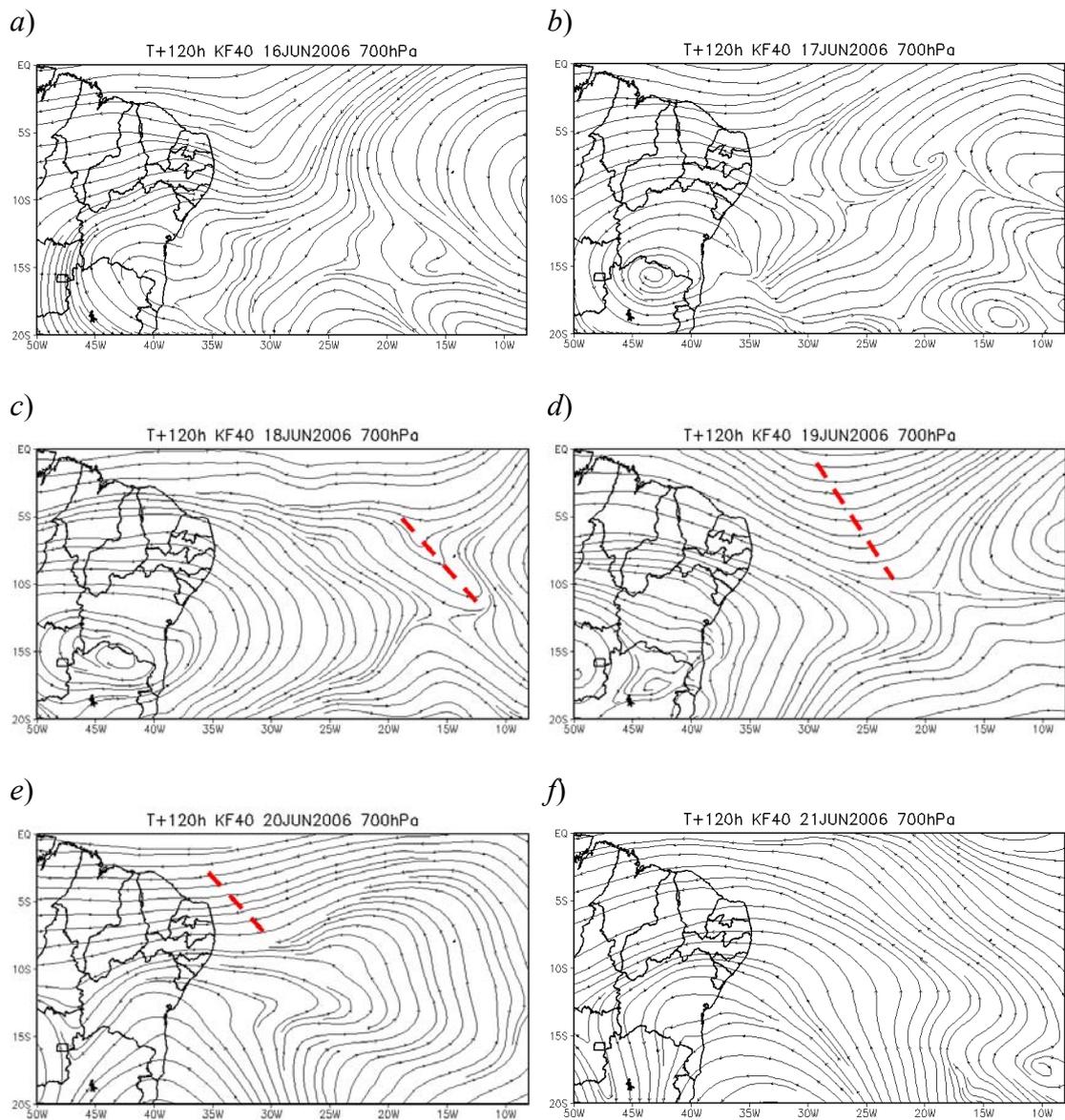


Figura 7.12 – Como Figura 7.9, exceto para as simulações *KF40*.

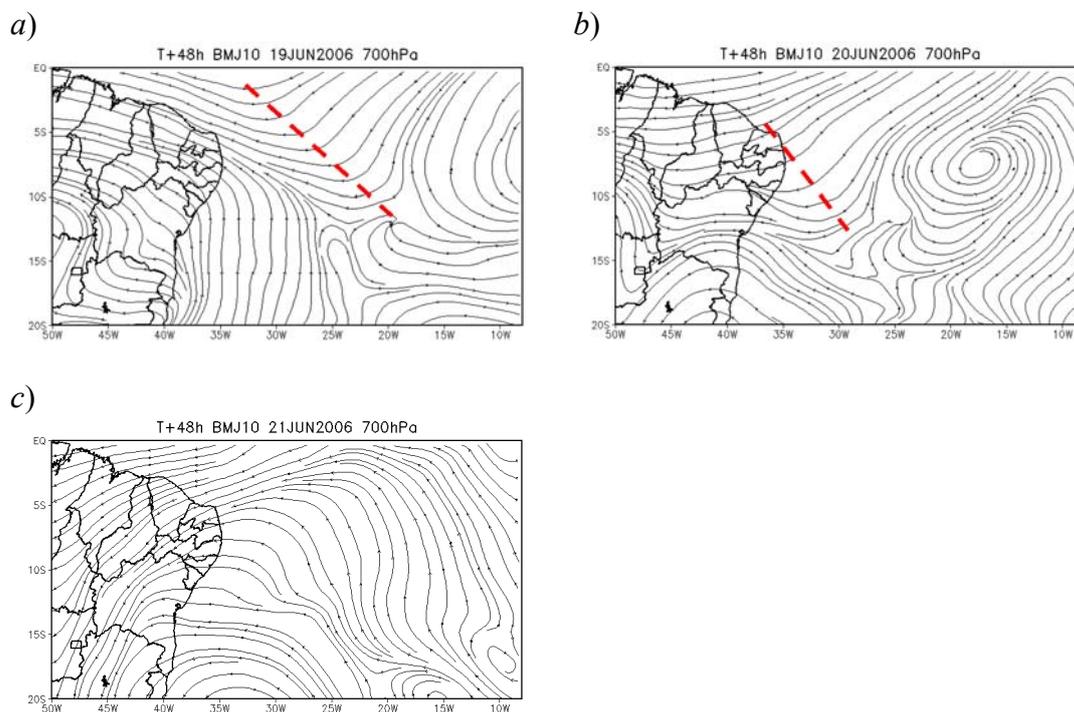


Figura 7.13 – Linhas de corrente média diária em 700 hPa das simulações *BMJ10* para os dias 19 (a), 20 (b) e 21 (c) de junho de 2006, com tempo inicial de integração de 2 dias antes ($T+48h$) do evento do dia 20 de junho de 2006.

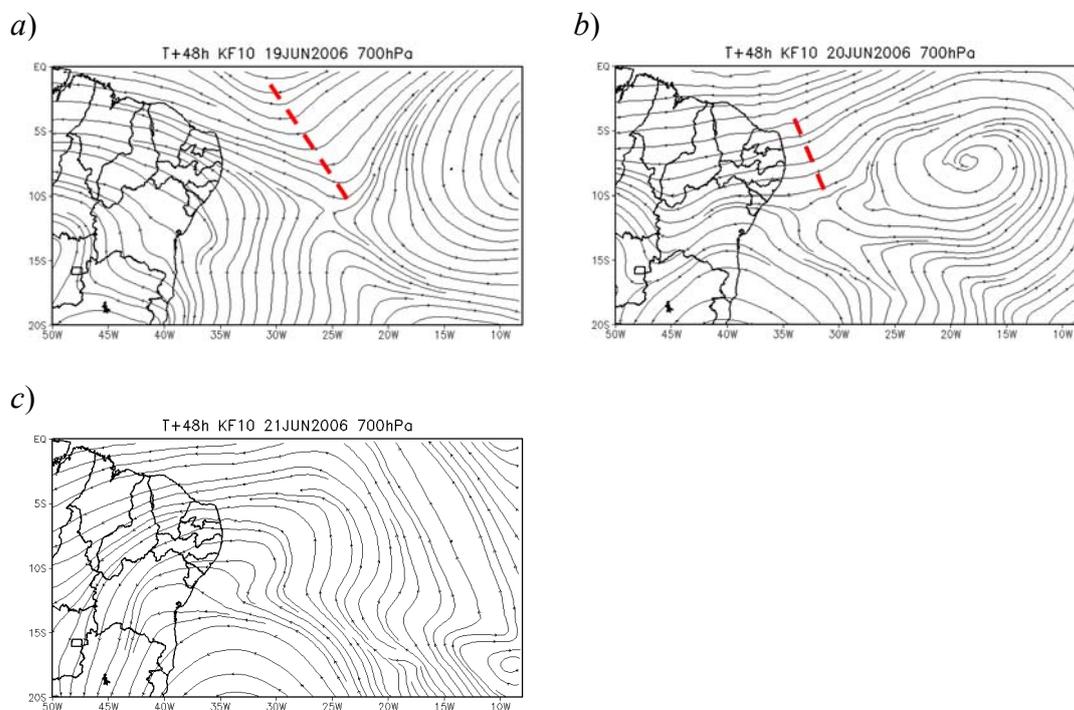


Figura 7.14 – Como Figura 7.13, exceto para as simulações *KF10*.

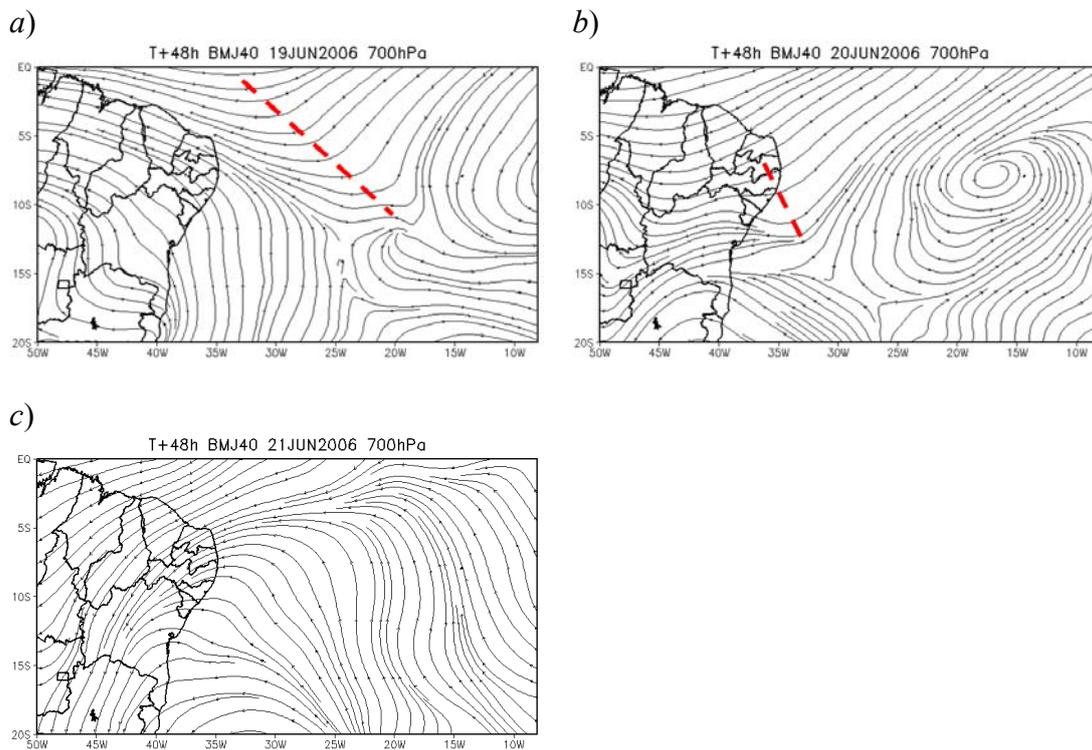


Figura 7.15 – Como Figura 7.13, exceto para as simulações *BMJ40*.

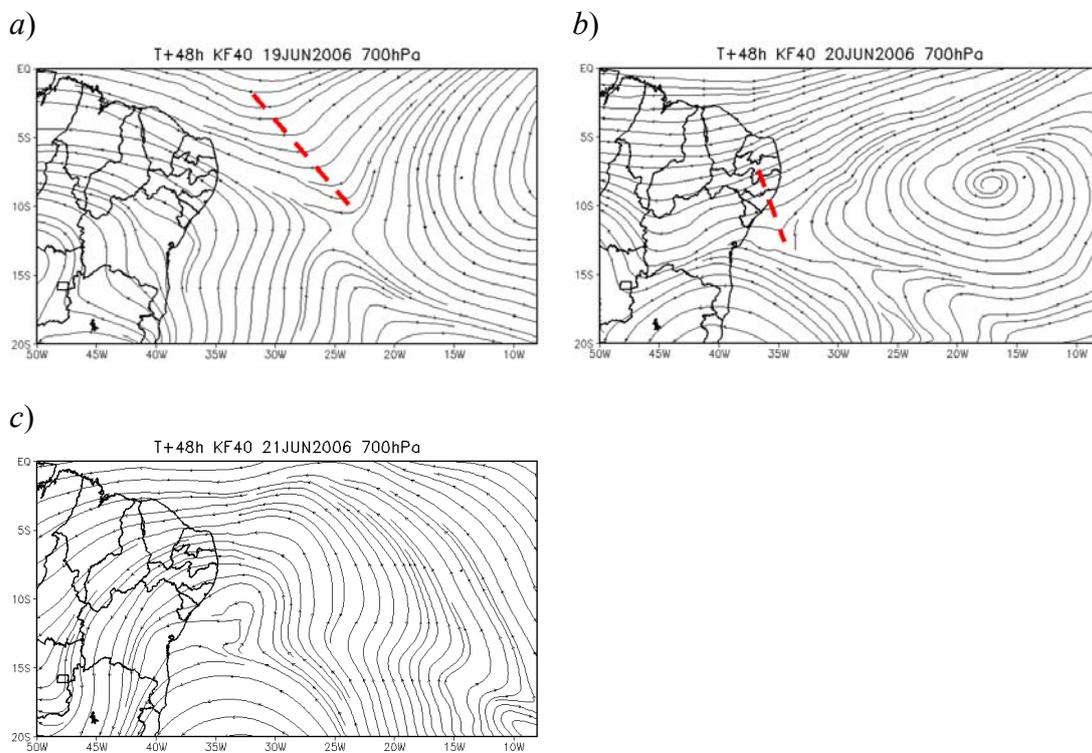


Figura 7.16 – Como Figura 7.13, exceto para as simulações *KF40*.

