



**UTILIZAÇÃO DAS EQUAÇÕES DE NAVIER – STOKES COM A
PARAMETRIZAÇÃO CONVECTIVA BMJ PARA PROGNÓSTICO
DE TEMPERATURA, UMIDADE E VENTO SOBRE DIFERENTES
CONDIÇÕES DE ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA UTILIZANDO O
MODELO REGIONAL ETA**

Por

JANDUY GUERRA ARAÚJO

TESE DE DOUTORADO APRESENTADA À UNIVERSIDADE
FEDERAL DA PARAÍBA PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR

JANDUY GUERRA ARAÚJO

**UTILIZAÇÃO DAS EQUAÇÕES DE NAVIER – STOKES COM A
PARAMETRIZAÇÃO CONVECTIVA BMJ PARA PROGNÓSTICO
DE TEMPERATURA, UMIDADE E VENTO SOBRE DIFERENTES
CONDIÇÕES DE ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA UTILIZANDO O
MODELO REGIONAL ETA**

TESE APRESENTADA AO PROGRAMA DE PÓS-
GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA MECÂNICA
COMO REQUISITO PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO
DE DOUTOR EM ENGENHARIA MECÂNICA

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: TERMOFLUÍDOS

ORIENTADOR: PROF. Dr. ZAQUEU ERNESTO DA SILVA

A663u Araújo, Janduy Guerra.

Utilização das equações de Navier – Stokes com a parametrização convectiva BMJ para prognóstico de temperatura, umidade e vento sobre diferentes condições de estabilidade atmosférica utilizando o modelo regional ETA / Janduy Guerra Araújo.-- João Pessoa, 2012.

117f. : il.

Orientador: Zaqueu Ernesto da Silva

Tese (Doutorado) – UFPB/CT

1. Engenharia Mecânica. 2. ETA. 3. BMJ. 4. Temperatura. 5. Umidade e vento.

UTILIZAÇÃO DAS EQUAÇÕES DE NAVIER-STOKES COM A
PARAMETRIZAÇÃO CONVECTIVA BMJ PARA PROGNÓSTICO DE
TEMPERATURA, UMIDADE E VENTO SOBRE DIFERENTES
CONDIÇÕES DE ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA UTILIZANDO O
MODELO REGIONAL ETA

por

JANDUY GUERRA DE ARAÚJO

*Tese aprovada em 26 de outubro de 2012
Período letivo 2012.2*



Prof. Dr. Zaqueu ERNESTO DA SILVA
Orientador



Prof. Dr. MARCO ANTONIO WANDERLEY CAVALCANTI
Examinador Interno



Prof. Dr. JOSE MAURÍCIO ALVES DE MATOS GURGEL
Examinador Interno



Prof. Dr. JOSÉ CARLOS FIGUEIREDO
Examinador Externo



Profa. Dra. WERÔNICA MEIRA DE SOUZA
Examinador Externo

DEDICATÓRIA

Este trabalho é dedicado às pessoas que contribuíram significativamente para minha formação no âmbito profissional e, sobretudo, pessoal, às pessoas que de uma forma ou de outra me ajudaram e continuam me apoiando a superar os obstáculos encontrados ao longo do caminho.

E quem são estas pessoas? São os meus pais Manoel e Livramento, a minha amada esposa Tuilly, os meus irmãos Jânio, Jan, João Paulo, Pascally, Nkarthe e Kamilla, a minha tia Marina e ao professor Rômulo da Silveira Paz, por sua contribuição científica no trabalho e pelos seus conselhos sábios.

AGRADECIMENTOS

Sou enormemente grato a Deus, por ter me propiciado a vida e dado sabedoria para atingir os meus objetivos e superar os obstáculos.

Aos meus pais, a minha esposa e meus irmãos pelo carinho e afeto durante todas as etapas de realização deste trabalho.

Aos professores Dr. Zaqueu Ernesto da Silva e Dr. Rômulo da Silveira Paz, respectivamente pela Orientação e Co-Orientação desta Tese de Doutorado.

Ao professor Dr. Ênio Pereira de Sousa do Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Campina Grande, DCA/UFCG pela orientação da Dissertação do Mestrado.

À coordenação do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Mecânica do Centro de Tecnologia da Universidade Federal da Paraíba, PPGEM/CT/UFP.

Aos professores Dr. Carlos Antônio Cabral dos Santos, Dr. Jacques Cesar dos Santos e Dr. José Vanderlan Oliveira Leite pela participação no Exame de Qualificação.

Aos funcionários do Laboratório de Energia Solar, LES/UFPB. Em particular, Andreia, Eliane, Lúcia, Célia, Dona Terezinha, Antônio e Cícero meus sinceros agradecimentos.

À Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior, CAPES, e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, CNPQ, pela concessão de bolsas de Mestrado e Doutorado.

Ao Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) pela disponibilização gratuita do modelo ETA, pelo suporte técnico e pela disponibilização das condições iniciais e de contorno.

Ao professor Paulo Nobre pela disponibilidade de uma biblioteca de scripts GrADS.

À comunidade de Desenvolvedores e provedores de softwares livres por sua contribuição valiosa.

Ao Centro Europeu de Previsão de Tempo de Médio Prazo pelo fornecimento gratuito das Análises do ERA – INTERIM usadas neste trabalho.

Ao METED/COMET Program pelos Módulos de treinamento e Figuras utilizadas nesta pesquisa.

SUMÁRIO

LISTA DE SÍMBOLOS.....	V
LISTA DE FIGURAS	VIII
RESUMO	X
ABSTRACT	XI
CAPÍTULO I	1
1. INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO II	6
REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	6
2.1 OS MODELOS NUMÉRICOS METEOROLÓGICOS DE ÁREA LIMITADA	6
2.2 A IMPORTÂNCIA DAS PARAMETRIZAÇÕES FÍSICAS E CONDIÇÕES DE CONTORNO	9
2.3 OS MODELOS METEOROLÓGICOS ACOPLADOS A MODELOS DE QUALIDADE DO AR	16
CAPÍTULO III	19
METODOLOGIA, DADOS E DESCRIÇÃO COMPUTACIONAL.....	19
3.1 METODOLOGIA E DADOS.....	19

3.2 BREVE DESCRIÇÃO DOS SOFTWARES E LINGUAGENS DE PROGRAMAÇÃO USADOS PARA MANIPULAÇÃO DOS DADOS DE OUTPUT DO ETA	22
3.2.1 DESCRIÇÃO DO SOFTWARE GRADS	23
3.2.2 DESCRIÇÃO DA LINGUAGEM BASH	24
3.2.3 DESCRIÇÃO DA LINGUAGEM FORTRAN	24
3.2.4 INSTALAÇÃO DO COMPILADOR FORTRAN DA PORTLAND.....	25
3.2.5 INSTALAÇÃO DO GRADS	25
3.2.6 INSTALAÇÃO DO ETA	25
3.2.7 CONFIGURAÇÃO DO ETA	26
3.2.8 PÓS – PROCESSAMENTO DO ETA	27
3.2.9 EXECUÇÃO	28
CAPÍTULO IV	29
PROBLEMA FÍSICO	29
4.1 INTRODUÇÃO	29
4.2 O PROCESSO DE PARAMETRIZAR.....	29
4.3 OS PROCESSOS CONVECTIVOS	31
4.4 ESQUEMA DE PARAMETRIZAÇÃO DE BETTS – MILLER - JANJIC	33
4.5 ESQUEMA DE PARAMETRIZAÇÃO CONVECTIVA DE KAIN – FRITSCH ...	37
4.6 ESQUEMA DE PARAMETRIZAÇÃO CONVECTIVA SUBATIVO	39
4.7 ESQUEMA DE PARAMETRIZAÇÃO CONVECTIVA SUPERATIVO.....	41
CAPÍTULO V	43

FORMULAÇÃO MATEMÁTICA DA BMJ.....	43
5.1 INTRODUÇÃO	43
5.2 FORMULAÇÃO MATEMÁTICA DO ESQUEMA DE PARAMETRIZAÇÃO DE BETTS – MILLER.....	44
5.3 FORMULAÇÃO MATEMÁTICA DA BMJ PARA CONVECÇÃO PROFUNDA	52
5.4 FORMULAÇÃO MATEMÁTICA DA BMJ PARA CONVECÇÃO RASA	57
CAPÍTULO VI.....	61
MODELOS NUMÉRICOS DE PREVISÃO DE TEMPO	61
6.1 INTRODUÇÃO	61
6.2 MODELOS DE PONTO DE GRADE E MODELOS ESPECTRAIS	61
6.3 SISTEMAS DE COORDENADAS E RESOLUÇÃO VERTICAL DOS MODELOS	62
6.3.1 COORDENADA VERTICAL SIGMA.....	62
6.3.2 COORDENADA VERTICAL ETA.....	64
6.3.3 COORDENADA VERTICAL TETA OU ISOENTRÓPICA.....	66
6.3.4 COORDENADA VERTICAL HÍBRIDA	68
6.4 ESCOLHA DA RESOLUÇÃO HORIZONTAL.....	69
6.5 PARAMETRIZAÇÕES, DOMÍNIO E CONDIÇÕES DE CONTORNO	70
6.5.1 PARAMETRIZAÇÕES	70
6.5.2 DOMÍNIO E CONDIÇÕES DE FRONTEIRA	70
6.6 EQUAÇÕES	71
6.6.1 EQUAÇÕES DE PREVISÃO DO VENTO	71

6.6.2 EQUAÇÃO DA CONTINUIDADE	72
6.6.3 EQUAÇÃO DA ENERGIA TERMODINÂMICA.....	72
6.6.4 EQUAÇÃO DE PREVISÃO DA UMIDADE.....	73
6.6.5 EQUAÇÃO HIDROSTÁTICA OU DO MOMENTO VERTICAL	74
CAPÍTULO VII	75
RESULTADOS	75
7.1. SÉRIES TEMPORAIS DE TEMPERATURA E BIAS EM 1000MB	75
7.2. SÉRIES TEMPORAIS DE TEMPERATURA E BIAS EM 900MB	80
7.3. SÉRIES TEMPORAIS DE TEMPERATURA E BIAS EM 800MB	86
7.4 DIAGRAMAS DE HOVMÖLLER PARA A UMIDADE RELATIVA DE 28 A 31 DE JULHO DE 2010	90
7.5 DIAGRAMAS DE HOVMÖLLER PARA A UMIDADE RELATIVA DE 19 A 22 DE MAIO DE 2011	95
7.6 DIAGRAMAS DE HOVMÖLLER PARA A INTENSIDADE E DIREÇÃO DO VENTO DE 28 A 31 DE JULHO DE 2010.....	99
7.7 DIAGRAMAS DE HOVMÖLLER PARA A INTENSIDADE E DIREÇÃO DO VENTO DE 19 A 22 DE MAIO DE 2011.....	104
CAPÍTULO VIII.....	109
8.1 CONCLUSÕES E SUGESTÕES	109
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	112

LISTA DE SÍMBOLOS

AB	: Alta da Bolívia
ACM	: Modelo Convectivo Assimétrico
AMAD	: Divisão de Análise e Modelagem Atmosférica
AMET	: Ferramenta de Avaliação do Modelo Atmosférico
AS	: Parametrização Convectiva de Arakawa e Shubert
BMJ	: Parametrização Convectiva de Betts – Miller – Janjic
CMAQ	: Comunidade Multi-escala da Qualidade do Ar
CPTEC	: Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CSM	: Modelo de Controle do Solo
ECHAM	: Modelo Climático Global desenvolvido pelo Instituto de Meteorologia Max Planck
ECMWF	: Centro Europeu de Previsão de Tempo de Médio Prazo
ECO-92	: Conferência das Nações Unidas realizada no Rio de Janeiro em 1992.
ENSO	: Oscilação Sul do El Niño
EPA	: Agência de Proteção Ambiental
ERA –INTERIM	: Mais sofisticado que o ERA –40, abrangendo o período de 1989 ao presente
ERA-40	: Reanálise de dados de várias fontes de observações meteorológicas de setembro de 1957 a agosto de 2002 do ECMWF
ETA	: Modelo Meteorológico cujo nome deriva da coordenada vertical η
ETACLIM	: ETA no modo Climático
ETA PBL	: Esquema de Parametrização da Camada Limite Planetária desenvolvido por Mellor – Yamada - Janjic

EUA	: Estados Unidos da América
GAMs	: Modelos Aditivos Generalizados
GD	: Parametrização Convectiva de Grell e Devenyi
GDAS	: Sistema de Assimilação de Dados Globais
GrADs	: Sistema de Visualização e Análise em Grades
HDF	: Formato de Dados hierárquicos
INPE	: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
KF	: Parametrização Convectiva de Kain e Fritsch
LAPS	: Sistema de Previsão e Análise Local
LCL	: Nível de Condensação por levantamento
LSM	: Modelo de Superfície do Solo
MCGA	: Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MNPT	: Modelos Numéricos de Previsão do Tempo
MYJ	: Parametrização da PBL desenvolvida por Mellor – Yamada – Janjic
NCAR	: Centro Nacional de Pesquisas Atmosféricas do EUA
NCEP	: Centro Nacional de Previsão Ambiental dos EUA
NEB	: Nordeste do Brasil
NetCDF	.. Formato de arquivo Comum de Dados em Rede
PBL	: Camada Limite Planetária
PM ₁₀	: Tipo de partícula inalável de diâmetro inferior a 10 micrometros, constitui um elemento de poluição atmosférica
PDF	: Função Densidade de Probabilidade
QPF	: Quantidade de Precipitação Prevista
RegCM	: Modelo Climático Regional
ROL	: Radiação de Onda Longa
RRTM	: Parametrização de Radiação de Onda Longa
RSM	: Modelo Regional Espectral
SDS	: Conjunto de Dados Científicos
SEAS	: Sudeste da América do Sul
SsiB	: Biosfera Simples Simplificada
TSM	: Temperatura da Superfície do Mar
UCAR	: Universidade Corporativa para Pesquisas Atmosféricas

UCD/CIT	: Universidade da Califórnia em Davis/ Instituto de Tecnologia da Califórnia
WRF	: Modelo de Pesquisa e Previsão de Tempo
YSU	: Parametrização da PBL desenvolvida pela Universidade Yonsei
ZCAS	: Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	: Zona de Convergência Inter – Tropical

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1: Domínio do Modelo Regional ETA com a delimitação dos estados nordestinos e localização das cidades objetos do estudo	20
Figura 4.2: Processos e parâmetros tipicamente parametrizados (Fonte: Programa COMET)	30
Figura 4.3: Perfis de aquecimento Vertical para as parametrizações da Microfísica e da Convecção (Fonte: Programa COMET).....	32
Figura 4.4a: Sondagem inicial (curvas verde e vermelha) e de referência (curvas azuis) usadas no esquema BMJ, à esquerda. Exemplo conceitual à direita1(Fonte: Programa COMET).....	35
Figura 4.4b: Sondagem do estado final pelo BMJ (à direita) com exemplo conceitual (à esquerda) (FONTE: Programa COMET)	36
Figura 4.5: Fluxos de massa no esquema Kain-Frisch (Fonte: Programa COMET).....	38
Figura 4.6a : Evolução do modelo de Skew-T e sensibilidade do tempo usando um esquema de parametrização conveciva subativo (Fonte: Programa COMET).....	40
Figura 4.6a : Evolução do modelo de Skew-T e sensibilidade do tempo na Atmosfera real (Fonte: Programa COMET).. ..	41
Figura 6.3.1: Ilustração da coordenada vertical Sigma (Fonte: Programa COMET)	64
Figura 6.3.2: Ilustração da coordenada vertical ETA (Fonte: Programa COMET).....	66
Figura 6.3.3 Coordenada Vertical isentrópica (Fonte: Programa COMET)	68
Figura 7.10: (a) Série temporal da Temperatura obtida das análises (linha cheia) e da previsão do modelo ETA (linha tracejada) em 1000 mb para o período de 28 a 31 de julho de 2010 em João pessoa, (b) diferença entre a previsão e análise obtida de (a), (c) e (d) o mesmo que em (a) e (b) respectivamente, exceto que para o período de 19 a 22 de maio de 2011.....	76
Figura 7.11: Idem Fig. 7.10, exceto para Campina Grande	78
Figura 7.12: Idem Fig. 7.10, exceto para Cajazeiras	79

Figura 7.20: Idem Fig. 7.10, exceto para 900mb.....	81
Figura 7.21: Idem Fig. 7.10, exceto para Campina Grande e 900mb	83
Figura 7.22: Idem Fig. 7.10, exceto para Cajazeiras e 900mb	85
Figura 7.30: Idem Fig. 7.10, exceto para João Pessoa e 800 mb.....	87
Figura 7.31: Idem Fig. 7.10, exceto para Campina Grande e 800 mb	88
Figura 7.32: Idem Fig. 7.10, exceto para Cajazeiras e 800 mb	89
Figura 7.40: Diagrama de Hovmöller da Umidade Relativa, para João Pessoa, de 28 a 31 julho de 2010: Previsão horária pelo modelo ETA (a) e Análise Sinótica do ERA – INTERIM (b).....	92
Figura 7.41: O mesmo que na Fig. 7.40, exceto para Campina Grande	93
Figura 7.42: O mesmo que na Fig. 7.40, exceto para Cajazeiras	94
Figura 7.50: Diagrama de Hovmöller da Umidade Relativa, para João Pessoa, de 19 a 22 de maio de 2010: Previsão horária pelo modelo ETA (a) e Análise Sinótica do ERA – INTERIM (b).....	96
Figura 7.51: O mesmo que na Fig. 7.50, exceto para Campina Grande	97
Figura 7.52: O mesmo que na Fig. 7.50, exceto para Cajazeiras	98
Figura 7.60: Diagrama de Hovmöller da velocidade e direção do vento, para João Pessoa, de 28 a 31 de julho de 2010: Previsão horária pelo modelo ETA (a) e Análise Sinótica do ERA – INTERIM (b)	101
Figura 7.61: O mesmo que na Fig. 7.60, exceto para Campina Grande	102
Figura 7.62: O mesmo que na Fig. 7.60, exceto para Cajazeiras	103
Figura 7.70: Diagrama de Hovmöller da velocidade e direção do vento, para João Pessoa, de 19 a 22 de maio de 2011: Previsão horária pelo modelo ETA (a) e Análise Sinótica do ERA – INTERIM (b)	106
Figura 7.71: O mesmo que na Fig. 7.70, exceto para Campina Grande	107
Figura 7.72: O mesmo que na Fig. 7.70, exceto para Cajazeiras	108

UTILIZAÇÃO DAS EQUAÇÕES DE NAVIER – STOKES COM A PARAMETRIZAÇÃO CONVECTIVA BMJ PARA PROGNÓSTICO DE TEMPERATURA, UMIDADE E VENTO SOBRE DIFERENTES CONDIÇÕES DE ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA UTILIZANDO O MODELO REGIONAL ETA

RESUMO

Nesta pesquisa é feita uma abordagem sobre o impacto da parametrização convectiva de Bettes – Miller – Janjic (BMJ) na temperatura, umidade e vento prognosticados pelo modelo ETA. Há vários trabalhos na literatura que focalizam este tema, poucos direcionados, em particular, para o estado da Paraíba, mas nenhum deles usa a metodologia descrita neste. É sabido que abaixo da base da nuvem (850hPa) os perfis de temperatura e umidade não são afetados pelo esquema de parametrização BMJ, pois ele não considera as correntes descendentes de ar frio para os baixos níveis. Diante deste pressuposto, a metodologia executada neste trabalho consiste em comparar as séries de temperatura, umidade e vento previstas pelo ETA com os respectivos dados sinóticos das análises do ERA-INTERIM/ECMWF para duas situações convectivas contrastantes. O modelo foi executado com resolução horizontal de 12 km e 30 níveis verticais, cobrindo o nordeste brasileiro e Oceano Atlântico adjacente e o foco das análises é para três cidades do estado da Paraíba. Os resultados revelaram que a temperatura prevista para João Pessoa foi ligeiramente subestimada para baixos níveis, enquanto que para as outras duas cidades o modelo superestimou significativamente a temperatura em 1000 mb e ligeiramente subestimou em 900 e 800mb. Os prognósticos de umidade e vento foram considerados satisfatórios quando comparados com as Análises, sendo que os melhores resultados foram encontrados em baixos níveis. Não houve diferenças significativas entre as previsões nos dois períodos analisados.

Palavras – Chave: ETA, BMJ, Temperatura, Umidade e Vento

USE OF THE NAVIER - STOKES BMJ WITH CONVECTIVE PARAMETERIZATION FOR FORCAST TEMPERATURE, MOISTURE AND WIND ON DIFFERENT CONDITIONS OF ATMOSPHERIC STABILITY USING ETA REGIONAL MODEL

ABSTRACT

Here an approach is made on the impact of convective parameterization Bettes - Miller - Janjic (BMJ) on temperature, moisture and wind predicted by the model ETA. There are several papers in the literature that focus on this topic, few directed in particular to the state of Paraiba, but none of them uses the methodology described herein. It is known that below the cloud base (850hPa) profiles of temperature and moisture are not affected by the BMJ parameterization scheme because it does not consider the downdrafts of cold air to lower levels. Given this assumption, the methodology implemented in this work is to compare temperature, moisture and wind series provided by ETA with the respective synoptic analyzes of convective ERA-INTERIM/ECMWF for two contrasting situations. The model was configured with a horizontal resolution of 12 km and 30 vertical levels, covering the northeastern Brazil and the adjacent Atlantic and the focus of analysis is for three cities in the state of Paraiba. The results revealed that the predicted temperature to Joao Pessoa was slightly underestimated for low levels, while for the other two cities the model significantly overestimated the temperature at 1000 mb and slightly underestimated in 900 and 800mb. The predictions of moisture and wind were considered satisfactory when compared with the Analysis, and the best results were found at low levels. There were no significant differences between the estimates in both contrasting situations.

Key-Words: ETA, BMJ, Temperature, Moisture and Wind

CAPÍTULO I

1. INTRODUÇÃO

A Engenharia mecânica desempenha um papel de crucial importância no desenvolvimento tecnológico, econômico e social de uma nação. Suas especialidades não se restringem essencialmente a projeção e desenvolvimento de máquinas, mas também podem influenciar o design de produtos de uso geral da população, tais como, roupas e sapatos. Muitos engenheiros mecânicos se especializam em setores da manufatura, da robótica, automotivo (transporte e ar condicionado), contudo outros passam para outras disciplinas, atuando desde órgãos artificiais para o campo de expansão da nanotecnologia até o controle da qualidade do ar. Alguns usam o seu grau de conhecimento na engenharia mecânica como preparação para a prática da Medicina, Meteorologia dentre outras áreas.

O engenheiro mecânico é capaz de projetar um componente, uma máquina, um sistema ou um processo. Para analisar seu projeto ele utiliza os princípios de movimento, energia e força para garantir as funções de produto de forma segura, eficiente, confiável e sobretudo fabricado a um custo competitivo. O conhecimento e monitoramento das condições atmosféricas de uma dada região é de extrema importância para o dimensionamento de vários projetos no âmbito de várias ciências, dentre elas a engenharia. O conhecimento das medidas de variáveis atmosféricas como temperatura, velocidade do vento, umidade do ar, dentre outras são indispensáveis pois afetam de forma considerável o conforto térmico, a vida útil de alimentos e também o desempenho de máquinas.

Problemas físicos em diversas áreas do conhecimento, com destaque para a engenharia, abrangem os processos de transferência de calor tanto em meios transparentes como semitransparentes. Em particular, quando se trata da atmosfera os

processos de transferência de calor que ocorrem por condução, convecção e radiação simultaneamente são de grande relevância para diversas ciências, dentre elas a Engenharia Mecânica, pois são responsáveis pela dispersão de poluentes e portanto condicionantes da qualidade do ar em uma dada região . Nas últimas décadas, um número bastante apreciável de trabalhos foram desenvolvidos na área de termoflúidos em decorrência do grande interesse da indústria em aumentar seus lucros e de certo modo atender às demandas do mercado.

Para se ter uma idéia da importância da transferência de calor na atmosfera no âmbito da engenharia, a NASA possui um programa que tem financiado vários projetos que têm como objetivo de desenvolver alta tecnologia para a indústria aeronáutica americana, com o intuito de construir aeronaves com capacidade de atingir altíssima velocidade, reduzindo consideravelmente a duração das viagens para longas distâncias. Um destes programas, denominado de “ High Speed Research, (HCR)” tem a meta de diminuir o tempo gasto nas viagens para o leste da Europa em pelo menos cinquenta por cento. Isto ocasiona altíssima temperatura da aeronave em vôo devido o aumento da taxa de aquecimento associado à alta velocidade durante o trajeto, requerendo, portanto, o desenvolvimento de materiais que apresentem alta resistência térmica. Contudo o estudo do tempo (do ponto de vista meteorológico) não é recente.

Desde épocas remotas o tempo e suas flutuações vêm influenciando a vida no planeta Terra. O estudo do tempo não é um problema exclusivamente da Meteorologia, visto que diversos setores como saúde, agricultura, transportes, pesca, construção civil, engenharia, dentre outros são afetados diretamente pelas condições atmosféricas presentes. Nos últimos anos, tem-se observado o aumento da incidência de eventos extremos em todo o mundo, para se ter uma idéia, de acordo com o relatório de 2007 do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas - IPCC, 11 anos entre 1995 e 2006 estão entre os 12 mais quentes já registrados desde 1850.

Na região tropical os sistemas convectivos, fundamentalmente a convecção cúmulus, são os principais responsáveis pela precipitação nessa região, tendo uma acentuada interação com os campos de grande escala, de modo que o conhecimento de como essas escalas interage é fundamental para a compreensão da dinâmica da atmosfera (ARAKAWA e SCHUBERT, 1974).

A convecção na atmosfera é um agente responsável pela produção da precipitação, pelo transporte de calor para os níveis atmosféricos superiores, pela redistribuição de umidade e temperatura e, além disso, se for produzida em uma quantidade compatível com a área, pode criar correntes de jato e vórtices em níveis médios da atmosfera, conseqüentemente atuando na circulação de grande escala que por sua vez afeta o tempo em locais remotos.

De uma forma geral, a convecção é o agente que estabiliza a atmosfera e, desse modo, é importante que os modelos numéricos de previsão do tempo considerem os diferentes efeitos convectivos. Como estes efeitos ocorrem em escalas que os modelos não podem resolver explicitamente é necessário se recorrer às parametrizações da convecção.

Portanto, a modelagem apropriada deste mecanismo de transferência de calor é de extrema importância para diversas áreas da ciência que necessitam de informações cada vez mais confiáveis de variáveis meteorológicas como parâmetros de entrada para seus modelos matemáticos. Em particular, a simulação da dispersão de poluentes é um problema físico ligado a engenharia que requer dados de temperatura e velocidade do vento derivados de observações ou simulações numéricas do tempo.

Devido à grande importância da previsão de tempo em muitos setores da vida humana, os cientistas estão tentando continuamente desenvolver modelos numéricos de previsão do tempo (MNPT) que possam prever o tempo precisamente, contudo, apesar dos modelos terem sido melhorados significativamente durante os últimos anos, têm-se testemunhado que os modelos ainda não são capazes de prever muitos eventos extremos e como consequência evitar muitos desastres causados por eles (POPOVIC, 2006).

Para que os modelos meteorológicos possam reproduzir bem aspectos importantes do sistema de ajuste da atmosfera é primordial que estas parametrizações possam levar em consideração o transporte vertical de calor latente, que é um dos mecanismos responsável pela circulação geral nos trópicos. Além disso, é necessário que estes esquemas reduzam a instabilidade convectiva para que as parametrizações da precipitação e de nuvens em escala de grade não tentem criar convecção de grande escala irreais e aumentar a ciclogênese de baixos níveis através dos processos de retro-alimentação.

Há diversas parametrizações convectivas desenvolvidas, variações das mais antigas com aprimoramentos e ainda outras que continuam a serem desenvolvidas e implementadas nos modelos numéricos de previsão de tempo. As mais conhecidas são os esquema de parametrização Kuo, Bettes – Miller – Janjić (BMJ), Arakawa – Schubert (AS), Grell-Devenyi (GD) e Kain-Fritsch (KF). De conformidade com o módulo de treinamento em como os Modelos Produzem Precipitação e Nuvem (METED/COMET cited 2012) cada uma delas apresenta suas vantagens e desvantagens, mas todas devem responder, com base nas informações da média das variáveis da grade, quem provoca a convecção em uma coluna de grade, como a convecção, quando presente, modifica os perfis na coluna de grade e, por fim, como a convecção e a dinâmica em escala de grade interagem.

Muitos pesquisadores JANKOV *et al.* (2007), HINNERK *et al.* (2009), MUKHOPADHYAY *et al.* (2010), HU *et al.* (2010b) estudaram os impactos de diferentes configurações, incluindo parametrizações, no desempenho de modelos meteorológicos e seus resultados permite afirmar que tanto variações de parametrização, modelos de solo e resolução afetam o desempenho do modelo em simular um dado evento, contudo não há uma configuração ótima para todas as variáveis em todo um domínio espaço-temporal.

A principal motivação deste trabalho advém da importância do mecanismo da convecção para o transporte de calor e umidade na região tropical, onde está inserida a Paraíba, e subsequente interferência na qualidade do prognóstico de variáveis meteorológicas, como temperatura, umidade e vento. Estas variáveis são usadas para alimentar modelos de qualidade de ar e em projetos de parques eólicos e de energia solar, os quais são objetos de estudo da Engenharia Mecânica. Além disso, há uma necessidade latente que o engenheiro tenha conhecimento prévio das potencialidades e limitações dos MNPT para que eles possam aperfeiçoar projetos nessa linha de estudo.

O objetivo geral deste trabalho é utilizar o modelo regional ETA, com uma resolução horizontal de 12 km e domínio abrangendo o nordeste do Brasil e Oceano Atlântico adjacente, para avaliar a sensibilidade do modelo à parametrização convectiva de Bettes – Miller -Janjić numa situação onde o modelo acionou a parametrização convectiva profunda (19 a 22 de maio de 2011) e noutra onde não houve precipitação convectiva (28 a 31 julho de 2010) para as cidades de João Pessoa, Campina Grande e Cajazeiras. O foco

das análises se concentra na temperatura, umidade e velocidade do vento para as regiões supracitadas. Tendo em vista que estas variáveis desempenham um papel importante na dispersão de poluentes e são parâmetros de entrada em modelos de qualidade do ar e que comumente em regiões de difícil acesso não se tem dados observacionais é de extrema importância que os modelos meteorológicos apresentem uma boa destreza em simular estas variáveis. Os resultados do modelo serão comparados com dados das Análises do ECMWF disponíveis para os horários sinóticos.

