

AVALIAÇÃO DO DESEMPENHO DO MODELO DE MESOESCALA MM5 NA
SIMULAÇÃO DE EVENTOS DE PRECIPITAÇÃO EXTREMA NO ESTADO DE
ALAGOAS

Rodrigo Santos Costa

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS
PROGRAMAS DE PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE
FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS
PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA
CIVIL.

Aprovada por:

Prof. Luiz Landau, D.Sc.

Prof. Isimar de Azevedo Santos, D.Sc.

Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Ph.D.

Prof. Wallace Figueiredo de Menezes, D.Sc.

Prof. Edilson Marton, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL

MAIO DE 2006

COSTA, RODRIGO SANTOS

Avaliação do desempenho do modelo de mesoescala MM5 na simulação de eventos de precipitação extrema no estado de Alagoas [Rio de Janeiro] 2006

XVI, 184 p. 29,7cm (COPPE/UFRJ, M.Sc., Engenharia Civil, 2006)

Dissertação – Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE

1. Modelagem Atmosférica, 2. Modelagem de Mesoescala, 3. Previsão numérica de tempo, 4. Meteorologia de Mesoescala.

I. COPPE/UFRJ II. Título (série)

Aos verdadeiros exemplos de caráter e motivo de orgulho: Meus Pais. **EDSON CORRÊA COSTA** (*In Memoriam*) e **MARIA MABEL SANTOS COSTA**, pessoas que me transformaram no homem que eu sou hoje e que me estimulam a ser alguém melhor, em todos os aspectos. Sempre por vocês e para vocês,

DEDICO.

***“A morte do homem começa no instante em
que ele desiste de aprender”***

Albino Teixeira

***“Aprende que as circunstâncias e os
ambientes tem influência sobre nós, mas nós
somos responsáveis por nós mesmos”***

Autor desconhecido

***“Os navios estão a salvo nos portos, mas não
foram criados para ficar ancorados”***

Autor desconhecido

Resumo da Dissertação apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

AVALIAÇÃO DO DESEMPENHO DO MODELO DE MESOESCALA MM5 NA
SIMULAÇÃO DE EVENTOS DE PRECIPITAÇÃO EXTREMA NO ESTADO DE
ALAGOAS

Rodrigo Santos Costa

Maio / 2006

Orientadores: Luiz Landau

Isimar de Azevedo Santos

Programa: Engenharia Civil

Este trabalho aborda a problemática da previsão de tempo para o Nordeste brasileiro, em especial sua costa leste, onde está inserido o estado de Alagoas. A região justifica a implantação de modelos meteorológicos de previsão numérica em função de diversos fatores de ordem econômica e social, além das poucas avaliações em relação a esse tipo de modelagem de mesoescala no local. São simulados através do modelo meteorológico de mesoescala MM5 dois eventos de precipitação extrema ocorridos na cidade de Maceió, nos dias 18 de janeiro e 01 de junho de 2004, sendo sugeridas duas combinações distintas, em termos de quantidade e resolução das grades, além das correspondentes parametrizações físicas escolhidas. Os resultados mostram que o MM5 conseguiu captar os sinais da evolução dos sistemas associados, além de simular o posicionamento e a intensidade da precipitação ocorrida próximos do real. O ganho proporcionado pelo aumento da resolução espacial obtida com a inserção de mais uma grade na segunda combinação permitiu um melhor posicionamento das chuvas na região de estudo.

Abstract of Dissertation presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

PERFORMANCE EVALUATION OF THE MM5 MESOSCALE MODEL ON THE
SIMULATION OF EXTREME PRECIPITATION EVENTS IN THE STATE OF
ALAGOAS

Rodrigo Santos Costa

May / 2006

Advisors: Luiz Landau

Isimar de Azevedo Santos

Department: Civil Engineering

This work addresses the challenge of weather forecasting to Northeast of Brasil, focusing on its east coast, where the state of Alagoas is located. This region requires the implementation of meteorological numerical forecast model as a result of economical and social aspects. In addition, few evaluations have been conducted with this kind of mesoscale modeling for the study area. Two extreme precipitation with took place at Maceió on January, 18th 2004 and June, 1st 2004, are simulated with the *Penn State - NCAR Fifth Generation Mesoscale Model* (MM5). Two distinct combinations are suggested, with diferents grid nesting, grid resolutions and correspondent physical parametrizations. Results show that MM5 was able to identify the evolution of meteorological associated systems, and it adequately simulated the position and total rainfall. The improvement provided by increasing the special scale resolution,throught the insertion of another grid in the second combination allowed better estimates for the position of the rain at the study area.

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO	- 1 -
2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	- 4 -
2.1 – Aspectos climatológicos do nordeste do Brasil (NEB).....	- 4 -
2.2 – Sistemas meteorológicos causadores de chuva no NEB	- 6 -
2.2.1 – Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN)	- 6 -
2.2.2 – Sistema Frontal (SF).....	- 12 -
2.2.3 – Zona de Convergência InterTropical (ZCIT).....	- 16 -
2.2.4 – Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL)	- 23 -
2.2.5 – Linhas de Instabilidade (LI)	- 30 -
2.2.6 – Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM).....	- 37 -
2.3 – Caracterização e aspectos físicos da região de estudo.....	- 42 -
2.3.1 – Informações gerais.....	- 42 -
2.3.2 – Relevo, geomorfologia, vegetação e hidrografia.....	- 44 -
2.3.3 – Economia	- 46 -
3 – MATERIAIS E MÉTODOS.....	- 48 -
3.1 – O modelo de mesoescala MM5: descrição geral	- 48 -
3.2 – Reanálises, imagens de satélite, dados pluviométricos e dados iniciais do MM5..	- 51 -
3.3 – Combinações propostas para as simulações dos eventos	- 54 -
3.3.1 – Primeira combinação: C1-2G	- 57 -
3.3.2 – Segunda combinação: C2-3G	- 59 -
4 – CASOS DE ESTUDO: DESCRIÇÃO DOS EVENTOS E RESULTADOS DAS SIMULAÇÕES	- 62 -
4.1 – O evento de 18 de janeiro de 2004	- 63 -
4.1.1 – Descrição do caso: cenário sinótico	- 64 -
4.1.2 – Resultados das simulações com a combinação C1-2G.....	- 73 -
4.1.2.1 – Resultados da Grade 1	- 74 -

4.1.2.2 – Resultados da Grade 2	- 79 -
4.1.3 – Resultados das simulações com a combinação C2-3G.....	- 87 -
4.1.3.1 – Resultados das Grades 1 e 2	- 87 -
4.1.3.2 – Resultados da Grade 3	- 92 -
4.2 – O evento de 01 de junho de 2004	- 97 -
4.2.1 – Descrição do caso: cenário sinótico	- 99 -
4.2.2 – Resultados das simulações com a combinação C1-2G.....	- 108 -
4.2.2.1 – Resultados da Grade 1	- 108 -
4.2.2.2 – Resultados da Grade 2	- 115 -
4.2.3 – Simulações com a combinação C2-3G.....	- 122 -
4.2.3.1 – Resultados das Grades 1 e 2	- 122 -
4.2.3.2 – Resultados da Grade 3	- 126 -
4.3. Avaliação do custo computacional e dos resultados obtidos.....	- 132 -
5 – CONCLUSÕES.....	- 134 -
6 – SUGESTÕES PARA ESTUDOS FUTUROS	- 141 -
7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	- 142 -
ANEXO 1 - O MODELO METEOROLÓGICO DE MESOESCALA MM5.....	A - 1

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Distribuição em área dos regimes pluviométricos na região Nordeste do Brasil. Adaptado de Menezes (2003).....	- 6 -
Figura 2.2 – Formação de VCAN's na América do Sul. Fonte: Varejão-Silva (2001).....	- 8 -
Figura 2.3 – Formato de nebulosidade associada aos VCAN's. Fonte: Varejão-Silva (2001).	- 9 -
Figura 2.4 – Perfil vertical de um VCAN. Adaptado de Menezes (2003).	- 10 -
Figura 2.5 – Esquema de Sistema Frontal. Fonte: Varejão-Silva (2001).	- 12 -
Figura 2.6 – Representação esquemática de frente fria (a) e frente quente (b). Fonte: Varejão-Silva (2001).	- 14 -
Figura 2.7 – Situação sinótica onde o campo de deformação horizontal é dominante sobre o continente; linhas cheias são isóbaras, tracejadas são isotermas e as setas indicam o campo de fluxo de deslocamento do eixo de dilatação. Fonte: Satyamurty e Mattos (1989).....	- 15 -
Figura 2.8 – Esquema da circulação geral da atmosfera. Fonte: Pereira <i>et al</i> (2001).	- 17 -
Figura 2.9 – Relação entre temperatura da superfície do mar, posicionamento da ZCIT e anos secos e chuvosos no NEB. Adaptado de Nobre e Molion (1986).	- 18 -
Figura 2.10 – Regiões de ocorrência de Ondas de Leste (OL). Adaptado de Aula 11 (2005).	- 23 -
Figura 2.11 – Diagrama de Hovmöller da componente meridional do vento ($m s^{-1}$), na latitude de 0° , no nível de 850 hPa. Adaptado de Mota (1997).	- 29 -
Figura 2.12 – O (a) estágio cumulus, (b) estágio maduro, e o (c) estágio dissipativo de uma célula convectiva de vida curta. Adaptado de Weismam e Klemp (1986).	- 34 -
Figura 2.13 – Corte vertical em uma linha de instabilidade. Adaptado de Hane (1986). -	36 -
Figura 2.14 – Interação entre sistemas meteorológicos de diferentes escalas. Fonte: Silva Dias (1987).	- 41 -
Figura 2.15 – O estado de Alagoas e suas regiões ambientais (NMRH/AL, 2004).	- 43 -
Figura 2.16 – Relevo do estado de Alagoas. Adaptado de Miranda, 2005.	- 44 -
Figura 2.17 – Bacias petrolíferas no litoral brasileiro (Souza, 2005).	- 47 -
Figura 3.1 – Grades do modelo MM5. Fonte: Dudhia <i>et al</i> , 2003.	- 49 -

Figura 3.2 – Esquema de programas, formatos dos dados de entrada e itens adicionais do modelo MM5. Adaptado de Dudhia <i>et al</i> , 2003.	- 51 -
Figura 3.3 – Elevação do terreno para as grades propostas: grade 1, com 27 km (a); grade 2, com 9 km (b); grade 3, com 3 km (c).	- 57 -
Figura 3.4 – Aninhamento das grades da combinação C1-2G.	- 59 -
Figura 3.5 – Aninhamento das grades da combinação C2-3G.	- 61 -
Figura 4.1 – Precipitação acumulada mensal (em mm) para a cidade de Maceió, versus média climatológica (1961 - 1990) para o ano de 2004. Fonte: INMET.	- 62 -
Figura 4.2 – Desvio de precipitação (em mm) em relação à média climatológica (1961 - 1990) para o mês de janeiro de 2004. Fonte: INMET.	- 63 -
Figura 4.3 – (a) Corte da imagem de satélite GOES + Meteosat no canal infra-vermelho do dia 18/01/2004, às 18Z (Fonte: CPTEC/INPE) e (b) linhas de corrente em 200hPa e convergência de umidade em 850 hPa, para 18/01/2004, às 18Z.	- 65 -
Figura 4.4 – Campos compostos de linhas de corrente e intensidade do vento em 200 hPa, para os dias 16, 17, 18 e 19 de janeiro de 2004 às 00Z.	- 66 -
Figura 4.5 – Campos compostos de linhas de corrente e intensidade do vento em 200 hPa, para os dias 16, 17, 18 e 19 de janeiro de 2004 às 00Z.	- 67 -
Figura 4.6 Papel da convergência de umidade em baixos níveis na formação de uma nuvem convectiva. Adaptado de Lima, 2005.	- 68 -
Figura 4.7 – Diferença da temperatura potencial equivalente entre os níveis de 850 hPa e 925 hPa (a) e entre 700 hPa e 850 hPa (b), para o dia 18 de janeiro de 2004 às 12Z.	- 69 -
Figura 4.8 – Campos de omega em 850 hPa (a), 700 hPa (b) e 500 hPa (c), para o dia 18 de janeiro de 2004 às 12Z.	- 70 -
Figura 4.9 – Campos de linhas de corrente e convergência de umidade em 925 hPa (a, c) e 850 hPa (b, d), para o dia 18 de janeiro de 2004 às 6Z e 12Z.	- 71 -
Figura 4.10 – Imagens setorizadas do satélite GOES no canal infra-vermelho para os dias (a) 17/01/2004 1145Z, (b) 17/01/2004 2145Z, (c) 18/01/2004 0845Z, (d) 18/01/2004 1145Z, (e) 18/01/2004 1445Z, (f) 18/01/2004 1745Z. Fonte: CPTEC/INPE.	- 72 -
Figura 4.10 CONTINUAÇÃO – Imagens setorizadas do satélite GOES no canal infra-vermelho para os dias (a) 17/01/2004 1145Z, (b) 17/01/2004 2145Z, (c) 18/01/2004 0845Z, (d) 18/01/2004 1145Z, (e) 18/01/2004 1445Z, (f) 18/01/2004 1745Z. Fonte: CPTEC/INPE.	- 73 -

Figura 4.11 – Campos compostos de linhas de corrente e vento em 925 hPa e 250 hPa, oriundos de reanálises do NCEP (a, c) e simulados pela Grade 1 da C1-2G (b, d) para o dia 18/01/04, 00Z.	- 74 -
Figura 4.12 – (a) Corte da imagem de satélite GOES 12 no canal infra-vermelho do dia 18/01/2004, às 0109Z (Fonte: CPTEC/INPE) e (b) campos de nebulosidade baixa, simulados pela Grade 1 da C1-2G, para 18/01/2004, às 00Z.	- 75 -
Figura 4.13 – Diferença da temperatura potencial entre os níveis de 850 hPa e 925 hPa (a, c), e entre 700 hPa e 850 hPa (b, d), para os horários de 12Z e 18Z, do dia 18 de janeiro de 2004, simulada pela Grade 1 da C1-2G.	- 76 -
Figura 4.14 – Precipitação de microfísica (a), convectiva (b), total (c), acumulada em 24 horas (em mm), simulada pela Grade 1 da C1-2G e observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas (d), para o dia 18/01/04.	- 78 -
Figura 4.15 – Diferença da temperatura potencial entre os níveis de 850 hPa e 925 hPa (a), e entre 700 hPa e 850 hPa (b), para o horário de 12Z do dia 18/01/04, simulada pela Grade 2 da C1-2G.	- 80 -
Figura 4.16 – Campos compostos de linhas de corrente e convergência de umidade nos níveis de 925 hPa (a, c) e 850 hPa (b, d), para os horários de 12Z e 18Z do dia 18/01/04, simulados pela Grade 2 da C1-2G.	- 81 -
Figura 4.17 – Precipitação de microfísica (a), convectiva (b), total (c), acumulada em 24 horas (em mm), simulada pela Grade 2 da C1-2G e observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas (d), para o dia 18/01/04.	- 82 -
Figura 4.18 – Precipitação total acumulada simulada pelas Grades 1 (a) e 2 (b) da configuração C1-2G, para o dia 18/01/04, num corte sobre o estado de Alagoas.	- 83 -
Figura 4.19 – Curvas de precipitação acumulada (em mm) simuladas pela Grade 1 (curva amarela) e pela Grade 2 (curva verde) da combinação C1-2G, no posto pluviométrico da Usina Cachoeira (Maceió), em conjunto com as informações do METAR do Aeroporto Zumbi dos Palmares (pontos vermelhos), para o dia 18/01/06.	- 84 -
Figura 4.20 – Índice CK simulado pela Grade 2 da C1-2G, para 14Z (a), 15Z (b) e 16Z (c) do dia 18/01/04 e precipitação observada em 24 h (mm) pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas para este mesmo dia.	- 86 -
Figura 4.21 – Comparação entre os valores simulados para a diferença da temperatura potencial entre os níveis de 850 hPa e 925 hPa para o horário de 12Z do dia 18/01/04, pelas Grades 1 (a, b) e 2 (c, d) das combinações C1-2G e C2-3G.	- 89 -
Figura 4.22 – Precipitação de microfísica (a), convectiva (b), total (c), acumulada em 24 horas (em mm), simulada pela Grade 1 da C2-3G e observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas (d), para o dia 18/01/04.	- 90 -

- Figura 4.23 – Precipitação de microfísica (a), convectiva (b), total (c), acumulada em 24 horas (em mm), simulada pela Grade 2 da C2-3G e observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas (d), para o dia 18/01/04. - 91 -
- Figura 4.24 – Diferença da temperatura potencial entre os níveis de 850 hPa e 925 hPa (a, c), e entre 700 hPa e 850 hPa (b, d), nos horários de 12Z e 18Z do dia 18/01/04, oriunda da Grade 3 da C2-3G. - 93 -
- Figura 4.25 – Índice CK simulado pela Grade 3 da C2-3G, para 14Z (a), 15Z (b) e 16Z (c) do dia 18/01/04 e precipitação observada em 24 h (mm) pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas para este mesmo dia. - 94 -
- Figura 4.26 – Precipitação de microfísica (a), convectiva (b), total (c), acumulada em 24 horas (em mm), simulada pela Grade 3 da C2-3G e observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas (d), para o dia 18/01/04. - 95 -
- Figura 4.27 – Curvas de precipitação acumulada (em mm) simuladas pela Grade 1 (curva amarela), Grade 2 (curva verde) e Grade 3 (curva preta) da combinação C2-3G, no posto pluviométrico da Usina Cachoeira (Maceió), em conjunto com as informações do METAR do Aeroporto Zumbi dos Palmares (pontos vermelhos), para o dia 18/01/06. - 96 -
- Figura 4.28 – Desvio de precipitação (em mm) em relação à média climatológica (1961 - 1990) para o mês de junho de 2004. Fonte: INMET. - 98 -
- Figura 4.29 – Precipitação acumulada diária no posto pluviométrico da Usina Cachoeira, em Maceió, entre os meses de maio e junho de 2004. - 99 -
- Figura 4.30 – (a) Corte da imagem de satélite GOES + Meteosat no canal infra-vermelho do dia 01/06/2004, às 12Z (Fonte: CPTEC/INPE) e (b) linhas de corrente e intensidade do vento em 1000 hPa, para 01/06/2004, às 12Z. - 100 -
- Figura 4.31 – Campos compostos de linhas de corrente e intensidade do vento em 1000 hPa e 850 hPa, para os dias 31 de maio (a, b) e 01 de junho (c, d) de 2004 às 06Z. - 101 -
- Figura 4.32 – Campos compostos de linhas de corrente e intensidade do vento em 250 hPa, para os dias 31 de maio (a) e 01 de junho (b) de 2004 às 06Z. - 102 -
- Figura 4.33 – Campos de diferença de temperatura potencial equivalente (θ_e) entre os níveis de 850 hPa e 925 hPa (a) e 700 hPa e 850 hPa (b), para o dia 31 de maio de 2004 às 06Z. - 103 -
- Figura 4.34 – Campos de omega em 850 hPa (a), 700 hPa (b) e 500 hPa (c), para o dia 31 de maio de 2004 às 18Z. - 104 -
- Figura 4.35 – Campos de linhas de corrente e convergência de umidade em 1000 hPa (a, c) e 850 hPa (b, d), para o dia 31 de maio de 2004 às 6Z e 18Z. - 105 -

Figura 4.36 – Seqüências temporais da componente meridional do vento (Diagrama de Hovmoller) em 850 hPa, com cortes verticais leste-oeste, com latitude fixa em 0°..... - 106 -

Figura 4.37 – Imagens setorizadas do satélite GOES no canal infra-vermelho para os dias 31/05/2004 12Z (a), 31/05/2004 18Z (b), 01/06/2004 0Z (c), 01/06/2004 06Z (d), 01/06/2004 12Z (e), 01/06/2004 15Z (f). Fonte: CPTEC/INPE..... - 107 -

Figura 4.37 CONTINUAÇÃO – Imagens setorizadas do satélite GOES no canal infra-vermelho para os dias 31/05/2004 12Z (a), 31/05/2004 18Z (b), 01/06/2004 0Z (c), 01/06/2004 06Z (d), 01/06/2004 12Z (e), 01/06/2004 15Z (f). Fonte: CPTEC/INPE. . - 108 -

Figura 4.38 – Campos compostos de linhas de corrente e vento em 850 hPa e 250 hPa, oriundos de reanálises do NCEP (a, c) e simulados pela Grade 1 da C1-2G (b, d) para o dia 31/05/04, 18Z. - 109 -

Figura 4.39 – (a) Corte da imagem de satélite GOES 12 no canal infra-vermelho do dia 01/06/2004, às 15Z (Fonte: CPTEC/INPE) e (b) campos de nebulosidade baixa, simulados pela Grade 1 da C1-2G, para 18/01/2004, às 00Z. - 110 -

Figura 4.40 – Diferença da temperatura potencial entre os níveis de 850 hPa - 925 hPa (a, c), e entre 700 hPa - 850 hPa (b, d), para os horários de 18Z do dia 31 de maio de 2004 e 00Z do dia 1 de junho de 2004, simulada pela Grade 1 da C1-2G..... - 111 -

Figura 4.41 – Precipitação de microfísica (a), convectiva (b), total (c), acumulada em 24 horas (em mm), simulada pela Grade 1 da C1-2G e observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas (d), para o dia 18/01/04. - 112 -

Figura 4.42 – Seqüências temporais da componente meridional do vento (Diagrama de Hovmoller) em 850 hPa, com cortes verticais leste-oeste e latitude fixa em 4,9 ° S, simuladas pela Grade 1 da combinação C1-2G..... - 114 -

Figura 4.43 – Diferença da temperatura potencial entre os níveis de 850 hPa e 925 hPa (a), e entre 700 hPa e 850 hPa (b), para o horário de 00Z do dia 01/06/04, simulada pela Grade 2 da C1-2G. - 115 -

Figura 4.44 – Campos compostos de linhas de corrente e convergência de umidade nos níveis de 925 hPa (a, c) e 850 hPa (b, d), para os horários de 00Z e 06Z do dia 01/06/04, simulados pela Grade 2 da C1-2G..... - 116 -

Figura 4.45 – Precipitação de microfísica (a), convectiva (b), total (c), acumulada em 24 horas (em mm), simulada pela Grade 2 da C1-2G e observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas (d), para o dia 01/06/04. - 117 -

Figura 4.46 – Precipitação total (a) simulada pela Grade 2 da C1-2G e (b) observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas, acumulada em 48 horas (em mm), para o dia 01/06/04..... - 118 -

- Figura 4.47 – Curvas de precipitação acumulada (em mm) simuladas pela Grade 1 (curva amarela), Grade 2 (curva verde) da combinação C1-2G, no posto pluviométrico da Usina Cachoeira (Maceió), em conjunto com as informações do METAR do Aeroporto Zumbi dos Palmares (pontos vermelhos), para os dias 31 de maio e 01 de junho de 2004. - 119 -
- Figura 4.48 – Índice CK simulado para 06Z (a), 07Z (b) e 08Z (c) do dia 01/06/04 e precipitação acumulada simulada em 3 h (mm) para às 9Z pela Grade 2 da C1-2G. ... - 121 -
- Figura 4.49 – Comparação entre os valores simulados para a diferença da temperatura potencial entre os níveis de 700 hPa - 850 hPa, para o horário de 00Z do dia 01/06/04, pelas Grades 1 (a, b) e 2 (c, d) das combinações C1-2G e C2-3G. - 123 -
- Figura 4.50 – Precipitação de microfísica (a), convectiva (b), total (c), acumulada em 24 horas (em mm), simulada pela Grade 1 da C2-3G e observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas (d), para o dia 01/06/04. - 124 -
- Figura 4.51 – Precipitação de microfísica (a), convectiva (b), total (c), acumulada em 24 horas (em mm), simulada pela Grade 2 da C2-3G e observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas (d), para o dia 01/06/04. - 125 -
- Figura 4.52 – Diferença da temperatura potencial entre os níveis de 850 hPa e 925 hPa (a), e entre 700 hPa e 850 hPa (b), no horário de 00Z do dia 01/06/04, oriunda da Grade 3 da C2-3G. - 127 -
- Figura 4.53 – Índice CK simulado pela Grade 3 da C2-3G, para 09ZZ (a), 10Z (b) e 11Z (c) do dia 01/06/04 e precipitação simulada em 3 h (mm) para as 12Z deste mesmo dia. . - 128 -
- Figura 4.54 – Precipitação de microfísica (a), convectiva (b), total (c), acumulada em 24 horas (em mm), simulada pela Grade 3 da C2-3G e observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas (d), para o dia 01/06/04. - 129 -
- Figura 4.55 – Precipitação total (a) simulada pela Grade 3 da C2-3G e observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas (b), acumulada em 48 horas (em mm), para o dia 01/06/04. - 130 -
- Figura 4.56 – Curvas de precipitação acumulada simuladas pela Grade 1 (curva amarela), Grade 2 (curva verde) e Grade 3 (curva preta) da combinação C2-3G, no posto pluviométrico da Usina Cachoeira (Maceió) (a) e núcleo de precipitação extrema (9,77° S; 36,05° W) (b), em conjunto com as informações do METAR do Aeroporto Zumbi dos Palmares (pontos vermelhos), para os dias 31 de maio e 01 de junho de 2004. - 131 -

1 – INTRODUÇÃO

A necessidade de se conhecer o tempo e o clima de uma determinada região é cada vez mais reconhecida nos mais diversos setores da economia. A busca por uma melhor qualidade e precisão dessas informações têm sido a grande impulsionadora do desenvolvimento da Meteorologia no Brasil. Instituições públicas e privadas passaram a perceber a importância dessa ciência como um todo e, a partir desse referencial destinar mais recursos para pesquisa, formação e capacitação de profissionais.

Aliado a esse contexto, o grande esforço dos centros de pesquisa no desenvolvimento e calibração de modelos meteorológicos, o desenvolvimento da aquisição e assimilação dos dados de entrada, bem como o advento da informática e conseqüente barateamento do custo computacional fizeram com que o percentual de acerto das previsões aumentasse significativamente em poucos anos, o que também ajudou a aumentar a credibilidade e despertou a cultura da necessidade da informação meteorológica na população brasileira.

Essa informação, como dito anteriormente, tem uso público e privado. A previsão meteorológica é importante na agricultura, na piscicultura, no turismo, na exploração de recursos minerais e naturais, para a própria defesa civil no planejamento de ações preventivas ou emergenciais, entre muitas outras áreas. Atualmente, várias ferramentas de modelagem atmosférica são utilizadas com o propósito de pesquisa e obtenção de prognósticos meteorológicos, dentre os quais podemos citar o *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS), o ETA, o *Fifth-Generation NCAR / Penn State Mesoscale Model* (MM5), entre muitos outros.

Para que os modelos numéricos possam fornecer previsões de tempo com qualidade é necessário que sejam realizados testes e ajustes, isto é, sejam feitas simulações de casos a fim de verificar se o modelo foi ou não capaz de captar sinais ou indicativos de determinado evento (LIMA, 2004). Torna-se importante avaliar como os modelos meteorológicos reagem à escolha de determinadas parametrizações dos processos físicos, tamanho e posicionamento das suas grades, e assim comparando quais seriam as simulações que obteriam melhores resultados; essas avaliações são conhecidas como testes de sensibilidade, sendo feitas através de estudos de caso para uma determinada região, comparando os resultados das simulações com o “evento real”.

O objetivo desta dissertação é o de comparar os resultados obtidos através de combinações de grades e escolhas de parametrizações dos processos físicos disponíveis no modelo meteorológico de mesoescala MM5, em dois casos de eventos extremos ocorridos no estado de Alagoas; esses eventos ocorreram nos dias 18 de janeiro e 01 de julho de 2004. Além disso, pretende-se avaliar preliminarmente quais são as melhores escolhas em função do compromisso existente entre o custo computacional e tempo de processamento para sua operacionalização.

O Capítulo 2 abordará a caracterização da região de estudo e uma revisão dos sistemas produtores de chuva que atingem a região nordeste do Brasil (NEB), em especial sua costa leste, principal região de interesse.

O Capítulo 3 buscará apresentar os materiais e métodos escolhidos, fazendo uma breve descrição do modelo de mesoescala MM5. Apresentará também as combinações definidas para as simulações.

O Capítulo 4 trará uma descrição do cenário sinótico nos dias que antecederam e nos dias de ocorrência dos eventos, buscando indicar mecanismos associados às precipitações extremas, juntamente com os resultados das simulações através das combinações propostas. Apresenta também um breve comparativo entre o custo computacional e as combinações utilizadas nas simulações dos eventos.

Nos Capítulos 5 e 6, serão apresentadas as conclusões e as sugestões para estudos futuros na região com o modelo, respectivamente.

2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 – Aspectos climatológicos do nordeste do Brasil (NEB)

Climatologicamente, o NEB é uma região conhecida pela sua alta variabilidade temporal e espacial da precipitação. A costa leste do NEB é a mais atípica em relação ao interior da região, com uma grande variação na distribuição espacial e temporal das chuvas (Menezes, 2003).

O seu posicionamento a submete à influência de diversos fenômenos meteorológicos. Existem muitas teorias sobre a semi-aridez da região, dentre elas a influência da proximidade da região Amazônica (Nobre e Molion, 1988), que devido aos movimentos convectivos intensos geraram uma forte inversão psicotérmica. Dependendo da proximidade do centro de subsidência com o NEB, podem-se ter os períodos mais secos nessa região, influenciando na variabilidade interanual. Ou seja, está intimamente relacionada com as mudanças das configurações na circulação atmosférica de grande escala e com a interação com os oceanos Pacífico e Atlântico (Menezes, 2003). Já a variabilidade intra-sazonal da região tem relação com oscilações de 30 – 60 dias, vórtices ciclônicos de altos níveis (VCAN), sistemas frontais (SF), distúrbios ondulatórios de leste (OL) e brisas (Anjos *et al.*, 1994). Graças a todas essas influências, pode-se identificar basicamente três regimes quanto à distribuição espacial da precipitação.

A região norte do NEB, que abrange o estado do Ceará, parte do Rio Grande do Norte, Piauí, Maranhão, oeste da Paraíba e Pernambuco, possui índices pluviométricos entre 400 mm/ano no interior e até 2000 mm/ano no litoral, com o quadrimestre mais

chuvoso entre fevereiro e maio. Os principais mecanismos responsáveis seriam a zona de convergência intertropical (ZCIT), a convergência de umidade proveniente de brisas e de perturbações ondulatórias dos alísios (POA's) e da convecção local (Molion e Bernardo, 2002).

No sul do NEB, onde está inserido parte do estado da Bahia, norte de Minas Gerais, noroeste do Espírito Santo, extremo sudoeste de Pernambuco e sul do Maranhão e Piauí, os índices pluviométricos variam entre 600 mm/ano no interior e até mais de 3000 mm/ano no litoral, sendo o quadrimestre mais chuvoso o de dezembro, janeiro, fevereiro e março (Molion e Bernardo, 2002). Tem como mecanismos principais sistemas frontais semi-estacionários, sistemas pré-frontais, convecção local e brisas de mar e terra no litoral.

Já a faixa costeira, região leste do NEB, vai do Rio Grande do Norte até o sul da Bahia, apresenta um clima quente e úmido com totais pluviométricos similares aos da região sul do NEB, mas com quadrimestre chuvoso compreendido entre abril e julho. Existem vários estudos publicados com explicações para os totais desses períodos, que associam aumento de atividade de circulação de brisa e máxima convergência dos alísios com brisas terrestres (Kousky, 1979), distúrbios ondulatórios de leste (Ferreira *et al*, 1990), deslocamento de uma zona de convergência observada sobre a costa leste do Nordeste (Molion e Bernardo, 2000), entre outros.

Essas divisões quanto aos regimes de precipitação da região nordeste e suas áreas podem ser observadas na Figura 2.1.

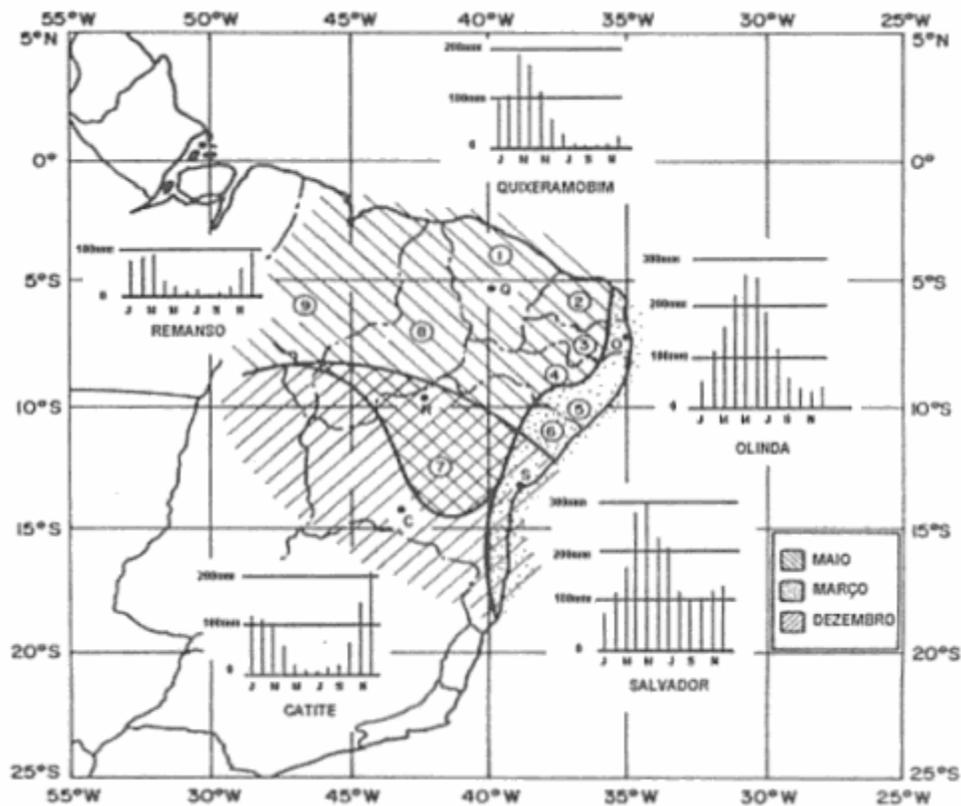


Figura 2.1 – Distribuição em área dos regimes pluviométricos na região Nordeste do Brasil. Adaptado de Menezes (2003).

Sobre o Nordeste Brasileiro (NEB), observa-se a formação de sistemas meteorológicos de mesoescala, tais como, linhas de instabilidade, CCM ou Cb isolados, associados à ocorrência de pancadas de chuva isolada.

2.2 – Sistemas meteorológicos causadores de chuva no NEB

2.2.1 – Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN)

Os vórtices ciclônicos em altos níveis (VCAN) são sistemas fechados de circulação ciclônica, de escala sinótica, que se formam na atmosfera desde 200 hPa até 500

hPa (Kousky e Gan, 1981), sendo conhecidos também como baixas frias, já que apresentam um centro bem mais frio que a periferia. Possuem um tempo de vida bastante variável, que pode ser de algumas semanas até mesmo algumas horas. São classificados em vórtices do tipo Palmén, quando originados em latitudes subtropicais, e Palmer, quando oriundos de latitudes tropicais. O primeiro é observado em qualquer época do ano, inclusive durante o inverno, enquanto o segundo se forma durante o outono, primavera e no verão, quando é mais frequente (Lourenço e Gan, 1996).

Os vórtices ciclônicos podem ser classificados também como úmidos ou secos, dependendo da quantidade de nebulosidade associada (Lourenço e Gan, 1996). Os vórtices úmidos estão associados a muita nebulosidade, atingindo níveis mais baixos da atmosfera. Já os vórtices secos, estão confinados na média e alta troposfera, possuindo pouca nebulosidade, além de movimento descendente e seco no seu centro.

O processo de formação de VCAN's do tipo Palmén parte de um cavado frio em altos níveis de latitudes médias, que se estiver meridionalmente inclinado o suficiente, ao penetrar nos subtropicais gera uma velocidade zonal inferior ao resto do mesmo em baixas latitudes. Assim, ele acaba por desprender-se, formando uma circulação ciclônica fechada. Segundo Simpson (1952), esse tipo de VCAN está associado a tempestades do tipo "Kona" no Pacífico Leste.

No caso dos vórtices do tipo Palmer, em especial na região nordeste do Brasil, formam-se graças à intensificação da crista da alta da Bolívia, juntamente com a intensificação do cavado abaixo, sobre o Oceano Atlântico (Kousky e Gan 1981, citado por Lourenço e Gan, 1996).

O processo é explicado pela conservação da vorticidade absoluta, já que, por exemplo, quando na entrada de uma frente fria nos sub-trópicos, ocorre advecção de ar quente no seu lado leste em baixos níveis, o que pode amplificar a crista em níveis superiores e conseqüentemente, o cavado pré-existente. Esse processo de formação pode ser observado na Figura 2.2.

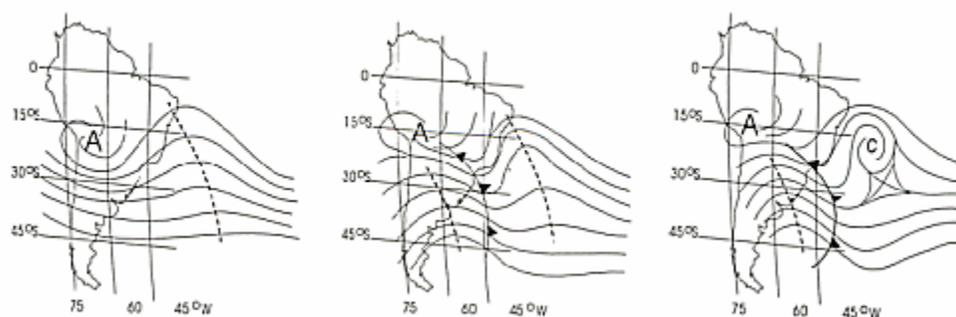


Figura 2.2 – Formação de VCAN's na América do Sul. Fonte: Varejão-Silva (2001).

Outro fator importante, e este relacionado à época do ano, é o maior aquecimento do continente no verão, o que também intensificaria o desenvolvimento desse anticiclone (alta da Bolívia) sobre a América do Sul tropical e de um cavado, em altos níveis, sobre o Oceano Atlântico, próximo ao NEB. Além desses fatores, o escoamento em altos níveis também se encontra meridional, de sul a norte sobre o Brasil, a leste do meridiano de 50° W (Calbete *et al*, 1996). Pode-se observar, junto da nebulosidade na região de baixa pressão extratropical e do sistema frontal, uma configuração em forma de “S” (Figura 2.3).

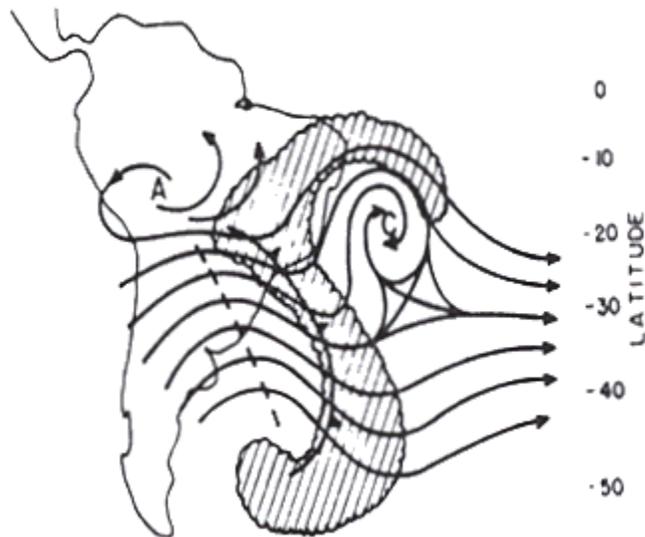


Figura 2.3 – Formato de nebulosidade associada aos VCAN's. Fonte: Varejão-Silva (2001).

Nebulosidade e instabilidade estão associadas aos setores leste e nordeste do vórtice, que possui uma trajetória bastante irregular. Eles deslocam-se do oceano para o continente e vice-versa; porém, existe uma tendência para ser anticiclônica, iniciando o círculo sobre o oceano Atlântico Sul nas latitudes subtropicais. A maior parte deles se mantém confinada em altos níveis, já que cerca de 60% deles sequer alcança o nível dos 700 hPa e apenas 10 % deles consegue chegar à superfície, segundo Frank (1966). Os ventos são fracos nos níveis baixos e médios, aumentando com a diminuição da pressão e obtendo máximos valores em torno de 200 hPa (Calbete *et al*, 1996).

A Figura 2.4 mostra o perfil vertical de um VCAN, e o seu mecanismo de manutenção. Com um movimento descendente de ar frio e seco no seu centro e ascendente de ar quente e úmido na sua periferia, tem uma circulação direta, o que gera transformação de energia potencial em energia cinética (Calbete *et al*, 1996).

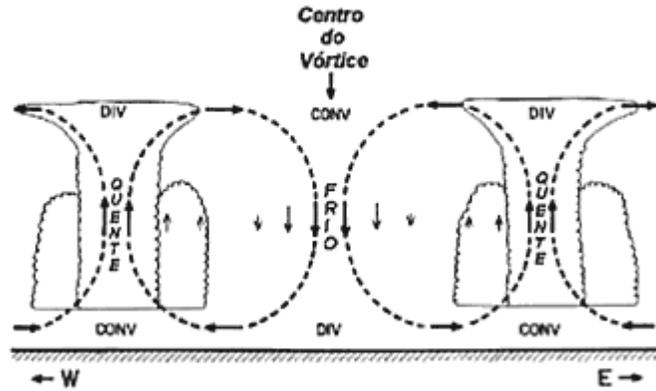


Figura 2.4 – Perfil vertical de um VCAN. Adaptado de Menezes (2003).

O VCAN então intensifica-se com essa circulação direta, devido a liberação de calor latente ao longo da periferia (Gan, 1982). Quando os VCAN's chegam aos continentes, a liberação de calor sensível devido ao aquecimento da superfície e o calor latente liberado pelas nuvens Cb desintensificam os mesmos, graças à destruição de energia cinética. Quando no oceano, não há esse tipo de dissipação, mas podem ser absorvidos por cavados superiores, que se deslocam de latitudes mais altas (Simpson, 1952 citado por Gan, 1982).

Menezes (2003) classificou em quatro os principais modelos de gênese dos VCAN's: o modelo I, proposto por Kousky e Gan (1981); o modelo II, proposto por Ramírez *et al.* (1998); e modelos III e IV, propostos por Paixão e Gandu (2000).

No modelo I, conforme já foi dito, os autores sugerem que a formação do vórtice está associada à alta da Bolívia e um cavado sobre o Oceano Atlântico Sul, que está localizada à jusante das frentes que penetram nessa região, afirmando que estaria relacionada com a propagação de energia de onda no sentido SW-NE.

No modelo II, os autores afirmam que o surgimento do VCAN é consequência de um sistema de circulação anticiclônica sobre o Atlântico tropical sul, a alta subtropical do atlântico sul (ASAS) associada à zona de convergência do atlântico sul (ZCAS) intensa. A intensificação e amplificação da ASAS em seu setor sudeste origina o vórtice.

O modelo III é caracterizado pela formação do VCAN devido à intensificação da convecção na África, o que faz surgir um par de anticiclones em altos níveis. Eles aparentemente induzem um aprofundamento do cavado a oeste dos mesmos, onde os VCAN's são formados a sudoeste da bifurcação inter-hemisférica (BI).

Já no modelo IV, a formação ocorre em função do desacoplamento em altos níveis de um cavado vindo da região sudoeste do Saara. Nesse caso, o VCAN é localizado próximo a linha do Equador ainda acoplado ao escoamento da África. Através das análises, são percebidas as presenças de cinco grandes sistemas atuando na área de interesse (América do Sul, Atlântico e África), sendo um par de anticiclones sobre a América do Sul, outro par sobre o continente africano e o VCAN sobre o Oceano Atlântico Equatorial.

De um modo geral, a presença de VCAN's está associada a alterações no tempo, principalmente nas regiões nordeste, sul e sudeste do Brasil. Responsáveis por chuvas e ventos fortes, além de geadas em alguns casos, os vórtices também podem impedir o deslocamento dos sistemas frontais para o litoral do nordeste, contribuindo para a permanência dos mesmos sobre a região Sudeste, onde causam precipitações persistentes (ZCAS).

2.2.2 – Sistema Frontal (SF)

As zonas frontais são regiões caracterizadas pelo encontro de duas massas de ar com características termodinâmicas diferentes (Fedorova, 1999). Quando essas duas massas de ar de densidades diferentes tornam-se vizinhas, tendem a manter-se individualizadas, como fluidos não-miscíveis, o que conservaria as suas características. Há então, uma região que funcionaria como uma camada de transição com alguns quilômetros de espessura, onde se verifica mistura de ar das duas massas presentes. Essa região é conhecida como superfície frontal (Varejão-Silva, 2001). Uma representação esquemática, envolvendo sistemas e superfícies frontais pode ser observada na Figura 2.5.

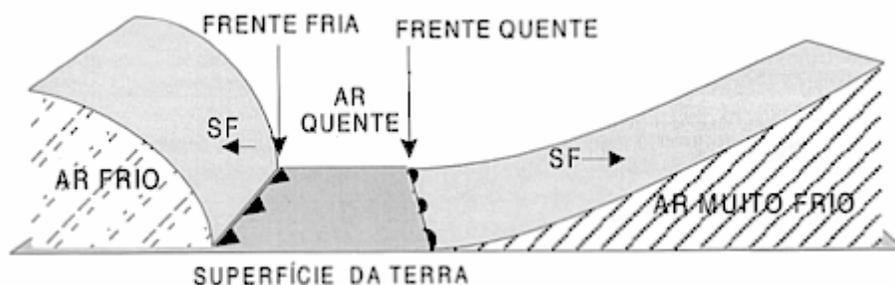


Figura 2.5 – Esquema de Sistema Frontal. Fonte: Varejão-Silva (2001).

Ainda segundo Varejão-Silva (2001), quando se compara a superfície frontal com outra superfície de referência, constitui-se uma faixa chamada de frente. Em modelagem, trata-se a superfície frontal como superfície no sentido puramente geométrico, e a frente como uma linha.

As frentes podem ser classificadas de acordo com a sua estrutura e quanto a sua região de origem. De acordo com a estrutura, são chamadas de frente principal, frente secundária e frente no ar superior ou alta; quanto à região de origem, classificadas em

frente ártica, frente subtropical e frente tropical (Fedorova, 1999). Como não se tratam de regiões homogêneas, existe a troca do ar quente pelo ar frio e vice-versa; mas quando na sua passagem, há substituição do ar quente que ali existia por ar frio, é dita como frente fria (Figura 2.6.a). Assim, a massa pré-frontal é quente e a pós-frontal, fria. De forma análoga, se depois da passagem da frente o ar frio for substituído pelo ar quente, temos uma frente quente (Figura 2.6.b). A superfície frontal quente estende-se, na mesma direção do deslocamento da massa de ar quente, situando-se acima do ar frio pré-frontal (Varejão-Silva, 2001).

Existe ainda o fenômeno da oclusão ou frente oclusa, que acontece quando frentes quentes e frias se alternam sucessivamente, formando chuvas leves e contínuas por vários dias no mesmo local. Segundo Fedorova (1999), nesse caso, atuam três massas de ar, com a mais quente estando entre duas massas de ar mais frio, podendo a frente oclusa ser quente ou fria.

O deslocamento dos sistemas frontais está relacionado com escoamento ondulatório de grande escala, e a sua intensificação ou dissipação acontece em função das características atmosféricas sobre o continente (Lemos e Calbete, 2005).

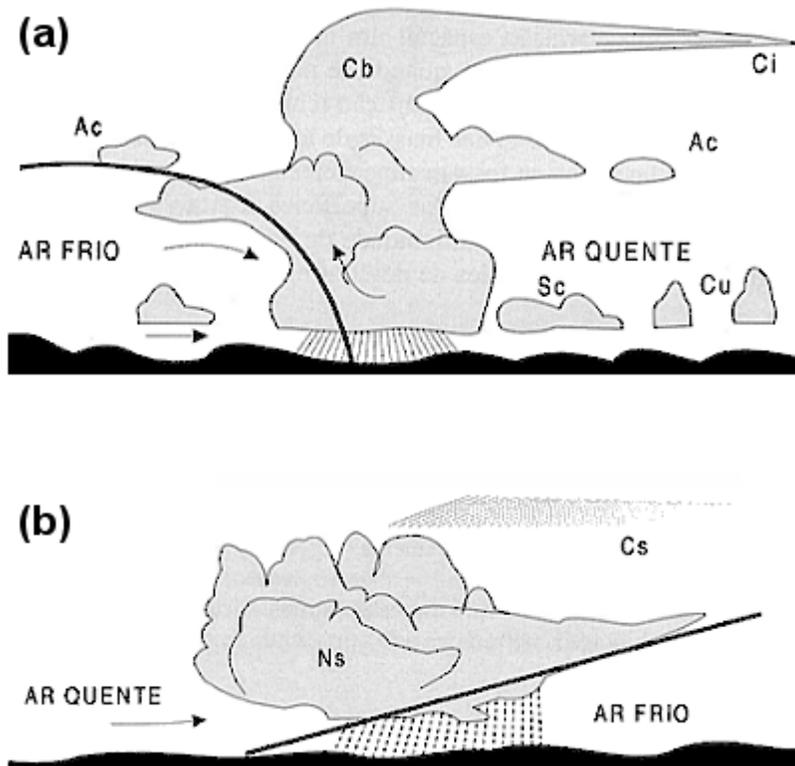


Figura 2.6 – Representação esquemática de frente fria (a) e frente quente (b). Fonte: Varejão-Silva (2001).

Algumas regiões do Brasil, como as regiões Sul e Sudeste são regiões frontogênicas, ou seja, as frentes podem se intensificar ou podem se formar (Satyamurty e Mattos, 1989). Associados à frontogênese estão o campo de deformação, o cisalhamento horizontal, o campo de dilatação vertical e os movimentos verticais diferenciados (Figura 2.7). Em efeito contrário, associa-se a liberação de calor latente, o atrito com a superfície, a turbulência / mistura e a radiação solar.

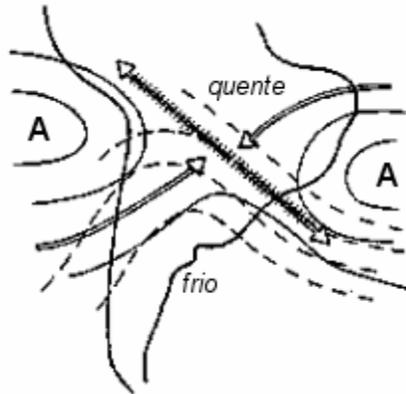


Figura 2.7 – Situação sinótica onde o campo de deformação horizontal é dominante sobre o continente; linhas cheias são isóbaras, tracejadas são isotermas e as setas indicam o campo de fluxo de deslocamento do eixo de dilatação. Fonte: Satyamurty e Mattos (1989).

Durante o regime de verão, as frentes frias, ao ingressarem no sul do país, também podem associar-se a um sistema de baixa pressão em superfície sobre o Paraguai, conhecido como Baixa do Chaco e intensificar-se. Frequentemente ficam semi-estacionadas no litoral da região Sudeste, devido à presença de vórtices ciclônicos em altos níveis no NEB. A permanência dos sistemas frontais sobre esta região organiza a convecção tropical nas regiões Central e Norte do Brasil e caracteriza a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Lemos e Calbete, 2005).

Segundo Tarakanov (1982), as frentes frias das latitudes mais altas penetram, às vezes, na alta pressão subtropical. Frequentemente, elas ocorrem quando um dos lados da alta pressão desenvolve-se mais que o anticiclone traseiro, situado mais longe a leste. O ar polar que subside ao penetrar na alta subtropical e alcança baixos níveis obtém calor sensível da superfície de tal maneira que a frente produzida é mais fraca, e assim chamada de natureza residual. Contudo, uma grande massa de ar polar pode penetrar mais longe,

exportando as características de uma frente fria de médias latitudes para a região equatorial. Esses fenômenos são característicos no hemisfério de inverno (Tarakanov, 1982).

As frentes têm um papel importante para o aumento da precipitação em todas as regiões do Brasil. A maior parte dos sistemas só afeta diretamente as regiões sul, sudeste e o sul da região NEB; porém, segundo Kousky (1979), a baixa pressão associada às frentes favorece um maior deslocamento da Zona de Convergência InterTropical (ZCIT) no sentido sul, o que afeta as regiões norte e o norte da região NEB.

2.2.3 – Zona de Convergência InterTropical (ZCIT)

A faixa de encontro dos alísios de nordeste (vindos do hemisfério norte) com os alísios de sudeste (procedentes do hemisfério sul) é conhecida como Zona de Convergência InterTropical (ZCIT), tendo a sua posição coincidindo aproximadamente com a do Equador térmico. Ou seja, está relacionada com a circulação geral da atmosfera, que pode ser observada na Figura 2.8.

É caracterizada por acentuada instabilidade atmosférica, o que favorece o desenvolvimento de intensas correntes ascendentes e assim formação de grandes nuvens convectivas, geradoras de precipitação abundante (Varejão-Silva, 2001).

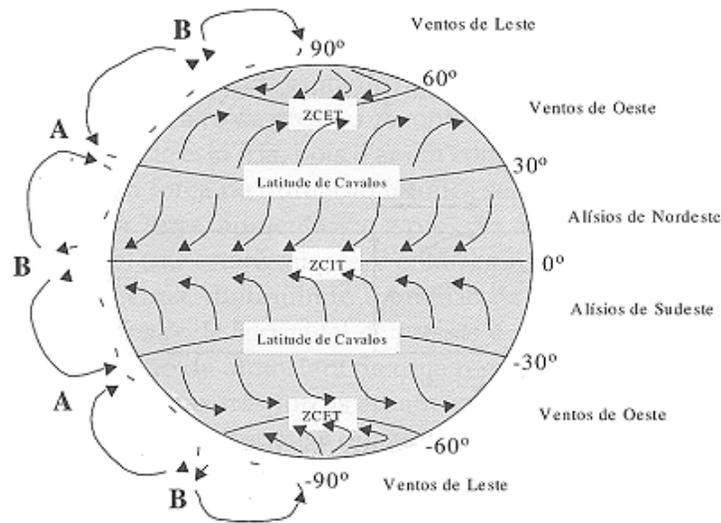


Figura 2.8 – Esquema da circulação geral da atmosfera. Fonte: Pereira *et al* (2001).

A ZCIT, apesar de já ser estudada há muito tempo, continua sendo foco de muitos estudos, recebendo diversos nomes, como, por exemplo, confluência dos alísios, zona de convergência equatorial, cavado monçônico, entre outros. A escola norueguesa de meteorologia inseriu o conceito de frente intertropical, uma analogia às frentes de médias latitudes, idéia que logo foi derrubada, pois as massas de ar de ambos os lados têm características bastante semelhantes.

A posição sazonal do Sol governa o movimento dos centros das atividades atmosféricas. O cavado equatorial muda a sua posição latitudinal, tendendo a deslocar-se no sentido do hemisfério de verão, migrando em até 20° no continente (Tarakanov, 1982). Ferreira (1996) confirmou essa tendência de deslocamento através de valores da distribuição de radiação de onda longa emitida, inferindo então a dependência da ZCIT por superfícies aquecidas. Essa variação é bastante diferente para as várias longitudes e de um modo geral, no Atlântico e no Pacífico leste, a ZCIT situa-se no Equador ou um pouco para o norte, com uma faixa muito estreita de variação do seu posicionamento. Hastenrath e

Heller (1977), Hastenrath (1984) e Moura e Shukla (1981), citados por Nobre e Melo (1996), afirmam que a posição e a intensidade da ZCIT sobre o Oceano Atlântico estão associadas a variações nos padrões da temperatura da superfície do mar (TSM), sobre os oceanos e que isso modula, por exemplo, a pluviometria sobre o norte do Nordeste (Figura 2.9).

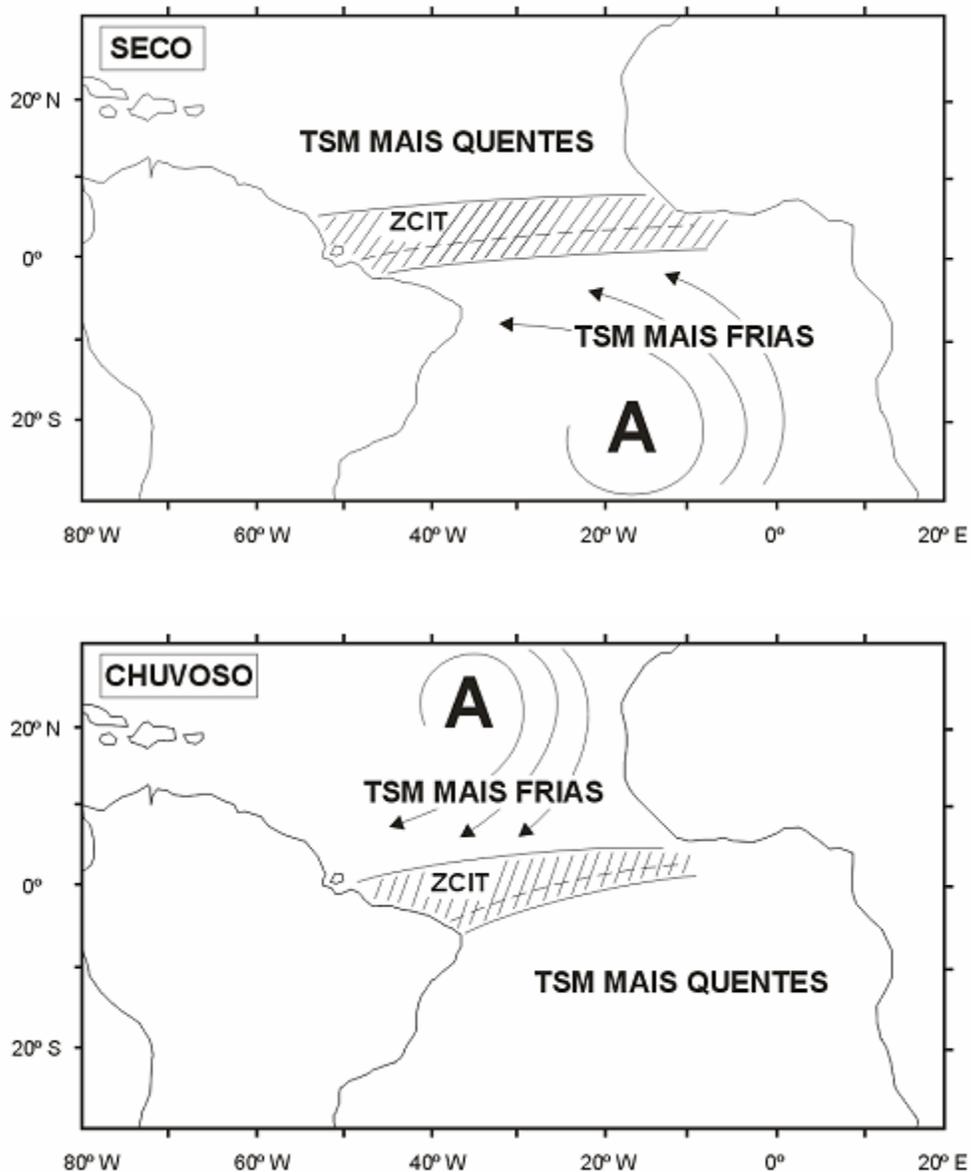


Figura 2.9 – Relação entre temperatura da superfície do mar, posicionamento da ZCIT e anos secos e chuvosos no NEB. Adaptado de Nobre e Molion (1986).