As Figuras 7.17 a 7.20 mostram a diferença entre simulação e observação da precipitação diária acumulada para os experimentos com o Modelo Regional Eta, utilizando as resoluções espaciais de 10 e 40 km e as parametrizações convectivas de *BMJ* e *KF*. Nessas figuras estão presentes as simulações de 24, 48, 72, 96 e 120 horas antes da ocorrência do evento do dia 15 de maio de 2005 ($T+24h$, $T+48h$, $T+72h$, $T+96h$ e $T+120h$, respectivamente). Os valores negativos (positivos) indicam sub-estimativa (super-estimativa) de precipitação. De modo geral, todos os experimentos apresentaram campos de desvio de precipitação com relação à observação muito semelhantes uns com os outros, sendo as diferenças existentes muito pontuais. Qualitativamente observou-se que houve um predomínio de regiões com sub-estimativa de precipitação em quase todos os experimentos. Apenas para a simulação $T+24h$ *KF40* (Figura 7.20b) as regiões de sub-estimativa e super-estimativa estão aparentemente em iguais proporções.

Para a simulação $T+24h$ *KF40* (Figura 7.20b), um intenso núcleo de desvio positivo apareceu entre $2^{\circ}\text{S} - 4^{\circ}\text{S}$ e entre $45^{\circ}\text{W} - 50^{\circ}\text{W}$. Na simulação $T+24h$ *KF10* (Figura 7.18b), esse núcleo também se fez presente, porém com extensão e intensidade bem menores.

Um extenso núcleo de super-estimativa de fraca intensidade aparece nas simulações $T+48h$ *BMJ10* e $T+72h$ *BMJ10* (Figuras 7.17c e 7.17d), entre as latitudes de $2^{\circ}\text{S} - 6^{\circ}\text{S}$ e entre as longitudes de $42^{\circ}\text{W} - 50^{\circ}\text{W}$. Esse mesmo núcleo não estava presente nas simulações com resolução de 40 km equivalente.

Nas Figuras 7.21 a 7.24 estão os campos de diferença entre simulação e observação da precipitação acumulada para o evento ocorrido no dia 20 de junho de 2006. De modo geral, esses experimentos apresentaram as mesmas características daqueles do evento anterior. Os campos de todas as simulações são muito semelhantes uns com os outros, havendo um predomínio de regiões com sub-estimativa de precipitação em quase todos os experimentos.

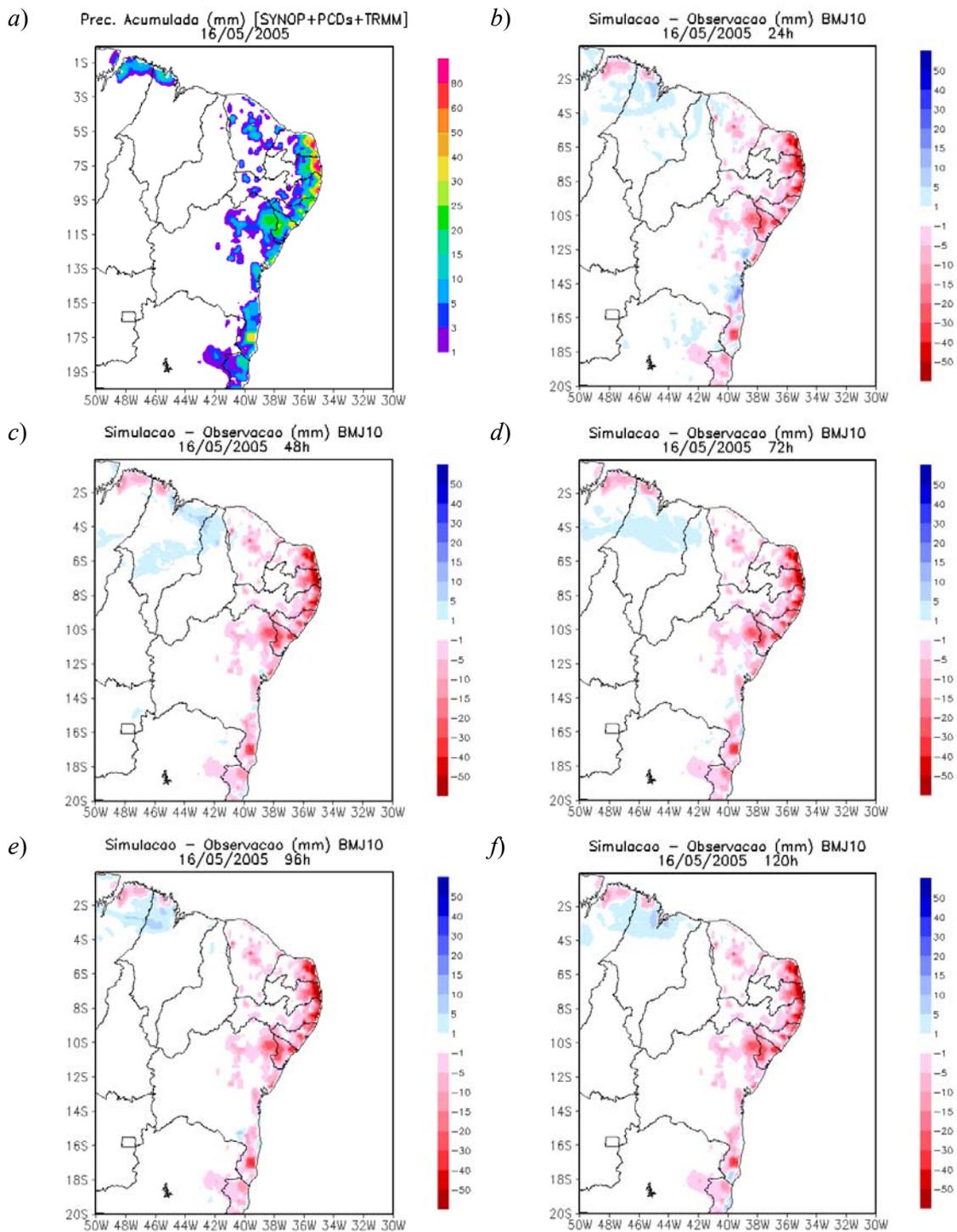


Figura 7.17 – Precipitação diária acumulada (mm) (a) e diferença entre simulação e observação do Modelo Eta 10 km utilizando a parametrização *BM*, para os experimentos com tempo inicial de integração de 24 (b), 48 (c), 72 (d), 96 (e) e 120 horas (f), referentes ao dia 16 de maio de 2005.

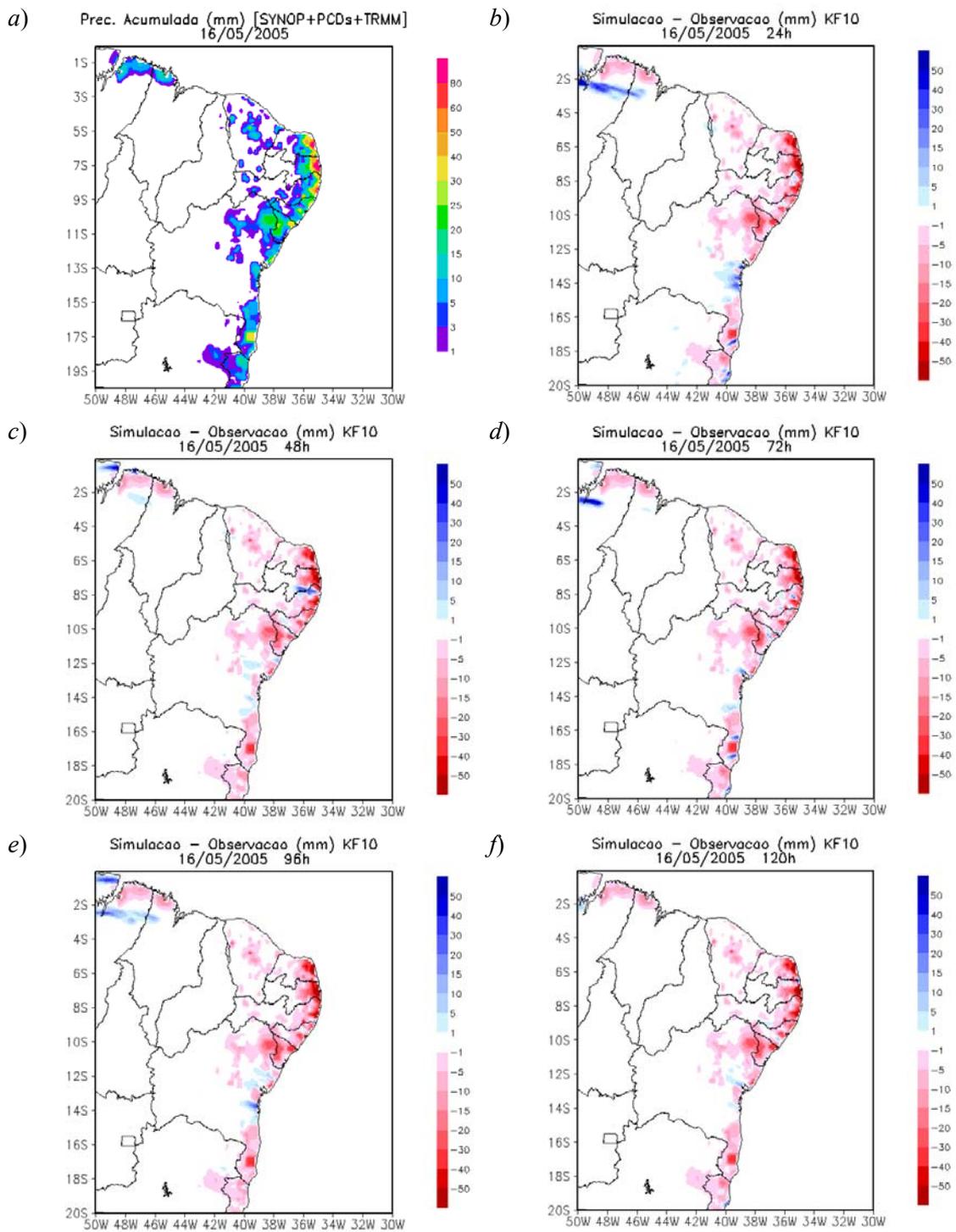


Figura 7.18 – Como Figura 7.17, exceto para a parametrização *KF*.

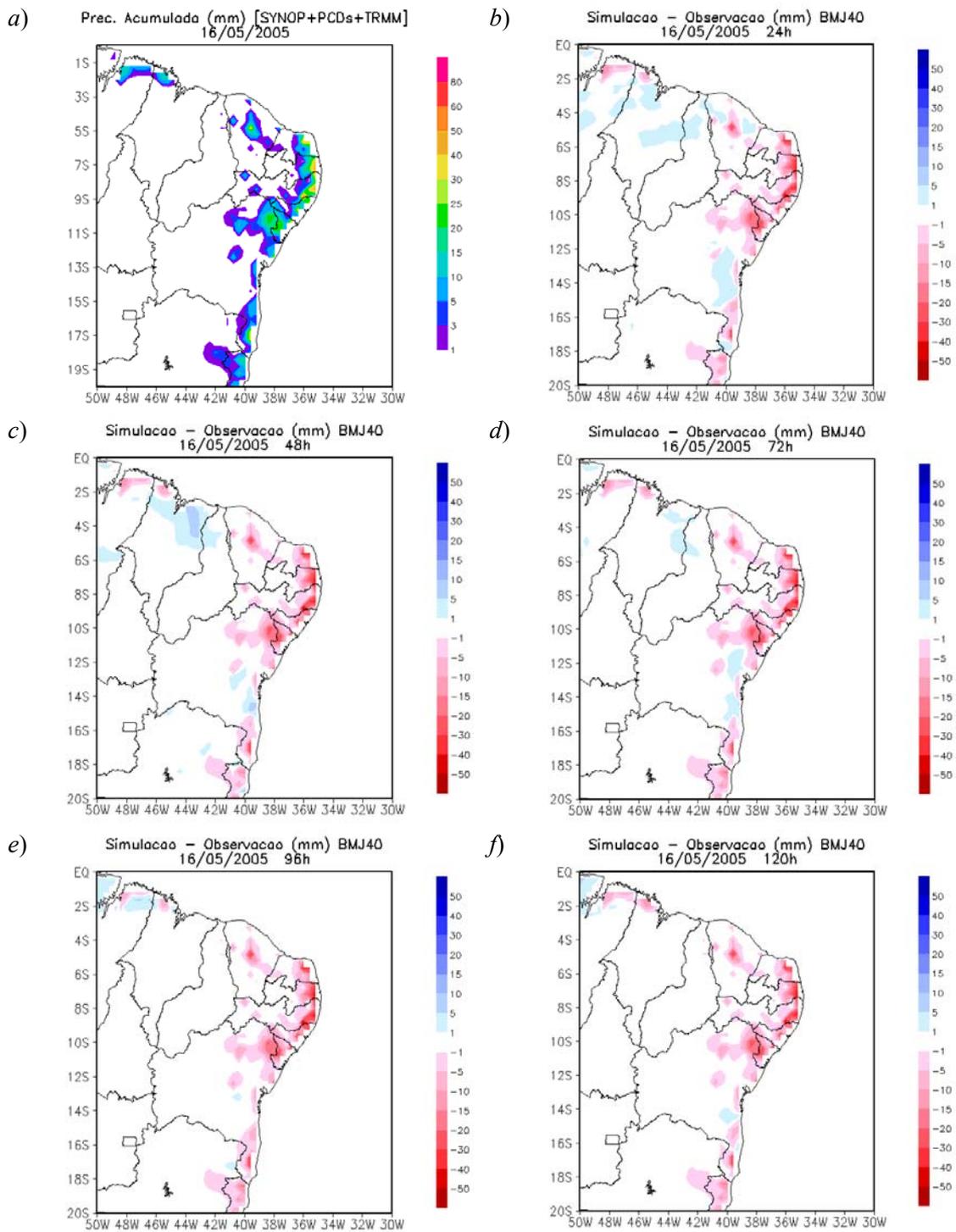


Figura 7.19 – Precipitação diária acumulada (mm) (a) e diferença entre simulação e observação do Modelo Eta 40 km utilizando a parametrização *BM*, para os experimentos com tempo inicial de integração de 24 (b), 48 (c), 72 (d), 96 (e) e 120 horas (f), referentes ao dia 16 de maio de 2005.