Os objetivos específicos são:

- i) Avaliar as séries temporais da temperatura obtidas do prognóstico do modelo ETA nos níveis de 1000mb, 900mb e 800mb em relação às Análises do ERA – INTERIM;
- ii) Gerar diagramas de Hovmoller para a umidade relativa e velocidade do vento prognosticados pelo modelo ETA desde 1000mb até 100mb e comparar os resultados com os do ERA – INTERIM para os períodos de 28 a 31 de julho de 2010 e 19 a 22 de maio de 2011

No capítulo II é apresentada uma revisão bibliográfica sobre os modelos numéricos de área limitada, na seção 1, sobre a importância das parametrizações físicas e condições de contorno para o desempenho dos modelos, na seção 2, e sobre os modelos meteorológicos acoplados aos modelos de qualidade do ar, seção 3. No Capítulo III é apresentada a metodologia e os dados usados neste trabalho, seção 1 e a descrição computacional, seção 2. No Capítulo IV é relatado o problema físico advindo do esquema de convecção BMJ. O Capítulo V é dedicado a formulação matemática da parametrização convectiva BMJ, destacando a convecção rasa e a profunda. O Capítulo VI é reservado para a apresentação dos MNTP. Nos Capítulos VII, VIII e IX são apresentados respectivamente, os resultados, conclusões e referências bibliográficas.

CAPÍTULO II

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 OS MODELOS NUMÉRICOS METEOROLÓGICOS DE ÁREA LIMITADA

A possibilidade de se utilizar modelos numéricos para estudos climáticos regionais foi proposta por DICKINSON *et al.* (1989) e GIORGI (1990). O princípio básico era a utilização de um Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) objetivando simular a circulação geral da atmosfera e usar os “outputs” como “inputs” de um Modelo de Circulação Regional capaz de descrever os efeitos locais.

A destreza dos modelos em reproduzir as características regionais do clima foi substancialmente testada mediante simulações em várias partes do mundo com diferentes regimes climáticos como pode ser constatado em diversos trabalhos na literatura: LIU *et al.* (1994); KATO *et al.* (1999); SUN *et al.* (1999); SMALL *et al.* (1999); HUDSON e JONES (2002) e JONES *et al.* (2004). Os resultados destes estudos mostraram que o desempenho do modelo varia conforme a estação do ano, topografia e localização da região em estudo em relação às circulações que determinam as variáveis prognósticas.

Para simulações em regiões tropicais os modelos regionais devem ter habilidade em reproduzir os sistemas convectivos, principalmente a convecção de cúmulos, que são os principais responsáveis pela precipitação nessa região. Esse tipo de convecção tem uma

interação muito acentuada com os campos de grande escala e o conhecimento dessa interação é fundamental para a compreensão da dinâmica da atmosfera (ARAKAWA e SCHUBERT, 1974).

Notavelmente GRODSKY e CARTON (2003) apontaram que uma característica peculiar do clima tropical é a presença de zonas convectivas alongadas zonalmente. A mais notável entre elas é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A ZCIT é definida como sendo a junção entre os sistemas de ventos alísios de nordeste e sudeste e é indicada por uma banda estreita da convergência do vento à superfície e uma redução na velocidade do vento. A posição latitudinal da ZCIT, sobre o Atlântico, varia de uma extensão mínima próxima ao Equador na parte hemisférica oeste, no período compreendido de março a maio a uma extensão máxima de 10-15N na parte leste, em agosto.

MELO *et al.* (2002) salientam que a posição e a intensidade da ZCIT, no Oceano Atlântico Equatorial, é de extrema importância na determinação da qualidade do período chuvoso da região Semiárida do Nordeste. Alguns estudos citados por estes pesquisadores mostram que os efeitos das condições oceânicas e atmosféricas modulam a variabilidade sazonal da ZCIT e sua relação com a pluviometria sobre o norte do Nordeste do Brasil.

MIRSA *et al.* (2003) usaram o RSM para executar três simulações da variabilidade interanual no verão austral (janeiro-março) durante três fases contrastantes da Oscilação Sul El Niño (ENSO) – 1997-1998-1999. Os resultados das simulações sobre as regiões da Amazônia, Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e Bacias do Atlântico e Pacífico foram bastante próximo as observações. Na simulação ficou evidenciado o jato de baixos níveis, mostrando-se mais intenso em 1998 e menos em 1999 e também a simulação da radiação de onda longa (ROL) foi mais realística que o ROL da reanálise do NCEP.

SUN *et al.* (2005) utilizaram o RSM para fazer simulações na região nordeste do Brasil para o período compreendido entre 1971-2000 e desse modo poder prover aspectos característicos dessa região via RSM. Os resultados obtidos mostraram que o modelo apresentou boa destreza, apesar de um “viés” sistemático, em simular o padrão espacial da precipitação sazonal e variabilidade interanual observada. Além disso, o RSM simulou melhor as anomalias de precipitação sazonal que o MCGA.

XUE *et al.* (2007) investigaram a eficiência do método de redução de escala dinâmica no Modelo Climático Regional, com o Eta/SSiB inserido, em um estudo na América do Norte objetivando entender se o modelo seria capaz de simular características regionais daquela região, principalmente precipitação, para diferentes escalas sob condições de fronteira impostas. Os resultados das simulações indicaram que a escolha do domínio, espaçamento de grade e condições de fronteira foram cruciais para o desempenho do método de redução de escala. Por exemplo, algumas simulações climáticas com medidas de domínios diferentes indicaram que o clima foi sensível a posição da fronteira sul devido sua importância do transporte de umidade através do jato de baixo nível proveniente do sul na precipitação da estação de verão.

QIAN e LAREEF (2010) estudaram o efeito do espaçamento de grade e medida do domínio na qualidade da previsão climática regional usando RegCM3 sobre o sul da Ásia, em particular sobre o Sirilanka, durante o evento de monção de nordeste. No que tange ao espaçamento de grade do modelo eles usaram as resoluções de 100, 50, 25 e 20 km e os resultados relatados mostraram que a resolução de 100 km subestima significativamente a altura da cordilheira central no Sirilanka, de modo que é muito grosseiro para capturar as influências orográficas da chuva e, em contrapartida, as resoluções de 20 a 50 km capturam características de mesoescala advindas da condensação por levantamento dos ventos da monção à barlavento da topografia, além de prever as influências mês a mês da orografia nas chuvas do Sirilanka. No que se refere ao tamanho do domínio eles utilizaram um domínio pequeno ($4^{\circ} - 11^{\circ} \text{ N}$, $76^{\circ} - 85^{\circ} \text{ E}$), de maneira tal que abrangesse apenas os forçantes em torno do Sirilanka, e um domínio grande ($4^{\circ} \text{ S} - 22^{\circ} \text{ N}$, $65^{\circ} - 96^{\circ} \text{ E}$), compreendendo tanto continente como oceano. Os resultados do domínio maior foram mais satisfatórios em detrimento do menor.

BERNIER e BÉLAIR (2012) salientam que como o consumo da energia eólica está aumentando há necessidade de que as previsões de tempo sejam mais eficientes, principalmente da superfície até o topo das turbinas eólicas. Com o intuito de melhorar as previsões de mesoescala da temperatura, temperatura do ponto de orvalho e vento nesta camada eles realizaram dois experimentos, de modo que no primeiro ensaio eles aumentaram consideravelmente a resolução de um modelo de área limitada, com espaçamento de grade de 2,5 km, próximo à superfície para assim aumentar a representação dos perfis nesta camada e, no segundo ensaio eles iniciaram as variáveis

prognósticas, tanto para o continente como para o oceano, através de um modelo de superfície de terreno e de um modelo oceânico regional (ambos de alta resolução). Ambos os experimentos apresentaram melhorias na previsão das variáveis acima mencionadas.

2.2 A IMPORTÂNCIA DAS PARAMETRIZAÇÕES FÍSICAS E CONDIÇÕES DE CONTORNO

Nos anos 90 foram realizados diversos trabalhos com o intuito de validar e ajustar modelos climáticos em escala regional em face de testes de sensibilidade á parametrizações físicas (BOUGEAULT, 1997; GIORGI e SHIELDS, 1999) e condições de contorno (GIORGI e MARINUCCI, 1991).

HOREL *et al.* (1994) utilizaram uma versão modificada do modelo regional NM4 do Centro Nacional para Pesquisas Atmosféricas - National Center for Atmospheric Research (NCAR) dos Estados Unidos da América (EUA) para realizar simulações climáticas para a investigação dos processos que controlam as características da circulação de grande escala sobre a bacia amazônica, focalizando a habilidade do modelo em reproduzir o ciclo diurno e os sistemas de escala sinótica. Os resultados obtidos mostraram que houve problemas na circulação interna do modelo próximo a montanhas (condição de contorno) e na parametrização física do modelo, principalmente, no que tange a precipitação excessiva em regiões próximas aos Andes. Eles acrescentaram que mesmo melhorando as parametrizações, como por exemplo, no transporte vertical de umidade, as simulações continuaram apresentando simulações não realísticas.

Tanajura (1996) mediante o modelo ETA/CPTEC oriundo do National Centers for Environmental Prediction (NCEP), desenvolveu experimentos para as estações de verão (dezembro-janeiro-fevereiro-março) para analisar os principais aspectos desta estação sobre a América do Sul, constatando que o modelo simulou bem a Alta da Bolívia (AB), o jato subtropical e a variabilidade da precipitação de grande escala, contudo subestimou a intensidade da circulação, o que deve ser atribuído a dependência em relação á condição de contorno e de suas próprias parametrizações físicas. De uma forma geral, os resultados

mostraram um bom desempenho do modelo na simulação da distribuição espacial da precipitação com exceção da região amazônica onde se obteve uma superestimativa. Adicionalmente o autor realizou simulações com e sem a presença dos Andes, e os resultados indicam que os Andes desempenham um papel fundamental na organização, em baixos níveis, da distribuição de calor latente da alta da Bolívia. Nas simulações sem a presença dos Andes não foram verificadas precipitações sobre o sul do continente e não houve transporte de umidade da Amazônia para as latitudes altas. Em contrapartida a Zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) foi simulada independentemente dos Andes;

NOBRE *et al.* (2001) utilizaram os modelos ECHAM3 e o RSM (resoluções de 20 e 80km) para simular a estação chuvosa sobre o nordeste do Brasil. A resolução de 20km forçada pelos prognósticos fornecidos pela resolução de 80km. De conformidade com os resultados de ambos os modelos eles notaram que o RSM tem uma destreza melhor que o ECHAM3 para simular a precipitação e que o RSM é bastante preciso em simular a distribuição dos dias sem chuva. No entanto, o RSM com resolução de 80 km apresenta um “bias” menor relativo às observações que o modelo com resolução de 20 km. Em face ao melhor desempenho do RSM de 80 km de resolução os autores sugeriram melhorar o ajuste das parametrizações de convecção e dos processos de superfície do modelo, cruciais para o RSM de resolução de 20 km.

Usando o Regional Spectral Model (RSM), MIRSA *et al.* (2002) realizaram simulações climáticas regionais sobre a América do Sul utilizando o esquema de processos de superfície – Simplified Simple Biosphere (SsiB) e o Control Soil Model (CSM). Os resultados revelaram que não houve vantagens de um esquema em detrimento do outro.

O RCM (Regional Climate Model) da NASA/GISS foi utilizado em vários setores da América do Sul por Druyanand e Fulakeza (2002) para uma análise quantitativa de simulações climáticas sazonais para o período compreendido de março-maio dos anos de 1985 e 1997. As simulações revelaram que embora o modelo regional apresentasse melhor destreza quando comparado com o Modelo de Circulação Geral da Atmosfera, a simulação climática regional foi extensivamente dependente da qualidade das condições fornecidas pelo próprio MCGA e da temperatura da superfície do mar prevista (TSM). A região amazônica exibiu os resultados mais expressivos do ponto de vista estatístico no tocante a

precipitação, em contrapartida a região sul do Brasil apresentou, em geral, correlações inferiores aos valores considerados significativos.

SETH e ROJAS (2003) avaliaram a eficiência do RegCM32 em reproduzir a variabilidade da circulação e precipitação anual sobre a América do Sul por intermédio de comparações de simulações para anos do El Niño de (1983) e La Niña de (1985) o modelo mencionado simulou bem os diferentes padrões e anomalias da circulação em grande escala bem como a precipitação associada. No que tange a influência do tamanho do domínio do modelo eles perceberam que a utilização de um domínio maior, abrangendo a América do Sul Tropical e oceanos adjacentes, permite que a evolução temporal da precipitação se assemelhe mais ao padrão observado.

MIRSA *et al.* (2003) destacaram as dificuldades na previsão sazonal da precipitação sobre a América do Sul durante o verão mediante análises comparativas de simulações climáticas com MCGA (T42L28) e o RSM com 80km de resolução horizontal. Os resultados obtidos através do RSM exibiram uma climatologia mais consistente com as observações que MCGA. Notadamente a resolução introduzida no RSM resolveu os padrões de circulação sobre o altiplano andino. Contudo, o modelo regional não apresentou melhoria significativa da precipitação sobre algumas áreas da região de estudo (extremo norte da América do Sul, nordeste do Brasil e Zona de Convergência Intertropical).

FERNANDEZ (2004) estudou as circulações quase estacionárias (Alta da Bolívia) que se desenvolvem sobre a América do Sul durante o verão e os efeitos das anomalias de grande escala (El Niño 97/98 e La Niña 98/99) com os modelos ETACLIM (Modelo Climático Regional Eta/CPTEC) e o RegCM3 (Regional Climate Model – versão 3) com resolução de 80 Km numa simulação de 10 anos. Ele comparou os resultados oriundos de ambos os modelos e verificou que ambos apresentam desempenhos similares, mesmo apresentando diferenças notáveis com relação à física e dinâmica. Comparando os resultados das simulações da circulação de baixos e altos níveis de ambos os modelos o autor verificou que o ETACLIM apresentou padrões de circulação ligeiramente mais consistentes que o RegCM3, apesar de que o vórtice do Nordeste do Brasil (NEB) simulado pelo ETACLIM ficou mais intenso e deslocado para oeste (continente) que o observado, entretanto o RegCM3 posiciona corretamente o vórtice no leste do NEB e simula a Alta da Bolívia ao Sul de sua posição climatológica e menos intensa que o

observado. Estas peculiaridades afetam diretamente as simulações da distribuição da precipitação fazendo com que os dois modelos tendam a subestimar a precipitação sobre grande parte da América do Sul e superestimar na região dos Andes, contudo estes modelos simularam a variabilidade interanual durante os eventos extremos. No que tange aos campos de temperatura, os resultados evidenciaram que o ETACLIM tende a superestimar os campos enquanto que o RegCM3 a subestimar. O autor atribui as deficiências encontradas aos parâmetros de convecção e processos de superfície e radiação.

JANKOV *et al.* (2007) estudaram o impacto de diferentes parametrizações físicas e suas interações na quantidade de precipitação prevista (QPF) na estação fria na Bacia do Rio America focando melhorar os métodos de QPF através da estimativa dos impactos que vários esquemas de microfísica, esquemas da Camada Limite Planetária (PBL) e métodos de inicialização têm na estação fria, principalmente induzidos orograficamente. O modelo WRF com espaçamento de grade de 3 km foi usado nas simulações e os resultados mostraram que o volume de chuva simulado foi particularmente afetado pelas mudanças nos esquemas da microfísica para ambas as inicializações. Quando a inicialização foi trocada de LAPS para as análises do modelo ETA com espaçamento de grade 40 km a mudança no esquema PBL e os correspondentes termos sinérgicos resultaram em um impacto estatisticamente apreciável no volume de chuva.

ZONG *et al.* (2007) examinou os impactos da turbulência na camada limite planetária, superfície da terra e parametrizações de radiação nas simulações de mesoescala das propriedades da PBL em um ambiente costeiro usando observações de diferentes plataformas e simulações numéricas usando o MM5 durante um período de 10 dias em julho de 2004. Os esquemas de parametrização que eles analisaram são MRF e Eta para a PBL, o modelo simples de solo e o mais sofisticado Noah LSM, enquanto para radiação de ondas longas os autores utilizaram o Duhia e o RTMM. A comparação dos resultados (simulado e observado) da média das variáveis próximo à superfície, radiação, fluxos turbulentos, altura da camada misturada e extensão da inversão durante a manhã, jatos de baixo nível e circulações de brisa do mar-continente indicam que para o ambiente da costa do Golfo e condições típicas de verão, o esquema Eta PBL claramente supera a desempenho do MRF PBL em todos os aspectos. Indicam, ainda, que o esquema de radiação Duhia tende a superestimar a radiação de ondas longas incidente, tendo como

consequência um “bias” quente para a noite e um jato de baixos níveis noturno menos intenso.

HINNERK *et al.* (2009) avaliaram o desempenho do modelo de mesoescala MM5 com uma grade refinada de 3 km aninhada a duas grades de 9 e 27km e um tempo de integração de 18h com diferentes parametrizações sobre a superfície e resoluções verticais para a Baía de Valência. Para este propósito eles usaram duas configurações diferentes do modelo, na primeira configuração, denominada M1, as simulações foram feitas com 34 níveis verticais na coordenada sigma combinado com um modelo de superfície da terra de cinco camadas (5L LSM) e aplicadas para o primeiro semestre de 2006. Na segunda configuração, denominada M2, as simulações foram feitas com 52 níveis na coordenada sigma combinado com o modelo de superfície Noah LSM para a segunda metade de 2006. No total, foram avaliadas 71 previsões com foco nas variáveis meteorológicas à superfície, incluindo vento, pressão, temperatura e temperatura do ponto de orvalho. Os resultados mostraram que as simulações M2 foram melhores para todos os parâmetros, exceto a pressão, apesar de que o “bias” negativo da temperatura, temperatura do ponto de orvalho e vento foi pior. Além disso, análises detalhadas de quatro dias simulados com todas as combinações de resoluções verticais e LSM revelaram que o aumento da resolução vertical é responsável pela melhoria das previsões e que o Noah LSM melhora o desempenho da temperatura, mas reduz a dos outros parâmetros, especialmente para dias com condições de brisa do mar. Além disso, o Noah LSM apresenta um desempenho melhor que o 5L LSM para um dia forçado por mudanças na escala sinótica.

MUKHOPADHYAY *et al.* (2010) objetivando desenvolver uma melhor climatologia da precipitação de monção em modelos climáticos investigaram os impactos de diferentes esquemas convectivos nos erros sistemáticos de uma climatologia de precipitação indiana no WRF. O modelo foi configurado com 45 km e 15 km de resolução e para três esquemas de convecção - Grell-Devenyi (GD), Betts Miller-Janjić (BMJ) e Kain Fritsch (KF) e para o período compreendido entre 01 maio a 31 de outubro (de 2001 a 2007). O modelo é forçado com as condições iniciais e de fronteira do ECMWF-NCEP. A precipitação média de junho-setembro da monção simulada com cada um dos esquemas convectivos foi comparada com as observações. Os resultados desta comparação mostraram que o KF tem um alto “bias” de umidade sobre a região da costa central e oeste

da Índia enquanto o GD mostra o oposto. Entre os três o BMJ está apto a produzir um padrão de monção razoável.

MUKHOPADHYAY *et al.* (2010) na tentativa de obter mais informações a cerca do “bias” sazonal e sua evolução, a função densidade de probabilidade (PDF) de diferentes categorias de taxas de chuva e sua contribuição percentual para o total de chuva da monção foi calculada. Os resultados indicaram que os esquemas BMJ e KF subestimam as taxas de precipitações mais leves e superestimam as categorias de chuva de mais que 10 mm/dia. O GD mostra uma superestimação para taxas de chuvas mais leves e uma subestimação para categorias moderadas da PDF. Os padrões sazonais da evolução da PDF de três categorias da taxa de chuva foram analisados para determinar se os esquemas convectivos mostram algum “bias” sistemático por toda a estação ou se eles têm problemas durante certas fases da monção. Os resultados mostraram que o GD superestima sistematicamente a taxa de chuva moderada por toda estação enquanto que os dois outros esquemas têm problemas nos estágios iniciais. A categoria de chuvas densas é sistematicamente superestimada pelo KF em relação aos outros dois. Para avaliar a contribuição proporcional de cada taxa de chuva para a precipitação total é calculada a contribuição percentual de cada taxa de chuva para o total sazonal, com os resultados indicando que o KF tem um “bias” úmido e o GD tem um “bias” seco na distribuição espaço-temporal na precipitação de monção.

HU *et al.* (2010a) apontam que uma descrição precisa das condições meteorológicas da Camada Limite Planetária é importante para modelagem da poluição de ar e os esquemas de parametrização da PBL desempenham um papel crucial na simulação da Camada Limite Planetária. Diante disto estes autores investigaram a sensibilidade do desempenho do WRF a três diferentes esquemas da PBL [Mellor – Yammada – Janjić (MYJ), Yonsei University (YSU) e o Assymmetric Convective Model, versão 2 (ACM2)]. A comparação dos dados (em superfície e na PBL) observados e simulados com diferentes esquemas pelo WRF (92 conjuntos diários com alta resolução de 36h) sobre o Texas, EUA, no período de julho a setembro de 2005 mostra que as simulações com os esquemas YSU e ACM2 produzem muito menos “bias” que o MYJ. As simulações com o esquema MYJ, o único dos três com esquema de fechamento local, produziu os “bias” mais frios e úmidos na PBL. Os autores afirmam que estas diferenças nos resultados dos esquemas são predominantemente devido a diferenças na intensidade da mistura vertical e entranhamento

do ar acima da PBL e que um teste de sensibilidade com o ACM2 confirma este diagnóstico.

RUIZ *et al.* (2010) testaram o WRF em diferentes configurações sobre a América do Sul para identificar a configuração que apresenta melhor estimativa das variáveis observadas à superfície. Eles calcularam os erros totais, sistemáticos e não sistemáticos para 48 h de previsão inicializada com o Sistema de Assimilação de Dados Globais (GDAS) do NCEP. Os resultados mostraram que não houve nenhuma configuração que melhor representasse todas as variáveis sobre todo o domínio e que os erros sistemáticos para todas as configurações diferiram pouco um dos outros e que tais diferenças, na maioria dos casos, são menores que a variabilidade dia a dia observada. Os melhores resultados, para todo o domínio, foram obtidos através de um “ensemble” médio das rodadas com diferentes parametrizações. De acordo com os autores, as variáveis à superfície são altamente sensíveis a escolha dos modelos de superfície da terra. Os resultados obtidos pelos pesquisadores também revelam que a temperatura é bem representada pelo modelo de superfície Noah LSM, mas a temperatura do ponto de orvalho é mais bem representada pelo modelo de solo utilizado no referido estudo, o qual especifica a umidade do solo baseado na climatologia, o que destaca a necessidade de um melhor entendimento dos processos úmidos em escala sub-grade. Eles adicionalmente encontraram que os erros no vento à superfície diminuem a intensidade do jato de baixos níveis, reduzindo a advecção de calor e umidade sobre o sudeste da América do Sul (SEAS), com “bias” negativo de precipitação sobre o SEAS e “bias” positivo sobre a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Para os autores este padrão de erros sugere “feedbacks” entre erros no campo do vento, precipitação e processos à superfície de maneira que um aumento na precipitação sobre a ZCAS produz uma compensante subsidente no SEAS, culminando com uma estratificação mais estável, menos chuva, menos umidade do solo. De conformidade com os autores, isto é um exemplo claro de como os erros locais estão relacionados à circulação regional e sugere que melhorias do desempenho do modelo requerem não somente melhores parametrizações nos processos sub-grade, mas também melhorias nos modelos regionais.

ISOTTA *et al.* (2011) introduziram um esquema transitório de convecção rasa no modelo de circulação geral ECHAM versão 5 acoplado com o modelo de aerossol HAM (ECHAM5-HAM), de modo que a parametrização da convecção rasa se aplica a fase de

gelo e incorpora uma teoria detalhada da microfísica de momento duplo e, com isso, os processos de formação de gelo e precipitação são dependentes. Eles compararam resultados do desempenho do modelo na versão padrão versus versão considerando o novo esquema de parametrização convectiva para uma simulação de grandes redemoinhos e obtiveram resultados melhores com a teoria introduzida, particularmente pela segunda versão mostrar uma diminuição na frequência da convecção rasa, o que por sua vez é compensado por mais nuvens estratos e estratocumulus, afetando a convecção profunda e, em especial, a de níveis médios de maneira tal que estas mudanças afetam as nuvens de altos níveis.

2.3 OS MODELOS METEOROLÓGICOS ACOPLADOS A MODELOS DE QUALIDADE DO AR

PIELKE e ULIAZ (1998) abordaram o uso de modelos meteorológicos como “input” para modelos de qualidade do ar, enfatizando e discutindo a importância de variáveis meteorológica no contexto da química e da dispersão da poluição de ar. Eles definiram as escalas sinóticas, mesoescala e turbulenta em relação à diluição da poluição e descreveram os efeitos da variabilidade espacial, por exemplo, a baroclinidade sinótica, as características propagantes de mesoescala e escala sinótica e circulações atmosféricas forçadas pela superfície. Além disso, a variabilidade temporal resultante dos efeitos diurnos e sazonais foi discutida e exemplos apresentados. Uma das conclusões desses pesquisadores é que algumas agências responsáveis não têm suficientemente vantagem dos campos de vento e turbulência derivados de modelos meteorológicos regionais e de mesoescala, não usam os limites na precisão destes modelos para prover um limite superior para a destreza dos modelos de qualidade de ar.

TITOV *et al.* (2006) avaliaram o desempenho do modelo meteorológico MM5 em conjunção com o modelo de dispersão tridimensional Lagrangiano/Euleriano CAMX4 aplicado a cidade de Christchurch, Nova Zelândia, a qual sofre uma alta concentração de

poluição por ar particulado durante os episódios de inverno, em um ambiente dominado por circulações de ar local. Os resultados obtidos demonstraram que o acoplamento do modelo meteorológico com o modelo de dispersão do ar está apto a simular a meteorologia da camada superficial e a distribuição espacial de PM_{10} com bom grau de concordância.

BORGE *et al.* (2008) realizaram uma análise de sensibilidade abrangente do modelo WRF para aplicações da qualidade do ar sobre a Península Ibérica. De acordo com estes autores, os “inputs” meteorológicos desempenham uma importância vital na modelagem da qualidade do ar regional. Neste estudo, mais de 23 configurações alternativas do modelo, incluindo os esquemas da Camada Limite Planetária, Microfísica, modelos da Superfície-Solo, esquemas de Radiação, Temperatura da Superfície do Mar e Assimilação de Dados em Quatro Dimensões em um domínio de resolução espacial de 3 km. Os resultados do modelo para as variáveis meteorológicas mais importantes foram obtidas através de uma série de estatísticas comuns. Das análises de sensibilidade, a configuração que apresentou os melhores resultados em detrimento da escolha da Microfísica e aliada com outras configurações relevantes foi testada, produzindo melhores resultados dos campos, ao nível da superfície, de temperatura, vento, umidade que as outras configurações para dois episódios simulados.

HU *et al.* (2010) compararam previsões de modelos de qualidade do ar particulado usando meteorologia prognóstica versus diagnóstica na Califórnia Central. As comparações foram feitas entre três conjuntos de campos meteorológicos usados para as previsões da qualidade do ar relatadas no Estudo da Qualidade de Ar Particulado Regional da Califórnia inerentes aos episódios de inverno (de 15 de dezembro de 2000 a 6 de janeiro de 2001). O primeiro conjunto de campos foi interpolado das observações, usando um método de análise objetiva, o segundo conjunto de campos foi gerado usando o modelo prognóstico WRF sem assimilação de dados e o terceiro conjunto foi obtido usando o modelo prognóstico WRF com assimilação de dados em quatro dimensões. O modelo de qualidade do ar UCD/CIT foi alimentado com cada conjunto de dados para prever as concentrações de matéria particulada suspensa no ar e espécies de gases na Califórnia Central. Os resultados mostraram que o WRF sem assimilação de dados superestima a velocidade do vento a superfície em cerca de 30% em média e conseqüentemente subestima todos os PM e espécies de gases, exceto o sulfeto ($S(VI)$) e ozônio (O_3). O modelo WRF com assimilação de dados melhora a concordância entre os valores do vento

e da temperatura previstos e observados e, por conseguinte, melhora as previsões do modelo de qualidade do ar. Contudo, os resultados dos campos meteorológicos diagnósticos produziram previsões mais precisas no modelo de qualidade do ar que ambas as versões do WRF.

PEARCE *et al.* (2011) com o objetivo de investigar a magnitude e a natureza na qual as concentrações de poluentes de ar diários respondem as medidas de meteorologia em escala local em Melbourne, Austrália, quantificaram a influência da meteorologia local na qualidade do ar usando modelos aditivos generalizados. Os autores apresentaram a resposta estimada das concentrações de ar poluído na Austrália em resposta à meteorologia em escala local e avaliaram as relações meteorológicas e poluentes após ajuste por tendências de longo prazo de sazonalidade, emissões semanais, variação espacial e persistência temporal usando o sistema de modelos aditivos generalizados (GAMS). Os resultados, de uma forma geral, apontaram que a concordância de variáveis meteorológicas nos modelos explicam 26.3% da variância no O₃, 21.1% em PM₁₀ e 26.7% em NO₂. Para eles, estes resultados indicam que a relação entre os poluentes e fatores meteorológicos em escala local é um forte propulsor da qualidade de ar em Melbourne. As análises de plotagens de resíduos parcial mostraram que mudanças na temperatura, especialmente quando acima de 35° C, resultam em respostas amplamente positivas para o O₃ (150%), PM₁₀ (150%) e NO₂ (120%). Os autores argumentam que outras variáveis como a altura da camada limite planetária, vento, pressão de vapor d'água, precipitação, radiação e pressão ao nível médio do mar, mostraram alguma importância para um ou dois poluentes, mas seus impactos nos modelos foram menos pronunciados.

APPEL *et al.* (2010) descreveram os detalhes da Ferramenta de Avaliação do Modelo Atmosférico v1. 1 (AMET) desenvolvido pela Divisão de Análise e Modelagem Atmosférica (AMAD) da Agência de Proteção Ambiental (EPA). Esta ferramenta foi desenvolvida para avaliar o desempenho dos “outputs” dos modelos meteorológicos Previsão e Pesquisa do Tempo (WRF) e do Modelo de Mesoescala Geral, versão 5 (MM5) e depois foi estendida para avaliar os dados de “output” do modelo da Comunidade Multi-Escala da Qualidade do Ar (CMAQ). Segundo os autores, esta ferramenta pode ser facilmente modificada para trabalhar com dados de “output” de outros modelos meteorológicos e de qualidade de ar.

CAPÍTULO III

METODOLOGIA, DADOS E DESCRIÇÃO COMPUTACIONAL

3.1 METODOLOGIA E DADOS

Este trabalho seguiu diversas etapas, a primeira consistiu em instalar as ferramentas computacionais necessárias para a execução do modelo Regional ETA. Assim foi necessária a instalação do Sistema Operacional Linux e do compilador Fortran pgf90 da portland para Linux, além de algumas bibliotecas computacionais para manipulação de dados em formato grib e Netcdf e do software GrADS para visualização e geração dos outputs do pós-processamento oriundos do modelo.

Na segunda etapa, o modelo ETA foi instalado e executado com resolução horizontal de 12 km no modo previsão, abrangendo o Nordeste do Brasil e Oceano Atlântico adjacente, como pode ser visualizado através da Fig. 3.1. A discretização espaço – temporal e posicionamento central da grade são fornecidos ao modelo através de um arquivo de configuração conforme resumido abaixo:

IM=89 (Número de pontos em X); JM=151 (Número de pontos em Y); LM= 38 (Número de pontos em Z); LSM = 30 (Número de níveis); Fct = 72 (Número de horas da previsão); Intfct = 20 (Frequência de saída); Lon = -36,5 (longitude do ponto central); Lat = -8,0 (latitude do ponto central).