As áreas ativas da ZCIT são facilmente detectáveis em imagens de satélite, sendo bastante nebulosas e chuvosas. O vento gira, temperatura e umidade sofrem mudanças marcantes e próximo a região que seria limite entre o oceano e o continente, as características podem ser consideradas como as de duas massas de ar distintas. Porém, sobre os oceanos ou sobre florestas úmidas tropicais, não são observadas essas diferenças nas propriedades das massas de ar (Tarakanov, 1982).

Segundo Ferreira (1996), a ZCIT está inserida numa região onde ocorre a interação entre importantes características, não só atmosféricas como oceânicas. A zona de confluência dos alísios (ZCA), a zona do cavado equatorial, a zona de máxima temperatura da superfície do mar, a zona de máxima convergência de massa e a zona da banda de máxima cobertura de nuvens convectivas, estando todas elas bem próximas da faixa equatorial. Mesmo interagindo, é importante salientar que essas características não necessariamente são encontradas na mesma latitude, ao mesmo tempo. Hastenrath e Lamb (1977) afirmaram isso, citando como exemplos os meses de verão no hemisfério norte, quando a zona de confluência dos alísios aparece sobre o cavado equatorial, enquanto as regiões de máxima cobertura de nuvens, precipitação e convergência de massa são quase coincidentes, localizando-se a aproximadamente três graus ao sul da ZCA. Nos meses de inverno, também para o hemisfério norte, a zona de máxima cobertura de nuvens, precipitação e convergência de massa localiza-se ao norte da ZCA.

Uma das teorias sobre mecanismos que explicam o posicionamento da ZCIT aponta para o fato dos alísios de sudeste serem mais fortes que os alísios de nordeste. Quando os mesmos ultrapassam o Equador, passam a sofrer a deflexão da força de coriolis para o lado direito, alterando a sua direção, agora soprando de sudoeste. Assim, eles

reduzem ainda mais a intensidade dos alísios de nordeste que vêm da alta do Atlântico norte. Com menos vento, ocorre menor evaporação, sobrando mais radiação para o aquecimento do oceano e conseqüente aumento da TSM. Com esse aumento, as camadas atmosféricas tornam-se mais instáveis e a ZCIT poderia estabelecer-se preferencialmente nessa região. Porém, a ZCIT posiciona-se em latitudes que compreendem parte da região norte e norte do nordeste do Brasil no verão do hemisfério sul. No inverno, a ZCIT está posicionada em latitudes mais ao norte, influenciando apenas o estado de Roraima.

Ferreira (1996) ressalta a importância da ZCIT como mecanismo atuante no balanço térmico global, devido ao seu posicionamento. Por estar no ramo ascendente da célula de Hadley, ela atua no sentido de transferir calor e umidade das regiões tropicais de baixos níveis para níveis superiores e latitudes médias e altas.

Um estudo bastante completo sobre a ZCIT foi feito por Uvo (1989), em especial sobre a importância da mesma na precipitação gerada pela mesma no NEB. Em anos de El Niño, o ramo descendente da célula de Walker se desloca para a região sobre a Amazônia, o que inibe a convecção. Os alísios de nordeste estão bem mais fracos, diminuindo o fluxo de umidade vinda dos oceanos, que deveria estar penetrando na região Amazônica. Uvo (1989) afirma que a ZCIT, nesse período, está posicionada bem mais ao norte do que sua posição normal, tornando extremamente seca uma estação que seria chuvosa no norte do Brasil. Como a região nordeste fica ao sul da ZCIT, em anos secos torna-se preferencialmente de subsidência, o que inibe a precipitação. Em anos chuvosos, a ZCIT pode deslocar-se até 6° S, atingindo a costa norte do nordeste, permanecendo por períodos mais longos no hemisfério sul, até o mês de maio; essa maior permanência acaba por tornar-se um fator extremamente importante para a determinação da qualidade da estação

chuvosa nessa região. Esse deslocamento pode ser explicado, em parte, pelas baixas pressões associadas às frentes, como já citado anteriormente no tópico 2.2.2.

Coelho (2002) analisou a precipitação horizontal e vertical, além da circulação na região da ZCIT. Através da análise de vários parâmetros meteorológicos tornou-se possível identificar a influência da circulação atmosférica na variação de alta frequência da nebulosidade, da posição e também identificar como se comporta a precipitação tanto no oceano como também no continente. Através da climatologia de 21 anos de dados de ROL, verificou que a banda convectiva associada a ZCIT apresenta-se inclinada em relação ao Equador, desde a costa nordestina até a costa africana. Percebeu-se, também, que sobre o oceano torna-se mais fácil a identificação da nebulosidade associada, enquanto que nas áreas costeiras, tanto da África como do Nordeste, essa convecção associada acaba por confundir-se com a própria convecção continental, o que dificultaria sua localização.

Entre outras conclusões, Coelho (2002) afirma ainda que a ZCIT apresenta variações diárias em sua nebulosidade e posição e que essas variações ocorrem devido à passagem de distúrbios transientes e de oscilações com características de ondas de Kelvin e de Rossby equatorial. Verificou através dos estudos de caso que os sistemas frontais do HN, quando se localizavam mais ao sul, modificavam o fluxo de umidade em baixos níveis (925 hPa) interferindo na convecção. Em contrapartida, quando estes se localizavam em latitudes mais ao norte, não ocorreram interações diretas com a ZCIT. No HS, os sistemas frontais apareceram em maior número em relação ao HN, no entanto, não foram observadas influências diretas dos sistemas frontais do HS com a variação de nebulosidade e posição da ZCIT.

Lobo (1982) fez um estudo climatológico da ZCIT e procurou verificar sua influência sobre o NEB. Dentre outros resultados interessantes, verifica-se que a avaliação das séries “nebulosidade versus tempo” indica mudanças acentuadas das flutuações na nebulosidade da região tropical. Mas, em inspeção visual, observa-se que os picos de brilho não apresentam periodicidade uniforme, mesmo sendo as vezes notória a ocorrência de picos, com períodos de 3 a 6 dias. Afirma então, que essas variações de curto prazo podem estar associadas a impulsos dos alísios, a ondas de leste, a sistemas frontais que conseguem penetrar em baixas latitudes, a VCAN's ou a conglomerados de cumulonimbus. Sobre as séries analisadas, afirma que as séries de nebulosidade versus tempo e precipitação versus tempo, estudadas conjuntamente, não revelaram correspondência que permitisse identificar uma relação causa-efeito entre os picos de nebulosidade no Atlântico e os picos de precipitação em Fortaleza e Quixeramobim. Porém, observou certa concordância entre os períodos de brilho mais intenso e as chuvas abundantes.

Lobo (1982) conclui o seu trabalho buscando explicar a ocorrência de anos secos através da permanência do modo de interação da ZCAS com a ZCIT, observada na primavera (Oliveira, 1981). Segundo o autor, é coerente que uma forte Alta da Bolívia (em torno de 200 mb) associe-se a um anticiclone subtropical do Atlântico sul mais forte, o que manteria o sistema boliviano intenso nos meses de verão. Assim, é de se esperar que a subsidência no Atlântico sul venha a ser igualmente intensa, fortalecendo o anticiclone. Esses fatos, em conjunto, intensificariam a circulação de Walker, com um posicionamento mais ao norte da ZCIT.

2.2.4 – Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL)

A presença de um fenômeno de tempo caracterizado por distúrbios de vento de leste vem sendo estudada há mais de 60 anos. São as chamadas ondas de leste (OL), Distúrbios Ondulatórios de Leste, ou ainda Ondas Mistas Rosby-Gravidade, encontradas na faixa tropical perto da África, no Pacífico leste e no Atlântico norte, conforme mostrado na Figura 2.10. Sua formação é geralmente disparada por pequenos vórtices que se deslocam com os alísios, algumas vezes por longas distâncias. Entretanto, existem casos onde são identificadas interações entre cavados de latitudes médias, o que poderia servir como condição inicial para o desenvolvimento dos mesmos, como o exemplo citado por Asnani (1993).

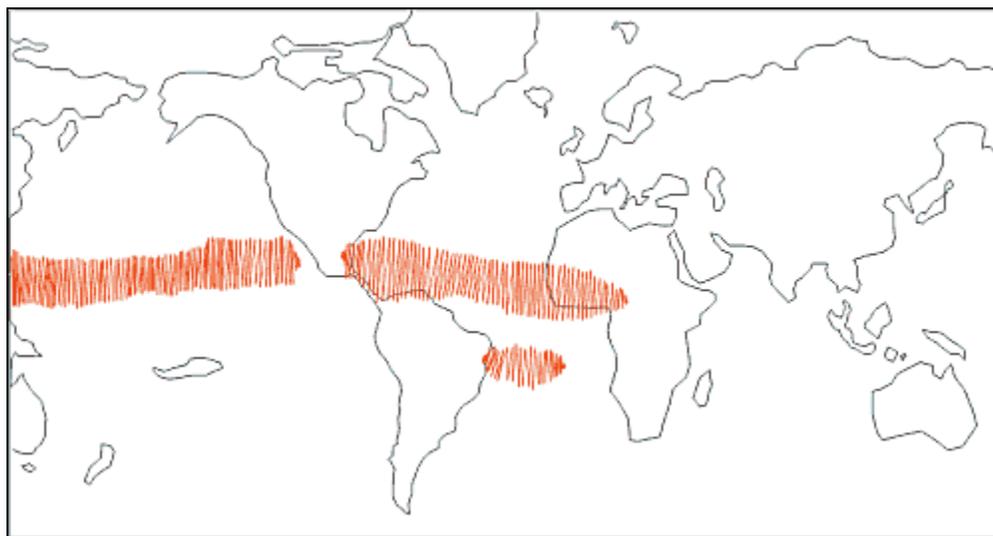


Figura 2.10 – Regiões de ocorrência de Ondas de Leste (OL). Adaptado de Aula 11 (2005).

As OL foram descobertas por Dunn (1940), que notou um deslocamento das isóbaras de 24 h na região do Caribe, de leste pra oeste. Riehl (1954) definiu as OL como sendo alterações nos campos de vento e pressão que se encontram em fase na superfície. Através de um modelo idealizado, ele mostrou que, nessa região, os campos de pressão

deslocam-se para oeste, dentro da corrente de leste do estado básico; encontrou também que as mesmas ondas tinham velocidade de fase de $6^\circ / \text{dia}$, período de 3 a 4 dias e comprimento horizontal entre 2000 e 3000 km. Quanto às condições de tempo relacionadas, encontra-se ausência de nebulosidade a oeste do cavado e muita nebulosidade a leste, o que seria explicado pela subsidência a oeste e movimento ascendente a leste, de acordo com a equação da vorticidade absoluta. Riehl (1954) afirmou ainda que, na baixa troposfera, a onda se move mais lentamente que a corrente básica, além de possuir um núcleo de ar mais frio que sua vizinhança. A intensidade máxima se dá em torno de 700 hPa e 500 hPa, com inclinação pra leste com a altura. A partir desse modelo, vários pesquisadores passaram a determinar características gerais desses distúrbios.

A dinâmica das perturbações da região tropical do Atlântico sul e da costa brasileira foi objeto de estudo de Yamazaki (1975). Comparando os seus resultados teóricos com os inferidos através de análises das seções longitude-tempo das imagens de satélite para o inverno, de 1967, resultado do trabalho de Wallace e Chang (1972), percebeu na faixa entre 5° S e 10° S , linhas de nuvens bem definidas, cujos distúrbios associados apresentaram períodos de 4 dias, velocidade média de propagação de 10 m / s e comprimento de onda de aproximadamente 4000 km e concluiu que a elevada pluviosidade estaria associada a esses distúrbios. Dois anos mais tarde, Yamazaki e Rao (1977) ressaltaram que os aglomerados de nebulosidade propagam-se de leste pra oeste, de 10° E até aproximadamente 40° W .

Já Neiva (1975) aplicou análise espectral e análise espectral cruzada nas componentes zonal e meridional do vento, obtidas das análises do National Meteorological Center (NMC), para a região do Atlântico equatorial sul, para 1971, conseguindo perceber

distúrbios que se propagavam para oeste, com períodos entre 4 e 6 dias, comprimento de onda em torno de 6000 km e velocidade de fase de 11° de longitude / dia. As inclinações foram de noroeste-sudeste na horizontal e leste na vertical. Esses resultados são bastante parecidos com os de Yamazaki (1975). Kayano (1979) utilizou dados de sondagens de 1968 a 1976 das estações de Belém e Manaus, observando variações quase periódicas nos campos de vento e umidade, com período de 3 a 5 dias, o que concorda com o modelo idealizado por Riehl (1945) e leva a crer na existência de ondas de leste na Amazônia.

Riehl (1979) afirma que o desenvolvimento de ondas nos ventos de leste requer uma corrente de leste profunda, que se estenda da baixa até a alta troposfera, de maneira parecida com a das ondas que se desenvolvem nos ventos de oeste, nas regiões extratropicais. Utilizando a hipótese de que os ventos de oeste se encontram mais próximos do Equador devido a assimetria na circulação geral e que estando eles mais fortes inibiriam o desenvolvimento de ondas nos ventos de leste, Riehl concluiu que as ondas de leste seriam fenômenos que predominantemente aconteceriam no hemisfério Norte, o que contrasta com os resultados de autores já citados. Contraria também o fato da maior parte dos autores sugerirem que esse tipo de fenômeno seria caracterizado por ondas rasas, com sinais sendo detectados em baixos e médios níveis.

Hall (1989) investigou a relação entre a passagem de ondas de leste e a ocorrência de chuvas fortes na Ilha de Ascensão, que fica no Atlântico sul, para os meses de março a maio de 1986, através de imagens e perfis verticais de vento. Apesar de não haver uma estrutura definida dos distúrbios de leste no hemisfério Sul, nesses casos de intensa precipitação foi encontrada uma estrutura dos distúrbios similar a do hemisfério Norte. Em

outras palavras, as precipitações máximas desses eventos estariam relacionadas com os distúrbios de leste, oriundos da África Equatorial central.

Ramos (1975), afirma que o efeito vale-montanha, que tem forte influência na precipitação no interior do NEB, quando associado a sistemas que se propagam de leste para oeste, produz convergência necessária para gerar convecção.

Chan (1990) investigou distúrbios ondulatórios sobre o Oceano Atlântico equatorial sul, na vizinhança das regiões norte e nordeste do Brasil. Utilizando as técnicas da análise espectral e da análise espectral cruzada, deu ênfase às características, estrutura e variação sazonal. Os distúrbios encontrados apresentaram periodicidade de 5 a 6 dias, com maiores amplitudes nos trimestres de março, abril e maio (MAM) e junho, julho e agosto (JJA). As fases também se propagaram de forma mais organizada, porém com características distintas. Em JJA, foram encontradas ondas mais longas (em torno de 6200 km) e mais rápidas (velocidade de fase de 12 m / s). MAM apresentou ondas mais curtas (4800 km) e mais lentas (em torno de 11 m / s). O espectro de potência da componente meridional do vento ao longo de 5 ° S, indica mais claramente a existência de distúrbios com período entre 3 e 5 dias durante os trimestres de MAM e JJA. Em dezembro, janeiro e fevereiro (DJF), os distúrbios parecem ocorrer sobre o oceano.

Também é concluído por Chan (1990) que as características ondulatórias dos distúrbios obtidas dessas análises resultaram em propagações mais lentas para ondas mais curtas e mais rápidas para ondas mais longas, o que deve-se ao uso da relação linear de fase, $c = L / T$, aplicado a ondas não-dispersivas. Por fim, Chan (1990) afirma que estudando modelos sinóticos tropicais, existem opiniões e interpretações diferentes, mesmo

com dados iguais. Não existe ainda uma teoria que seja consagrada na formação, explicando processos físicos de desenvolvimento desses distúrbios nos trópicos, como a teoria quasi-geostrófica aplicada nos distúrbios de latitudes médias.

Espinoza (1996) estudou os distúrbios de nos ventos de leste no Atlântico tropical aplicando a técnica das funções ortogonais empíricas (EOF) e a técnica das funções ortogonais empíricas estendidas (EEOF) na componente meridional do vento, em vários níveis de pressão para as quatro estações do ano, considerando 10 anos de dados. Essas análises indicaram a presença de distúrbios ondulatórios no Atlântico tropical norte e sul, que se deslocam para oeste, durante todo o ano, porém com características sazonais bastante diferentes. Em geral, durante os meses de dezembro, janeiro e fevereiro (DJF), são mais intensos no Hemisfério sul. Possuem comprimento de onda entre 6000 km a 7000 km, velocidade de fase de 10 m / s a 14 m / s, com menores velocidades e comprimento de onda em torno de 500 hPa. Já durante o trimestre JJA, eles são predominantes no Hemisfério norte, mais intensos e melhor definidos. Os comprimentos de onda são mais curtos, entre 3500 km e 4000 km, e velocidade de fase entre 10 m / s e 13 m / s, com máxima velocidade em 500 hPa. O deslocamento é de leste para noroeste, coincidindo com a trajetória dos furacões. Interessante salientar o contrastaste entre esses resultados e os citados anteriormente; a autora sugere uma melhor investigação através de outras fontes de dados, como precipitação e informa que os dados utilizados são análises do modelo de circulação global do ECMWF, que sofreu alterações ao longo dos anos.

Mota (1997) realizou um estudo bastante completo sobre a estrutura média desses distúrbios. Foram analisados 13 casos, ocorridos no período de 3 de junho a 27 de julho de 1994, em torno da latitude 5 ° S. Utilizando um nível padrão de 700 hPa, obteve máxima

amplitude da onda de 2,5 - 3 m s⁻¹. O máximo de vorticidade ciclônica ocorreu no cavado de 700 hPa e o máximo de vorticidade anticiclônica localizou-se na dianteira do cavado em 225 hPa. Os desvios negativos de temperatura localizaram-se em duas regiões principais: uma na retaguarda do cavado nos baixos níveis e outra no nível de 500 hPa na vizinhança do cavado. A região de máxima umidade relativa também ocorreu na retaguarda do cavado; e a região de mais forte movimento vertical ascendente em toda a troposfera ocorreu entre a passagem do cavado e a passagem da crista.

Algumas características desses distúrbios também foram observadas por Mota (1997) através de diagramas de Hovmöller da componente meridional do vento, apesar do mesmo salientar que elas variavam bastante na região de estudo. No entanto, alguns parâmetros médios foram estimados cruzando a latitude de 35° W para latitudes entre 10° S e 0° S, como por exemplo: o período de 3,5 a 3,8 dias; a velocidade de fase, entre 9,8 e 11,6 m s⁻¹; e o comprimento de onda entre 2900 e 3800 km. Ou seja, essas características se aproximariam daquelas encontradas por Yamazaki e Rao (1977) e por Espinoza (1996). Parte de um dos diagramas gerados pode ser observado na Figura 2.11, onde os valores positivos da componente meridional do vento estão mostrados nas regiões preenchidas e a propagação das ondas pode ser visualizada através das linhas destacadas, que unem essas regiões às isolinhas de valor zero.

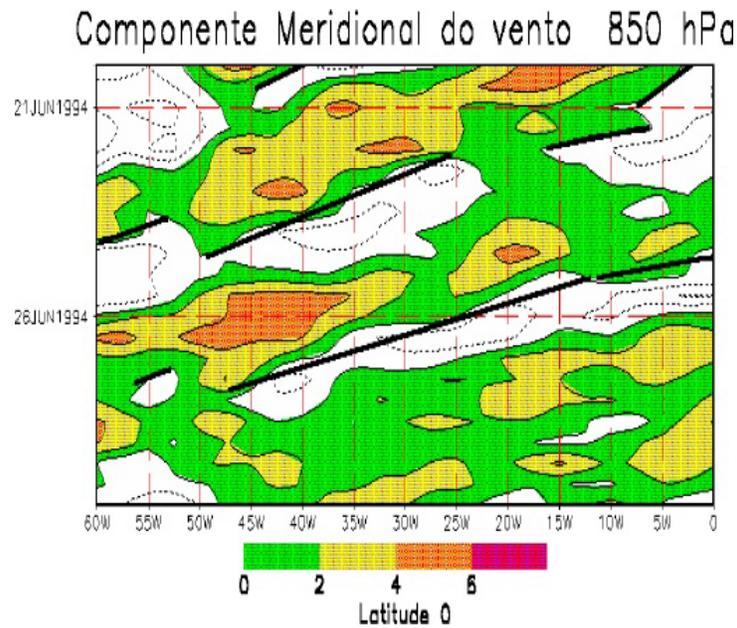


Figura 2.11 – Diagrama de Hovmöller da componente meridional do vento (m s^{-1}), na latitude de 0° , no nível de 850 hPa. Adaptado de Mota (1997).

Sobre a intensidade dos sistemas de nuvens relacionados com os distúrbios de leste, Mota (1997) afirma que eles têm características diferentes daqueles descritos em outras regiões dos trópicos, que ocorrem nos verões boreais e relacionam-se com o cavado equatorial. A variação da nebulosidade observada na ZCIT é normalmente associada com ondas equatoriais que se propagam para oeste junto com a própria, que encontra-se totalmente no hemisfério norte durante o inverno do hemisfério sul; o que não afetaria diretamente a precipitação no NEB. Sugere então a necessidade de serem estudadas as interações das ondas de leste com a nebulosidade e circulações locais.

Ainda nesse trabalho, mas desta vez fazendo uso de imagens de satélite, Mota observou que os sistemas de nebulosidade que se formaram na região centro-oriental do Atlântico Sul se apresentavam na forma de nuvens baixas que se intensificavam na sua trajetória para oeste. Os distúrbios no campo de vento que foram formados de oscilações de fracas amplitudes gradualmente intensificavam-se em circulações organizadas do tipo onda,

a medida que se deslocavam com os alísios, concluindo que as interações das ondas de leste ocorrerem quando os sistemas de nebulosidade são deslocados para oeste. A interação com as circulações locais aumenta a convergência nos baixos níveis, o que pode causar fortes chuvas, em especial na faixa litorânea leste e norte do NEB. Comenta ainda o possível favorecimento da explosão de nebulosidade, quando essas ondas se aproximavam da interface oceano-continente. Ou seja, em função do horário, pode haver um acoplamento com a brisa marítima ou com a brisa terrestre, o que aumenta a convergência nos baixos níveis na costa e leva à formação de profunda convecção, o que geraria e intensificaria linhas de instabilidade costeiras.

Apesar de vários estudos enfocarem casos específicos desses distúrbios ondulatórios, não existem muitos trabalhos enfocando a origem, mecanismos de formação e a manutenção dos mesmos.

2.2.5 – Linhas de Instabilidade (LI)

Linhas de Instabilidade (LI), segundo a definição clássica, são bandas de nuvens causadoras de chuva, organizadas em forma de linha. Também é definida como uma banda de nebulosidade contínua e organizada, não necessariamente contínua (Huschke, 1959) ou como uma linha de cumulusnimbus que se forma ao longo da borda de uma ampla região de movimento ascendente (Hamilton e Archbold, 1945), tipicamente tropical. Seu desenvolvimento está associado a circulações de mesoescala, como circulação vale-montanha, circulação pré-frontal (ao longo de uma frente fria devido ao intenso contraste térmico que ocorre nessa região) e circulação de brisa.

Brisas são circulações que são respostas ao gradiente horizontal de pressão, gerado pelo contraste térmico entre o continente e o oceano. Quando a ascensão do ar quente do continente é estabelecida, a brisa marítima se desenvolve; no caso contrário, acontece o que conhecemos como brisa terrestre.

A brisa marítima, nas regiões tropicais, tem o papel de diminuir as temperaturas do continente, além de transportar umidade. Esse mecanismo influi na precipitação litorânea dessas regiões. De um modo geral, as brisas funcionam como renovadores de ar; mesmo havendo o transporte de aerossóis naturais e antropogênicos, a estagnação da atmosfera é quebrada. Alguns estudos sobre transportes de poluentes podem ser citados, como Souza (2004), Lyons (1975), entre outros.

Na costa Norte-Nordeste da América do Sul, que sofre influência da brisa marítima, é visível através de imagens de satélite uma linha de cúmulus-nimbus no litoral do Atlântico. Associada a essa brisa, existe uma quantidade significativa de precipitação, podendo propagar-se como uma linha de instabilidade até o interior do continente (Kousky, 1980). Algumas delas, inclusive, propagando-se até o interior da bacia amazônica (Cohen, 1989).

Regiões que sofrem a ação de ventos locais, como brisas e efeitos de vale-montanha também estão sob a influência de circulações de grande escala. Ou seja, estão a mercê de variações diárias ou de outras escalas características. Espera-se então, uma interação da escala sinótica com outras circulações menores, já que o escoamento é o resultado das variações da atmosfera (Cavalcanti, 1982). Comenta também que, embora esses ventos tenham um regime semi-permanente (mudando apenas de direção ou

intensidade no decorrer do dia), os efeitos de maior escala mudam de características de acordo com a época do ano, o que interfere no escoamento final de maneira sazonal. A partir dessas afirmações, conclui-se que fenômenos de grande escala sobrepõem-se aos de mesoescala, reforçando ou inibindo as circulações locais.

Cavalcanti (1982) estudou a interação entre as circulações de diferentes escalas. Dentre os seus resultados, verificou, através de dados climatológicos da costa Norte-Nordeste da América do Sul, uma associação entre a região de convergência intertropical e o desenvolvimento da convecção ligada a brisa marítima. Essa linha convectiva parece acompanhar a variação latitudinal da ZCIT e aparece com maior frequência quando a ZCIT está mais organizada. Já a circulação de brisa atua na ZCIT no seu ramo subsidente, o que impede o desenvolvimento de nebulosidade na região oceânica próxima a costa, configurando, assim, uma interação entre a escala sinótica e o regime de brisas. Verificou também, pela ocorrência de atividade convectiva associada às brisas, a influência de zonas frontais na circulação local e a possível existência de impulsos nos alísios, aumentando a convergência na região tropical. As zonas frontais observadas podem agir criando convergência em baixos níveis e divergência nos altos, na região onde a linha se forma. Quando essas frentes estão mais afastadas da região, elas podem atuar na intensificação dos anticiclones subtropicais, o que causaria impulsos nos alísios. A alta subtropical do Atlântico Norte, quando intensificada, também causaria impulsos nos alísios, aumentando a convergência nos baixos níveis, na região de formação das LI's.

Outro ponto interessante apontado por Cavalcanti (1982) é a respeito da atividade convectiva noturna que ocorre na região de planície e a existência de circulações de vale-montanha. Escoamentos de grande escala em baixos níveis são propícios a formação de

atos em baixos níveis, que podem ser responsáveis pela atividade convectiva noturna. Outra relação entre as escalas seria o transporte de umidade pelo escoamento dominante, que interagiria com a corrente local na convecção. Sistemas de grande escala podem contribuir com o movimento ascendente através da convergência em baixos níveis ou da divergência em baixos níveis. Essa convecção libera calor latente em altos níveis e contribui para diminuir a pressão na superfície, influenciando na trajetória dos ventos de escala sinótica e reforçando sistemas frontais próximos a região. Importante lembrar que a convecção profunda nos trópicos exerce um papel fundamental quando se fala a respeito de energética tropical e de circulação global, já que o calor das camadas inferiores da atmosfera é redistribuído na atmosfera; as LI's, sendo constituídas de vários cúmulos profundos, também têm esse papel (Flohn, 1970).

Sobre nuvens cumulusnimbus, segundo Cotton e Anthes (1989), Byers e Braham (1949) identificaram três estágios de evolução de uma nuvem cumulusnimbus ou tempestade convectiva (Figura 2.12): o estágio cumulus, o estágio maduro e o estágio dissipativo. O estágio cúmulos é caracterizado por nuvens em forma de torres, alimentadas por convergência de umidade em níveis baixos e associadas a movimentos ascendentes. As correntes de ar descendentes podem ser observadas próximo ao topo e junto ao flanco das nuvens, geradas pela presença de atrito entre as gotas de água. Pode ocorrer precipitação na parte superior das nuvens cúmulos em desenvolvimento, mas de modo intenso em camadas inferiores é bastante improvável. Movimentos descendentes associados às frentes de rajada e início de precipitação na camada inferior da nuvem é o que caracteriza a mudança para a fase madura.

Nessa fase, os movimentos ascendentes em toda troposfera e a divergência desses movimentos abaixo da tropopausa resultam na formação da bigorna da nuvem. Lá, os movimentos ascendentes ocorrem principalmente devido ao processo de condensação da água, o que promove a liberação de calor latente na nuvem. Também se pode observar o processo de evaporação de gotas de água dentro da nuvem, ocasionando resfriamento e conseqüentemente movimento descendente que toma a forma de frente de rajada. A definição da fase madura em si acontece quando as gotas e os meteoros da nuvem atingem a superfície do solo. O estágio de dissipação é caracterizado por movimentos descendentes em todos os níveis. Próximo ao solo, a divergência e o resfriamento evaporativo do ar alimentam a frente de rajada, que se distancia do caminho da nuvem. Desta forma, as correntes de ar levantadas pela frente de rajada não conseguem mais abastecer os movimentos ascendentes da tempestade e ela se dissipa.

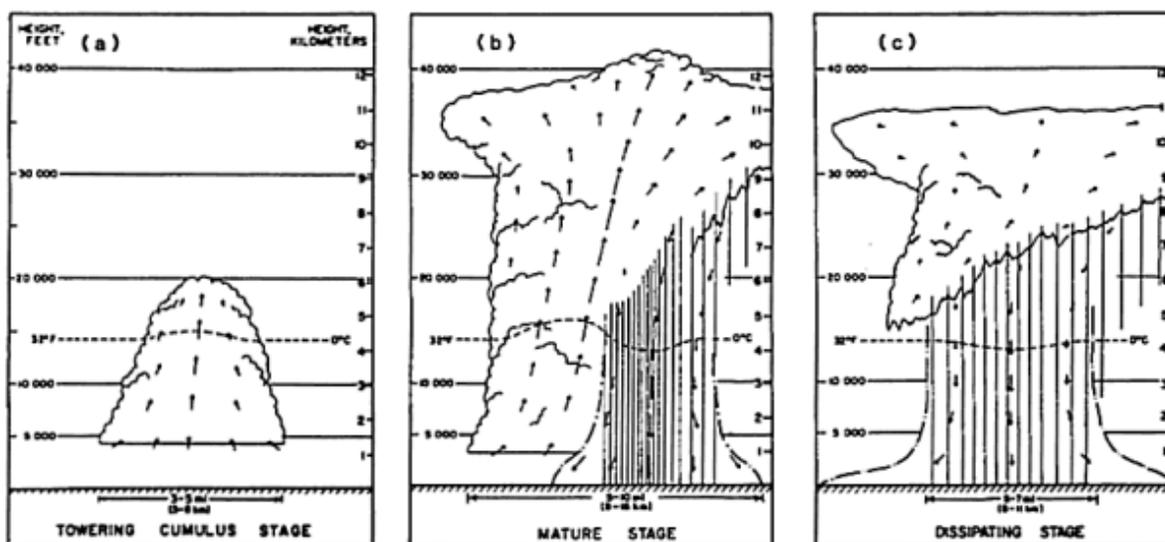


Figura 2.12 – O (a) estágio cumulus, (b) estágio maduro, e o (c) estágio dissipativo de uma célula convectiva de vida curta. Adaptado de Weismam e Klemp (1986).

Sistemas de linhas de instabilidade são descritos por Weisman e Klemp (1986) e Chappell (1986) como um tipo de tempestade em multicélulas. Weisman e Klemp (1986)

afirmam que tempestades em multi-células podem ser conceituadas como um aglomerado de células convectivas simples de vida curta, de maneira que os fluxos de ar frio, devido a evaporação da chuva proveniente dessas células, combinam-se para formar uma grande frente de rajada, e promover áreas de convergência ao longo da margem principal, sendo geralmente mais forte na direção do movimento da tempestade. Esse mecanismo atua como um gatilho de convergência, que desenvolve novas correntes de ar ascendente junto e justamente atrás da frente de rajada, e promove o desenvolvimento de novas células convectivas simples. O crescimento das novas células surge de forma desorganizada, mas ocasionalmente ocorre num flanco preferencial da tempestade, onde cada célula convectiva individual move-se aproximadamente com o vento médio entre níveis baixos e médios. O movimento da tempestade como um todo, entretanto, pode desviar substancialmente da direção do vento médio, devido ao redesenvolvimento discreto de células convectivas. Devido a capacidade de renovação constante de novas células convectivas em crescimento, baseada em mecanismos de propagação própria, tempestades em multicélulas podem levar um longo período para se dissipar, atingindo vastas áreas. Se o movimento da tempestade for muito lento, tempestades severas e chuvas fortes locais podem ocorrer, possibilitando inundações de grandes regiões. Em certos casos, tempestades com movimentos verticais muito fortes podem produzir precipitação de granizo, e tornados de vida curta são observados ao longo da frente de rajada na vizinhança dos centros de forte corrente de ar ascendente. A Figura 2.13 mostra um corte vertical em uma linha de instabilidade.

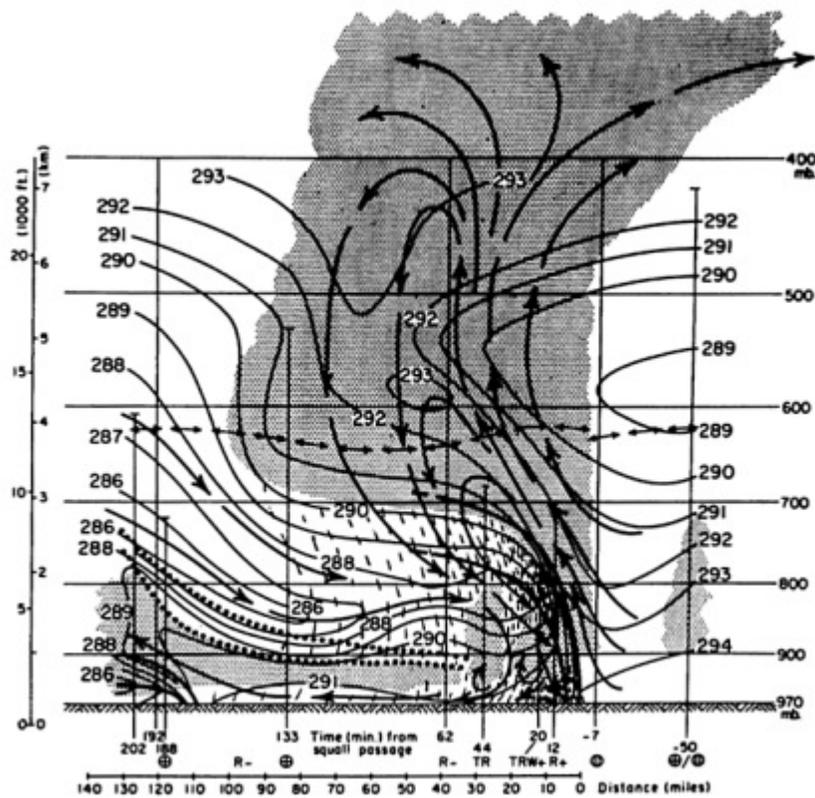


Figura 2.13 – Corte vertical em uma linha de instabilidade. Adaptado de Hane (1986).

Existem algumas classificações para as LI's. Drowsdowsky e Holland (1987), por exemplo, classificaram em três tipos:

- Tipo 1 – linhas de nuvens longas e finas, em forma linear ou arco. Constituídas por pequenos cúmulos, podendo ocorrer precipitação;
- Tipo 2 – linhas com áreas extensas de nuvens estratiformes e convectivas;
- Tipo 3 – sistemas convectivos profundos, como linhas de instabilidade tropicais.

Cohen (1989), que fez um estudo observacional das LI's na Amazônia, associou brisas a formação tanto das linhas de instabilidade que se propagam no continente quanto as

que não se propagam; definiu como sendo linha de instabilidade que se propaga (LIP) as que seguem continente adentro e linha de instabilidade costeira (LIC) as que se dissipam na costa. As LI's analisadas por ela se formaram na costa Norte-Nordeste da América do Sul, desde a Guiana Francesa até o estado do Maranhão. Dentre suas conclusões, aponta para o fato de que o aquecimento da superfície pela radiação solar não seria o único mecanismo responsável pela realimentação das LI's, visto que foram observados casos em que houve dissipação nos horários diurnos, além de que foram registrados casos em que a regeneração na extremidade norte ocorreu no período noturno. É sugerido então uma avaliação da influência do relevo, pois as regiões adjacentes apresentam altitudes entre 200 e 500 m.

2.2.6 – Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM)

Os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) são nuvens cumulonimbus mais espessas, que apresentam a forma circular e crescimento vertical bastante acentuado, em curto intervalo de tempo (seis e oito horas), sendo sempre associados a ventos e precipitação intensa (Silva Dias, 1987). São mecanismos bastante importantes para o regime de precipitação sobre o norte da Argentina, Paraguai e sul do Brasil, onde sua formação está associada ao jato em baixos níveis (LLJ), que ocorre a leste da cordilheira dos Andes (Calbete *et al*, 2001), sendo assim chamado em função do cisalhamento vertical e da intensidade do vento meridional. Na América do Sul, a região preferencial para o surgimento dos CCM's encontra-se a leste dos Andes, mais precisamente no norte da Argentina e Paraguai. A ocorrência dos CCMs nesta região está diretamente associada às condições sinóticas de grande escala (Guedes, 1985; Severo *et al*, 1994), influência da

topografia e processos dinâmicos e termodinâmicos que ocorrem em suas proximidades. Em termos de grande escala, a Alta da Bolívia e Baixa do Chaco atuam no sentido de gerar convergência, movimentos ascendentes e aquecimento em baixos níveis, condições necessárias para desencadear a convecção. O jato em baixos níveis representa então um dos mecanismos dinâmicos responsáveis pelo transporte de calor e umidade da região Amazônica para essas regiões preferenciais, contribuindo com a precipitação (Berbery e Collini, 2000). Dentre as suas características, estão o hábito noturno, a formação inicial sobre o continente e um deslocamento preferencial para leste (Velasco e Fristch, 1987).

Conforme já havia sido afirmado Souza e Alves (1998), poucos são os trabalhos que documentam a ocorrência de CCM's sobre o NEB, apesar dos mesmos representarem um dos sistemas meteorológicos de mesoescala causadores de chuva no Nordeste, com elevados totais pluviométricos (DEMET – Funceme, 2005). Além do próprio trabalho de Souza e Alves (1998), podemos citar Vitorino *et al* (1997), Gomes Filho e Souza (1994), Mello *et al* (1996), entre outros.

O entendimento dos mecanismos que controlam a formação e o ciclo de vida destes sistemas é bastante amplo. A necessidade de conhecer a estrutura, os processos físicos e processos dinâmicos envolvidos, representa o ponto chave para a melhoria das previsões. Estudos numéricos são realizados há anos por inúmeros pesquisadores no sentido de simular o comportamento desses complexos, mas existe a necessidade da utilização de modelos de alta resolução para isso; a escala temporal e espacial dos CCM's não permite sua detecção por modelos de baixa resolução (Rozante e Cavalcanti, 2004).

Maddox (1980) estudou os CCM's nos Estados Unidos, e a partir de técnicas de realce de imagens de satélite, conseguiu obter algumas de suas características físicas. Afirmou que LI's e CCM's tem formatos distintos, tanto em observações de superfície quanto através de imagens de radares meteorológicos e satélites, indicando que as LI's são impostas e moduladas por cavados em altitude, convergência na dianteira da frente em superfície, enquanto que o formato circular dos CCM's indica circulações convectivamente geradas. Sobre o ciclo de vida, faz considerações importantes sobre gênese, desenvolvimento, estágio maduro e dissipação, que são as fases que afirma fazer parte desses sistemas.

Sobre o processo de gênese, Maddox (1980) afirma que determinadas condições que favorecem a convecção, como movimento ascendente fraco na baixa troposfera e coluna condicionalmente instável são necessárias para o surgimento de células de tempestades. Topografia e fontes de calor exercem papel importante no desenvolvimento. A liberação de calor latente, juntamente com o aquecimento do ar por compressão, podem vir a produzir eventos extremos, como fortes ventanias, tornados, entre outros. O entranhamento de ar mais frio em níveis médios, produz evaporação e ventos descendentes, o que origina mesoaltas e rajadas de ar frio na camada limite superficial. Durante a fase de desenvolvimento, a atmosfera em médios níveis começa a reagir a esse aquecimento anômalo e surge uma região de convergência para o sistema, incorporando uma região de movimento ascendente em mesoescala. Na superfície, surge uma mesoalta fria; uma forte convergência de ar úmido em baixos níveis faz com que o sistema cresça de maneira bastante rápida. Em sua fase madura, regiões de convecção intensa continuam a fornecer umidade para o sistema. Ainda há possibilidades de tempestades severas, mas a condição

associada passa a ser a de fortes chuvas localizadas, já que não há mais o fraco cisalhamento, condição importante para a formação das mesmas. O núcleo quente da circulação de mesoescala associada pode produzir uma mesobaixa acima, exatamente sobre mesoalta da superfície. Espera-se então, que a convergência do sistema seja intensificada. O CCM's em sua fase madura possui uma grande área de precipitação e uma grande extensão do fluxo de massa ascendente. Na fase de dissipação, ainda segundo ele, a rápida mudança estrutural é o fator marcante, já que a convecção intensa e o transporte de umidade deixam de existir. Dos fatores que causariam esse corte, estes seriam os principais:

- a diferença de temperatura do ar mais frio, que fica a frente do sistema, é tão grande que deslocaria a região de convergência à superfície;
- o deslocamento do sistema para um meio diferente em maior escala pode mudar o escoamento relativo, reduzindo a convergência de umidade dos baixos níveis;
- o deslocamento do sistema pode ter levado o mesmo a uma região mais seca e estável.

Mesmo depois dos CCM's perderem as suas principais características e mecanismos de alimentação, pequenas pancadas podem acontecer por mais algumas horas. É importante mencionar o fato da associação com uma região de convergência na média troposfera e a organização do ar ascendente em mesoescala desses sistemas. São características diferentes de outros sistemas atmosféricos e refletem a maneira como eles se organizam.

Silva Dias (1987) faz uma revisão entre os sistemas de mesoescala que são relevantes para a previsão de tempo de curto prazo (cumulusnimbus individuais, LI's, CCM's, entre outros.), procurando evidenciar aspectos dinâmicos, interação entre escalas e regiões favoráveis ao desenvolvimento dos sistemas (Figura 2.14), nos hemisférios norte e sul.

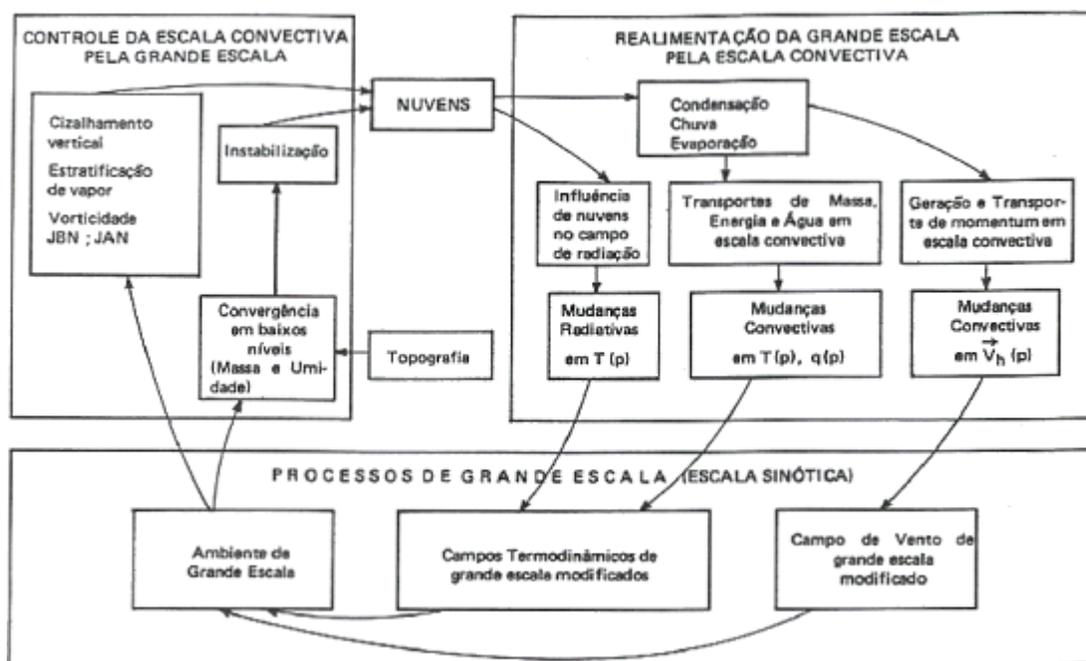


Figura 2.14 – Interação entre sistemas meteorológicos de diferentes escalas. Fonte: Silva Dias (1987).

Define CCM como sendo conjuntos de cumulonimbus cobertos por densa camada de cirrus, que podem ser facilmente identificados em imagens de satélite devido a seu formato aproximadamente circular e com um crescimento explosivo de 6 a 12 horas. Afirma que a maioria dos CCM's se formam ao entardecer ou nas primeiras horas da noite, indicando a necessidade de um mecanismo de modulação diurna para acionar o gatilho da convecção, desde que a atmosfera esteja condicionalmente estável do ponto de vista termodinâmico. Sobre os CCM's que se originam a sotavento de cordilheiras, isso

apontaria para a modulação provocada pela brisa vale-montanha ser um dos principais mecanismos de formação.

Silva Dias (1985) cita Guedes e Silva Dias (1985), onde foi obtido alguns dos campos meteorológicos através da técnica da composição com relação ao centro dos CCM's, na sua fase madura, localizados através de imagens de satélite em Guedes e Silva Dias (1984). Observa-se a inserção dos mesmos em um ambiente de alta advecção de ar quente e úmido em 850 hPa, provenientes da região Amazônica, realizada por jatos de baixos níveis. Em 250 hPa, é possível observar um jato em altos níveis, ao sul do CCM.

2.3 – Caracterização e aspectos físicos da região de estudo

2.3.1 – Informações gerais

Define-se como costa leste do NEB a faixa que engloba a parte oriental dos estados do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Bahia e o centro-leste de Sergipe e Alagoas. Essa região possui clima e características bastante parecidas, além de abranger o estado que será utilizado como referência neste estudo.

O estado de Alagoas, que tem sua localização limitada entre os paralelos de $8^{\circ}12'S$ e $10^{\circ}12'S$ e entre os meridianos de $35^{\circ}09'W$ e $38^{\circ}13'W$, está praticamente todo inserido nessa faixa. Seus limites são o estado de Pernambuco ao norte, o oceano Atlântico a leste, os estados da Bahia e Pernambuco a oeste e o Rio São Francisco ao sul, o que marca a divisa com o estado de Sergipe.

Alagoas possui uma larga faixa costeira – aproximadamente 225 km de extensão – e uma área de 27.818,5 km², com uma população total de 2.822.621 habitantes, o que resulta em uma alta densidade demográfica (101,5 habitantes / km²) mesmo sendo o segundo menor estado da Federação (IBGE, 2006). Cerca de 48 % do estado é bem revestido de um mosaico edafoclimático cortado por uma rica base hidrográfica, com especiais vocações para agricultura e turismo. Seus municípios mais populosos são Maceió (a capital), Arapiraca, Palmeira dos Índios, Rio Largo e União dos Palmares. É subdividido em seis mesorregiões ambientais: na região leste encontra-se a Zona da Mata e o Litoral; na região oeste, encontra-se o Sertão e o Sertão do São Francisco; e, na região sul, o Baixo São Francisco. A região Agreste é considerada uma região de transição (Medeiros, 2002). As divisões destas regiões ambientais podem ser observadas na Figura 2.15.

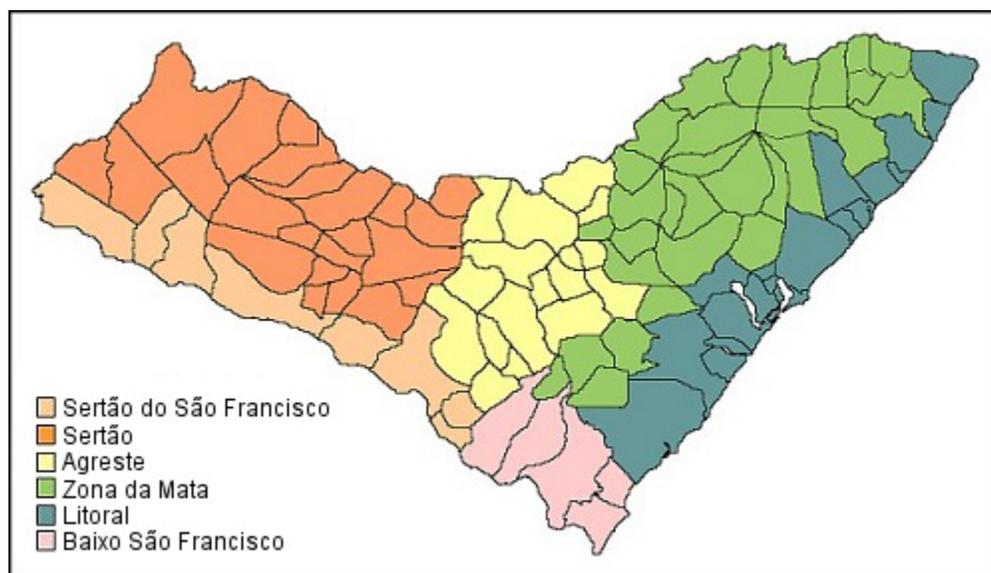


Figura 2.15 – O estado de Alagoas e suas regiões ambientais (NMRH/AL, 2004).

2.3.2 – Relevo, geomorfologia, vegetação e hidrografia

O estado de Alagoas possui um relevo de planícies com terrenos arenosos no litoral, planaltos ao norte e depressão ao centro. Apenas 1 % do seu território ultrapassa 600 m e 86 % abaixo dos 300 m de altitude. O ponto mais elevado é a Serra Santa Cruz, com aproximadamente 850 m. Essas informações podem ser visualizadas na Figura 2.16.



Figura 2.16 – Relevo do estado de Alagoas. Adaptado de Miranda, 2005.

Geomorfologicamente, o estado possui quatro formações. A baixada litorânea prolonga-se da fronteira com Pernambuco até as margens do rio São Francisco em uma largura de aproximadamente 25 km. Ocorre, nessa unidade, uma faixa de tabuleiros areníticos, cujas elevações têm seu topo plano atingindo 100 m de altura. O pediplano é a formação que está presente na maior parte do interior do estado. É relativamente plana, com ondulações que formam serras e picos. Destacam-se a Serra da Mata Grande e da Água Branca a oeste de Alagoas, com altitudes na faixa dos 500 m.

As planícies aluviais ou várzeas são regiões ao longo dos rios e que se estendem até a planície e o delta do Rio São Francisco. São áreas que podem estar sujeitas a inundações, graças a proximidade com os cursos de água. A encosta meridional do planalto da Borborema fica situada na região centro-norte, correspondendo ao 1% que possui altitudes superiores a 600 m.

A vegetação do estado possui basicamente três tipologias. A floresta tropical, que ocorre na baixada litorânea e na encosta da Borborema, sendo composta por matas de árvores rondsas; agreste, situada na parte central do estado, entre áreas de transição entre o clima úmido e o clima mais seco. Em função disso, a vegetação é de transição: algumas espécies das florestas tropicais e da caatinga. A caatinga propriamente dita é observada a oeste do estado, com cactus, árvores de pequeno porte e alguns tipos de arbustos.

Na hidrografia, além da presença do rio São Francisco na região como divisa natural entre os estados de Sergipe, Alagoas e Bahia, numa faixa de mais de 200 km, servindo para aquícultura, irrigação, navegação, geração de energia e vias de comunicação, o estado dispõe de um potente sistema hídrico formado por cursos permanentes e outros menores e intermitentes, além de dezenas de lagoas concentradas no litoral (Xavier e Bezerra, 2005). Segundo o DNAEE (1996), duas grandes bacias dividem o estado: a bacia do São Francisco e a bacia do Atlântico Sul – trechos norte e nordeste. Destacam-se na primeira, os rios Marituba, Traipú, Ipanema, Capiá e Moxotó. Já na segunda, merecem citação os rios Manguaba, Persinunga, Salgado, Camarajibe, Mundaú, Paraíba do Meio e Coruripe.

Muitas lagoas se formam próximo às desembocaduras dos rios, sendo muitas delas importantes para a economia local, como a Lagoa Manguaba, Mundaú, Rateio, Jequiá e Poxim.

2.3.3 – Economia

O estado de Alagoas, em especial, possui uma economia baseada na agricultura e na pecuária - praticadas em propriedades que ultrapassam 538.000 e 295.000 hectares de terras, respectivamente (Lyra, 2003) - na exploração de recursos minerais, na indústria e no turismo.

As principais atividades da agricultura alagoana são a cana-de-açúcar predominantemente na zona da mata e em tabuleiros costeiros; o fumo, no agreste; o côco, o milho, o abacaxi e o feijão situadas no agreste e na região do baixo São Francisco. Na pecuária, a base está na criação de bovinos, eqüinos, caprinos, suínos e ovinos, com produção leiteira no sertão, em especial no município de Batalha. Pode-se citar como outros exemplos de produtos relacionados com o agronegócio alagoano a pesca, a produção de flores, alguns tipos de bebidas, doces e pastas. Porém, o grande destaque é a cana-de-açúcar, onde o estado é o maior produtor do nordeste e o terceiro maior do país.

A indústria alagoana está focada nos setores sucroalcooleiro e alimentício – que, em 1999, possuía 49 unidades industriais - além dos setores químico e de cimento. A partir de meados dos anos 60, a economia alagoana se beneficiou dos programas da SUDENE para a exploração do sal-gema, recebendo também investimentos da Petrobrás para a

prospecção e produção de petróleo (Portal Brasil, 2004). Outra importante atividade exploratória é a do gás natural.

Sobre as atividades petrolíferas, mesmo realizando-se fora do território alagoano em sua maior parte, ainda estão compreendidas na região de estudo. A bacia de Sergipe – Alagoas é uma das oito bacias brasileiras que são produtoras de óleo e gás no presente (Figura 2.17). No mês de agosto de 2004, por exemplo, teve uma produção média diária de 47064,48 bbl de óleo (3,1 % da produção nacional) e 5259650 m³ de gás natural (11,2 % do total nacional) (Franke, 2004).

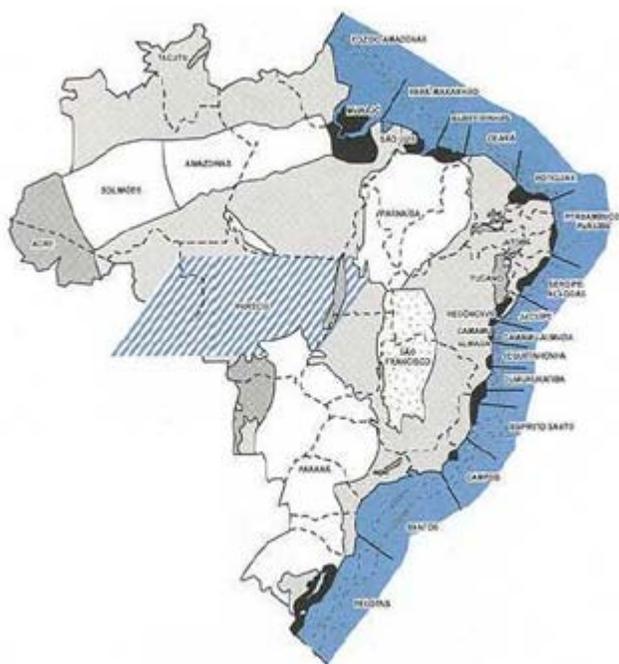


Figura 2.17 – Bacias petrolíferas no litoral brasileiro (Souza, 2005).

É importante salientar a vocação natural para o turismo. Possuindo um rico ecossistema lagunar e marítimo, é uma das atividades econômicas mais importantes para o estado, já que o mesmo tem uma das mais altas taxas de visitação do nordeste.

3 – MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 – O modelo de mesoescala MM5: descrição geral

O MM5 é um modelo de simulação numérica que foi desenvolvido no final da década de 70 pela *Penn State University*, em conjunto com o *National Center for Atmospheric Research* (NCAR). Foi inicialmente utilizado por Anthes na *Penn State University*, sendo mais tarde documentado por Anthes e Warner (1978). Como o próprio nome diz, esta é a 5^a geração desse modelo e inúmeras modificações foram feitas ao longo dos anos de estudo. Elas vieram por tornar o modelo capaz de assimilar dinâmica não hidrostática, inserção de novas parametrizações físicas e alterações nas já existentes, assimilação de dados em quatro dimensões, capacidade de aninhamento de grades, além da introdução de algoritmos mais robustos, portabilidade e flexibilidade em diversos sistemas computacionais. Através de uma coordenada conhecida como coordenada σ , o MM5 faz as correções de topografia, em relação à pressão; Resolve as equações de Navier-Stokes em três dimensões, a 1^a. Lei da Termodinâmica e a equação de transferência radiativa. O modelo usa a grade “B” de Arakawa, onde as variáveis de quantidade de movimento (componentes u e v do vento e força de Coriolis) são resolvidas nos pontos de grade, enquanto as variáveis escalares são resolvidas no interior da célula da grade.