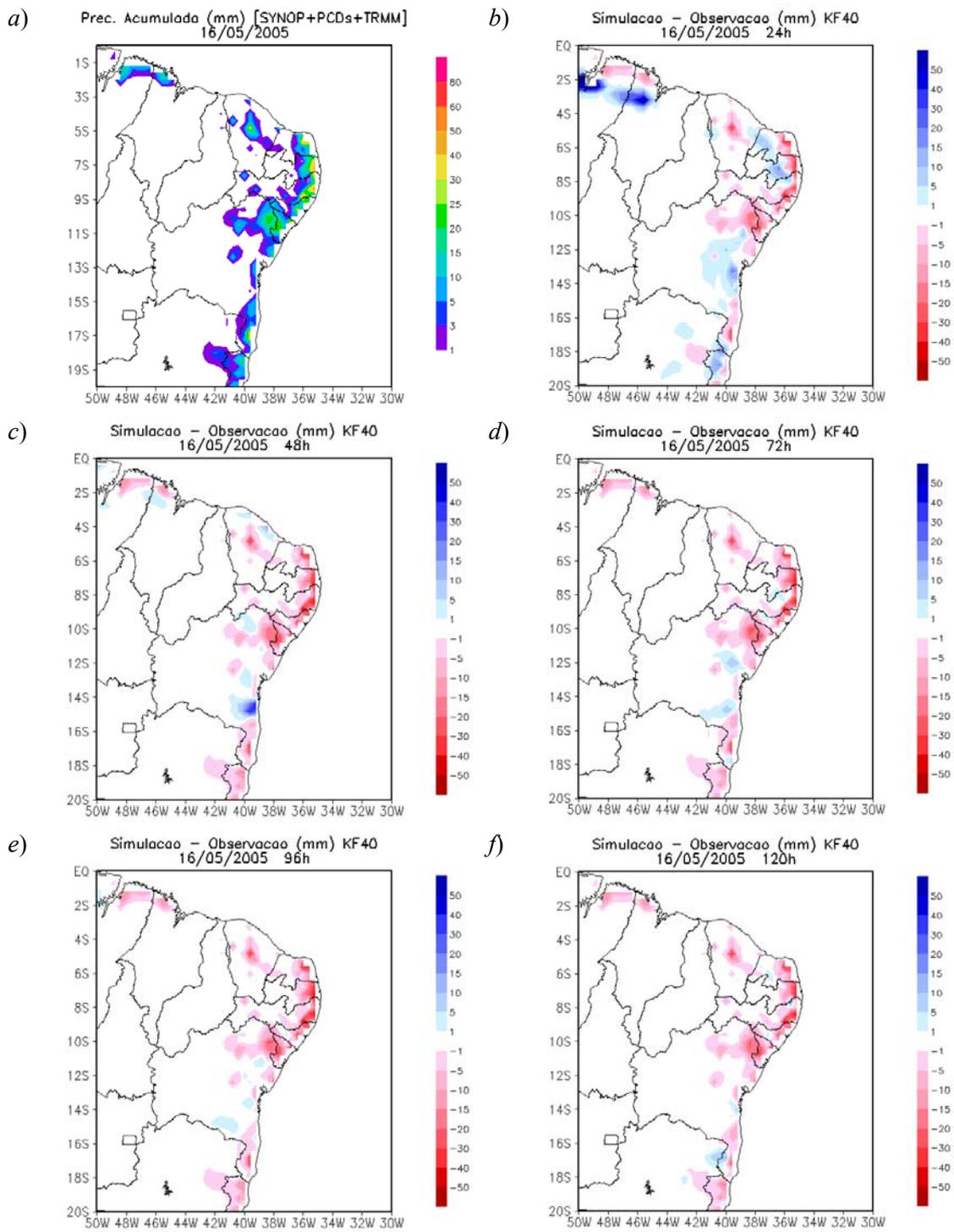


Figura 7.20 – Como Figura 7.19, exceto para a parametrização *KF*.

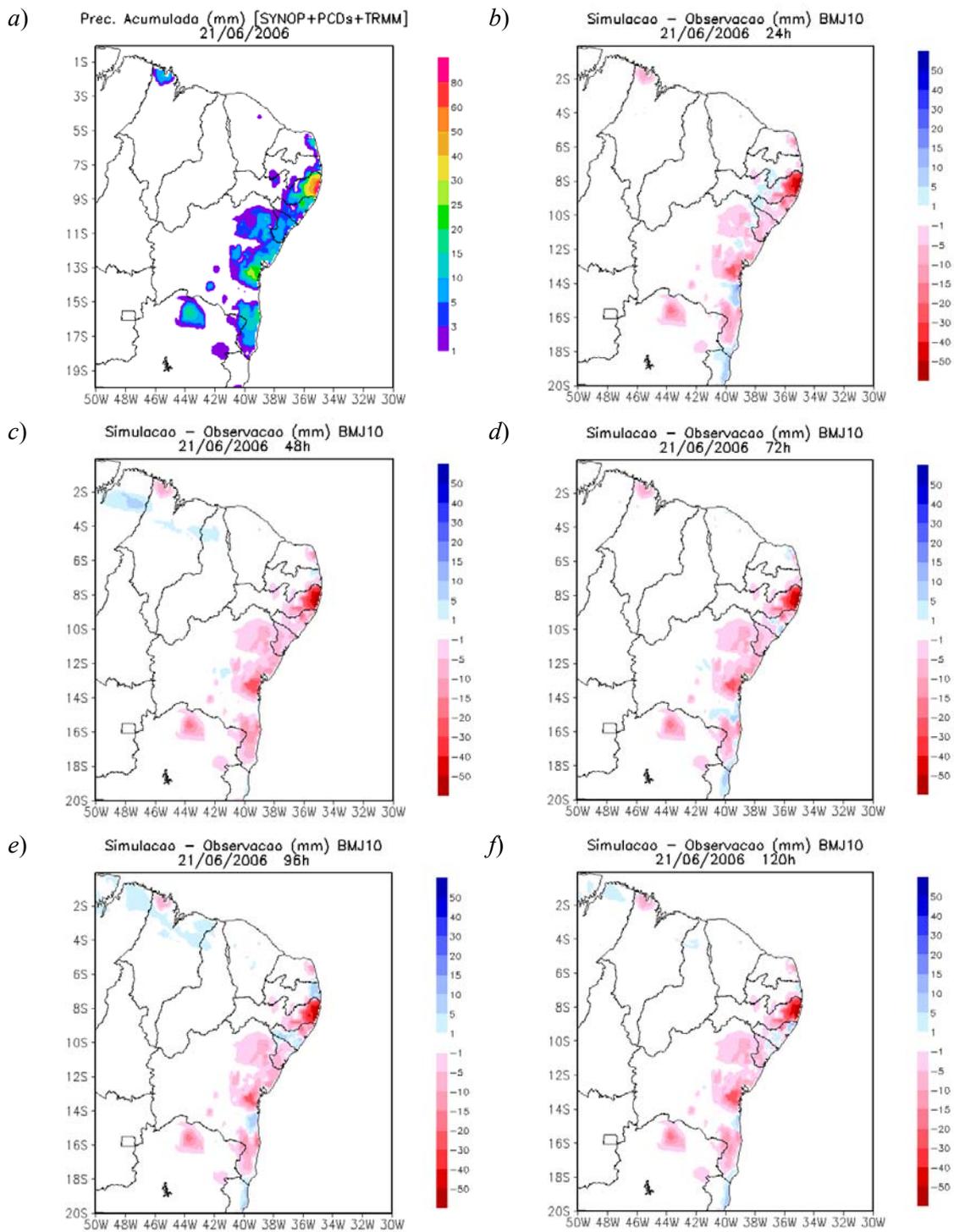


Figura 7.21 – Precipitação acumulada (mm) (a) e diferença entre simulação e observação do Modelo Eta 10 km utilizando a parametrização *BM*, para os experimentos com tempo inicial de integração de 24 (b), 48 (c), 72 (d), 96 (e) e 120 horas (f), referentes ao dia 21 de junho de 2006.

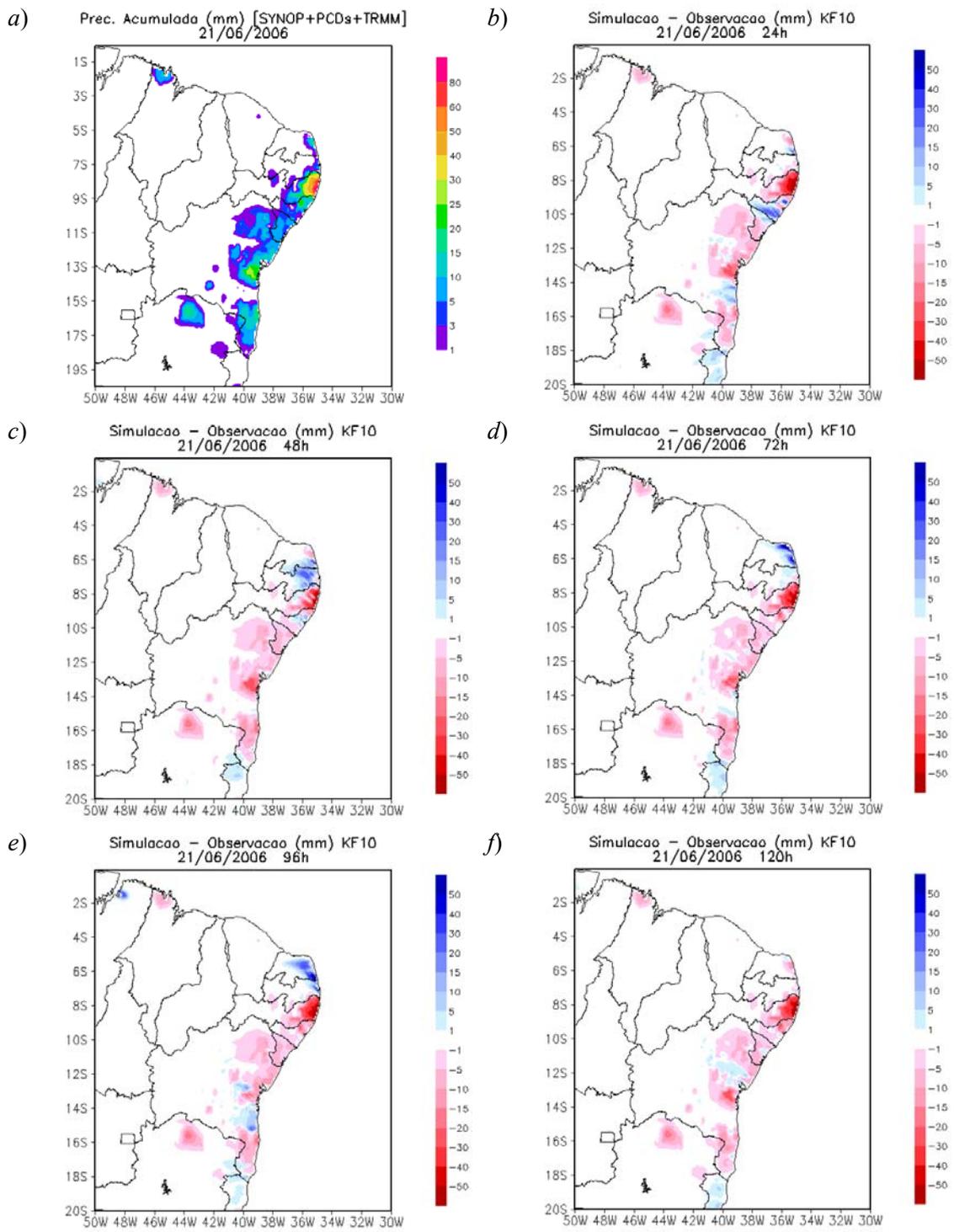


Figura 7.22 – Como Figura 7.21, exceto para a parametrização *KF*.

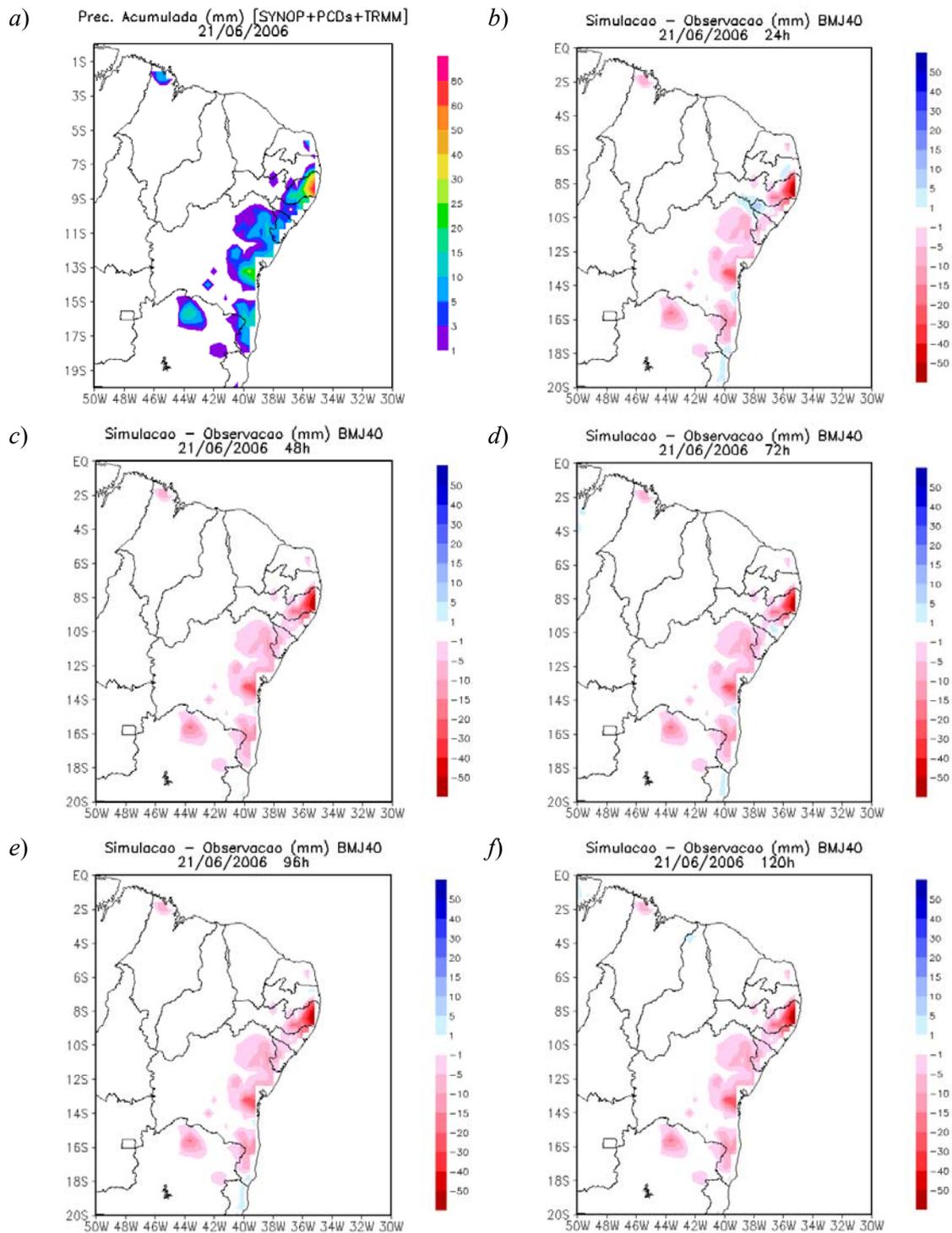


Figura 7.23 – Precipitação diária acumulada (mm) (a) e diferença entre simulação e observação do Modelo Eta 40 km utilizando a parametrização *BM*, para os experimentos com tempo inicial de integração de 24 (b), 48 (c), 72 (d), 96 (e) e 120 horas (f), referentes ao dia 21 de junho de 2006.