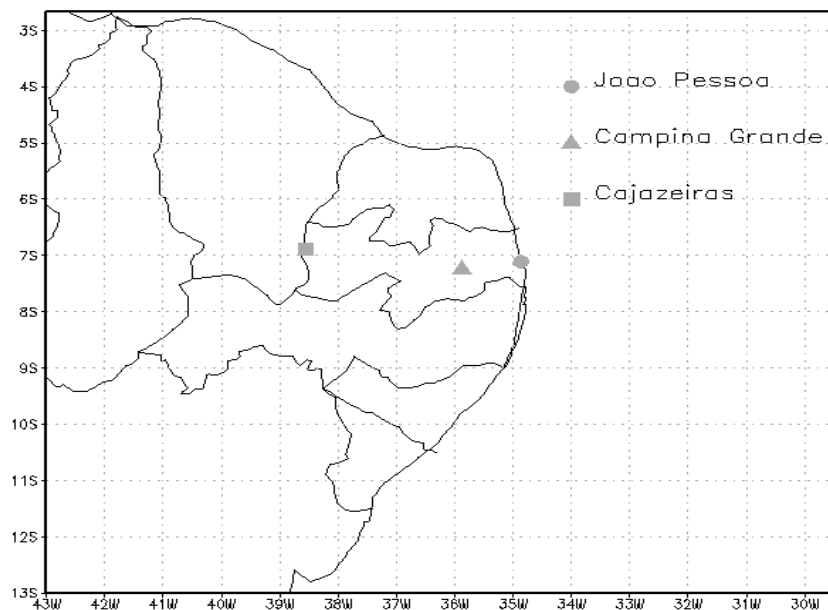


Figura 3.1: Domínio do Modelo Regional ETA com a delimitação dos estados nordestinos e localização das cidades objetos do estudo

Neste estágio também ficou definido que a parametrização convectiva de Betts-Miller-Janjic (BMJ) seria a escolhida para tratar do problema da convecção rasa e profunda, pois apesar dela apresentar diversas vantagens em relação a outros esquemas de convecção, não leva em consideração as correntes descendentes frias abaixo da base da nuvem, portanto por hipótese esperava-se que os perfis de temperatura, umidade e vento em baixos níveis sejam afetados por esta limitação em situações onde o modelo aciona a parametrização BMJ.

Uma vez delimitada a área de abrangência do modelo, sua resolução e o objeto de estudo, no terceiro momento o ETA – 12km foi executado com as condições de contorno do ETA – 40km provenientes do Centro de Previsão e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Adicionalmente, Selecionou-se então, um caso onde modelo acionou a parametrização convectiva profunda (19 a 22 de maio de 2011) e outro onde não houve precipitação convectiva (28 a 31 de julho de 2010) para as cidades de João Pessoa, Campina Grande e Cajazeiras. A escolha do estado da Paraíba é justificada em razão da escassez de trabalhos na literatura científica envolvendo o tema

proposto neste artigo para a Paraíba, portanto almeja-se também estimular pesquisadores a abordarem este assunto. Em especial, a opção pelas cidades mencionadas acima se deve as peculiaridades geográficas que elas apresentam dentro do estado, como pode ser evidenciado a seguir.

A cidade de João Pessoa localiza-se na porção mais oriental das Américas, com altitude média em relação ao nível do mar de 37 m. Foi considerada a segunda capital mais verde do mundo pela ECO-92, possuindo, dentro da própria cidade, duas grandes reservas de Mata Atlântica que contribuem para a mitigação do avanço da poluição. O clima da cidade é quente e úmido do tipo intertropical, com temperaturas médias anuais de 26° C. A média anual de umidade relativa do ar é de 80%, sendo que entre os meses de maio a julho (época de chuvas), o índice atinge o máximo de 87%, enquanto que no período mais seco a umidade relativa do ar é reduzida para 68% (JOÃO PESSOA. In: WIKIPÉDIA, a enciclopédia livre. Flórida: Wikimedia Foundation, 2012. Disponível em: <http://pt.wikipedia.org/wiki/João_Pessoa> Acesso em: 6 nov. 2012).

A cidade de Campina Grande situa-se na microregião do agreste da Borborema, entre o litoral e o sertão, distante aproximadamente 130 km da capital do estado, a uma altitude de aproximadamente 550 metros acima do nível médio do mar, na região oriental do Planalto da Borborema (região mais alta do relevo). A sua posição orográfica favorece a um clima ameno e agradável em todos os meses do ano, de modo que a temperatura média anual oscila em torno de 22 ° C, podendo atingir 30° C nos dias mais quentes e 15 ° C nas noites mais frias do ano enquanto que a umidade relativa do ar, na área urbana, varia entre 75 a 83% (CAMPINA GRANDE. In: WIKIPÉDIA, a enciclopédia livre. Flórida: Wikimedia Foundation, 2012. Disponível em: <http://pt.wikipedia.org/wiki/Campina_Grande> Acesso em: 6 nov. 2012).

Por outro lado, a cidade de Cajazeiras situa-se na extremidade ocidental do estado da Paraíba, mais precisamente na mesoregião do sertão paraibano, distante cerca de 480 km de João Pessoa, a uma altitude de aproximadamente 298 metros acima do nível médio do mar. O seu clima é Semiárido, quente e seco, com elevadas temperaturas durante o dia e temperaturas mais amenas durante a noite. As temperaturas médias na cidade variam entre 26 e 30° C. No mês mais frio, junho, a cidade apresenta uma temperatura média de 23,35° C e no mês mais quente, novembro, uma média de 27,25° C (CAJAZEIRAS. In:

WIKIPÉDIA, a enciclopédia livre. Flórida: Wikimedia Foundation, 2012. Disponível em: <<http://pt.wikipedia.org/wiki/Cajazeiras>> Acesso em: 6 nov. 2012).

Na última etapa, as séries temporais de temperatura, umidade e vento, para vários níveis de pressão, produzidas pelo modelo, foram comparadas com as respectivas séries temporais das análises provenientes do ERA-INTERIM pertencente ao ECMWF com resolução horizontal de aproximadamente $0,75^\circ$ e horários sinóticos, para o período de estudo supracitado.

O projeto ERA-INTERIM é projeto mais recente envolvendo reanálises atmosféricas do globo terrestre produzido através do Centro Europeu de Previsão do Tempo de Médio Prazo (ECMWF) para substituir o antigo projeto ERA-40, destacando-se por uma melhor representação do ciclo hidrológico, da qualidade da circulação estratosférica e consistência temporal nos campos geofísicos obtidos de reanálise. Além disso, em termos técnicos o ERA-INTERIM permite uma melhor seleção dos dados, controle de qualidade, correções de erros e monitoramento de desempenho. Os dados das análises são obtidos combinando dados de previsão de curto prazo com dados de observações a fim de obter a melhor combinação de ambos.

É importante destacar ainda que os arquivos de dados, obtidos das análises do ERA-INTERIM, de temperatura, umidade e vento, em seu formato original (Netcdf), estão dispostos verticalmente na ordem crescente de níveis de pressão e, portanto, foi necessário inverter esta ordem a fim de comparar com os dados do output do modelo que estão escritos em ordem decrescente.

3.2 BREVE DESCRIÇÃO DOS SOFTWARES E LINGUAGENS DE PROGRAMAÇÃO USADOS PARA MANIPULAÇÃO DOS DADOS DE OUTPUT DO ETA

3.2.1 DESCRIÇÃO DO SOFTWARE GRADS¹

O Sistema de Exibição e Análises de Grades é uma ferramenta de desktop interativo que é usado para fácil acesso, manipulação e visualização de dados da Ciência da Terra. O formato dos dados pode ser tanto binário - GRIB, NetCDF ou HDF-SDS (Scientific Data Sets). O GrADS é implementado em todo o globo em uma variedade de sistemas operacionais comumente usados e é distribuído livremente pela Internet. Ele usa um ambiente em 4 dimensões: Longitude, latitude, nível vertical e tempo. O conjunto de dados é colocado dentro do espaço quadri-dimensional pelo uso do arquivo descritor de dados. Esta ferramenta interpreta dados de estação e dados em pontos de grade, sendo que as grades podem ser regular, não linearmente espaçada, gaussianas ou de resolução variável.

Os dados de diferentes arquivos podem ser graficamente sobrepostos, com registro de espaço e tempo corretos. As operações são executadas por digitar expressões semelhantes ao FORTRAN na linha de comando. Uma rica biblioteca de funções é provida, mas o usuário poderá também adicionar suas próprias como rotinas externas escritas em algum programa de linguagem. Os dados podem ser mostrados usando uma variedade de técnicas gráficas: Gráficos de barras e linhas, plotagem de espalhamento, contornos suavizados, contornos sombreados, linhas de corrente, vetores vento, caixa de grades, caixas de grades hachurradas e plotagem de modelo de estação. A impressão dos arquivos pode ser em formato de imagem ou PostScript.

O GrADS prover padrões geofisicamente intuitivos, mas o usuário tem a opção de controlar todos os aspectos da saída gráfica. O GrADS tem uma interface programável (linguagem de script) que permite sofisticadas análises e exibição. O GrADS pode rodar em modo batch e o uso dos scripts de linguagem facilita a execução de tarefas por longo tempo durante a noite.

¹ Disponível em: <<http://www.iges.org/grads/>>. Acesso em 8 de set 2012

3.2.2 DESCRIÇÃO DA LINGUAGEM BASH

Bash ou Bourne Again Shell é o ambiente de programação mais comumente usado no Linux. Cada programador Linux, uma vez ou outra durante o dia, usa o Shell Bash como parte do seu trabalho. Escrever scripts com Bash também pode ser uma parte-chave do desenvolvimento de negócios: scripts de shell são apropriados de forma singular para gerenciar fluxos de processos, agendarem serviços e automatizar tarefas da empresa².

3.2.3 DESCRIÇÃO DA LINGUAGEM FORTRAN

A linguagem FORTRAN foi a primeira linguagem de programação de alto nível a ser proposta (surgiu em 1956). Foi sugerida visando à resolução de problemas da área científica, através do uso de computadores. Seu nome é uma composição de FORmula TRANslation. É uma das linguagens mais difundidas no meio técnico-científico, tendo sido ao longo do tempo aprimorada, constituindo as diversas versões disponíveis. Uma das mais recentes é o Fortran -95. Os computadores atuais são incrivelmente rápidos e podem executar Conjuntos de instruções extremamente complexos, porém eles são apenas máquinas. O que todo computador pode realmente fazer é seguir ordens muito simples, as quais foram cuidadosamente consideradas e refletidas por um programador e escritas em uma linguagem de programação, como o Fortran³.

3.2.4 INSTALAÇÃO DO COMPILADOR FORTRAN DA PORTLAND

O compilador em linguagem computacional Fortran foi obtido através do endereço eletrônico (<http://www.pgroup.com>). Neste site é necessário que o usuário faça um

² Disponível em <<http://www.litec.com.br/produto/490-scripts-de-shell-linux-com-bash>>. Acesso em: 8 set 2012

³ Disponível em <http://www.master.iag.usp.br/ensino/curso_fortran_2004.pdf>. Acesso em: 8 set 2012

cadastro para se habilitar ao acesso ao download do compilador. Uma vez que o usuário tenha se registrado ele recebe, via email, uma senha que o permite baixar o compilador Fortran. Para instalar o computador deve-se seguir o manual de instalação contido no pacote do compilador.

3.2.5 INSTALAÇÃO DO GRADS

O GrADS foi obtido gratuitamente através do endereço eletrônico (<http://www.iges.org/grads>), sem a necessidade de qualquer registro por parte do usuário. Neste site há diversas versões do GrADS, cabendo ao usuário baixar a versão adequada para sua distribuição Linux. Dado que o usuário tenha baixado a versão do GrADS que se adequa a sua distribuição Linux, ele faz a instalação seguindo a documentação de instalação contida na página supracitada.

Nota: Uma vez que foi executada a instalação do GrADS e do compilador fortran, verificou-se que a versão linux não contemplava os comandos compress e uncompress, neste caso, foi feito um link simbólico desses comandos para gzip e gunzip respectivamente, solucionando, desse modo, o problema.

3.2.6 INSTALAÇÃO DO ETA

O Modelo ETA foi obtido e configurado gratuitamente junto ao CPTEC. Para instalar o modelo foi necessário extrair o conteúdo com o comando `tarworketa.tar` no diretório de preferência do usuário. A partir daí seguiu-se os seguintes passos:

1. Compilar as bibliotecas em `Worketa/libraries` executando o arquivo `make_all_libs`, este executável deverá gerar os arquivos: `worketa/libraries/dummy_MPI/libmpi.a`, `bacio`, `w3lib`, `iplib` e `burflib` no diretório `worketa/libraries`.
2. Acessar o caminho `worketa/dprep/install` e executar o arquivo `build_dprep`. A execução desse arquivo deverá gerar 6 executáveis no diretório `worketa/dprep/exe`,

nominados por dgeta2model_gbl.exe, dgeta2model.exe, dgeta2model_221_tile.exe, dgrean.exe, dgetacpt.exe e dgetamodel_wafs.exe.

3. Editar o arquivo (/worketa/eta/grb/gribeta_tmpl) e colocar o caminho do utilitário gribmap, contido no pacote de instalação do GrADS.

3.2.7 CONFIGURAÇÃO DO ETA

Em worketa/eta/install acessou-se o arquivo set_parmeta.orig e fez-se uma cópia para set_parmeta_imXjmXlm , onde im, jm e lm são os números de pontos na direção X(lon), Y(lat) e Z(vetical). Em seguida editou-se o novo arquivo a partir da linha 16 e configurou-o da seguinte maneira:

IM=89 (Número de pontos em X)

JM=151 (Número de pontos em Y)

LM=38 (Número de pontos em Z)

LSM=30 (Número de níveis)

Res=12 (Resolução do modelo em km)

Fct=72 (Número de horas da previsão)

Intfct=20 (Frequência de saída)

Lon=-36.5 (longitude do ponto central)

Lat=-8 (latitude do ponto central)

LabRod=les (nome do experimento, o qual é anexado ao nome do arquivo de saída)

Slope=.true. (Usa a coordenada vertical refinada)

Postout=latlonnpack (saída em latlon)

InitBC=6 (frequência de atualização das bordas)

Em seguida, fez-se necessário executar o script buildall passando como argumento imXjmXlm = nome do experimento, esta execução, por sua vez, é responsável por criar um subdiretório com este mesmo nome, o qual contém vários subdiretórios com estrutura independente.

3.2.8 PÓS – PROCESSAMENTO DO ETA

Para a visualização dos dados gerados pelo modelo através do software GrADS, editou-se o arquivo cntrl.parm_NOPACK e CTLTEMPLATE, ambos no diretório (/woketa/eta/imXjmXlm). No que se refere ao arquivo cntrl.parm_NOPACK, os parâmetros foram configurados da seguinte maneira:

IMOUT = 113 (Número de pontos em X)

JMOUT = 87 (Número de pontos em Y)

POLEJ = 43 (longitude mais a oeste em valor absoluto)

ALONVNT = -13 (Latitude mais ao sul)

POLEI = 0.12 (Resolução do modelo em graus)

XMESHL= 0.12 (Resolução do modelo em graus)

Os valores de IMOUT e JMOUT são obtidos através da execução do programa cornes. f90, contido no pacote de instalação do modelo.

No arquivo CTLTEMPLATE substitui-se:

Ptsx por 113 (Número de pontos em X);

Ptsy por 87 (Número de pontos em X);

xx por -43 (longitude mais a oeste);

yy por -13 (Latitude mais ao sul);

Além desses arquivos fez-se necessário editar o arquivo Índice_Temp.ksh em (worketa/eta/imXjmXlm/scripts), substituindo os valores de im por 113, jm por 87, lati por -13 e loni por -43.

3.2.9 EXECUÇÃO

Para executar o modelo deve-se acessar o diretório worketa/eta/imXjmXlm/scripts e digitar no prompt de comando ./start.kshyyyymmddhh, onde yyyy=ano (4 dígitos) e hh=hora (2 dígitos) é a data da condição inicial.

CAPÍTULO IV

PROBLEMA FÍSICO

4.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo é explorado o problema físico inerente ao impacto da parametrização da convecção cumulus em modelos numéricos de previsão de tempo. Toda a discussão que segue neste capítulo foi adaptada do Módulo COMET. A ênfase é dedicada ao esquema de parametrização convectiva de Bettes-Miller-Janjic (BMJ), pois é a parametrização a ser utilizada no modelo ETA, objeto de estudo deste trabalho.

4.2 O PROCESSO DE PARAMETRIZAR

Seguindo o módulo de treinamento em Fundamentos de Modelos (METED/COMET cited 2012) há diversos processos físicos na natureza que não podem ser previstos diretamente pelas equações governantes de um dado modelo numérico de previsão do tempo (MNPT) e que maneira pela qual um MNPT leva em consideração estes processos é denominada de parametrização. Para tornar mais clara esta idéia imagine um escoamento local complexo, em escala menor que a grade do modelo, sobre uma variedade de superfícies, de modo que o atrito é mais acentuado sobre altas árvores, muito menor sobre áreas abertas e ainda origina “eddies” turbulentos em meio a obstáculos em áreas

urbanas. Este escoamento, termo (F) nas equações de vento do modelo, é resolvido via parametrização e a eficiência da parametrização condiciona a qualidade da previsão.

No sistema Terra-Atmosfera há muitos processos e parâmetros que independentemente da resolução do modelo e do tipo de modelo (ponto de grade ou espectral) necessitam ser parametrizados em razão de desempenhar um papel fundamental na representatividade mais real das variáveis de previsão de um modelo numérico. A Figura 4.2, extraída do Programa COMET, ilustra 20 entidades, entre parâmetros e processos, que são tipicamente parametrizados.

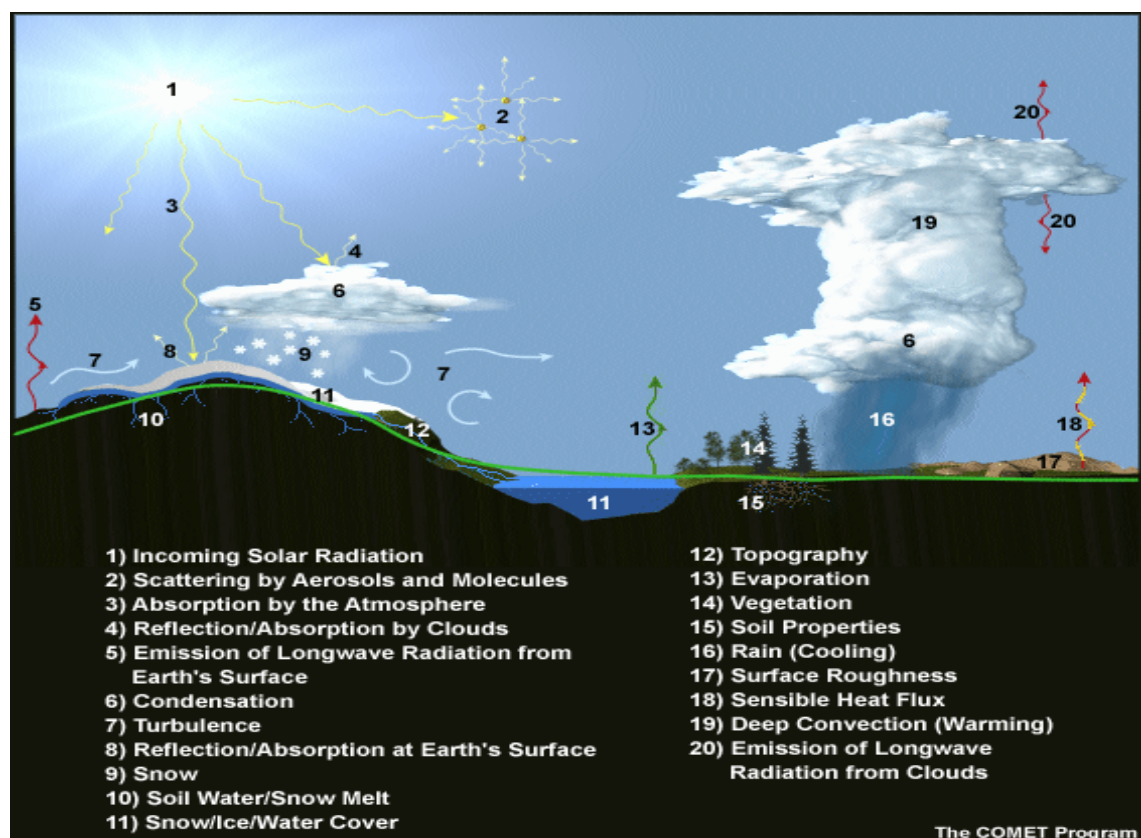


Figura 4.2: Processos e parâmetros tipicamente parametrizados (Fonte: Programa COMET)

Note-se na Figura 4.2 que todos os processos estão concentrados na interface do sistema Terra- Atmosfera e na troposfera, com a radiação solar sendo a principal fonte de calor. Esta também é a região que concentra a maior quantidade de massa da atmosfera,

incluindo vapor d'água e aerossóis, que são os principais responsáveis pela formação das gotículas de água. Isto justifica a maior resolução vertical dos modelos atmosféricos nos primeiros níveis da atmosfera.

4.3 OS PROCESSOS CONVECTIVOS

De conformidade com o módulo de treinamento intitulado Como os Modelos Precipitação e Nuvens (METED/COMET cited 2012) os processos convectivos, desempenham uma importância fundamental na redistribuição de calor e umidade da atmosfera, afetando as variáveis de previsão de grande escala e reduzindo a instabilidade atmosférica. Além disso, em oposição à parametrização da microfísica, a parametrização convectiva ao reduzir a instabilidade termodinâmica evita que os esquemas da microfísica criem convecção de grande escala irreal e aumentem a atividade de ciclogênese em baixos níveis. Este resultado é alcançado pelo fato que a parametrização convectiva remove ar quente diabaticamente da baixa troposfera para os níveis superiores e ar frio resultante da evaporação em níveis médios para baixa troposfera. Com isso, a corrente de ar subsidente para o ambiente é aquecida abaixo do topo das nuvens convectivas. A curva azul da Figura 4.3 exibe este resultado, mas em razão da convecção não ocorrer em toda a grade, a curva verde na figura, para uma porção da grade, é mais realista.

Ainda, de conformidade com o módulo supracitado, para um modelo de alta resolução simular explicitamente e de uma maneira confiável a convecção, faz-se necessário que o modelo tenha uma boa destreza em resolver a convergência e os movimentos verticais ascendentes, dado que a atmosfera sofre um processo de umedecimento nas camadas inferiores e depois as camadas superiores advectam umidade para cima através dos movimentos verticais ascendentes em escala de grade. Este umedecimento força os esquemas de microfísica a criarem precipitação. Como a resolução do modelo é alta, a área coberta por uma caixa de grade do modelo diminui e assim a velocidade vertical prevista aumenta, contribuindo para um perfil vertical de aquecimento mais realístico e numa melhoria na qualidade da previsão.

Contudo, de acordo com o módulo supracitado, a abstinência de um esquema de parametrização convectiva em modelos de baixa resolução (são caracterizados por velocidades verticais previstas muito inferiores as correntes convectivas ascendentes), o que repercute no fato da umidade ser conduzida para as camadas superiores de uma forma mais lenta, o que por sua vez, acarreta no fato da microfísica liberar calor latente durante um intervalo de tempo maior, principalmente na baixa troposfera. A curva vermelha na Figura 4.3 retrata este comportamento.

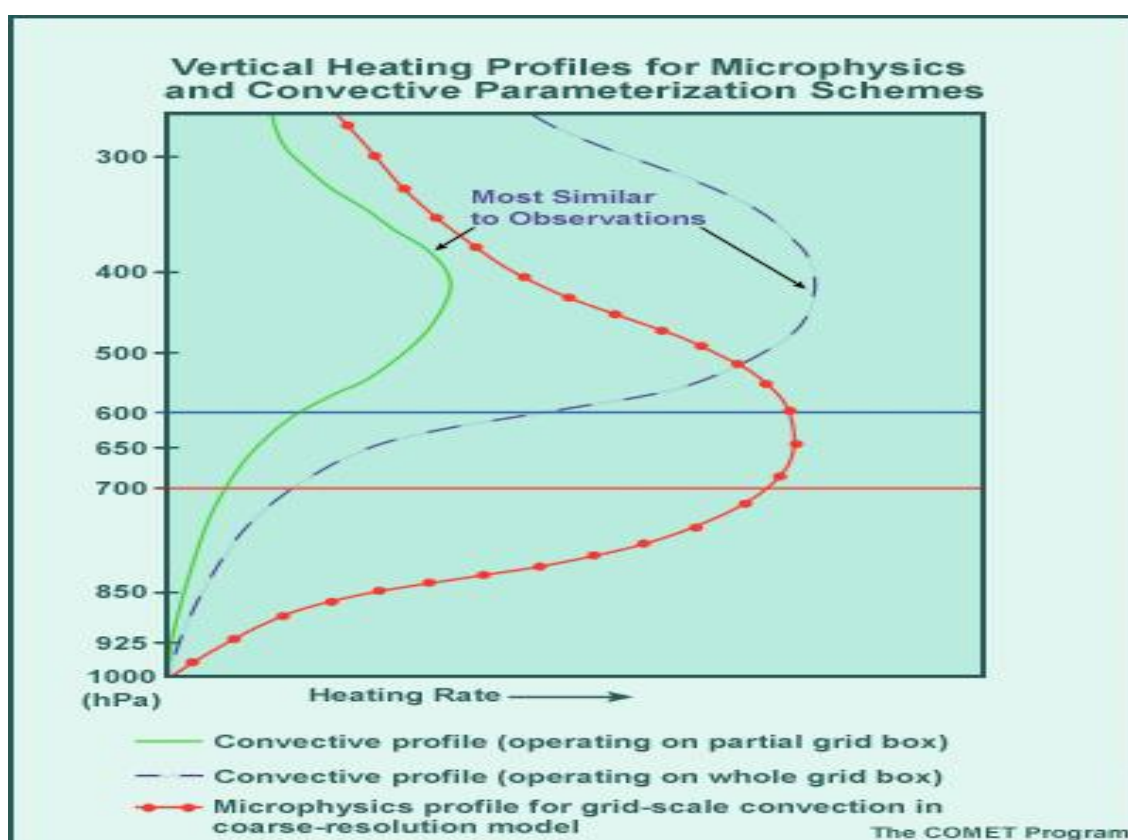


Figura 4.3: Perfis de aquecimento Vertical para as parametrizações da Microfísica e da Convecção (Fonte: Programa COMET)

Observa-se que a forma das curvas azul e verde se assemelha mais as observações da atmosfera real. Além disso, os perfis de aquecimento oriundos da parametrização convectiva (curvas azul e verde) exibem picos de aquecimento de médio a altos níveis troposféricos enquanto que para convecção gerada pela microfísica (curva vermelha) os picos de aquecimento se concentram em médios e baixos níveis. Como consequência, visto

que a ciclogênese tende a ocorrer onde há picos de aquecimento, a convecção causada pela microfísica origina ciclogênese de baixos níveis, aumentando a convergência de baixos níveis, o que intensifica o aquecimento por liberação de calor latente e a ciclogênese, enquanto que a parametrização convectiva cria ciclogênese menos intensa em níveis médios.

É interessante destacar que se a região de intensa liberação de calor latente e precipitação se ampliarem, a perturbação criada pode torna-se dinamicamente balanceada e duradoura, o que é típico de um ciclone sinótico, salvo que ele tenha um núcleo mais quente em baixos níveis, com isso a qualidade da previsão do tempo é enormemente afetada. Este fato também reforça a importância fundamental dos esquemas de parametrização convectiva inseridos nos MNPT e adicionalmente implica que a parametrização convectiva deve agir antes que a microfísica tente formar convecção em escala de grade como pode ser evidenciado no módulo de treinamento em Como os Modelos Produzem Precipitação e Nuvem (METED/COMET cited 2012).

Há diversos esquemas de parametrização convectiva introduzidos nos MNPT, variando em grau de complexidade, cada um apresentando suas vantagens e desvantagens. Neste trabalho a ênfase é dada ao impacto que a parametrização convectiva de Bettes-Miller-Janjic (BMJ) inserida no modelo numérico de previsão do tempo, ETA, provoca nas previsões de temperatura e umidade, visto que esta parametrização convectiva não leva em consideração as mudanças abaixo da base das nuvens em decorrência da convecção. A próxima seção destaca este esquema de parametrização convectiva e a seção subsequente, a título de informação, considera a parametrização convectiva de Kain-Fritsch (KF).

4.4 ESQUEMA DE PARAMETRIZAÇÃO DE BETTS – MILLER - JANJIC

Segundo o módulo de treinamento em Como os Modelos Produzem Precipitação e Nuvem (METED/COMET cited 2012) segue este esquema de parametrização caracterizado por ajustar as sondagens originais na direção de um perfil de referência pós-

convectivo, pré-determinado da climatologia. Este perfil climatológico é definido pelos pontos na base da nuvem, no nível de congelamento e no topo da nuvem. Isto possibilita que diferentes perfis possam ser construídos e utilizados de acordo com as condições de tempo prevalecente em dada região. Para disparar a convecção no modelo é preciso que haja, no mínimo, alguma energia potencial disponível para convecção, uma profundidade de nuvem convectiva excedendo um valor crítico e sondagens ativas de umidade.

Como pode ser visto através da Figura 4.4a, comparando-se a sondagem inicial da temperatura (curva vermelha) e temperatura do ponto de orvalho (curva verde) com a sondagem de referência, representada através da curva azul adjacente a curva vermelha para temperatura climatológica e da outra curva azul adjacente a curva verde para temperatura do ponto de orvalho climatológica, nota-se uma diferença de água precipitável e aquecimento ou resfriamento líquido entre a sondagem inicial e a climatológica. A extremidade direita desta figura revela de forma conceitual o teor de umidade na atmosfera para ambas as sondagens, de forma que os cilindros dispostos na extremidade inferior, preenchidos com a cor verde representam a quantidade de água precipitável.