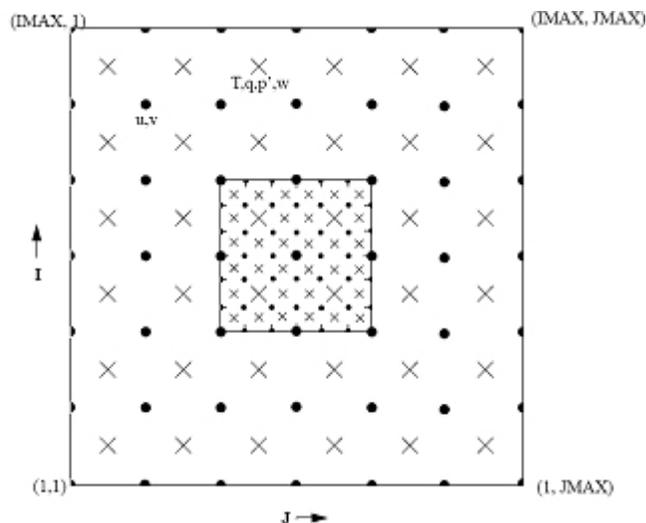


Figura 3.1 – Grades do modelo MM5. Fonte: Dudhia *et al*, 2003.

Modelos de área limitada necessitam de condições iniciais e condições de contorno. No caso específico do MM5, as fronteiras recebem os campos de vento na horizontal, a temperatura e a umidade, que podem ser resultados de outras análises de modelos de maior escala, simulações do próprio MM5 ou de qualquer outro modelo prognóstico, desde que estejam em um formato que possa ser interpretado pelo mesmo (Corrêa, 2005). Módulos de programas para o pré-processamento destes dados, de dados de terreno e definição de grades são executados antes do módulo do MM5 propriamente dito. O pós-processamento (visualização dos resultados gerados) pode ser feito por uma série de outros programas.

A execução desses módulos precisa seguir uma determinada seqüência lógica; assim sendo, o primeiro a ser executado é o *Terrain*. Neste, são definidas as grades que serão utilizadas e suas respectivas resoluções, extensão e números de pontos da malha. Também é ele que faz o processamento das informações relevantes ao uso do solo e da topografia. O módulo *Regrid* vem em seguida, sendo o responsável por fazer a interpolação dos dados meteorológicos em função da superfície e níveis de pressão para as grades. É

constituído de dois programas: o *Pregrid*, onde são devidamente informados o período da simulação, o formato das condições iniciais e os níveis de pressão e o *Reggridder*, que faz a interpolação dos dados para as grades geradas pelo *Terrain*. Para a melhoria desses dados, pode-se fazer uso de um outro módulo chamado *Little-R*, que insere informações como pressão ao nível do mar, velocidade e direção do vento, temperatura e temperatura do ponto de orvalho; mas, como dito anteriormente, não se trata de um módulo de execução obrigatória.

O *Interpf* é rodado logo em seguida, com o intuito de se obter os arquivos de condições iniciais e condições de fronteira, através de resultados do *Regrid* ou do *Little-R*. Os cálculos geram as várias superfícies σ , que tem valor 1 quando na superfície e vai se aproximando de 0 a medida que se aproxima do topo da grade, interpolando verticalmente os dados das superfícies isobáricas adjacentes para aquelas em σ constante. Só a partir daí ocorre a execução do módulo MM5 propriamente dito, onde são definidas as parametrizações físicas a serem utilizadas na simulação. Ele resolve as equações diagnósticas e prognósticas do modelo.

Uma descrição mais detalhada dos módulos e das parametrizações físicas pode ser encontrada nos anexos deste trabalho.

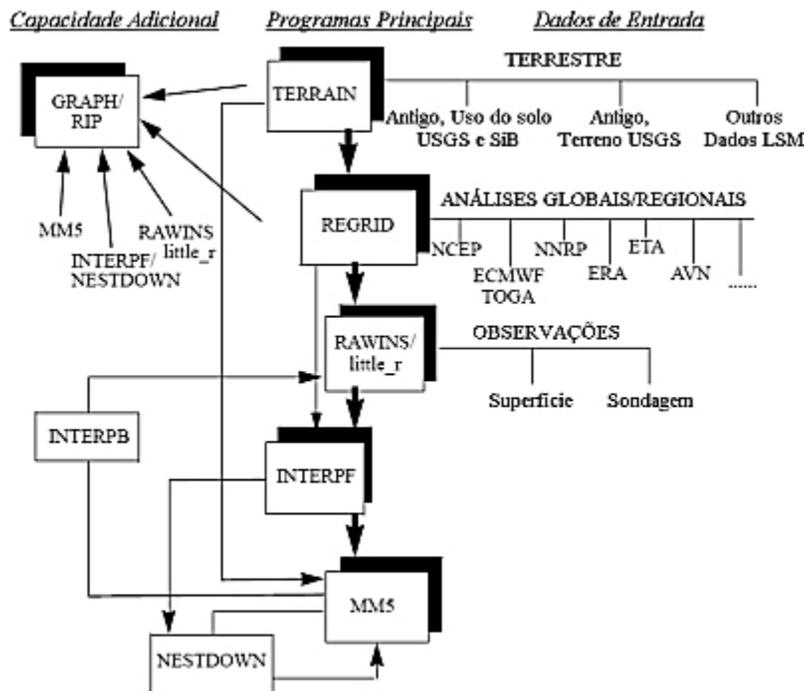


Figura 3.2 – Esquema de programas, formatos dos dados de entrada e itens adicionais do modelo MM5. Adaptado de Dudhia *et al*, 2003.

3.2 – Reanálises, imagens de satélite, dados pluviométricos e dados iniciais do MM5

Com o objetivo de observar as condições sinóticas e possíveis eventos de mesoescala associados aos eventos estudados, foram utilizados, em conjunto, dados globais de reanálises do *National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research* - NCEP / NCAR, imagens dos satélites GOES e Meteosat, dados pluviométricos diários obtidos com a Secretaria Executiva do Meio Ambiente, Recursos Hídricos e Naturais - SEMARHN / AL, normais climatológicas obtidas através do Instituto Nacional de Meteorologia – INMET e dados de METAR, da estação SBMO.

Os dados de reanálises estão disponíveis na página do *NOAA Climate Diagnostics Center* na Internet, dispostos em pontos de grade com uma resolução de 2,5 °, podendo ser

verticalmente distribuídos nos níveis padrões de pressão (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 hPa) ou em superfície, dependendo da variável escolhida. Do mesmo modo, estão disponíveis diariamente para os horários das 00, 06, 12 e 18 Z, médias diárias ou mensais, de acordo com a variável. Foram obtidos os seguintes dados:

- vento, nas suas componentes zonal e meridional;
- pressão ao nível do mar;
- temperatura;
- umidade relativa e específica;
- omega (velocidade do movimento vertical);
- altura geopotencial.

Para estas análises, foram obtidos dados para os períodos de 16/01/2004 – 20/01/2004 para o primeiro caso e 30/05/2004 – 03/06/2004 para o segundo, com o objetivo de estudar o desenvolvimento dos sistemas associados aos eventos. A visualização desses dados foi feita através de rotinas escritas para o ambiente do *Grid Analysis and Display System* (GrADS), em sua versão 1.8SL11. A partir daí, foram gerados campos de linhas de corrente e intensidade do vento ($m \cdot s^{-1}$), velocidade de movimento vertical ($Pa \cdot s^{-1}$), pressão ao nível médio do mar (hPa), convergência e divergência de umidade ($10^6 \cdot s^{-1}$), temperatura potencial específica ($^{\circ} C$) e diagramas de Hovmöller. Esses campos foram utilizados no diagnóstico das características sinóticas, e alguns deles para avaliar a capacidade do MM5 de representar os padrões de escala sinótica nas simulações realizadas. Desses campos, apenas o de temperatura potencial específica precisou ser calculado para os domínios, o que foi feito a partir do procedimento descrito por Bolton (1980).

Foram utilizadas imagens com abrangência global, da América do Sul e da região Nordeste do Brasil, oriundas dos satélites GOES e Meteosat, no canal infravermelho e canal de vapor d'água, todas obtidas no site do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC / INPE. Os dados de precipitação diária foram cedidos pela Diretoria de Hidrometeorologia da Secretaria Executiva do Meio Ambiente, Recursos Hídricos e Naturais - SEMARHN / AL e as normais climatológicas com dados de 1961 a 1990 foram obtidas no site do Instituto Nacional de Meteorologia - INMET. Esses dados também foram utilizados na avaliação dos resultados das simulações dos casos, em especial as imagens de satélite para os campos de nebulosidade gerados pelo modelo e os dados de precipitação para o posicionamento e intensidade da precipitação. É importante registrar como são totalizados os valores diários de precipitação por estas estações:

- Diariamente, às 7 horas local (10Z), o observador faz a medição do total acumulado nas últimas 24 horas. Esse valor é contabilizado como sendo o total do dia anterior, ou seja: se a leitura estiver sendo realizada no dia 19 de janeiro, ela entra no banco de dados como sendo o valor acumulado para o dia 18 de janeiro.

Os dados de METAR da estação SBMO (Aeroporto Zumbi dos Palmares (09° 31' S e 35° 47' W; 117 m de altitude), foram obtidos em <http://www.redemet.aer.mil.br/>. Com esses dados, pode-se observar a hora do início da precipitação, bem como o seu comportamento em termos de intensidade e duração.

Para a inicialização do modelo, foram utilizados dados meteorológicos de análise, oriundos do modelo global AVN, também conhecido como GFS – *Global Forecast System*

model do *National Centers for Environment Prediction* – NCEP, com uma resolução espacial de 1° e resolução temporal de 6 horas. Ele é inicializado através de uma base de dados composta por observações de superfície e altitude recolhidas globalmente.

3.3 – Combinações propostas para as simulações dos eventos

Foram feitas duas simulações distintas para cada evento, que buscavam comparar a melhoria do resultado final com o custo computacional demandado. Como os eventos ocorreram nos dias 18/01/2004 e 01/06/2004, as simulações foram iniciadas pelo menos 48 horas antes da sua ocorrência, não só para que a evolução dos sistemas também pudesse ser acompanhada, mas também para evitar problemas de *spin-up*; porém, este último já poderia ser diminuído com a inicialização ocorrendo algumas horas antes do evento. Assim sendo, as simulações para o primeiro evento tiveram inicialização às 0Z do dia 16/01/2004 e finalização às 0Z do dia 20/01/2004; para o segundo, as simulações foram inicializadas às 0Z de 30/05/2004 e finalizadas às 0Z do dia 03/06/2004.

A primeira combinação definida, a **C1-2G**, possui duas grades, com 27 km e 9 km de resolução horizontal, respectivamente, estando a segunda aninhada à primeira. Já a combinação, **C2-3G**, possui três grades e assim como a primeira guarda uma relação de 3:1 entre elas, mantendo 27 km, 9 km e 3 km de resolução. Ou seja, uma grade principal, uma segunda grade aninhada à primeira e uma terceira aninhada à segunda.

As grades possuem 40 x 40 pontos na horizontal, com exceção da grade 3 da segunda combinação, que buscando uma melhor cobertura do litoral do estado de Alagoas,

foi definida com 40 x 50 pontos. Todas possuem 55 níveis sigma na vertical, e como também são buscadas resoluções compatíveis com eventos de mesoescala, exige-se que o modelo seja executado na sua forma não-hidrostática. Essas configurações e resoluções são apresentadas no quadro 3.1.

Quadro 3.1 – Configuração e resolução vertical, horizontal e temporal das grades das combinações C1-2G e C2-3G.

Grade	Δx (km)	Δy (km)	Δt (s)	Pontos em x	Pontos em y	Níveis σ	Níveis σ até ≈ 1 km	Níveis σ além de ≈ 1 km
1	27	27	78,94	40	40	55	20	35
2	9	9	26,31	40	40	55	20	35
3	3	3	8,77	40	50	55	20	35

A implementação da segunda combinação, com três grades, oriunda da idéia de avaliar o quanto a simulação é melhorada quando uma grade ainda mais refinada é inserida; além disso, Tomé (2004) afirma que Brooks *et al* (1992) e Brooks e Doswell (1993) avaliaram o aumento da resolução horizontal e vertical, sugerindo que este refinamento produz pouco ou nenhuma melhora na previsão. Estes autores propõem a utilização de um conjunto de Monte Carlo, no qual um número limitado de simulações de mesoescala é usado na previsão probabilística. Porém, o mesmo Tomé (2005) cita que Koch (1985), Droegemeier (1990) e Droegemeier (1997) sugerem que uma previsão determinística de mesoescala é útil para a previsão de eventos convectivos.

Em torno dessa discussão, outros autores avaliaram o impacto da melhoria da resolução dos modelos meteorológicos na simulação de eventos. Oliveira (2003), que chegando a utilizar a resolução de 1 km na simulação de uma tempestade convectiva, obteve bons resultados em termos de posicionamento e intensidade de precipitação; Pereira

(2004), simulando o mesmo caso com o modelo MM5, mas utilizando grades de máxima resolução de 9 km, obteve resultados razoáveis quanto a posição do sistema, mas com valores muito baixos de precipitação; Menezes e Silva Dias (2004), em simulações com o modelo RAMS do ciclone Catarina, obtiveram um valor de precipitação muito mais próximo ao real apenas com o aumento da resolução horizontal de 16 km para 10. Os resultados desses estudos, por si só, já indicam a necessidade da avaliação de uma grade de maior resolução.

É importante mencionar que esse tipo de análise envolve aumentos significativos na resolução. Melhorias são esperadas quando a mesma é incrementada, por exemplo, de 27 km para 9 km, ou de 9 km para 3 km, mas não necessariamente vão ocorrer se o aumento for de 1 km para 500 m.

A escolha das parametrizações físicas utilizadas nas simulações foi realizada tomando como base os experimentos realizados pelo Laboratório de Prognósticos em Mesoescala – LPM (IGEO / UFRJ), em conjunto com Furnas Centrais Elétricas, no projeto “Operacionalização do modelo de mesoescala MM5 para bacia do Rio Manso” (Relatório Técnico 2, 2004; Relatório Técnico 3, 2005; Relatório Técnico 4, 2005). Os relatórios técnicos deste projeto apontam bons resultados na simulação dos eventos - inclusive com a melhoria das simulações, através do aninhamento de outra grade de maior resolução – e serviram como referência em termos das combinações. Decidiu-se por seguir aquelas parametrizações neste estudo, com a única diferença no modelo de superfície, em que foi feita a opção de se utilizar o *Five Layer Soil Model* ao invés do NOAH LSM, por acreditar-se que o modelo de cinco camadas já poderia representar a superfície da região de maneira satisfatória.

Quanto a escolha dos arquivos de uso do solo e topografia, foram utilizados os da USGS, com 19 km de resolução (grade 1), 9 km de resolução (grade 2) e 1 km de resolução (grade 3). A elevação do terreno para as respectivas grades pode ser observada na Figura 3.3.

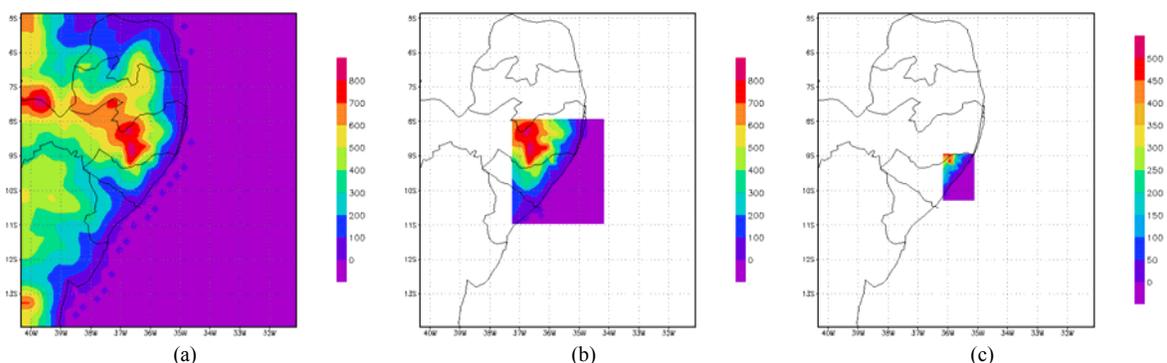


Figura 3.3 – Elevação do terreno para as grades propostas: grade 1, com 27 km (a); grade 2, com 9 km (b); grade 3, com 3 km (c).

3.3.1 – Primeira combinação: C1-2G

- **Grade 1 – Resolução horizontal de 27 km**
 - 27 km de resolução horizontal, 40 x 40 pontos, 55 níveis verticais;
 - Centro da grade: Latitude 9,45 S - Longitude: 35,71 W;
 - Topografia USGS: 19 km.

Parametrizações físicas

- Cumulus: opção 7 - Betts-Miller
- Microfísica: opção 7 - Graupel (Reisner 2)
- Solo-superfície: opção 3 - Five Layer Soil Model
- Camada Limite: opção 5 - MRF PBL (Hong-Pan PBL)
- Radiação: opção 4 - RRTM Radiation

- **Grade 2 – Resolução horizontal de 9 km**

- 9 km de resolução horizontal, 40 x 40 pontos, 55 níveis verticais
- Centro da grade: Latitude 9,45 S - Longitude: 35,71 W
- Topografia USGS: 9 km

Parametrizações físicas

- Cumulus: opção 8 - Kain-Fritsch 2
- Microfísica: opção 7 - Graupel (Reisner 2)
- Solo-superfície: opção 3 - Five Layer Soil Model
- Camada Limite: opção 5 - MRF PBL (Hong-Pan PBL)
- Radiação: opção 4 - RRTM Radiation

A Figura 3.4 mostra o aninhamento das grades desta primeira combinação, onde a grade D01 é a grade 1, com 27 km de resolução, e D02 é a grade 2, com 9 km.

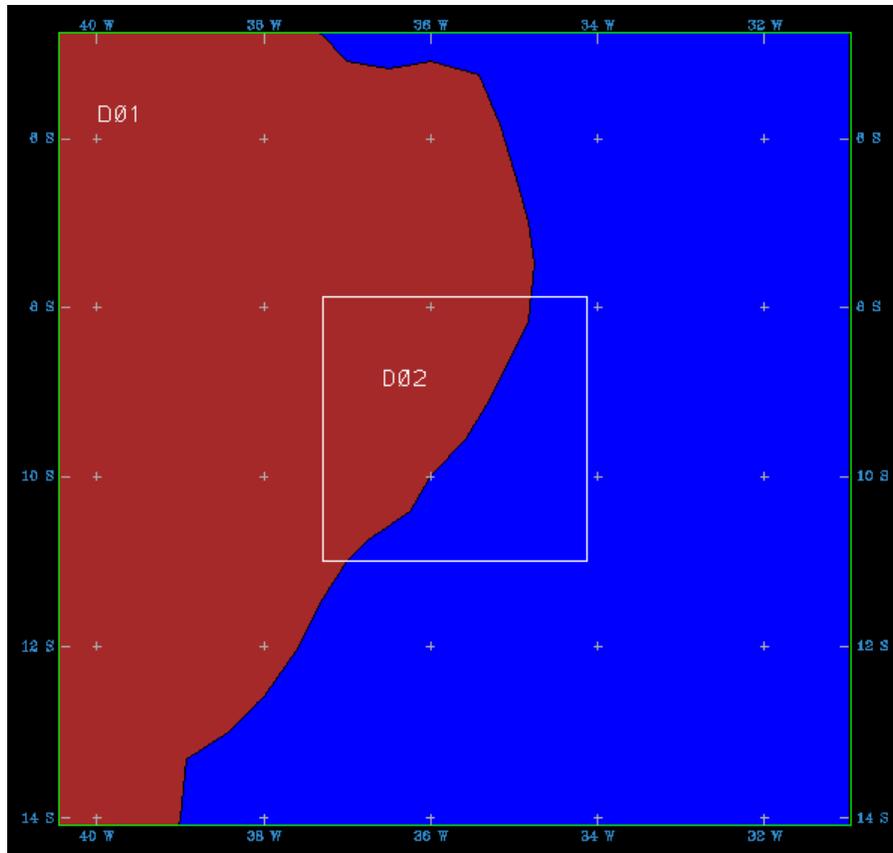


Figura 3.4 – Aninhamento das grades da combinação C1-2G.

3.3.2 – Segunda combinação: C2-3G

Como já foi mencionado anteriormente, esta combinação possui as mesmas configurações da anterior nas suas duas primeiras grades; a avaliação proposta aqui é a melhoria das simulações através da inserção de uma grade mais refinada, com 3 km de resolução.

- **Grade 3 – Resolução horizontal de 3 km**
 - 3 km de resolução horizontal, 40 x 50 pontos, 55 níveis verticais
 - Centro da grade: Latitude 9,61 S - Longitude: 35,63 W
 - Topografia USGS: 1 km

Parametrizações físicas

- Cumulus: opção 8 - Kain-Fritsch 2
- Microfísica: opção 7 - Graupel (Reisner 2)
- Solo-superfície: opção 3 - Five Layer Soil Model
- Camada Limite: opção 5 - MRF PBL (Hong-Pan PBL)
- Radiação: opção 4 - RRTM Radiation

O aninhamento das grades da combinação C2-3G pode ser observado na Figura 3.5, onde a grade D01 é a grade 1, D02 é a grade 2 e D03 é a grade 3.

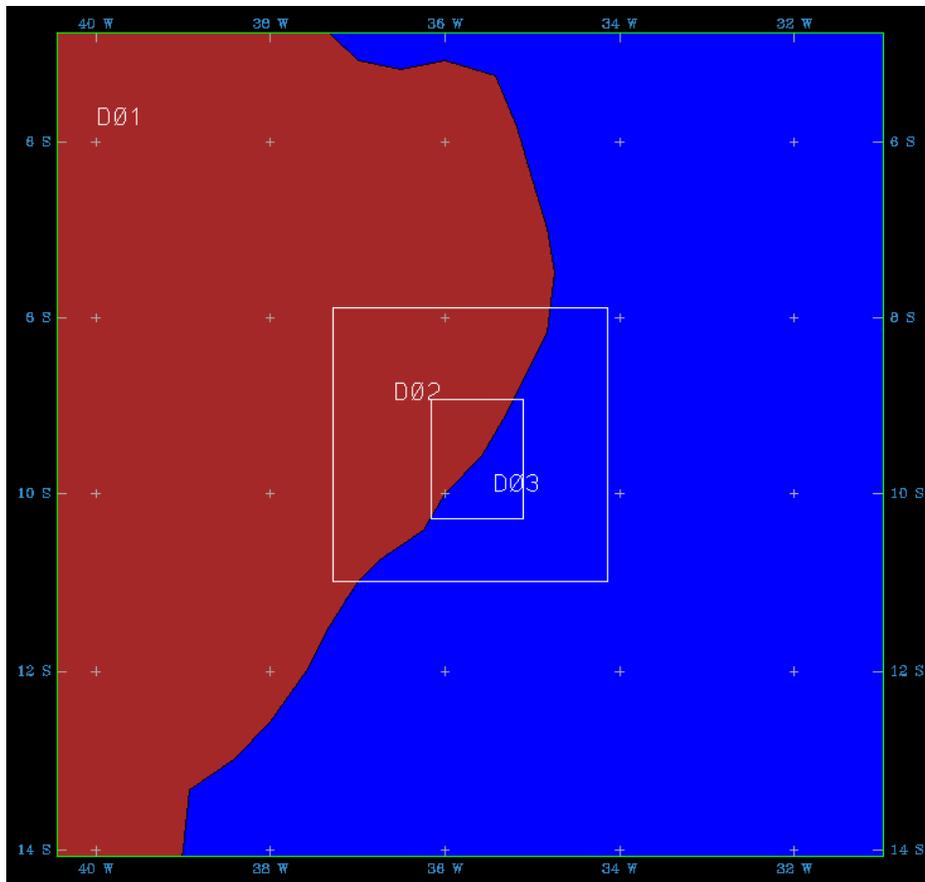


Figura 3.5 – Aninhamento das grades da combinação C2-3G.

4 – CASOS DE ESTUDO: DESCRIÇÃO DOS EVENTOS E RESULTADOS DAS SIMULAÇÕES

Nos dois eventos escolhidos para os estudos, ocorridos nos meses de janeiro e junho do ano de 2004, foram observadas precipitações extremas na cidade de Maceió e regiões próximas, que estão inseridas na principal região metropolitana de Alagoas. Além disso, também foram registrados nos dias anteriores e nos dias que seguiram, elevados totais pluviométricos em outras cidades do Agreste, Sertão e Baixo São Francisco, onde importantes atividades econômicas do estado são realizadas. A Figura 4.1 mostra a precipitação mensal acumulada na cidade de Maceió no ano de 2004, versus a normal climatológica (1961 - 1990) do INMET, representando o desvio de precipitação em relação a média climatológica. Observa-se os grandes desvios positivos da precipitação acumulada nos meses dos eventos estudados.

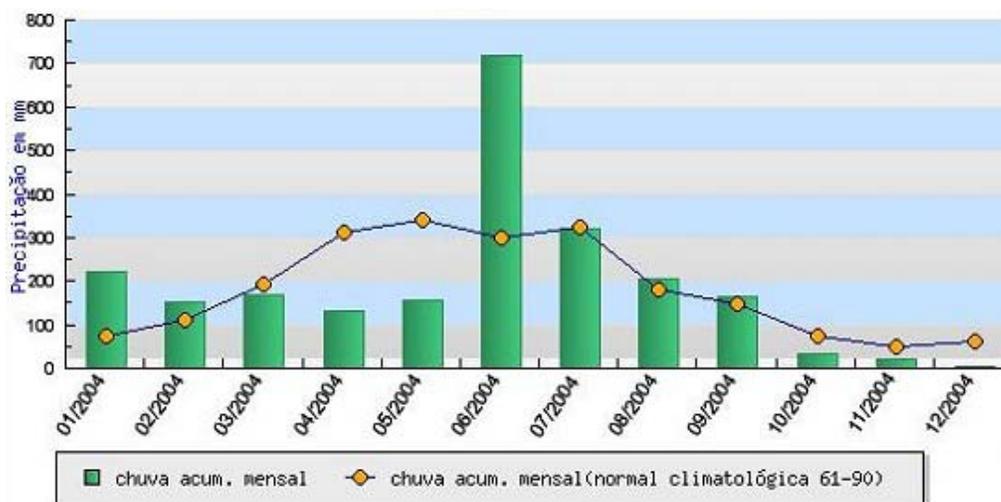


Figura 4.1 – Precipitação acumulada mensal (em mm) para a cidade de Maceió, versus média climatológica (1961 - 1990) para o ano de 2004. Fonte: INMET.

Os próximos itens abordam uma descrição das situações sinóticas e de possíveis eventos de mesoescala associados aos eventos de precipitação extrema ocorridos em Maceió nos dias 18/01/2004 e 01/06/2004.

4.1 – O evento de 18 de janeiro de 2004

O mês de janeiro foi bastante atípico em termos de precipitação em todo o país. As chuvas estiveram acima da média climatológica em praticamente toda a região Nordeste, parte das regiões Sudeste e Centro-Oeste, além de alguns estados da região Norte, como uma porção do Pará e Tocantins (Figura 4.2). O excesso de chuva teria sido causado, entre outros fatores, pela intensificação da oscilação intrasazonal (CPTEC / INPE, 2004a), sendo inclusive registrada a ocorrência de três episódios de ZCAS.

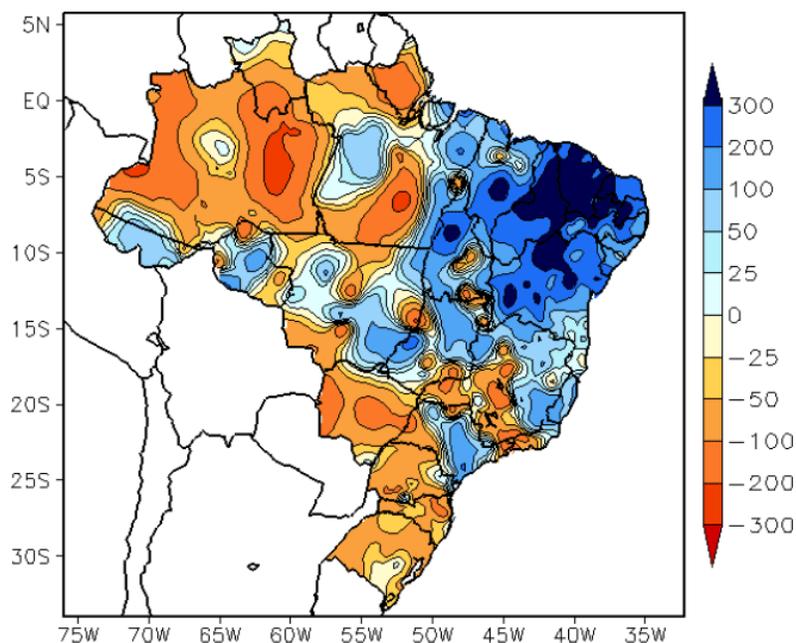


Figura 4.2 – Desvio de precipitação (em mm) em relação à média climatológica (1961 - 1990) para o mês de janeiro de 2004. Fonte: INMET.

Tratando especificamente do NEB, os altos índices de precipitação ocorreram devido ao deslocamento de frentes frias para o sul da região, a uma efetiva atuação da ZCIT e a presença de VCAN's no Oceano Atlântico, com valores que excederam em até 300 mm as médias históricas de algumas cidades dos estados do Ceará e Piauí. Além destes, elevados totais pluviométricos foram registrados no litoral e interior do estado da Bahia, Sergipe, Alagoas e Pernambuco.

No município de Maceió, mais precisamente no posto pluviométrico da Usina Cachoeira (9.45° S; 35.71° W), o mês de janeiro de 2004 registrou um total acumulado de precipitação de 265,0 mm. No dia 18, o total de precipitação observado foi de 110,9 mm; a ocorrência de chuvas dessa magnitude normalmente está relacionada com transtornos como deslizamentos de terra, enchentes, inundações, o que acarreta prejuízos econômicos e até mesmo a perda de vidas. Nesse dia, foram registrados elevados totais pluviométricos não só na capital alagoana, mas em vários outros pontos do estado.

4.1.1 – Descrição do caso: cenário sinótico

A imagem de satélite e os campos de linhas de corrente em 200 hPa e convergência de umidade em 850 hPa do dia 18/01/2004, às 12Z, são apresentados nas Figuras 4.3.a e 4.3.b, respectivamente. Na imagem de satélite, observa-se o ciclone associado à frente fria na porção sul do Oceano Atlântico, com a banda de nebulosidade do sistema frontal com direção NW-SE. Estendendo-se do oceano até o NEB, a área de nebulosidade é destacada pela caixa vermelha na Figura 4.3.a.

O campo de linhas de corrente em 200 hPa mostra o posicionamento da Alta da Bolívia, entre os estados de Minas Gerais e Goiás (quadro A); do VCAN próximo ao litoral do Nordeste (quadro B); além destes, observa-se também uma crista, desde o oceano até o sul da Bahia (linha C). Apresenta-se então, uma configuração clássica de eventos de ZCAS. Ao confrontar o campo de convergência em 850 hPa com a banda de nebulosidade da imagem de satélite e as linhas de corrente em altos níveis, mostra-se o posicionamento da frente fria entre a Alta da Bolívia e o VCAN.

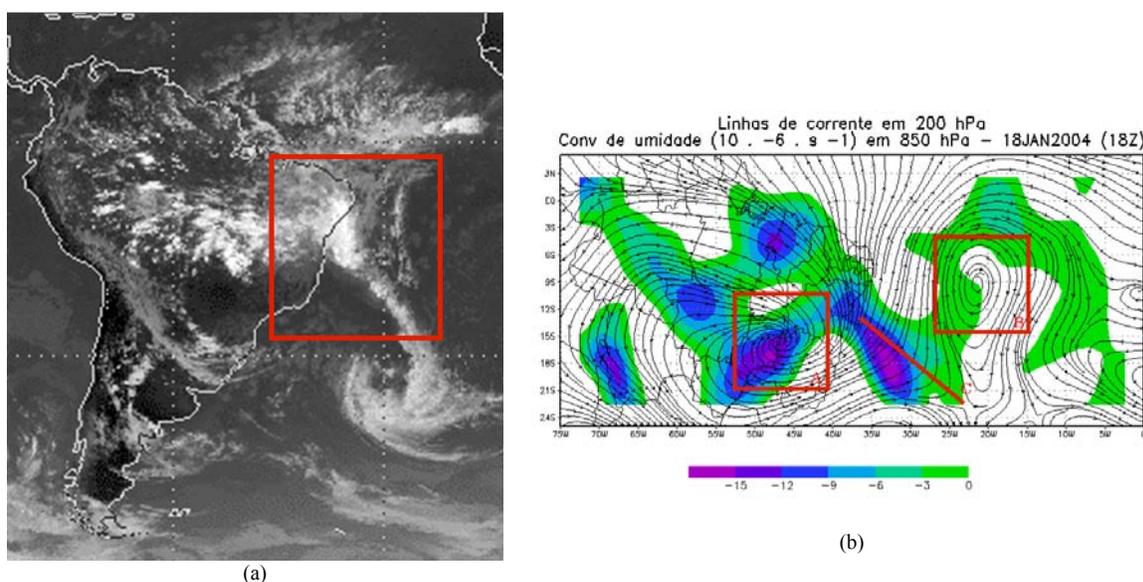


Figura 4.3 – (a) Corte da imagem de satélite GOES + Meteosat no canal infra-vermelho do dia 18/01/2004, às 18Z (Fonte: CPTEC/INPE) e (b) linhas de corrente em 200hPa e convergência de umidade em 850 hPa, para 18/01/2004, às 18Z.

Na Figura 4.4 apresentam-se os campos de linhas de corrente e intensidade do vento, no nível de 200 hPa, nos dias 16, 17, 18 e 19 de janeiro de 2004, às 00 Z. Mostra-se a evolução da Alta da Bolívia (AB) sobre o continente (quadro A) e do VCAN no Oceano Atlântico (quadro B). No dia 16, a AB estabeleceu-se, com centro no extremo oeste do continente, sobre o sul do estado de Rondônia, como visto na Figura 4.4.a. Nas 24 horas seguintes, esse sistema já se apresentava bem configurado, com centro entre a Bahia,

Tocantins, Goiás e Minas Gerais, conforme apresentado na Figura 4.4.b. Neste período, o VCAN permaneceu semi-estacionário e sem grande intensificação dos ventos. Para o dia 18 (Figura 4.4.c), percebe-se um ligeiro deslocamento do VCAN para NW, com um incremento na intensidade do vento em altos níveis, na borda oeste do sistema. Do dia 18 para o dia 19 (Figura 4.4.d), houve um deslocamento do VCAN para NE e uma desintensificação desse sistema. Entre os dias 17 e 18, a Alta da Bolívia permaneceu semi-estacionária, com um posicionamento mais próximo à região de estudo, influenciando na difluência junto com a frente fria semi-estacionária ao sul da Bahia, o que ocasiona a formação em “Y” da nebulosidade associada ao vórtice ciclônico no oceano, neste período.

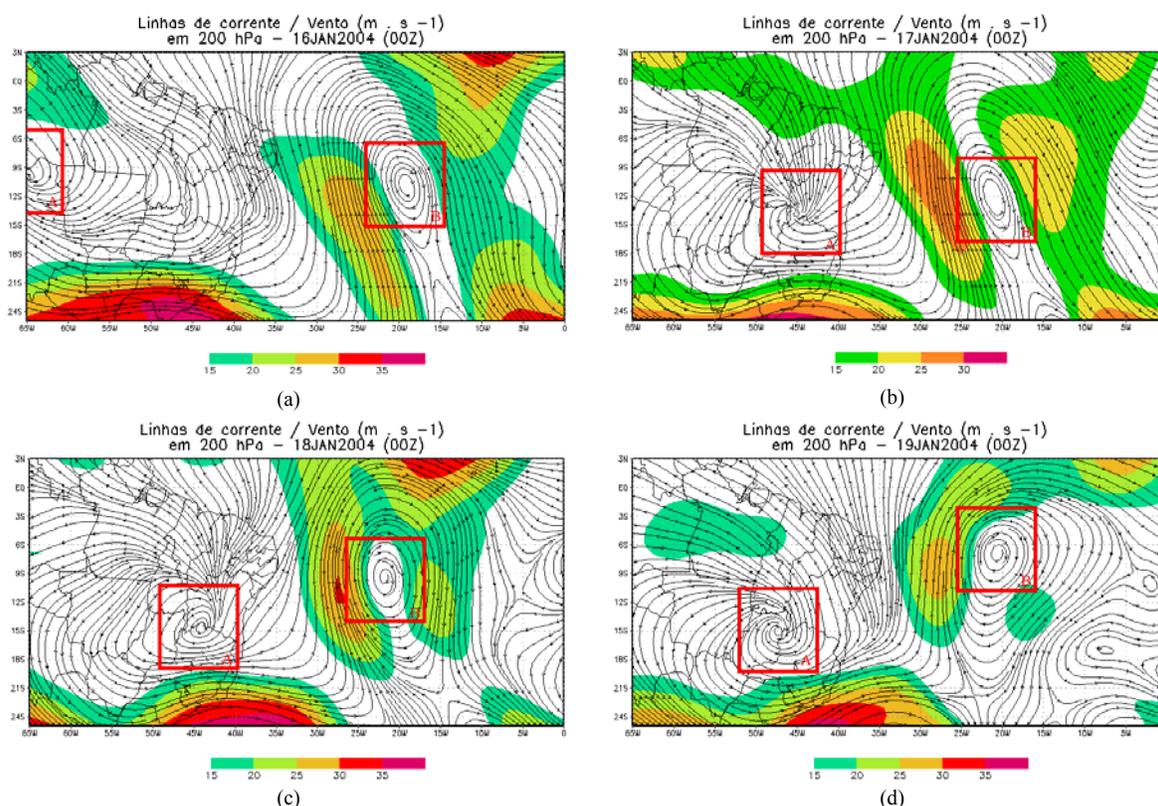


Figura 4.4 – Campos compostos de linhas de corrente e intensidade do vento em 200 hPa, para os dias 16, 17, 18 e 19 de janeiro de 2004 às 00Z.

A Figura 4.5 apresenta os campos de linhas de corrente e intensidade do vento, no nível de 925 hPa, para os dias 16, 17, 18 e 19 de janeiro de 2004, às 00 Z. Em destaque, a região de interesse.

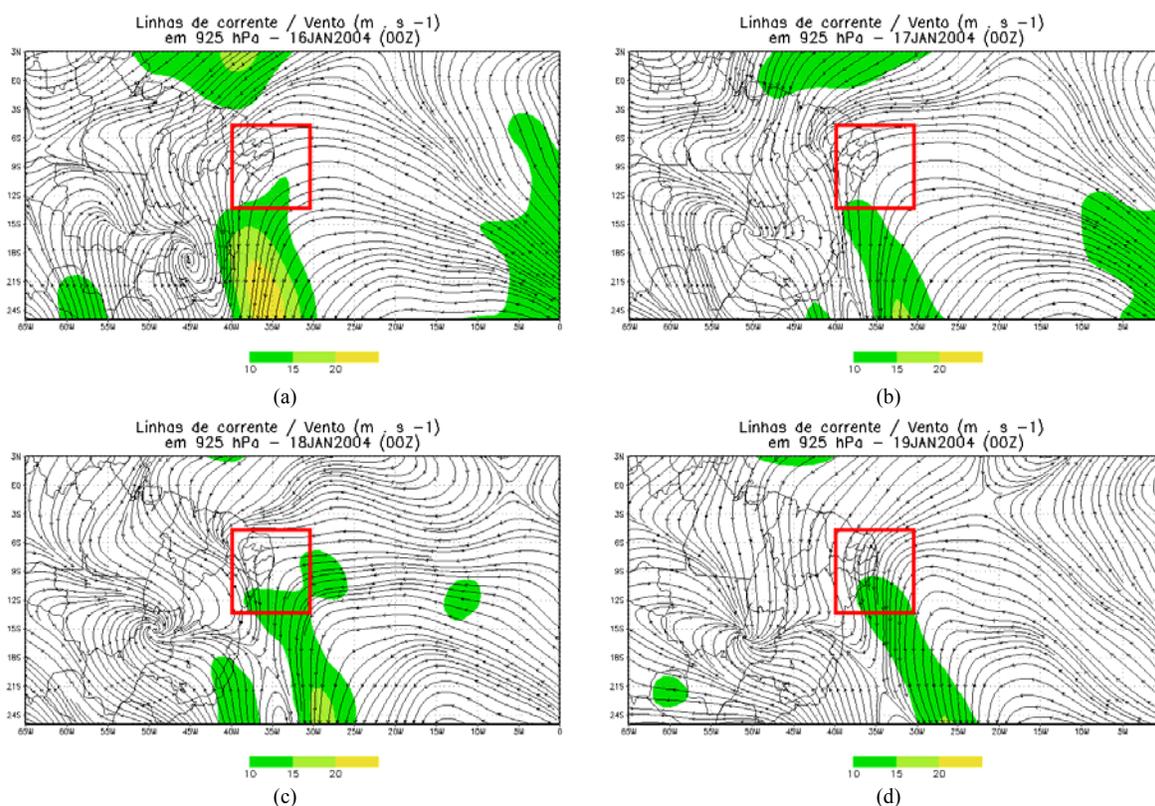


Figura 4.5 – Campos compostos de linhas de corrente e intensidade do vento em 200 hPa, para os dias 16, 17, 18 e 19 de janeiro de 2004 às 00Z.

Observando a região de estudo em baixos níveis e comparando o escoamento com os campos de linhas de corrente em altos níveis (Figura 4.4), percebe-se a presença de cisalhamento vertical do vento na região de interesse. Define-se cisalhamento vertical como sendo uma mudança na velocidade, na direção (ou em ambos) do vento, sobre uma certa altura. Sabe-se também, que sob determinadas condições, um escoamento básico que contém cisalhamento vertical será instável para pequenas perturbações, que podem crescer exponencialmente se receberem energia potencial ou cinética do escoamento médio (Gomes Filho, 2002).

Uma característica favorável à formação de sistemas convectivos é a presença de umidade em baixos níveis. Contudo, há a necessidade de se transportar essa umidade na vertical, com posterior condensação do vapor d'água e formação da nuvem convectiva. É preciso haver não apenas umidade disponível em baixos níveis, mas convergência dessa umidade, conforme apresentado na Figura 4.6 (Lima, 2005). Dentro desse contexto, uma análise mais adequada para convecção é feita levando-se em conta o levantamento das camadas atmosféricas. Como uma espécie de variável diagnóstica, a temperatura potencial equivalente pode indicar a presença de energia potencial para atividade convectiva, já que agrega temperatura e umidade.



Figura 4.6 Papel da convergência de umidade em baixos níveis na formação de uma nuvem convectiva. Adaptado de Lima, 2005.

Utilizando-se a temperatura potencial equivalente, pode-se resumir os processos de instabilidade convectiva como se segue:

- $\frac{d\theta_e}{dz} > 0$ - atmosfera convectivamente estável;
- $\frac{d\theta_e}{dz} = 0$ - atmosfera convectivamente neutra;
- $\frac{d\theta_e}{dz} < 0$ - atmosfera convectivamente instável.

Na Figura 4.7 é apresentada a diferença da temperatura potencial equivalente (θ_e) entre os níveis de (a) 850 hPa e 925 hPa e (b) 700 hPa e 850 hPa, para o dia 18/01/2004, às 12 Z. Os quadros vermelhos, indicam a região de estudo.

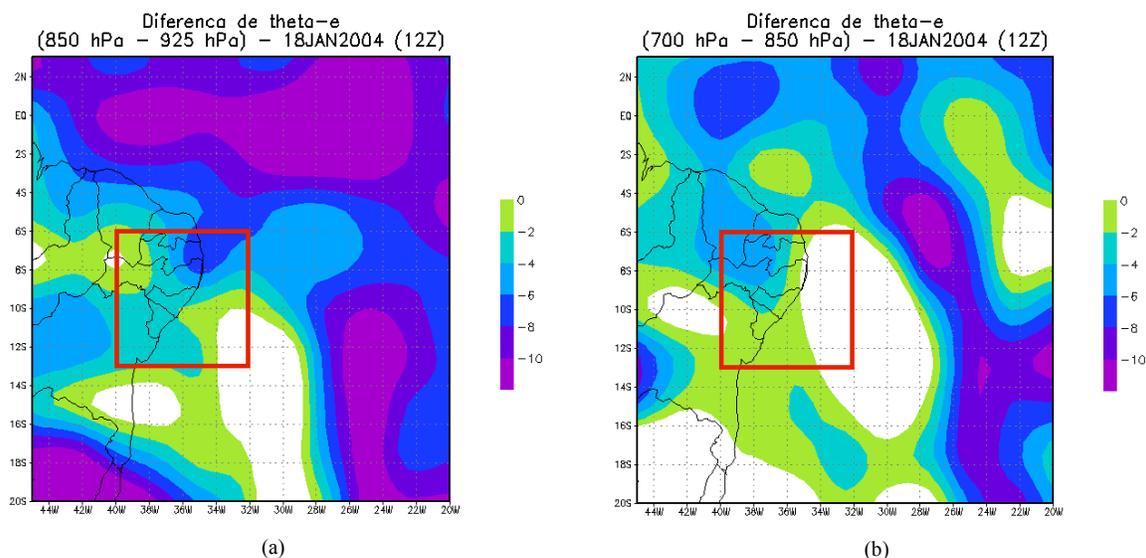


Figura 4.7 – Diferença da temperatura potencial equivalente entre os níveis de 850 hPa e 925 hPa (a) e entre 700 hPa e 850 hPa (b), para o dia 18 de janeiro de 2004 às 12Z.

A diferença positiva / negativa entre os níveis mostra se a região é convectivamente estável / convectivamente instável. Durante a manhã do dia 18/01/2004, observa-se valores negativos na região de estudo, entre 925 hPa e 700 hPa. Isso indica instabilidade convectiva nas horas antecedentes ao evento.

Já a velocidade dos movimentos verticais (ω) nos níveis de 850 hPa, 700 hPa e 500 hPa no dia 18/01/2004, para o horário de 12Z, pode ser observada na Figura 4.8.

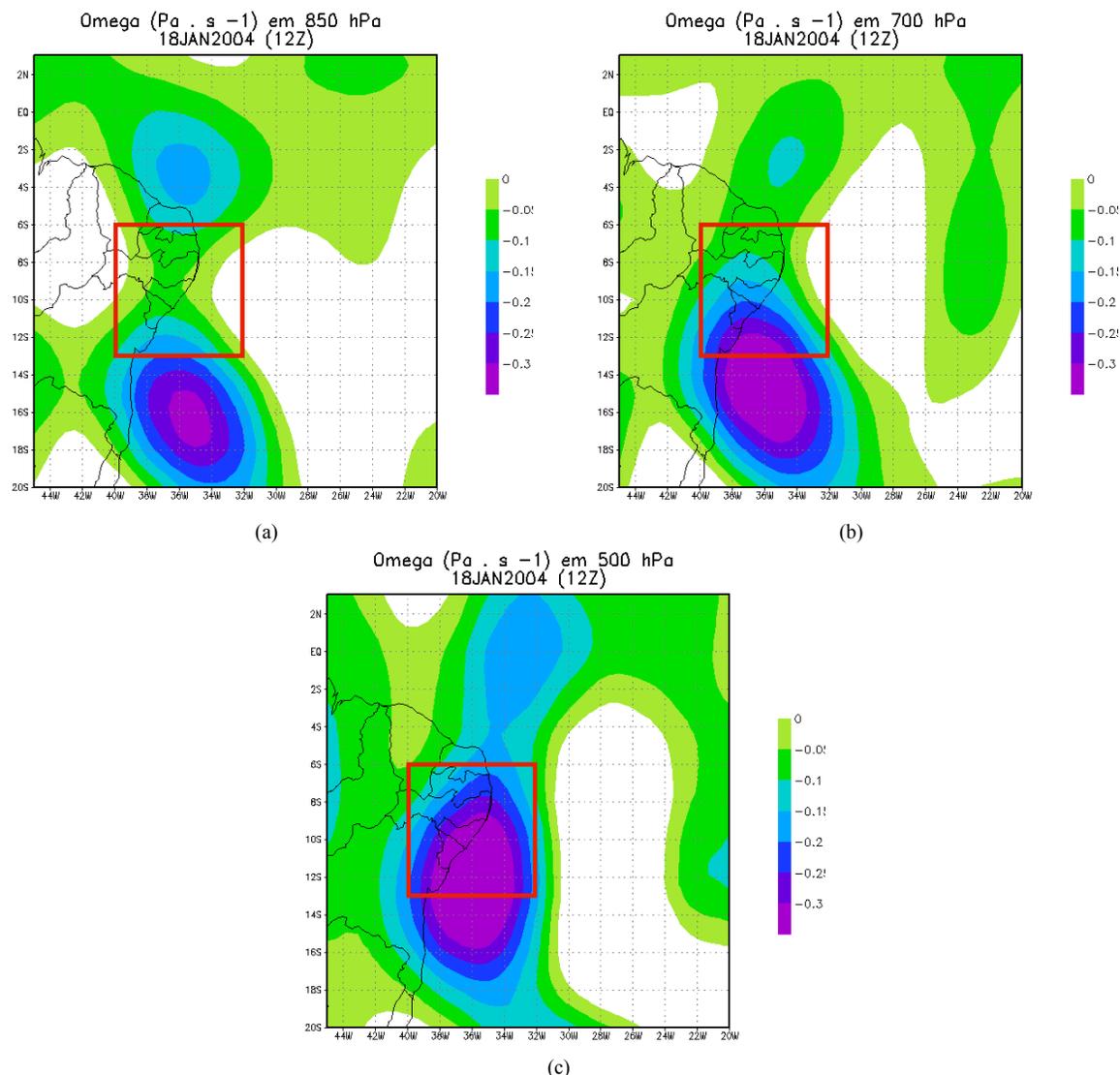


Figura 4.8 – Campos de omega em 850 hPa (a), 700 hPa (b) e 500 hPa (c), para o dia 18 de janeiro de 2004 às 12Z.

Os valores negativos de ω , indicativos de movimento ascendente, podem ser observados ao redor da região de estudo. Em conjunto com as informações de temperatura potencial equivalente, esses campos sugerem instabilidade na atmosfera ao longo do dia.

A Figura 4.9 mostra os campos de convergência de umidade e linhas de corrente para o dia 18/01/2004 às 06Z e 12Z, em baixos níveis.

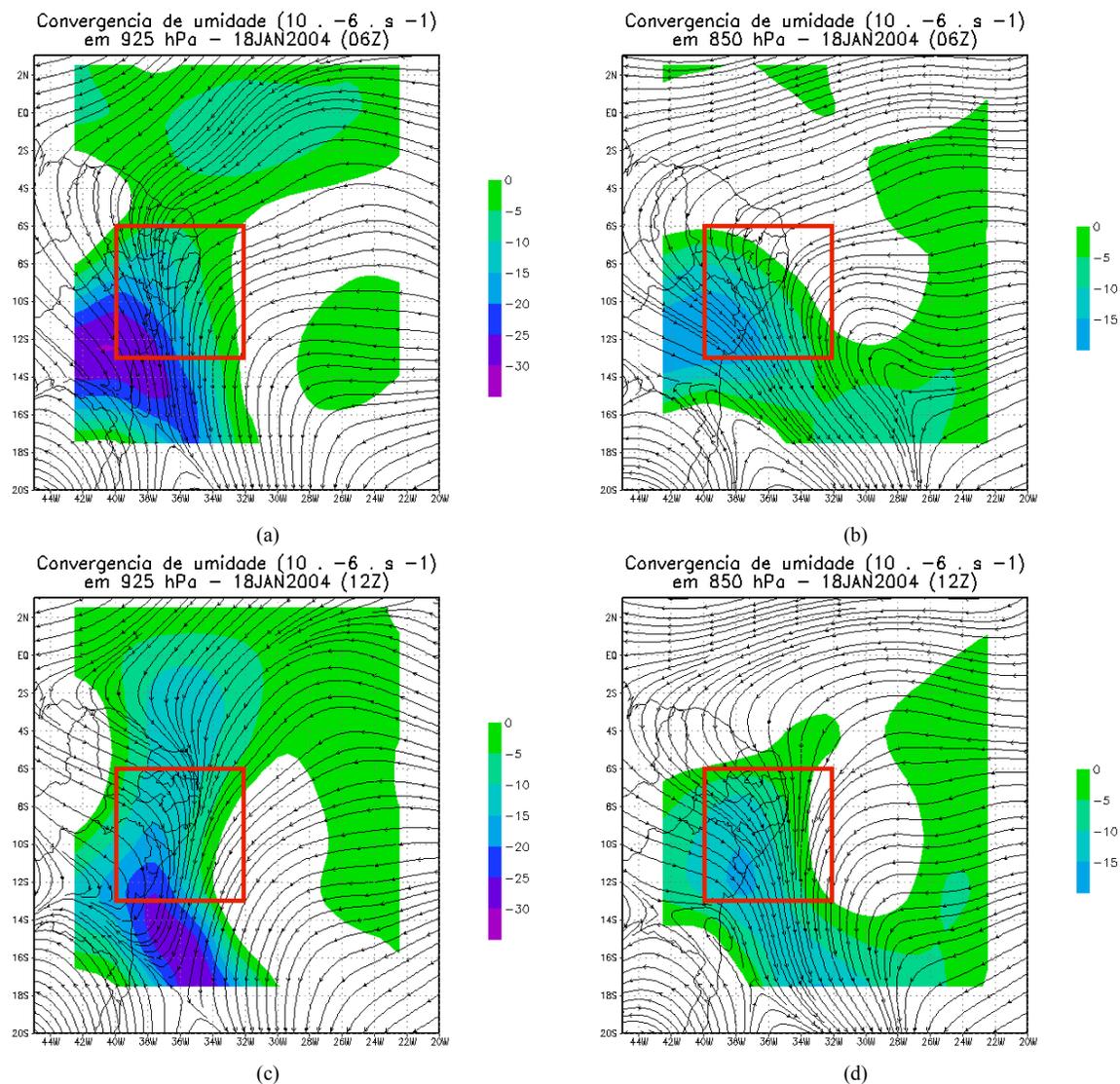


Figura 4.9 – Campos de linhas de corrente e convergência de umidade em 925 hPa (a, c) e 850 hPa (b, d), para o dia 18 de janeiro de 2004 às 6Z e 12Z.

Complementando as informações fornecidas pelos campos já analisados, a convergência de umidade em baixos níveis pode caracterizar possibilidade de intensificação da atividade convectiva. Isso é confirmado na região de estudo, que apresenta valores negativos nos dois horários, para os dois níveis visualizados.

Com o objetivo de visualizar a evolução da nebulosidade associada a precipitação ocorrida no dia 18 de janeiro, são mostradas as imagens setorizadas do canal infra-vermelho do satélite GOES 12 na Figura 4.10. Também pode-se observar a explosão da convecção associada ao sistema atuante nesse dia, a partir da Figura 4.10 c, concordando com os campos de reanálises mostrados anteriormente.

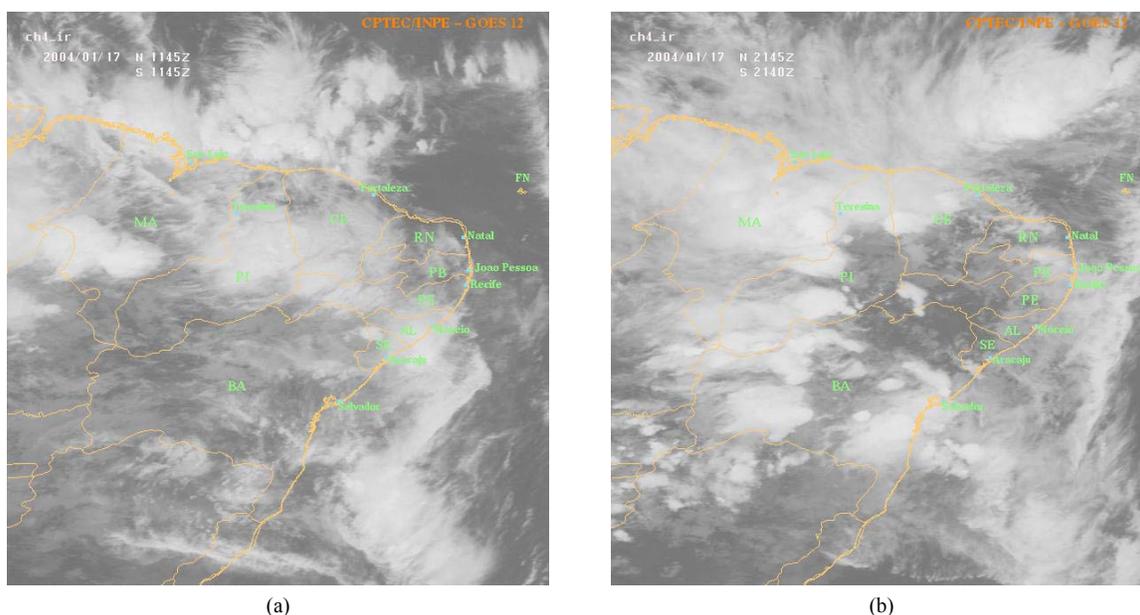


Figura 4.10 – Imagens setorizadas do satélite GOES no canal infra-vermelho para os dias (a) 17/01/2004 1145Z, (b) 17/01/2004 2145Z, (c) 18/01/2004 0845Z, (d) 18/01/2004 1145Z, (e) 18/01/2004 1445Z, (f) 18/01/2004 1745Z. Fonte: CPTEC/INPE.