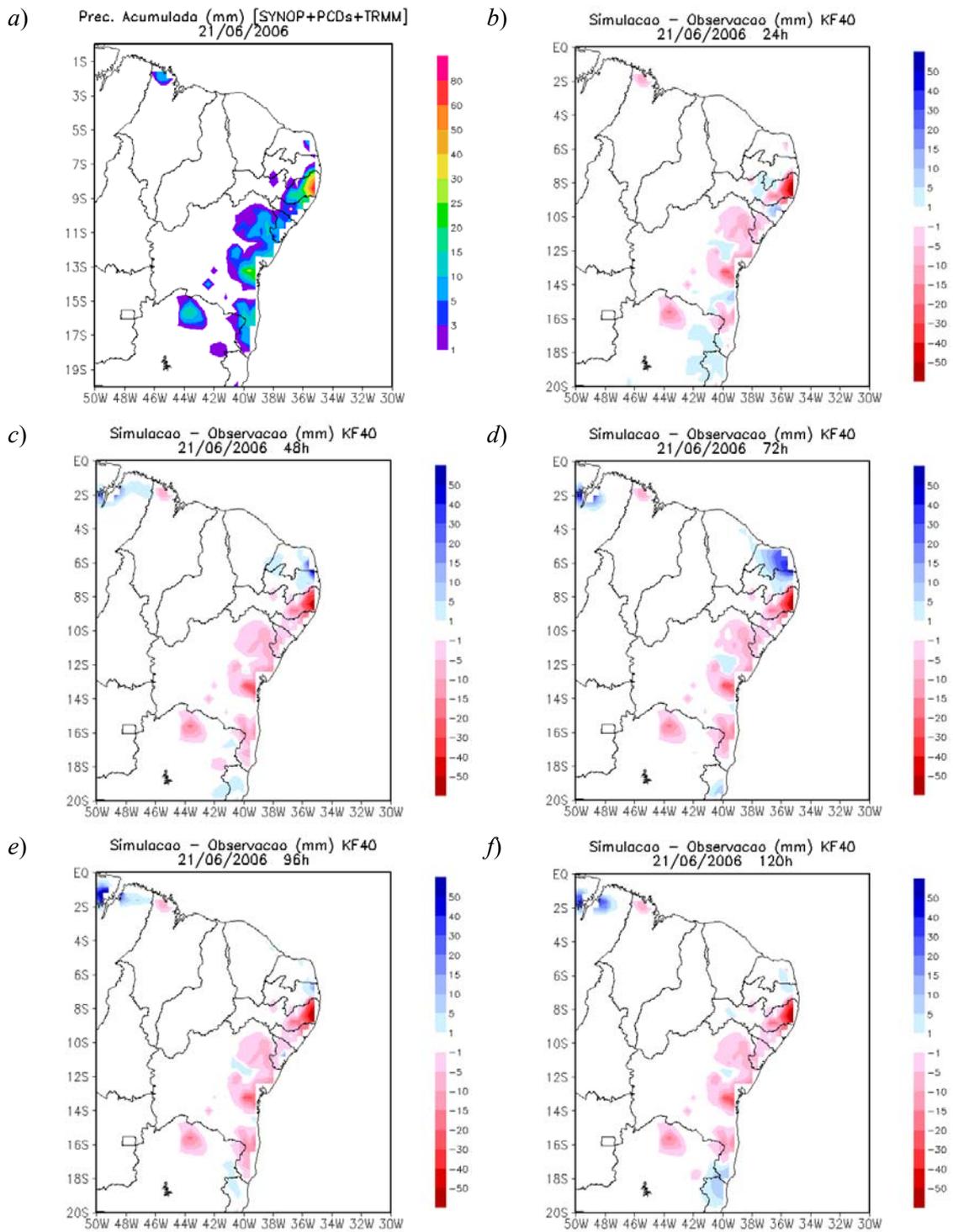


Figura 7.24 – Como Figura 7.23, exceto para a parametrização *KF*.

Os índices categóricos *VIES*, *ETS* e *POD* referentes à 16/05/2005 (a-e) e 21/06/2006 (f-j), são apresentados nas Figuras 7.25 a 7.27. As avaliações objetivas das simulações baseadas nos índices categóricos mostraram que os melhores resultados ocorreram para limiares mais baixos e decresceram em direção a limiares mais altos de precipitação. O limiar mais baixo (0,3 mm) pode ser considerado como o limiar de chuva – não chuva. Portanto, esse resultado indica que o modelo simulou razoavelmente bem as áreas onde ocorreu precipitação. Analisando individualmente, as simulações *KF40* apresentaram melhor desempenho para esse limiar.

Ao avaliar o índice *VIES* (Figura 7.25), acima de 2,5 mm, todas as simulações subestimaram a precipitação na região de estudo, exceto para o experimento *KF40* no limiar de 38,1 mm. No entanto, àquelas com as configurações *BMJ10* e *BMJ40* foram as que apresentaram as maiores sub-estimativas dentre todas as simulações.

Para o índice categórico *ETS* (Figura 7.26), verificou-se que as simulações *KF10* apresentaram os melhores resultados para a maioria dos experimentos, exceto para as simulações *T+24h* de 16/05/2005 e *T+120h* de 21/06/2006, onde os valores mais elevados foram encontrados para as simulações *KF40* e *BMJ10*, respectivamente.

Assim como para o índice *ETS*, o índice *POD* (Figura 7.27) indica que as simulações *KF10* tiveram o melhor desempenho em quase todos os experimentos. As exceções ocorreram para as simulações de 24 horas do dia 16 de maio de 2005 (onde os valores mais elevados foram encontrados para as simulações *KF40*) e para as simulações de 72 e 120 horas do dia 21 de maio de 2006 (o experimento com melhor desempenho alternou entre *KF40* e *KF10* para 72 horas e entre *KF40* e *BMJ10* para 120 horas).

Na Figura 7.28 está a Raiz do Erro Quadrático Médio (*REQM*) dos experimentos realizados. Avaliando o *REQM* para os experimentos do dia 16 de maio de 2005 (7.28a), observou-se que o erro diminuiu com o aumento da resolução espacial para as simulações com parametrização convectiva *KF* em quase todos os tempos iniciais de integração, exceto para *T+96h*, quando as simulações obtiveram praticamente os mesmos resultados. Nos experimentos que utilizaram a parametrização *BMJ*, não houve

significativa diferença entre as simulações com resolução espacial de 10 e 40 km. Avaliando conjuntamente as duas parametrizações convectivas constatou-se que os experimentos com *KF* apresentaram erros um pouco menores quando comparados aos experimentos com *BMJ*.

Os experimentos relativos ao dia 21 de junho de 2006 (7.28b) apresentaram valores menores de *REQM* quando comparados ao caso anterior. Novamente observou-se que, de modo geral, o erro diminuiu com o aumento da resolução espacial para as simulações com parametrização convectiva *KF*, exceto para $T+24h$, e $T+96h$, quando as simulações com resolução de 40 km obtiveram resultados um pouco melhores. Para os experimentos que utilizaram a parametrização *BMJ*, o erro diminuiu com o aumento da resolução espacial para as simulações com tempo inicial de integração $T+24h$, $T+96h$ e $T+120h$, e aumentou para $T+48h$ e $T+72h$. Avaliando conjuntamente as parametrizações convectivas, constatou-se que, nesse caso, houve uma alternância de melhores resultados entre as simulações com parametrização *BMJ* e *KF*.

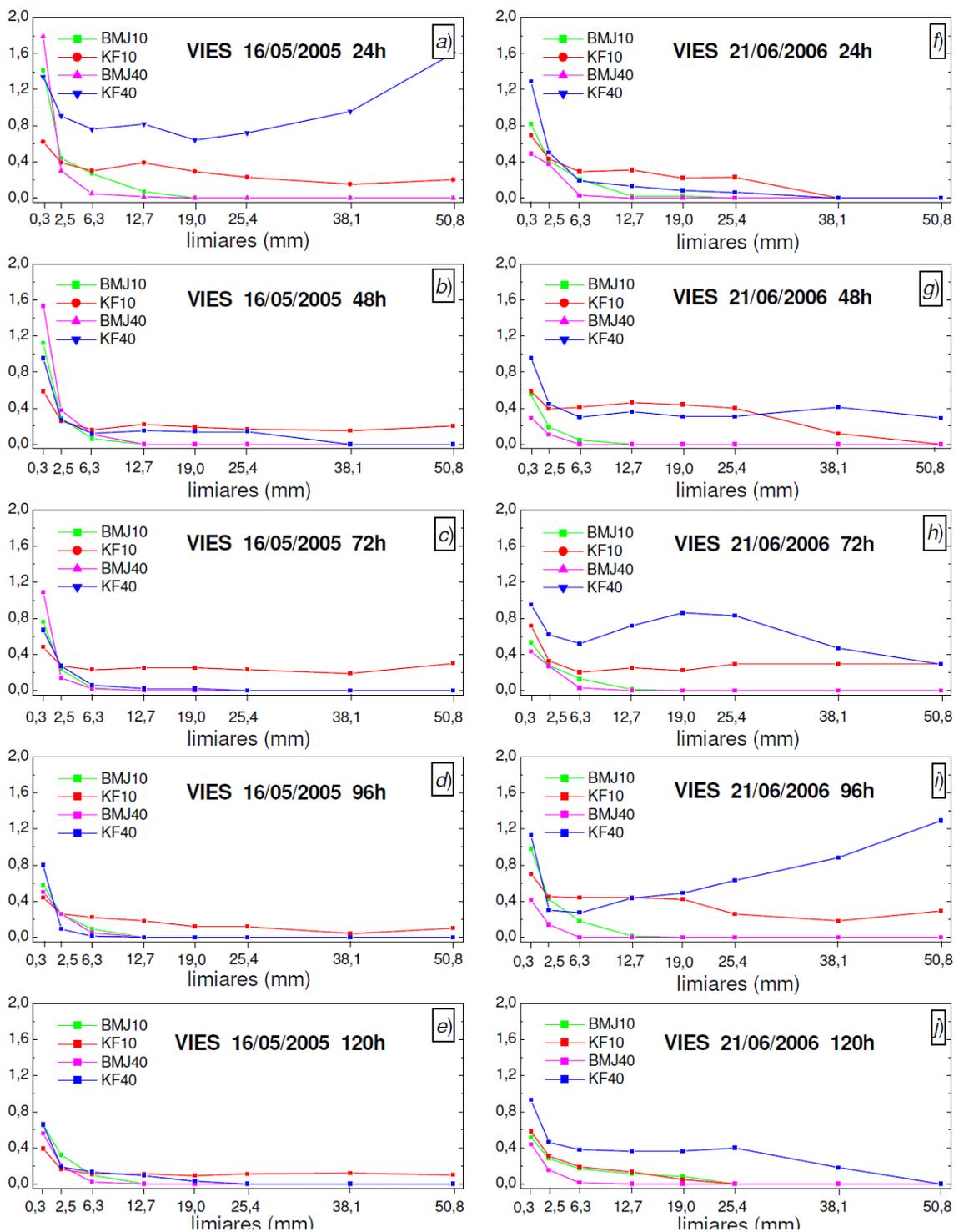


Figura 7.25 – *Vies* do Modelo Eta para as simulações de 24, 48, 72, 96 e 120 horas, referentes aos dias 16 de maio de 2005 (a-e) e 21 de junho de 2006 (f-j).

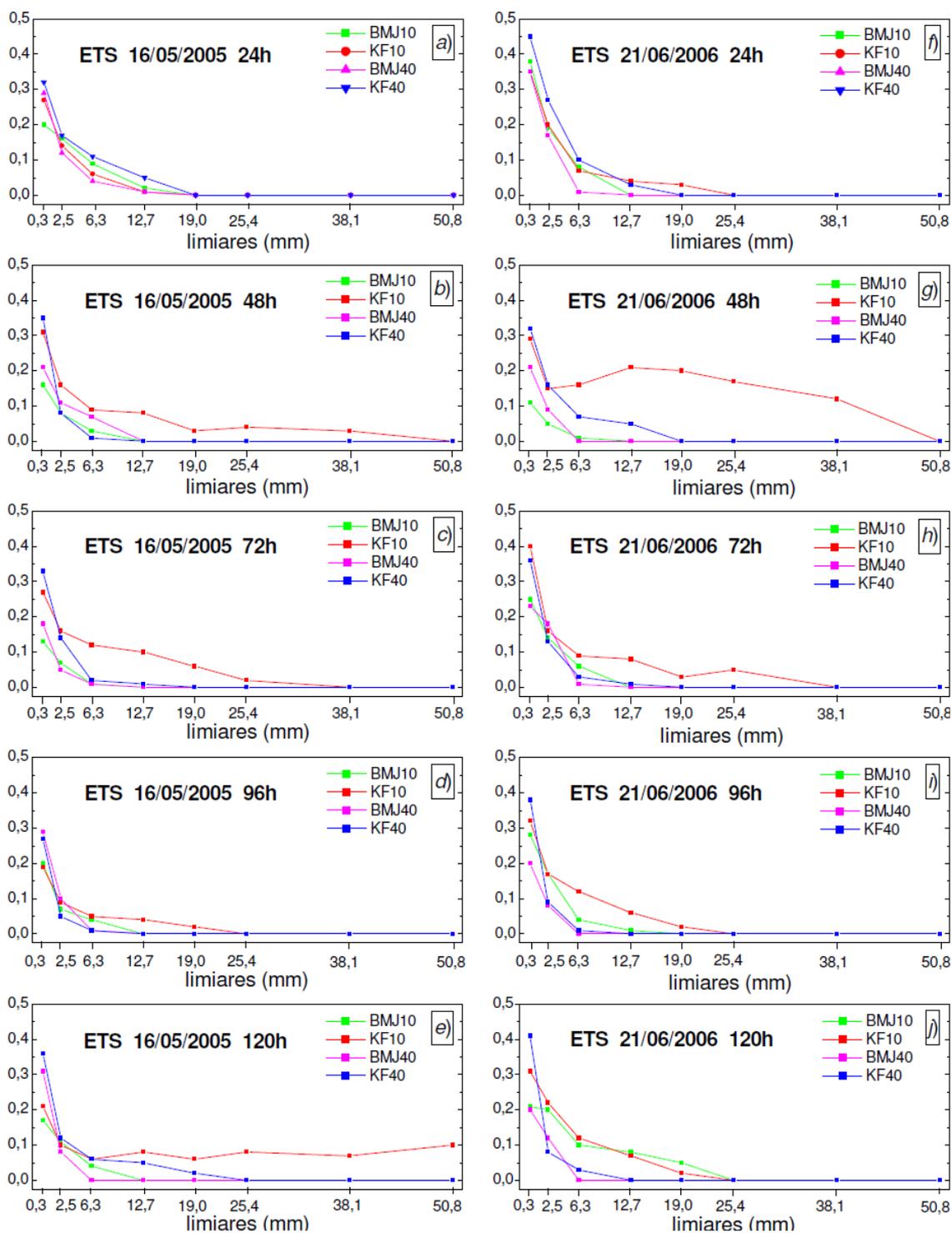


Figura 7.26 – Como Figura 7.25, exceto para o índice ETS.