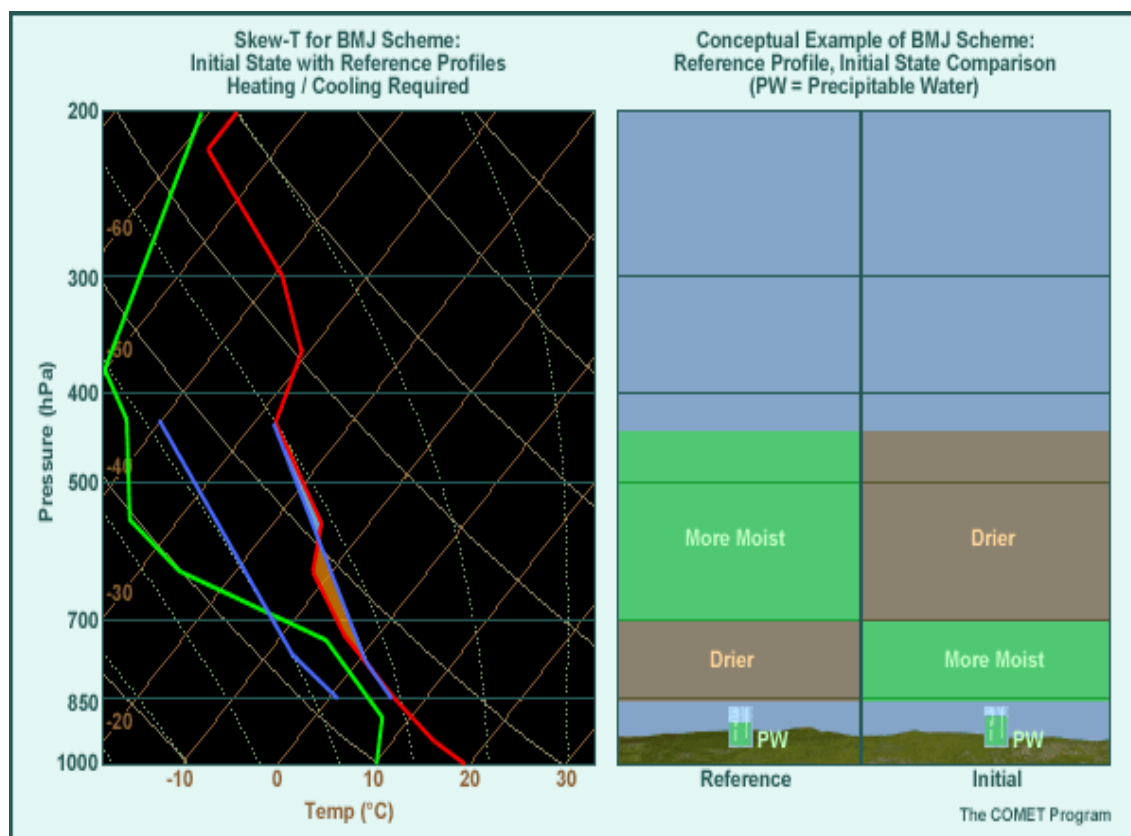


Figura 4.4a: Sondagem inicial (curvas verde e vermelha) e de referência (curvas azuis) usadas no esquema BMJ, à esquerda. Exemplo conceitual à direita (Fonte: Programa COMET)

Embasando-se, ainda, no módulo intitulado Como os Modelos Produzem Precipitação e Nuvem (METED/COMET cited 2012) tem-se que uma vez ativado, o esquema BMJ modifica o perfil de referência de modo que o calor latente liberado seja igual ao aquecimento líquido na sondagem, além disso, o calor latente produzido no processo de condensação da água contida no ar deverá ser consistente com o aquecimento líquido no perfil da temperatura. A precipitação convectiva produzida é o resultado da diferença entre a água precipitável na sondagem original e a sondagem de referência.

Seguindo as argumentações do módulo de treinamento anteriormente mencionado, no tocante a grande escala, não há uma ligação direta com este esquema de parametrização, pois o BMJ libera instabilidade em qualquer lugar onde a umidade é suficiente, contudo a intermediação ocorre de uma forma indireta, dado que a grande escala governa a profundidade da umidade e instabilidade através dos processos de advecção horizontal e vertical.

A Figura 4.4b exibe o estado final ajustado pelo esquema BMJ com um exemplo conceitual à direita. Na figura, pode ser observado que abaixo da base da nuvem (850hPa) os perfis de temperatura e umidade não são afetados pelo esquema de parametrização convectiva, pois o BMJ não considera as correntes descendentes de ar frio para os baixos níveis. Adicionalmente, a figura revela que outros processos não convectivos, como redução da radiação solar que atinge a superfície ou esfriamento evaporativo da precipitação do modelo possam agir no sentido de diminuir a temperatura nos baixos níveis.

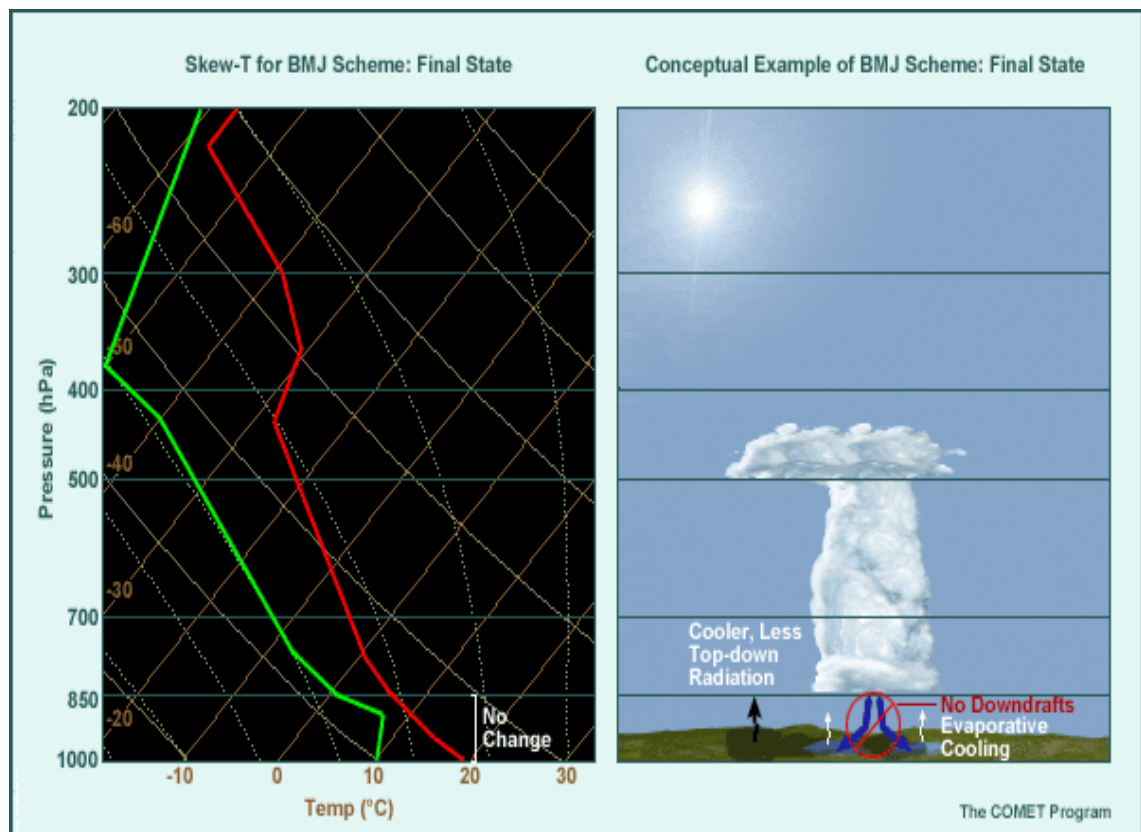


Figura 4.4b: Sondagem do estado final pelo BMJ (à esquerda) com exemplo conceitual (à direita) (FONTE: Programa COMET)

Desse modo, balizando-se em Como Os Modelos Produzem Nuvem e Precipitação (METED/COMET cited 2012) nota-se que esquema BMJ se consolida como uma boa parametrização convectiva por ser o esquema mais eficiente em tratar convecção intensa e

evitar que o esquema da microfísica tente criar convecção, roda rapidamente sem requerer muitos recursos computacionais, dentre outros fatores que o qualificam.

4.5 ESQUEMA DE PARAMETRIZAÇÃO CONVECTIVA DE KAIN – FRITSCH

Atentando-se novamente para o módulo de treinamento Como Os Modelos Produzem Precipitação e Nuvem (MET/COMET cited 2012), constata-se que diferentemente do esquema BMJ que ajusta as sondagens em relação à climatologia, o esquema de parametrização de Kain - Fritsch (KF) atua no sentido de organizar a distribuição de massa em uma coluna de grade do modelo conforme o CAPE é consumido. Da mesma maneira que em outros esquemas de parametrização convectiva, para que haja ativação da convecção este esquema exige que determinadas condições sejam atendidas, em particular o KF requer que as sondagens tenham CAPE para as parcelas originais de uma camada de baixo nível com espessura de 50 a 100hPa, o cap seja pequeno o suficiente para uma parcela penetrar com auxílio de um pequeno impulso de poucos m/s em função do movimento vertical da grande escala no nível de condensação por levantamento (LCL) e que a profundidade da nuvem convectiva supere um determinado limiar.

Continuando a consulta ao módulo mencionado acima, tem-se que as mudanças convectivas provocadas nas sondagens pelo KF resultam do desentranhamento nas nuvens, subsidência no ambiente e evaporação forçada pelas correntes descendentes que atingem a camada que origina a convecção, sendo que estes efeitos são baseados em propriedades de nuvens determinadas por um modelo unidimensional de nuvem. A Figura 4.5 retrata de forma mais acessível para o entendimento estes processos, o desentranhamento é representado pelas setas verdes, a subsidência pelas setas espessas vermelhas e as correntes descendentes das nuvens pelas setas azuis.

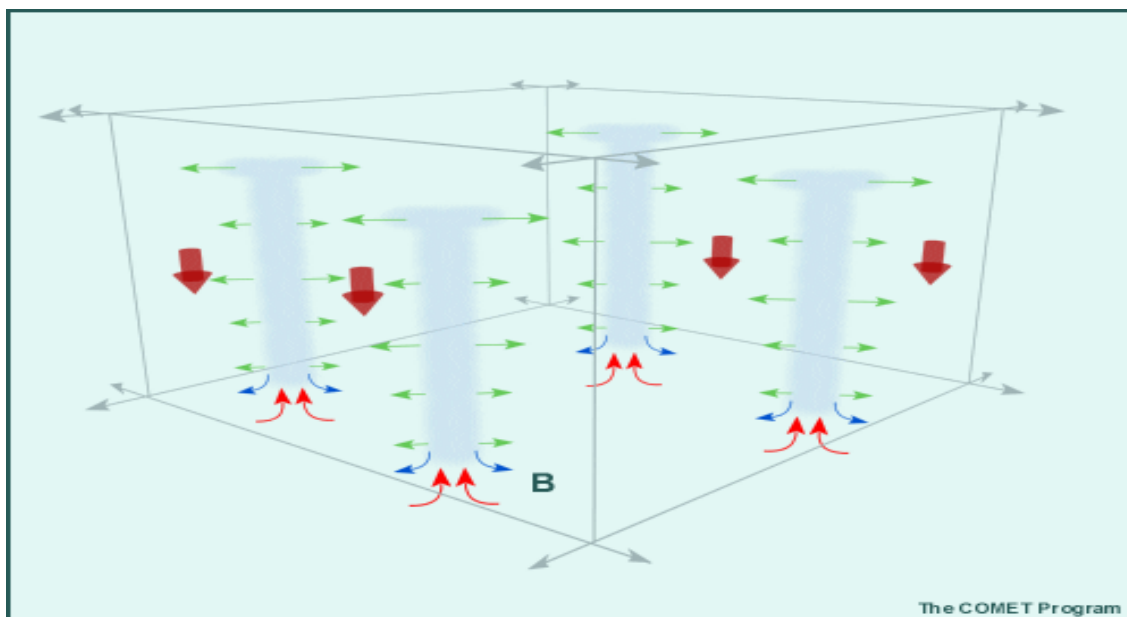


Figura 4.5: Fluxos de massa no esquema Kain-Frisch (Fonte: Programa COMET)

É possível observar da Figura 4.5 que o KF só admite as nuvens mais altas dentro de uma coluna de grade, somente de uma altura, que a sondagem permite. O entranhamento (não mostrado na figura) ocorre para diversos níveis e com isso em vez de se ter uma simples mistura entre ambiente e nuvem o processo de entranhamento provoca diferentes misturas, as quais têm diferentes propriedades de flutuação possibilitando que o desentranhamento ocorra em diferentes altitudes.

Portanto, as mudanças nas sondagens resultam de uma combinação dos efeitos provocados por todos estes mecanismos abordados na Figura 4.5 aplicados a uma taxa constante, o que significa que não é levado em consideração as mudanças no ambiente sobre um período de tempo pré-especificado representando o tempo de vida da célula convectiva.

Deve-se acrescentar ainda, que a precipitação é produzida no modelo de nuvem, com uma parte da precipitação sendo evaporada nas correntes descendentes das nuvens e outra caindo instantaneamente como precipitação e que em termos de conexão entre o esquema e o forçante da grande escala a velocidade vertical no nível de condensação por levantamento contribui para determinar onde a convecção é disparada.

4.6 ESQUEMA DE PARAMETRIZAÇÃO CONVECTIVA SUBATIVO

Atentando para o módulo de treinamento Como Os Modelos Produzem Nuvens e Precipitação (METED/COMET cited 2012) segue que a denominação do esquema de parametrização subativa é devido ao fato da parametrização não remover umidade nem instabilidade na atmosfera do modelo como realmente deveria acontecer. Esta inconsistência pode está associado ao fato do modelo não prever bem o forçante da grande escala ou as condições que provocam a convecção e, além disso, dependendo das condições atmosféricas presentes, por exemplo, se a Atmosfera contempla correntes ascendentes de grande escala e umidade suficiente, o modelo poderá superestimar a precipitação usando o esquema da microfísica, produzindo chuva densa de uma simples nuvem cumulus em uma área tão vasta como toda uma caixa de grade do modelo.

Para facilitar o entendimento do leitor a Figura 4.6a exibe uma seqüência de eventos previstos pelo modelo numa situação de parametrização subativa, ou seja, com a microfísica produzindo convecção em escala de grade. A Figura 4.6b representa a correspondente evolução real da atmosfera nas condições naturais. As sondagens são conceituais. A curva vermelha representa a temperatura atmosférica, a verde a temperatura do ponto de orvalho e a azul tracejada a trajetória de uma parcela de ar úmido conduzido adiabaticamente ao longo da atmosfera.

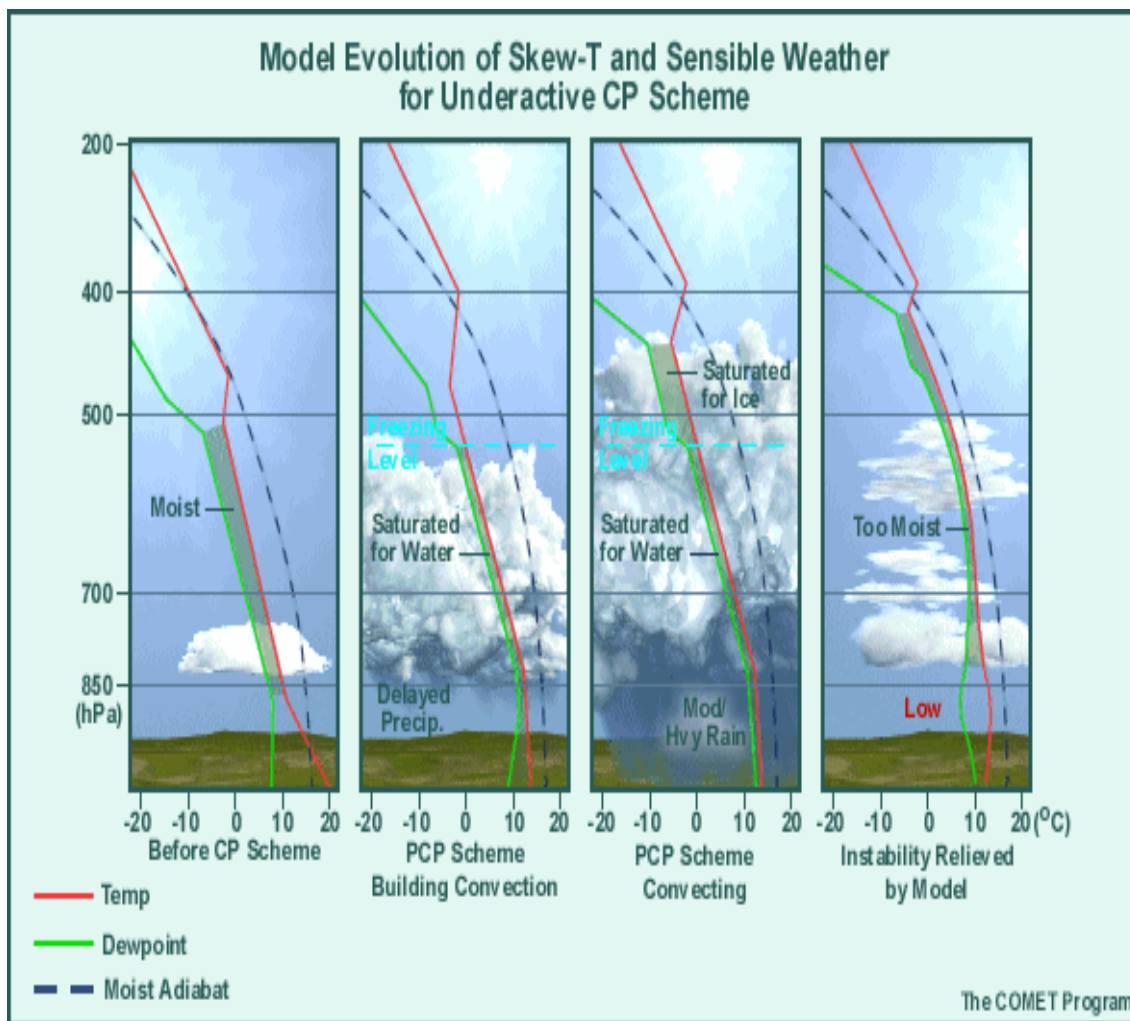


Figura 4.6a : Evolução do modelo de Skew-T e sensibilidade do tempo usando um esquema de parametrização convectiva subativo (Fonte: Programa COMET)

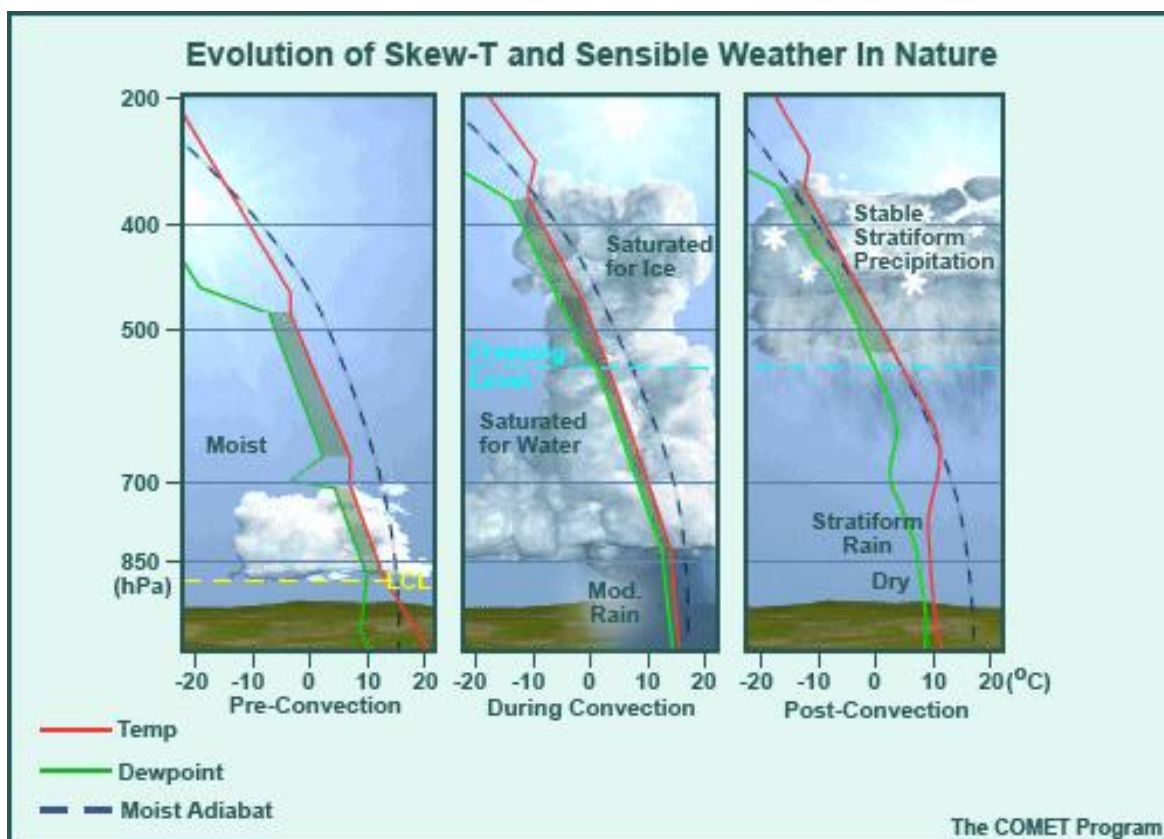


Figura 4.6b: Evolução do modelo de Skew-T e sensibilidade do tempo na Atmosfera real
(Fonte: Programa COMET)

Comparando-se as duas figuras acima, é nítido que o esquema de parametrização subativa provoca uma superestimação da precipitação com pouca desumidificação e estabilização da atmosfera. Além disso, o início da precipitação é atrasado, pois o modelo espera que o limiar da saturação da microfísica seja atingido em toda a caixa de grade, em vez de provocar a convecção imediatamente.

4.7 ESQUEMA DE PARAMETRIZAÇÃO CONVECTIVA SUPERATIVO

Denomina-se esquema de parametrização superativa a parametrização convectiva que remove mais instabilidade e umidade que o necessário para estabilizar a atmosfera mesmo em situações onde os campos de grande escala são bem previstos e a convecção é provocada inicialmente no local e tempo corretos. Como consequências têm-se uma

superestimativa da precipitação onde a convecção é provocada, pouca chuva a jusante da região convectiva, tempo de atividade dos sistemas convectivos reduzido, uma atmosfera secada intensamente e rapidamente no local e a jusante da atividade convectiva (uma sondagem bastante seca e estável na atmosfera do modelo), além disso, o esquema da microfísica produz tanto pouca chuva como pouca precipitação mista e as sondagens do esquema da parametrização convectiva são ajustadas excessivamente, provocando a seguir advecção para jusante da região convectiva de conformidade com o módulo Como Os Modelos Produzem Precipitação e Nuvens (METED/COMET cited 2012).

CAPÍTULO V

FORMULAÇÃO MATEMÁTICA DA BMJ

5.1 INTRODUÇÃO

O foco principal do esquema de ajuste convectivo de Betts Miller está em relaxar os perfis verticais de temperatura e umidade para perfis de referência nos locais em que as camadas estão instáveis em relação à convecção. A convecção rasa e a profunda são tratadas separadamente, assim, dependendo se a convecção é rasa ou profunda, utilizam-se perfis de referência diferentes, de modo que para a convecção profunda os perfis de referência são determinados através das observações enquanto que para convecção rasa, o perfil de referência representa uma linha de mistura que se caracteriza por apresentar uma relação onde a temperatura potencial equivalente e umidade específica variam proporcionalmente como pode ser evidenciado em BETTS (1986) e BETTS e MILLER (1986).

Em particular, nos trópicos, quando a convecção profunda está ativa, o perfil médio da temperatura é próximo aquele da temperatura adiabática úmida no nível de congelamento e tende aquele do pseudo - adiabático acima deste nível. Tal perfil de temperatura é usado como um “first guess” para o perfil de referência. É assumido que o perfil de referência de umidade tem uma estrutura que é especificada em termos da pressão de saturação. Esta é a pressão ambiente para a qual uma parcela de ar, com a temperatura de referência e a umidade específica tornaria saturada se levantada adiabaticamente.

5.2 FORMULAÇÃO MATEMÁTICA DO ESQUEMA DE PARAMETRIZAÇÃO DE BETTS – MILLER

No esquema convectivo de BETTS (1986) e BETTS e MILLER (1986) a convecção profunda é vista como um processo dirigido termodinamicamente que transporta calor e umidade na direção ascendente com a finalidade de remover ou reduzir instabilidade condicional. Este transporte vertical de calor e umidade é chamado mistura convectiva ou simplesmente mistura. Por outro lado, nestes esquemas a convecção rasa é um processo que opera entre camadas atmosféricas que apresentam baixa flutuabilidade e inversão acima para prevenir a ocorrência de convecção penetrativa, sendo a umidade transportada para cima e o calor para baixo.

Neste esquema, uma idealização paramétrica do acoplamento da estrutura termodinâmica da temperatura e da temperatura do ponto de orvalho ao longo de uma camada convectiva pode ser visualizada através de uma linha de mistura. A pressão no nível de saturação $p^*(p)$ localiza $T(p)$ e $T_d(p)$ nesta linha. De acordo com BETTS e MILLER (1986) advém a formulação matemática adiante:

O parâmetro β é definido por:

$$\beta = \frac{dp^*}{dp} \quad (5.1)$$

E segue que:

$$\frac{\partial \theta}{\partial p} = \beta \left(\frac{\partial \theta}{\partial p^*} \right)_M \quad (5.2a)$$

$$\frac{\partial q}{\partial p} = \beta \left(\frac{\partial q}{\partial p^*} \right)_M \quad (5.2b)$$

Onde o sufixo M representa a linha de mistura, p^* é a pressão de saturação da parcela de ar, θ é a temperatura potencial e q a umidade específica. As Equações (5.2a) e (5.2b) relacionam os perfis médios verticais de θ (temperatura potencial) e q (umidade específica) ao gradiente da linha de mistura. O parâmetro β representa em certo sentido a intensidade da mistura internamente e entre camadas convectivas.

$\beta = 0$ representa uma camada bem misturada. A camada abaixo da nuvem tem aproximadamente esta estrutura;

$\beta < 1$ representa uma camada não bem misturada, na qual os perfis de θ e q convergem na direção da linha de mistura;

$\beta = 1$ representa uma camada com uma estrutura parcialmente misturada na qual os perfis de θ e q (ou T e T_d) são aproximadamente paralelos a linha de mistura.

$\beta > 1$ representa a divergência de θ e q da linha de mistura que é característica da transição do topo de uma camada convectivamente misturada à atmosfera livre.

Em sua formulação mais simples o esquema de ajustamento da convecção rasa assume $\beta = 1$ da base ao topo da nuvem.

De acordo com BETTS (1983a) a equação da tendência termodinâmica pode ser escrita em termos do ponto de saturação $\bar{S}$, usando a notação de vetores, como:

$$\frac{\partial \bar{S}}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla \bar{S} - \bar{\omega} \frac{\partial \bar{S}}{\partial p} - g \frac{\partial N}{\partial p} - g \frac{\partial F}{\partial p} \quad (5.3)$$

Onde $\mathbf{V}$ denota a velocidade horizontal, $\bar{\omega}$ é a velocidade média vertical em coordenada de pressão e N e F são respectivamente os fluxos resultantes radiativos e convectivos (incluindo o fluxo da precipitação) e g , como usual, designa a aceleração da gravidade.

O fluxo de divergência convectiva é parametrizado por:

$$g \frac{\partial F}{\partial p} = \frac{\mathbf{R} - \bar{\mathbf{S}}}{\tau} \quad (5.4)$$

Onde $\mathbf{R}$ representa a estrutura termodinâmica de referência do quase-equilíbrio e τ é uma relaxação ou tempo de ajustamento dos processos convectivos ou de mesoescala.

Simplificando o forçante de grande escala para a advecção vertical e combinando as Equações (5.3) e (5.4), resulta:

$$\frac{\partial \bar{\mathbf{S}}}{\partial t} = -\bar{\omega} \frac{\partial \bar{\mathbf{S}}}{\partial p} + \left(\frac{\mathbf{R} - \bar{\mathbf{S}}}{\tau} \right) \quad (5.5)$$

Na situação de quase-equilíbrio $\frac{\partial \bar{\mathbf{S}}}{\partial t} \approx 0$, de modo que:

$$(\mathbf{R} - \bar{\mathbf{S}}) \approx \bar{\omega} \left(\frac{\partial \bar{\mathbf{S}}}{\partial p} \right) \tau \quad (5.6)$$

Verifica-se na prática que valores de τ de uma a duas horas produz bons resultados na presença de forçantes realísticos, sendo assim, $\mathbf{R} - \bar{\mathbf{S}}$ corresponde à uma hora de forçante pelo campo da grande escala, incluindo a radiação. Para convecção profunda a atmosfera permanecerá ligeiramente mais úmida e mais fria que $\mathbf{R}$. Além disso, para pequenos valores de τ , $\bar{\mathbf{S}} \approx \mathbf{R}$ no termo de advecção vertical, produzindo:

$$\mathbf{R} - \bar{\mathbf{S}} = \omega \tau \frac{\partial \mathbf{R}}{\partial p} \quad (5.7)$$

Os fluxos convectivos podem ser aproximadamente expressos usando (5.4) e (5.7) por:

$$\mathbf{F} = \int \left(\frac{\mathbf{R} - \bar{\mathbf{S}}}{\tau} \right) \frac{dp}{g} \approx \int \bar{\omega} \frac{\partial \mathbf{R}}{\partial p} \frac{dp}{g} \quad (5.8)$$

De conformidade com a Equação (5.8) os fluxos convectivos estão aproximadamente ligados à estrutura do perfil de referência $\mathbf{R}$.

Substituindo p^* na Equação (5.7), produz:

$$\mathcal{P}_R - \bar{\mathcal{P}} = p_R^* - \bar{p}^* \approx \omega \tau \frac{dp_R^*}{dp} \approx \omega \tau \quad (5.9)$$

Para perfis de referências de convecção profunda a desigualdade

$$1 < \frac{dp_R^*}{dp} < 1.1$$

é obedecida e com base nisto, a Equação (5.9) pode ser reorganizada por:

$$\bar{\mathcal{P}} \approx \mathcal{P}_R - \omega \tau \quad (5.10)$$

Assim, enquanto o esquema de convecção profunda está agindo, o $\bar{\mathcal{P}}$ em escala de grade é substituído pela advecção vertical média $\omega \tau$ (unidade expressa em milibar) na direção da saturação do perfil do estado de referência especificado, $\mathcal{P}_R$.

Diferentes perfis de referência são construídos para a convecção rasa e convecção profunda, de uma maneira tal que estes perfis satisfaçam diferentes restrições da integral da energia. Desse modo, o procedimento de ajustamento convectivo, $(R - \bar{S})/\tau$, é aplicado para separar os campos de umidade e temperatura em duas tendências, conforme Equações (5.11) e (5.12):

$$\left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} \right)_c = \frac{(T_R - \bar{T})}{\tau} \quad (5.11)$$

$$\left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t}\right)_c = \frac{(q_R - \bar{q})}{\tau} \quad (5.12)$$

A essência deste esquema de ajustamento convectivo está nos perfis termodinâmicos de referência, de modo que a convecção rasa e a profunda podem ser distinguidas através do topo das nuvens.