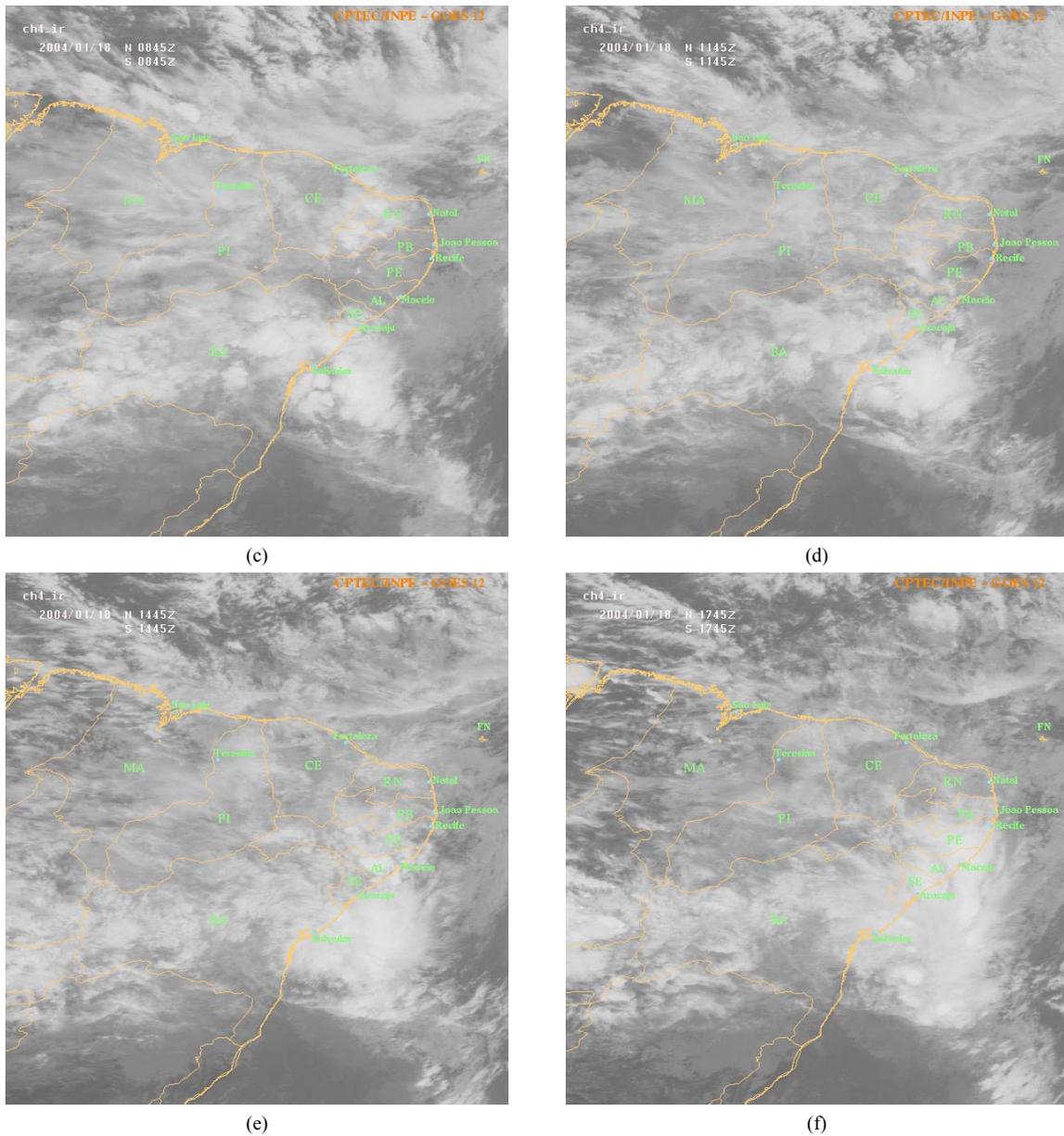


Figura 4.10 CONTINUAÇÃO – Imagens setorizadas do satélite GOES no canal infra-vermelho para os dias (a) 17/01/2004 1145Z, (b) 17/01/2004 2145Z, (c) 18/01/2004 0845Z, (d) 18/01/2004 1145Z, (e) 18/01/2004 1445Z, (f) 18/01/2004 1745Z. Fonte: CPTEC/INPE.

4.1.2 – Resultados das simulações com a combinação C1-2G

Esta combinação apresenta duas grades, com 27 km e 9 km, com a grade menor aninhada e com ambas centradas nas coordenadas de 9,45 S e 35,71 W.

4.1.2.1 – Resultados da Grade 1

Nos campos de linhas de corrente (Figura 4.11), o modelo apresentou resultados satisfatórios em termos de representação da circulação sinótica vigente na região estudada. Nota-se através da Figura 4.11, que a simulação do MM5 (Figuras 4.11.b e 4.11.d) conseguiu representar bem alguns padrões significativos do escoamento em baixos e altos níveis, como a crista próxima ao litoral de Alagoas no dia do evento, o que pode ser confirmado ao se comparar este campo simulado com o observado nas reanálises do NCEP (Figura 4.11.a).

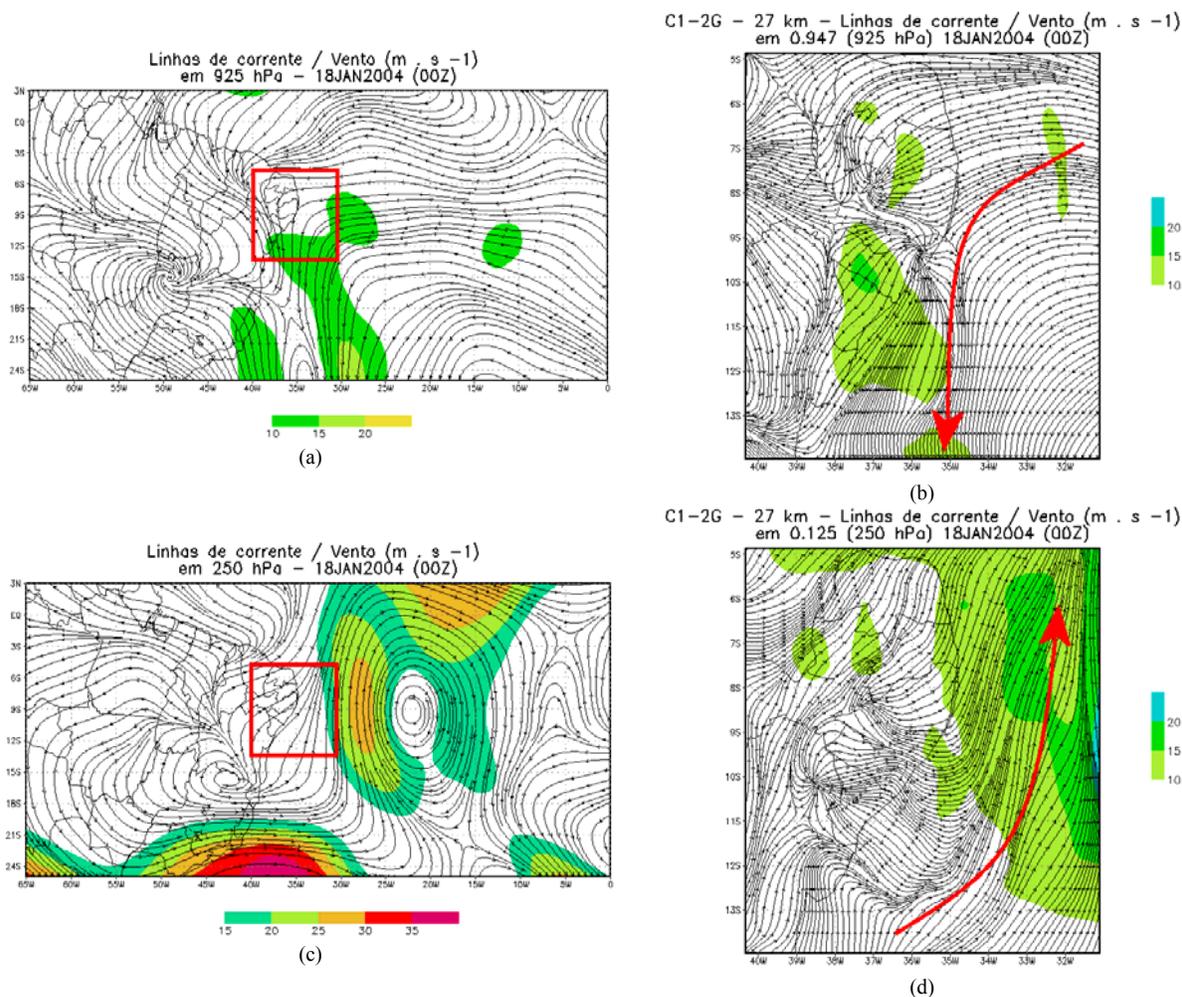


Figura 4.11 – Campos compostos de linhas de corrente e vento em 925 hPa e 250 hPa, oriundos de reanálises do NCEP (a, c) e simulados pela Grade 1 da C1-2G (b, d) para o dia 18/01/04, 00Z.

Esta tendência em representar o escoamento preferencial também é confirmada em altos níveis, onde as simulações conseguiram representar bem o cisalhamento vertical do vento, com escoamento preferencial de norte para sul entre no nível de 925 hPa (Figura 4.11.b) e, de sul para norte em 250 hPa (Figura 4.11.d).

Outro campo bastante representativo é o de nebulosidade. A boa representação do mesmo, principalmente em sistemas que estejam associados a valores excessivos, é um indicativo relevante em boas simulações. Além disso, estes campos, quando comparados com imagens de satélite, sugerem não só a posição, mas o desenvolvimento de atividade convectiva na região. A Figura 4.12.a e 4.12.b mostra um corte na imagem de satélite setorizada da região nordeste e a cobertura de nuvens em baixos níveis simulada pelo MM5, ambas para o mesmo horário.

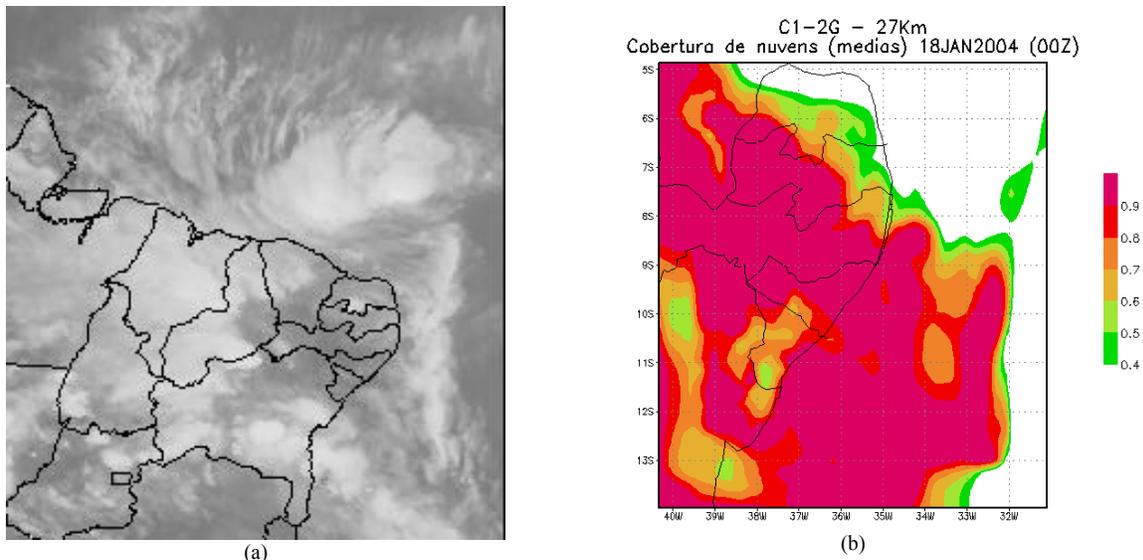


Figura 4.12 – (a) Corte da imagem de satélite GOES 12 no canal infra-vermelho do dia 18/01/2004, às 0109Z (Fonte: CPTEC/INPE) e (b) campos de nebulosidade baixa, simulados pela Grade 1 da C1-2G, para 18/01/2004, às 00Z.

É importante salientar que o modelo superestimou a cobertura de nuvens existente entre os estados de Pernambuco e Rio Grande do Norte, mas uma melhor caracterização é

prejudicada pela baixa resolução da imagem de satélite, que não permite uma melhor avaliação da cobertura de nuvens médias. (Figura 4.12.b).

A capacidade do modelo simular condições de instabilidade, já na grade de menor resolução (Grade 1) nesta configuração, é apresentada na Figura 4.13, que mostra a diferença de θ_e entre os níveis de 850 hPa – 925 hPa e 700 hPa – 850 hPa, em dois horários distintos do dia 18 de janeiro de 2004, destacando o estado de Alagoas.

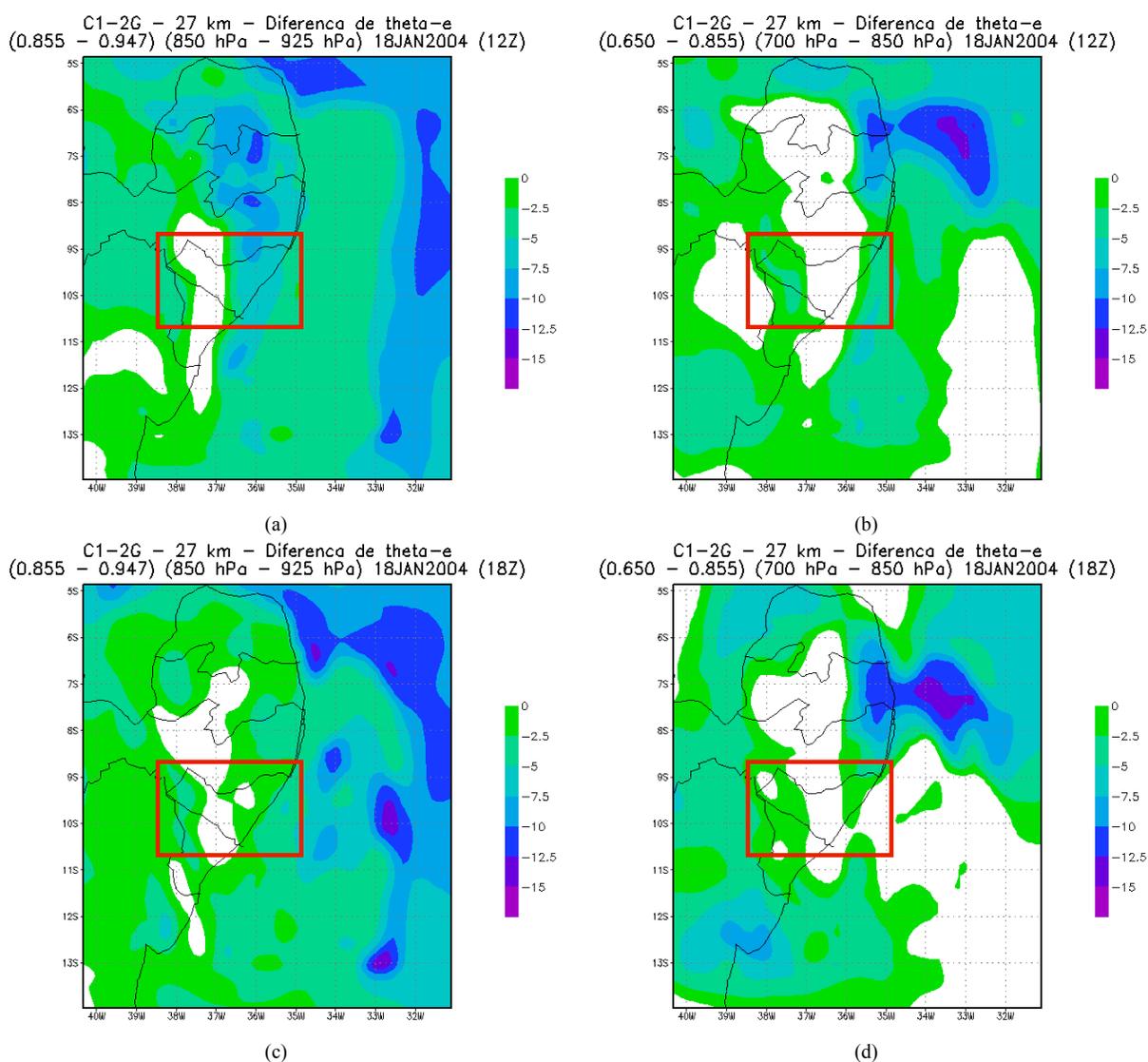


Figura 4.13 – Diferença da temperatura potencial entre os níveis de 850 hPa e 925 hPa (a, c), e entre 700 hPa e 850 hPa (b, d), para os horários de 12Z e 18Z, do dia 18 de janeiro de 2004, simulada pela Grade 1 da C1-2G.

Analisando os resultados obtidos com os já apresentados no capítulo 4, onde o evento foi descrito em termos das suas condições sinóticas através dos dados de reanálises do NCEP, esta primeira grade conseguiu, de maneira satisfatória, representar o comportamento da atmosfera quanto aos sinais de instabilidade atmosférica existentes. É importante salientar que se espera do modelo uma representação concordante, mas os resultados apresentados por ele são mais realísticos do que àqueles de um modelo global, em virtude da sua melhor resolução.

A precipitação (microfísica, convectiva, total) e a observada pela rede pluviométrica da SEMARHN / AL, acumulada em 24 horas, para o dia 18, pode ser observada na Figura 5.4. Ao comparar a precipitação total simulada pela Grade 1 com a observada, percebe-se que o modelo, já com a grade de menor resolução, conseguiu simular núcleos de chuva com intensidades da ordem da observada, entre 60 e 100mm; entretanto, com discrepâncias em termos de posicionamento. Dois pontos precisam ser destacados: não há uma cobertura satisfatória da rede pluviométrica na porção noroeste do estado, onde o modelo MM5 captou um núcleo de maior precipitação (Figura 5.4.c); por outro lado, em torno da região metropolitana de Maceió, não foram obtidos os altos totais registrados neste dia.

Outro aspecto interessante é que boa parte da precipitação simulada pelo modelo para o estado de Alagoas foi gerada como precipitação associada aos processos de microfísica (Figura 4.14.a), simulados nas duas combinações pela parametrização Reisner 2. Isso indica que esses processos já puderam ser bem captados por esta grade, apesar de sua baixa resolução. Essa grade também permitiu observar a precipitação associada à frente fria semi-estacionária no estado da Bahia (Figura 4.14.c). Neste caso, com maior parte da

precipitação vinculada aos processos convectivos simulados pela parametrização de Betts-Miller, coerente com a escala do fenômeno (Figura 4.14.b). Boas simulações em maior escala são bastante importantes, em especial para a área operacional, já que sugerem aos previsores as condições dinâmicas e térmicas mais gerais, associadas a sistemas de tempo (Lima, 2005).

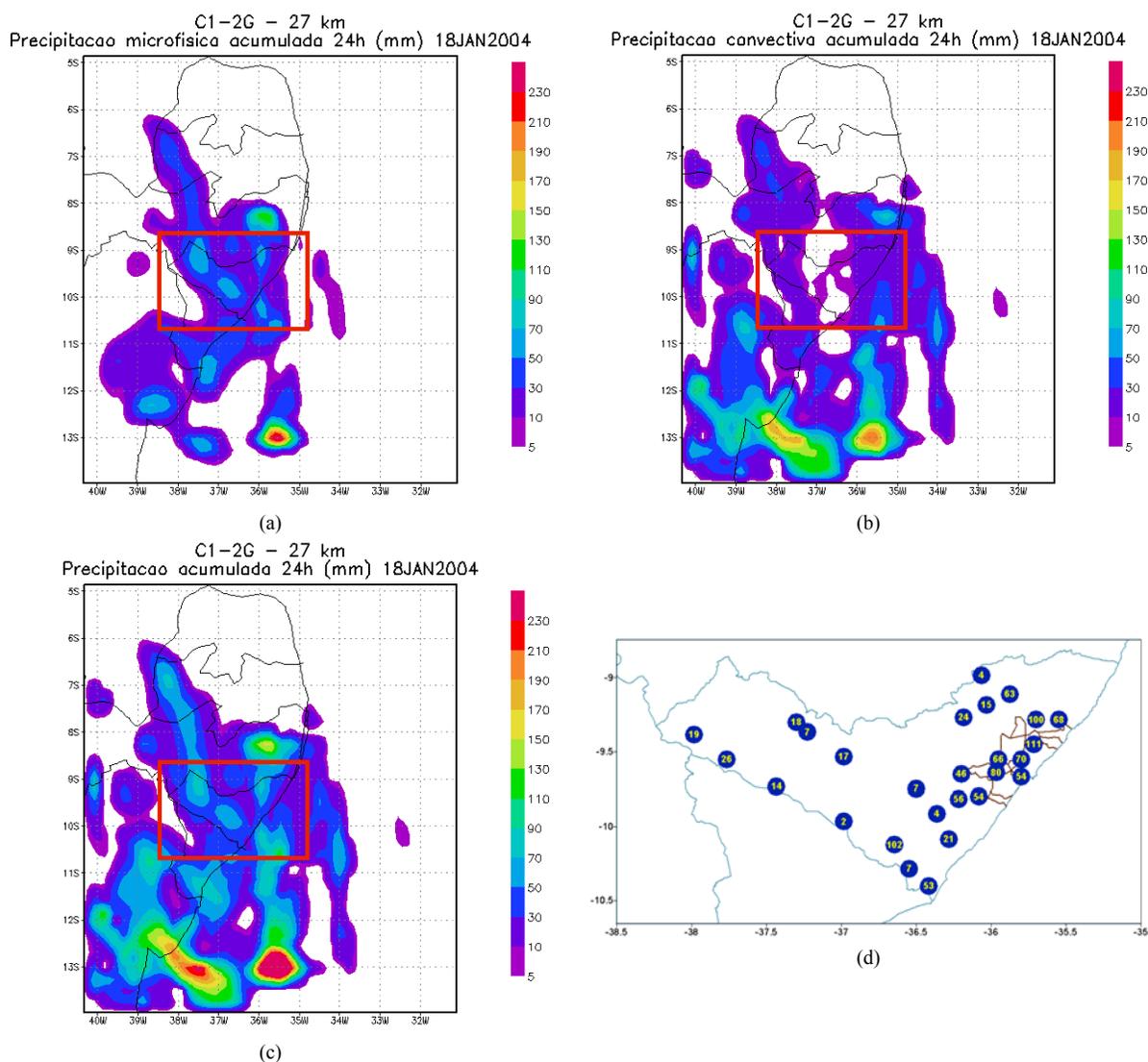


Figura 4.14 – Precipitação de microfísica (a), convectiva (b), total (c), acumulada em 24 horas (em mm), simulada pela Grade 1 da C1-2G e observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas (d), para o dia 18/01/04.

Estes resultados indicam que o evento foi bem simulado, dentro do que se esperaria de uma grade com uma resolução de 27 km. O cenário sinótico, de um modo geral, pode ter alguns dos seus principais sinais representados, e de maneira bastante satisfatória. Os valores de precipitação também estiveram em torno do esperado por uma grade não tão refinada.

4.1.2.2 – Resultados da Grade 2

Esta grade é a mais refinada desta combinação C1-2G, possuindo 9 km de resolução. Em conjunto com este ganho, foi aproveitada a experiência do grupo do LPM / IGEO / UFRJ na decisão de alterar a parametrização de cumulus escolhida. É de se esperar, nesta grade, uma melhor representação dos processos dinâmicos e termodinâmicos, com o detalhamento da mesoescala. Através da visualização de campos que indiquem a instabilidade da atmosfera, o bom posicionamento das regiões que possuam esse suporte térmico traz informações bastante relevantes para o previsor. A diferença da temperatura potencial equivalente entre níveis (Figura 4.15) e a divergência negativa (convergência) de umidade em baixos níveis (Figura 4.16) são dois bons exemplos de campos que podem mostrar o quanto a atmosfera está propensa a convecção, sendo abordados nas próximas análises.

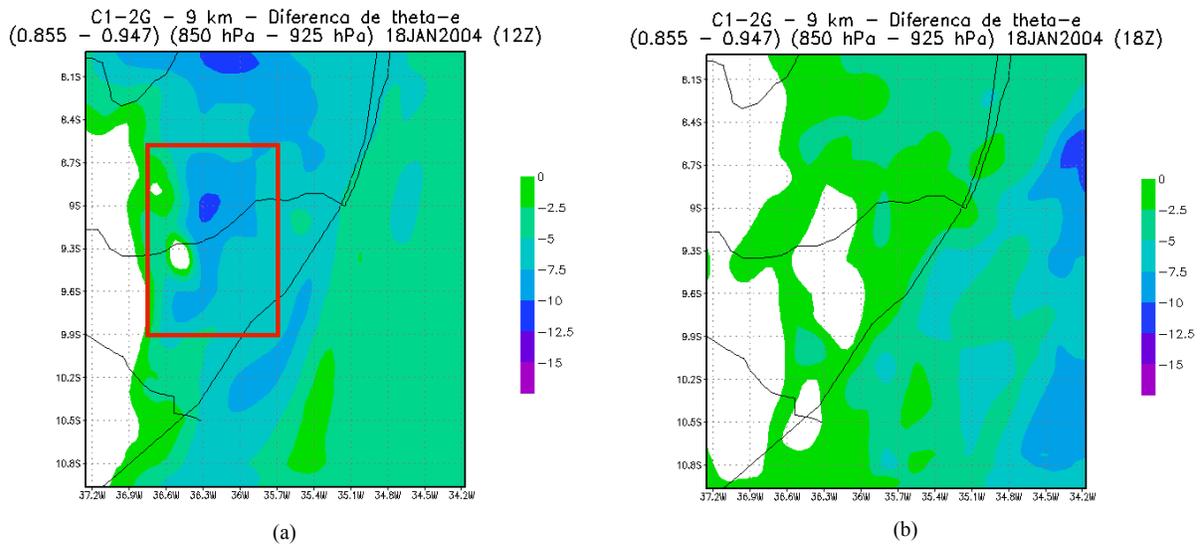


Figura 4.15 – Diferença da temperatura potencial entre os níveis de 850 hPa e 925 hPa (a), e entre 700 hPa e 850 hPa (b), para o horário de 12Z do dia 18/01/04, simulada pela Grade 2 da C1-2G.

Observando a Figura 4.15, percebe-se que realmente houve uma melhora em termos da representação das condições da atmosfera; a Grade 2 conseguiu mostrar núcleos mais definidos e maiores valores (a diferença nesses núcleos aumentou em até 2,5), em especial no centro-norte de Alagoas e centro-sul de Pernambuco (destaque na Figura 4.15.a). Importante salientar que a diferença entre os mesmos níveis caiu bastante em 6 horas, o que pode indicar uma maior mistura da atmosfera nesse período.

Complementando estas informações, os campos compostos de linhas de corrente e convergência de umidade em 925 hPa e 850 hPa são mostrados na Figura 4.16, em horários distintos do dia 18/01/04.

Os campos de divergência negativa de umidade, assim como os campos de temperatura potencial equivalente, são representados de maneira mais detalhada graças ao aumento da resolução. Nas simulações da Grade 2, a região de interesse (quadro vermelho na Figura 4.16) permanece indicando aspectos favoráveis a convecção durante o dia do

evento, conforme pode ser observado nas Figuras anteriores. O destaque no horário das 18Z em 925 hPa (Figura 4.16.c) é a confluência na região de estudo.

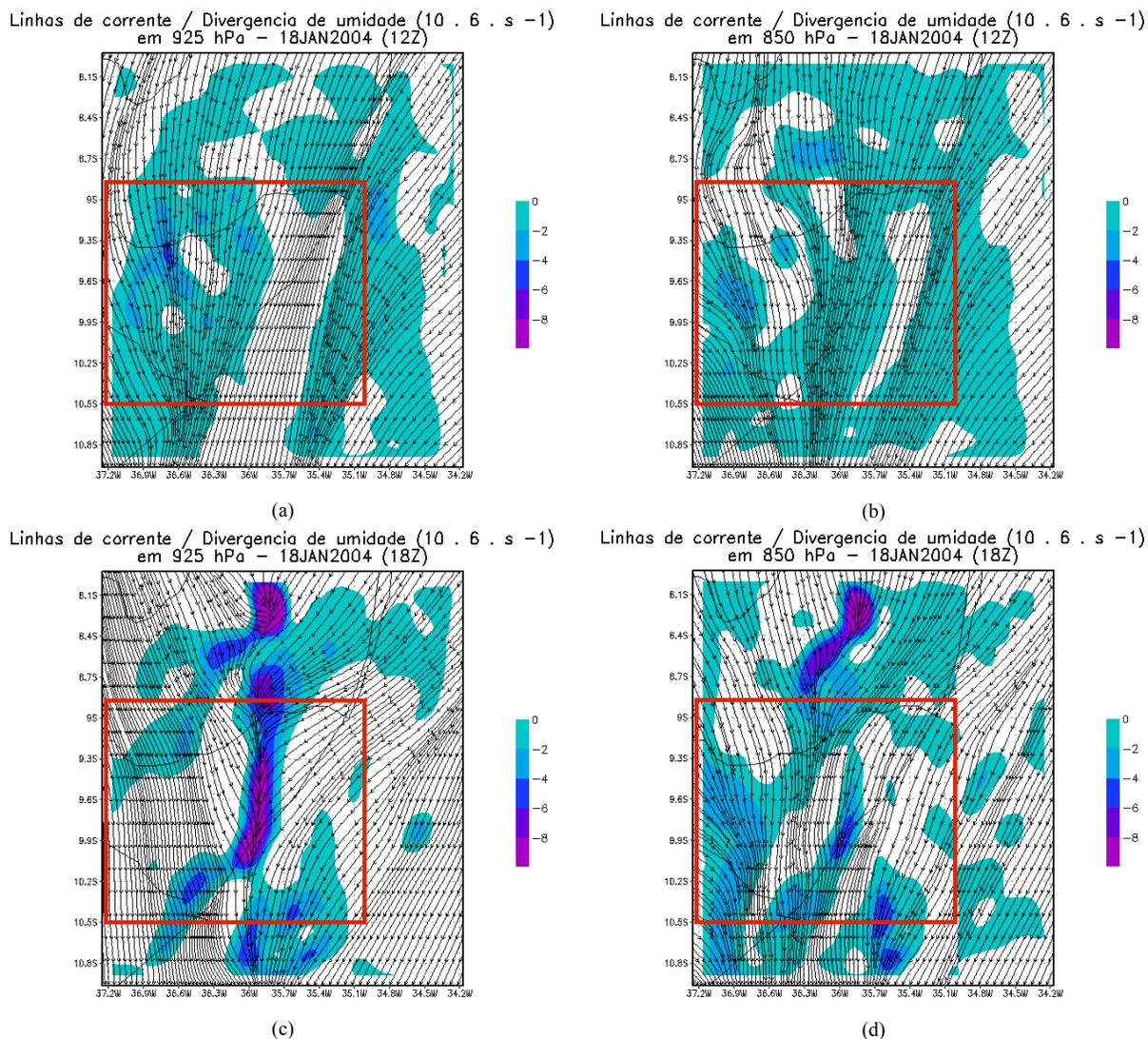
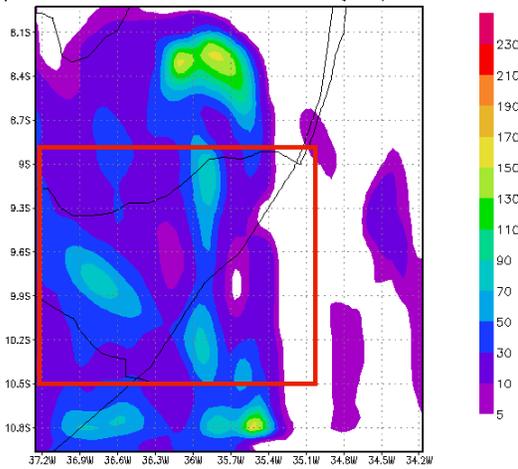


Figura 4.16 – Campos compostos de linhas de corrente e convergência de umidade nos níveis de 925 hPa (a, c) e 850 hPa (b, d), para os horários de 12Z e 18Z do dia 18/01/04, simulados pela Grade 2 da C1-2G.

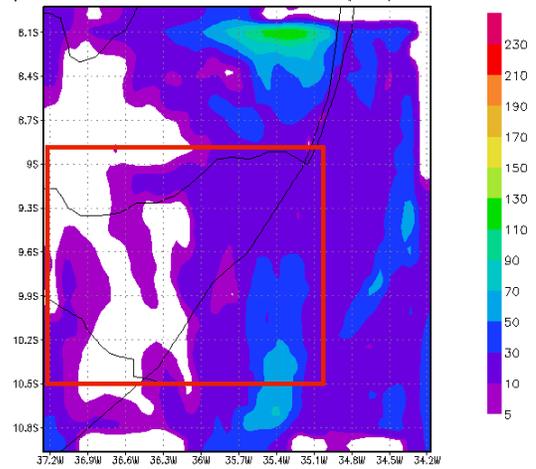
A precipitação simulada, além dos valores registrados pela rede pluviométrica, pode ser observada na Figura 4.17.

C1-2G - 9 km
Precipitação microfísica acumulada 24h (mm) 18JAN2004



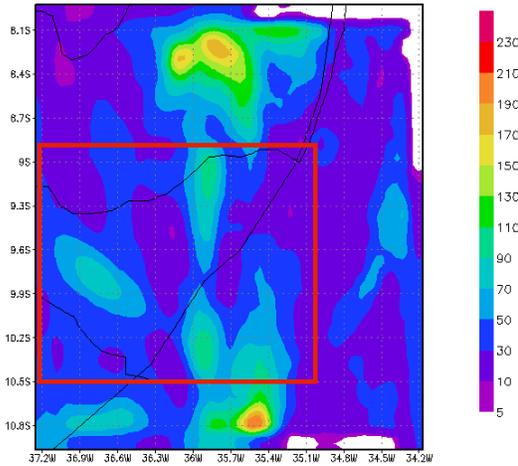
(a)

C1-2G - 9 km
Precipitação convectiva acumulada 24h (mm) 18JAN2004

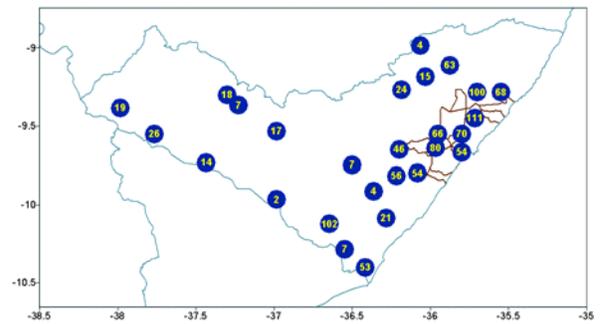


(b)

C1-2G - 9 km
Precipitação acumulada 24h (mm) 18JAN2004



(c)



(d)

Figura 4.17 – Precipitação de microfísica (a), convectiva (b), total (c), acumulada em 24 horas (em mm), simulada pela Grade 2 da C1-2G e observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas (d), para o dia 18/01/04.

A Figura 4.18 mostra a precipitação total (microfísica e convectiva) simulada pelas duas grades para o dia 18 de janeiro de 2004, num corte sobre o estado de Alagoas e destaque para a região metropolitana de Maceió, foco de estudo deste trabalho.

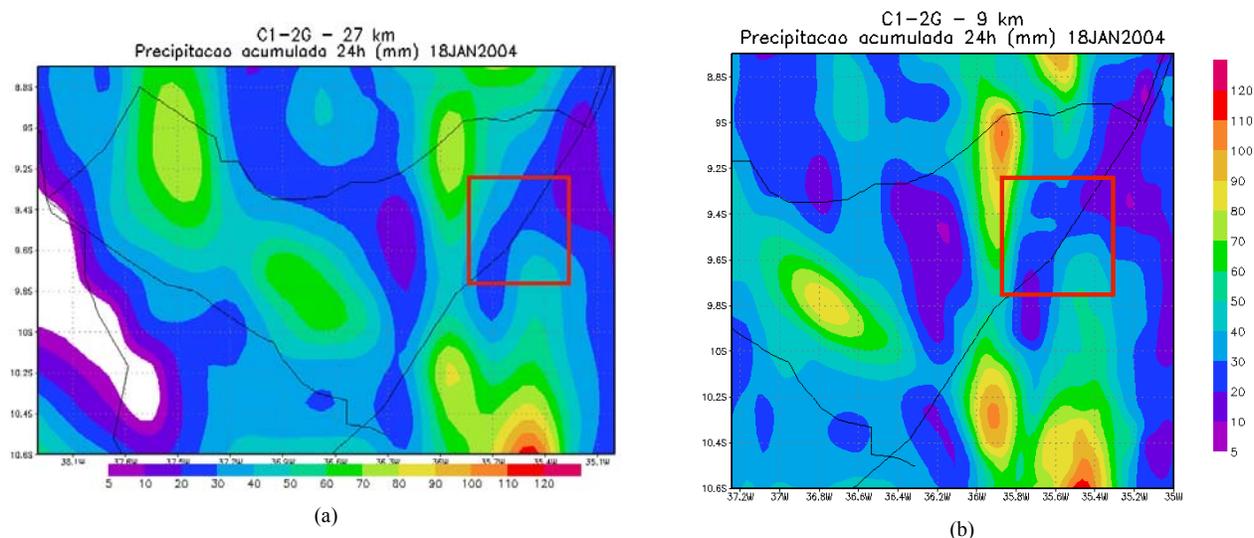


Figura 4.18 – Precipitação total acumulada simulada pelas Grades 1 (a) e 2 (b) da configuração C1-2G, para o dia 18/01/04, num corte sobre o estado de Alagoas.

Em termos de precipitação convectiva e conseqüentemente da precipitação total, pode-se afirmar que o ganho em intensidade e posicionamento da chuva ocorreu única e exclusivamente graças ao aumento da resolução, já que mesmo com as grades utilizando parametrizações de cumulus diferentes (a Grade 1, Betts-Miller; a Grade 2, Kain-Fritsch 2) o ganho obtido com essa mudança foi mínimo. Porém, o detalhamento conseguido nas simulações com o aumento da resolução, pode sim alterar não só o posicionamento, mas também a intensidade da precipitação associada as áreas de instabilidade identificadas. De qualquer modo, é interessante lembrar que a precipitação já era simulada pela Grade 1 (Figura 4.14.c), de maneira mais grosseira.

Tratando especificamente da simulação da precipitação na cidade de Maceió, em especial nas coordenadas da estação pluviométrica da Usina Cachoeira, onde foram registrados os valores utilizados nesse estudo, as duas grades desta combinação simularam valores acumulados para o dia 18/01/06 em torno de 32 mm, o que está muito aquém do valor real, de 110,9 mm. A Figura 4.19 mostra as curvas de precipitação acumulada / hora

simuladas pelas duas grades da combinação C1-2G, em conjunto com as informações do METAR do Aeroporto Zumbi dos Palmares, para este dia 18/01/06.

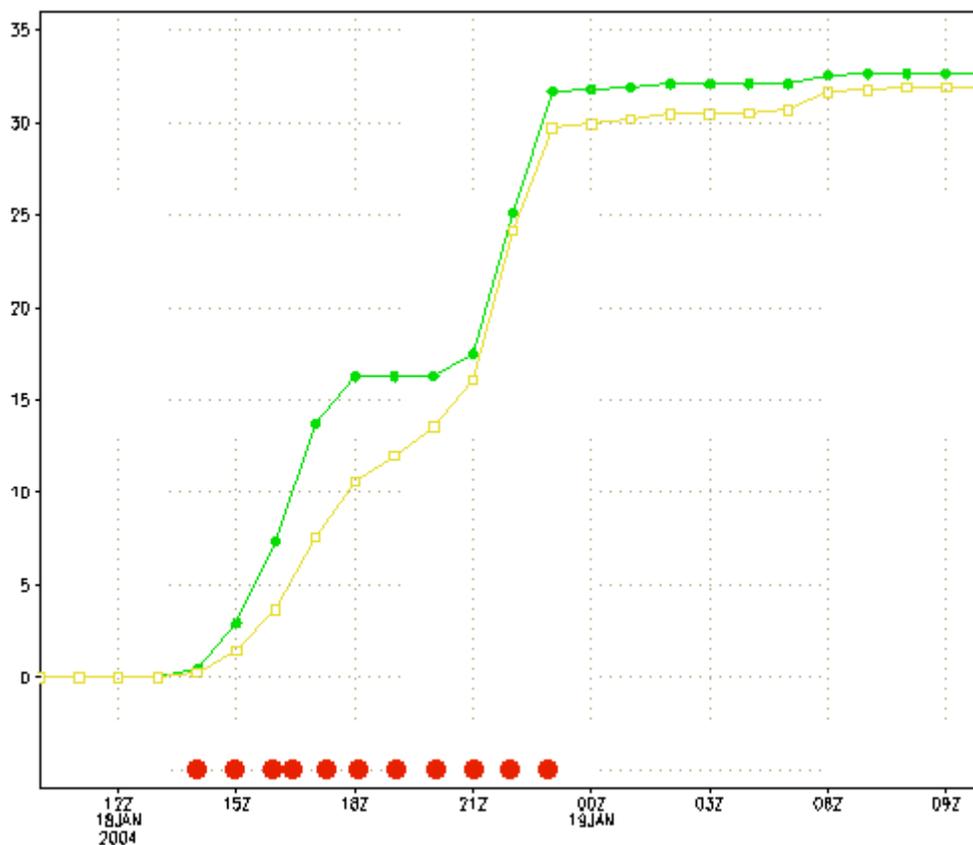


Figura 4.19 – Curvas de precipitação acumulada (em mm) simuladas pela Grade 1 (curva amarela) e pela Grade 2 (curva verde) da combinação C1-2G, no posto pluviométrico da Usina Cachoeira (Maceió), em conjunto com as informações do METAR do Aeroporto Zumbi dos Palmares (pontos vermelhos), para o dia 18/01/06.

Mesmo tratando-se de um resultado pontual, o que seria exigir demais dos atuais modelos numéricos de previsão do tempo, as duas grades conseguiram captar o início da precipitação e simular quase que perfeitamente o seu comportamento, de acordo com os dados do METAR da estação SBMO, do Aeroporto Zumbi dos Palmares (pontos vermelhos na Figura 4.19). Outro ponto que merece destaque é a concordância das curvas, mas com a simulação da Grade 2 (curva verde) produzindo um ligeiro aumento na precipitação total. Analisando apenas a medida pontual representada por esta Figura 4.19, não se consegue

visualizar melhorias significativas, esperadas devido as diferenças existentes entre as grades; esta visualização é importante apenas para a avaliação do momento o qual o modelo começa a registrar chuva, e de como ele se comporta em relação aos horários do evento real.

Lima (2005) sugeriu o uso da análise combinada do índice K e da convergência em baixos níveis, que representam, respectivamente, condição termodinâmica da atmosfera e forçante para o levantamento de ar e disparo de convecção. Segundo Lima (2005), esta combinação seria uma ferramenta relevante em termos de caracterizar possíveis regiões de formação dos sistemas convectivos intensos. O efeito combinado das variáveis (simuladas através de modelos numéricos) pode ser um indicador de chuvas intensas, mesmo que o modelo não tenha seja capaz de simular a chuva propriamente dita. Desta forma, definiu-se o índice CK como sendo o produto entre o índice K e a divergência em 925 hPa.

Este CK é válido para valores positivos de K e pode ser calculado facilmente a partir das variáveis simuladas pelo modelo utilizado. CK pode ser representado na forma de campo na região do domínio estudado e, como depende da convergência, não pode ser calculado pontualmente a partir de uma única sondagem atmosférica.

Lima (2005) também menciona que K é um número positivo, e que “convergência” (que é a forçante) é representada pelos valores negativos da divergência; ou seja, a maneira de CK denotar situações favoráveis ao disparo de células convectivas é quando este apresenta valores negativos. Quanto menores forem estes valores, mais favorável é a situação.

A seguir, apresenta-se os campos de CK simulados pela Grade 2 desta combinação, em três horários distintos do dia 18/01/06 (Figuras 4.20.a – c), juntamente com os totais de precipitação observados (Figura 4.20.d).

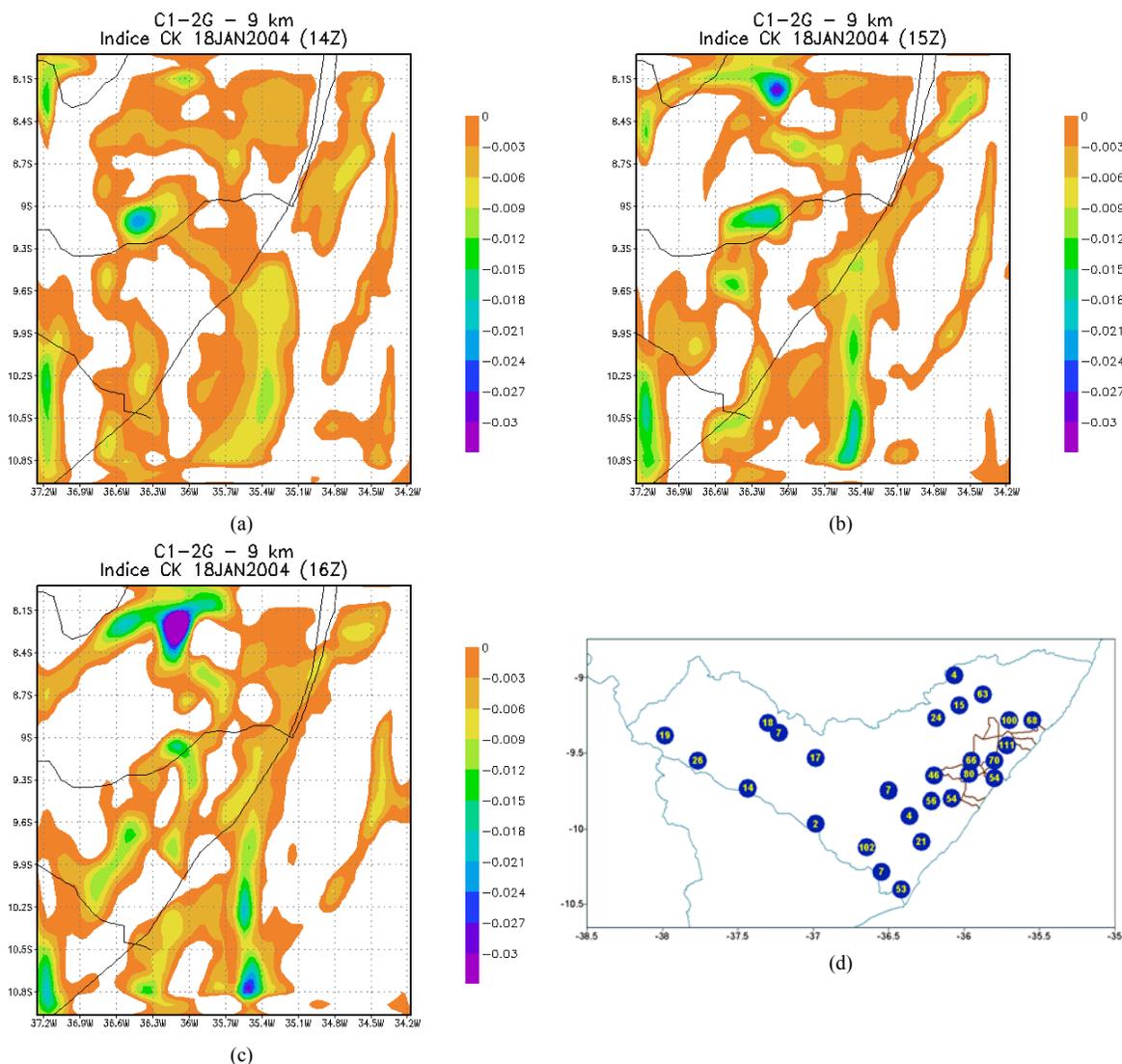


Figura 4.20 – Índice CK simulado pela Grade 2 da C1-2G, para 14Z (a), 15Z (b) e 16Z (c) do dia 18/01/04 e precipitação observada em 24 h (mm) pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas para este mesmo dia.

A Figura 4.20 mostra regiões propícias a formação de convecção em vários pontos do estado, nos momentos que antecederam e durante a gênese da precipitação, inclusive na região metropolitana de Maceió, onde foram observados os mais altos índices

pluviométricos do dia. A rede observacional deficitária neste período não permite uma melhor avaliação da aplicabilidade do índice CK para o interior do estado. Confrontando as Figuras 4.20 e 4.18.b, percebe-se o índice identificou ambientes favoráveis à formação de convecção intensa, mesmo onde o modelo não conseguiu gerar precipitação significativa, em especial, na região metropolitana, destacada na Figura 4.18, mostrando que o método tem aplicabilidade para regiões tropicais.

4.1.3 – Resultados das simulações com a combinação C2-3G

Nesta configuração, são utilizadas três grades, possuindo, da menor para a maior, 3 km, 9 km e 27 km. A inserção da terceira grade visa avaliar a melhoria obtida exclusivamente com o aumento da resolução, e engloba a região metropolitana do estado.

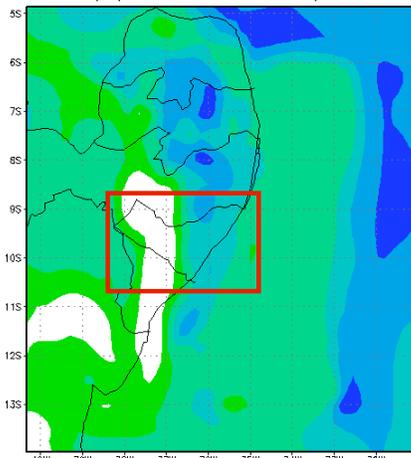
4.1.3.1 – Resultados das Grades 1 e 2

Conforme esperado, o modelo apresentou resultados bastante similares nesta Grade 1 (com 27 km de resolução) da segunda configuração nos campos de linhas de corrente e intensidade do vento, em termos do escoamento preferencial e da representação da situação sinótica em vigor naquela região, assim como na primeira configuração. São percebidas apenas sutis mudanças em termos do posicionamento de algumas linhas e da intensidade do vento em algumas regiões, mas a simulação continuou por apresentar resultados satisfatórios, nestes moldes.

As condições de instabilidade convectiva, observadas na análise dos resultados da configuração C1-2G através dos campos de diferença de temperatura potencial específica entre níveis, pela divergência negativa de umidade em baixos níveis, e pela avaliação dos sinais do índice CK apenas para a Grade 2 (com 9 km de resolução), apresentaram diferenças mais significativas, em especial quanto ao posicionamento das regiões favoráveis e da intensidade dessas possíveis convecções. A Figura seguinte aborda estes sinais, observado através dos campos de temperatura potencial equivalente.

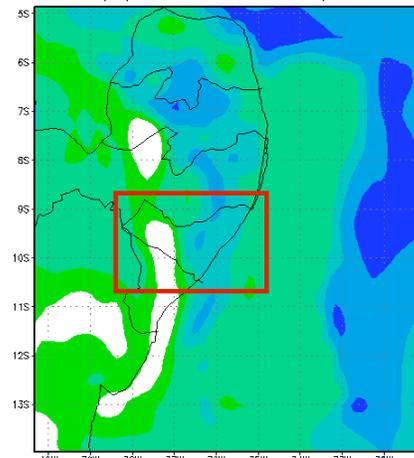
Os campos de diferença de temperatura potencial equivalente entre dois níveis, simulados a partir das duas grades das combinações propostas (Figura 4.21) e comparados entre si, mostram que houveram diferenças entre as simulações de mesma resolução, em termos do posicionamento e da intensidade das possíveis regiões convectivas. Para as duas Grades simuladas, houve um aumento da área a qual seria considerada em condições de instabilidade na região de estudo, em especial no Sertão (Figura 4.21.b); houve também uma maior definição da instabilidade entre o Agreste e a Zona da Mata, no centro do estado (Figura 4.21.c).

C1-2G - 27 km - Diferença de theta-e
(0.855 - 0.947) (850 hPa - 925 hPa) 18JAN2004 (12Z)



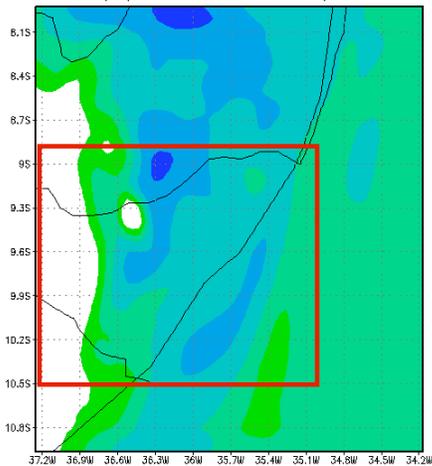
(a)

C2-3G - 27 km - Diferença de theta-e
(0.855 - 0.947) (850 hPa - 925 hPa) 18JAN2004 (12Z)



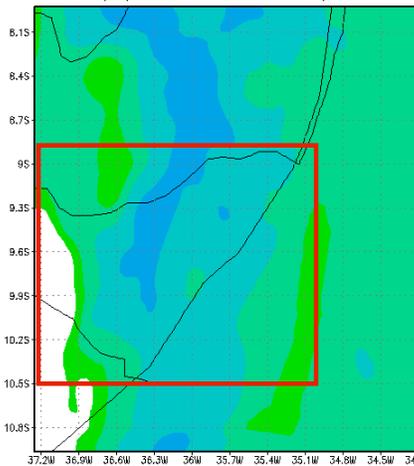
(b)

C1-2G - 9 km - Diferença de theta-e
(0.855 - 0.947) (850 hPa - 925 hPa) 18JAN2004 (12Z)



(c)

C2-3G - 9 km - Diferença de theta-e
(0.855 - 0.947) (850 hPa - 925 hPa) 18JAN2004 (12Z)

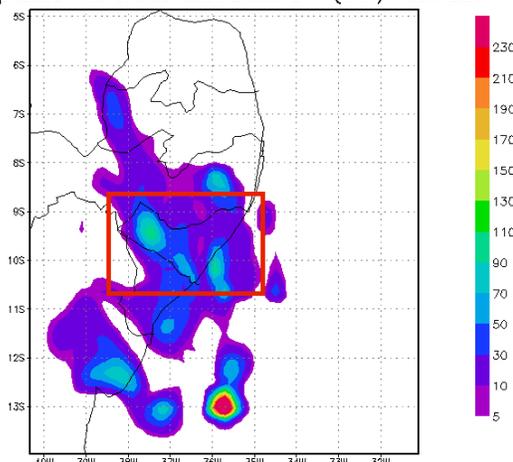


(d)

Figura 4.21 – Comparação entre os valores simulados para a diferença da temperatura potencial entre os níveis de 850 hPa e 925 hPa para o horário de 12Z do dia 18/01/04, pelas Grades 1 (a, b) e 2 (c, d) das combinações C1-2G e C2-3G.

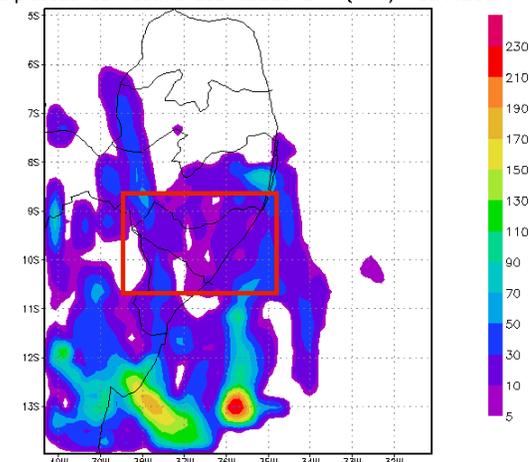
A Figura 4.22 mostra os campos de precipitação (microfísica, convectiva, total) e a observada pela rede pluviométrica da SEMARHN / AL, acumulada em 24 horas para o dia 18/01/04, simulados pela Grade 1 desta configuração C2-3G.

C2-3G - 27 km
Precipitação microfísica acumulada 24h (mm) 18JAN2004



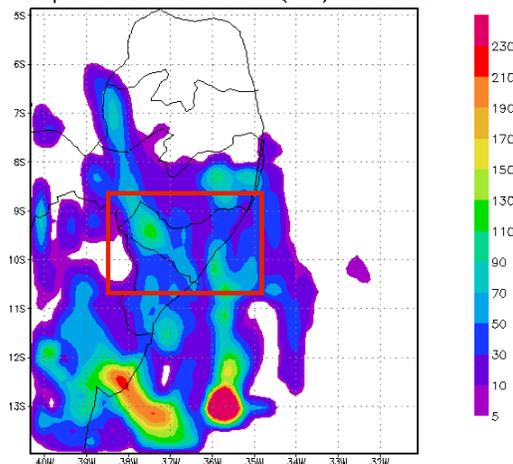
(a)

C2-3G - 27 km
Precipitação convectiva acumulada 24h (mm) 18JAN2004

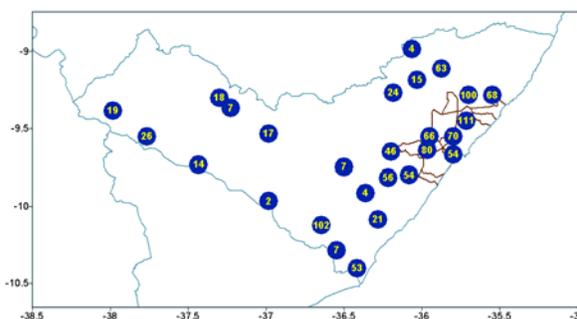


(b)

C2-3G - 27 km
Precipitação acumulada 24h (mm) 18JAN2004



(c)



(d)

Figura 4.22 – Precipitação de microfísica (a), convectiva (b), total (c), acumulada em 24 horas (em mm), simulada pela Grade 1 da C2-3G e observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas (d), para o dia 18/01/04.

Percebe-se um aumento dos totais de precipitação simulados pela grade de mesma resolução em relação a configuração anterior, em especial no Sertão e na região do São Francisco (Baixo e Sertão), com núcleos que chegam a 140 mm (Figura 4.22.c); além disso, percebe-se uma melhor definição dos núcleos com valores entre 40 mm e 60 mm, inclusive próximo a região metropolitana de Maceió.

Os totais simulados com a Grade 2 podem ser vistos na Figura 4.23.