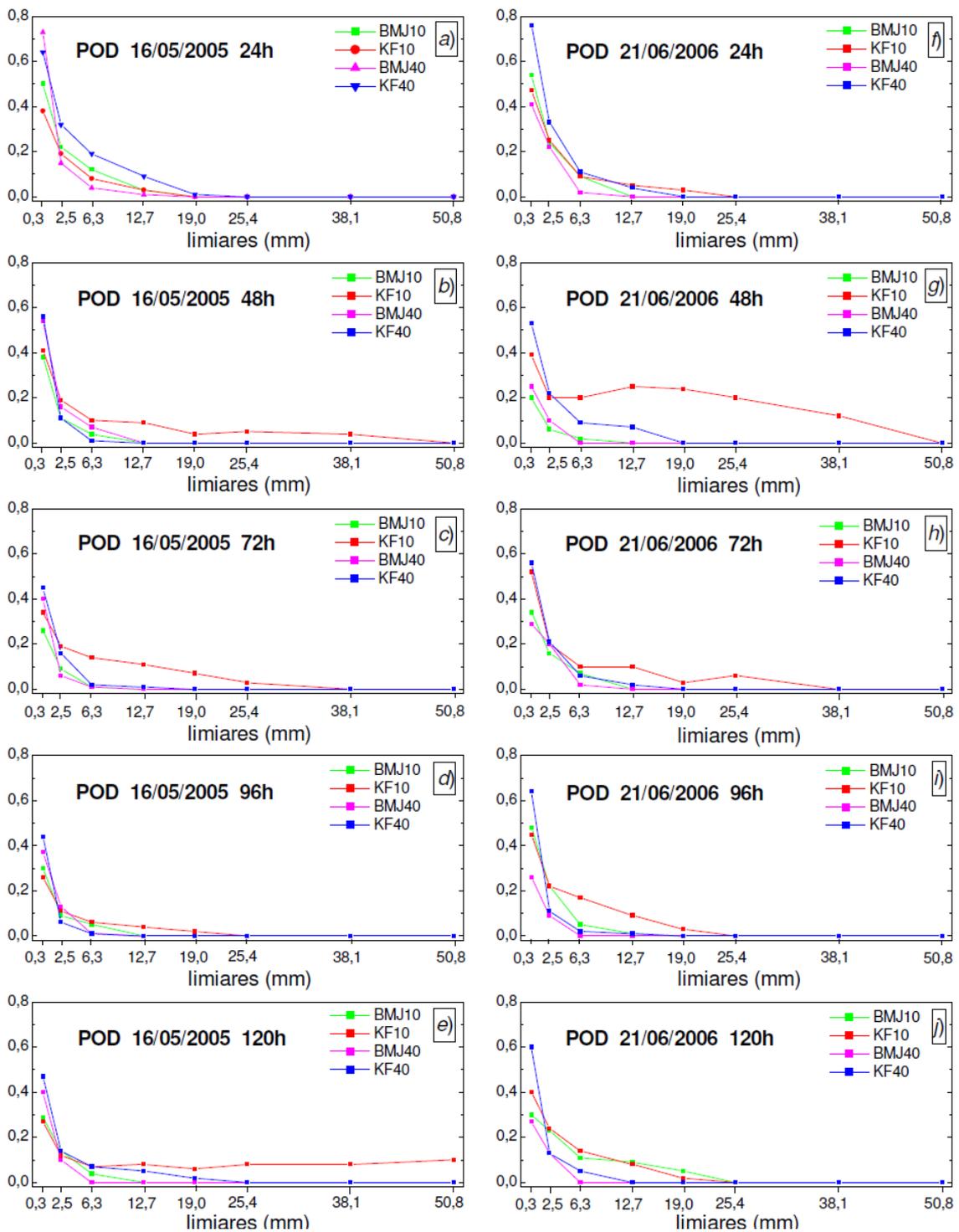


Figura 7.27 – Como Figura 7.25, exceto para o índice *POD*.

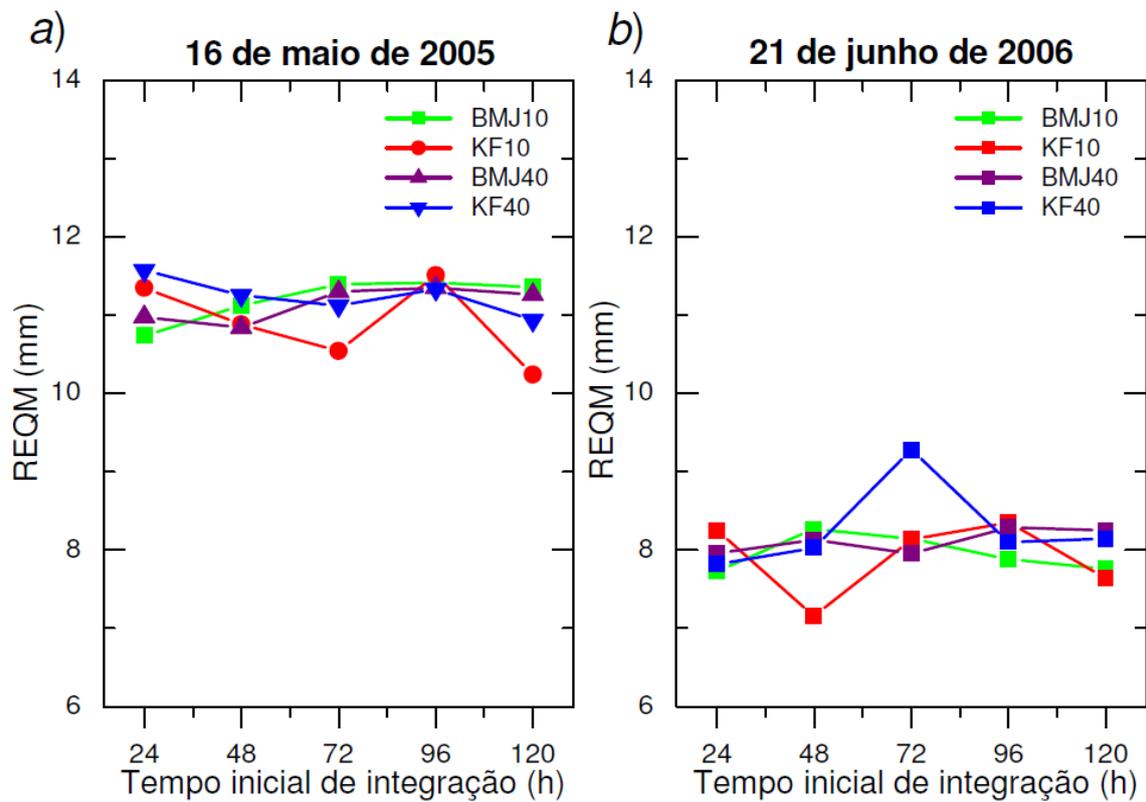


Figura 7.28 – *REQM* do Modelo Eta para as simulações com tempo inicial de integração de 24, 48, 72, 96 e 120 horas, referentes aos dias 16 de maio de 2005 (a) e 21 de junho de 2006 (b).

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste estudo foram analisados os DOLs que atingiram a costa leste do NEB durante os meses de abril a julho dos anos 2005 e 2006. Considerando este período foi realizado uma contabilização dos DOLs, e uma investigação de 2 casos de precipitação intensa na região, relacionadas à atuação desses sistemas meteorológicos.

Devido as chuvas observadas ao longo da costa nordestina no período chuvoso nem sempre serem previstas adequadamente pelos modelos numéricos, foram avaliadas as respostas do Modelo Eta em 40 experimentos numéricos, no intuito de encontrar as configurações mais realistas para 2 estudos de caso. Nas 40 simulações numéricas foram testadas diferentes resoluções horizontais (10 e 40 km) e esquemas de parametrização convectiva (Betts-Miller-Janjic e Kain-Fritsch).

Nas faixas de composição das imagens dos satélites meteorológicos GOES e METEOSAT no canal infravermelho, entre 5°S e 10°S, foi possível observar, em alguns dias, sistemas de nuvens baixas sobre o Oceano Atlântico que se deslocaram para oeste com o tempo e intensificaram-se na costa leste do NEB (não mostrado). Observou-se que vários desses sistemas de nuvens já apresentavam indícios de sua existência dias antes sobre o oceano, a oeste de 20°W. Segundo Mota (1997), a intensificação desses sistemas de nuvens ao aproximarem-se da costa deve estar relacionada com a interação do escoamento de escala sinótica com as circulações locais.

A partir dos Diagramas Hovmöller, construídos com as análises do NCEP, foi possível observar padrões ondulatórios de leste em todos os meses de estudo. Foram identificados 26 eventos de DOLs que atingiram a costa leste do NEB no nível de 700 hPa e na latitude de 5°S. Esse número decresceu ligeiramente para 10°S (25 eventos), porém chegou a apenas 9 eventos em 15°S. Corroborando os resultados encontrados por Mota (1997), observou-se que o número de distúrbios diminui em direção as latitudes mais austrais.

As características ondulatórias dos distúrbios, obtidas através dos diagramas, resultaram em ondas curtas se propagando mais lentamente e ondas longas mais rapidamente. Estes resultados se devem ao uso da relação linear de fase $c = L / \tau$, aplicada a uma onda não dispersiva.

Os DOLs que atingiram a costa leste do NEB apresentaram os seguintes parâmetros médios: período de 5 dias, velocidade de propagação de aproximadamente 10 ms^{-1} e comprimento de onda de 4000 km. Esses resultados concordam com aqueles encontrados por Espinoza (1996), Chou (1990) e Mota (1997).

Analisando as séries temporais de precipitação para algumas estações na costa leste nordestina, constatou-se que na grande maioria dos casos, próximo a data da passagem dos cavados, existe um pico de precipitação para, pelo menos, uma estação meteorológica analisada, indicando que as flutuações no campo de vento em baixos níveis parecem estar relacionadas com a precipitação.

A componente meridional do vento em 700 hPa filtrada apresentou claramente um padrão ondulatório com período entre 5 e 6 dias. Observou-se também que a amplitude das oscilações aumentou gradativamente de abril para julho, indicando a possibilidade de haver um ciclo sazonal bem definido para essas ondas. Em concordância com esse resultado, Chou (1990) observou que nos trimestres MAM e JJA, as ondas apresentam amplitudes maiores e propagação de fases de forma mais organizada.

Os dias 15 de maio de 2005 e 20 de junho de 2006 foram marcados por intensa precipitação em algumas localidades na costa leste do NEB. Esses altos índices pluviométricos estiveram relacionados à atuação de DOLs na região. As imagens de satélite para os respectivos períodos apresentaram alguns aglomerados de nuvens rasas propagando-se para oeste e tornando-se mais profunda próxima ao continente. A partir das análises do NCEP, observou-se, em ambos os casos, um cavado em 700 hPa propagando-se para oeste e instabilizando a região. Através dessas análises também foi possível verificar que as áreas com maior nebulosidade identificadas nas imagens de satélite coincidiram com centros de movimento ascendente e convergência de umidade em baixos níveis.

Nos campos de circulação em 700 hPa, para ambos os estudos de caso simulados com o Modelo Eta, verificou-se que, tanto aqueles experimentos configurados com resolução espacial de 40 km quanto aqueles com resolução de 10 km, simularam com grande nitidez um cavado propagando-se para oeste desde aproximadamente 20°W até o NEB. Ao se analisar a previsibilidade de tais distúrbios, constatou-se que, em ambos os casos analisados, o Modelo Eta foi capaz de simular esse sistema até 5 dias antes de sua atuação na costa leste do NEB, sendo este um resultado de grande utilidade para a previsão operacional de tempo e para os tomadores de decisão.

Comparando os resultados obtidos com as análises do NCEP (resolução de ~ 100 km) com aqueles obtidos com o Modelo Regional Eta (10 e 40 km), constatamos que houve um ganho muito significativo na identificação e no detalhamento dos DOLs.

Ao avaliar o impacto de diferentes parametrizações convectivas na simulação da precipitação dos dois casos analisados, verificamos que, de modo geral, os experimentos apresentaram campos de desvio com relação à observação muito semelhantes uns com os outros, sendo as diferenças existentes muito pontuais. De modo geral, observou-se que houve um predomínio de regiões com sub-estimativa de precipitação em todos os experimentos.

O predomínio de regiões com sub-estimativa de precipitação para os dois casos analisados pode estar relacionado a erros sistemáticos do Modelo Regional Eta na região, assim como sugerido por Chou et al. (2005). No estudo realizado por Chou e Silva (1998) foram avaliadas objetivamente as previsões de precipitação na América do Sul utilizando o Modelo Eta para o período de fevereiro de 1997 a janeiro de 1998. Nesse estudo os autores encontraram que os valores mais baixos do índice *ETS* ocorrem no período de inverno e primavera no NEB. Concluiu-se também que no inverno o modelo subestima sistematicamente a precipitação na região.

As avaliações das simulações com relação à precipitação baseadas nos índices categóricos *ETS*, *VIÉS* e *POD* mostraram que os melhores resultados ocorreram para limiares mais baixos e decresceram em direção a limiares mais altos. Como o limiar mais baixo (0,3 mm) pode ser considerado como o limiar de chuva – não chuva, esse

resultado indica que o modelo simulou razoavelmente bem as áreas onde ocorreu precipitação.

Resumidamente, cada esquema de convecção variou muito com o ambiente sinótico, e nenhum dos esquemas foi melhor que o outro em todos os parâmetros analisados. Avaliando os índices *ETS*, *VIES*, *POD* e *REQM*, observou-se que as simulações que utilizaram o esquema *KF* obtiveram resultados ligeiramente melhores, principalmente para *KF10*.

Os resultados encontrados nesse estudo com relação às diferentes parametrizações convectivas ressaltam a necessidade de se abranger essa análise para um número maior de casos e de se estudar os esquemas de parametrização de cúmulus mais detalhadamente para que haja um aprimoramento das previsões de chuva no NEB, principalmente na costa leste.