Sendo assim, o perfil de referência R_S para a convecção rasa é construído obedecendo às restrições da equação da energia, dadas na equação abaixo:

$$\int_{p_B}^{p_T} c_p (T_R - \bar{T}) dp = \int_{p_B}^{p_T} L (q_R - \bar{q}) dp = 0 \quad (5.13)$$

Em que os limites das integrais (p_B e p_T) denotam respectivamente pressão na base e pressão no topo da nuvem. A Equação (5.13) mostra que as taxas de condensação e precipitação da nuvem são nulas, o que implica que o esquema de convecção rasa não precipita, mas simplesmente redistribui calor e umidade na vertical.

O perfil de referência para a convecção profunda deverá satisfazer as restrições da equação para a entalpia total de forma que:

$$\int_{p_B}^{p_T} (H_R - \bar{H}) dp = 0 \quad (5.14)$$

Em que $H = c_p T + Lq$ e $p_b e p_t$) já foi definido acima. A taxa de precipitação é dada por:

$$P_R = \int_{p_B}^{p_T} \left(\frac{q_R - \bar{q}}{\tau} \right) \frac{dp}{g} = -\frac{c_p}{L} \int_{p_B}^{p_T} \left(\frac{T_R - \bar{T}}{\tau} \right) \frac{dp}{g} \quad (5.15)$$

Nenhuma água líquida é armazenada neste esquema de parametrização e o ajustamento é suprimido sempre que resultar $PR < 0$.

O cálculo do perfil de referência da convecção profunda é dado como segue:

O perfil da temperatura tem um valor mínimo $\theta_{ES}(M)$ para o nível de congelamento, P_M . O decréscimo de baixo nível é baseado no gradiente V da isoeta θ_{ESV} multiplicada por um coeficiente de ponderação, α . O perfil da primeira tentativa é estabelecido de conformidade com as Equações (16) e (17).

Para $p_B > p > p_M$:

$$\theta_{ES} = \theta_{ES}(B) + \alpha V(p - p_B) \quad (5.16)$$

Em que $V = \left(\frac{\partial \theta_{ES}}{\partial p} \right)_{\theta_{ESV}}$

Para $p_T < p < p_M$:

$$\theta_{ES} = \theta_{ES}(M) + \{\theta_{ES}(T) - \theta_{ES}(M)\} \frac{(p - p_T)}{(p_M - p_T)} \quad (5.17)$$

A Equação (5.17) é exatamente um incremento linear que retorna a temperatura no topo da nuvem, ou seja, em P_T , para a temperatura ambiente θ_{ES} .

O perfil da umidade é encontrado do perfil da temperatura ao especificar-se um ponto de grade médio $\mathcal{P} = (p^* - p)$ para três níveis: Base da nuvem ($\mathcal{P}_B$), nível de congelamento ($\mathcal{P}_M$) e topo da nuvem ($\mathcal{P}_T$).

Para: $P_B > P > P_M$ o perfil é dado por:

$$\mathcal{P}(p) = \frac{\{(p_B - p)\mathcal{P}_M + (p - p_M)\mathcal{P}_B\}}{(p_B - p_M)} \quad (5.18)$$

Para: $P_M > P > P_T$ o perfil é dado por:

$$\mathcal{P}(p) = \frac{\{(p_M - p)\mathcal{P}_B + (p - p_T)\mathcal{P}_M\}}{(p_M - p_T)} \quad (5.19)$$

Os perfis $T(p)$ e $q(p)$ são calculados de $\theta_{ES}(p)$ e $\mathcal{P}(p)$ e a seguir é feita uma correção para o perfil de referência para satisfazer a Equação (5.14), de modo que:

$$\Delta H = (p_B - p_T)^{-1} \int_{p_B}^{p_T} (H_R^1 - H_{\bar{S}}) dp \quad (5.20)$$

Na Equação (5.20) H_R^1 representa a entalpia de referência para a primeira tentativa e $H_{\bar{S}}$ representa a estrutura termodinâmica do ponto de grade. A correção é constante e é aplicada no perfil de referência da primeira tentativa para todos os níveis, exceto para o topo da nuvem, resultando em:

$$\Delta H' = \Delta H \frac{(p_B - p_T)}{(p_B - p_{T-})} \quad (5.21)$$

Em que p_{T-} representa a pressão para o nível σ abaixo do topo da nuvem. Para cada nível a temperatura é corrigida, com $\mathcal{P}$ mantido constante, assim como a variação de $H = c_p T_R + Lq_R$ é corrigida por $\Delta H'$.

A obtenção do perfil de referência da convecção rasa segue os seguintes procedimentos:

É obtido o perfil da primeira tentativa, encontrando-se a inclinação da linha de mistura através das propriedades do ar para o nível p_B e para o nível acima do topo da

nuvem p_{T+} . Isto é feito primeiro por encontrar o ponto de saturação na linha de mistura correspondente a uma mesma quantidade de mistura de ar dos níveis p_B e p_{T+} . Este nível, é denotado por (1), é então usado para produzir a inclinação da linha de mistura na baixa troposfera, usando:

$$M = \frac{\{\theta_E(1) - \theta_E(B)\}}{\{p_{SL}(1) - p_{SL}(B)\}} \quad (5.22)$$

Onde $p_{SL}(1)$ e $p_{SL}(B)$ são os correspondentes níveis de pressão de saturação. O perfil da temperatura oriundo da primeira tentativa é especificado primeiro como uma linha paralela a linha de mistura expressa por:

$$\theta_{ES}(p) = \theta_{ES}(B) + M(p - p_B) \quad (5.23)$$

Em seguida $\theta_{ES}(p)$ é invertido para produzir (T, p) que juntamente com $\mathcal{P}$ identifica o ponto de saturação e, portanto, a umidade específica. Para garantir a conservação separadamente das integrais de $c_p T$ e Lq (Equação 5.14), o perfil da primeira tentativa de T e q são corrigidos para cada nível por:

$$\Delta T = (p_B - p_T)^{-1} \int_{p_B}^{p_T} (T - T_R) dp \quad (5.24)$$

e

$$\Delta q = (p_B - p_T)^{-1} \int_{p_B}^{p_T} (q - q_R) dp \quad (5.25)$$

Esta correção é independente da pressão e com isso a inclinação M do perfil de θ_{ES} e $\mathcal{P}$ são preservados com suficiente precisão.

5.3 FORMULAÇÃO MATEMÁTICA DA BMJ PARA CONVECÇÃO PROFUNDA

JANJIC (1994), partindo do fato de que as colunas convectivas sobre o oceano, as quais eventualmente desenvolvem precipitação densa, envolvem uma série de regimes convectivos, postulou que as características básicas destes regimes possam ser caracterizadas por um parâmetro denominado eficiência de nuvem.

Neste esquema, a variação de entropia é vista como uma quantidade diagnóstica, definida por:

$$\Delta S = \sum \frac{(c_p \Delta T + L_{wv} \Delta q)}{T} \Delta p \quad (5.26)$$

Onde o somatório é feito da base ao topo da nuvem, Δp representa a profundidade das camadas do modelo em termos de pressão, c_p e L_{wv} são o calor específico a pressão constante e o calor latente de transição do vapor d'água, respectivamente. ΔT e Δq denotam as variações da temperatura e umidade específica para um intervalo de tempo convectivo Δt . Essas variações são expressas, respectivamente, por:

$$\Delta T = (T_R - T^n) \frac{\Delta t}{\tau} \quad (5.27)$$

e

$$\Delta q = (q_R - q^n) \frac{\Delta t}{\tau} \quad (5.28)$$

Onde o subscrito R e τ já foram definidos anteriormente, o sobrescrito n indica os valores de temperatura e umidade específica para os níveis do modelo no início do intervalo de tempo. A temperatura T que aparece no denominador da Equação (5.26) é a temperatura média do intervalo de tempo. Matematicamente, tem-se:

$$T = T^n + \frac{\Delta T}{2} \quad (5.29)$$

O parâmetro de eficiência de nuvem (E) é definido por:

$$E = const_1 \frac{\bar{T}}{c_p \sum \Delta T \Delta p} \quad (5.30)$$

Onde $const_1$ é uma constante adimensional que na prática é estimada experimentalmente, cujo valor já usado durante algum tempo no modelo ETA é igual a cinco. Um limite inferior e superior é imposto a E de maneira que $E_1 < E < E_2$. Com o valor escolhido da $const_1$, E_2 é definido como assumindo o valor 1 e o valor do limite inferior $E_1 = 0.20$ é determinado empiricamente. $\bar{T}$ é a temperatura média da nuvem, dada por:

$$\bar{T} = \frac{\sum \left(T^n + \frac{\Delta T}{2} \right) \Delta p}{p_B - p_T} \quad (5.31)$$

A expressão que aparece no denominador da Equação (31) é expressa por:

$$c_p \sum \Delta T \Delta p = \frac{\Delta p_B}{const_2} \quad (5.32)$$

Sendo, portanto, proporcional a uma taxa de precipitação Δp_B para um único intervalo de tempo como definido na formulação de Betts-Miller.

É evidente das Equações (5.30-5.32) que a eficiência da nuvem é proporcional a temperatura média da nuvem e a variação de entropia e inversamente proporcional a taxa de precipitação Δp_B . Ela não depende da razão entre Δt e τ , exceto por intermédio das Equações (5.29) e (5.31), que, contudo pode ser desconsiderada, visto que as variações de temperatura $\Delta T/2$ são de duas a três ordens de magnitude menores que a temperatura T^n . Além disso, a eficiência da nuvem é um parâmetro adimensional que mede a habilidade da coluna convectiva em transportar a entalpia para cima e ao mesmo tempo produzir tão pouca precipitação quanto possível.

Para a convecção profunda pode-se relacionar o regime convectivo definido pela eficiência de nuvem ao forçante convectivo, supondo-se que este forçante é proporcional a uma função de aumento da eficiência de nuvem, $F(E)$, como:

$$\Delta T = (T_R - T^n) \frac{\Delta t}{\tau/F(E)} \quad (5.33)$$

$$\Delta q = (q_R - q^n) \frac{\Delta t}{\tau/F(E)} \quad (5.34)$$

Esta modificação possibilita uma nova definição para o tempo de relaxamento τ na atividade da convecção profunda:

$$\tau_1 = \frac{\tau}{F(E)} \quad (5.35)$$

É nítido na equação acima que o tempo de relaxamento está aumentando com o decréscimo da eficiência da nuvem e vice-versa, portanto, dependendo do tempo de relaxamento, os regimes convectivos podem ser considerados rápidos ou lentos.

Usando esta nova definição para o tempo de relaxamento, a precipitação para um simples intervalo de tempo é obtida por:

$$\Delta P = \Delta P_B F(E) \quad (5.36)$$

Ou

$$\Delta P = \text{const}_2 \left[\sum c_p (T_R - T^n) \Delta p \right] \frac{\Delta t}{\tau_1} \quad (5.37)$$

É importante destacar que a decisão de definir a função F como uma função crescente de E , parece ser uma opção certa, no sentido que a precipitação densa é diminuída nos casos de baixa eficiência de nuvem, contudo o conhecimento presente com respeito à forma de F ainda é pequeno, de modo que para se usar uma aproximação de primeira ordem assume-se que esta função tem comportamento linear. Além disso, a convecção profunda é abortada nos casos onde são encontrados valores negativos para precipitação ou valores negativos da variação de entropia, mesmo a precipitação sendo positiva. Note-se também que se $F(E) = 1$, as Equações (5.33 – 5.37) são idênticas as da parametrização de Betts- Miller.

É importante frisar, ainda, que o maior desvio do conceito do esquema BMJ em detrimento ao esquema original de BM é que não há um simples estado de equilíbrio convectivo, mas sim uma série de estados de equilíbrio pelos quais, ao longo de sua vida,

uma coluna convectiva seria forçada. Além disso, de conformidade com os perfis de temperatura propostos por BETTS (1986), estes parecem ter um comportamento mais ou menos constante na convecção de umidade profunda e, em contrapartida, os perfis de umidade são mais variáveis, o que torna os perfis de umidade como principal identificador dos diferentes estados de equilíbrio convectivo.

Na formulação de Janjic, a construção do perfil de referência da primeira tentativa para a convecção profunda segue o conceito de Betts Miller, com a umidade sendo expressa como $\mathcal{P} = p^* - p$, de modo que o parâmetro escolhido para representar a transição entre os perfis de equilíbrio de umidade é a eficiência de nuvem. Assim, o perfil de referência da primeira tentativa para a umidade é dado por:

$$\mathcal{P}_R^1(p) = G(p, E) \quad (5.38)$$

Em que o sobrescrito 1 seguido pelo subscrito R significa o primeiro perfil de referência e a função G deverá decrescer com a eficiência de nuvem e assume-se que tem comportamento linear.

Para incorporar esta escolha dentro do esquema de parametrização são definidos dois perfis extremos $\mathcal{P}_R^1(p)$ correspondentes a um perfil mais seco, mais rápido (no tocante ao tempo de relaxamento), sendo um estágio predominantemente de mistura caracterizado por uma alta eficiência de nuvem e outro mais úmido, mais lento, sendo um estágio maduro predominantemente de produção de chuva com baixa eficiência de nuvem.

Com o intuito de prevenir a oscilação do intervalo de tempo entre duas grades atualmente o cálculo da eficiência de nuvem para a convecção profunda é dado por:

$$E^n = \frac{aE^{n*} + bE^{n-1}}{2}, \quad \text{com} \quad a + b = 1 \quad (5.39)$$

Em que E^{n*} é dado pela Equação (5.30) e os valores escolhidos para a e b são

$a = b = 0.5$.

A função $F(E)$ citada anteriormente é definida por:

$$F(E) = F_1 + (E - E_1) \left(\frac{E_2 - E_1}{F_2 - F_1} \right) \quad (5.40)$$

Em que E é obtido da Equação (5.39) e os valores extremos determinados $F_1 = 0.70$ e $F_2 = 1$ correspondem aos valores extremos da eficiência de nuvem E_1 e E_2 .

A Equação (5.38) pode ser escrita em função dos dois perfis extremos relativos à convecção profunda através da equação:

$$\mathcal{P}_R^1(p) = \mathcal{P}_{R^1}^1(p) + (E - E_1) \left(\frac{\mathcal{P}_{R^2}^1(p) - \mathcal{P}_{R^1}^1(p)}{E_2 - E_1} \right) \quad (5.41)$$

Em que os subscritos 1 e 2 representam os dois perfis de referência extremos da convecção profunda, E é a eficiência de nuvem e o sobrescrito 1 acompanhando R denota as variáveis de referência da primeira tentativa. Desde que o perfil inicial $\mathcal{P}_R^1(p)$ tem que ser definido antes que o perfil de referência final seja construído, a eficiência da nuvem no passo de tempo anterior, E^{n-1} é usada na Equação (5.41).

5.4 FORMULAÇÃO MATEMÁTICA DA BMJ PARA CONVECÇÃO RASA

A diferença mais notável entre a formulação de Janjic e a de BM para a convecção rasa está no procedimento para construir os perfis de referência da umidade. A idéia básica

consiste em que a imposição que a variação de entropia assuma valores positivos esteja incorporada já na especificação do perfil da umidade em vez de construir um perfil de prova e a seguir fazer os testes de variação de entropia. Portanto, seguindo JANJIC (1994), dados:

$$\Delta S_T = \sum \left[\frac{c_p (T_R - T^n)}{T} \right] \Delta p \quad (5.42)$$

$$\Delta S_q = \sum \left[\frac{L_{wv} (q_R - q^n)}{T} \right] \Delta p \quad (5.43)$$

Em que todos os símbolos já foram definidos anteriormente e a temperatura T nas Equações (5.42 – 5.43) é expressa por:

$$T = \frac{T_R + T^n}{2} \quad (5.44)$$

É imposto que:

$$\Delta S_T + \Delta S_q = \delta \quad (5.45)$$

Em que δ é um número não negativo a ser determinado.

O perfil de umidade para o equilíbrio é definido como uma função linear de uma função escolhida adequadamente da pressão $Q(p)$, por:

$$q_R = q_{Rtop} + c [Q(p) - Q(p_{top})] \quad (5.46)$$

O subscrito Rtop denota os valores no perfil de referência para o topo da nuvem e c é uma constante representada por:

$$c = \frac{\partial q_R}{\partial Q(p)} = const \quad (5.47)$$

As duas constantes desconhecidas q_{Rtop} e c na Equação (5.46) podem ser determinadas da Equação (5.45) junto com a exigência, conforme BETTS (1986), da conservação da entalpia, a qual estabelece:

$$\sum q_R \Delta p = \sum q^n \Delta p \quad (5.48)$$

Portanto, considerando as Equações (5.43) e (5.44), a variação da entropia dada pela Equação (45) pode ser reescrita como:

$$\sum \left[\frac{2L_{wv}(q_R - q^n)}{T_R + T^n} \right] \Delta p = -\Delta S_T + \delta \quad (5.49)$$

Combinando a Equação (5.49) com as Equações (5.48) e (5.46) obtém-se:

$$a_{11} q_{Rtop} + a_{12} c = A$$

$$a_{21} q_{Rtop} + a_{22} c = B, \quad (5.50)$$

Em que:

$$\begin{aligned}
a_{11} &= \sum \frac{\Delta p}{T_R + T^n}; \\
a_{12} &= \sum [Q(p) - Q(p_{top})] \frac{\Delta p}{T_R + T^n}; \\
a_{21} &= \sum \Delta p; \\
a_{22} &= \sum [Q(p) - Q(p_{top})] \Delta p \\
A &= \frac{-\Delta S_T + \delta}{2L_{wv}} + \sum \frac{q^n \Delta p}{T_R + T^n}; \quad B = \sum q^n \Delta p
\end{aligned} \tag{5.51}$$

Os valores das constantes q_{Rtop} e c são, portanto obtidas das Equações (5.50) e (5.51) e a função $Q(p) = T_R(p)$

CAPÍTULO VI

MODELOS NUMÉRICOS DE PREVISÃO DE TEMPO

6.1 INTRODUÇÃO

Os Modelos Numéricos de Previsão de Tempo (MNPT) são simulações computacionais de processos na atmosfera visando prever o estado futuro da circulação atmosférica usando conhecimento de seu estado presente e aproximações numéricas das equações dinâmicas. Neste capítulo algumas propriedades de diferentes modelos serão enfocados, com destaque para o modelo regional ETA.

6.2 MODELOS DE PONTO DE GRADE E MODELOS ESPECTRAIS

De acordo com a representação dos dados os MNPT podem ser divididos em modelos de ponto de grade e modelos espectrais. Ambos os modelos são baseados no mesmo conjunto de equações primitivas, entretanto elas são formuladas e resolvidas diferentemente. Os modelos de ponto de grade representam dados para pontos de grade discretos e as aproximações por diferença finita são usadas pelas derivadas nas equações, enquanto os modelos espectrais são funções contínuas de onda. Geralmente os modelos globais são espectrais enquanto os modelos regionais são pontos de grade. De acordo com o tipo de equações primitivas, os modelos podem ser divididos em modelos hidrostáticos e

não-hidrostáticos. O primeiro usa as equações primitivas hidrostáticas, movimento vertical diagnosticado da previsão dos movimentos horizontais previstos enquanto que o segundo usa as equações não-hidrostáticas diretamente previstas dos movimentos verticais (POPOVIC, 2006).

6.3 SISTEMAS DE COORDENADAS E RESOLUÇÃO VERTICAL DOS MODELOS

Independentemente da estrutura horizontal dos modelos onde as configurações discretas ou contínuas podem ser usadas (pontos de grade ou espectral), todos os modelos operacionais usam estruturas verticais discretas. O número de camadas verticais e a resolução vertical podem variar dentro do próprio modelo, pois os fenômenos atmosféricos mais importantes estão presentes em regiões específicas da atmosfera e uma melhor resolução é requerida onde se necessita um detalhamento maior do processo em estudo. Desse modo, são obtidas as médias das previsões para uma camada atmosférica entre duas superfícies de coordenada vertical (POPOVIC, 2006).

É importante salientar que todo sistema de coordenada vertical apresenta suas vantagens e desvantagens e desse modo não há um sistema de coordenadas perfeito. Apesar de existir diversos sistemas de coordenada vertical, apenas alguns são usados nos modelos. Pode-se destacar as seguintes: Coordenada Vertical Sigma, Coordenada Vertical Eta, Coordenada Vertical Isentrópica e Coordenada Vertical Híbrida. Cada um destes tipos de coordenada apresenta suas peculiaridades e como supracitado apresenta vantagens e desvantagens como pode ser evidenciado nas próximas quatro subseções.

6.3.1 COORDENADA VERTICAL SIGMA

No módulo de treinamento intitulado Impacto da Estrutura e Dinâmica dos Modelos (METED/COMET cited 2012) é destacado que os modelos que contemplam esta

coordenada têm uma resolução maior próximo ao solo, pois contornam naturalmente o terreno, permitindo uma boa descrição de campos contínuos, tais como os de temperatura, advecção e ventos em áreas onde o terreno é muito variável, mas suavizado. Com isso eles podem descrever os processos atmosféricos da camada limite muito bem, como por exemplo, o aquecimento diurno, os ventos de baixos níveis, a umidade nos baixos níveis e estabilidade estática.

Adicionalmente, este módulo destaca que se deve levar em consideração a representação do terreno, pois uma representação instável pode refletir no desenvolvimento de características irreais a sotavento das montanhas, além disso, essa coordenada não permite calcular precisamente o gradiente de pressão a sotavento de regiões montanhosas. As equações do movimento poderiam ser expressas de forma mais simples em coordenadas de pressão, no entanto este tipo de coordenada não é adequado para resolver as equações. Com o intuito de manter simples as equações e resolver o problema topográfico foi desenvolvido um sistema de coordenadas acompanhando o terreno, o sistema de coordenadas sigma (σ), o qual é uma coordenada vertical definida matematicamente como a razão entre a pressão no nível de previsão P e a pressão à superfície P_s , ($\sigma = P / P_s$). A Figura 6.3.1 exibe uma ilustração deste tipo de coordenada.

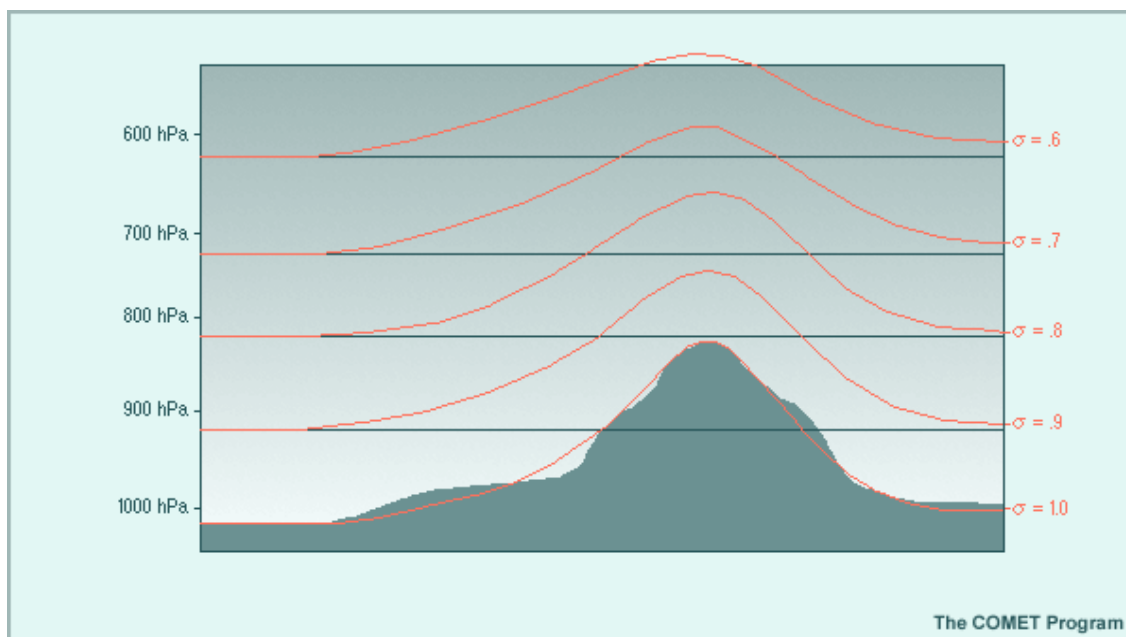


Figura 6.3.1: Ilustração da coordenada vertical Sigma (Fonte: Programa COMET)

6.3.2 COORDENADA VERTICAL ETA

Como pode ser evidenciado no módulo de treinamento Impacto da Estrutura e Dinâmica dos modelos (METED/COMET cited 2012) dado que a Coordenada sigma apresenta limitação com relação ao gradiente de pressão foi desenvolvida a Coordenada ETA, a qual tem a geometria de degraus e tem como base o nível médio do mar e não a superfície do solo e, segue que os modelos que utilizam esta coordenada têm a vantagem de ter maior resolução nas áreas onde se necessita mais, como na camada limite, entretanto esses modelos têm problemas de resolução nos terrenos mais elevados, pois a espessura das camadas verticais pode ser algumas vezes maior que na parte baixa da atmosfera, diante disso esses modelos podem prever melhor os processos acima de corpos d'água e em terrenos baixos que em áreas elevadas. Além disso, nos modelos que utilizam a coordenada ETA têm algumas grades cúbicas que estão em locais onde o solo está acima do nível médio do mar são colocadas nos subsolo e isto requer um tratamento numérico especial do escoamento próximo à superfície. Matematicamente a coordenada ETA, representada pela letra grega η , é definida por:

$$n_s = (p_r(z_s) - p_t) / (p_r(z = 0) - p_t)$$

Em que Z é a altura geométrica, p_t é a pressão no topo do modelo, $p_r (Z=0)$ é a pressão a nível médio do mar (1013hPa) e $p_r (z_s)$ é a pressão atmosférica padrão para o nível de terreno do modelo z_s . Diferentemente das superfícies de coordenada sigma, as superfícies de coordenada eta são quase horizontal, o que elimina o problema do gradiente de pressão. A Figura 6.3.2 oferece uma ilustração deste tipo de coordenada.

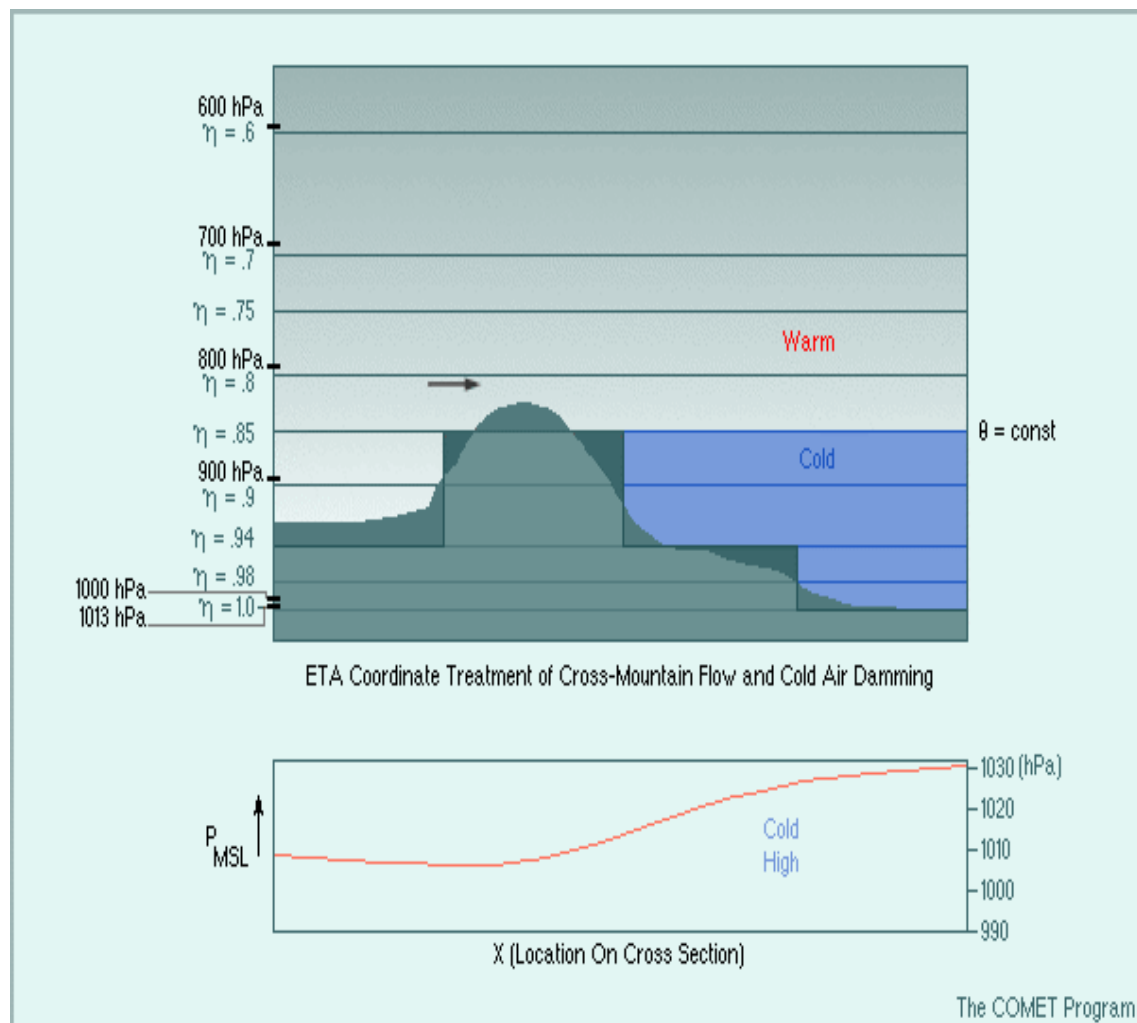


Figura 6.3.2: Ilustração da coordenada vertical ETA (Fonte: Programa COMET)

Assim, segundo o módulo de treinamento Impacto da Estrutura e Dinâmica dos Modelos (METED/COMTE cited 2012) como os modelos que usam a coordenada vertical sigma, os modelos que usam a coordenada vertical eta podem frequentemente melhorar as previsões de formação de ar frio represado e a ciclogênese a sotavento das montanhas de modo que nos eventos de formação de ar frio a sotavento de montanhas a inversão na atmosfera real no lado leste acima das massas de ar frio é preservada muito bem pelo modelo.

6.3.3 COORDENADA VERTICAL TETA OU ISOENTRÓPICA

Os modelos que contemplam esta coordenada apresentam melhor resolução em áreas onde a temperatura potencial varia mais rápido com a altura, mais especificamente próximo a tropopausa, em contrapartida estes modelos têm uma grande desvantagem que é não prever bem os processos da camada limite planetária. A implementação dessa coordenada deu-se pelo fato que o escoamento na atmosfera é principalmente isentrópico, sendo assim a temperatura potencial pode ser usada como uma coordenada vertical. Todavia, o escoamento na camada limite é não adiabático, o que possibilita a interseção das superfícies isentrópicas e a superfície da terra em regiões elevadas e inviabiliza o uso somente da temperatura potencial como coordenada nos modelos numéricos, ainda que ele preserve propriedades atmosféricas conservativas e processos de forma eficaz conforme abordado pelo módulo Impacto da Estrutura e Dinâmica dos Modelos (METED/COMET cited 2012). A Figura 6.3.3 exibe o comportamento da coordenada isentrópica.