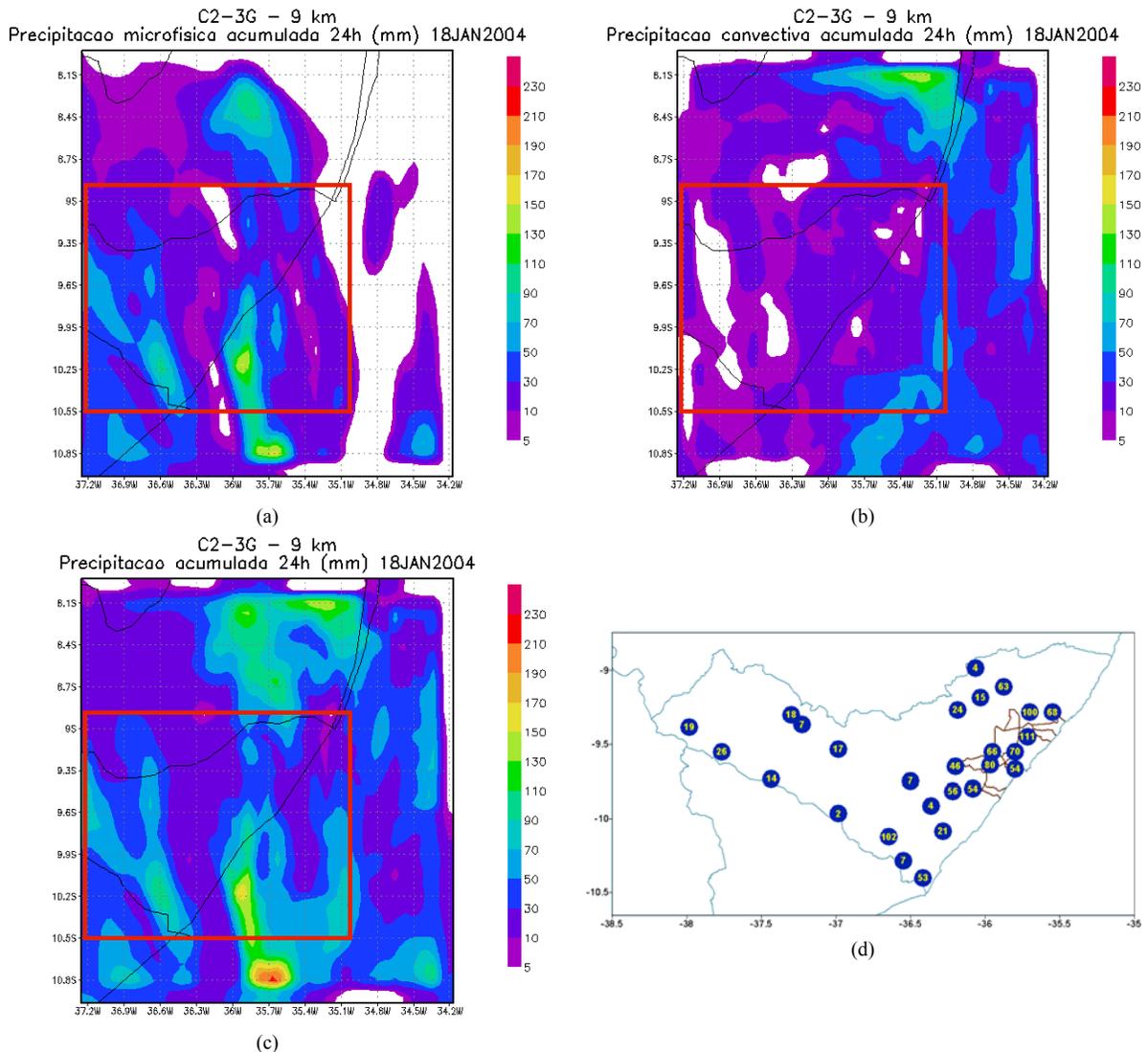


Figura 4.23 – Precipitação de microfísica (a), convectiva (b), total (c), acumulada em 24 horas (em mm), simulada pela Grade 2 da C2-3G e observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas (d), para o dia 18/01/04.

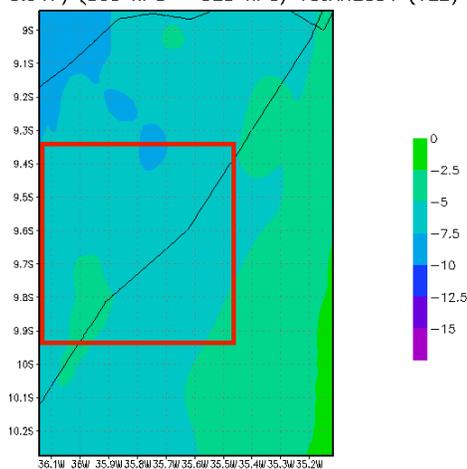
Apesar desta Grade 2 não incorporar todo o Sertão alagoano, é possível perceber que a precipitação simulada pela Grade 1 continua sendo gerada, principalmente pela parametrização de microfísica; isso já acontecia desde a configuração C1-2G. Também se observa o aumento nos totais simulados, com a definição de núcleos de até 120 mm, próximo ao Baixo São Francisco e a região metropolitana de Maceió.

Mais uma vez, a troca da parametrização de cumulus não trouxe aumento substancial na precipitação simulada. Atribui-se, então, as diferenças dos resultados observados nas duas combinações para estas grades ao aumento da resolução, já que em ambos os casos a precipitação gerada pela microfísica foi mais efetiva. Nesta combinação C2-3G, também é inserida a terceira grade, com resolução ainda maior (3 km), o que também pode ser uma das justificativas para as diferenças observadas nas simulações, em termos de condições de instabilidade e conseqüente precipitação. A comunicação bidirecional entre as grades, definida ainda no processo de inicialização do modelo, pode ter interferido nas simulações das Grades 1 e 2 desta segunda configuração.

4.1.3.2 – Resultados da Grade 3

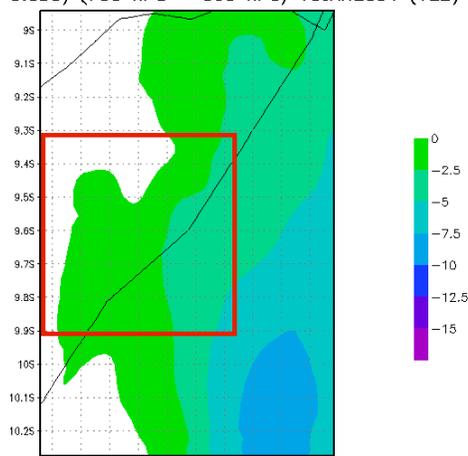
Esta grade possui uma alta resolução, de 3 km, tendo como objetivo a melhoria das simulações em torno da região metropolitana de Maceió e de boa parte do litoral do estado, apesar de sua área não cobrir toda a extensão da costa. Possui exatamente as mesmas parametrizações da grade a qual está diretamente aninhada (a Grade 2, com 9 km), e por isso, as diferenças encontradas nas simulações dos campos podem ser diretamente atribuídas ao aumento da resolução. Este nível ainda maior de detalhamento permite que o modelo indique sinais e simule sistemas em uma escala ainda menor. Os resultados desta grade, em conjunto com os de resoluções menores, auxilia o previsor na identificação de áreas mais críticas. A Figura 4.24 apresenta a diferença da temperatura potencial equivalente entre os níveis de 850 hPa - 925 hPa e 700 hPa - 850 hPa, simulada pela Grade 3 desta combinação.

C2-3G - 3 km - Diferença de theta-e
(0.855 - 0.947) (850 hPa - 925 hPa) 18JAN2004 (12Z)



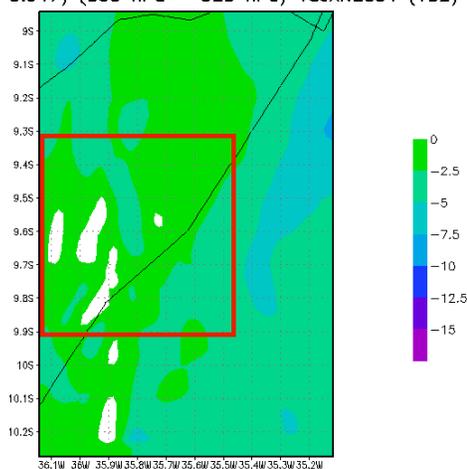
(a)

C2-3G - 3 km - Diferença de theta-e
(0.650 - 0.855) (700 hPa - 850 hPa) 18JAN2004 (12Z)



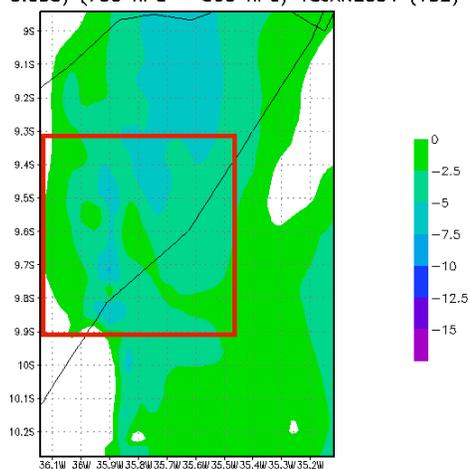
(b)

C2-3G - 3 km - Diferença de theta-e
(0.855 - 0.947) (850 hPa - 925 hPa) 18JAN2004 (18Z)



(c)

C2-3G - 3 km - Diferença de theta-e
(0.650 - 0.855) (700 hPa - 850 hPa) 18JAN2004 (18Z)



(d)

Figura 4.24 – Diferença da temperatura potencial entre os níveis de 850 hPa e 925 hPa (a, c), e entre 700 hPa e 850 hPa (b, d), nos horários de 12Z e 18Z do dia 18/01/04, oriunda da Grade 3 da C2-3G.

Observa-se na Figura 4.24, principalmente entre os níveis de 850 hPa e 925 hPa, condições de instabilidade convectiva em toda a Grade 3. A região metropolitana de Maceió foi destacada (caixas vermelhas) para mostrar que existia esse suporte, até o nível de 700 hPa, nos horários que antecederam o evento (Figuras 4.24.a e 4.24.c) e mesmo depois do seu início (Figuras 4.24.b e 4.24.d).

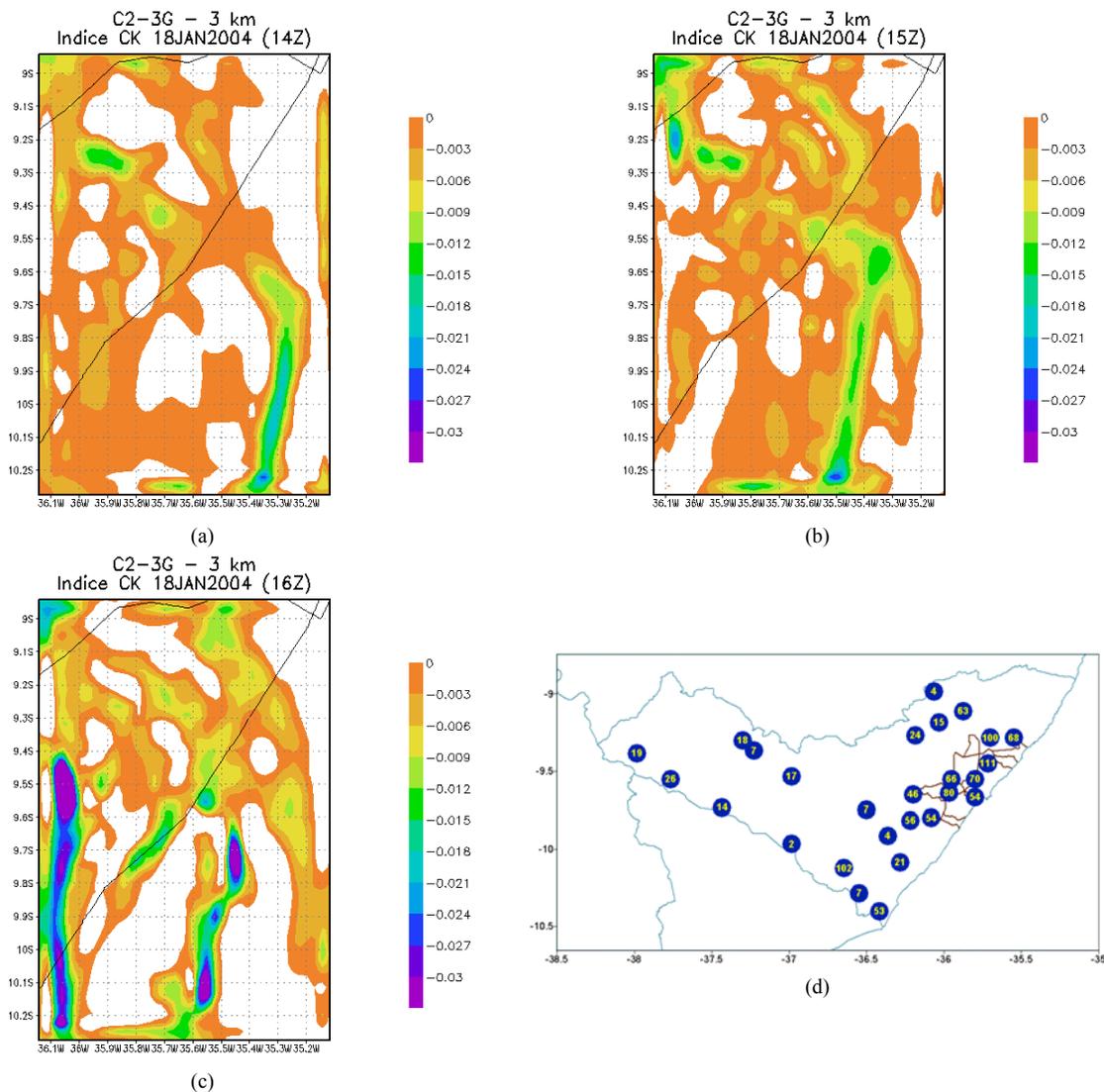


Figura 4.25 – Índice CK simulado pela Grade 3 da C2-3G, para 14Z (a), 15Z (b) e 16Z (c) do dia 18/01/04 e precipitação observada em 24 h (mm) pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas para este mesmo dia.

Os campos de índice CK nos horários que precediam no início da chuva registrada (14Z, 15Z e 16Z) são mostrados para a Grade 3 na Figura 4.25. Observa-se valores significativos em quase toda a sua extensão, com destaque para os núcleos definidos nos horários de 14Z e 15Z na Zona da Mata e dentro da região metropolitana de Maceió para o horário de 16Z.

Já a Figura 5.16, mostra os valores totais de precipitação (microfísica, convectiva, total) acumulada em 24 horas para o dia 18/01/04 e simulados pela Grade 3.

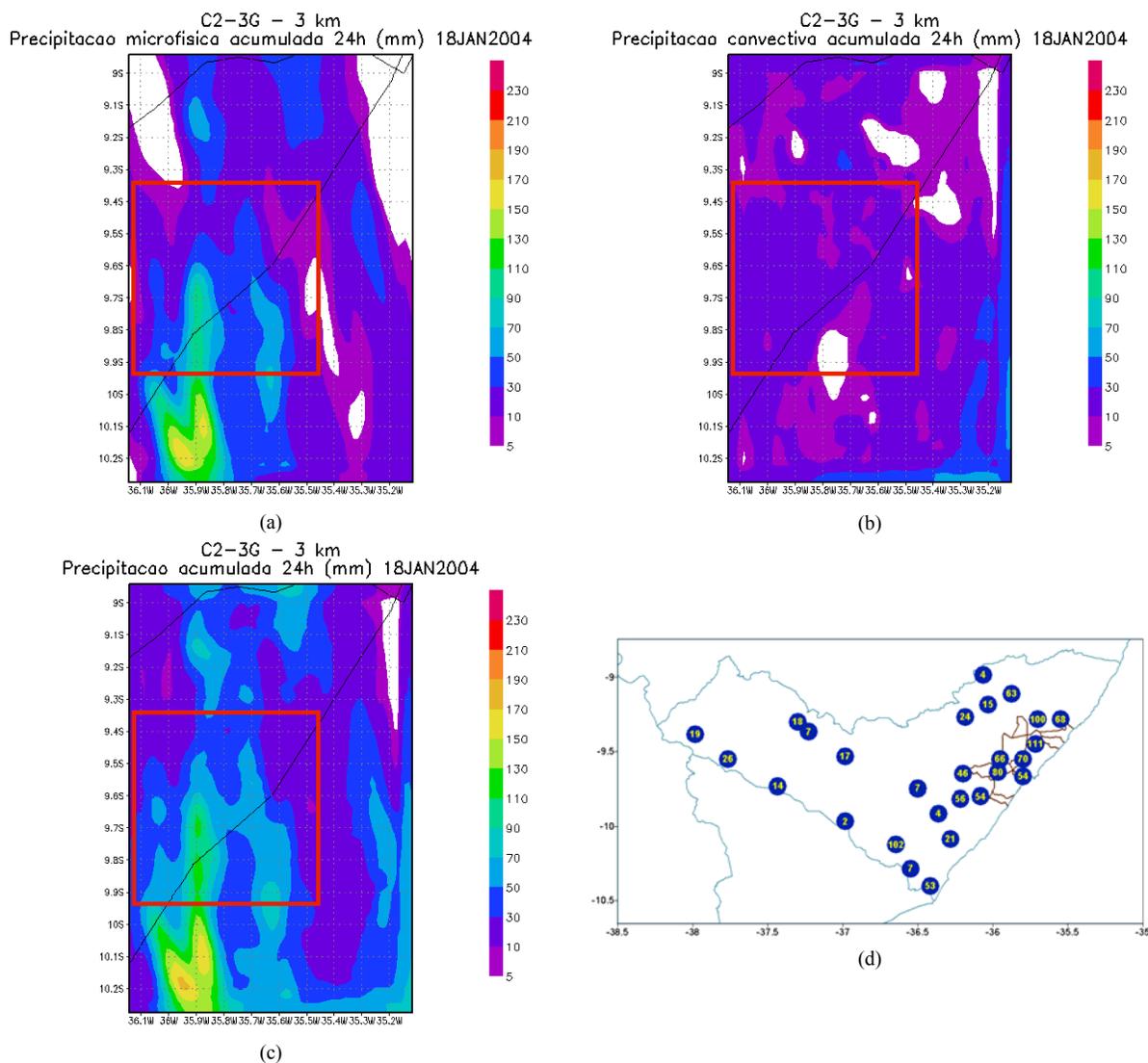


Figura 4.26 – Precipitação de microfísica (a), convectiva (b), total (c), acumulada em 24 horas (em mm), simulada pela Grade 3 da C2-3G e observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas (d), para o dia 18/01/04.

Observa-se o refinamento obtido por esta Grade 3 na simulação da precipitação ocorrida no dia 18/01/04, onde foram melhor definidos núcleos de precipitação, em especial na região metropolitana de Maceió (caixas vermelhas nas Figuras 4.26.a, 4.26.b e 4.26.c). Outros dois núcleos também foram simulados na Zona da Mata, em regiões concordantes

com os mostrados pelos campos do índice CK (Figura 4.25). A cobertura da rede pluviométrica não permite a comparação dos valores mais a nordeste da Zona da Mata, sugeridos também através dos campos de CK (Figuras 4.25.b e 4.25.c). As curvas de precipitação simulada por cada uma das grades, no posto pluviométrico da Usina Cachoeira (Maceió), são mostradas a seguir (Figura 4.27).

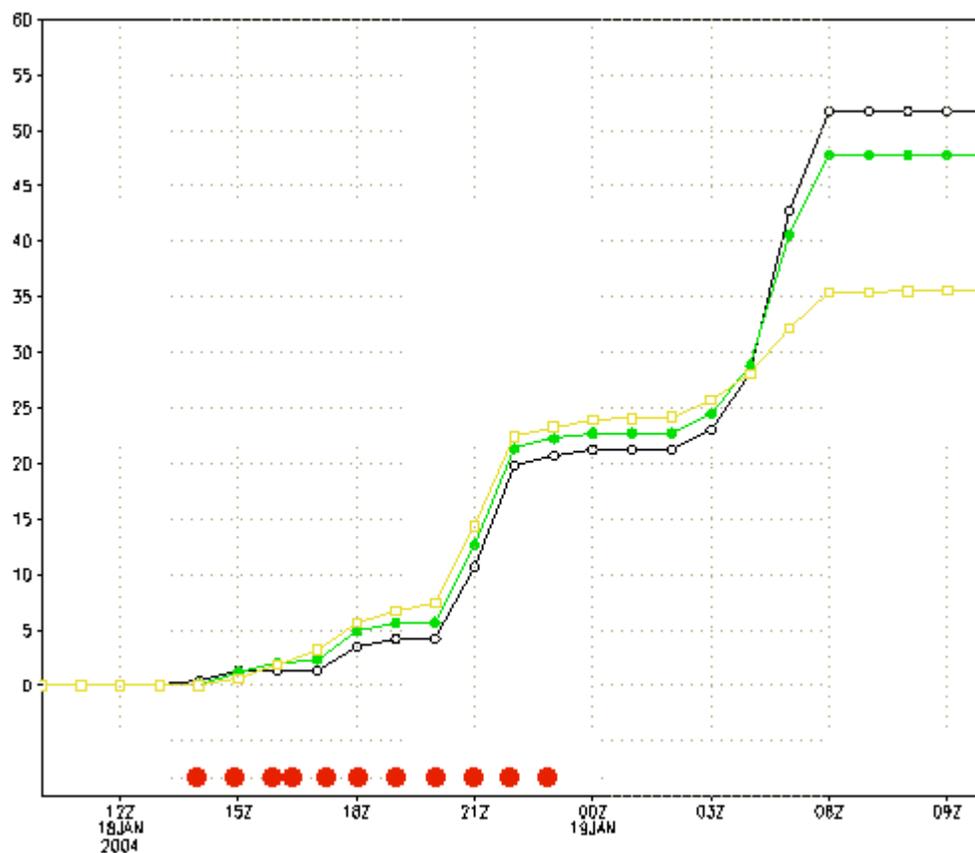


Figura 4.27 – Curvas de precipitação acumulada (em mm) simuladas pela Grade 1 (curva amarela), Grade 2 (curva verde) e Grade 3 (curva preta) da combinação C2-3G, no posto pluviométrico da Usina Cachoeira (Maceió), em conjunto com as informações do METAR do Aeroporto Zumbi dos Palmares (pontos vermelhos), para o dia 18/01/06.

A combinação C2-3G, de um modo geral, simulou maiores valores de precipitação em todas as suas grades para a região de estudo. Tratando-se especificamente das coordenadas do posto pluviométrico utilizado como referência para a cidade de Maceió neste estudo, o modelo conseguiu representar a hora do início da precipitação e o

comportamento da mesma no dia, de acordo com os dados do METAR da estação SBMO. Esse resultado já havia sido conseguido com a combinação C1-2G, que utilizava apenas duas grades; mas a inserção da terceira grade, com resolução de 3 km, parece ter influenciado na melhoria das simulações da Grade 2, já que houve um aumento significativo na precipitação simulada por ela.

Para este mesmo ponto, a grade de maior resolução da combinação C1-2G (9 km) observou valores em torno de 32 mm (Figura 4.19); esta mesma resolução, nesta combinação, registrou um total de 48 mm. A grade mais refinada, com 3 km de resolução, registrou totais em torno de 53 mm.

A inserção da terceira grade, de alta resolução, trouxe o refinamento esperado para a região em termos do posicionamento e intensidade de precipitação. Os núcleos com maiores valores de precipitação foram simulados de maneira mais eficiente, sendo melhor observados (Figura 4.26.c).

4.2 – O evento de 01 de junho de 2004

O destaque deste mês de junho foram as chuvas ocorridas no leste do Nordeste brasileiro. Esses eventos estiveram relacionados com a ocorrência de aglomerados de nuvens associados a propagação de distúrbios de leste (CPTEC / INPE, 2004b), o que proporcionou valores que ultrapassaram em até 300 mm a média histórica no litoral de Alagoas, conforme pode ser observado na Figura 4.28.

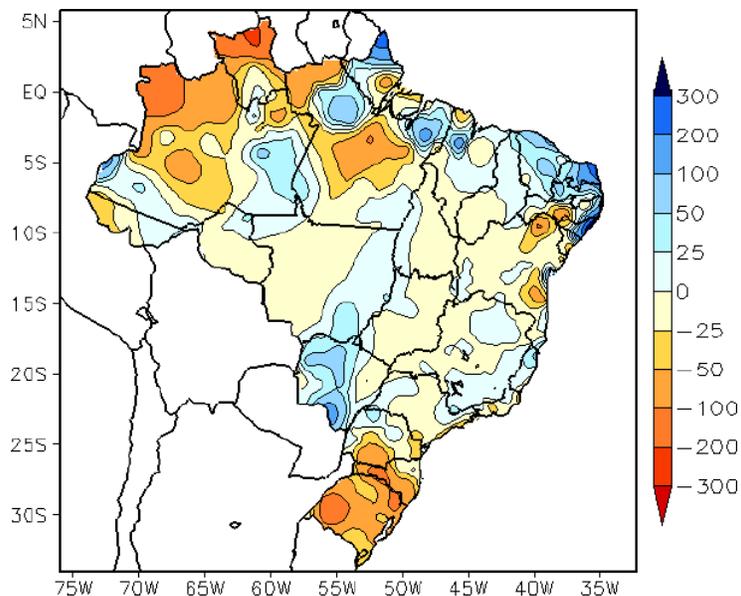


Figura 4.28 – Desvio de precipitação (em mm) em relação à média climatológica (1961 - 1990) para o mês de junho de 2004. Fonte: INMET.

Em termos da região Nordeste como um todo, os maiores índices pluviométricos foram observados desde o litoral do Ceará até o norte de Sergipe, com os maiores valores sendo registrados nas cidades de Recife, Natal e Maceió. Nas cidades de Natal e Recife, os totais acumulados foram iguais a 615,9 mm e 538,9 mm, respectivamente. Porém, no interior da região, o período de estiagem esteve pronunciado, e as chuvas acumuladas não ultrapassaram 25 mm no mês.

O posto pluviométrico da Usina Cachoeira, localizado na cidade de Maceió (9,4500 S; 35,7167 W), registrou um total acumulado de 554,4 mm para este mês, quando a climatologia, de acordo com o INMET, para o mesmo período é de 298,3 mm. O dia 01 apresentou um total acumulado diário de 95,0 mm, sendo registradas mais de 18 horas de chuvas seguidas. A Defesa Civil do estado contabilizou 15 mortos em desabamentos; 31 atendimentos a feridos na principal Unidade de Emergência do estado e mais de 800 desabrigados instalados em escolas públicas segundo informações da Gazeta de Alagoas na

sua edição de 02 de junho de 2004. É importante salientar que elevados totais pluviométricos também haviam sido registrados nos dias anteriores neste mesmo posto, conforme mostra o destaque na Figura 4.29.

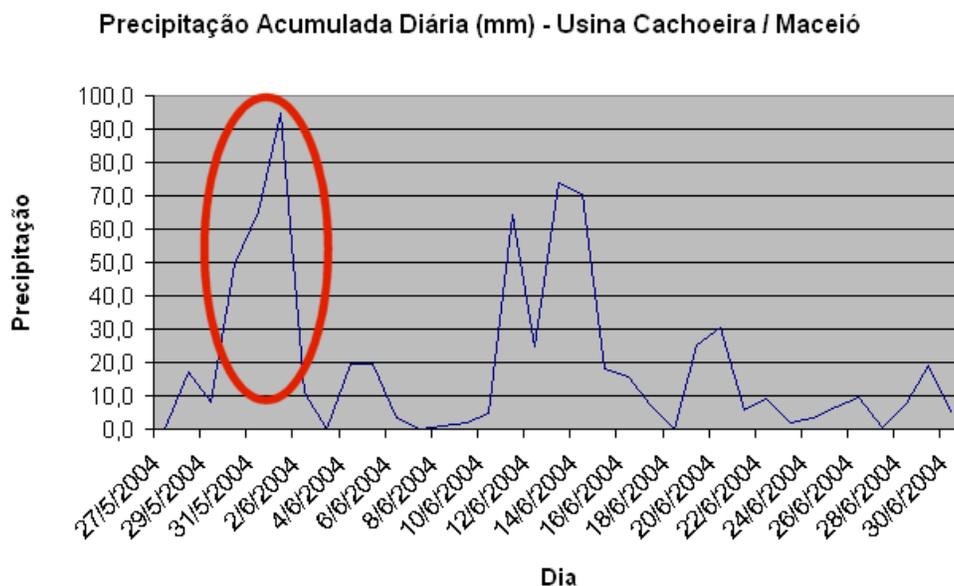


Figura 4.29 – Precipitação acumulada diária no posto pluviométrico da Usina Cachoeira, em Maceió, entre os meses de maio e junho de 2004.

4.2.1 – Descrição do caso: cenário sinótico

A Figura 4.13 mostra um corte da imagem de satélite GOES + Meteosat, no canal infravermelho, do dia 01/06/2004 às 12Z (Figura 4.30.a), juntamente com os campos de linhas de corrente e intensidade do vento em 1000 hPa (Figura 4.30.b).

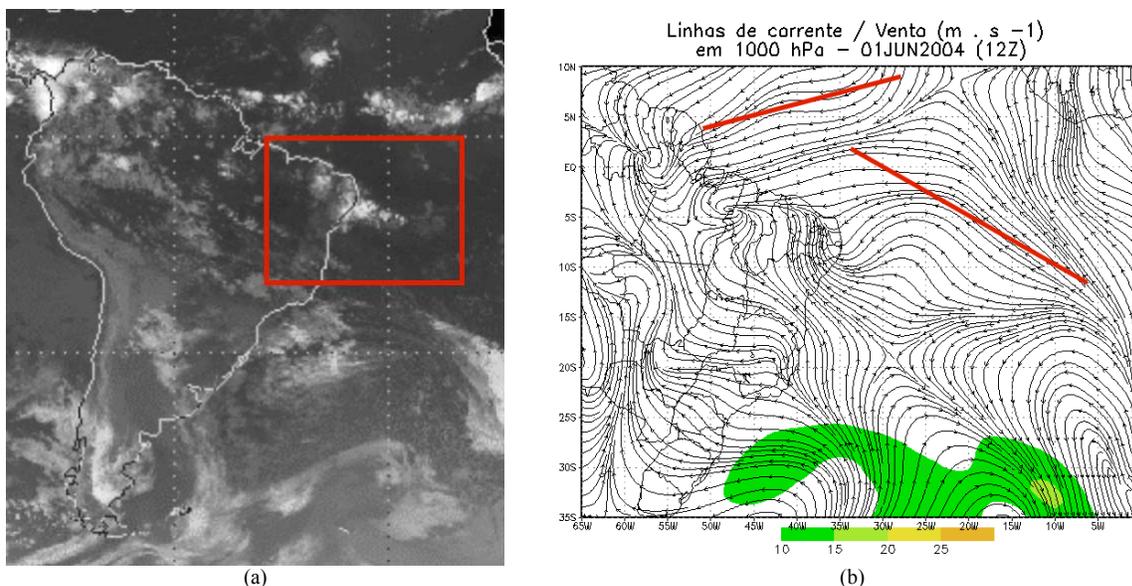


Figura 4.30 – (a) Corte da imagem de satélite GOES + Meteosat no canal infra-vermelho do dia 01/06/2004, às 12Z (Fonte: CPTEC/INPE) e (b) linhas de corrente e intensidade do vento em 1000 hPa, para 01/06/2004, às 12Z.

Observa-se, na Figura 4.30.a, sobre o litoral leste do NEB, um aglomerado de nuvens sobre os estados de Sergipe, Alagoas e Pernambuco. Já os campos de linhas de corrente em 1000 hPa (Figura 4.30.b), mostram um cavado próximo ao estado de Alagoas, confluência em torno da região de estudo e escoamento de leste. No hemisfério norte, próximo do Equador e até 10° N estava localizada a circulação anti-horária (ciclônica naquele hemisfério). Essa circulação também parece ter formação relacionada com os alísios. Ou seja, são observados dois distúrbios, um em cada hemisfério, como no caso analisado por Levit *et al* (2004).

Observando os campos de linhas de corrente e intensidade do vento nos níveis de 1000 e 850 hPa, para os dias 31 de maio e 01 e junho de 2004, às 06Z (Figura 4.31), confirma-se a tendência de escoamento de leste. No nível de 850 hPa (Figuras 4.31.b e 4.31.d), houve uma união das duas correntes, e a desintensificação da curvatura ciclônica, inicialmente observada no nível de 1000hPa (Figuras 4.31.a e 4.31.c), o que indica que os

distúrbios se formaram numa camada relativamente rasa da atmosfera. Esse tipo de padrão é observado quando na ocorrência de distúrbios ondulatórios de leste.

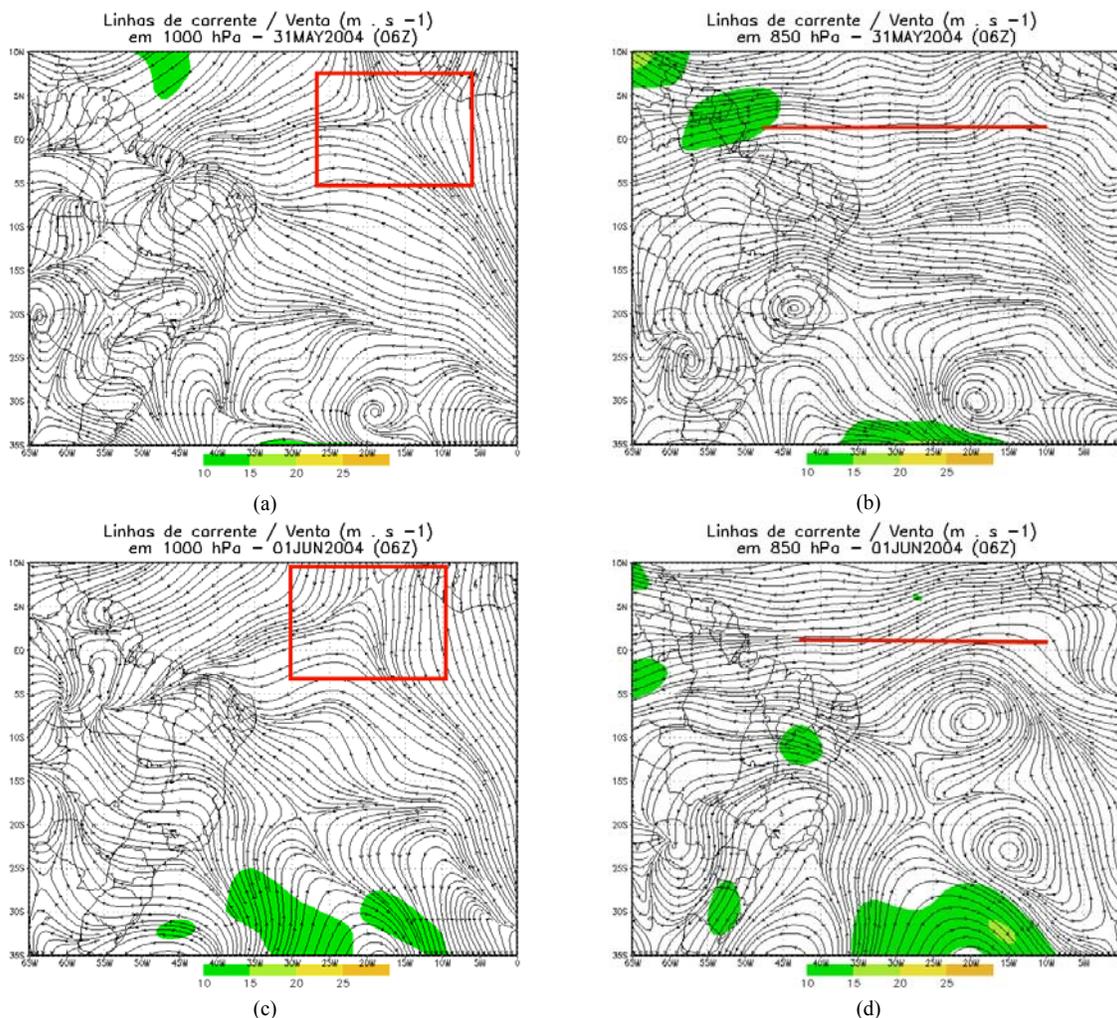


Figura 4.31 – Campos compostos de linhas de corrente e intensidade do vento em 1000 hPa e 850 hPa, para os dias 31 de maio (a, b) e 01 de junho (c, d) de 2004 às 06Z.

A Figura 4.32 mostra como o escoamento se configura em altos níveis, mais uma vez fazendo o uso dos campos de linhas de corrente em conjunto com a intensidade do vento.

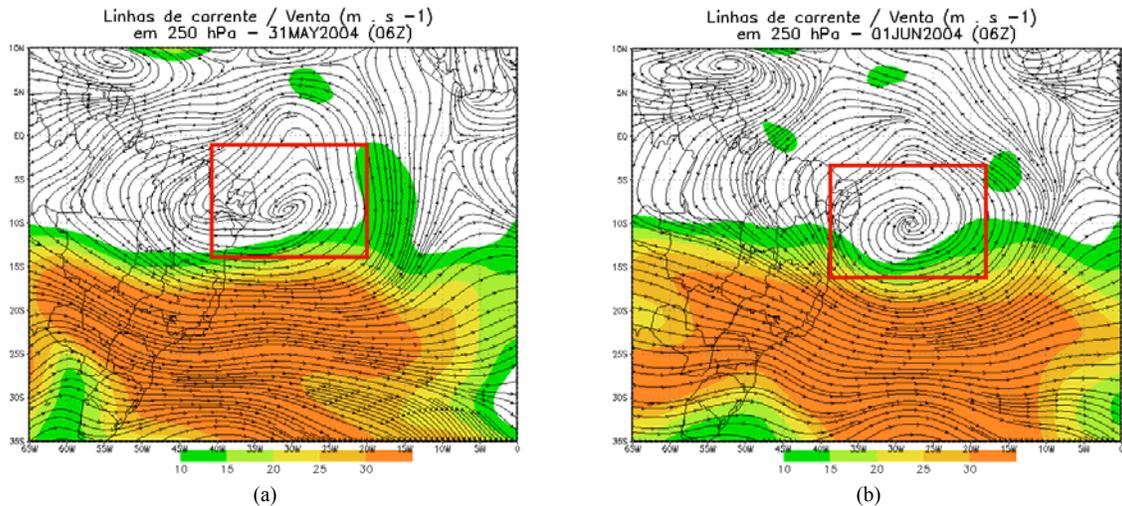


Figura 4.32 – Campos compostos de linhas de corrente e intensidade do vento em 250 hPa, para os dias 31 de maio (a) e 01 de junho (b) de 2004 às 06Z.

Nesses mesmos dias, verifica-se um núcleo anticiclônico sobre o oceano Atlântico, com um ligeiro deslocamento para leste entre os dias 31 de maio e 1 de junho (Figura 4.32). Porém, a região de estudo esteve sob a influência da circulação anticiclônica neste nível. Essa configuração, com uma curvatura ciclônica em baixos níveis (Figura 4.31) e circulação anticiclônica em altos níveis na região de estudo também ocorreu no caso estudado por Silva (2002), onde houveram movimentos verticais muito intensos.

Buscando agora encontrar o suporte térmico oferecido pela atmosfera, as condições de instabilidade são verificadas inicialmente através da temperatura potencial equivalente (θ_e). Conforme dito no tópico 4.1.1, a diferença de θ_e entre dois níveis pode indicar se a atmosfera está convectivamente estável, neutra ou instável; neste cenário, a Figura 4.33 é apresentada, com os campos de diferença de temperatura potencial entre 850 hPa e 925 hPa (4.33.a), 700 hPa e 850 hPa (4.33.b), para o dia 31 de maio de 2004, às 18Z, quando se começa a perceber aumento da atividade convectiva através das imagens de satélite.

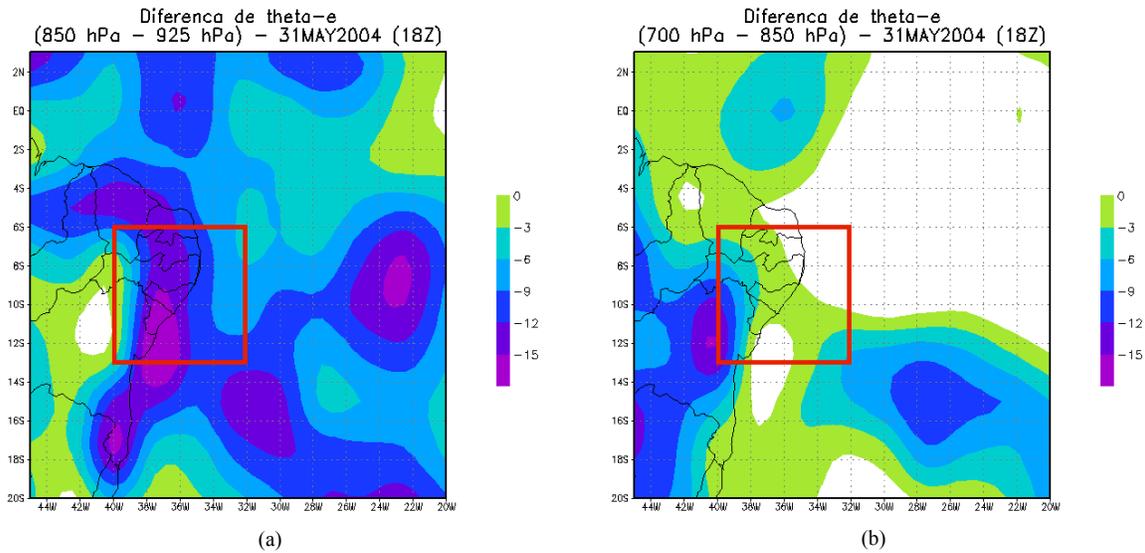


Figura 4.33 – Campos de diferença de temperatura potencial equivalente (θ_e) entre os níveis de 850 hPa e 925 hPa (a) e 700 hPa e 850 hPa (b), para o dia 31 de maio de 2004 às 06Z.

A atmosfera estava em condições de instabilidade convectiva na região de estudo durante o horário das 18Z do dia 31 de maio, entre os níveis de 925 hPa e 850 hPa, o que também permaneceu durante todo o dia do evento (não mostrado), nesses níveis. Essa instabilidade não é encontrada ao redor da mesma região acima dos 850 hPa, conforme a Figura 4.33.b. Isso indica que nas horas que antecederam o evento, a situação de instabilidade convectiva só era observada abaixo de 850 hPa, ou seja, até 1,5 km de altura.

Os campos de movimento vertical ascendente (ω negativo) são apresentados pela Figura 4.34, nos níveis de 850 hPa, 700 hPa e 500 hPa, para o dia 31/05/2004 às 18Z.

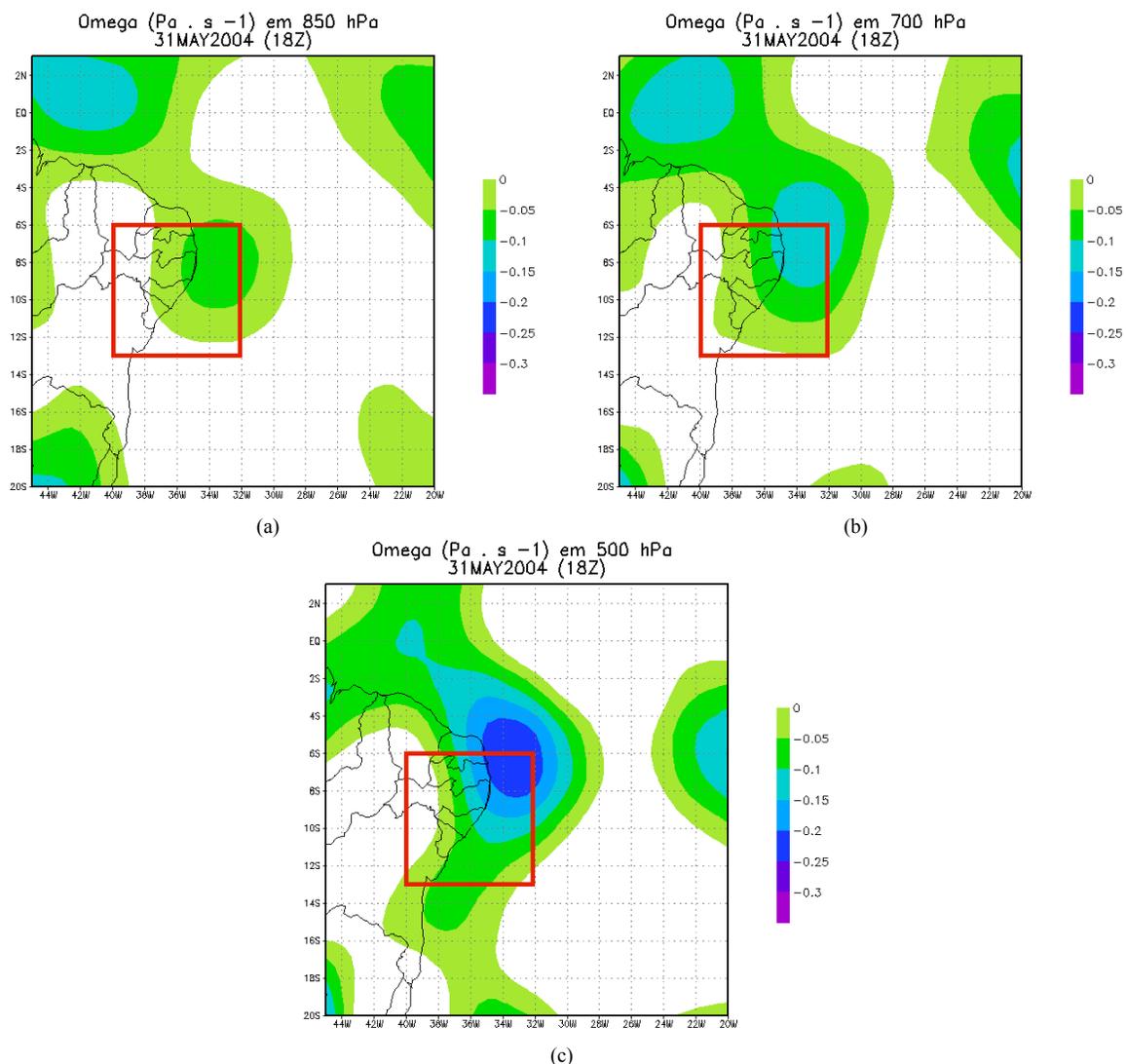


Figura 4.34 – Campos de omega em 850 hPa (a), 700 hPa (b) e 500 hPa (c), para o dia 31 de maio de 2004 às 18Z.

Os valores negativos, indicativos de movimento ascendente, podem ser sempre observados ao redor da região de estudo. Em conjunto com as informações de temperatura potencial específica, esses campos confirmam a instabilidade na atmosfera nas horas antecedentes ao evento, bem como ao longo do dia 01 de junho de 2004 (não mostrado). Além disso, também ratificam a informação dada pelos campos de linhas de corrente, em baixos e altos níveis (Figuras 4.31 e 4.32), sobre a existência de movimentos verticais ascendentes.

A convergência de umidade em baixos níveis (1000 hPa e 850 hPa) no dia 31 de maio às 06Z e 18Z, pode ser observada na Figura 4.35. Junto com os campos de linhas de corrente, essa Figura sugere o transporte de umidade vinda do oceano, além de mostrar uma maior convergência de umidade nos níveis mais baixos.

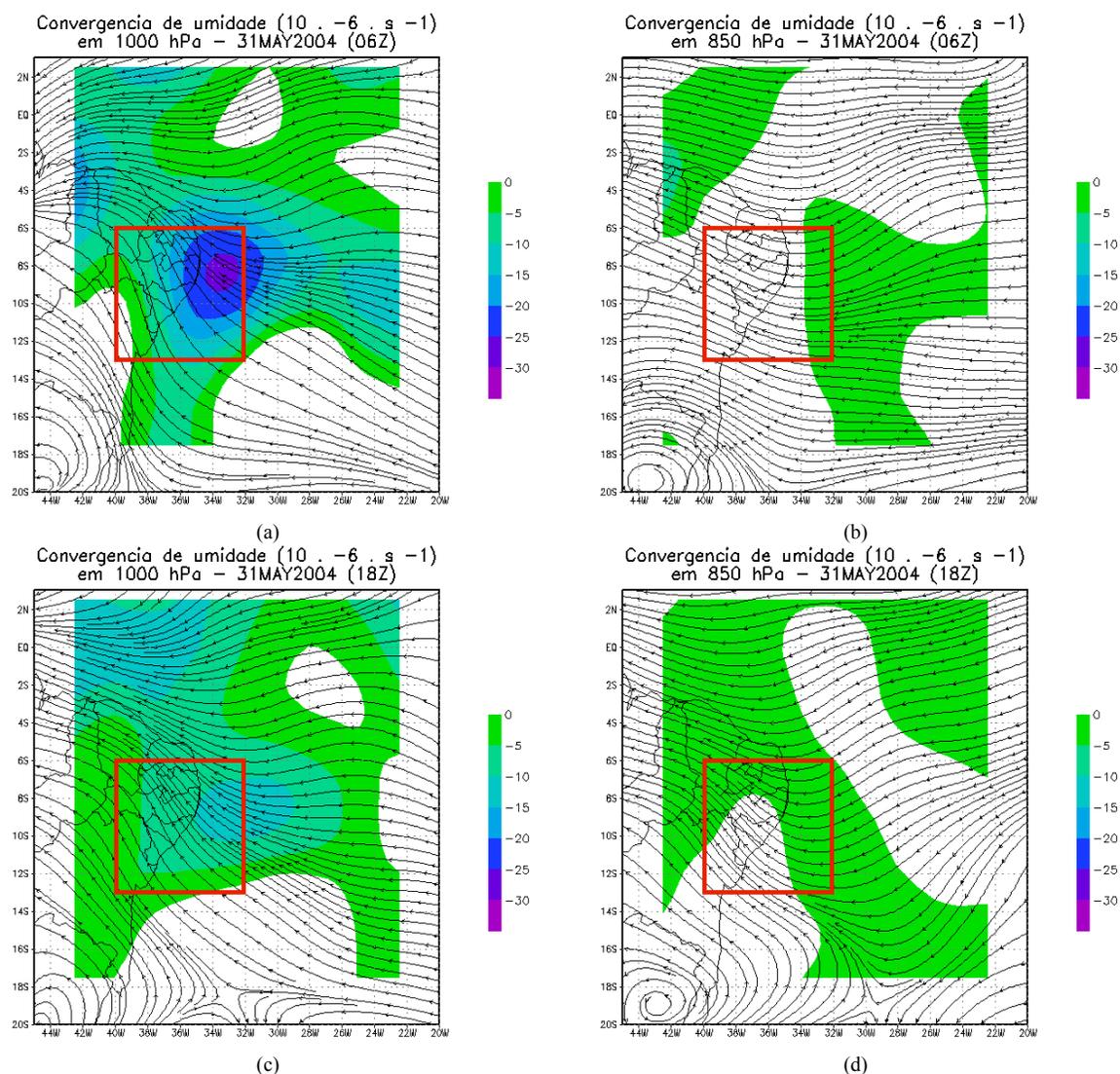


Figura 4.35 – Campos de linhas de corrente e convergência de umidade em 1000 hPa (a, c) e 850 hPa (b, d), para o dia 31 de maio de 2004 às 6Z e 18Z.

Diagramas do tipo Hovmoller são utilizados como ferramenta de identificação de distúrbios de leste. Trata-se de um corte vertical da componente meridional do vento em uma determinada latitude, onde os eixos variam no tempo e na longitude; a análise da

componente meridional do vento nesses diagramas visa buscar padrões que identifiquem a propagação dessas ondas. Como são distúrbios “rasos”, deve-se procurar em baixos níveis, padrões como a mudança de sinal em função do tempo, bem como a persistência de um sinal acompanhando simultaneamente tempo e longitude, o que indicaria a propagação. Isso pode ser observado no diagrama da Figura 4.36, onde a latitude foi fixada no Equador, para 850 hPa.

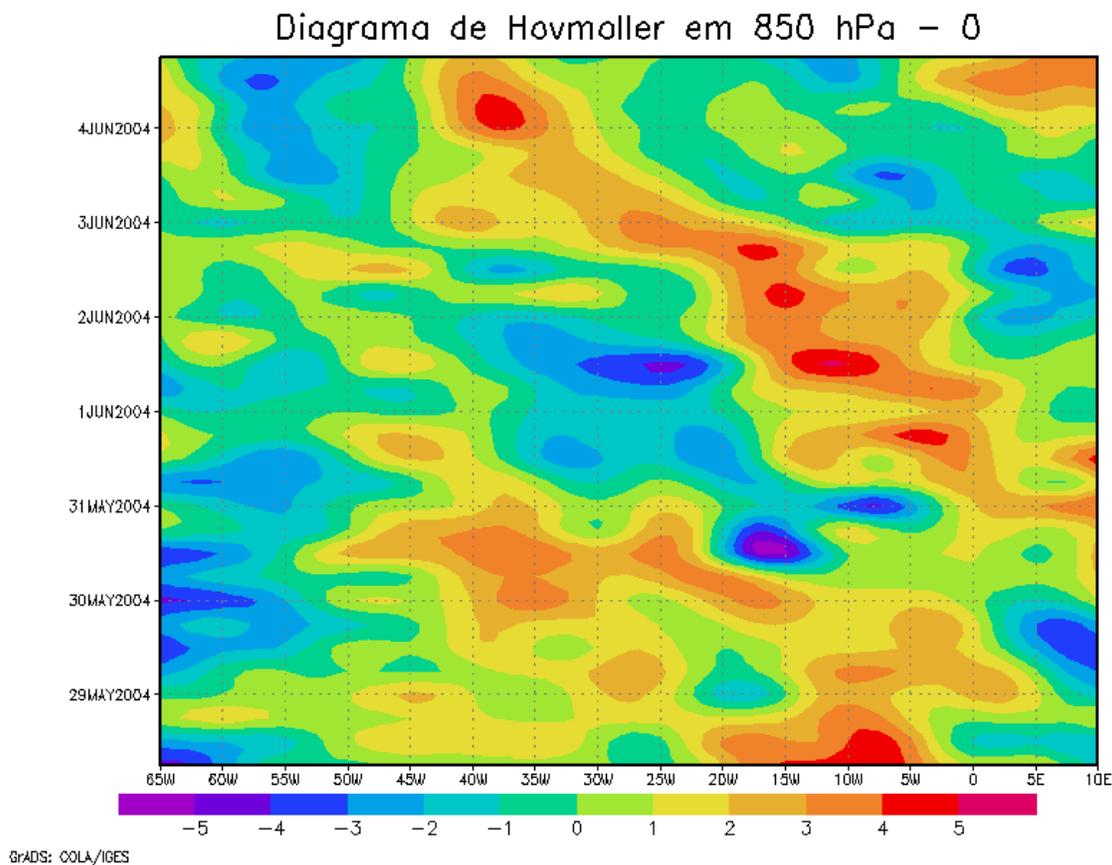


Figura 4.36 – Seqüências temporais da componente meridional do vento (Diagrama de Hovmoller) em 850 hPa, com cortes verticais leste-oeste, com latitude fixa em 0°.

A formação do aglomerado de nuvens mostrado inicialmente na Figura 4.30.a, pode ser melhor observada nas imagens setorizadas da região nordeste (Figura 4.37), oriundas do satélite GOES 12 nos dias 31 de maio e 01 de junho de 2004. Como já

mencionado anteriormente, a partir da imagem das 18Z do dia 31 de maio (Figura 4.37.b), percebe-se o início da atividade convectiva no litoral do estado de Alagoas.

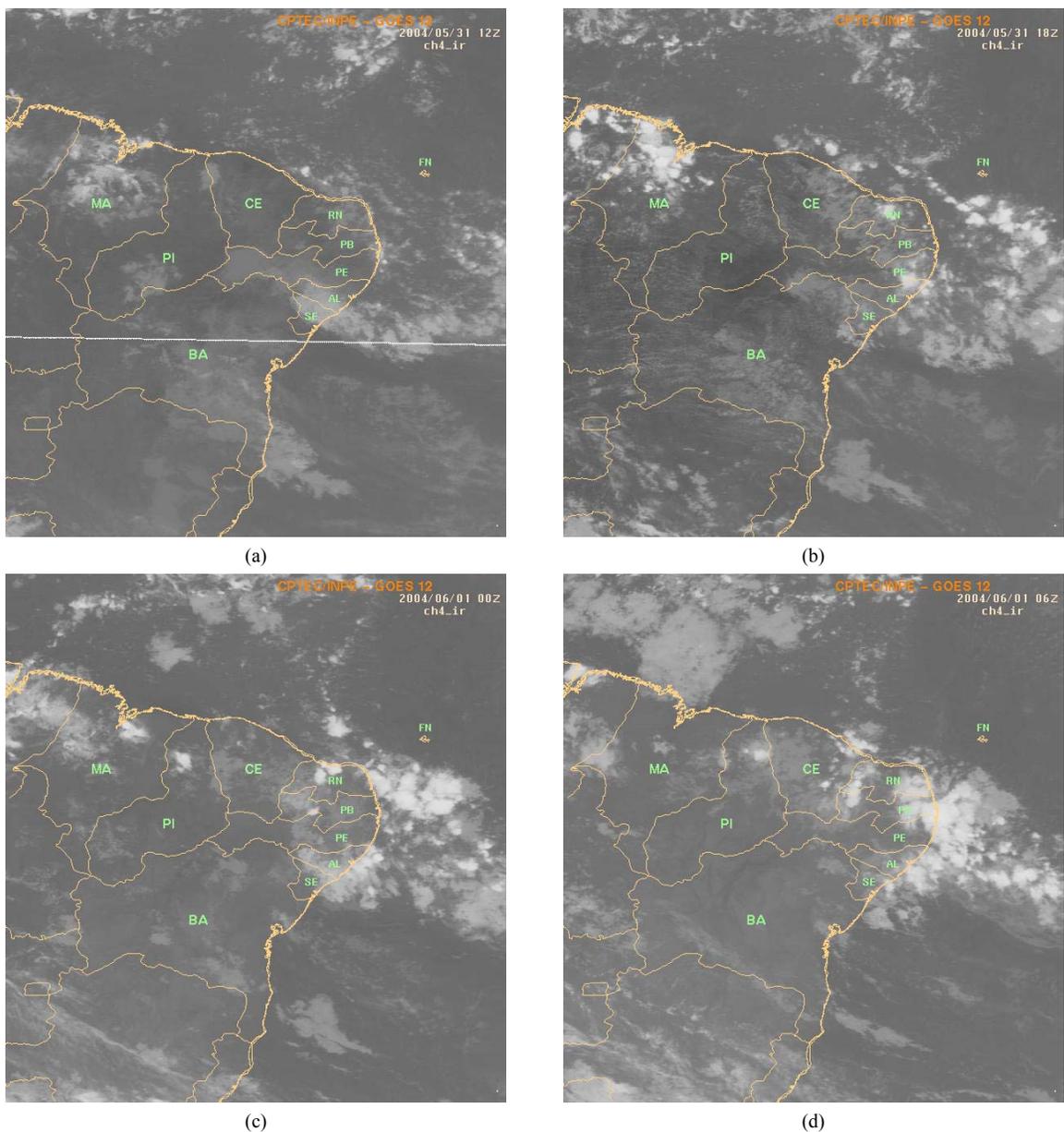


Figura 4.37 – Imagens setorizadas do satélite GOES no canal infra-vermelho para os dias 31/05/2004 12Z (a), 31/05/2004 18Z (b), 01/06/2004 0Z (c), 01/06/2004 06Z (d), 01/06/2004 12Z (e), 01/06/2004 15Z (f). Fonte: CPTEC/INPE.