8.1 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Como sugestão para trabalhos futuros, tem-se:

- Abranger o domínio das simulações numéricas para leste para que seja estudada a propagação dos distúrbios desde sua formação.
- Estudar a previsibilidade e o comportamento dos DOLs para diferentes números de níveis verticais do Modelo Eta;
- Estudar mais detalhadamente diferentes esquemas de parametrização convectiva no Modelo Eta e avaliar seus impactos na precipitação sobre o NEB e América do Sul;

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBIGNAT, J. P.; REED, R. J. The origin of African Wave Disturbance during phase III of GATE. **Monthly Weather Review**, v. 108, p. 1827–1839, 1980.
- ALVES, M. A. S.; OYAMA, M. D.; YAMASAKI, J. Composição de eventos de distúrbios de leste sobre as regiões de Alcântara e Natal: caracterização preliminar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14, 2006, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: CBMET, 2006.
- ALVES, M. A. S.; MARQUES, R. F. C.; OYAMA, M. D. Detecção de DOL a partir de filtros temporais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15, 2008, São Paulo. **Anais...** São Paulo: CBMET, 2008.
- ANTHES, R. A.; KUO, Y. H.; HSIE, E. Y.; LOW-NAM, S.; BETTGE, T. W. Estimation of skill and uncertainty in regional numerical models **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 115, p. 763-806, 1989.
- ARAKAWA, A.; LAMB, V.R. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. **Methods in Computational Physics**, v. 17, p. 173-265, 1977.
- ARAVÉQUIA, J. A.; QUADRO, M. F. L. **Aspectos gerais da previsão numérica de tempo e clima**. Cachoeira Paulista: CPTEC, 2003. 57 p. (INPE-10211-PUD/135). Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2003/12.23.10.21>. Acesso em: 06 out. 2008.
- ASNANI, G. C. **Tropical meteorology**. Vols. I-II, Pune-India: Noble Printers, 1993, 1201 p.
- BALDWIN, M. E., KAIN, J. S. Sensitivity of several performance measures to displacement error, bias, and Event Frequency, **Weather Forecast**, v. 21, n.4, p. 636–648, 2006.
- BERRY, F. A.; BOLLAY e NORMAN, E.; BEERS, R. **Handbook of meteorology**. Local: McGraw-Hill Book Company, 1945, 1068 p.
- BETTS, A. K. A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 112, p. 677–691, 1986.
- BETTS, A. K; M. J. MILLER. A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and Arctic air-mass data sets. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 112, p. 693–709, 1986.

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

BURPEE, R. W. The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. **Journal of Atmospheric Science**, v. 29, p. 77-90, 1972.

CHOU, S. C. **Análise de distúrbios ondulatórios de leste sobre o Oceano Atlântico equatorial sul**. ago. 1990. 134 p. (INPE – 5222 – TDL/437). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1990. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m12@80/2005/08.18.12.54>. Acesso em: 03 out. 2008.

CHOU, S. C. Modelo Regional Eta . **Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v.1, n. especial 10 anos, p. on line, 1996. (INPE-12512-PRE/7814). Disponível em: <http://tucupi.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliensp10a/27.html>. Acesso em: 21 out. 2008.

CHOU, S. C.; SILVA, M. G. A. J. Avaliação objetiva das precipitações do Modelo Regional Eta. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 10, 1998, Brasília. **Anais...**, 1998. p. 6. CD-ROM. (INPE-10825-PRE/6281). Disponível em <http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2004/06.09.15.32>. Acesso em: 03 out. 2008.

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

COUTINHO, E. C.; FISCH, G. Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs) na região do Centro de Lançamento de Alcântara – MA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.22, n.2, p. 193-203, 2007.

DUDHIA, J.; GILL, D.; GUO, Y.; MANNING, K.; WANG, W.; CHISZAR, J. **Mesoscale modeling system tutorial class notes and user's guide**: MM5 modeling system version 3. Boulder, CO, USA, PSU/NCAR, 2000.

EK, M. B., MITCHELL, K. E., LIN, Y., ROGERS, E., GRUNMANN, P., KOREN, V., GAYNO, G., TARPLEY, J. D. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. **Journal of Geophysical Research**, v. 108 (D22), 8851, 2003.

ESPINOZA, E. S. **Distúrbios nos ventos de leste no Atlântico Tropical**. 1996-03-05. 149 p. (INPE – 6347 – TDL/598). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1996. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/10.05.13.25>. Acesso em 03 out. 2008.

FELS, S. B.; SCHWARZKOPF, M. D. The simplified exchange approximation. A new method for radiative transfer calculations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 32, n. 7, p. 1475-1488, 1975.

- 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.
- GADD, A. J. A split explicit integration scheme for numerical weather prediction. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 104, p. 569-582, 1978.
- GALLUS, W.A. Eta simulations of three extreme precipitation events: Impact of resolution and choice of convective parameterization. **Weather and Forecasting**, v. 14, p. 405-426, 1999.
- GAN, M. A. **Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil**. 1982-10-05. 80 p. (INPE – 2685 – TDL/126). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1982. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2005/06.21.17.31>. Acesso em: 03 out. 2008.
- HALL, B. A. Westward – moving disturbances in the South Atlantic coinciding with heavy rainfall events at Ascension Island. **Meteorological Magazine**, v. 118, p. 175-181, 1989.
- HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climate hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 103, p. 77-92, 1977.
- HASTENRATH, S.; LAMB, P. J. **Climatic atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans**.: Madison: The University of Wisconsin Press, 113 p., 1977.
- IBGE, **Contagem da População 2007**, Relatório Técnico, 311 p, 2007.
- JANJIC, Z. L. The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sub layer, and turbulence closure schemes. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 5, p. 927-945, 1994.
- KAIN, J. S; FRITSCH, J. M. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 47, p. 2784-2802, 1990.
- KAIN, J. S; FRITSCH, J. M. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain – Fritsch scheme. The representation of Cumulus Convection in Numerical Models. **Meteor. Monogr.**; No. 46, Amer. Meteor. Soc., p. 165-170, 1993.
- KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. Multiscale convective overturning in mesoscale convective systems: reconciling observations, simulations, and theory. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 8, p. 2254-2273, 1998.
- KAYANO, M. T. **Um estudo climatológico e sinótico utilizando dados de radiossondagem (1968-1976) de Manaus e Belém**. 1979-06-29. 111 p. (INPE – 1559 – TDL/013). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas

- Espaciais, São José dos Campos, 1979. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2005/06.09.17.15>. Acesso em: 03 out. 2008.
- KOUSKY, V. E.; CHU, P. S. Flutuations in annual rainfall for Northeast Brazil. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 56, p. 457-465, 1978.
- KOUSKY, V. E. Frontal influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, p. 1140-1153, 1979.
- KRISHNAMURTI, T. N. **Tropical Meteorology**. Compendium of Meteorology, v. 2, part. 4, 1979, 428 p., WMO Publ. No. 364.
- LACIS, A. A.; HANSEN, J. E. A parameterization of the absorption of solar radiation in earth's atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, p. 118-133, 1974.
- LIMA, M. C. **Variabilidade da precipitação no litoral leste da região nordeste do Brasil**. Fev. 1991, 216 p. (INPE – 5283 – TDI/453). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1991. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.23.14.43>. Acesso em: 06 out. 2008.
- LOBO, P. R. V. **Um estudo climatológico da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua influência sobre o Nordeste do Brasil**. Fevereiro 1982. 93 p. (INPE – 2534 – TDL/101). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1982. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2005/06.28.17.24>. Acesso em: 03 out. 2008.
- MESINGER, F. A blocking for representation of mountains in atmospheric models. **Rivista di Meteorologia Aeronautica**, v. 44, p. 195-202, 1984.
- MESINGER, F., Z. I. JANJIC, S. NICKOVIC, D. GAVRILOV, e D. G. DEAVEN. The step-mountain coordinate: Model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of Appalachian redevelopment. **Monthly Weather Review**, v. 116, n.7, p. 1493-1518, 1988.
- MESINGER, F.; BLACK, T. L. On the impact on forecast accuracy of the step-mountain (eta) vs. sigma coordinate. **Meteorological Atmospheric Physics**, v. 50, p. 47-60, 1992.
- MESINGER, F.; BLACK, T. L.; PLUMMER, D. W.; WARD, J. H. Eta Model precipitation forecast for a period including tropical storm Alison. **Weather and Forecasting**, v. 5, 483-493, 1990.
- MOLION, L. C. B., BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.17, n.1, 1-10, 2002.
- MOTA, G. V. **Estudo observacional de distúrbios ondulatorios de leste no nordeste brasileiro**. Tese (Mestrado) – Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico,

Geofísico e de Ciências Atmosféricas, Departamento de Ciências Atmosféricas, São Paulo, 92 p., 1997.

NEIVA, E. J. F. **An investigation of wave-type disturbances over the Tropical South Atlantic Ocean**. M.Sc. Thesis. Naval Post Graduate School, Monterey, Califórnia, USA, 58 p., 1975.

OLIVEIRA, L. L. **Zonas de convergência no Atlântico Sul e suas influências no regime de precipitação no Nordeste do Brasil**. 1981-10-29. 125 p. (INPE – 2307 – TDL/074). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1981. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2005/06.28.17.48>. Acesso em: 03 out. 2008.

PAIVA NETO, A. C. **Distúrbios de leste: diagnóstico e relação com a precipitação no estado da Paraíba em períodos de contraste**. (Dissertação de Mestrado em Meteorologia) – UFCG, Campina Grande, Paraíba, 2003.

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

PIELKE R. A. **Mesoscale Meteorological Modeling**. Academic Press, 2002.

RAO, V. B.; LIMA, M. C.; FRANCHITO, S. H. Seasonal and interannual variations of rainfall over Eastern Northeast Brazil. **Journal of Climate**, v. 6, p. 1754-1763, 1993.

REED, J. R.; RECKER, E. E. Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the Equatorial Western Pacific. **Journal of Atmospheric Science**, v. 28, p. 1117-1133, 1971.

RIEHL, H. **Tropical meteorology**. Local: McGraw – Hill, 392 p., 1954.

ROCHA, R. P. **Impacto de parametrizações de convecção em ciclogênese sobre o oceano**. 1999-10. 201 p. (INPE-7505-TDI/720). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1999. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/deise/2000/04.27.16.30>. Acesso em: 03 out. 2008.

SERVAIN, J.; LUKAS, S. **Climatic atlas of the Tropical Atlantic wind stress and sea surface temperature 1985-1989**. Institut Français de Recherche pour L'Exploitation de La Mer, Plouzané, France, 143 p., 1990.

SLINGO, J. M. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 113; p. 899-927, 1987.

STANFORTH, A. Regional modeling: a theoretical discussion. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 63, p. 15-29, 1997.

STRANG, D. M. G. D. **Climatological analysis of rainfall normals in Northeast Brazil**. São José dos Campos, São Paulo, Brasil: Centro Tecnológico Aeroespacial, 1972, 29 p. (IAE-M 02/72).

TAI, K. S.; OGURA, Y. An observational study of easterly waves over the Eastern Pacific in the northern summer using FGGE data. **Journal of Atmospheric Science**, v. 44, p. 339-361, 1987.

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

YAMAZAKI, Y. **Estudos teóricos e sinóticos dos distúrbios tropicais**. Fev. 1975. 56 p. (INPE – 624 – LAFE). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1975. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1913/2005/04.19.17.13>. Acesso em 03 out. 2008.

YAMAZAKI, Y.; RAO, V. B. Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 55, p. 205-207, 1977.

APÊNDICE A – DIAGRAMAS DE HOVMÖLLER

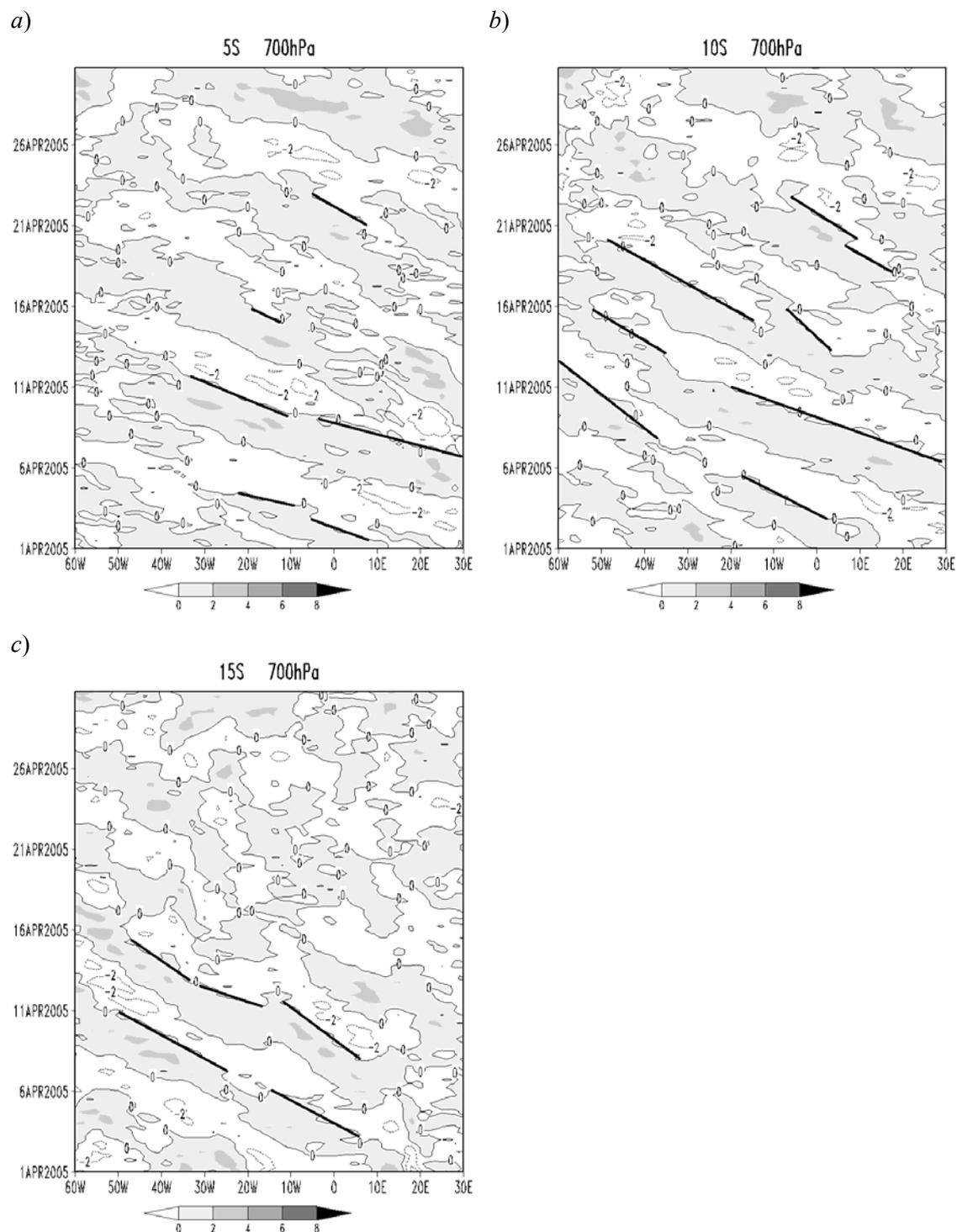


Figura A.1 – Diagramas de Hovmöller da componente meridional do vento (ms^{-1}) em 700 hPa filtrada em 5°S (a), 10°S (b) e 15°S (c) para o mês de abril de 2005. As linhas destacadas que unem as isolinhas de zero indicam a propagação das ondas.