Nos modelos que utilizam a coordenada teta a vorticidade potencial é melhor conservada e os efeitos de “spin-up” nas previsões de precipitação de curto prazo é reduzido, além disso, a advecção em três dimensões é reduzida para duas dimensões nesta coordenada. Adicionalmente, outras duas características marcantes dessa coordenada é que ela permite uma maior resolução vertical nas vizinhanças de regiões baroclínicas como frentes e próximo a tropopausa, o que melhora a descrição do cisalhamento horizontal e vertical do vento, e o movimento vertical através das superfícies isentrópicas é causado quase que exclusivamente pelo aquecimento diabático, ou seja, o movimento vertical nos modelos isentrópicos é resultante do movimento adiabático e do forçante diabático como pode ser constatado no módulo Impacto da Estrutura Dinâmica dos Modelos (METED/COMET cited 2012).

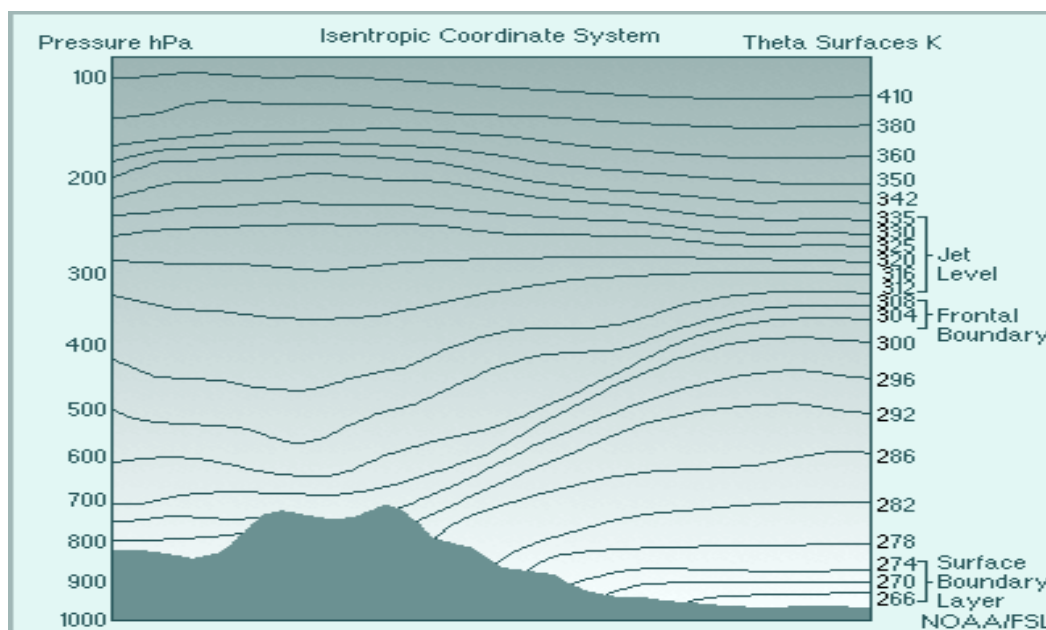


Figura 6.3.3 Coordenada Vertical isentrópica (Fonte: Programa COMET)

6.3.4 COORDENADA VERTICAL HÍBRIDA

Esta coordenada, como o próprio nome sugere, reúne as vantagens de duas coordenadas verticais diferentes a fim de superar as limitações de cada uma delas. Pode-se destacar a coordenada vertical isentrópica-sigma, que é uma combinação das coordenadas sigma para as camadas abaixo da camada limite planetárias e da coordenada isentrópica para as camadas acima dela. Desse modo, os processos que ocorrem na camada limite podem ser descritos mais precisamente do que quando somente a coordenada teta é usada. O modelo RUC-2 usa um sistema híbrido, com a coordenada isentrópica, provendo melhor resolução onde os gradientes de temperatura são maiores, pois a maioria dos eventos de tempo de interesse acontece nessa região.

Este sistema de coordenada elimina o problema das superfícies isentrópicas que interceptam o solo, representa bem o aquecimento do solo e a mistura dinâmica na camada limite planetária e ainda permite boas interações físicas à superfície, incluindo a evaporação à superfície e tratamento da cobertura de neves. Por outro lado, os modelos sigma-isentrópicos não conservam o escoamento adiabático na camada limite tão facilmente como os modelos puramente isentrópicos, não têm a espessura da camada sigma coincidente com a profundidade da camada limite planetária e, sendo assim, os

processos que ocorrem próximo da interface entre a camada limite planetária e atmosfera livre poderão não serem retratados com a melhor coordenada segundo o módulo Impacto da Estrutura e Dinâmica dos Modelos (METED/COMET cited 2012).

6.4 ESCOLHA DA RESOLUÇÃO HORIZONTAL

O módulo de treinamento Impacto da Estrutura e Dinâmica dos Modelos (METED/COMET cited 2012) revela que a destreza do modelo em resolver pequenas ondas está diretamente relacionada à sua resolução horizontal e que, portanto a escolha da resolução é de fundamental importância para um bom desempenho do modelo. Além disso, em se tratando de modelos de pontos de grade a resolução horizontal é definida como sendo a distância entre dois pontos de grades adjacentes que representem a mesma variável. Nos modelos espectrais, os comprimentos das menores ondas que podem ser resolvidas, são dados pela expressão $360^\circ/N$, onde N é o número total de ondas. Ao se escolher uma resolução é crucial saber quais fenômenos se quer resolver porque àqueles de escala menor que podem ser resolvidos são algumas vezes maior que a resolução do modelo.

O módulo revela ainda que nos modelos espectrais a resolução horizontal é representada por um T seguido por um número, o qual representa o número de ondas usado para representar os dados. O “T” é uma nomenclatura padrão para o truncamento triangular, o qual indica o conjunto particular de ondas usado por um modelo espectral.

A resolução horizontal do modelo influencia diretamente a habilidade do modelo em caracterizar o terreno e uma boa modelagem da superfície é determinante para a previsão de fenômenos meteorológicos diretamente induzidos por ela. Um terreno é suavizado nos modelos de previsão numérica do tempo devido ao fato que características detalhadas da superfície juntamente com alta resolução poderem produzir pequenas ondas e provocar acúmulo de energia nas grades vizinhas, o que pode causar o efeito de “blow-up” no modelo. Uma consequência desta limitação é que os modelos não estão aptos a preverem precisamente os processos da camada limite planetária. A resolução horizontal também é refletida nos processos que são causados pela interação terra-oceano, pois é

importante ter resolução suficiente para representar bem a costa como relato de (POPOVIC, 2006).

6.5 PARAMETRIZAÇÕES, DOMÍNIO E CONDIÇÕES DE CONTORNO

6.5.1 PARAMETRIZAÇÕES

Os processos de convecção (aquecimento), precipitação (resfriamento), emissão de radiação através das nuvens, turbulência, evaporação, dentre outros não podem ser diretamente previstos pelo conjunto de equações que descrevem o comportamento da atmosfera. Desse modo, esses processos precisam ser inseridos através de um método denominado parametrização. Existem inúmeras parametrizações desenvolvidas ao longo dos anos na literatura, muitas em desenvolvimento e certamente outras serão desenvolvidas para uso em modelos de previsão de tempo. Estes esquemas de parametrização usam suposições físicas apropriadas para obter informações em torno dos processos físicos que não podem ser previstos diretamente das variáveis das equações (POPOVIC, 2006).

6.5.2 DOMÍNIO E CONDIÇÕES DE FRONTEIRA

O domínio do modelo está relacionado a área de abrangência do mesmo. Os modelos de área limitada (LAMs) têm condições de fronteira horizontal (lateral) e condições no topo e na base (vertical)- um “array” tridimensional de cubos, com cada cubo englobando um volume da atmosfera, enquanto que os modelos globais, os quais por natureza abrangem todo o globo, têm somente fronteiras verticais, desse modo os modelos de área limitada são alimentados pelos modelos de maior cobertura, isto é, os modelos de área maior fornecem os dados das condições de fronteira lateral para os LAMs.

6.6 EQUAÇÕES

Todos os modelos numéricos (espectrais e de ponto de grades) de previsão de tempo são descritos pelo mesmo conjunto de equações primitivas que governam a evolução da atmosfera (POPOVIC, 2006). O termo primitivo é utilizado não porque as equações são rudes ou simples, mas porque elas descrevem o comportamento de processos fundamentais que acontecem na atmosfera. Estas equações são oriundas das leis físicas do movimento e da conservação da energia (Primeira Lei de Newton e a Primeira Lei da Termodinâmica), abrangendo as leis de conservação do momentum, massa, energia e umidade conforme o módulo Impacto da Estrutura e Dinâmica dos Modelos (METED/COMET cited 2012).

Ainda, de acordo com o módulo acima as equações primitivas são escritas em um sistema de referência Euleriano, no qual os valores e suas derivadas (variação temporal ou espacial das variáveis) são avaliados para locais fixos na Terra e, adicionalmente, são escritas em coordenadas de pressão (x-y-p) e contêm toda a física essencial e dinâmica necessários para os modelos de previsão numérica do tempo, exceto que todos os termos que consideram a curvatura da terra são desprezados e processos físicos, como por exemplo, atrito e aquecimento diabático, são considerados como um único termo. A próxima subseção adaptada do módulo supracitado aborda as equações e explicações a cerca delas.

6.6.1 EQUAÇÕES DE PREVISÃO DO VENTO

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial p} - f v = -g \frac{\partial z}{\partial x} + F_x \quad (6.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial p} + fu = g \frac{\partial z}{\partial y} + F_y \quad (6.2)$$

Em que u e v são as componentes zonais do vento e ω é a variação de pressão seguindo o movimento ($\omega = \frac{Dp}{Dt}$, onde $\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \omega \frac{\partial}{\partial z}$ é a derivada material), F_x e F_y são o atrito à superfície e a turbulência da mistura atuando no vento de leste para oeste e de sul para norte respectivamente, g é a aceleração da gravidade e f é a força de Coriolis.

6.6.2 EQUAÇÃO DA CONTINUIDADE

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} = 0 \quad (6.3)$$

Em que a soma dos dois primeiros termos representa a divergência horizontal e o terceiro termo a divergência vertical. A divergência horizontal é calculada das variações espaciais das componentes zonal do vento enquanto que a divergência vertical é calculada diagnosticamente dos campos horizontais do vento sem levar em consideração os efeitos de flutuação. A equação da continuidade é usada para calcular o movimento vertical em modelos hidrostáticos. Em modelos não-hidrostáticos é usada uma combinação da divergência horizontal e flutuação para determinar tanto o movimento como aceleração na vertical.

6.6.3 EQUAÇÃO DA ENERGIA TERMODINÂMICA

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - \omega \left(\frac{\partial T}{\partial p} - \frac{RT}{c_p p} \right) + \frac{H}{c_p} \quad (6.4)$$

Em que T é a temperatura, $c_p = 1004 \text{ J/kgK}$ é o calor específico a pressão constante, $R = 287 \text{ J/kgK}$ é a constante de gás para o ar seco e H/c_p representa os processos que não podem ser previstos diretamente e são explícitos somente nas equações da energia e da umidade, tais como radiação, mistura e condensação.

Fisicamente o lado esquerdo da Eq. (6.4) é a variação local da temperatura, os dois primeiros termos do lado direito correspondem a advecção horizontal de temperatura pelas componentes do vento, o terceiro termo representa a diferença entre a advecção vertical de temperatura e esfriamento ou aquecimento do ar que ascende ou desce. O último termo como supracitado representa os processos que não podem ser previstos diretamente pelas equações primitivas.

6.6.4 EQUAÇÃO DE PREVISÃO DA UMIDADE

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y} - \omega \frac{\partial q}{\partial p} + E - P \quad (6.5)$$

Em que q é a umidade, E representa os processos de evaporação e sublimação e P corresponde aos processos de condensação e subsequente precipitação. Em termos físicos, o lado esquerdo da Eq. (6.5) é a medida da variação de umidade local, a combinação dos dois termos iniciais do lado esquerdo mede a advecção horizontal de umidade, o terceiro termo corresponde a advecção vertical de umidade. O termo representado por E mede a evaporação de água líquida ou a sublimação de cristais de gelo e o último termo, P, mede a precipitação da água que foi condensada.

É importante destacar que muitas fórmulas de manipulação complicada são inseridas dentro dos Modelos Numéricos de Previsão de tempo para descrever E e P como funções das variáveis básicas das equações de previsão e que a conservação da umidade significa que a precipitação prevista pelo modelo reduz a quantidade de umidade na atmosfera do modelo, o que implica que se um modelo não prever bem a precipitação ele afetará as correntes descendentes de umidade. Note-se ainda a importância da velocidade vertical determinada das equações de previsão do vento e da equação da continuidade e que há uma interdependência entre as equações da temperatura prevista e a quantidade de evaporação que pode ser esperada da superfície da terra.

6.6.5 EQUAÇÃO HIDROSTÁTICA OU DO MOMENTO VERTICAL

$$\frac{\partial z}{\partial p} = -\frac{RT}{pg} \quad (6.6)$$

Esta equação preserva a estabilidade dentro do modelo e é usada para calcular o campo de altura necessário para determinar o balanço geostrófico nas equações de previsão do vento. O lado esquerdo desta equação diagnóstica representa a variação no campo da altura entre as superfícies inferior e superior e o lado direito a temperatura média na camada.

As Equações (6.1), (6.2), (6.4) e (6.5) são equações prognósticas porque as variações temporais nas variáveis de previsão (u , v , T e q) são calculadas explicitamente usando as equações de forçantes dinâmicos. As variáveis remanescentes (ω e z) nas Eqs. diagnósticas (6.3) e (6.6) são determinadas das variáveis prognósticas. Este conjunto de equações não pode ser resolvido analiticamente e métodos numéricos são requeridos para resolver-las.

CAPÍTULO VII

RESULTADOS

7.1. SÉRIES TEMPORAIS DE TEMPERATURA E BIAS EM 1000MB

Na Figura 7.10 são apresentadas as séries temporais de temperatura prevista pelo modelo e obtida das Análises do ERA – INTERIM (Painéis (a) e (c)) e a diferença entre a previsão e a análise, bias, painéis (b) e (d)) para a cidade de João Pessoa. Os dois painéis superiores, (a) e (b), correspondem ao período de 28 a 31 de julho de 2010, período no qual o modelo não acionou a parametrização convectiva profunda enquanto que os painéis inferiores da figura, (c) e (d), correspondem ao período de 19 a 22 de maio de 2011, onde o ETA disparou o esquema de parametrização convectiva profunda BMJ.

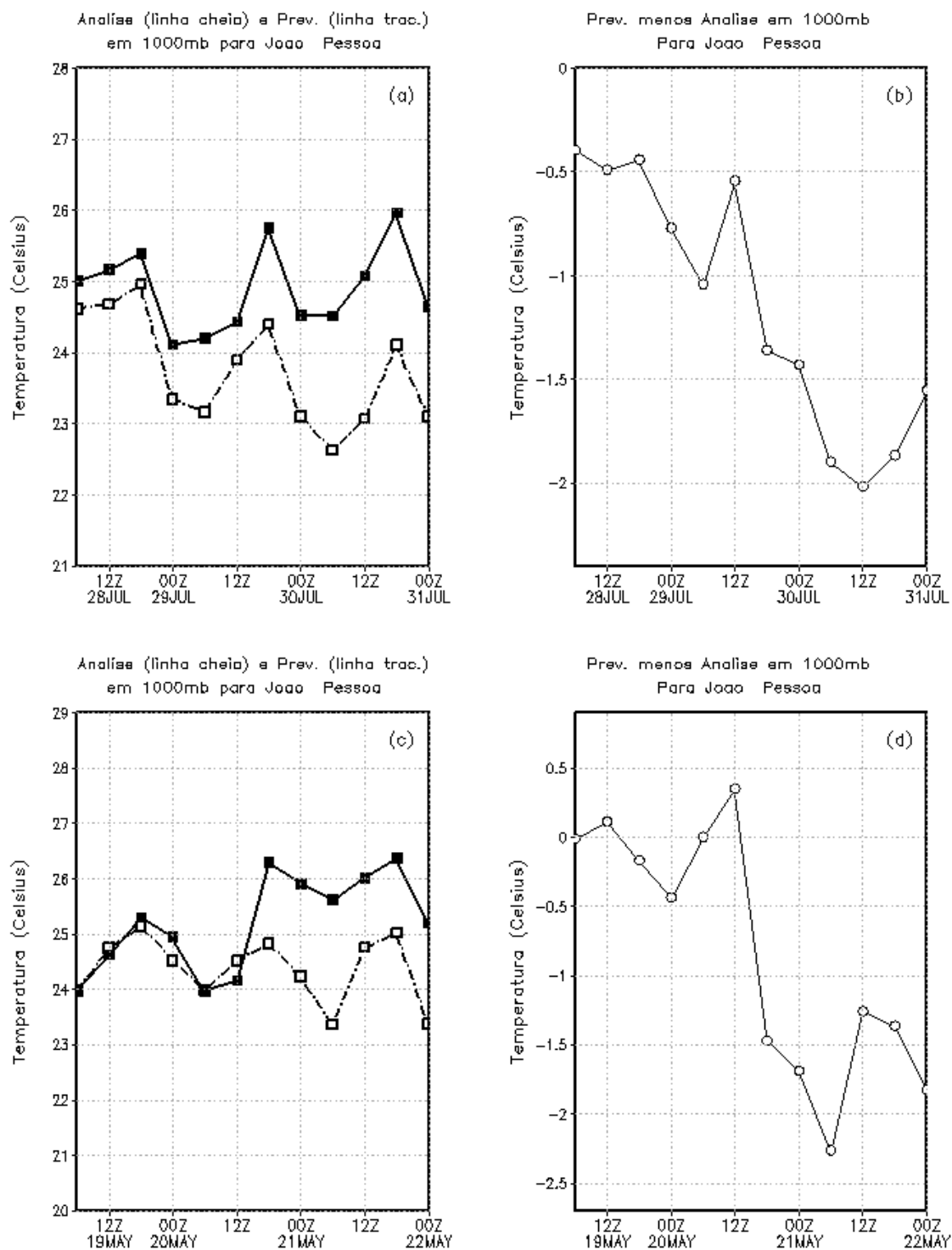


Figura 7.10: (a) Série temporal da Temperatura obtida das análises (linha cheia) e da previsão do modelo ETA (linha tracejada) em 1000 mb para o período de 28 a 31 de julho de 2010 em João pessoa, (b) diferença entre a previsão e análise obtida de (a), (c) e (d) o mesmo que em (a) e (b) respectivamente, exceto que para o período de 19 a 22 de maio de 2011

Nota-se através da Fig. 7.10 que em ambas as situações analisadas as séries temporais de temperatura previstas pelo modelo ETA concordam bem com as análises do ERA – INTERIM, tanto em termos de intensidade quanto na forma, reproduzindo bem o ciclo horário. Notoriamente no evento em que o modelo não acionou o esquema BMJ para convecção profunda, painéis (a) e (b), o modelo subestimou ligeiramente a temperatura durante todo o período e no evento em que o modelo ligou o esquema BMJ da convecção profunda, painéis (c) e (d), houve uma alternância do sinal do bias. Em ambas as situações as diferenças entre a previsão e a análise são mais pronunciadas no período final da previsão, o que pode ser um reflexo da perda de precisão da previsão com o tempo.

De agora em diante todas as figuras apresentadas nesta seção seguem a mesma estrutura organizacional de painéis que foi exibido na Fig. 7.10, ou seja, sempre os painéis (a) e (b) para o período de 28 a 31 de julho de 2010 e os painéis (c) e (d) para o período de 19 a 22 de maio de 2011, de modo que as figuras de cada subseção, da seção 3, estão referendando o mesmo nível de pressão, evitando-se, assim repetições textuais desnecessárias ao longo do artigo.

Em contraste aos resultados expressos para João Pessoa na figura anterior, a Fig. 7.11, para Campina Grande, mostra diferenças significativas entre a previsão do ETA e a análise do projeto ERA – INTERIM, com “bias” tão elevados quão da ordem de 4° C para ambos os períodos investigados. Além disso, apesar do modelo reproduzir o ciclo sinótico da temperatura ele superestima a temperatura para ambos os episódios.

para ambos os eventos estudados e que semelhantemente aos resultados para Campina Grande o modelo superestimou a temperatura em praticamente todo o período para ambos os eventos. Adicionalmente, a diferença entre a previsão de temperatura do modelo e a análise apresenta valores tão elevados quanto 3° C.

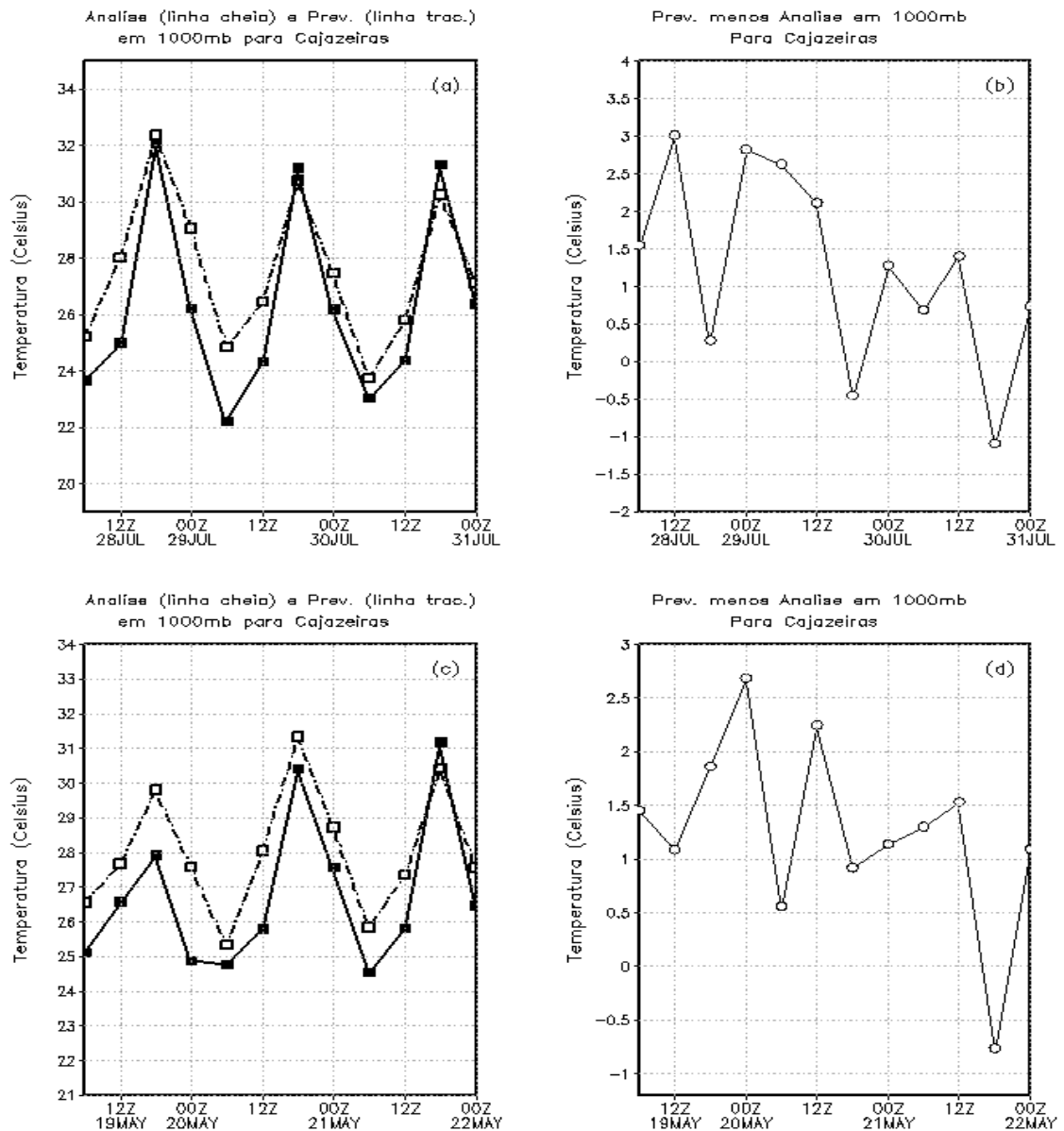


Figura 7.12: Idem Fig. 7.10, exceto para Cajazeiras

7.2. SÉRIES TEMPORAIS DE TEMPERATURA E BIAS EM 900MB

Na Figura 7.20 pode-se observar que o modelo ETA subestima ligeiramente a temperatura predominantemente em todo o período para ambos os eventos, o que já foi verificado em 1000 mb, e que em termos de bias os resultados da previsão de temperatura se mostra intensamente satisfatório, principalmente na situação em que o modelo não acionou o esquema de parametrização convectiva profunda, onde o bias foi praticamente zero para os horários sinóticos do primeiro dia de previsão e apenas atingiu um valor extremo absoluto da ordem de -2°C às 12h do dia 29 de julho. Na situação de atividade convectiva profunda o bias gravitou negativamente com uma maior frequência em torno de zero em praticamente todo o período, com um extremo absoluto atingindo um valor da ordem de -1°C às 18h do dia 20 de maio.

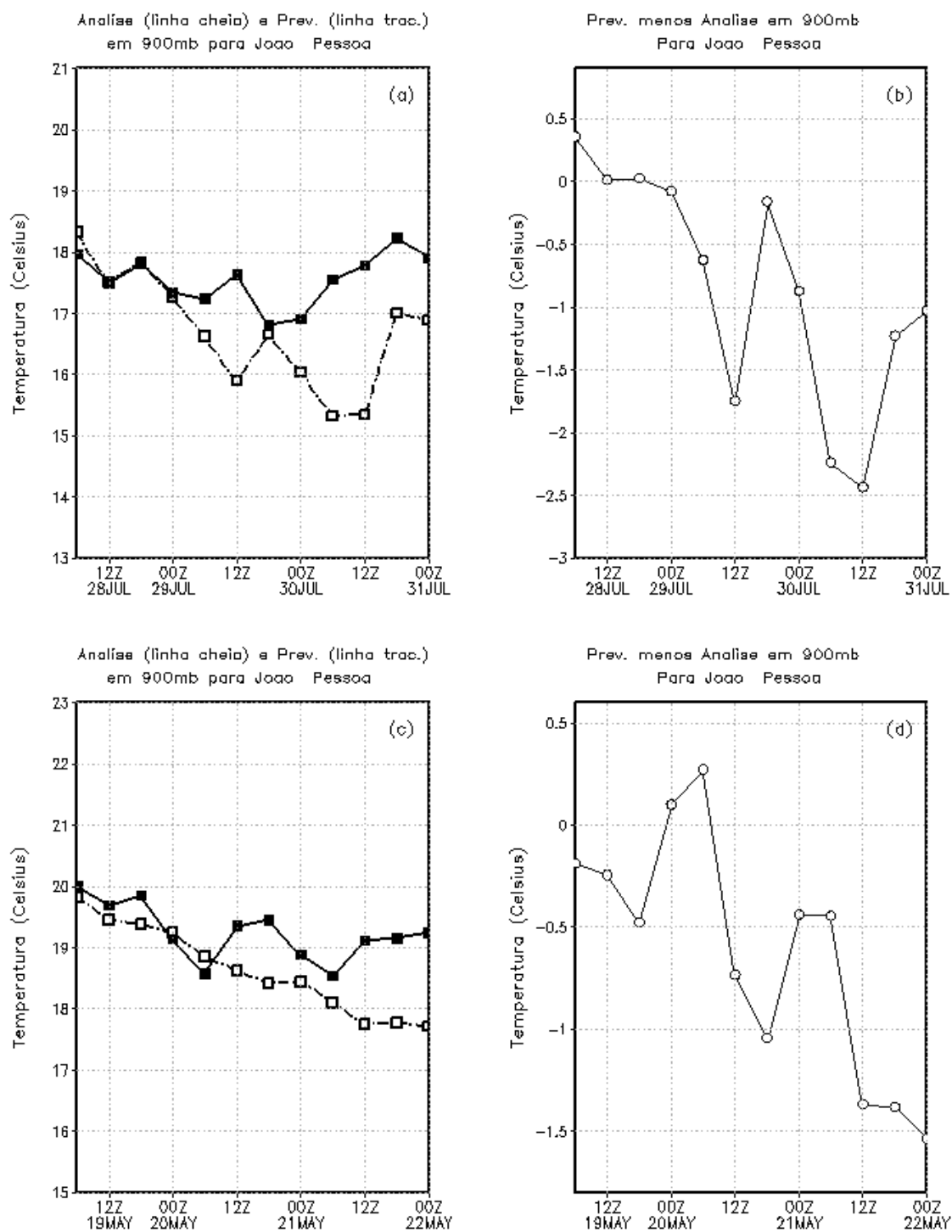


Figura 7.20: Idem Fig. 7.10, exceto para 900mb

Em oposição ao que se sucedeu em 1000mb para Campina Grande, em se tratando dos valores de bias, nota-se, por intermédio da Fig. 7.21, que houve comparativamente

uma melhoria significativa da previsão do modelo tanto para o caso de ausência de convecção profunda como para o de presença de convecção profunda, de modo que o bias não atingiu sequer uma ordem de magnitude de 28 a 31 de julho de 2010 e atingiu, em termos absolutos, os seus maiores valores, da ordem de -1°C , em 12h e 18h do dia 20 de maio de 2011.

Do ponto de vista do ciclo sinótico da temperatura pode-se evidenciar da Fig. 7.21 que o modelo reproduziu bem a oscilação da temperatura, não apresentando nenhuma inconsistência física e tampouco mostrou um domínio da temperatura prevista pelo ETA em relação às análises do ERA – INTERIM ou vice – versa em ambos os eventos. É interessante, ainda, observar que Campina Grande se caracteriza por apresentar temperaturas amenas durante todo o ano e que o mês de julho (corresponde ao inverno no Hemisfério Sul) apresenta em média temperaturas menos elevadas que o mês de maio e, além disso, é situada a uma altitude de cerca de 550 m do nível médio do mar, o que pode ter afetado significativamente a qualidade da previsão de temperatura para 1000 mb.