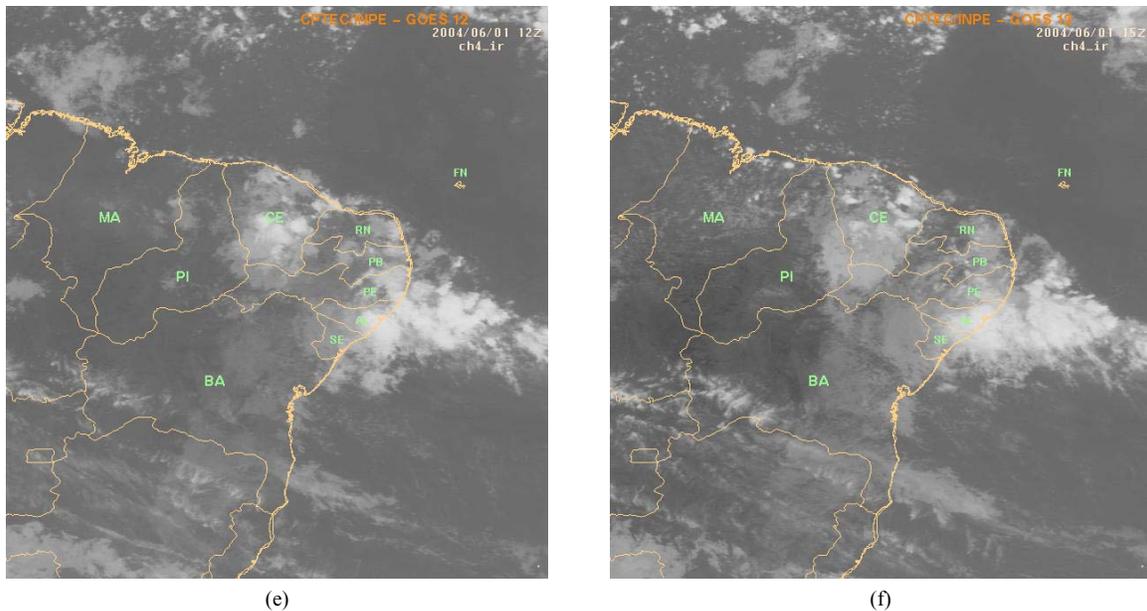


Figura 4.37 CONTINUAÇÃO – Imagens setorizadas do satélite GOES no canal infra-vermelho para os dias 31/05/2004 12Z (a), 31/05/2004 18Z (b), 01/06/2004 0Z (c), 01/06/2004 06Z (d), 01/06/2004 12Z (e), 01/06/2004 15Z (f). Fonte: CPTEC/INPE.

4.2.2 – Resultados das simulações com a combinação C1-2G

4.2.2.1 – Resultados da Grade 1

Uma primeira análise é feita sobre os campos de linhas de corrente (Figura 4.38), que mostram que o modelo mais uma vez apresentou resultados satisfatórios em termos de representação da circulação sinótica vigente na região estudada. A coerência na simulação realizada por esta Grade 1 para os padrões de escoamento em vigor na rodada pode ser inicialmente verificada comparando com as reanálises do NCEP. Nas Figuras 4.38.a e 4.38.b, já é representada, em baixos níveis, a tendência do escoamento de leste, com as devidas limitações do tamanho da grade utilizada. Em altos níveis (Figuras 4.38.c e 4.38.d), os padrões mais significativos continuam a ser representados, como a circulação anti-ciclônica do vórtice que se configurava sobre o litoral de Alagoas pouco antes do início do

evento, o que pode também pode ser confirmado ao se comparar este campo simulado com o observado nas reanálises do NCEP.

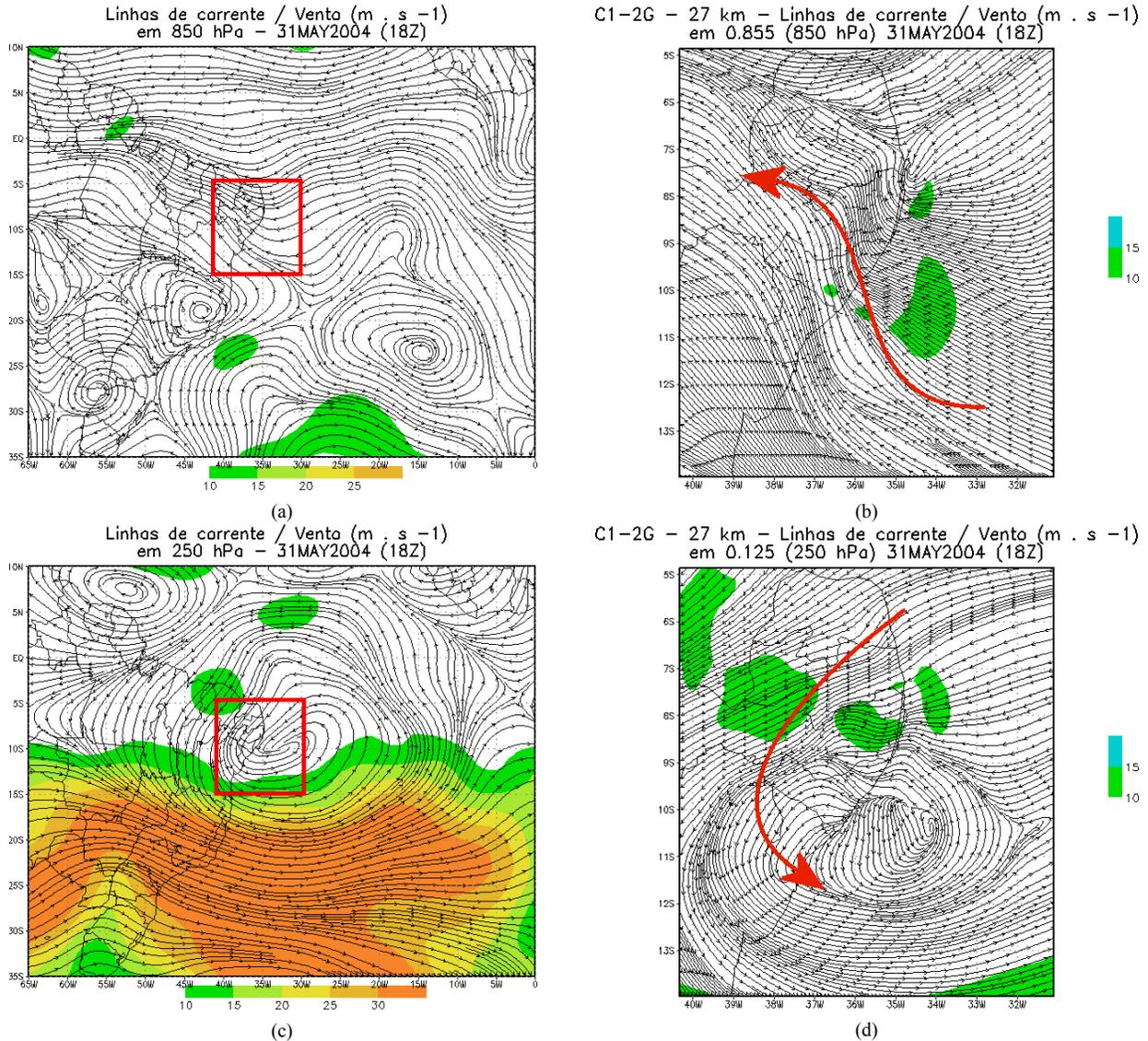


Figura 4.38 – Campos compostos de linhas de corrente e vento em 850 hPa e 250 hPa, oriundos de reanálises do NCEP (a, c) e simulados pela Grade 1 da C1-2G (b, d) para o dia 31/05/04, 18Z.

O campo de nebulosidade (cobertura de nuvens médias) simulado por esta grade é comparado com a imagem setorizada da região nordeste, para o dia do evento em questão, às 15Z (Figura 4.39). Este horário foi escolhido porque além de ser de um momento onde a

chuva já tinha iniciado, caracteriza muito bem como a banda de nebulosidade esteve posicionada sobre a região de interesse, em especial no setor leste do estado (Figura 4.39.a).

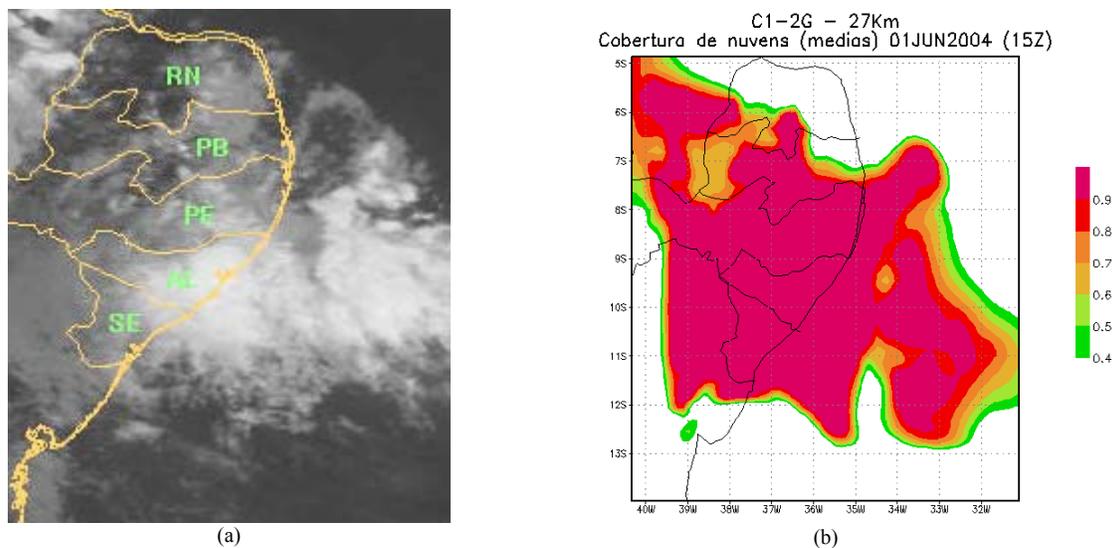


Figura 4.39 – (a) Corte da imagem de satélite GOES 12 no canal infra-vermelho do dia 01/06/2004, às 15Z (Fonte: CPTEC/INPE) e (b) campos de nebulosidade baixa, simulados pela Grade 1 da C1-2G, para 18/01/2004, às 00Z.

A Figura 4.39 mostra que o modelo, através desta grade com menor resolução, consegue simular a principal banda de nebulosidade associada ao evento (Figura 4.39.b). No decorrer da integração, ele continua mostrando-se concordante com a cobertura observada pelas imagens de satélite (não exibido).

A análise dos sinais de instabilidade nesta Grade 1 pode ser inicialmente feita a partir da Figura 4.40, onde são apresentados os campos de diferença de temperatura potencial equivalente entre os níveis de 850 hPa – 925 hPa e 700 hPa – 850 hPa, às 18Z do dia 31 de maio e 00Z do dia 1 de junho de 2004, seis horas antes e no horário de início das chuvas. Em destaque (caixas vermelhas), as condições na região de interesse.

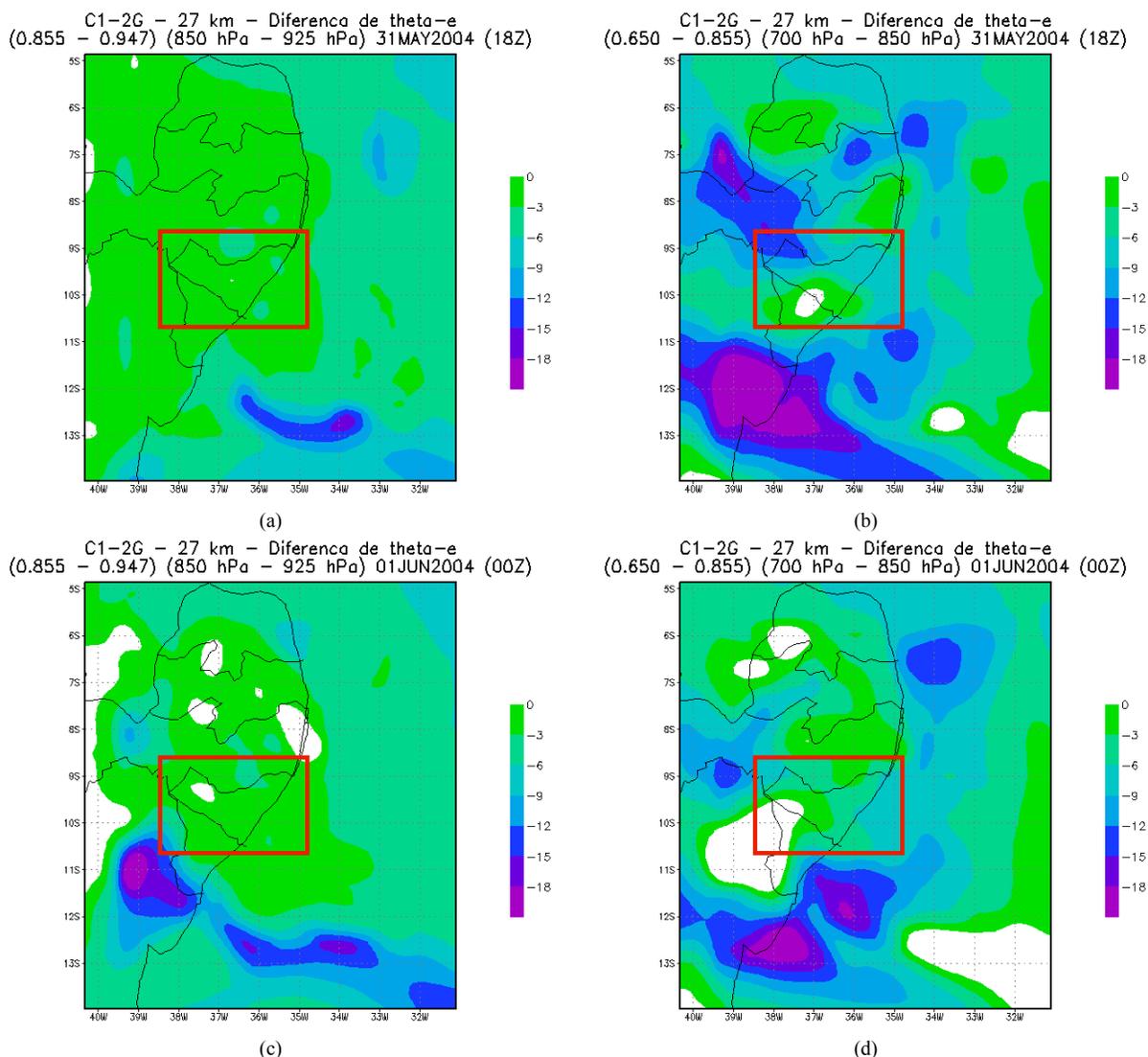


Figura 4.40 – Diferença da temperatura potencial entre os níveis de 850 hPa - 925 hPa (a, c), e entre 700 hPa - 850 hPa (b, d), para os horários de 18Z do dia 31 de maio de 2004 e 00Z do dia 1 de junho de 2004, simulada pela Grade 1 da C1-2G.

Estes campos mostrados pelas Figuras 4.40.a e 4.40.b, indicam as condições de instabilidade observadas na atmosfera, apesar da região de interesse não apresentar os maiores valores. As imagens seguintes (Figuras 4.40.c e 4.40.d) mostram que essas condições continuaram a ser observadas no início do evento, que teve uma duração estimada de 18 horas. Mais uma vez, o modelo parece concordar com as condições sinóticas mostradas no capítulo anterior, através da descrição do cenário sinótico do caso

através dos dados de reanálises do NCEP, confirmando a capacidade desta primeira grade de indicar o comportamento da atmosfera de maneira satisfatória.

A precipitação (microfísica, convectiva, total) e a observada pela rede pluviométrica da SEMARHN / AL, acumulada em 24 horas, para o dia 01, é observada na Figura 4.41.

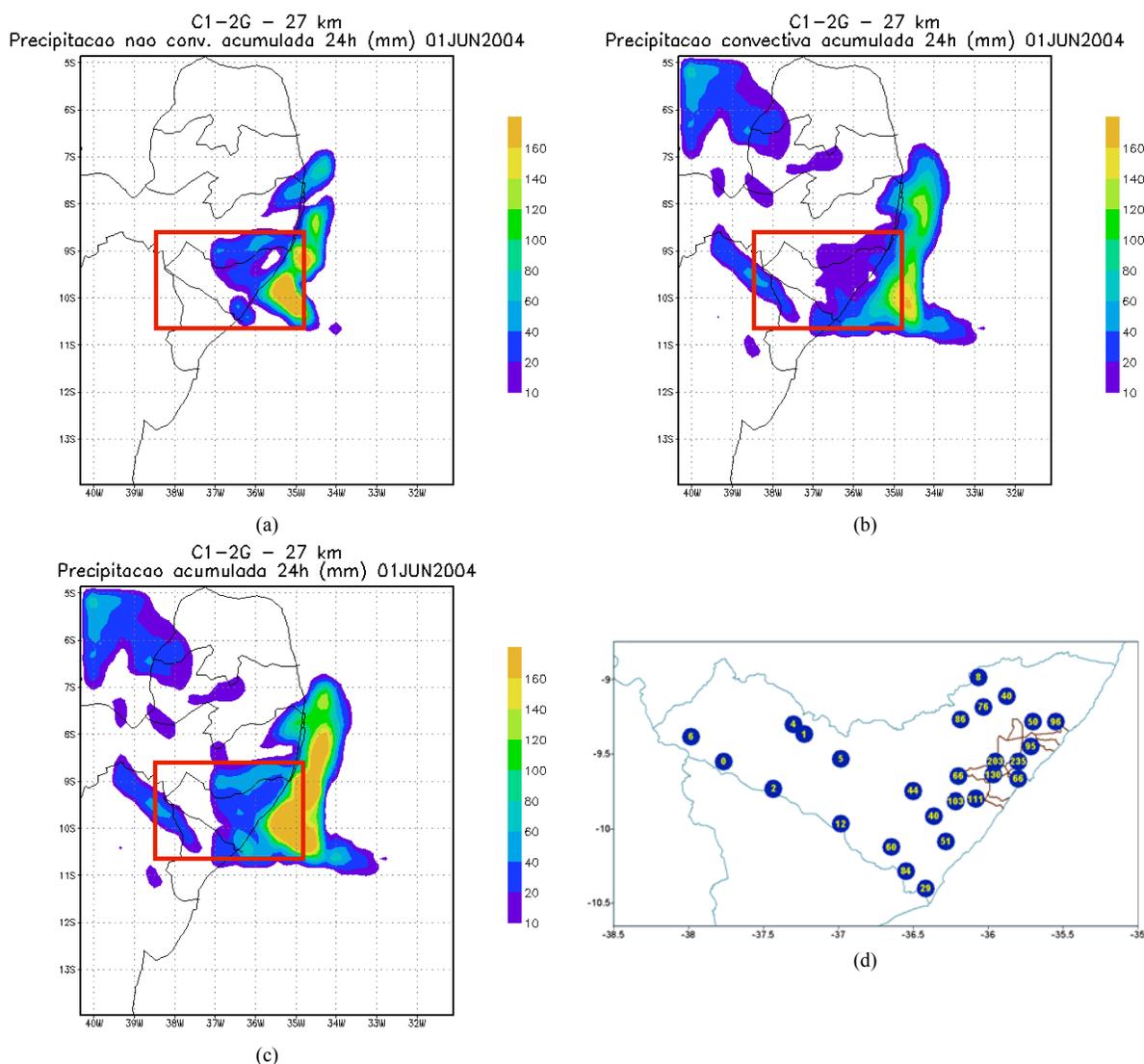


Figura 4.41 – Precipitação de microfísica (a), convectiva (b), total (c), acumulada em 24 horas (em mm), simulada pela Grade 1 da C1-2G e observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas (d), para o dia 18/01/04.

Apesar da cidade de Maceió ter registrado uma precipitação acumulada em 24h de 95 mm, estes não foram os maiores totais pluviométricos registrados para este dia na região de estudo (Figura 4.41.d). As cidades de Rio Largo, Atalaia e Pilar, que também fazem parte da região metropolitana do estado, chegaram a obter totais de até 235 mm.

O modelo já consegue captar com esta Grade 1, de 27 km de resolução, totais pluviométricos bastante elevados, inclusive com valores na mesma ordem de grandeza dos observados (Figura 4.41.c). Porém, isto acontece sem o correto posicionamento destes núcleos de precipitação mais intensa, colocados sobre o oceano. Este resultado, por si só, já pode ser considerado como bom, em virtude da baixa resolução desta grade.

Assim como no caso ocorrido no mês de janeiro do mesmo ano de 2004, também simulado neste estudo, a Grade 1 já registrou altos valores de precipitação como sendo resultado da parametrização de microfísica, simulada a partir de Reisner 2. Porém, os valores obtidos pela parametrização de cumulus, analisados através do total de precipitação convectiva, mostram-se bem mais relevantes que os obtidos na simulação do evento de janeiro de 2004; Neste caso, a parametrização de Betts-Miller parece ter conseguido trabalhar de maneira mais efetiva.

Apesar de se tratar de uma grade com dimensões e tempo de integração relativamente limitados para a detecção deste tipo de evento, a Figura 4.42 mostra o diagrama de Hovmöller, com a latitude fixada no ponto mais próximo ao Equador da (4,9 S) da Grade 1, da componente meridional do vento em 850 hPa, o nível onde a propagação das ondas de Leste foi melhor detectado, de acordo com o que foi mostrado no capítulo 4.

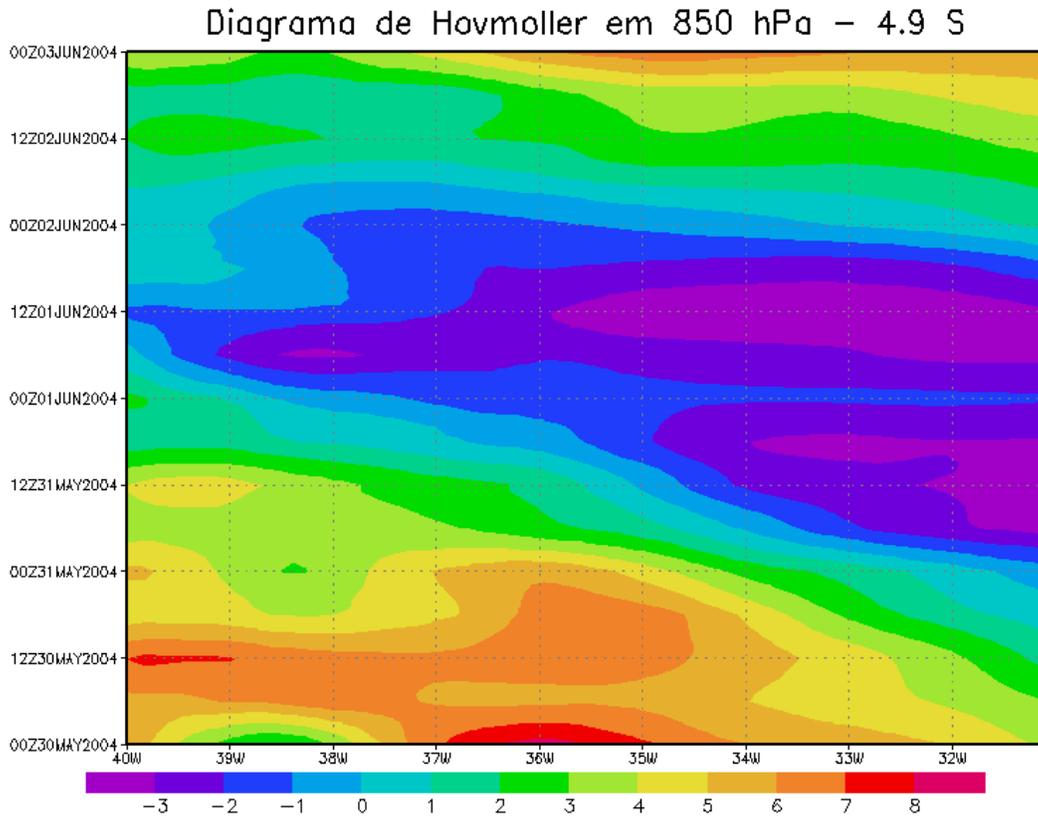


Figura 4.42 – Seqüências temporais da componente meridional do vento (Diagrama de Hovmoller) em 850 hPa, com cortes verticais leste-oeste e latitude fixa em 4,9 ° S, simuladas pela Grade 1 da combinação C1-2G.

Percebe-se a persistência de um sinal acompanhando simultaneamente tempo e longitude, que é um indicativo da propagação destes distúrbios. Isto confirma que mais uma vez, os padrões em termos da representação das condições sinóticas foram bem simulados.

Assim como na simulação do evento de 18 de janeiro de 2004, os resultados indicam que o evento foi bem simulado, dentro do esperado para a resolução utilizada nesta Grade 1. A representação do cenário sinótico foi adequada, conseguindo alguns dos seus principais sinais mostrados de maneira satisfatória. A precipitação associada ao evento, em termos de posicionamento, esteve em torno do esperado para uma grade não refinada.

4.2.2.2 – Resultados da Grade 2

Como se trata da grade de maior resolução desta combinação (9 km), espera-se uma melhoria na representação de processos dinâmicos e termodinâmicos, com o detalhamento da mesoescala. Assim como foi feito na análise do primeiro caso, simulado através desta configuração C1-2G, serão abordados campos que indiquem a instabilidade da atmosfera, como diferença da temperatura potencial equivalente entre níveis (Figura 4.43) e a divergência negativa (convergência) de umidade em baixos níveis (Figura 4.44), dois ótimos exemplos de campos que podem mostrar o quanto a atmosfera está propensa a convecção. Os quadros vermelhos chamam atenção para os valores na região de interesse.

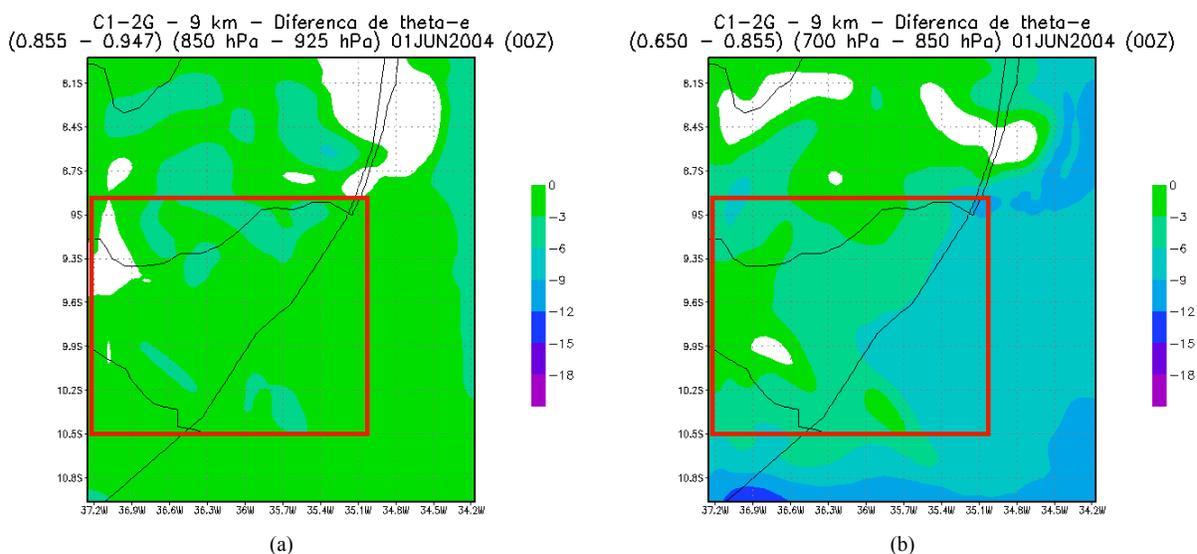
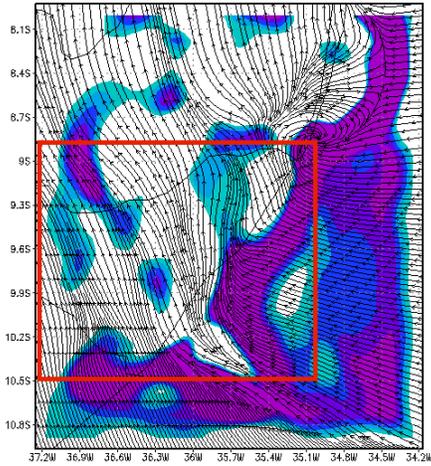


Figura 4.43 – Diferença da temperatura potencial entre os níveis de 850 hPa e 925 hPa (a), e entre 700 hPa e 850 hPa (b), para o horário de 00Z do dia 01/06/04, simulada pela Grade 2 da C1-2G.

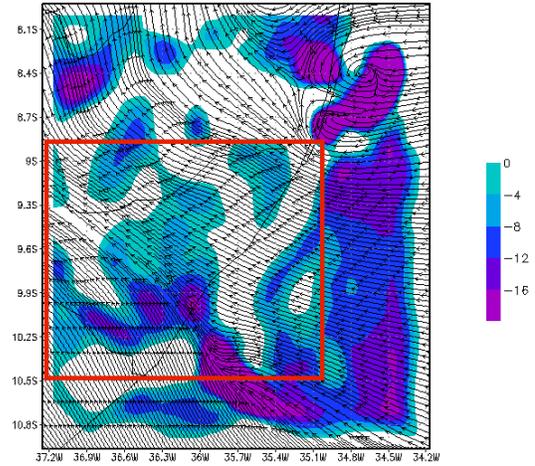
Observando a Figura 4.43 e comparando com as Figuras 4.40.c e 4.40.d, percebe-se uma ligeira melhora na representação de alguns núcleos e regiões convectivamente instáveis, esperado pelo aumento da resolução. Os campos compostos de linhas de corrente e divergência negativa de umidade em 925 hPa e 850 hPa são mostrados na Figura 4.44, em horários distintos do dia 01/06/04.

Linhas de corrente / Divergencia de umidade ($10 \cdot 7 \cdot s^{-1}$)
em 925 hPa - 01JUN2004 (00Z)



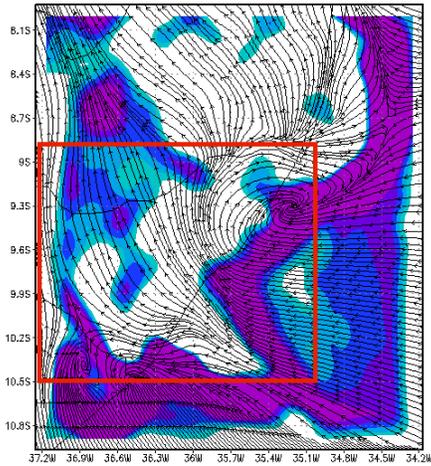
(a)

Linhas de corrente / Divergencia de umidade ($10 \cdot 7 \cdot s^{-1}$)
em 850 hPa - 01JUN2004 (00Z)



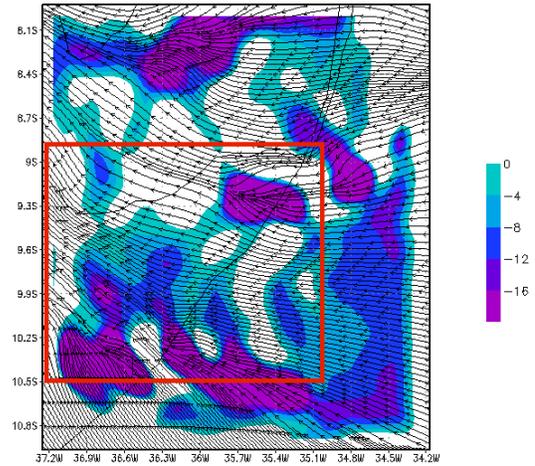
(b)

Linhas de corrente / Divergencia de umidade ($10 \cdot 7 \cdot s^{-1}$)
em 925 hPa - 01JUN2004 (06Z)



(c)

Linhas de corrente / Divergencia de umidade ($10 \cdot 7 \cdot s^{-1}$)
em 850 hPa - 01JUN2004 (06Z)



(d)

Figura 4.44 – Campos compostos de linhas de corrente e convergência de umidade nos níveis de 925 hPa (a, c) e 850 hPa (b, d), para os horários de 00Z e 06Z do dia 01/06/04, simulados pela Grade 2 da C1-2G.

Os campos de divergência negativa de umidade, assim como os campos de temperatura potencial equivalente, são representados de maneira mais detalhada graças ao aumento da resolução. Nas simulações da Grade 2, a região de estudo (quadro vermelho na Figura 4.44) permanece indicando regiões favoráveis a convecção durante as primeiras horas do evento, conforme pode ser observado nas Figuras anteriores.

A precipitação simulada por esta Grade 2, além dos valores registrados pela rede pluviométrica para o dia 01/06/04, pode ser observada na Figura 4.45.

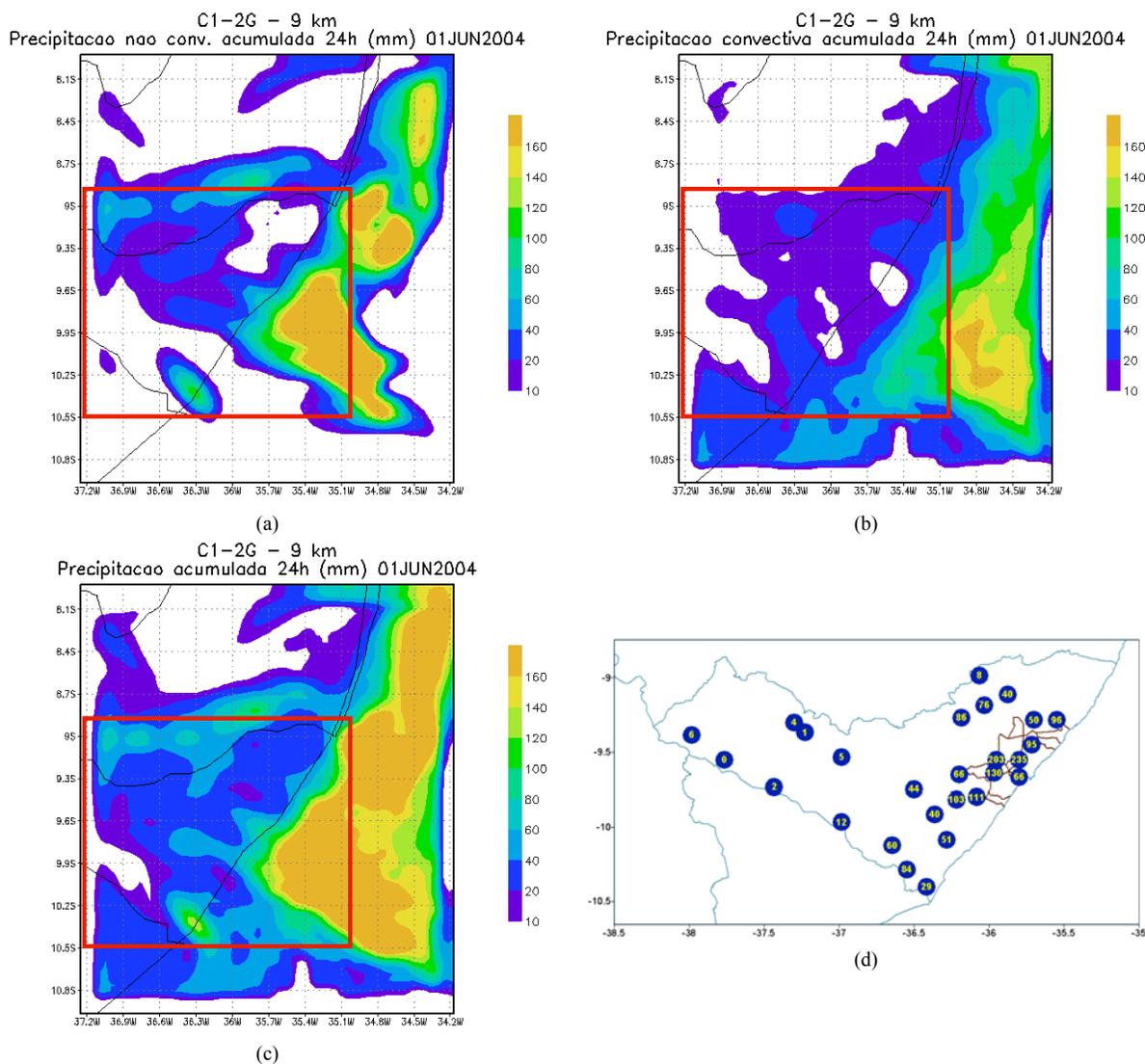


Figura 4.45 – Precipitação de microfísica (a), convectiva (b), total (c), acumulada em 24 horas (em mm), simulada pela Grade 2 da C1-2G e observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas (d), para o dia 01/06/04.

A precipitação simulada em Alagoas, neste dia 01/06/04, está localizada na porção central e porção leste do estado, conforme mostra a Figura 4.45.d. Porém, os maiores valores são observados na porção leste, nas cidades mais próximas ao litoral; esta

Grade 2 consegue mostrar esta tendência (Figura 4.45.c), porém os totais encontram-se muito abaixo daqueles registrados pelos postos pluviométricos.

Isso pode ser explicado pelo horário da leitura das medições, que acontece sempre às 7 horas local (10Z), conforme já foi explicado no Capítulo 3. Como a precipitação teve início às 00Z do dia 01 de junho, grande parte da chuva pode ter sido registrada como ocorrida no dia 31 de maio, o que realmente acontece. Então, se o modelo adiantar ou atrasar o início da chuva na simulação, a totalização ficaria prejudicada nestas comparações, já que os valores seriam contabilizados para horários os quais não seriam os do evento real. Buscando minimizar estes erros, a Figura 4.46 mostra os totais acumulados em 48 horas, para o dia 01 de junho de 2004.

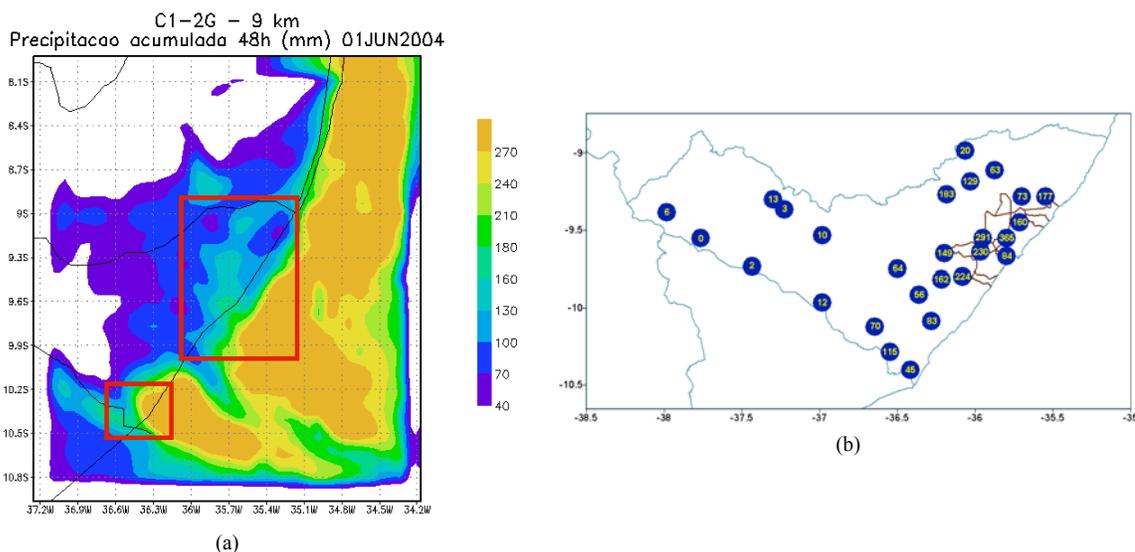


Figura 4.46 – Precipitação total (a) simulada pela Grade 2 da C1-2G e (b) observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas, acumulada em 48 horas (em mm), para o dia 01/06/04.

Comparando agora os valores simulados com os observados, acumulados em 48 horas, duas regiões a leste do estado chamam atenção (quadros vermelhos na Figura 4.46.a): a primeira delas, mais próxima a região metropolitana, onde foram registrados os maiores valores de precipitação no período (vide Figura 4.46.b) mostra totais de até 160

mm; na segunda, mais ao sul do estado, foram simulados totais que excedem os 270 mm, o que não pode ser confirmado através da rede pluviométrica. Ou seja, a identificação de valores mais próximos a partir dos totais registrados em 48 horas, e de uma melhor distribuição dos mesmos, concordando em termos de posicionamento com as regiões onde os máximos valores foram observados, traz uma boa credibilidade a simulação realizada.

As curvas de precipitação simulada em 48 h por cada uma das grades, no posto pluviométrico da Usina Cachoeira (Maceió), são mostradas na Figura 4.47.

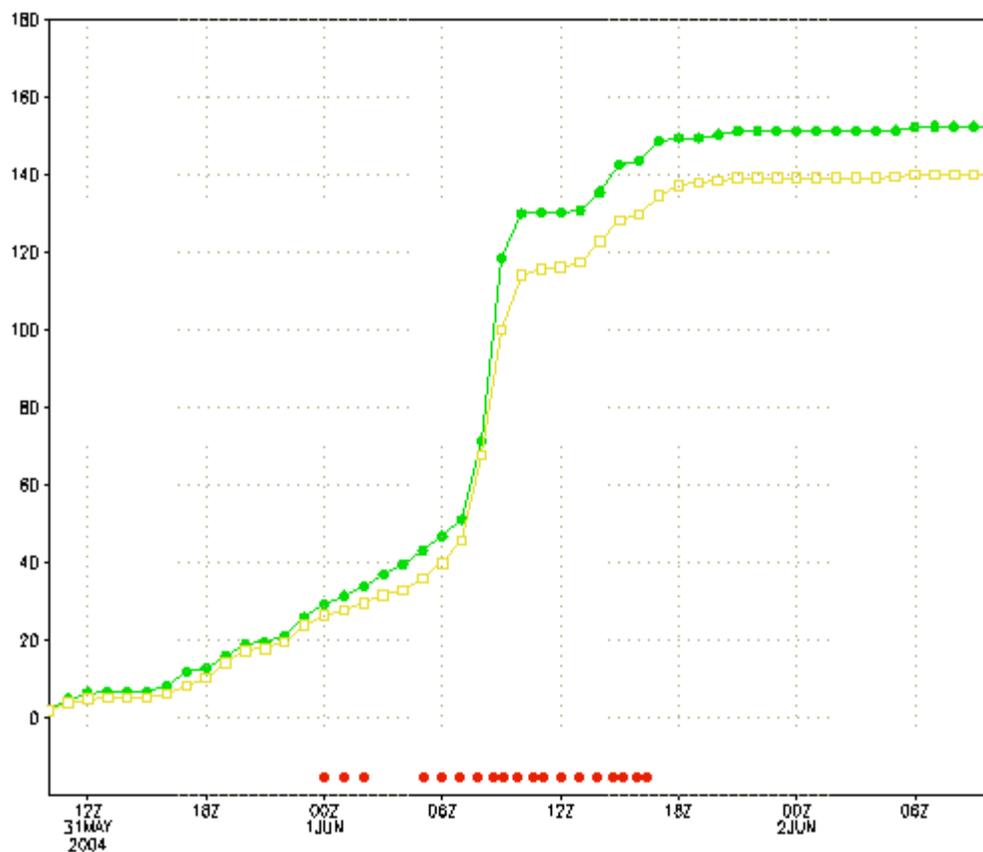


Figura 4.47 – Curvas de precipitação acumulada (em mm) simuladas pela Grade 1 (curva amarela), Grade 2 (curva verde) da combinação C1-2G, no posto pluviométrico da Usina Cachoeira (Maceió), em conjunto com as informações do METAR do Aeroporto Zumbi dos Palmares (pontos vermelhos), para os dias 31 de maio e 01 de junho de 2004.

As duas grades conseguem simular o mesmo comportamento para a precipitação acumulada em 48 horas, com a Grade 2 contabilizando aproximadamente 10 mm a mais que a Grade 1. As curvas (Figura 4.47) de precipitação também mostram um grande pico entre às 7Z e 10Z do dia 01/06/04, horário que a precipitação do dia 31 é totalizada e registrada.

As mesmas curvas também indicam que no horário indicado pelo METAR como sendo o início das chuvas na cidade de Maceió, as duas grades da combinação C1-2G já acumulavam totais próximos de 30 mm, o que indica que o modelo adiantou a precipitação esperada. Devido a ausência de dados do METAR para o dia 31/05/04, estas conclusões estão sendo tomadas com base nas informações do jornal impresso “Gazeta de Alagoas”, que relata a ocorrência de 18 horas de chuvas contínuas, para o dia 01 de junho.

Mais uma vez, confirma-se a tendência da melhoria das simulações dos eventos com o aumento da resolução. O detalhamento conseguido nas simulações com este refinamento alterou o posicionamento e a intensidade da precipitação associada, mas a mesma, assim como no caso de estudo anterior, já era simulada de forma mais grosseira.

Uma abordagem diferenciada a respeito do índice CK será tomada neste momento, para esta segunda grade da combinação C1-2G. A Figura seguinte mostra os valores de CK para os horários entre 6Z - 8Z e a precipitação acumulada em 3h para as 9Z do dia 01 de junho de 2004.

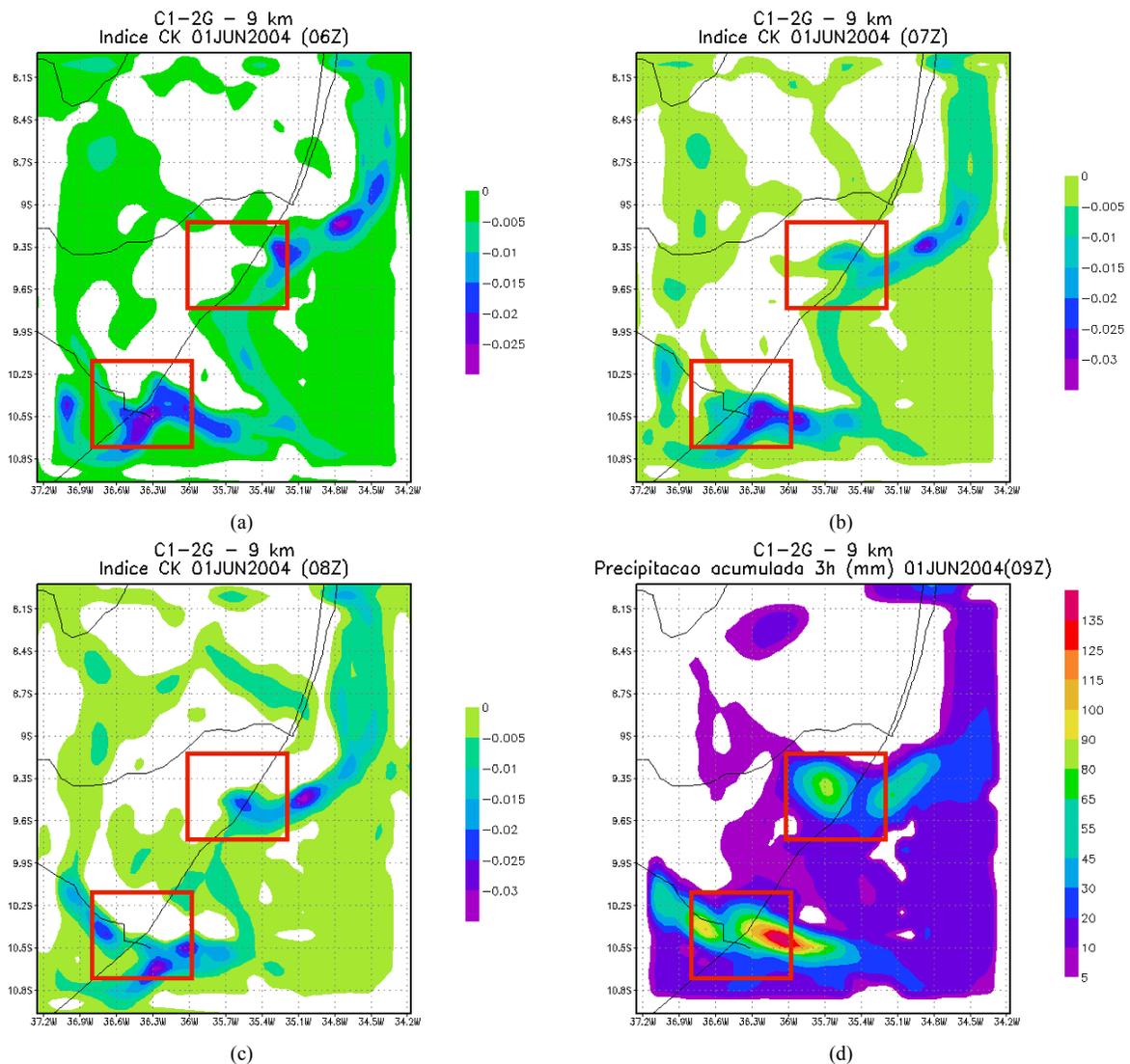


Figura 4.48 – Índice CK simulado para 06Z (a), 07Z (b) e 08Z (c) do dia 01/06/04 e precipitação acumulada simulada em 3 h (mm) para às 9Z pela Grade 2 da C1-2G.

Nota-se, nos quadros vermelhos das Figuras 4.48.a, 4.48.b e 4.48.c, em especial naquele mais ao sul do estado de Alagoas, valores muito baixos de CK; isso também pode ser visualizado no quadro sobre a região metropolitana, onde parte dela e de seu litoral mostram valores na mesma ordem.

Os mesmos quadros na Figura 4.48.d cercam regiões onde foram registrados altos totais em apenas três horas (Figura 4.48.d), concordantes com os valores de CK exibidos para os horários antecedentes. O modelo conseguiu captar a chuva nestas regiões, o que

sugere a necessidade de estudos sobre o índice, para a sugestão de valores e de condições que combinadas a ele, efetivem a previsão de precipitações extremas.

4.2.3 – Simulações com a combinação C2-3G

A avaliação da melhoria da resolução na combinação anterior, em especial para a região metropolitana de Maceió através da inserção de uma grade de alta resolução, é o objetivo desta combinação.

4.2.3.1 – Resultados das Grades 1 e 2

Os campos de campos de linhas de corrente e intensidade do vento, simulados pela Grade 1 das duas configurações, mais uma vez mostraram-se similares, nas duas combinações, àquelas observadas nas reanálises. Os padrões sinóticos, em termos de escoamento preferencial e condições de instabilidade mantidos.

A avaliação das condições de instabilidade da atmosfera, realizadas neste trabalho a partir dos campos de diferença de temperatura potencial específica entre níveis, pela divergência negativa de umidade em baixos níveis, e pela avaliação dos sinais do índice CK apenas para a Grade 2 (com 9 km de resolução), é feita para esta combinação do mesmo modo que na combinação anterior; e assim como o caso ocorrido em janeiro de 2004, as diferenças entre as duas grades das combinações C1-2G e C2-3G parecem ser mais significativas quanto ao posicionamento das regiões favoráveis e da intensidade dessas possíveis convecções.

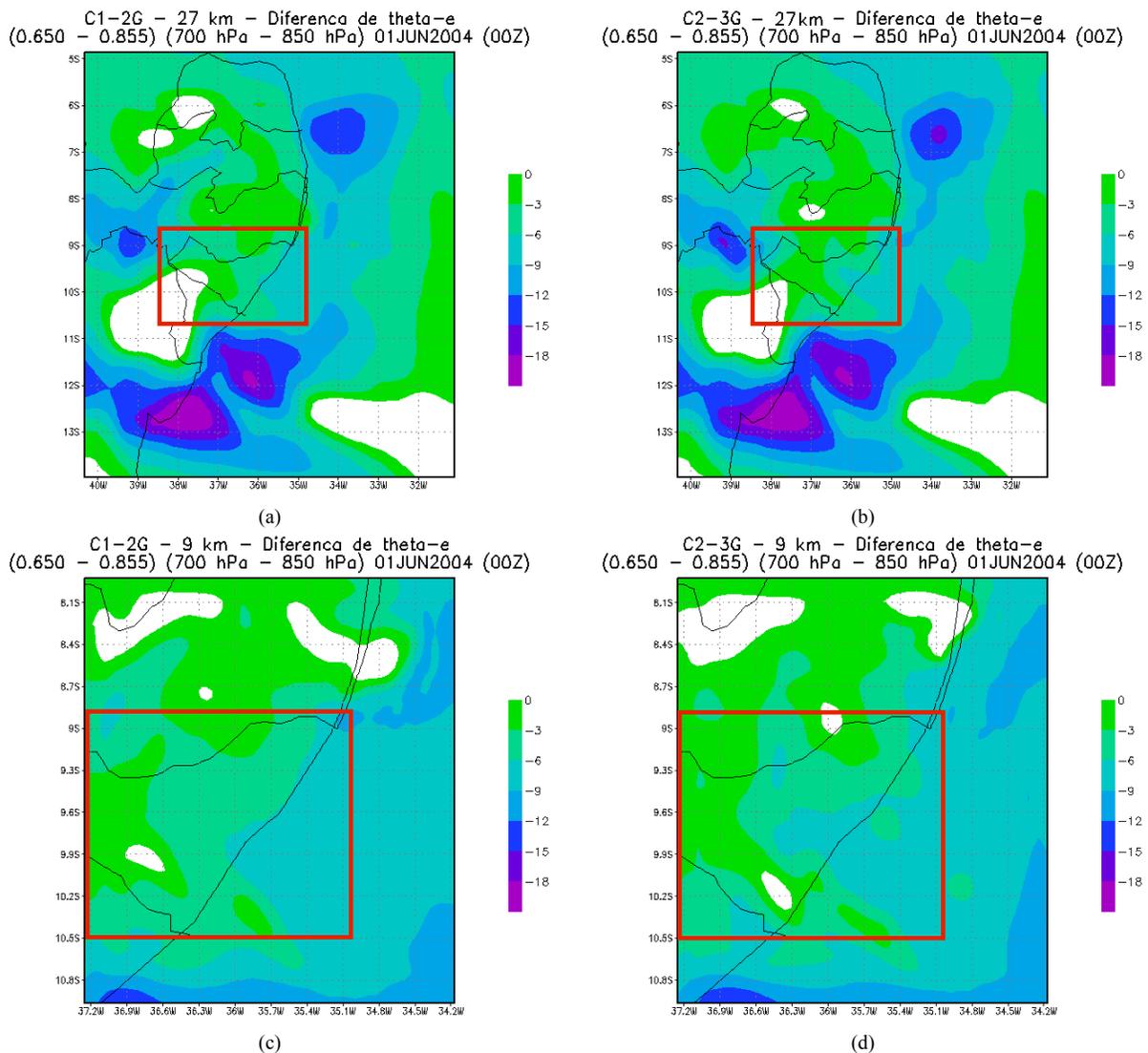


Figura 4.49 – Comparação entre os valores simulados para a diferença da temperatura potencial entre os níveis de 700 hPa - 850 hPa, para o horário de 00Z do dia 01/06/04, pelas Grades 1 (a, b) e 2 (c, d) das combinações C1-2G e C2-3G.

Assim como para o caso de janeiro, a comparação dos campos de diferença de temperatura potencial equivalente entre dois níveis, simulados a partir das duas grades das combinações propostas (Figura 4.49), mostra que houve uma melhor definição das regiões de instabilidade nas simulações realizadas pela combinação C2-3G. O aumento das regiões em condições de instabilidade é verificado na Grade 1 da combinação C2-3G, enquanto que na Grade 2 da mesma, há apenas o uma diferença no posicionamento e na intensidade das possíveis regiões convectivas.

A Figura 4.50 mostra os campos de precipitação (microfísica, convectiva, total) e a observada pela rede pluviométrica da SEMARHN / AL, acumulada em 24 horas para o dia 01/06/04, simulados pela Grade 1 da configuração C2-3G.