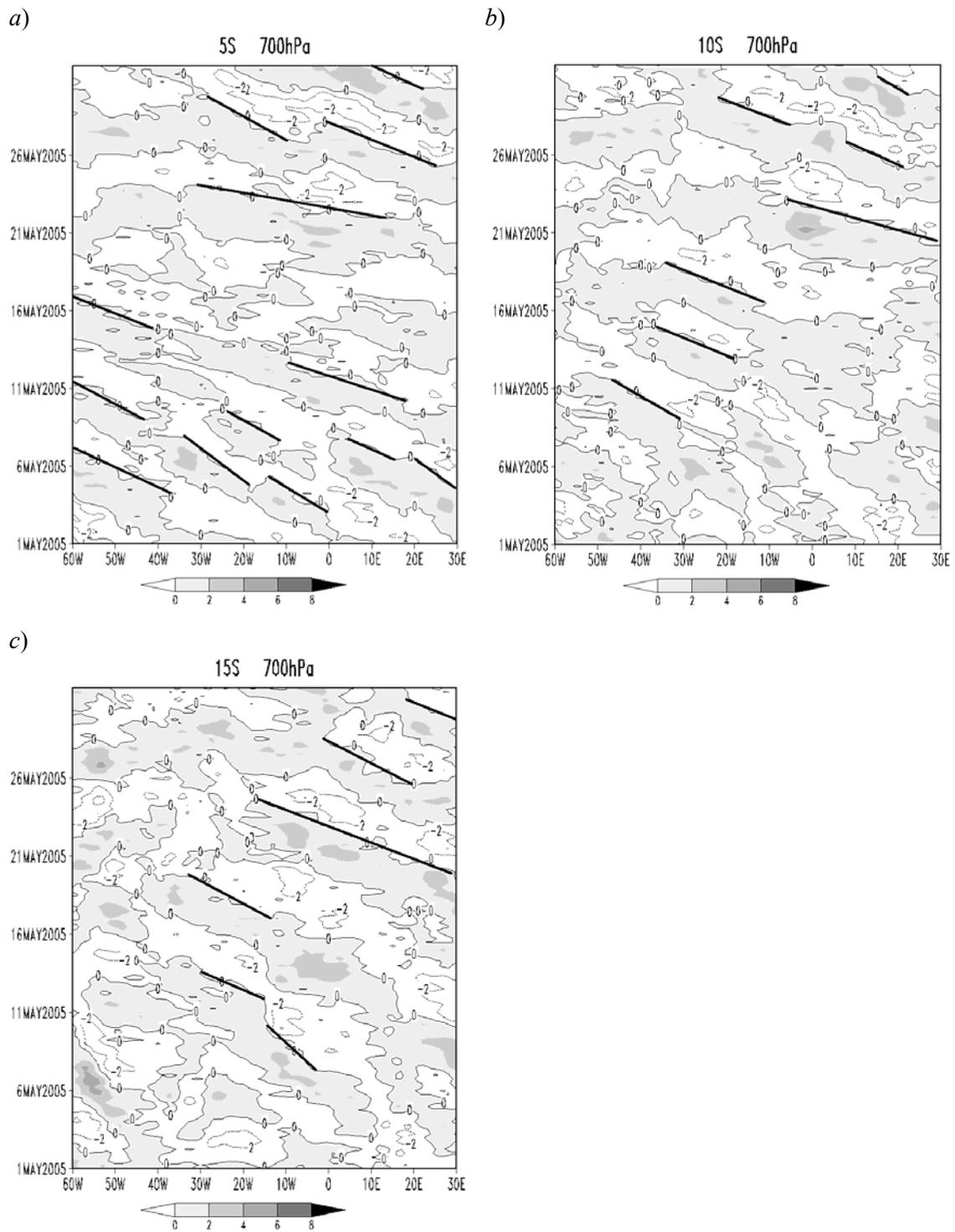


Figura A.2 – Como Figura A.1, exceto para o mês de maio de 2005.

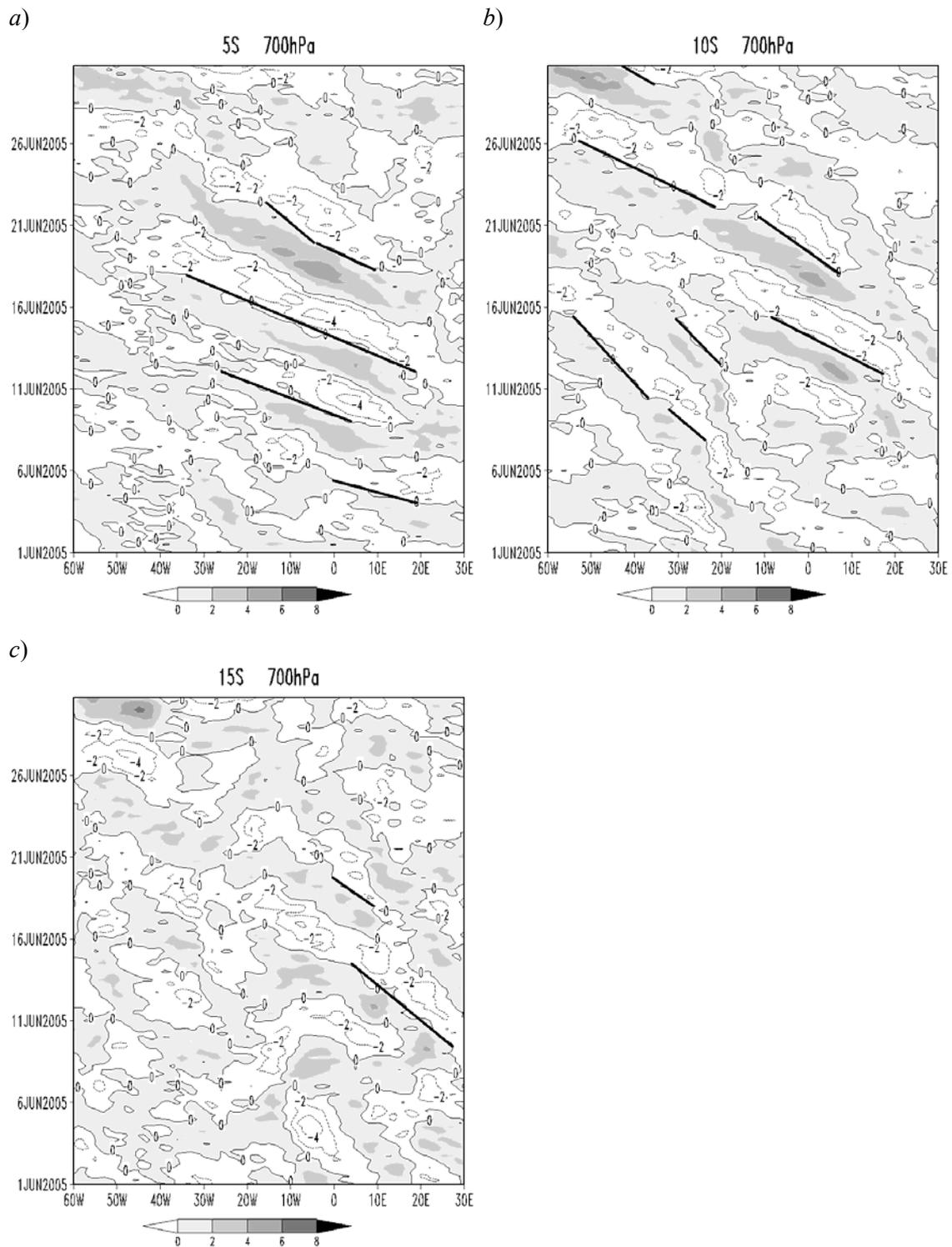


Figura A.3 – Como Figura A.1, exceto para o mês de junho de 2005.

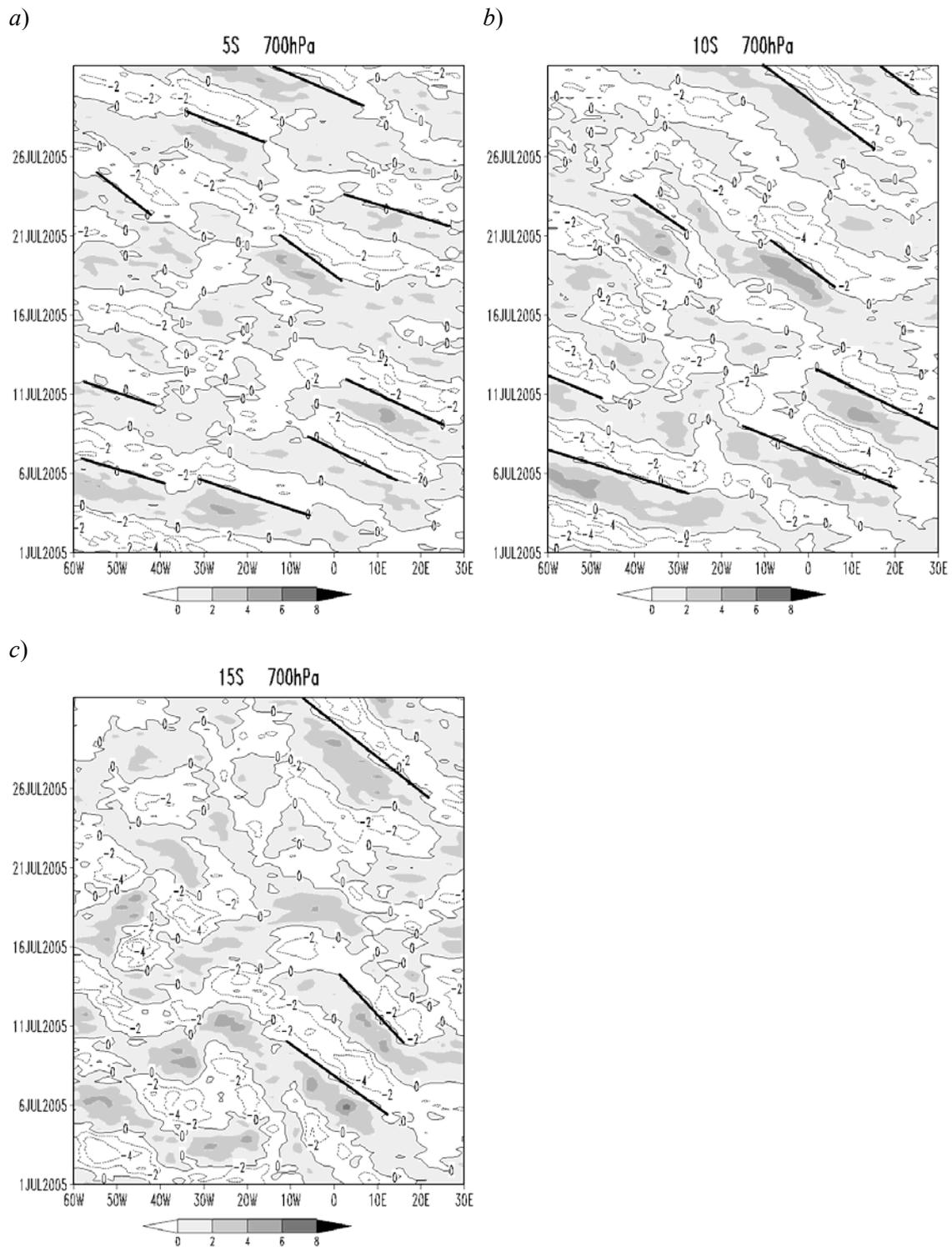


Figura A.4 – Como Figura A.1, exceto para o mês de julho de 2005.

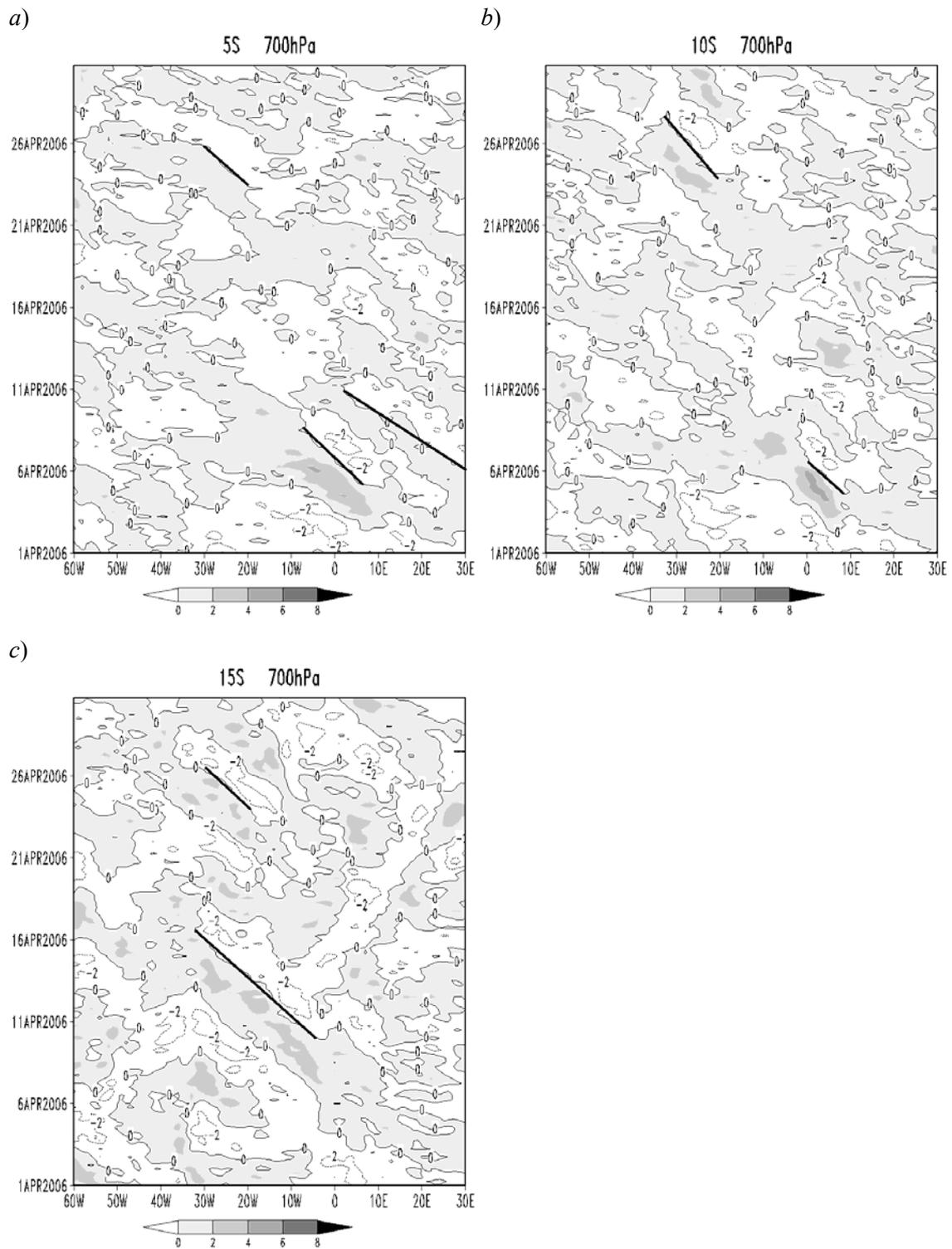


Figura A.5 – Como Figura A.1, exceto para o mês de abril de 2006.