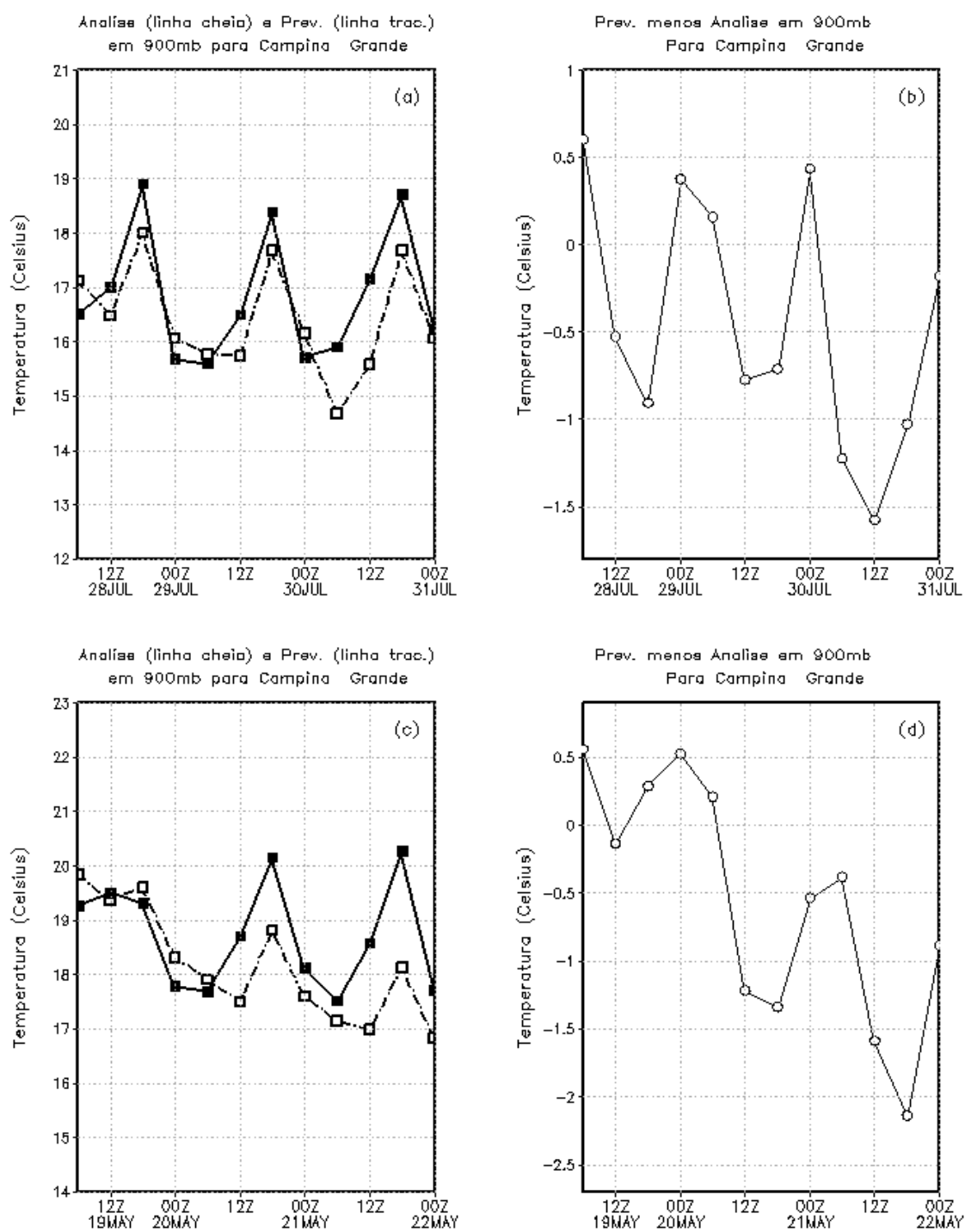


Figura 7.21: Idem Fig. 7.10, exceto para Campina Grande e 900mb

Na Figura 7.22 é mostrado os resultados para Cajazeiras, sendo claro que em ambos os episódios analisados a previsão do Modelo ETA concorda muito bem com a análise do ERA – INTERIM, tanto no que tange ao ciclo sinótico diário da temperatura como em termos de intensidade. Com respeito ao bias, os dois casos apresentaram valores prevaletentes ao longo de todo o período muito baixos, mais precisamente inferiores a uma unidade, o que reforça a tese de uma boa eficiência do modelo na previsão de temperatura em 900 mb para Cajazeiras.

Quando se compara os resultados de 900 mb exibidos na Fig. 7.22 com os de 1000 mb apresentados na Fig. 7.12 se torna mais evidente o ganho em precisão da previsão da temperatura pelo modelo ETA para o nível de 900mb. É preciso lembrar que a previsão de temperatura para Cajazeiras em 1000 mb apresentou valores de baias tão expressivos quanto 3° C. Cabe ainda ressaltar, como foi destacado a questão da altitude para Campina Grande, que Cajazeiras está situada a uma altitude de aproximadamente 298 m acima do nível médio do mar o que pode levar a efeitos de superfície afetar significativamente a previsão da temperatura no nível de 1000 mb.

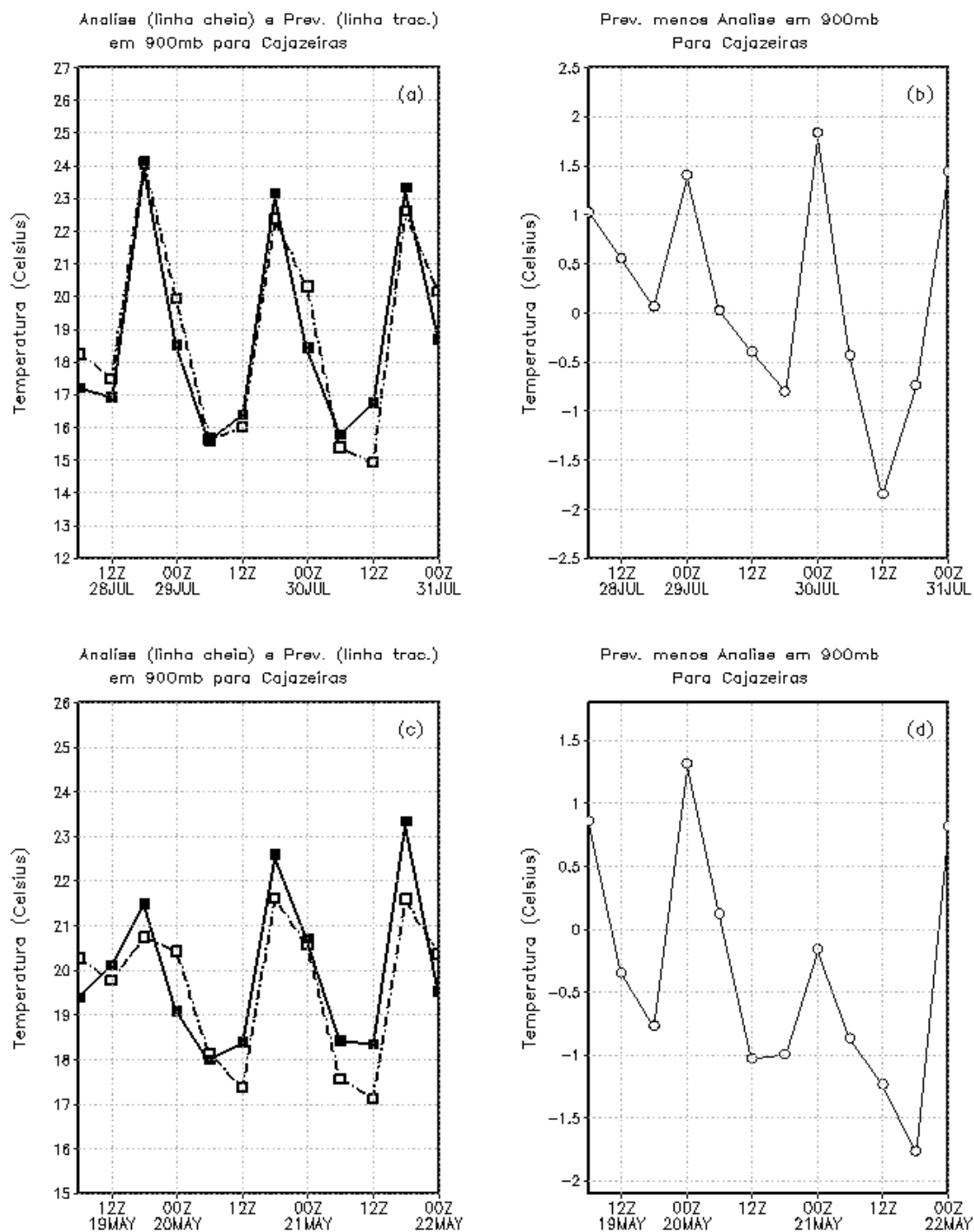


Figura 7.22: Idem Fig. 7.10, exceto para Cajazeiras e 900mb

7.3. SÉRIES TEMPORAIS DE TEMPERATURA E BIAS EM 800MB

Observa-se na Figura 7.30, de uma maneira bastante evidente, que em ambas as situações avaliadas o modelo subestima a temperatura para João Pessoa em todo o período e, além disso, não reproduz as oscilações do ciclo sinótico, com valores absolutos de bias ultrapassando uma unidade em quase todo o episódio de ausência de atividade convectiva profunda. Contudo, para o caso de presença de atividade convectiva profunda, o bias foi numericamente menos expressivo.

Nas Figuras 7.31 e 7.32, para Campina Grande e Cajazeiras respectivamente, a exemplo de João Pessoa (Figura 7.30), o modelo ETA ligeiramente subestimou a temperatura para ambos os episódios. Assim, de uma forma geral, em 800mb, para as três cidades supracitadas, os resultados evidenciam uma tendência de subestimação da temperatura prevista pelo modelo em relação às análises do ERA – INTERIM, embora de pequena magnitude. Isto pode levar, mediante um raciocínio indutivo, guardando as devidas proporções, que independentemente da localização espacial da cidade, dentro do estado da Paraíba, e independente da situação convectiva prevalecente o modelo subestima a temperatura.

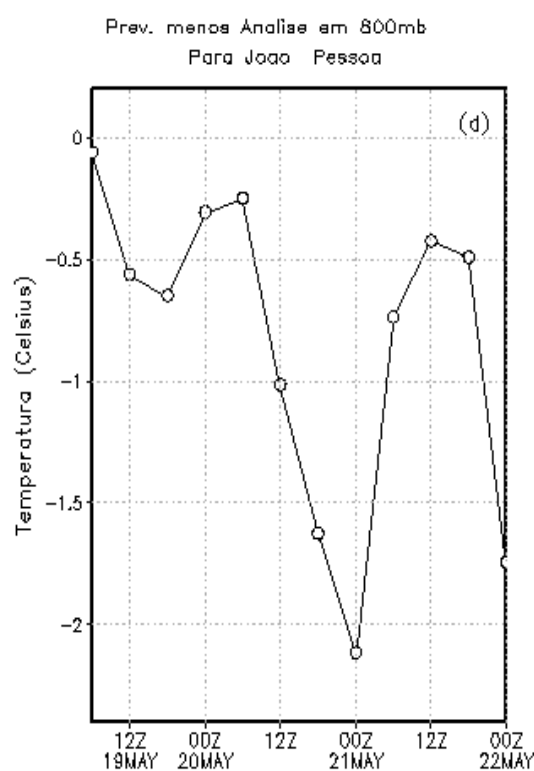
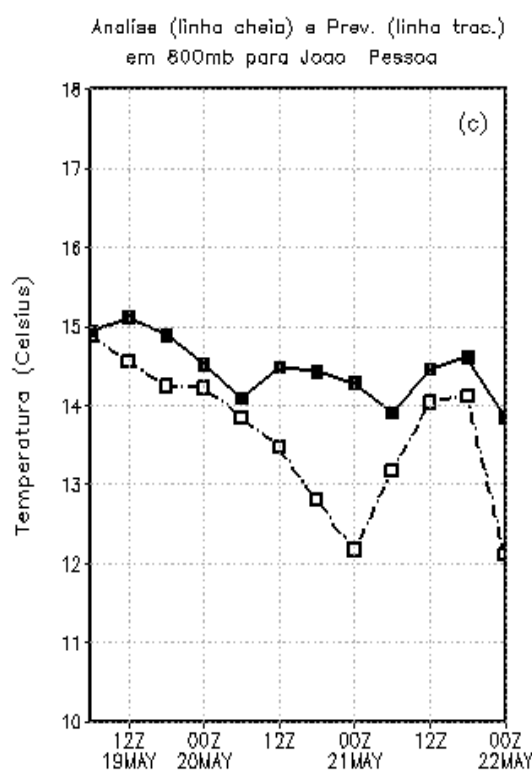
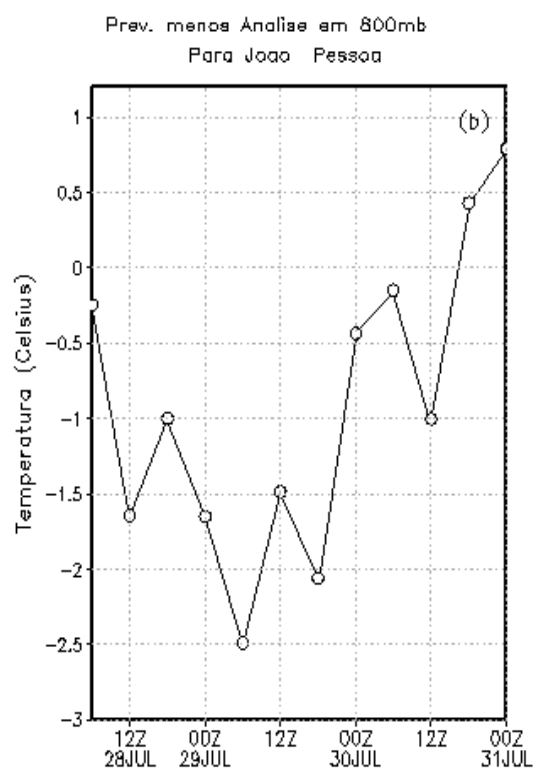
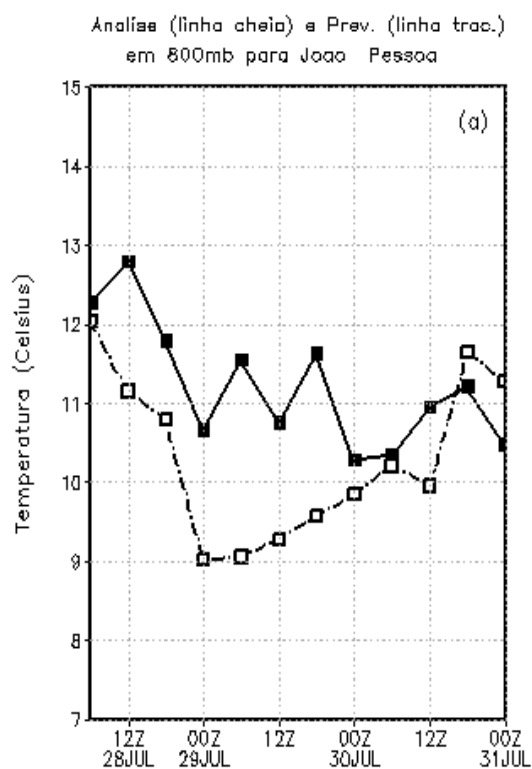


Figura 7.30: Idem Fig. 7.10, exceto para João Pessoa e 800 mb

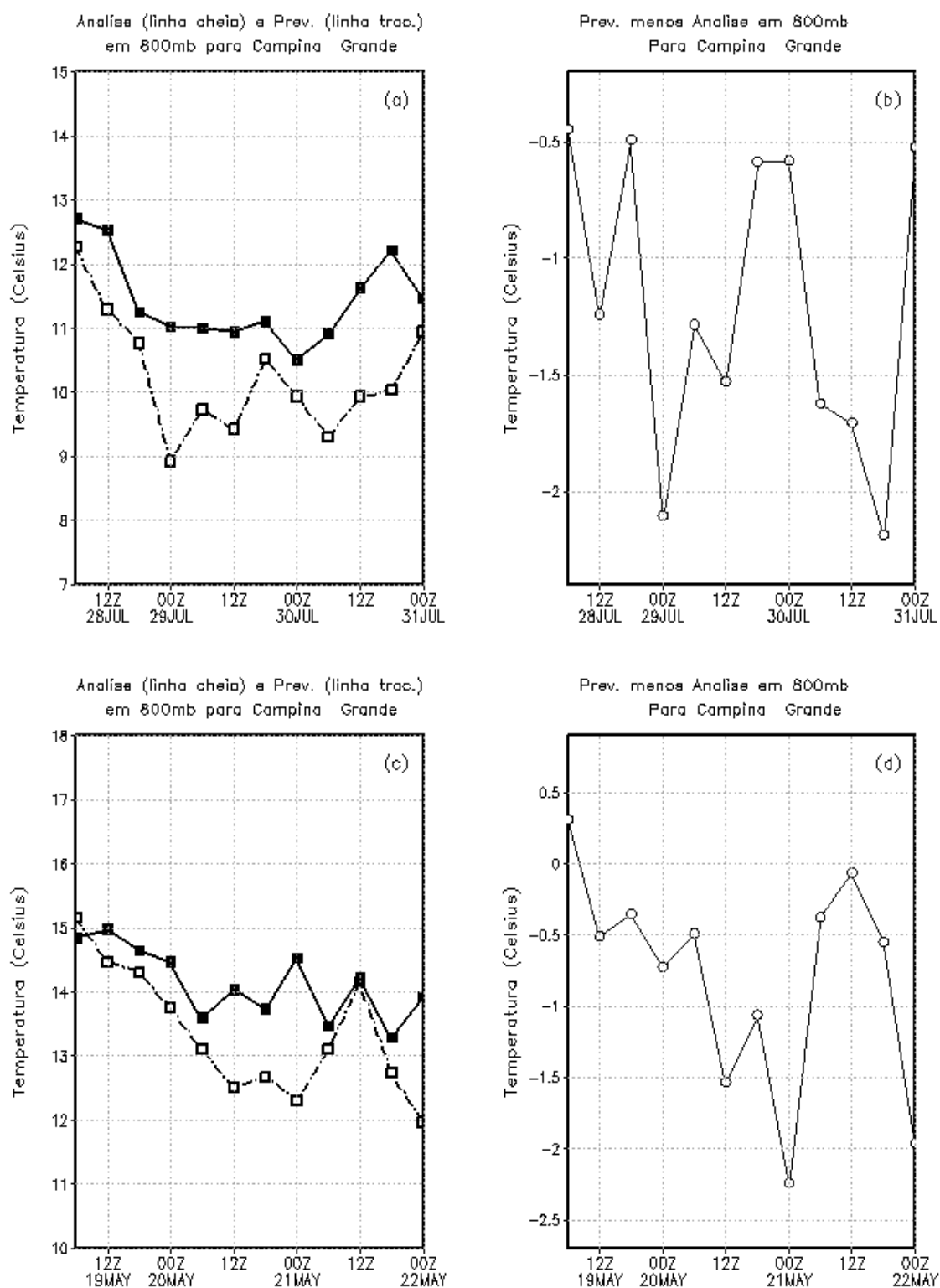


Figura 7.31: Idem Fig. 7.10, exceto para Campina Grande e 800 mb

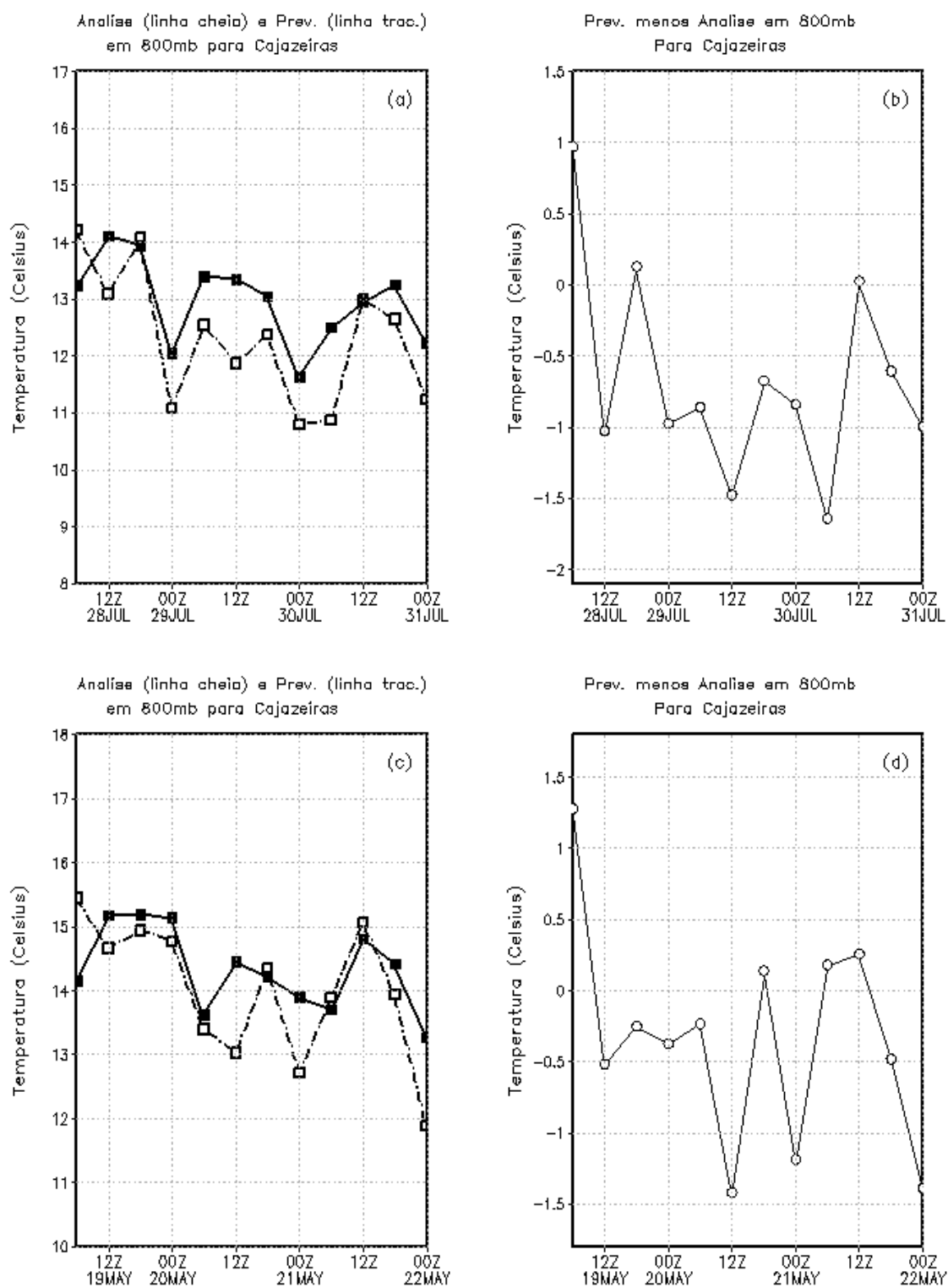


Figura 7.32: Idem Fig. 7.10, exceto para Cajazeiras e 800 mb

7.4 DIAGRAMAS DE HOVMÖLLER PARA A UMIDADE RELATIVA DE 28 A 31 DE JULHO DE 2010

Os diagramas de Hovmöller apresentados abaixo representam a umidade relativa prevista pelo modelo ETA (previsão horária) para os níveis de 1000, 975, 900, 875, 850, 825, 800, 775, 750, 725, 700, 675, 650, 625, 600, 575, 550, 525, 500, 475, 450, 400, 350, 300, 250, 200, 150 e 100hPa e a umidade oriunda das Análises do ERA – INTERIM (dados sinóticos) para os níveis de pressão de 1000, 975, 950, 925, 900, 875, 850, 825, 800, 775, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 225, 200, 175, 150, 125 e 100hPa.

Adicionalmente, nestes diagramas, é plotada a isolinha da temperatura de 0° C (linha grossa cheia), que corresponde ao ponto de congelamento. O painel superior, (a), corresponde à previsão do modelo enquanto que o inferior, (b), representa a Análise do ERA – ITERIM.

Na Figura 7.40, para João Pessoa, pode-se notar que a previsão de umidade relativa do modelo concorda muito bem quando comparada com a Análise de umidade do ERA – ITERIM para os baixos níveis (abaixo de 700hPa), inclusive em termos de intensidade, de modo que os maiores valores de umidade, acima de 70% se concentram nos baixos níveis.

O mesmo é bastante evidente para os níveis médios e os primeiros níveis atmosféricos superiores (abaixo de aproximadamente 300hPa), onde a atmosfera se apresentou, para João Pessoa, bastante seca, de modo que a umidade ficou abaixo de 30%. Acima de 300hPa é nítido que o modelo subestimou consideravelmente a umidade relativa em relação à Análise do ERA – INTERIM, o que talvez possa ser justificado pelo fato do modelo apresentar baixa resolução nestes níveis.

O diagrama de Hovmöller mostrado na Figura 7.41, para Campina Grande, revela que o modelo ETA apresenta uma previsão de umidade bastante parecida com a previsão para João Pessoa, exceto que como explicito pela Análise do ERA - INTEIM, a atmosfera em Campina Grande apresentou um teor de umidade menor que para João Pessoa. Em conjunção com o resultado anterior, os maiores valores de umidade prevista se encontram em baixos níveis.

Entretanto, para Cajazeiras, Figura 7.42, o modelo ETA parece ligeiramente subestimar a umidade relativa de baixos níveis, apesar de refletir bem a variabilidade espacial da umidade, pois os valores de umidade resultantes da modelagem para João Pessoa e Campina Grande foram maiores.

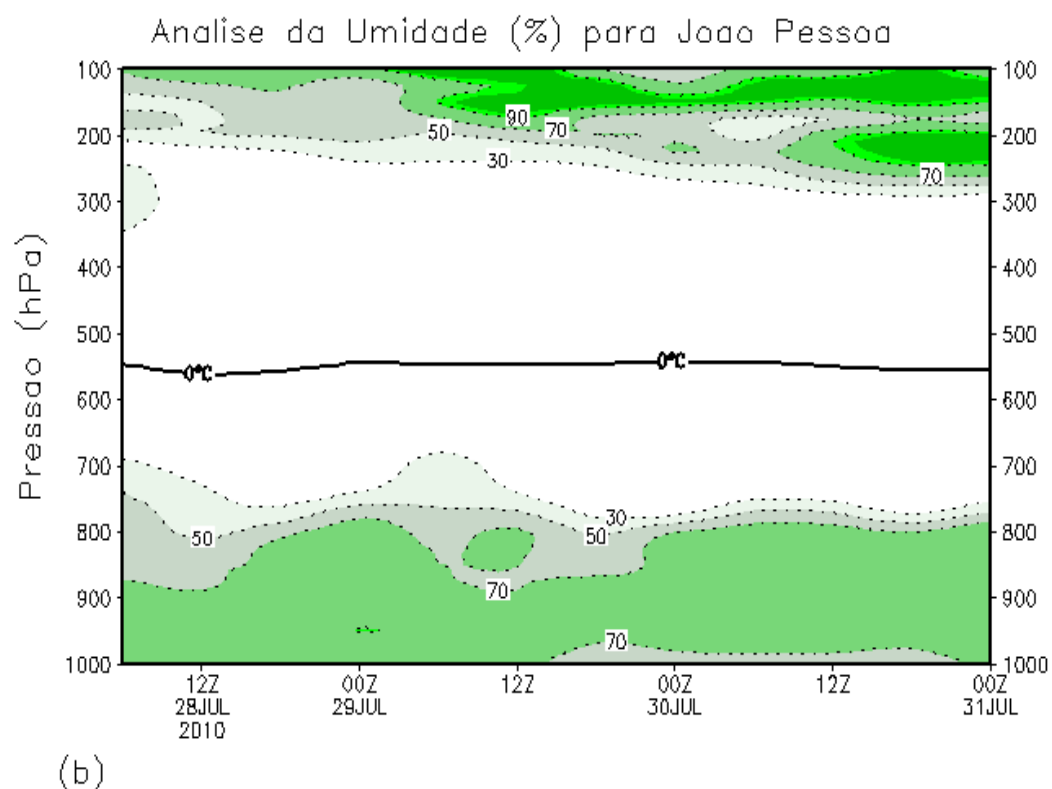
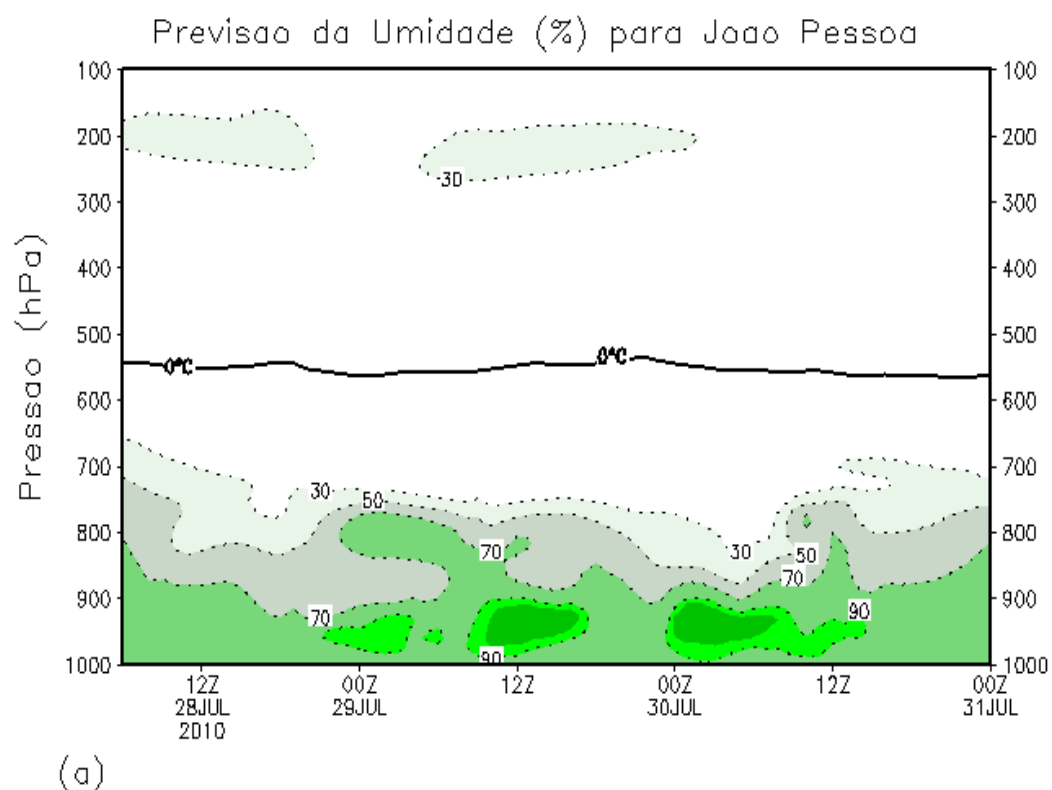
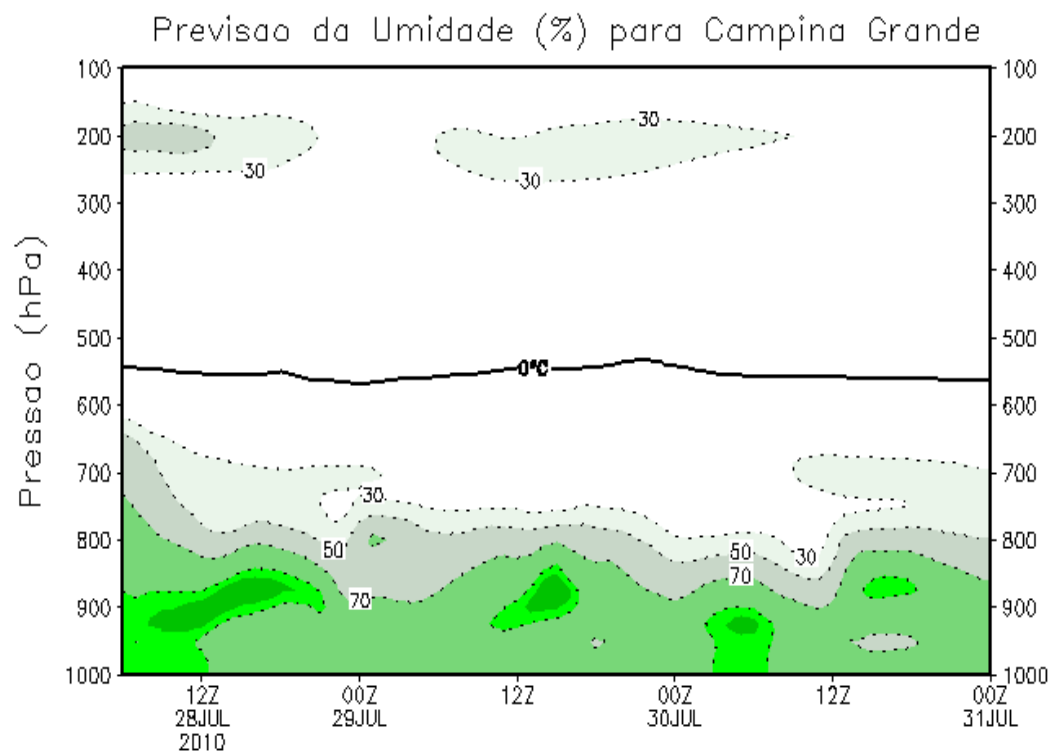
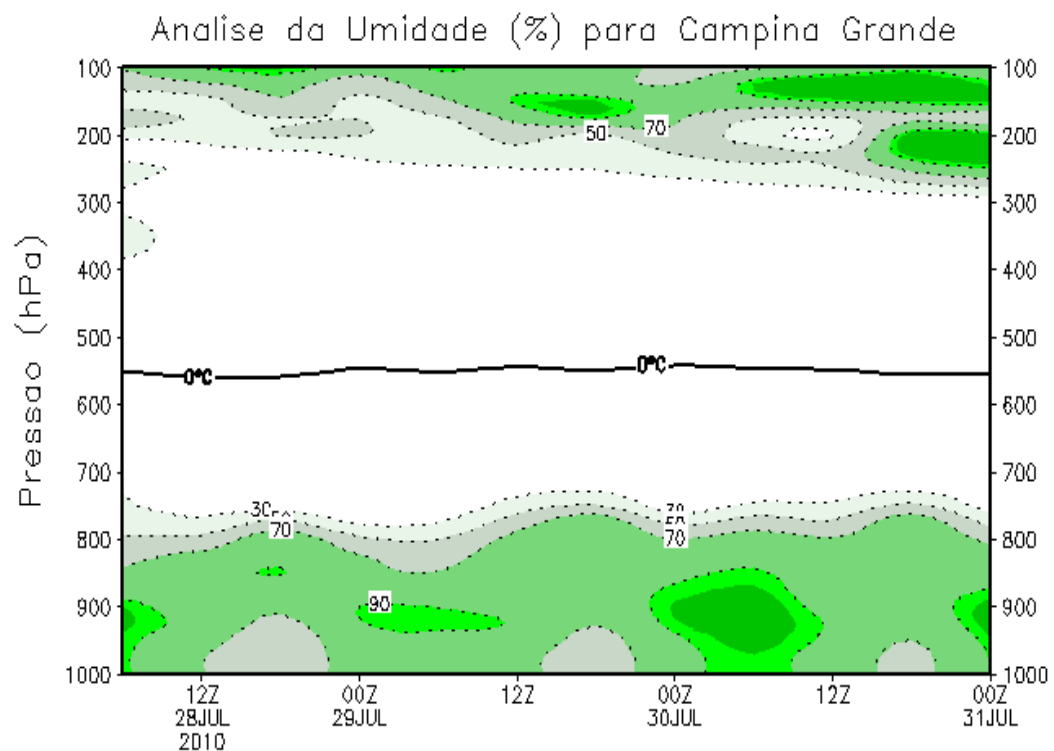