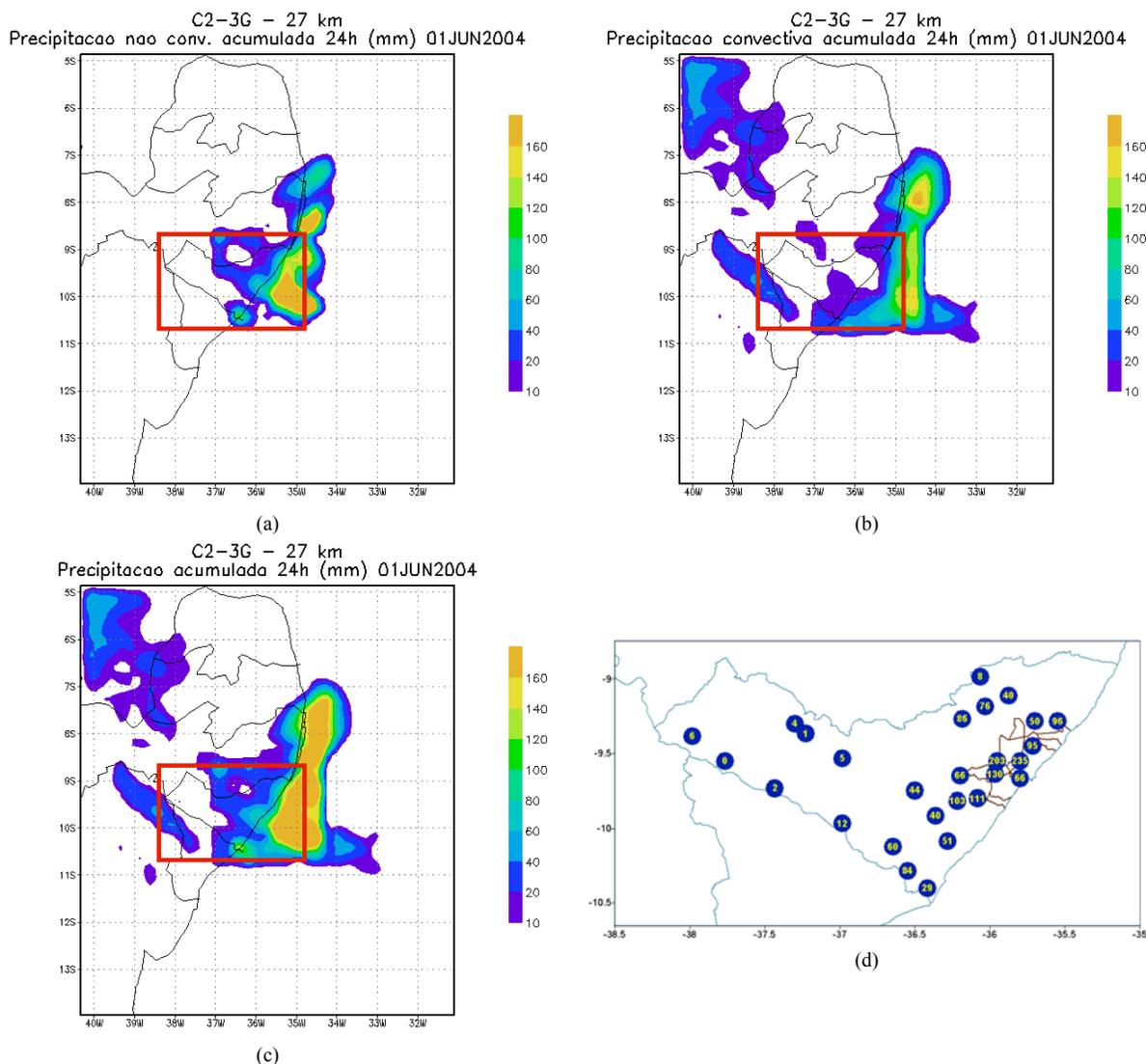


Figura 4.50 – Precipitação de microfísica (a), convectiva (b), total (c), acumulada em 24 horas (em mm), simulada pela Grade 1 da C2-3G e observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas (d), para o dia 01/06/04.

Assim como no caso simulado para o mês de janeiro, a combinação C2-3G consegue aumentar os totais de precipitação de sua grade com menor resolução, de 27 km, em especial no sul região metropolitana (máximos de 100 mm), na Zona da Mata e no

litoral norte (máximos de até 120 mm), conforme pode ser observado na Figura 4.50.c. Do mesmo modo da simulação anterior com esta combinação, os núcleos de maiores valores são melhor representados. Os totais simulados com a Grade 2 podem ser vistos na Figura 4.51.

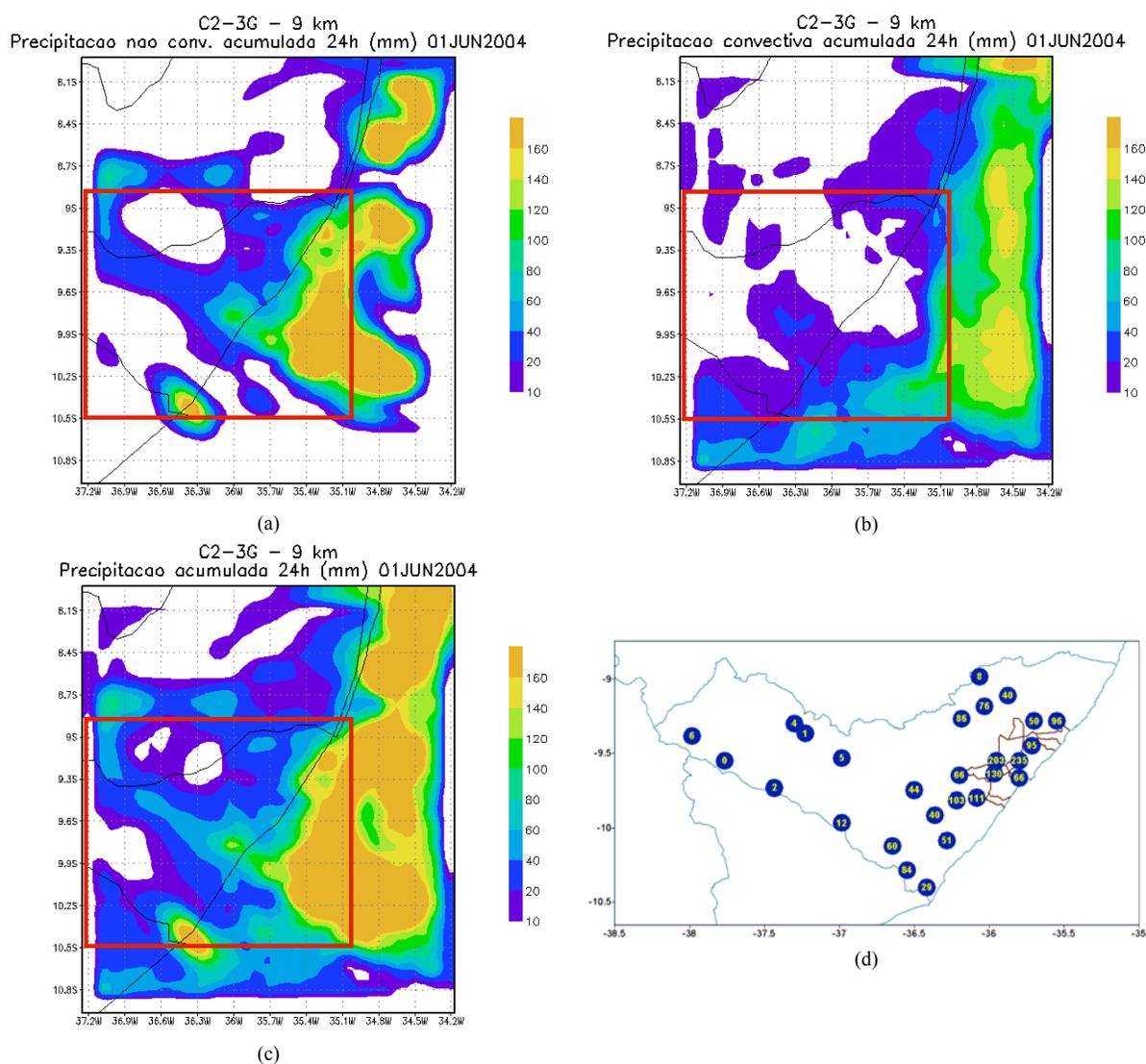


Figura 4.51 – Precipitação de microfísica (a), convectiva (b), total (c), acumulada em 24 horas (em mm), simulada pela Grade 2 da C2-3G e observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas (d), para o dia 01/06/04.

O ganho obtido com esta segunda grade para a região de interesse é basicamente o aumento dos totais de precipitação que já eram observados pela Grade 1, com uma melhor

definição dos núcleos (Figura 4.51.c). Os altos valores registrados na região metropolitana de Maceió parecem ser simulados com maior propriedade, mas ainda com um ligeiro deslocamento, o que é esperado em simulações desse tipo. Confirma-se também, através desta grade, que a precipitação convectiva simula baixos totais de precipitação dentro da região de interesse. Porém, totais de até 80 mm são simulados para o norte do estado de Sergipe e 120 mm para o norte de Pernambuco.

Assim como aconteceu na simulação do caso de janeiro para esta combinação C2-3G, houve melhoria no posicionamento e nos totais de precipitação, de uma maneira geral, nestas duas grades.

4.2.3.2 – Resultados da Grade 3

O enfoque desta Grade 3 (de alta resolução) é a simulação dos eventos na região metropolitana do estado. A Figura 4.52 apresenta a diferença de θ_e entre os níveis de 850 hPa - 925 hPa e 700 hPa - 850 hPa, simulada pela Grade 3 desta combinação, para o horário de 00Z do dia 01/06/04.

Observa-se condições de instabilidade em praticamente toda a região metropolitana de Maceió, observada em destaque pelas caixas vermelhas, com os menores valores (maior instabilidade) sendo observados entre os níveis de 700 hPa – 850 hPa (Figura 4.52.b).

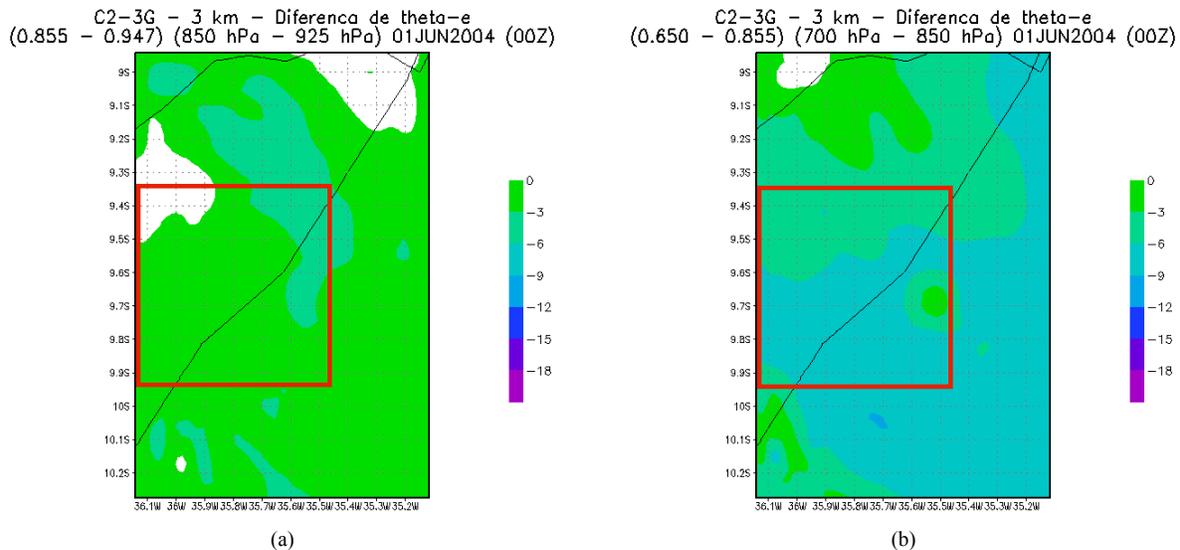


Figura 4.52 – Diferença da temperatura potencial entre os níveis de 850 hPa e 925 hPa (a), e entre 700 hPa e 850 hPa (b), no horário de 00Z do dia 01/06/04, oriunda da Grade 3 da C2-3G.

Mais uma vez será abordado aqui a utilidade do índice CK como método de identificação de áreas propícias a altos totais pluviométricos. Esta Grade 3 conseguiu captar um núcleo dentro da região metropolitana de Maceió, onde foram simulados valores acima de 75 mm em apenas 3 h, o que indica um evento extremo. A Figura 4.53 mostra os valores do índice CK para os horários de 09Z, 10Z e 11Z, juntamente com a precipitação total (não convectiva e convectiva) acumulada em 3h para o horário das 12Z do dia 01/06/04.

As caixas vermelhas mostram a região onde os altos valores foram simulados, como sendo acumulados para estas 3 horas. Em especial nos horários de 10Z e 11Z, valores de até -0,12 podem ser observados na região, 4 vezes menor que aqueles observados no exemplo anterior, onde o índice CK foi gerado com dados da Grade 2 da combinação C1-2G e comparado com os totais simulados para às 9Z deste mesmo dia (Figura 4.53). Porém, naquele horário, valores ainda maiores de precipitação foram registrados (núcleos de até 100 mm no estado).

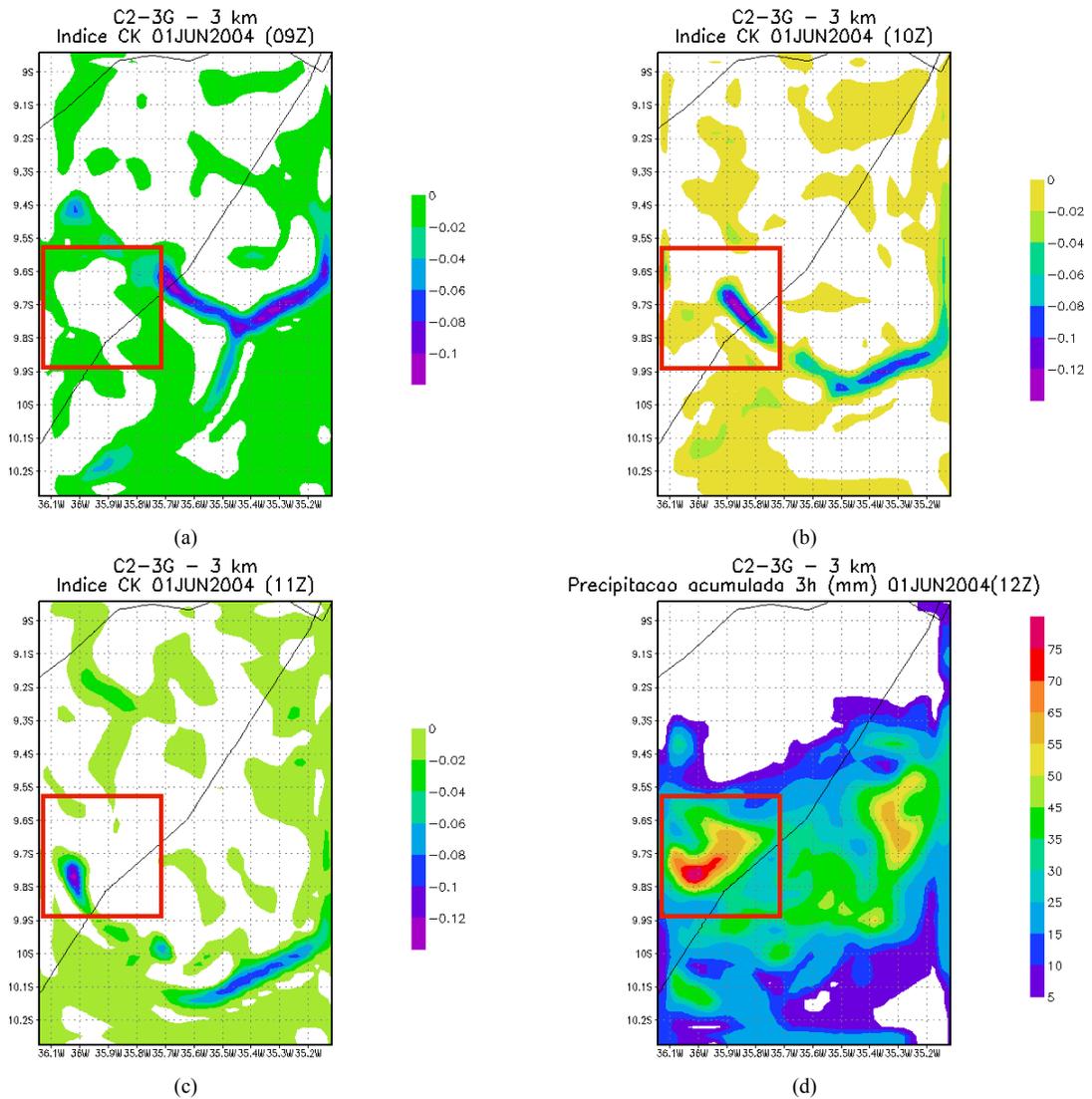


Figura 4.53 – Índice CK simulado pela Grade 3 da C2-3G, para 09ZZ (a), 10Z (b) e 11Z (c) do dia 01/06/04 e precipitação simulada em 3 h (mm) para as 12Z deste mesmo dia.

Já a Figura 4.54, mostra os valores totais de precipitação (microfísica, convectiva, total) acumulada em 24 horas para o dia 01/06/04 e simulados pela Grade 3 desta combinação C2-3G.

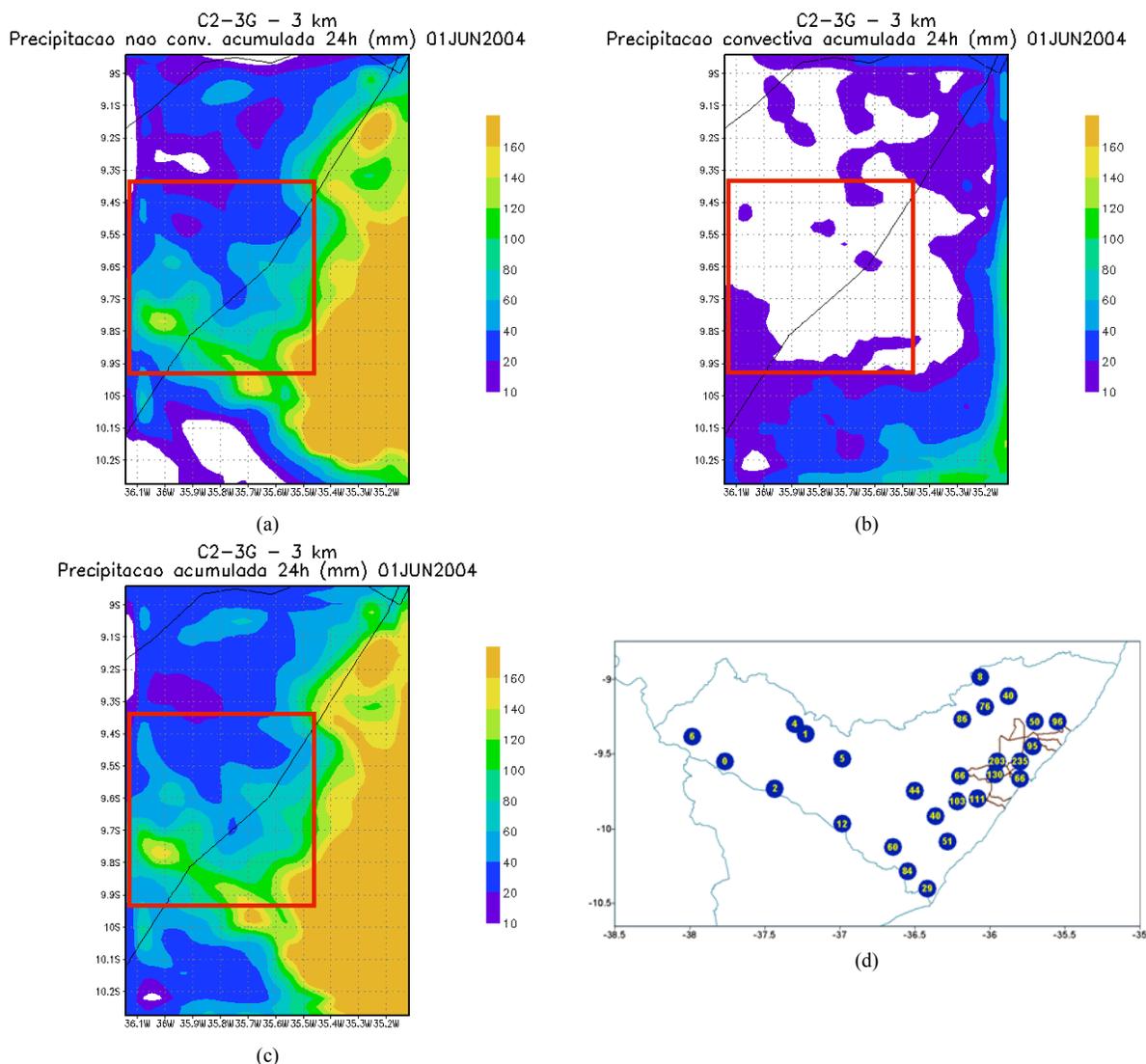


Figura 4.54 – Precipitação de microfísica (a), convectiva (b), total (c), acumulada em 24 horas (em mm), simulada pela Grade 3 da C2-3G e observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas (d), para o dia 01/06/04.

O refinamento da Grade 3 trouxe uma melhor simulação do posicionamento da precipitação ocorrida no dia 01/06/04, deixando-a mais próxima a região metropolitana de Maceió (caixas vermelhas na Figura 4.54), além de aumentar os valores de precipitação associados.

Assim como foi feito na Grade 2 da simulação C1-2G, para minimizar os efeitos de um possível adiantamento da chuva simulada pelo modelo, a Figura 4.55 mostra os

totais acumulados para esta Grade 3, em conjunto com os totais observados pela rede pluviométrica da SEMARHN / AL.

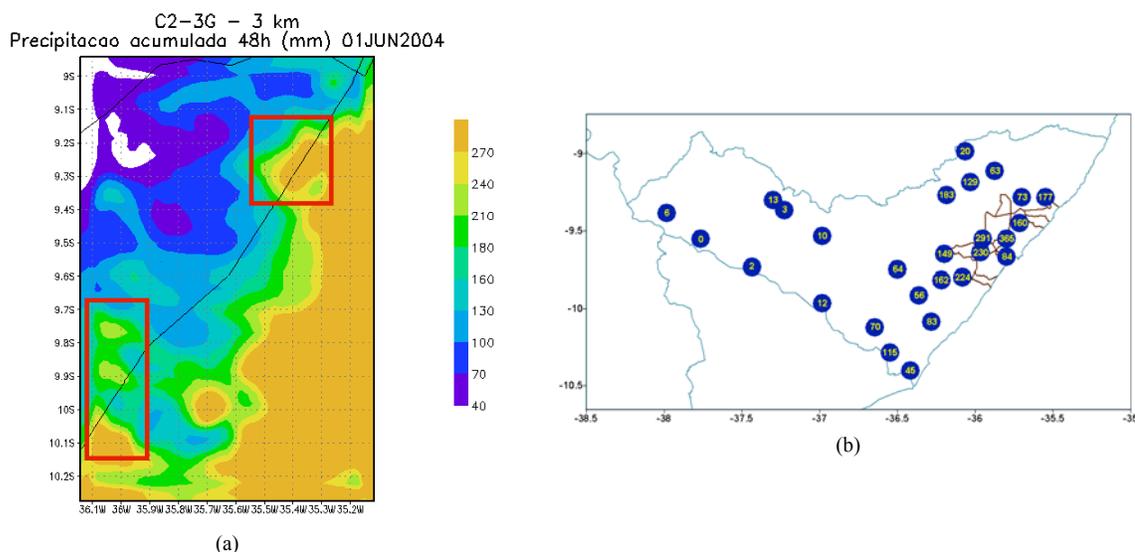
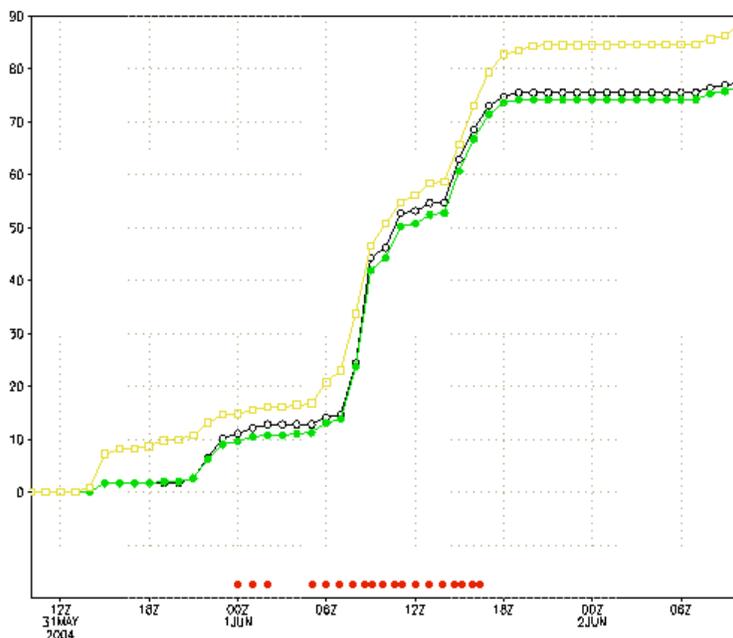


Figura 4.55 – Precipitação total (a) simulada pela Grade 3 da C2-3G e observada pela rede da SEMARHN / AL no estado de Alagoas (b), acumulada em 48 horas (em mm), para o dia 01/06/04.

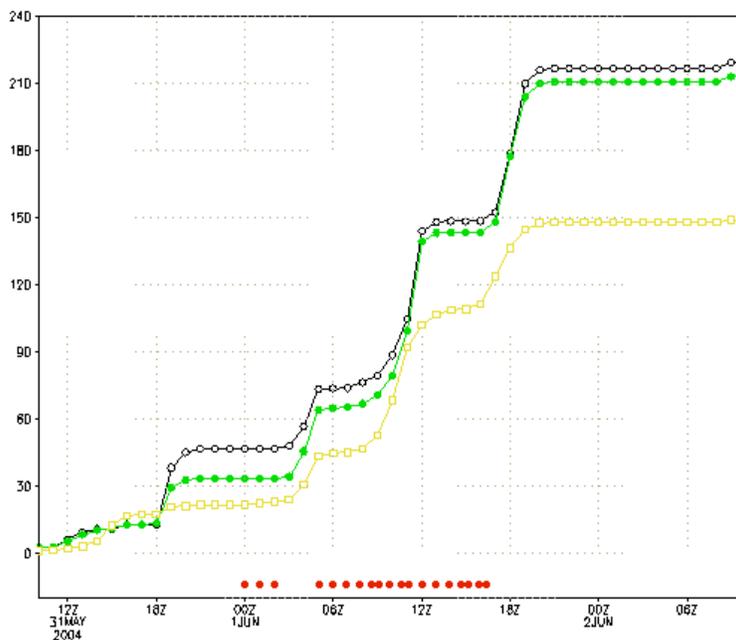
As caixas vermelhas na Figura 4.55 destacam os maiores valores de precipitação acumulada em 48h, simulados por esta Grade 3, observados ao sul da região metropolitana de Maceió e no litoral norte. Uma melhor avaliação dos valores de precipitação obtidos para a porção Nordeste do estado fica prejudicada, em virtude da ausência de dados da rede pluviométrica; por outro lado, no caso dos núcleos ao sul da região metropolitana, o modelo parece ter deslocado a precipitação ocorrida, já que os maiores totais (Figura 4.55.b) estão localizados mais acima. Em termos de valores de precipitação, a alta resolução empregada nesta grade trouxe melhorias significativas para os totais, que se aproximaram dos reais de maneira significativa.

Buscando avaliar também o comportamento da precipitação no ponto onde o modelo simulou mais chuva na região metropolitana, a Figura 4.56 mostra as curvas de precipitação não só para as coordenadas da Usina Cachoeira (Maceió), mas também o

ponto onde os maiores totais foram simulados (9,77° S; 36,05° W), para cada uma das três grades desta combinação C2-3G.



(a)



(b)

Figura 4.56 – Curvas de precipitação acumulada simuladas pela Grade 1 (curva amarela), Grade 2 (curva verde) e Grade 3 (curva preta) da combinação C2-3G, no posto pluviométrico da Usina Cachoeira (Maceió) (a) e núcleo de precipitação extrema (9,77° S; 36,05° W) (b), em conjunto com as informações do METAR do Aeroporto Zumbi dos Palmares (pontos vermelhos), para os dias 31 de maio e 01 de junho de 2004.

A Grade 1 simulou maiores valores de precipitação para as coordenadas do posto pluviométrico da Usina Cachoeira, na cidade de Maceió, conforme pode ser observado na Figura 4.56.a. Porém, o refinamento trazido pelo aumento da resolução deslocou o posicionamento da precipitação ocorrida, e as grades mais refinadas (9 km e 3 km) mostraram comportamentos bastante similares. Já a Figura 4.56.b traz informações interessantes a respeito da periodicidade da precipitação; indica chuva intermitente durante todo o período, o que é característico de distúrbios de leste.

4.3. Avaliação do custo computacional e dos resultados obtidos

As simulações foram rodadas em um PC com um processador Pentium 4 HT, com um clock de 3.2GHz e 1Gb de memória RAM, utilizando como sistema operacional uma distribuição do Linux chamada Fedora. Trata-se de um micro-computador com uma configuração bastante comum e de fácil aquisição nos dias atuais, o que faria com que o modelo MM5, nesses moldes, fosse facilmente implementado para testes de desempenho.

O tempo de processamento das simulações pode ser observado na Tabela 4.1.

Tabela 4.1 – Tempo de processamento das simulações.

Evento	Combinação	Resolução das Grades	Número de Pontos	Tempo de integração / execução
Evento 1 - 18/01	C1-2G	27 km, 9 km	40x40, 40x40	96 horas / \approx 7 horas
Evento 2 - 18/01	C1-2G	27 km, 9 km	40x40, 40x40	96 horas / \approx 7 horas
Evento 1 - 18/01	C2-3G	27 km, 9 km, 3 km	40x40, 40x40, 40x50	96 horas / \approx 18 horas
Evento 2 - 18/01	C2-3G	27 km, 9 km, 3 km	40x40, 40x40, 40x50	96 horas / \approx 18 horas

Como já era esperado, a natureza do evento não alterou no tempo de processamento das simulações. O tempo de integração, o tamanho e a resolução das grades as parametrizações físicas escolhidas e claro, a disponibilidade de uso do processador definem o tempo que o modelo MM5 leva para realizar as rodadas. O ganho em termos de acurácia das simulações, apesar do aumento do custo computacional, parece ser válido mesmo em termos de operacionalização. Tempos menores podem ser obtidos apenas com a melhoria da máquina utilizada, o que é bastante plausível.

É importante salientar que a máquina utilizada não esteve disponível para uso exclusivo das simulações, o que deve ter interferido no tempo de processamento das rodadas.

5 – CONCLUSÕES

Neste trabalho, buscou-se avaliar o desempenho do modelo de mesoescala MM5 na simulação de dois eventos extremos de precipitação ocorridos no estado de Alagoas no ano de 2004. Objetivou-se, também, sugerir combinações em termos de aninhamento de grades e parametrizações físicas que haviam sido utilizadas com sucesso em estudos semelhantes para outras regiões do país.

As combinações C1-2G e C2-3G, com duas e três grades, respectivamente, foram sugeridas para as simulações realizadas com o modelo MM5. A primeira combinação, com grades de 27 km e 9 km de resolução, diferem também na parametrização utilizada para a microfísica; já a segunda inclui uma grade de maior resolução (3 km), com as mesmas parametrizações da grade de 9 km, buscando a melhoria das simulações na região metropolitana de Maceió e litoral do estado.

O primeiro evento extremo ocorreu no dia 18 de janeiro de 2004, estando associado a uma configuração clássica de ZCAS, com uma frente fria semi-estacionária no sul da Bahia, que juntamente com as posições de um vórtice ciclônico em altos níveis no oceano Atlântico e a alta da Bolívia proporcionaram as características necessárias para a formação destes sistemas convectivos. O segundo ocorreu no dia 01 de junho de 2004 e tratou-se de um conglomerado de nuvens associado a distúrbios ondulatórios de leste.

As simulações realizadas para o primeiro evento estudado, ocorrido em janeiro de 2004, utilizando a combinação C1-2G, mostraram os resultados discutidos na seqüência do texto.

A grade 1, com 27 km de resolução, atuou de maneira satisfatória na representação de alguns padrões significativos do escoamento em baixos e altos níveis, em escala sinótica. Essa tendência em representar o escoamento preferencial também é confirmada em altos níveis, onde as simulações conseguiram representar bem o cisalhamento vertical do vento.

O modelo conseguiu simular as condições de instabilidade da atmosfera, inclusive na grade de menor resolução. Através das análises das condições sinóticas vigentes, através dos dados de reanálises do NCEP, esta primeira grade conseguiu, de maneira satisfatória, representar o comportamento da atmosfera quanto aos sinais de instabilidade existentes.

Ao comparar a precipitação total simulada pela grade 1 com a observada, percebe-se que o modelo, já com a grade de menor resolução, conseguiu simular núcleos de chuva com intensidades da ordem da observada, entre 60 e 100mm; entretanto, houveram discrepâncias em termos de posicionamento. Outro aspecto interessante é que boa parte da precipitação simulada pelo modelo para o estado de Alagoas foi gerada como precipitação associada aos processos de microfísica.

Esses resultados indicam que o evento foi bem simulado, dentro do que se esperaria de uma grade com uma resolução de 27 km. O cenário sinótico, de um modo geral, pode ter alguns dos seus principais sinais representados, de maneira satisfatória. Os valores de precipitação também estiveram em torno do esperado por uma grade não tão refinada.

A grade 2, a mais refinada dessa combinação C1-2G, trouxe uma melhora em termos da representação das condições da atmosfera, mostrando núcleos mais definidos e

maiores valores para parâmetros como a diferença da temperatura potencial equivalente entre dois níveis. Os campos de divergência negativa de umidade do ar, assim como os campos de temperatura potencial equivalente, são representados de maneira mais detalhada graças ao aumento da resolução. Nas simulações da grade 2, a região de interesse permanece indicando aspectos favoráveis à convecção durante o dia do evento.

A precipitação simulada pela grade 2 foi melhor caracterizada em termos de posicionamento e intensidade. O detalhamento conseguido nas simulações com o aumento da resolução, alterou não só o posicionamento, mas também a intensidade da precipitação associada as áreas de instabilidade identificadas.

Tratando especificamente da simulação da precipitação na cidade de Maceió, em especial nas coordenadas da estação pluviométrica da Usina Cachoeira, onde foram registrados os valores utilizados nesse estudo, as duas grades desta combinação simularam o início da precipitação e quase que perfeitamente o seu comportamento.

O índice CK, sugerido por Lima (2005), foi verificado e indicou regiões propícias à formação de convecção em vários pontos do estado, nos momentos que antecederam e durante a gênese da precipitação, inclusive na região metropolitana de Maceió. A rede observacional deficitária nesse período não permite uma melhor avaliação da aplicabilidade do índice CK para o interior do estado. Percebeu-se que o índice identificou ambientes favoráveis à formação de convecção intensa.

Para a simulação do evento de janeiro de 2004, utilizando a combinação C2-3G, foram obtidos os resultados a seguir.

O modelo apresentou resultados bastante similares na grade 1 (com 27 km de resolução) da segunda configuração, assim como na primeira, em termos do escoamento preferencial e da representação da situação sinótica em vigor naquela região. Já os campos indicativos de instabilidade atmosférica, em especial para a grade 2 dessa combinação, mostra que houveram diferenças entre as simulações de mesma resolução, em termos do posicionamento e da intensidade das possíveis regiões convectivas. Para as duas grades simuladas, houve um aumento da área que seria considerada em condições de instabilidade na região de estudo.

Percebeu-se um aumento dos totais de precipitação simulados pela grade de 27 km em relação aos valores simulados na combinação anterior, em especial no Sertão e na região do São Francisco (Baixo e Sertão), com núcleos que chegariam a até 140 mm; além disso, percebe-se uma melhor definição dos núcleos com valores entre 40 mm e 60 mm, inclusive próximo a região metropolitana de Maceió. Esse aspecto também foi observado nos totais de precipitação simulados com a grade 2.

A grade de mais alta resolução, com 3 km, trouxe o detalhamento buscado para a região metropolitana de Maceió, onde foram observadas condições de instabilidade convectiva em quase toda a sua extensão. Os campos de índice CK nos horários que precediam o início da chuva registrada mostram valores significativos, com núcleos bem definidos. O refinamento permitiu uma melhor definição de núcleos de precipitação, em especial na região metropolitana de Maceió;

A combinação C2-3G, de um modo geral, simulou maiores valores de precipitação em todas as suas grades para a região de estudo. Nas coordenadas do posto

pluviométrico da Usina Cachoeira, referência para este estudo na cidade de Maceió, a grade de maior resolução da combinação C1-2G (9 km) observou valores em torno de 32 mm; esta mesma resolução, nesta combinação, registrou um total de 48 mm. A grade mais refinada, com 3 km de resolução, registrou totais em torno de 53 mm.

Para o segundo caso de estudo, ocorrido em junho de 2004, na simulação utilizando a combinação C1-2G, o modelo, mais uma vez, apresentou resultados satisfatórios em termos de representação da circulação sinótica vigente na região estudada. Os principais sinais de instabilidade indicam as condições propícias na atmosfera, no horário observado como sendo o início das chuvas.

O modelo já consegue captar com a grade 1, de 27 km de resolução, totais pluviométricos bastante elevados, inclusive com valores na mesma ordem de grandeza dos observados. Porém, isto acontece sem o correto posicionamento destes núcleos de precipitação mais intensa, colocados próximo ao litoral, mas sobre o oceano. Os altos valores já foram registrados como sendo resultado da parametrização de microfísica, simulada a partir de Reisner 2. Porém, neste caso, a parametrização de Betts-Miller parece ter conseguido trabalhar de maneira mais efetiva, o que é esperado para Grades com esta resolução (27 km).

Assim como na simulação do evento de 18 de janeiro de 2004, os resultados indicam que o evento foi bem simulado, dentro do esperado para a resolução utilizada nesta grade 1. A representação do cenário sinótico foi adequada, conseguindo alguns dos seus principais sinais mostrados de maneira satisfatória. A precipitação associada ao evento, em termos de posicionamento, esteve em torno do esperado para uma grade não refinada.

Para a grade 2 da combinação C1-2G, percebe-se uma ligeira melhora na representação de alguns núcleos e regiões convectivamente instáveis, esperado pelo aumento da resolução. A precipitação simulada em Alagoas, neste dia 01/06/04, está localizada na porção central e porção leste do estado. Porém, os maiores valores são observados na porção leste, nas cidades mais próximas ao litoral; essa grade consegue mostrar esta tendência, contudo os totais encontram-se abaixo daqueles registrados pelos postos pluviométricos.

A comparação dos valores simulados com os observados, acumulados em 48 horas, permitiu uma melhor distribuição dos mesmos, concordando em termos de posicionamento com as regiões onde os máximos valores foram observados, e trouxe uma maior credibilidade à simulação realizada. As duas grades conseguem simular o mesmo comportamento para a precipitação acumulada em 48 horas. Mais uma vez, confirmou-se a tendência da melhoria das simulações dos eventos com o aumento da resolução.

Na simulação realizada com a combinação C2-3G para o evento ocorrido em junho de 2004, mais uma vez as simulações se mostraram similares, nas duas combinações, àquelas observadas nas reanálises, onde os padrões sinóticos, em termos de escoamento preferencial e condições de instabilidade, são mantidos para a grade 1.

Assim como para o caso de janeiro, a comparação dos campos de diferença de temperatura potencial equivalente entre dois níveis, simulados a partir das duas grades das combinações propostas mostra que houve uma melhor definição das regiões de instabilidade nas simulações realizadas pela combinação C2-3G. O aumento das regiões em condições de instabilidade é verificado na grade 1 da combinação C2-3G, enquanto que, na

grade 2 da mesma, há apenas uma diferença no posicionamento e na intensidade das possíveis regiões convectivas. A combinação C2-3G, tratando-se de sua grade de menor resolução, também consegue aumentar os totais de precipitação, em especial ao sul da região metropolitana (máximos de 100 mm), na Zona da Mata e no litoral norte (máximos de até 120 mm). O ganho obtido com a segunda grade (de 9 km de resolução) para a região de interesse é basicamente o aumento dos totais de precipitação que já eram observados pela grade 1, com uma melhor definição dos núcleos. Totais de até 80 mm são simulados para o norte do estado de Sergipe e 120 mm para o norte de Pernambuco.

A grade 3 mostra condições de instabilidade em praticamente toda a região metropolitana de Maceió, observadas através dos campos de temperatura potencial equivalente. O refinamento desta grade trouxe uma melhor simulação do posicionamento da precipitação ocorrida no dia 01/06/04, deixando-a mais próxima mais próxima a região metropolitana de Maceió.

De um modo geral, as combinações sugeridas apresentaram boas simulações para os eventos extremos em questão; porém, os resultados obtidos através da combinação C2-3G foram sempre superiores em relação aos da C1-2G. Em contra-partida, o custo computacional dela foi quase três vezes maior. Isto sugere que haja um investimento em termos de máquina para a execução das simulações, no caso da decisão do uso da segunda configuração, mais refinada.

6 – SUGESTÕES PARA ESTUDOS FUTUROS

Como sugestões para a continuidade dos estudos realizados neste trabalho, em termos de operacionalização do modelo MM5 na previsão do tempo para o estado de Alagoas, destacam-se algumas destas, apresentadas na seqüência.

- Avaliação das melhores combinações entre as parametrizações físicas disponíveis como opção no modelo MM5, visando definir quais poderiam ser utilizadas em definitivo, em termos de operacionalização da previsão. Essa combinação necessitaria pesar o custo computacional, e claro, a capacidade de simular de maneira satisfatória os sinais dos sistemas meteorológicos que causam chuva na região de estudo. Esse procedimento demandaria várias simulações de um mesmo evento, não estando limitadas apenas aos casos de precipitação extrema.
- Assim como o estudo das parametrizações físicas precisaria ser realizado, também seria interessante uma análise detalhada da melhoria embutida com o aumento da resolução na previsão desses eventos.
- Avaliar o uso de métodos de assimilação como o *nudging*, que consegue suavizar o modelo em termos de resultados espúrios que são obtidos pelo modelo nas simulações, principalmente naquelas que possuem longos períodos de integração.

7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANJOS, B. L. *et al.*, 1994, “Conexões entre a circulação do hemisfério norte e os vórtices ciclônicos da alta troposfera na região nordeste do Brasil”. In: **Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia e II Congresso da Federação Latino-Americana e Ibérica de Sociedades de Meteorologia**, v. 2, pp. 583-585. Belo Horizonte, MG.
- ASNANI, G. C., 1993, **Tropical meteorology**. Vol. 2, Pune, India: Noble Printers.
- ANTHES, R.A., 1977, “A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model”. **Mon. Wea. Rev.**, v 105, pp. 270-286.
- ANTHES, R.A., WARNER, T.T., 1978, “Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies”. **Mon. Wea. Rev.**, v 106, pp. 1045-1078.
- ARAKAWA, A., SHUBERT, W., 1973, “Interaction of a Cumulus Cloud Ensemble with the Large-Scale Environment - Part I.” **Journal of the Atmospheric Sciences**, Vol. 31, pp. 674-701.
- BALLARD, S.P., GOLDING, B.W., SMITH, R.N.B., 1991, “Mesoscale model experimental forecast of the Haar of northeast Scotland”. **Mon. Wea. Rev.**, 119, 2107-2123.
- BETTS, A., 1986, A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. **Quart. J. R. Met. Soc.**, v 112, pp. 677-691, 1986.
- BETTS, A. e MILLER, M., 1986, A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. **Quart. J. R. Met. Soc.**, v 112, pp 693-709.

- BETTS, A. e MILLER, M., 1993, **The Betts-Miller scheme. The representation of cumulus convection in numerical models**, K. A. Emanuel and D. J. Raymond, Eds., Amer. Meteor. Soc.
- BOLTON, O., 1980, “The computation of equivalent potential temperature”. **Monthly Weather Review**, v. 108 (7), pp.046-1053.
- BROOKS, H., DOSWELL, C, MADDOX, R., 1992: “On the use of mesoscale and cloud-scale models in operational forecasting”. **Wea. Forecasting**, v 7, pp. 120-132.
- BROOKS, H. e DOSWELL, C., 1993: “New Technology and numerical weather prediction – A wasted opportunity?”, **Weather**, v 48, pp. 173-177.
- BURK, S. D. e THOMPSON, W. T., 1989, “A vertically nested regional numerical prediction model with second-order closure physics.” **Mon. Wea. Rev.**, 117, 2305-2324.
- CALBETE, N. O.; GAN, M.A.; SATYAMURTY, P, 1996, “Vórtices Ciclônicos da Alta Troposfera que atuam sobre a região Nordeste do Brasil”. **Climanálise Especial 10 anos**, Cahoeira Paulista, SP.
- CAVALCANTI, I. F. A., 1982, **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. Dissertação de M.Sc., INPE, São José dos Campos, SP, Brasil.
- CHAN, C. S., 1990, **Análise de distúrbios ondulatórios de leste sobre o Oceano Atlântico Tropical Sul. São José dos Campos**. Dissertação de M.Sc., INPE, São José dos Campos, SP, Brasil.
- COELHO, M. S., 2002, **Estudo da estrutura vertical horizontal da precipitação e da circulação atmosférica na região da ZCIT**. Dissertação de M.Sc., INPE, São José dos Campos, SP, Brasil.
- COHEN, J. C. P., 1986, **Um estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia**. Dissertação de M.Sc., INPE, São José dos Campos, SP, Brasil.

- CORRÊA, E. B., 2005, **Análise da Sensibilidade dos Resultados do Modelo MM5 à Diferentes Modelagens dos Fluxos Turbulentos na Camada Limite Atmosférica**. Monografia do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil.
- COTTON, W.R., AND ANTHES, R.A., 1989, **Storm and Cloud Dynamics**. Academic Press-Harcourt Brace Jovanovich.
- CPTEC/INPE, 2004a, **CLIMANÁLISE – Boletim de monitoramento e análise climática de janeiro de 2004**. MCT/INPE/CPTEC, Cachoeira Paulista, SP, na internet: <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise>, acessada em 25 de novembro de 2005.
- CPTEC/INPE, 2004b, **CLIMANÁLISE – Boletim de monitoramento e análise climática de junho de 2004**. MCT/INPE/CPTEC, Cachoeira Paulista, SP, na internet: <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise>, acessada em 25 de novembro de 2005.
- DEARDORF, J. W., 1972, “Parameterization of the planetary boundary layer for use in general circulation models”. **Mon. Wea. Rev.**, 1v. 00, pp. 93-106.
- DROEGEMEIER, K., 1990, “Toward a science of storm-scale prediction”. Preprints, **16th Conf. on Severe Local Storms**, Kannaskis Park, Alta., Canada, Amer. Meteor. Soc., pp. 256-262.
- DROEGEMEIER, K., 1997: The numerical prediction of thunderstorms: Challenges, potential benefits and results from realtime operational tests. **World Meteor. Org. Bull.**, v 46, pp. 324-336.
- DUDHIA, J., 1996, **A multi-layer soil temperature model for MM5.” In: Preprint from the Sixth PSU/NCAR Mesoscale Model Users Workshop**. Disponível em www.mmm.ucar.edu/mm5/papers.html

- DUDHIA, J., GILL, D., GUO, Y., MANNING, K., WANG, W., CHISZAR, J., 2003, **Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and User's Guide: MM5 Modeling System Version 3**, PSU/NCAR.
- DUNN, G. E., 1940, "Cyclogenesis in the tropical Atlantic". *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v 21, pp. 215-229.
- ESPINOZA, E. S., 1996, **Distúrbios nos ventos de leste no Atlântico Tropical**. Dissertação de M.Sc., INPE, São José dos Campos, SP, Brasil.
- FEDOROVA, N., 1999, **Meteorologia Sinótica**. 1 ed. Pelotas, RS, Editora Gráfica Universitária.
- FERREIRA, N. J.; CHAN, C. S.; SATYAMURTI, P., 1990, "Análise dos distúrbios ondulatórios de leste sobre o Oceano Atlântico Equatorial Sul". In: **Anais do VI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, pp. 462-466. Salvador, BA.
- FERREIRA, N. S., 1996, "Zona de Convergência Intertropical". **Climanálise Especial 10 anos**, Cahoeira Paulista, SP.
- FRITSCH, J.M., CHAPPELL, C.F., 1980, "Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure system, Part I: Convective parameterization", *J. Atmos. Sci.*, v 37, pp. 1722-1733.
- GAN, M. A., 1982, **Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera, nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e leste do Brasil**. Dissertação de M.Sc., INPE, São José dos Campos, SP, Brasil.
- GOMES FILHO, M.F.; SOUZA, E.P., 1994, "Sistemas de mesoescala com propagação sobre a Paraíba: um estudo de caso". In: **VII CBMet**. Anais, 2, pp. 183-186.
- GRELL, G., 1993, "Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations." *Mon. Wea. Rev.*, v. 121, pp. 764-787.

- GRELL, G.A., DUDHIA, J., STAUFFER, D.R., 1994, “**A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5)**”. NCAR technical Note, NCAR/Tn-398+STR, 117 pp.
- HACK, J. J., 1993, Parameterization of moist convection in the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model (CCM2). **J. Geophys. Res.**, v 99, pp. 5551-5568.
- HASTENRATH, S. e HELLER, L., 1977, “Dynamics of climatic hazards in north-east Brazil”. **Quart. J. R. Meteor. Soc.** v 110, pp. 411-425.
- HASTENRATH, S., LAMB, P. J., 1977, **Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans**. Maidson, University of Wisconsin Press.
- HASTENRATH, S., 1984, “Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic”. **Monthly Weather Review**, v 112, pp. 1097-1107.
- HONG, S.-Y. e PAN, H.-L., 1996, “Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model.” **Mon. Wea. Rev.**, v. 124, pp. 2322-2339.
- HSIE, E., ANTHES, A., KEYSER, D., 1984, Numerical Simulation of frontogenesis in a moist atmosphere. **J. Atmos. Sci.**, v. 41, pp. 2581-2594.
- HUSCHKE, R., E., 1959, **Glossary of Meteorology**. Boston, MA, American Meteorological Society.
- JANJIC, Z. I, 1990, “The step-mountain coordinate: Physical package.” **Mon. Wea. Rev.**, v. 118, pp. 1429-1443.
- JANJIC, Z. I., 1994, “The step-mountain eta coordinate model: Further development of the convection, viscous sublayer, and turbulent closure schemes.” **Mon. Wea. Rev.**, v. 122, pp. 927-945.

- KAIN, J. S., 2002, "The Kain-Fritsch convective parameterization: An update". <http://www.mmm.ucar.edu/mm5/mm5-papers.html>, to be submitted to **J. Appl. Meteor.**
- KAIN, J. S. e FRITSCH, J. M., 1993, "Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme." **The representation of cumulus convection in numerical models**, K. A. Emanuel and D. J. Raymond, Amer. Meteor. Soc.
- KAYANO, M. T., 1979, **Um estudo climatológico e sinótico utilizando dados e radiossondagem (1968 - 1976) de Manaus e Belém**. Dissertação de M.Sc., INPE, São José dos Campos, SP, Brasil.
- KLEMP, J.B. e WILHELMSON, R.B., 1978, "Simulations of three-dimensional convective storm dynamics". **J. Atmos. Sci.**, v. 35, pp. 1070-1096.
- KOCH, S., 1985: Ability of regional-scale model to predict the genesis of intense convective systems. **Mon. Wea. Rev.**, v 113, pp. 1693-1713.
- KOUSKY, V. E., 1979, "Frontal influences on northeast Brazil". **Monthly Weather Review**, v 107(9), pp. 1140-1153.
- KOUSKY, V. E., 1980, "Diurnal rainfall variation on northeast Brazil". **Monthly Weather Review**, v 108(4), pp. 488-498.
- KOUSKY, V. E. e GAN, M. A., 1981, "Upper tropospheric cyclonic vortices in the Tropical South Atlantic". **Tellus**, v. 33(6), pp. 538-551.
- LEVIT, V., FEDOROVA, N., TEXEIRA, E. R., COSTA, S. B., 2004, "Precipitações extremamente intensas na perturbação ondulatória nos alísios em Alagoas nos dias 26 e 27 de junho de 2001", In: **Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Fortaleza, CE, Agosto.

- LIMA, S. M., 2004, **Avaliação de duas parametrizações de difusão turbulenta em um evento de linha de instabilidade utilizando o modelo atmosférico RAMS**. Dissertação de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- LIMA, D. R. O., 2005, **Diagnóstico de chuvas e previsão meteorológica para a bacia hidrográfica do Rio Manso**. Dissertação de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- LIN, Y., FARLEY, D., ORVILLE, D., 1983, "Bulk parametrization of the snow field in a cloud model." **J. Climate Appl. Meteor.**, v. 22, pp. 1065-1092.
- LOBO, P. R. V., 1982, **Um estudo climatológico da zona de convergência intertropical (ZCIT) e sua influência sobre a nordeste do Brasil**. Dissertação de M.Sc., INPE, São José dos Campos, SP, Brasil.
- LOURENÇO, M. C. M.; FERREIRA, N. J.; GAN, M.A, 1996, "Vórtices ciclônicos em altos níveis de origem subtropical". **Climanálise Especial 10 anos**, Cahoeira Paulista, SP.
- MADDOX, R. A., 1980, "Mesoscale convective complexes". **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v 61, pp. 1374-1387.
- MELLO, N. G. S., SAKAMOTO, M. S. E TORSANI, J. A., 1996, "Um estudo de caso de um sistema convectivo de mesoescala observado no Nordeste do Brasil". In: **IX CBMet**. Anais, 2: pp. 940-944.
- MENEZES, D. C., 2003, **Estudos dos casos de vórtices ciclônicos em altos níveis e a influência destes na precipitação observada sobre a cidade de Maceió no período de dezembro de 2001 a janeiro de 2002**. Monografia do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas, Maceió, AL, Brasil.
- MENEZES, W. F. e P. L. SILVA DIAS, 2004, "Um Estudo do Impacto das Opções Físicas do Modelo RAMS na Simulação Numérica do Ciclone Catarina", In: **Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Fortaleza, CE, Agosto.

- MLAWER, E. J., *et al.*, 1997, “Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave”. **J. Geophys. Res.**, v. 102 (D14), pp. 6663-16682.
- MOLION, L. C. B. e BERNARDO S. O., 2000, “Dinâmica das chuvas sobre o Nordeste do Brasil”. In: **Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, CL00132. Rio de Janeiro, RJ.
- MOLION, L. C. B. e BERNARDO S. O., 2002, “Uma revisão dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro”. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, pp. 1-10.
- MOTA, G. V., 1997, **Estudo observacional de distúrbios ondulatórios de leste no Nordeste Brasileiro**. Dissertação de M.Sc., USP, São Paulo, SP, Brasil.
- MOURA, A. D e J. SHUKLA, 1981, “On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model”. **Journal of Atmospheric Sciences**. v 38, pp. 2653-2675.
- NEIVA, E. J. F., 1975, **An investigation of wave-type disturbances over the tropical South Atlantic Ocean**. Dissertação de M.Sc., Naval Post Graduate School, Monterrey.
- NOBRE C. e MOLION, L. C. B., 1988, “The climatology of droughts and drought prediction”. **The impact of climatic variations on agriculture**, v. 2, pp. 305-323.
- NOBRE, P., 1996, “A Variabilidade Interanual do Atlântico Tropical e sua Influência no Clima da América do Sul”. **Climanálise Especial 10 anos**, Cahoeira Paulista, SP.
- OLIVEIRA, L. L., 1981, **Zona de convergência no Atlântico Sul e suas influencias no regime de precipitação no Nordeste do Brasil**. Dissertação de M.Sc., INPE, São José dos Campos, SP, Brasil.
- PAIXÃO, E. B. e GANDU, A. W., 2000, “Caracterização do vórtice ciclônico de ar superior no nordeste brasileiro”. In: **Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, pp. 860-865. Rio de Janeiro, RJ.

- PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C., 2002, **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. 1 ed. Campinas, SP, Guaíba: Agropecuária.
- PLEIM, J.E., CHANG, J.S., 1992, “A nonlocal closure scheme for vertical mixing in the convective boundary layer”. **Atmos. Environ.**, v 26A, pp. 965-981.
- RAMOS, R., P., L., 1975, “Precipitations characteristics in the northeast Brazil dry region”. **Journal of Geophysical Research**, v 80 (12), pp 1665-1677.
- RAMÍREZ, M. C. V. *et al.*, 1988, “Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos em altos níveis no nordeste do Brasil, parte II: aspectos sinóticos”. In: **Anais do X Congresso brasileiro de meteorologia e VIII Congresso da Federação Latino-Americana e Ibérica de Sociedades de Meteorologia**. Brasília, DF.
- REISNER, J., RASMUSSEM, R. M., BRUINTJES, R. T., 1998, “Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model.” **Quart. J. Roy. Metero. Soc.**, v. 124 B, pp. 1071-1107.
- RELATÓRIO TÉCNICO 2 - LPM (IGEO / UFRJ), 2004, “**Operacionalização do modelo de mesoescala MM5 para bacia do Rio Manso**”, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil.
- RELATÓRIO TÉCNICO 3 - LPM (IGEO / UFRJ), 2005, “**Operacionalização do modelo de mesoescala MM5 para bacia do Rio Manso**”, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil.
- RELATÓRIO TÉCNICO 4 - LPM (IGEO / UFRJ), 2005, “**Operacionalização do modelo de mesoescala MM5 para bacia do Rio Manso**”, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil.
- RIEHL, H., 1954, **Tropical meteorology**. New York, McGraw-Hill.
- RIEHL, H., 1979, **Climate weather in the tropics**. New York, Academic Press.

- ROZANTE, J. R. e C. F. LEMOS, 1996, “Precipitações Intensas Ocorridas do período de 1986 a 1996 no Brasil”, **Climanálise especial de 10 anos**, São José dos Campos, SP, Brasil.
- SATYAMURTY, P, MATTOS L. F., 1989, “Climatological Lower Tropospheric Frontogenesis in the Midlatitudes Due to Horizontal Deformation and Divergence”. **Monthly Weather Review**, v 117 (6), pp 1355-1364.
- SCHULTZ, P., 1998, “An explicit cloud physics parametrization for operational numerical weather prediction”. **Mon. Wea. Rev.**, v. 123, pp. 3331-3343.
- SHAFRAN, P.C., SEAMAN, N.L., GAYNO, G.A., 2000, “Evaluation of numerical predictions of boundary layer structure during the Lake Michigan Ozone Study”. **J. Appl. Meteor.**, v 39, pp. 412-426.
- SILVA DIAS, M. A. F., 1987, “Sistemas de Mesoescala e previsão de tempo a curto prazo”. **Revista Brasileira de Meteorologia**, vol 2, pp.133-150.
- SILVA. A. B. P., 2002, **Estudos de dois casos extremos de precipitação sobre a Costa Leste do Nordeste do Brasil**. Dissertação de M.Sc., Universidade Federal de Alagoas, Maceió, Alagoas.
- SIMPSON, R.H., 1952, “Evolution of the Kona storm, a subtropical cyclone”. **Journal of Meteorology**, v 9 (9), pp. 24-35.
- SOUZA, E. B., e ALVES, J. M. B., 1998, “Estudo diagnóstico de um complexo convectivo de mesoescala observado no norte do Nordeste Brasileiro” In: **Anais do X Congresso brasileiro de meteorologia e VIII Congresso da Federação Latino-Americana e Ibérica de Sociedades de Meteorologia**. Brasília, DF.
- TAO, W.K., SIMPSON, J., MCCUMBER, M., 1989, “Ice-water saturation adjustment”. **Mon. Wea. Rev.**, v 117, pp. 231-235.
- TAO, W.K. e SIMPSON, J., 1993, “Goddard Cumulus Ensemble Model, Part I: Model Description.” **Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences**, v 4, pp. 35-72.