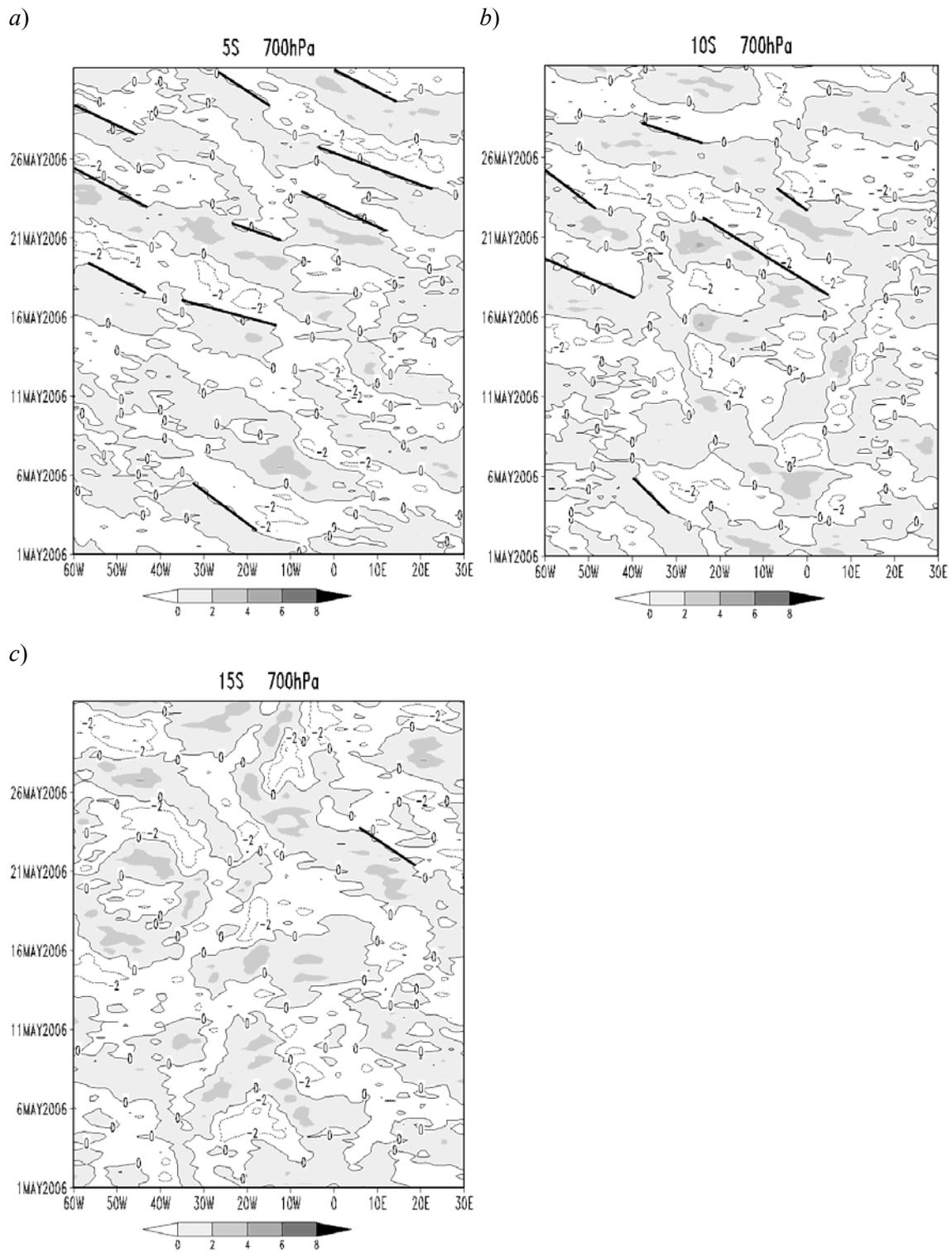


Figura A.6 – Como Figura A.1, exceto para o mês de maio de 2006.

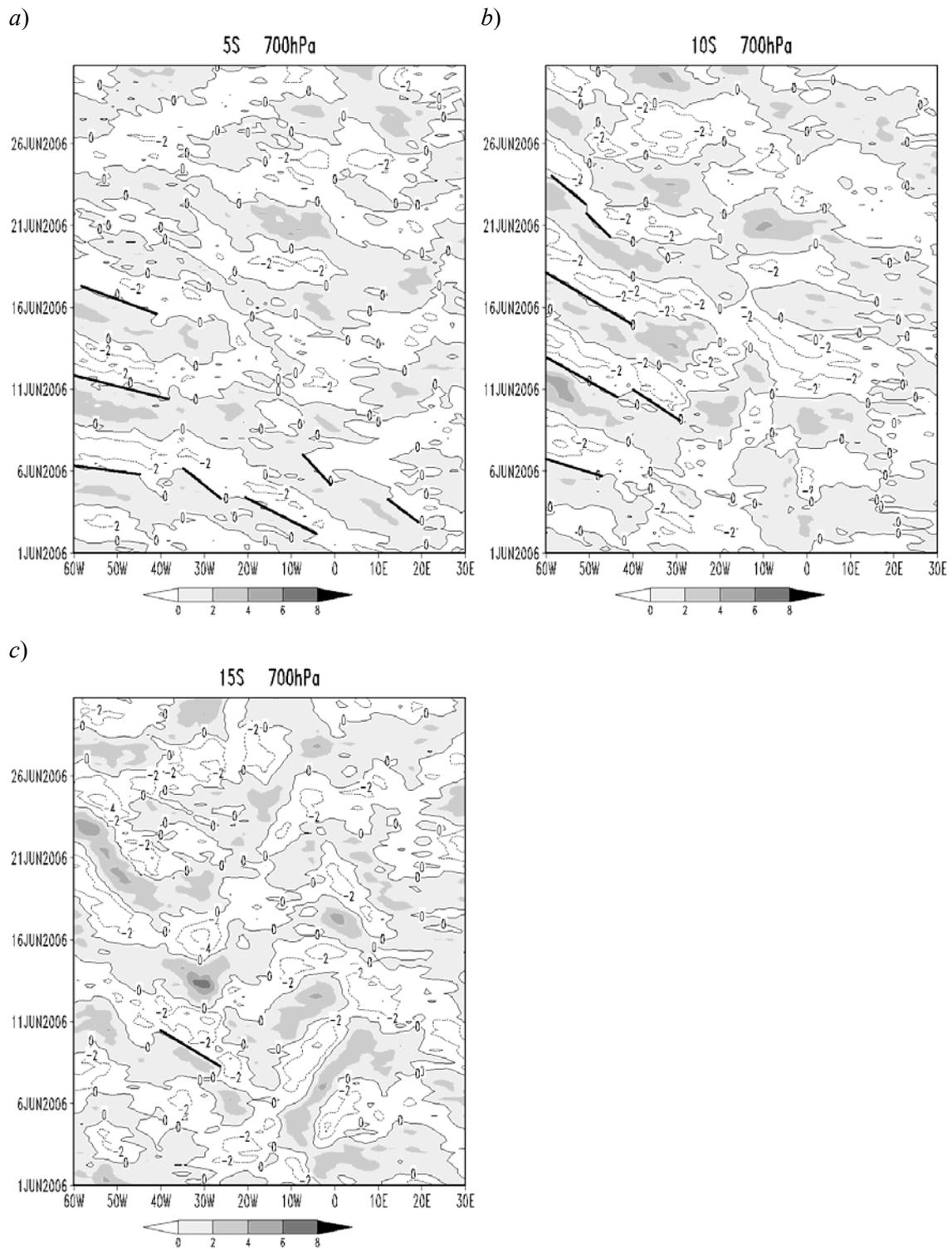


Figura A.7 – Como Figura A.1, exceto para o mês de junho de 2006.

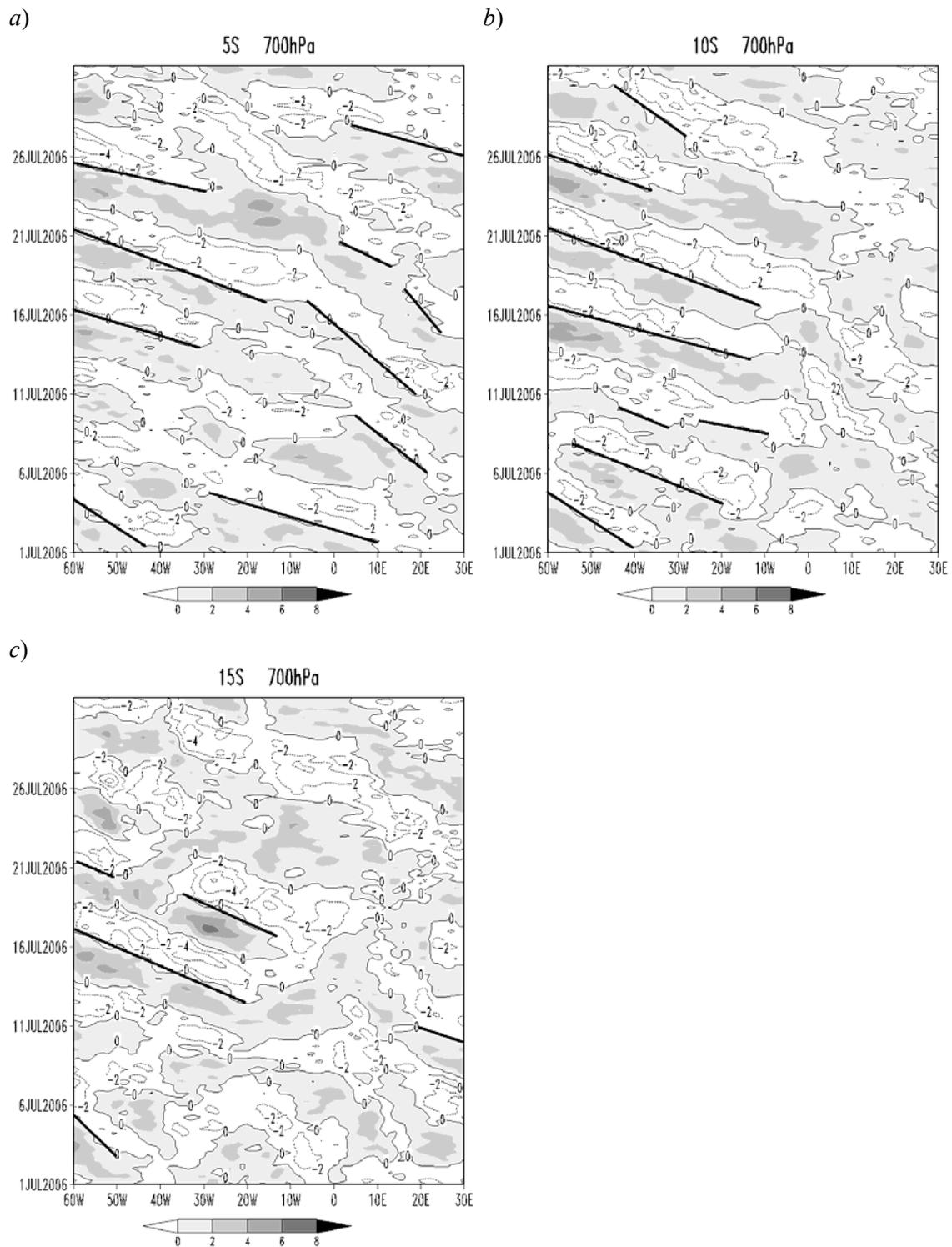


Figura A.8 – Como Figura A.1, exceto para o mês de julho de 2006.

APÊNDICE B – ÍNDICES DE ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA

Abaixo estão descritos como são calculados os índices de estabilidade utilizados nesse estudo, assim como seus valores típicos. As informações contidas nesse apêndice foram extraídas do sítio <http://www.srh.noaa.gov/ffc/html/gloss2.shtml> acessado em 23 de maio de 2008.

B.1 ÍNDICE *K*

O índice *K* é calculado como:

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{D850} - (T_{700} - T_{D700}), \quad (\text{B.1})$$

onde T_{850} , T_{500} e T_{700} representam a temperatura em 850, 500 e 700 hPa respectivamente, e T_{D850} e T_{D700} são a temperatura do ponto de orvalho em 850 e 700 hPa. As unidades de temperatura devem estar em Celsius.

Os valores típicos de *K* são apresentados na Tabela B.1:

Tabela B.1 – Probabilidade de tempestades em função do valor do índice *K*.

Valor de <i>K</i>	Probabilidade de Tempestades (%)
<15	0
15 – 20	< 20
21 – 25	20 – 40
26 – 30	40 – 60
31 – 35	60 -80
36 – 40	80 – 90
> 40	> 90

B.2 ÍNDICE *TT*

O índice *Total Totals (TT)* é definido como:

$$TT = (T_{850} - T_{500}) + (T_{D850} - T_{500}) \quad (\text{B.2})$$

Na Tabela B.2 estão os valores típicos de *TT*:

Tabela B.2 – Probabilidade de tempestades em função do valor do índice *TT*.

Valor de <i>TT</i>	Tipos de tempestades
44 – 45	Isoladas e moderadas
46 – 47	Esparsas moderadas; poucas fortes
48 – 49	Esparsas moderadas; poucas fortes; severas isoladas
50 – 51	Esparsas fortes; poucas severas
52 – 55	Esparsas a numerosas fortes; poucas esparsas severas
> 55	Muitas fortes; esparsas severas

B.3 ÍNDICE *SLI*

O índice *SLI* é dado por:

$$SLI = T_{500} - T_{\text{parcela}} \quad (\text{B.3})$$

onde T_{parcela} representam a temperatura em Celsius no nível de 500 hPa de uma parcela levantada a partir da pressão, temperatura e temperatura do ponto de orvalho da superfície.

Os valores típicos de *SLI* são apresentados na Tabela B.3:

Tabela B.3 – Probabilidade de tempestades em função do valor do índice *SLI*.

Valor de <i>SLI</i>	Atividade convectiva
> 2	Sem atividade significativa
0 < <i>SLI</i> < 2	Prováveis pancadas – tempestades, com outra fonte de levantamento
-2 < <i>SLI</i> < 0	Prováveis tempestades
-4 < <i>SLI</i> < -2	Tempestades mais prováveis, porém pouca, com alguma severa
< -4	Prováveis tempestades severas

B.4 *CAPE*

A *CAPE*, pode ser definida como:

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NEL} \frac{\theta_V - \bar{\theta}_V}{\bar{\theta}_V} dZ \quad (\text{B.4})$$

onde NCE é o Nível de Convecção Espontânea e NEL é o Nível de Equilíbrio ou nível de perda de empuxo para uma determinada parcela de ar ascendente. θ_v é a temperatura potencial virtual desta parcela e $\bar{\theta}_v$ é a temperatura potencial virtual do ambiente.

Os valores típicos de $CAPE$ são apresentados na Tabela B.4:

Tabela B.4 – Potencial Convectivo em função do valor de $CAPE$.

Valor de $CAPE$	Potencial Convectivo
0	Estável
0 – 1000	Ligeiramente Instável
1000 – 2500	Moderadamente Instável
2500 – 3500	Muito Instável
> 3500	Extremamente Instável

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programa de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. São aceitos tanto programas fonte quanto executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.