- TARAKANOV, G. G., 1982, **Tropical Meteorology**. MIR Publishers.
- TOMÉ, R. F. D., 2004, **Previsão do tempo com modelos de mesoscala: Casos de estudo com o modelo MM5 nos Açores**. Monografia do Departamento de Ciências Geofísicas, Lisboa, Portugal.
- TROEN, I. e MAHRT, L., 1986, “A Simple Model of the Atmospheric Boundary Layer: Sensivity to Surface Evaporation”. **Boundary Layer Meteorology**, v 37, pp. 129-148.
- UVO, C. B., 1989, **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da Região Norte do Nordeste Brasileiro**. Dissertação de M.Sc., INPE, São José dos Campos, SP, Brasil.
- VAREJÃO-SILVA, M, A,2001, **Meteorologia e Climatologia**. 2 ed. Brasília, DF, Gráfica e Editora Pax.
- VITORINO, M. I., SILVA, M. E. S. E ALVES, J. M. B., 1997, “Classificação de sistemas convectivos de mesoescala no setor norte do Nordeste Brasileiro”. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 12(1), pp. 21-32.
- WALLACE, J. M e CHANG, L. A., 1972, “On the applications of satellite data on cloud brigtness to study tropical disturbances”. **Journal of Atmospheric Sciences**. v 29, pp. 1400-1403.
- WEISMAN, M. L., e KLEMP, J. B., 1986, “Characteristics of Isolated Convective Storms”. In **Mesoscale Meterorology and Forecasting**, Boston, Amer. Meteor. Soc.
- YAMAZAKI, Y., 1975, **Estudos teóricos e sinóticos dos distúrbios tropicais**. Dissertação de M.Sc., INPE, São José dos Campos, SP, Brasil.
- YAMAZAKI, Y. e V. B. RAO, 1977, “Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean”. **J. Meteor. Soc. Japan**, v 55, pp. 205-207.

XIU, A. e PLEIM, J. E., 2000, "Development of a land surface model part I: Application in a mesoscale meteorology model." **J. Appl. Meteor.**, v 40, pp. 192-209.

ZHANG, D.-L. e ANTHES, R.A., 1982, "A high-resolution model of the planetary boundary layer sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data." **J. Appl. Meteor.**, v. 21, pp. 1594-1609.

ANEXO 1 - O MODELO METEOROLÓGICO DE MESOESCALA MM5

Nos próximos tópicos, serão descritas as equações governantes do MM5, bem como maiores detalhes dos principais módulos utilizados na execução do modelo, de acordo com o seu Tutorial (Dudhia *et al*, 2003).

Equações governantes

A coordenada σ , a qual o MM5 faz uso para seguir a topografia, pode ser obtida através da expressão:

$$\sigma = \frac{p - p_t}{p_s - p_t} \quad (\text{A.1})$$

onde p_s é o valor da pressão na fronteira inferior do modelo, p_t é o valor da pressão na fronteira superior do modelo, sempre para um p_t constante. Para as demais equações que seguem, $p^* = p_s - p_t$ (A.2).

Pressão:

$$\frac{\partial p'}{\partial t} - \rho_0 g w + \gamma p \nabla \cdot V = -V \cdot \nabla p' + \frac{\gamma p}{T} \left(\frac{\dot{Q}}{c_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_\theta \right) \quad (\text{A.3})$$

Quantidade de Movimento (componentes x, y e z):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -V \cdot \nabla u + v \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) - e w \cos \alpha - \frac{u w}{r_{Terra}} + D_u \quad (\text{A.4})$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -V \cdot \nabla v - u \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) + e w \sin \alpha - \frac{v w}{r_{Terra}} + D_v \quad (\text{A.5})$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \frac{\rho_0 g}{\rho p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{g p'}{\gamma p} = -V \cdot \nabla w + g \frac{p_0}{p} \frac{T'}{T_0} - \frac{g R_d}{c_p} \frac{p'}{p} + e(u \cos \alpha - v \sin \alpha) + \frac{u^2 + v^2}{r_{Terra}} + D_w \quad (\text{A.6})$$

1ª. Lei da Termodinâmica:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -V \cdot \nabla T + \frac{1}{\rho C_p} \left(\frac{\partial p'}{\partial t} + V \cdot \nabla p' - \rho_0 g w \right) + \frac{\dot{Q}}{C_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_\theta \quad (\text{A.7})$$

Expandindo o termo advectivo, temos:

$$V \cdot \nabla A \equiv m u \frac{\partial A}{\partial x} + m v \frac{\partial A}{\partial y} + \dot{\sigma} \frac{\partial A}{\partial \sigma} \quad (\text{A.8})$$

Onde:

$$\dot{\sigma} = \frac{D\sigma}{Dt} = -\frac{\rho_0 g}{P^*} w - \frac{m\sigma}{P^*} \frac{\partial P^*}{\partial x} u - \frac{m\sigma}{P^*} \frac{\partial P^*}{\partial y} v \quad (\text{A.9})$$

Já para o termo Divergente, temos:

$$\nabla \cdot V = m^2 \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u}{m} \right) - \frac{m\sigma}{P^*} \frac{\partial P^*}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + m^2 \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{v}{m} \right) - \frac{m\sigma}{P^*} \frac{\partial P^*}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \frac{\rho_0 g}{P^*} \frac{\partial w}{\partial \sigma} \quad (\text{A.10})$$

onde o subscrito θ representa um valor de referência; ' representa a variação em relação ao valor de referência. O termo \dot{Q} representa a taxa de aquecimento, ρ a densidade, θ a temperatura potencial, $\gamma = c_p / c_v$, g a aceleração da gravidade e D_x , D_v , D_w e D_θ representam

os efeitos de difusão horizontal e vertical e mistura vertical devido aos processos da camada limite ou ajuste convectivo.

Na equação A.3, o último termo entre parênteses é desprezado; ele representaria um aumento de pressão, o que acontece graças ao aquecimento que força a expansão do ar. As equações A.4 a A.6 incluem os termos eu e ew representando as componentes da força de Coriolis, geralmente negligenciados. $eu = 2\Omega c \cos \lambda$, $\alpha = \varphi - \varphi_c$, λ é a latitude, φ é a longitude e φ_c é a longitude central. Os termos $u \frac{\partial m}{\partial y}$, $v \frac{\partial m}{\partial x}$ e r_{terra} representam os efeitos de curvatura e m é o fator de escala de mapa utilizado nas projeções cartográficas que o modelo dispõe. As equações A.4, A.5 e A.10 incluem termos que levam em conta a inclinação das superfícies sigma onde os gradientes horizontais são calculados.

Módulos

Terrain

É o primeiro módulo a ser executado ao se iniciar uma simulação, sendo o responsável por interpolar e analisar as características de terreno da região inserida nos domínios. A partir dessas coordenadas, ele cria as grades e produz alguns dos campos que são utilizados pelo modelo: latitude e longitude, parâmetro de Coriolis e os fatores de escala da projeção utilizada. O *Terrain* segue quatro passos: definição da entrada dos dados “fonte”, interpolação dos mesmos em função das grades (latitude / longitude), ajustes de aninhamento e finalmente, a saída dos dados de terreno e uso do solo interpolados, em um formato “interpretável” pelo MM5.

Os dados “fonte” incluem elevação do terreno, características de uso do solo / vegetação, máscara terra-água, tipos de solo, fração de vegetação e temperatura do subsolo. A tabela A.1 mostra em maiores detalhes como eles são disponibilizados.

Tabela A.1 – Resolução e tamanho dos arquivos de terreno utilizados pelo módulo *Terrain*. Fonte: Dudhia *et al*, 2003.

Resolução	Fonte	Cobertura	Tamanho (bytes)
1 grau (110,0 km)	USGS	Global	129.600
30 min. (55,0 km)	USGS	Global	518.400
10 min. (18,5 km)	USGS	Global	4.665.600
5 min. (9,25 km)	USGS	Global	18.662.400
2 min. (3,70 km)	USGS	Global	116.640.000
30 seg. recortado (0,925 km)	USGS EROS Data Center	Global (com 33 pedaços, 40° lon. x 50° lat. ou 60° lon. x 30° lat.)	57.600.000 ou 51.840.000 para cada arquivo
30 seg. (0,925 km)	USGS	Global	1.866.240.000

Dois métodos de interpolação para esses dados nos domínios gerados são utilizados pelo modelo: a *Overlapping Parabolic Interpolation*, que verifica qual a porcentagem do tipo de vegetação / uso do solo do ponto. Quando não há mais que 50% de água, o método determina qual o tipo que detem a maior porcentagem no ponto e o define como sendo representativo; caso contrário, água é assinalada. Outro método é a análise objetiva de Cressman, que calcula a elevação do terreno. A partir de uma função que usa pesos para as informações, de acordo com um raio de ação.

Na definição dos domínios, alguns parâmetros e regras precisam ser definidas e respeitadas no *Terrain*. Por exemplo, a projeção do mapa, onde o usuário tem três opções para a representação: mercator, polar estereográfica e conformal de Lambert; parâmetros de grade mãe, como latitude e longitude central, informações de domínio expandido, tamanho

do domínio em pontos, distância da grade em km; além de parâmetros da(s) grade(s) aninhada(s), como que o ponto inicial esteja dentro da sua grade mãe, o *Id* da mesma, tamanho de cada domínio em pontos, bem como as distâncias da grade. Os valores de latitude precisam estar entre -90° e 90° , enquanto que os de longitude entre -180° e 180° .

Quando se trata de grades aninhadas, existe a possibilidade de utilizar dois tipos de comunicação entre elas. A unidirecional, onde informações como topografia e dados iniciais são passados apenas no sentido da grade mãe para o domínio aninhado, conhecido como *one-way nest*. Na bidirecional, também existe troca de informações entre as grades, no sentido da aninhada para a grade mãe. Porém, nesse caso, é necessário manter uma relação de 3 : 1 entre a grade mãe e a aninhada.

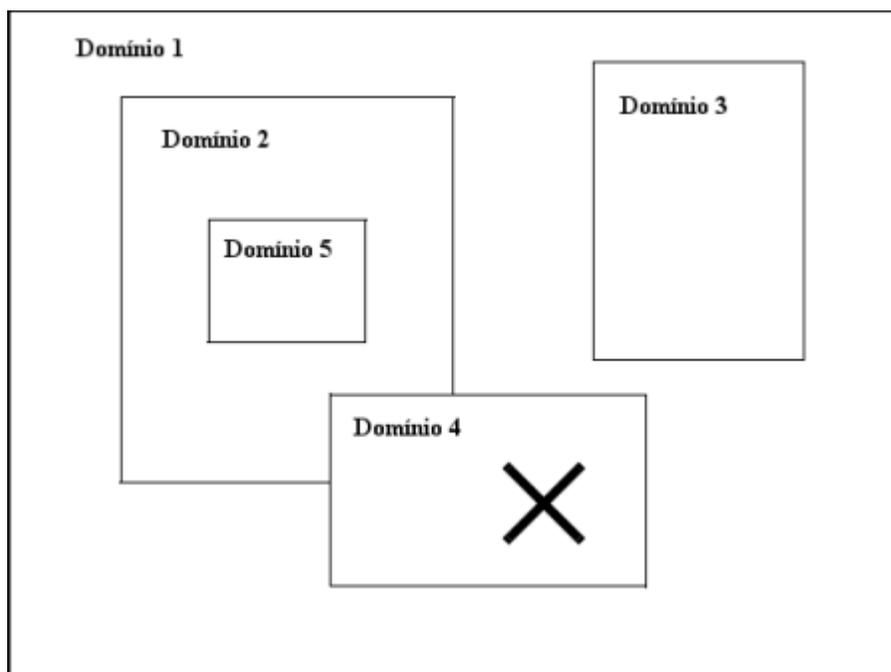


Figura A.1 – Níveis de aninhamento no modelo MM5. Adaptado de Dudhia *et al*, 2003.

O MM5 precisa de uma distância de 5 pontos entre a grade aninhada e os limites da grade mãe do mesmo, para que as interpolações necessárias possam ser realizadas. Outro detalhe é que o MM5 não consegue gerar grades sobrepostas, como mostrado na figura 1.

Cada um dos domínios gerados obtém suas condições de contorno laterais da grade mãe, durante a integração, retornando os resultados para a mesma quando se trata do caso bidirecional (figura A.2). Esse ajuste necessita de alguns procedimentos para a confirmação da consistência dessas informações, que seriam estes:

Para os valores de fronteira do domínio aninhado

- Primeiro, uma interpolação dos dados de elevação do terreno para a grade aninhada;
- Substituição no domínio aninhado dos valores de elevação de terreno nas linhas e colunas 1 a 3 (bidirecional) ou 1 a 4 (unidirecional) por valores da grade mãe;
- Combinação no domínio aninhado dos dados nas linhas e colunas 4 a 6 (bidirecional) ou 5 a 7 (unidirecional) com valores da grade mãe;

Feedback, apenas quando executado no modo bidirecional

- Dados de terreno, uso do solo e outros valores terrestres do domínio aninhado são utilizados para sobrescrever as informações da grade mãe, assegurando os mesmos valores para pontos de grade para todos os domínios. Isto é feito do domínio interno para o mais grosseiro.

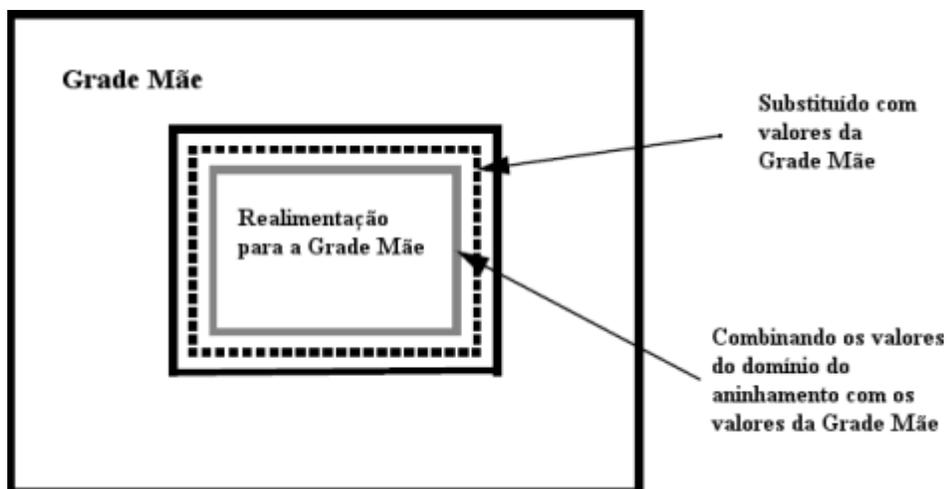


Figura A.2 – Realimentação da grade “mãe” a partir da grade aninhada. Adaptado de Dudhia *et al*, 2003.

Regrid

O propósito desse módulo é ler os dados meteorológicos (análises e prognósticos) em níveis de pressão a partir de uma grade regular e realizar as devidas interpolações bi-dimensionais. Feitas essas interpolações para os domínios definidos pelo *Terrain*, os arquivos gerados podem ser utilizados pelo *Rawins / Little_R* como condições iniciais ou pelo *Interpf* e MM5 como condições de fronteira. Diferentemente do *Terrain*, o *Regrid* é dividido em dois: o *Pregrid* e o *Regridder*. O *Pregrid* é a parte do módulo onde o período da simulação é setado, bem como a origem dos dados meteorológicos. O formato de leitura desses arquivos é o GRIB, mas os mesmos podem ser resultado de outros modelos, globais ou regionais. O *Regridder* por sua vez, realiza as interpolações dos dados para os domínios de mesoescala gerados pelo *Terrain*. Esses componentes são mostrados na figura A.3.

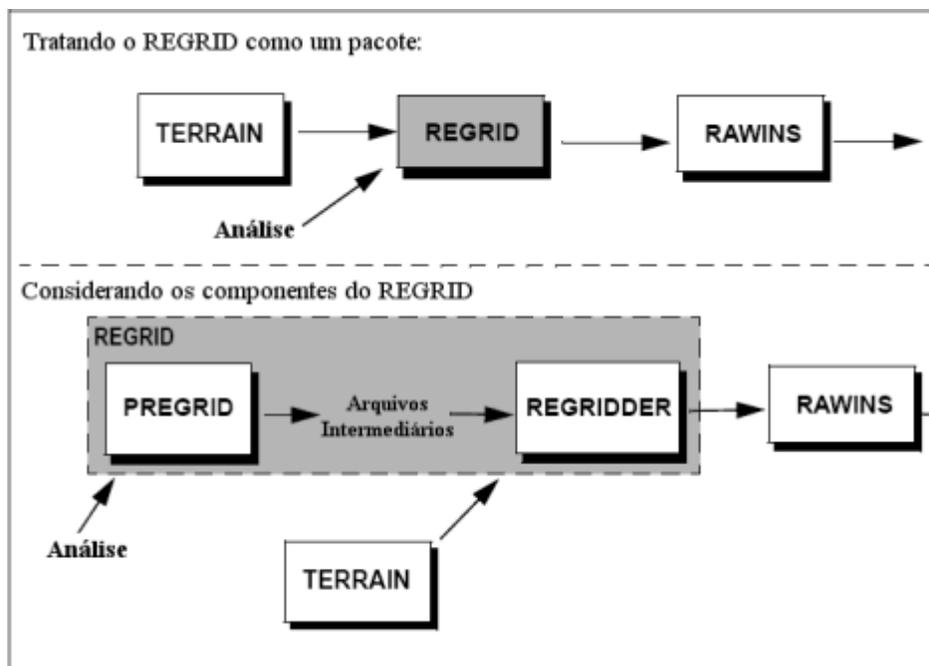


Figura A.3 – Detalhamento dos componentes do Regrid. Adaptado de Dudhia *et al*, 2003.

A grande vantagem em ter esse módulo atuando separadamente é facilitar a interpretação de outros formatos de dados pelo MM5, já que bastaria alterar o formato de entrada do *Pregrid*. A saída gerada por ele seria a mesma, e isso ficaria totalmente independente para o *Regridder*. Os arquivos de entrada precisam conter temperatura, componentes horizontais da velocidade, umidade relativa e altura geopotencial, além de temperatura da superfície e temperatura e pressão ao nível médio do mar.

O *Regridder* cria um arquivo para cada domínio, que recebe o nome de “REGRID_DOMAIN#”. Esse arquivo vai conter os dados meteorológicos interpolados para cada período de tempo de cada um dos domínios.

Interpf

É o responsável pela geração dos arquivos com as condições iniciais e condições de fronteira nos níveis sigma (σ), fazendo as devidas interpolações em função da altura e superfícies isobáricas para a superfície σ correspondente. A interpolação vertical é linear com a pressão hidrostática para todas as variáveis, exceto para temperatura que é linear com o logaritmo da pressão. Nele são calculadas também as variáveis adicionais que são necessárias para o modelo não hidrostático, como a velocidade vertical e a perturbação da pressão.

A velocidade vertical é obtida integrando a divergência da velocidade horizontal. Ele também faz uma análise de diagnóstico aos dados de velocidade horizontal para assim remover a divergência horizontal média.

É importante explicar a respeito de como o *Interpf* realiza três processos: a inicialização hidrostática, a inicialização não-hidrostática e o armazenamento das condições iniciais e de contorno.

A **inicialização hidrostática** recebe os campos básicos, interpolados pelo *Regrid*. A pressão à superfície é calculada a partir dos dados de pressão ao nível do mar, da topografia e dos valores de temperatura e pressão, 100hPa acima da mesma superfície. A interpolação das variáveis de níveis de pressão para um σ hidrostático, como as componentes horizontais de momentum e umidade, são feitas a partir da coordenada de pressão, e a temperatura potencial é calculada através de interpolação linear no logaritmo da coordenada pressão. No caso da pressão hidrostática, define-se como:

$$P_{ijk} = \sigma_k \times P_{ij}^* + P_{top} \quad (\text{A.11})$$

Onde:

σ_k : coordenada vertical, assume valor 1 na superfície;

P_{ij} : diferença entre a pressão na superfície e no topo do modelo;

Existe uma etapa que é considerada opcional nesse processo, que é remover a divergência média integrada, o que geraria condições iniciais com menos ruído. É feita através do cálculo da pressão ponderada pelas componentes de velocidades horizontais, integrando-as na vertical e assim calculando o divergente. Com as componentes da divergência, usamos:

$$w_k = 2(1 - \sigma_k) \quad (\text{A.12})$$

A partir disso, elas são utilizadas para a correção das componentes horizontais do movimento:

$$U_{\text{corrigido}_{ijk}} = u_{ijk} - U_{div_{ij}} \times w_k \quad (\text{A.13})$$

Na **inicialização não-hidrostática**, o estado básico da atmosfera é calculado através de algumas fórmulas analíticas, a partir de valores de temperatura, pressão e taxas de lapso adiabático constante. Como se era de esperar, os dados de topografia passam a ser necessários para esses cálculos. Para a obtenção do valor da pressão de referência, temos:

$$P_{S0} = P_{00} \exp \left\{ \frac{-T_{S0}}{A} + \left[\left(\frac{T_{S0}}{A} \right)^2 - 2g \frac{TER}{AxR} \right]^{\frac{1}{2}} \right\} - P_{top} \quad (\text{A.14})$$

Onde são constantes:

P_{00} : pressão ao nível do mar;

T_{s0} : temperatura ao nível do mar;

A : taxa de lapso adiabático;

P_{top} : pressão no topo do domínio do modelo.

Para o cálculo da pressão de referência na vertical, o cálculo da temperatura de referência na vertical e o cálculo da altura dos níveis não-hidrostáticos, temos, respectivamente:

$$P_0 = P_{s0}^{x\sigma} + P_{top} \quad (A.15)$$

$$T_0 = T_{s0} + A \ln \frac{P_0}{P_{00}} \quad (A.16)$$

$$z = \left[\frac{RxA}{2g} \left(\ln \frac{P_0}{P_{00}} \right)^2 + \frac{RxT_{s0}}{2} \ln \frac{P_0}{P_{00}} \right] \quad (A.17)$$

O processo segue com a interpolação das componentes horizontais de momentum, temperatura e razão de mistura para os níveis não-hidrostáticos, usando a interpolação linear na altura. A componente vertical de momentum é calculada através da integração vertical da divergência horizontal da velocidade, ainda em níveis hidrostáticos, e assim obtendo ω , que interpolado para níveis não-hidrostáticos, passa a ser convertido para w , através da relação A.18.

$$W = -\frac{\omega}{\rho g} \quad (A.18)$$

Então, a perturbação da pressão p' é calculada a partir da temperatura virtual, que é conhecida em níveis não-hidrostáticos, utilizando a equação da velocidade vertical, porém

o termo de aceleração e os termos advectivos são desprezados. Para o primeiro nível, a pressão ao nível do mar é usada na sua estimativa.

No armazenamento das condições de contorno e condições iniciais, alguns passos são seguidos:

- É feito o armazenamento da temperatura à superfície e TSM para média diária no arquivo de condição de contorno inferior;
- Ocorre o armazenamento dos dados de condição de contorno;
- Armazenamento dos dados interpolados das condições iniciais;
- Armazenamento dos dados para arquivo de condição de contorno inferior.

Também é importante comentar a respeito do uso da aproximação hidrostática. Ela se torna válida quando as dimensões horizontais da grade do modelo de mesoescala são comparáveis ou maiores que as dimensões verticais, e a pressão é completamente determinada pelas massas de ar superiores. Porém, quando as escalas das características resolvidas no modelo têm razões próximas da unidade, ou quando a escala horizontal é menor que a escala vertical, a dinâmica não-hidrostática não pode ser desprezada. O único termo adicional na dinâmica não hidrostática é a aceleração vertical, que contribui para o gradiente vertical da pressão de forma que o equilíbrio hidrostático deixa de ser exato. A perturbação da pressão em relação a um estado de referência juntamente com o momento vertical torna-se precisa ser inicializada (Tomé, 2004).

MM5

Este é o módulo onde efetivamente o modelo de mesoescala é executado, com a resolução das equações prognósticas e diagnósticas apresentadas. Os resultados dessas equações, de transporte de quantidade de movimento, calor e umidade são repassados para as parametrizações físicas definidas, para então serem processadas por grade, por passo de tempo. Essas equações são resolvidas a partir do método de diferenças finitas baseado no esquema semi-implícito definido por Klemp e Wilhelmson (1978).

Parametrizações físicas

As chamadas parametrizações físicas representam a maneira como a atmosfera, o solo e a interação dos processos físicos de tudo o que existe entre eles será simulada. As descrições das várias parametrizações e das opções disponíveis nelas serão feitas a seguir, baseadas nos manuais do modelo MM5 (Dudhia *et al*, 2003).

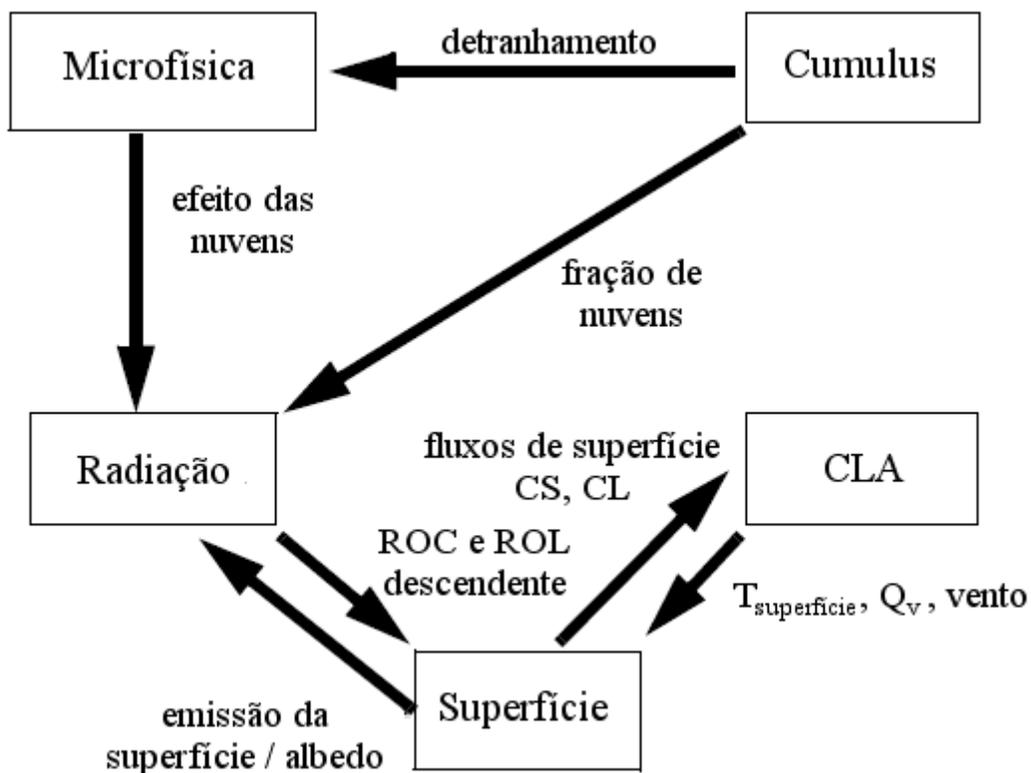


Figura A.4 – Interações entre as parametrizações físicas do modelo MM5. Adaptado de Dudhia *et al*, 2003.

Cumulus

Os esquemas de Cumulus buscam representar os fluxos verticais, a precipitação convectiva e as nuvens.

- **Opção 1 - None**

Nenhuma convecção é simulada, o que normalmente é indicado para grades menores que ou entre 5 – 10 km (Dudhia *et al*, 2003), além de poder ser utilizada em testes de sensibilidade.

- **Opção 2 - Anthes-Kuo**

Baseia-se na convergência vertical de umidade. A convecção é ativada quando a convergência horizontal de umidade atinge um determinado valor e a atmosfera está condicionalmente instável; isso é determinado pelos perfis de T e T_d , simulados pelo modelo. Calcula a temperatura e umidade específica da nuvem, a taxa de entranhamento, a velocidade vertical e as pressões de base e de topo da nuvem, além das alturas e base e topo. Este esquema tende a superestimar a precipitação convectiva e de acordo com Dudhia *et al* (2003), é adequado para domínios com resoluções superiores a 30 km. Anthes (1977) faz uma descrição detalhada desta parametrização.

- **Opção 3 - Grell**

Uma única nuvem, considerando apenas movimentos ascendentes / descendentes, permitindo mistura com o ar exterior no topo e na base da mesma é a idéia principal dessa parametrização, que determina os perfis de aquecimento e umidade baseando-se na taxa de desestabilização ou quase-equilíbrio. Ela também considera os efeitos do cisalhamento na eficiência da precipitação, e é indicada em grades com resolução entre 10 e 30 km (Dudhia *et al*, 2003). Maiores detalhes podem ser encontrados em Grell *et al* (1994).

- **Opção 4 - Arakawa-Schubert**

Trata-se de um esquema que considera várias nuvens, ao contrário de Grell. Ele simula a população de nuvens e calcula suas propriedades termodinâmicas levando em consideração movimentos verticais ascendentes e descendentes; depois, determina a

quantidade e localização dos processos convectivos para a partir daí determinar a distribuição vertical das taxas de aquecimento e da umidade (Corrêa, 2005). Também considera os efeitos do cisalhamento na eficiência da precipitação, mas passa a ser indicado para grades com resolução maior que 30 km. Por simular várias nuvens, pode haver um considerável aumento no custo computacional. Foi inicialmente formulado por Arakawa & Shubert (1973), mas modificações foram implementadas por Grell (1993) para a sua inserção no MM5.

- **Opção 5 - Fritsch-Chappell**

A formulação deste esquema baseia-se na hipótese que a energia disponível para convecção numa parcela de ar, em combinação com o período de tempo necessário para a convecção remover esta energia, pode ser usado para regular a quantidade de convecção em um elemento da grade do modelo (Tomé, 2004).

Baseado na relaxação para um perfil devido a correntes ascendentes / descendentes e propriedades da região de subsidência, incluindo os transportes verticais de momento horizontal e aquecimento. O fluxo de massa convectivo remove metade da energia disponível para convecção no tempo de relaxação. Considera os efeitos do cisalhamento e é indicado para grades entre 20 – 30 km. Detalhes em Fritsch & Chappell (1980).

- **Opção 6 - Kain-Fritsch**

Semelhante ao esquema de Fritsch-Chappell, mas com a inserção de uma sofisticada modelagem de mistura de nuvem, para determinar o entranhamento /

detrancamento. Ele considera que toda a energia é removida no tempo de relaxamento. Segundo Tomé (2004), este esquema foi formulado para assegurar conservação de massa, energia térmica, umidade total e momento, o que seria necessário em grades maiores e com integrações mais longas no tempo. Também considera o efeito do cisalhamento na precipitação, sendo indicado para grades entre 20 – 30 km (Dudhia *et al*, 2003). Mais detalhes podem ser observados em Kain & Fritsch (1993).

- **Opção 7 - Betts-Miller**

Dois tipos de convecção são parametrizadas neste esquema; a rasa, que transporta a umidade mantendo inversões de temperatura e a profunda, que fazendo o transporte de calor e umidade para níveis mais altos produz precipitação. Esses perfis de umidade são relaxados para perfis de referência, porém os mesmos tendem a ser secos, o que diminui a quantidade de chuva produzida de maneira explícita. Como não leva em consideração o movimento vertical descendente, não pode ser utilizado no caso de chuvas severas. Bastante útil para grades superiores a 30 km. Detalhes do esquema e seus ajustes podem ser encontrados em Betts (1986), Betts & Miller (1986), Betts & Miller (1993) e Janjic (1994).

- **Opção 8 - Kain-Fritsch 2**

Trata-se de uma versão de Kain-Fritsch que inclui a convecção rasa. Maiores referências em Kain (2002).

- **Opção 9 – Shallow Cumulus**

Baseado nos esquemas de Grell e Arakawa-Schubert, considerando forte entranhamento, nuvens pequenas, ausência de movimento vertical descendente e nuvens uniformes. Com essas características, trata de nuvens que não causam precipitação.

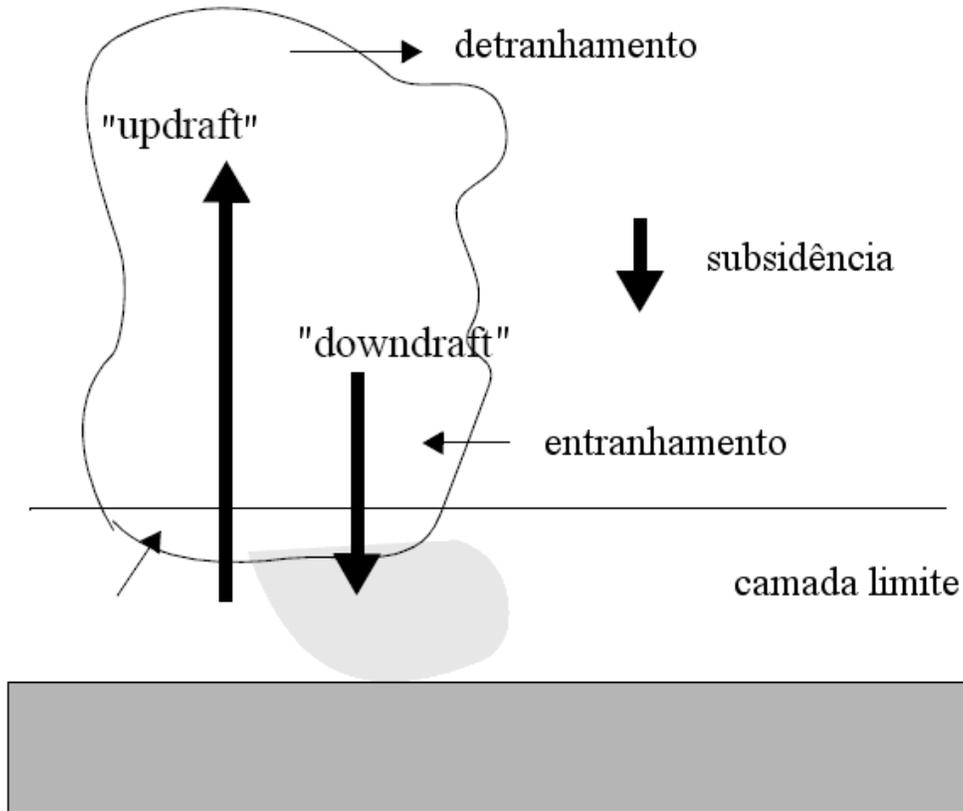


Figura A.5 – processos representados nos esquemas de Cumulus. Adaptado de Dudhia *et al*, 2003.

Microfísica

A resolução de todos os processos de microfísica de nuvens é responsabilidade dessas parametrizações, que além de simular os processos, produzem tendências de temperatura, de umidade e de precipitação não convectiva, incluindo ou não a fase sólida da

água. Além disso, fornece informações sobre a cobertura de nuvens aos esquemas de radiação solar.

- **Opção 1 - Dry**

Não há umidade, nem vapor de água. Também utilizada para testes de sensibilidade.

- **Opção 2 - Stable Precipitation**

Modelo que remove a saturação de larga escala, assim como a precipitação não-convectiva. Não faz o tratamento de evaporação da chuva ou previsão explícita de nuvens.

- **Opção 3 - Warm Rain (Hsie)**

Este esquema resolve explicitamente os campos de nebulosidade e precipitação, através dos processos de microfísica. Segundo Corrêa (2004), ele calcula a evaporação de gotas de água da chuva e de nuvem, a condensação de vapor de água, o arrastamento provocado pelas gotas de chuva e a conversão de gotas de nuvens em chuva. A parametrização de Kessler assume que a taxa de conversão de gotas de nuvens em gotas de chuva é função linear da quantidade de água nas gotas de nuvem, dependendo de um valor crítico. A grande vantagem é a distinção de massas de ar marítimo e massas de mar continental, a qual a conversão ocorre mais lentamente. Além disso, também não considera a velocidade ascendente na base da nuvem, apesar de ser um fator determinante na ativação das gotas de água. Detalhes em Hsie (1984).

- **Opção 4 - *Simple Ice* (Dudhia)**

Baseado no esquema *Warm Rain*, porém acrescentando a fase de gelo sem custo de computacional e de memória. O tratamento explícito da água na nuvem, da água precipitável, da neve e do gelo permite processos abaixo dos 0° C, onde a água na nuvem é tratada como gelo e a chuva é tratada como neve (Tomé, 2004). Quando a neve atinge temperaturas superiores a 0° C, derrete imediatamente.

- **Opção 5 - *Mixed Phase* (Reisner 1)**

O grande ganho desse esquema é a propriedade de haver água líquida abaixo dos 0° C e neve não derretida acima de 0° C. O congelamento imediato da água da nuvem ocorre aos - 40° C e o gelo da nuvem derrete imediatamente acima dos 0° C, e além de adicionar água super resfriada ao esquema anterior, permite o descongelamento lento da neve. Porém, um custo em termos de memória de computação é acrescentado. Reisner *et al* (1998) apresenta mais detalhes sobre esse modelo.

- **Opção 6 - Goddard**

Esquema descrito em Lin *et al* (1983), apenas inclui equações adicionais para a previsão de granizo. Detalhes também podem ser encontrados em Tao *et al* (1989) e Tao *et al* (1993).

- **Opção 7 - Graupel (Reisner 2)**

É uma espécie de complemento a *Mixed Phase*, acrescentando a concentração de gelo e grãos de neve as equações de previsão.

- **Opção 8 - Schultz**

Bastante semelhante ao esquema de Goddard, em termos das fases da água nas nuvens e de precipitação, inclusive considerando gelo como também sendo neve e granizo. Isso representa melhor o ciclo de vida de muitas nuvens, porque entre outras coisas permite simular a nucleação e a difusão do vapor de água, assim como as colisões das gotículas criariam partículas grandes o suficiente para precipitarem. Trata-se de um esquema eficiente e relativamente simples, com bom custo computacional e boa operacionalização para previsão real. É baseado em Shultz (1998).

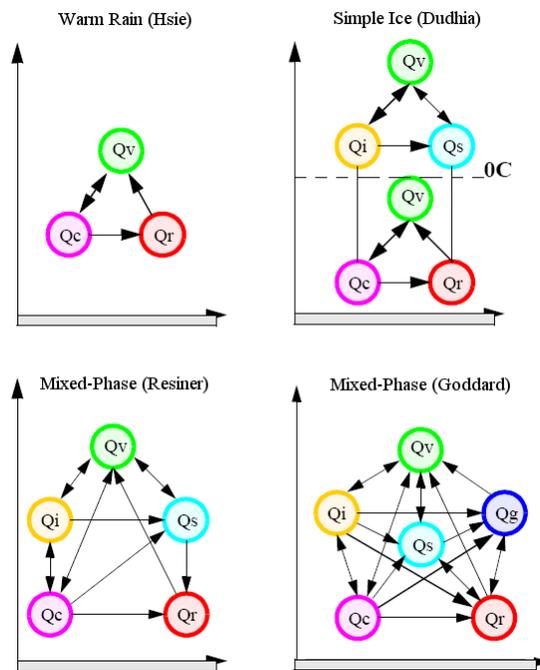


Figura A.6 – Interação entre os processos representados nos esquemas de microfísica. Adaptado de Dudhia *et al*, 2003.

Camada Limite Atmosférica

A importância de uma boa representação da CLA está no fato dela ser a camada da atmosfera que sofre influência da superfície da Terra. No MM5, esses modelos interagem com os fluxos dos esquemas de superfície e de acordo com a vontade do usuário, com as nuvens. As parametrizações representam os movimentos verticais que ocorrem devido a turbulência, tendências de umidade, temperatura e movimentos da coluna atmosférica.

- **Opção 1 - None**

Não há camada superficial, o que não é realístico. É utilizada para testes de sensibilidade.

- **Opção 2 - Bulk PBL**

Aplicada para a simulação de uma camada limite com resolução vertical grosseira. Inclui dois regimes de estabilidade atmosférica, um instável e outro estável, com o fluxo de momentum sendo determinado por um coeficiente de arrasto em conjunto com a densidade e a velocidade do vento. Os fluxos de temperatura da superfície são definidos pela densidade, temperatura potencial na camada inferior do modelo e por coeficientes de troca. No caso do fluxo de umidade específica, ele é definido por um parâmetro da umidade disponível que pode variar de 1 (superfície úmida) a 0 (superfície sem evaporação potencial), que é determinado pelo uso do solo. Mais detalhes sobre essa parametrização podem ser encontrados em Deardorff (1972).

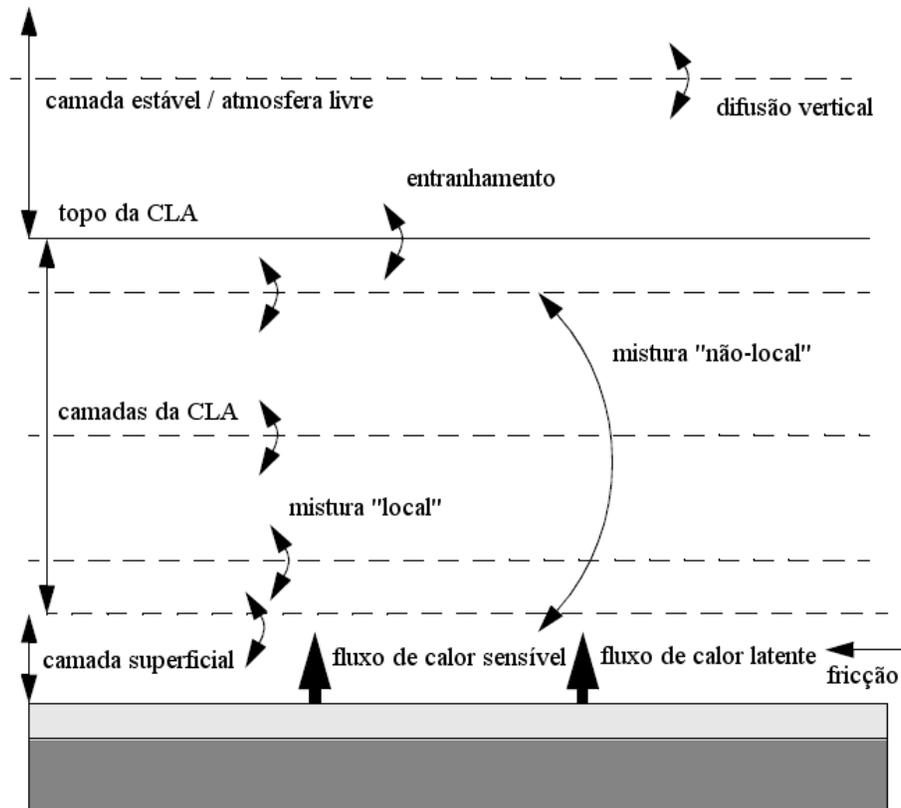


Figura A.7 – Processos da CLA. Adaptado de Dudhia *et al*, 2003.

- **Opção 3 - Blackadar PBL (High-Resolution PBL)**

Possuindo uma alta resolução, com a camada superficial menor que 100m e cinco camadas nos primeiros 1000m, esse modelo é baseado em Zhang & Anthes (1982). Parametrizando quatro regimes de estabilidade (estável, turbulência mecânica, convecção forçada e convecção livre), esse esquema é usado para prever a mistura vertical do vento horizontal, a temperatura potencial, a razão de mistura, a água de nuvem e o gelo. Os fluxos de calor e umidade são obtidos através da teoria da similaridade; já o fluxo de calor da superfície é obtido em função da rugosidade, da velocidade de fricção, da temperatura potencial, da densidade e de parâmetros de estabilidade não dimensionais, estes últimos vindos do número de Richardson.

- **Opção 3 - Burk-Thompson PBL**

Podendo ser utilizada em resoluções grosseiras ou em resoluções detalhadas da camada limite atmosférica, este modelo consegue fazer um bom prognóstico da energia cinética turbulenta baseando-se em esquemas de ordem 3 e 2,5 de Mellor-Yamada. É uma correção bastante interessante para a parametrização da mistura vertical, pois busca corrigir a incapacidade do esquema de Blackadar em trabalhar com camadas melhores misturadas na atmosfera. Em termos de custo computacional, as parametrizações de processos físicos são feitas em uma malha mais detalhada (o que demanda maior custo), enquanto aqueles que seriam dinâmico-atmosféricos são feitos em uma malha com a resolução da grade. Ainda segundo ATMET (2002a, 2003b) o esquema de Burk e Thompson utiliza apenas um modelo de solo próprio de duas camadas, não podendo ser acoplado com nenhum outro modelo de solo disponível no modelo MM5. Maiores detalhes podem ser encontrados em Burk & Thompson (1989).

- **Opção 4 - ETA PBL**

Este é o esquema utilizado no modelo ETA, sendo baseado em Mellor-Yamada e descrito em Janjic (1990) e Janjic (1994), que consegue prever a energia cinética turbulenta e possui mistura local vertical utilizando dois esquemas de fechamento diferentes; um de ordem 2 para a camada superficial e de ordem 2,5 para turbulência acima. Verticalmente, o modelo se divide em uma camada de subsolo sobre a terra e uma subcamada viscosa sobre o oceano, uma camada rasa de turbulência dinâmica, a camada de superfície, a camada de mistura e a atmosfera livre (Corrêa, 2004).

- **Opção 5 - MRF PBL (Hong-Pan PBL)**

Trata-se de um modelo de camada limite atmosférica inicialmente pensado para resoluções não tão refinadas, como aquelas utilizadas em modelos numéricos de grande escala. Baseia-se em Troen & Mahrt (1986), sendo utilizado para aplicações em camada limite convectiva com um termo de correção para incluir o efeito do transporte não local, derivado em função dos fluxos de superfície e de uma escala convectiva. Os detalhes sobre esse esquema podem ser encontrados em Hong & Pan (1995), que testaram o esquema de difusão vertical mais tarde incorporado ao MRF/NCEP em uso operacional.

- **Opção 6 - Gayno-Seaman PBL**

Trata-se de mais um esquema baseado em Mellor-Yamada, mas este incorpora a temperatura potencial da água líquida como uma variável conservada, o que está diretamente relacionado a condições de saturação da camada limite atmosférica. Detalhes em Ballard *et al* (1991) e Shafran *et al* (2000).

- **Opção 7 - Pleim-Chang PBL**

Acoplado com o esquema de superfície de Pleim-Xiu, é oriundo do modelo de Blackadar PBL, conhecido como modelo convectivo assimétrico – ACM (Pleim & Chang, 1992), fazendo uso de uma variação na mistura vertical não-local de Blackadar.

Modelos de Superfície

Utilizado para a representação das superfícies do planeta, estes esquemas estão ligados aos de camada limite. Conseguem representar a temperatura do solo (baseando-se no balanço de radiação e camada limite superficial), fluxos de calor latente e sensível, perfis de umidade, temperatura do subsolo, entre outros.

- **Opção 1 - None**

Utiliza uma temperatura fixa para a superfície, o que é completamente irreal.

- **Opção 2 - Force / restore (Blackadar)**

É um modelo com uma única camada, que assume 10 m para a camada superficial, que o solo possui uma camada logo abaixo da superfície e além disso, uma camada de substrato. O ciclo diurno da temperatura dessa camada é obtido a partir do balanço de energia. Mais detalhes podem ser encontrados Zhang e Anthes (1982) e em Grell *et al.* (1994).

- **Opção 3 - Five Layer Soil Model**

Utiliza cinco camadas com espessuras de 1 cm, 2 cm, 4 cm, 8cm e 16 cm, e faz a previsão da temperatura para as mesmas através da equação da difusão. São utilizadas equações parecidas com as do esquema anterior, mas há uma resolução da variação diurna da temperatura, o que permite uma resposta mais rápida da temperatura da superfície. Mais informações podem ser encontradas em Dudhia (1996).

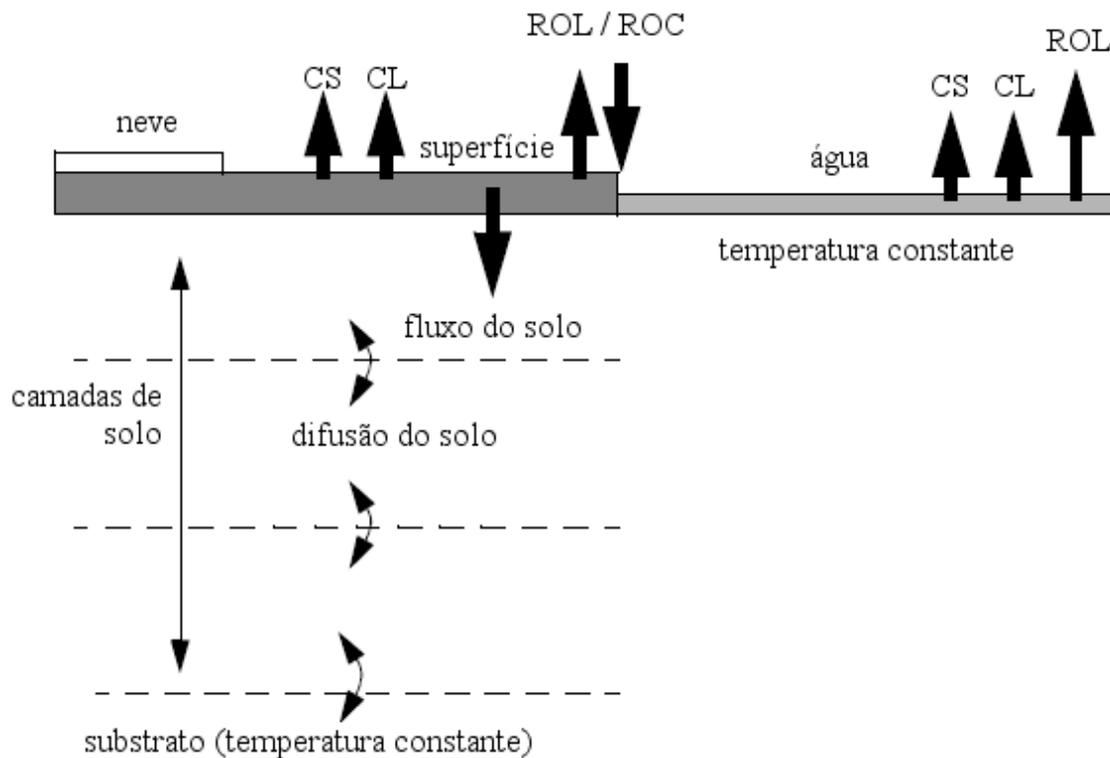


Figura A.8 – Processos de superfície. Adaptado de Dudhia *et al*, 2003.

- **Opção 4 - NOAH LSM**

Este modelo faz a previsão da umidade do solo e da temperatura em 10 cm, 30 cm, 60 cm e 1 m de espessura, assim como umidade, cobertura de neve e *run-off* da superfície e subterrâneo. Consegue tratar a evapotranspiração através da cobertura de área vegetada e tipo de solo, além de computar os efeitos da condutividade do solo e fluxo gravitacional de umidade.

Utiliza equações diagnósticas para obtenção da temperatura da camada superficial e coeficientes de troca permitem o uso da camada de difusividade molecular apropriada, o que está relacionado com a resistência a transferência de calor. Também trata superfícies “oceano – geleiras”. Possui esquemas para a melhoria dos processos de tratamento de

cobertura, previsão de profundidade da neve e efeitos de umidade super-resfriada; quanto a umidade do solo, a água é uma variável separada em quatro camadas, sendo a umidade o somatório dela e do gelo no solo. Também pode inserir o albedo climatológico derivado de satélite através do *Regrid*, descartando o albedo do uso do solo. Ver Chen & Dudhia (2001) para maiores referências destes processos.

- **Opção 5 - Pleim-Xiu LSM**

Acoplado ao esquema Pleim-Chang PBL (IBLTYP=7), este modelo é um esquema combinado de solo – camada limite atmosférica. Nele, a temperatura do solo e a umidade são representados em duas camadas, sendo a primeira com 1 cm (camada superficial) e a segunda a 1 m, além da umidade no sobrecéu, tratando também os fluxos de umidade de evapotranspiração. Faz uso do tipo de cobertura do solo maneira melhor trabalhada que simplesmente através da definição do tipo “dominante”, o que é mais realístico; além disso, este esquema possui algoritmos que conseguem embutir o crescimento da vegetação, ideal para simulações de longo prazo. Mais detalhes em Xiu & Pleim (2000).

Radiação Solar

Estes esquemas existem para a representação dos efeitos radiativos na atmosfera e na superfície. Modelam os fluxos de radiação de onda curta (ROC), radiação de onda longa (ROL), tendências de temperatura em função da divergência vertical do fluxo, entre outros.

A interação com as nuvens e com a umidade disponível na atmosfera dada opcional, assim como o acoplamento com os esquemas de solo.

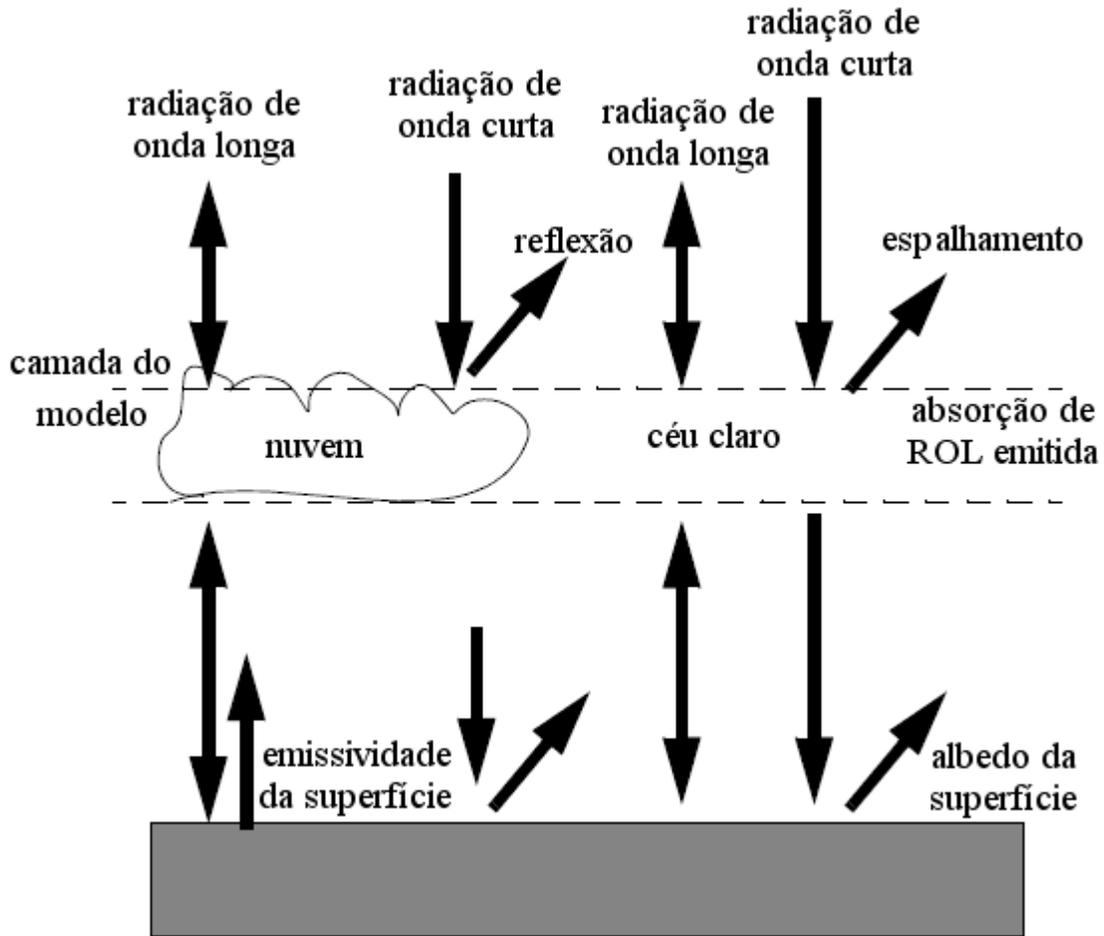


Figura A.9 – Processos de radiação. Adaptado de Dudhia *et al*, 2003

- **Opção 1 - None**

Nenhuma tendência é simulada, o que é utilizado apenas em testes de sensibilidade.

- **Opção 2 - Simple Cooling**

Dependendo apenas da temperatura para a simulação do resfriamento atmosférico, este esquema é bastante simplificado; não há interação com as nuvens nem representação do ciclo diurno.

- **Opção 3 - Surface Radiation**

De acordo com a variação diurna dos fluxos de radiação de onda curta e radiação de onda longa na superfície, é feito o balanço de energia. Esses fluxos são calculados baseando-se no vapor de água integrado na coluna e na fração de nuvens baixas, médias e altas estimadas a partir da umidade relativa.

- **Opção 4 - Cloud Radiation**

Consegue computar as interações de ROC e ROL entre nuvens e céu claro, assim como tendências de temperatura e fluxo de radiação de superfície. Pode ser mais caro computacionalmente, mas requer pouca memória. Mais detalhes em Dudhia (1989).

- **Opção 3 - CCM2 Radiation**

Faz uso de múltiplas bandas espectrais para o tratamento da radiação de onda curta e radiação de onda longa, simulando a interação com nuvens como nuvens “resolvidas” ou como fração de nuvem. Este modelo proporciona fluxos radiativos de superfície. Permite o fluxo radiativo em superfície, consegue contabilizar os efeitos de nuvens e possui estimativas para taxas de fotodissociação e tratamento de aerossóis, o que é bastante interessante em estudos químicos e de qualidade do ar. Segundo Dudhia (2003),

tem um bom uso para grades maiores e provavelmente uma melhor precisão em integrações mais longas. Detalhes em Hack *et al* (1993).

- **Opção 4 - RRTM Radiation**

Funciona combinado com o esquema de ROC do Cloud Radiation, quando a opção “IFRAD = 4” é escolhida. É considerado preciso e robusto em termos de computação de absorção espectral, interagindo com o vapor de água, dióxido de carbono e ozônio. Também pode funcionar em conjunto com nuvens e campos de precipitação gerados pelo modelo. Mais detalhes em Mlawer *et al* (1997).