Figura 7.40: Diagrama de Hovmöller da Umidade Relativa, para João Pessoa, de 28 a 31 julho de 2010: Previsão horária pelo modelo ETA (a) e Análise Sinótica do ERA – INTERIM (b)



(a)



(b)

Figura 7.41: O mesmo que na Fig. 7.40, exceto para Campina Grande

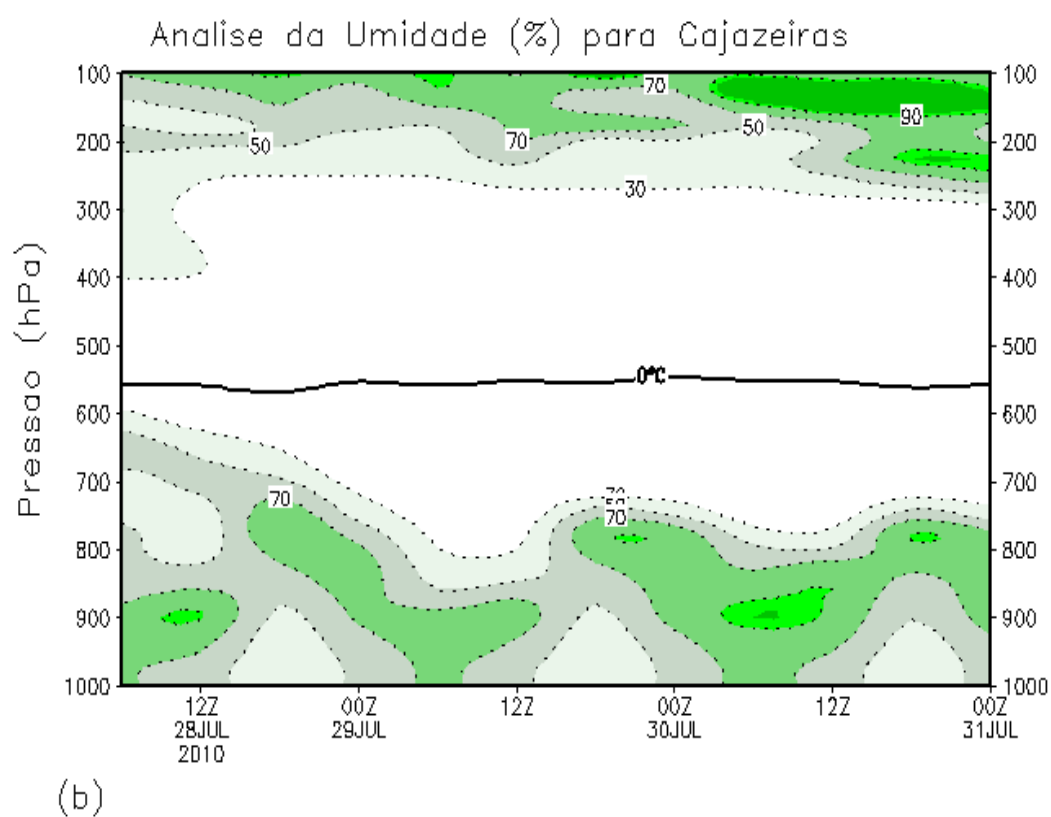
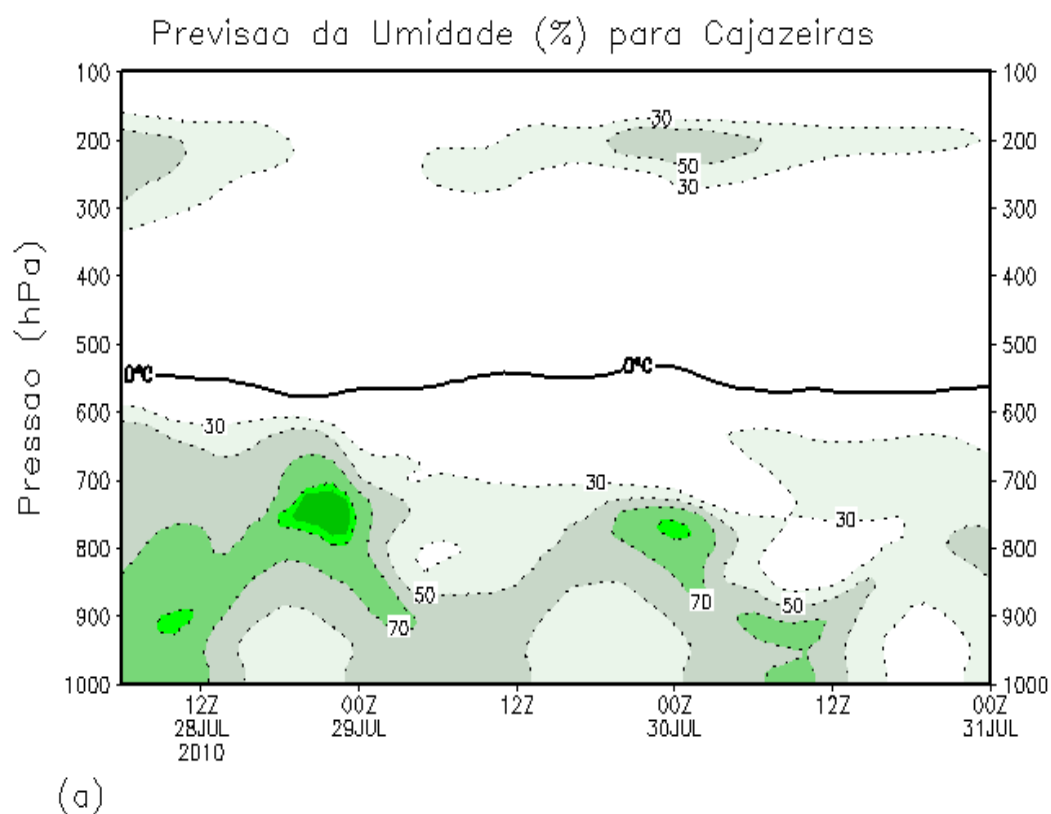


Figura 7.42: O mesmo que na Fig. 7.40, exceto para Cajazeiras

7.5 DIAGRAMAS DE HOVMÖLLER PARA A UMIDADE RELATIVA DE 19 A 22 DE MAIO DE 2011

Dando continuidade a seção anterior, esta seção apresenta os diagramas de Hovmöller da umidade relativa prevista e a oriunda das Análises sinóticas do ERA - INTERIM para o período de 19 a 22 de maio de 2011.

Na Figura 7.50, para João Pessoa, pode ser observado que o modelo ETA subestimou a umidade relativa acima dos baixos níveis em relação à Análise sinótica do ERA – INTERIM em praticamente todo o período. Em baixos níveis (abaixo de 700 hPa) a concordância entre a previsão e a Análise é bem mais acentuada, apesar dos resultados provenientes da Análise do ERA – INTERIM revelarem um máximo de umidade relativa (acima de 90%) abaixo de 800hPa estendendo-se por mais que um dia no início do período e outro com intensidade acima 90% em torno do dia 20 de maio que não foram prognosticados através do modelo.

Note-se, adicionalmente, que a camada de umidade mais intensa (em torno de 70%) é mais profunda na Análise, Fig. 7.50 (b), que na previsão, Fig. 7.50 (a), e que em níveis mais elevados, aproximadamente acima de 700hPa o modelo subestima a umidade relativa de uma forma mais intensa que em baixos níveis, em particular, entre 200 – 100hPa a diferença entre a previsão de umidade e a Análise é bastante substancial.

Nos resultados obtidos para Campina Grande e Cajazeiras, Fig. 7.51 (a) e 7.52 (a), respectivamente também se observa que a previsão do modelo subestima acentuadamente a umidade relativa entre 200 – 100hPa. É notório também que a Análise para Campina Grande, Fig. 7.51 (b) indica um máximo de umidade superior a 90% em baixos níveis entre os dias 19 e 20 de maio e no entanto, a previsão apresenta este máximo apenas no dia 20 de maio.

É importante destacar, ainda, que em Cajazeiras, Fig. 7.52 (a) e (b), não houve máximos de umidade relativa tão notáveis como os obtidos para Campina Grande e João Pessoa e que se somado a este fato a umidade relativa em Cajazeiras, tanto proveniente da Análise como da previsão do modelo ETA, foi menos intensa quando comparada com as outras duas cidades.

De um modo geral os diagramas de Hovmöller da previsão do modelo regional para estas três localidades não exibiram uma variação horária pronunciada da umidade relativa. Contudo, de conformidade com os diagramas de Hovmöller para a umidade de João Pessoa, esta apresenta um caráter menos estratificado que para as duas cidades interioranas, principalmente acima dos baixos níveis.

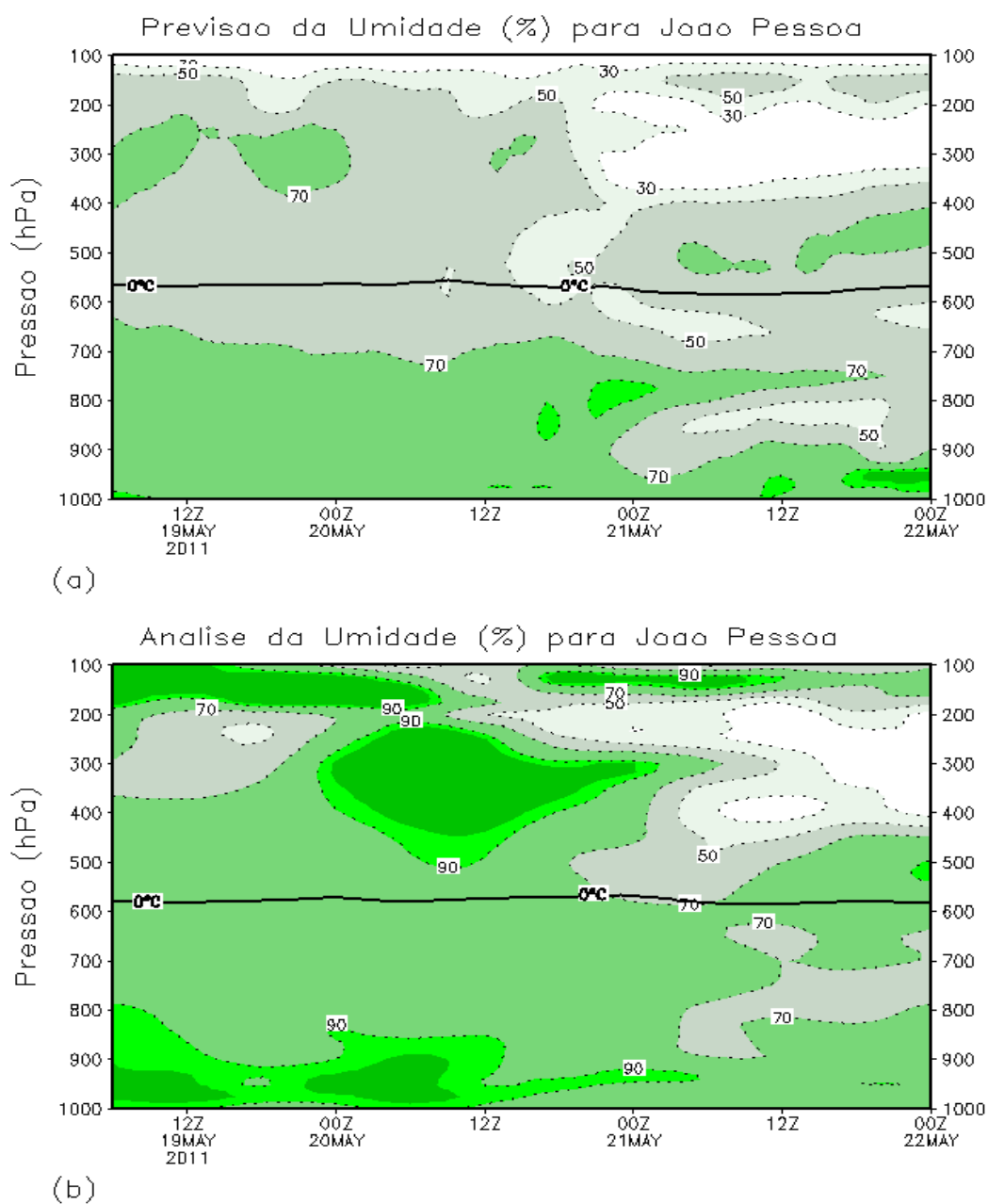
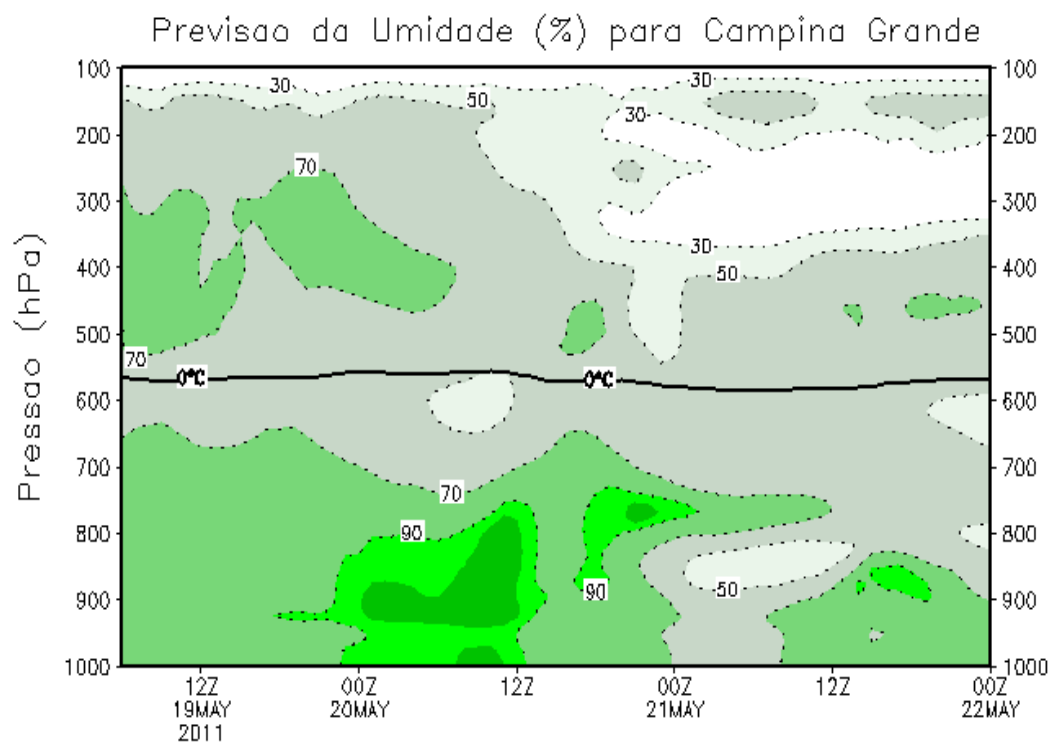
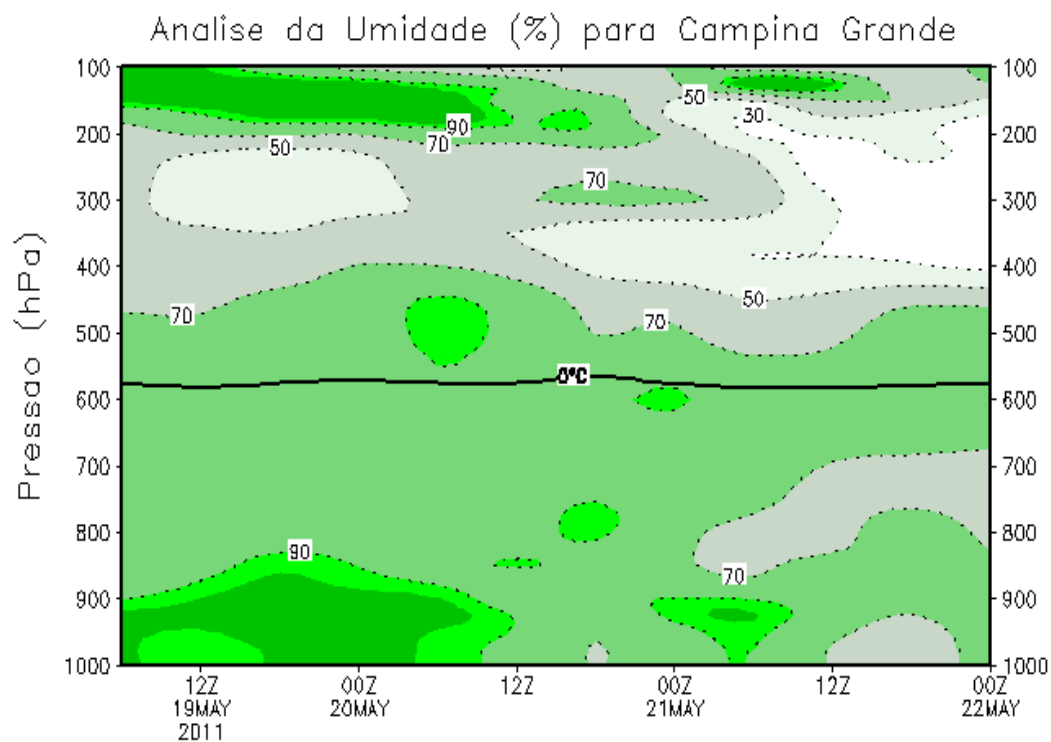


Figura 7.50: Diagrama de Hovmöller da Umidade Relativa, para João Pessoa, de 19 a 22 de maio de 2011: Previsão horária pelo modelo ETA (a) e Análise Sinótica do ERA – INTERIM (b)

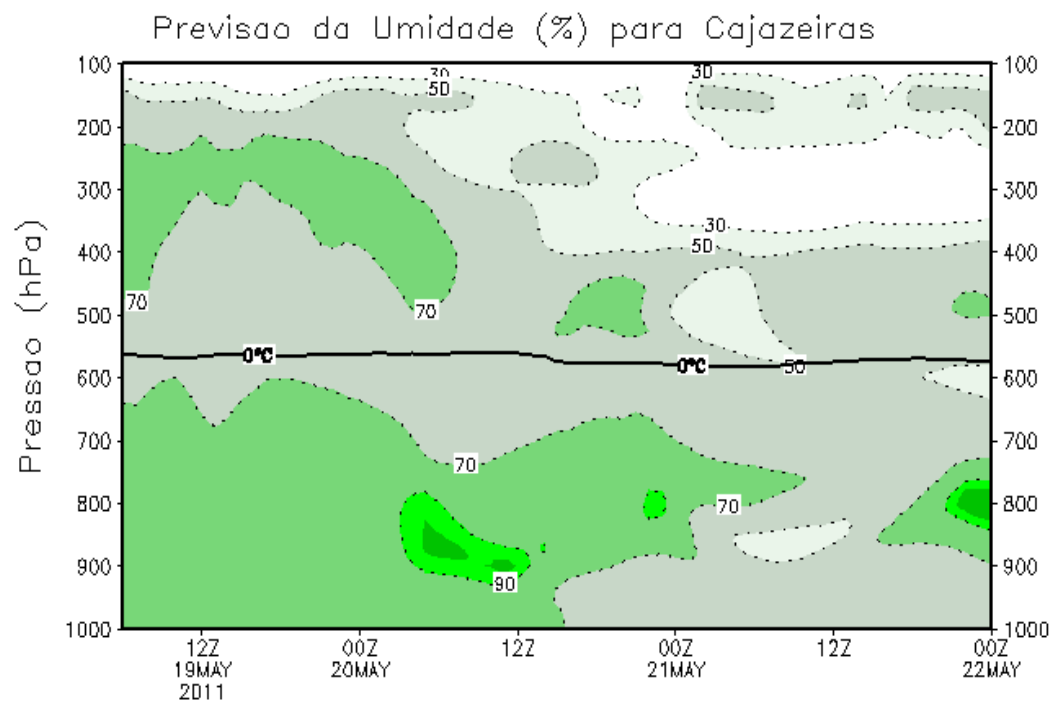


(a)

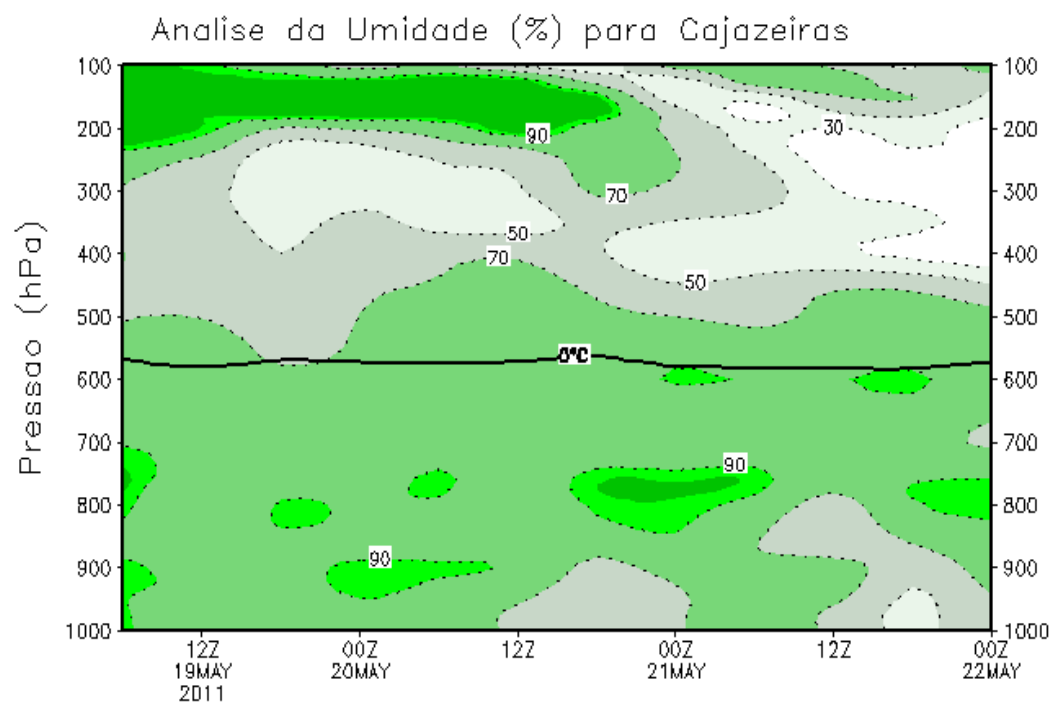


(b)

Figura 7.51: O mesmo que na Fig. 7.50, exceto para Campina Grande



(a)



(b)

Figura 7.52: O mesmo que na Fig. 7.50, exceto para Cajazeiras

7.6 DIAGRAMAS DE HOVMÖLLER PARA A INTENSIDADE E DIREÇÃO DO VENTO DE 28 A 31 DE JULHO DE 2010

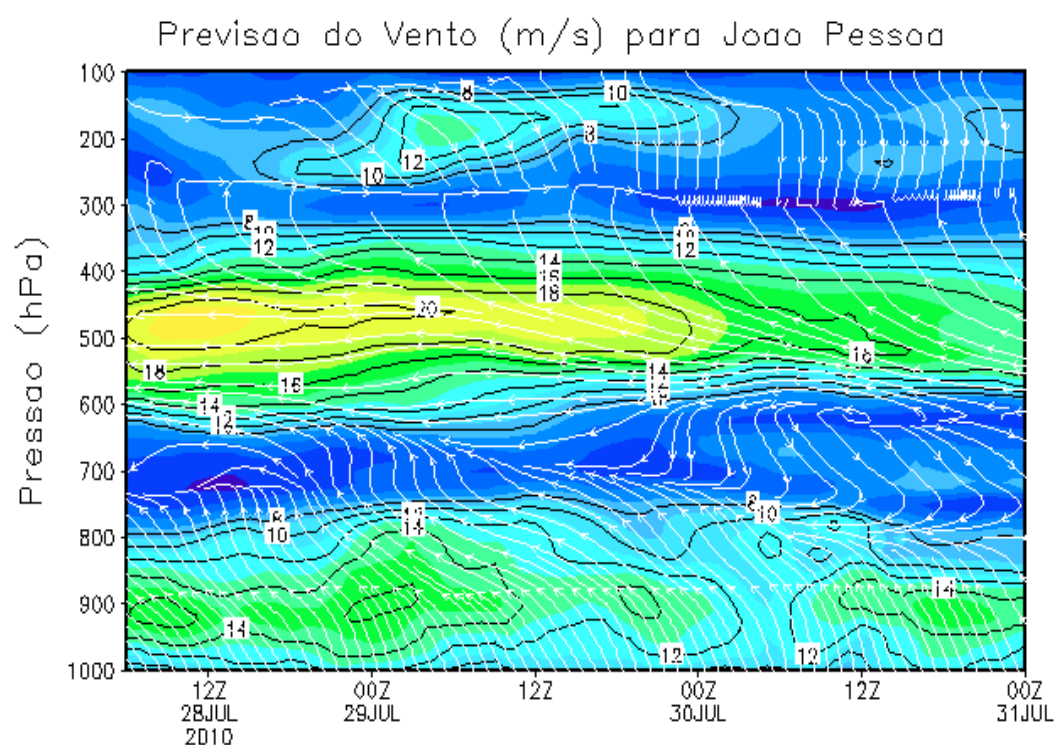
Os diagramas de Hovmöller apresentados para a velocidade e direção do vento nesta seção e na subsequente correspondem aos mesmos níveis de pressão exibidos para a umidade relativa prevista pelo modelo ETA e àquela obtida através da Análise do ERA INTERIM. A intensidade da velocidade do vento oriunda da Análise é sinótica enquanto que a prevista é horária. Os valores da intensidade do vento igual ou superior a 8m/s são destacados através das linhas de contorno nos diagramas de Hovmöller. A direção do vento é correspondente aos horários sinóticos tanto para Análise como para a previsão.

Comparando-se as Figuras 7.60 (a) e (b) constata-se que de uma forma geral o modelo reproduz muito bem o vento, para João Pessoa, tanto em termos espaço - temporal, como em termos de intensidade. Em particular, para os níveis troposféricos inferiores, os ventos são predominantemente de sudeste, como indicado pelos vetores na figura, e apresentam intensidades que variam de 8 a 14m/s, aproximadamente. Em níveis médios, em torno de 500 hPa, onde o vento apresenta os valores mais intensos em termos de velocidade, o modelo parece superestimar a velocidade do vento e, em contrapartida, em níveis superiores tende a subestimar.

Um comportamento similar é notado observando-se as Figuras 7.61 e 7.62, para Campina Grande e Cajazeiras, respectivamente. Exceto que os ventos para estas duas localidades são mais intensos que para João Pessoa. Na Figura 7.61 (a) e (b) a velocidade horizontal do vento chega a atingir 16m/s em baixos níveis e em níveis médios o modelo prevê ventos da ordem de 20m/s. Em Cajazeiras, Figura 7.62 (a), chama atenção o fato de o modelo apresentar três máximos distintos de velocidade do vento em baixos níveis, sendo o maior deles com intensidade de 18m/s, distribuídos em cada um dia da previsão, sugerindo uma maior variação temporal do vento ao longo do dia para a parte mais oeste do estado quando comparado com o leste.

A maior variação temporal da intensidade da velocidade do vento prevista pelo modelo quando comparada com os dados da Análise do ERA INTERIM pode ser explicada pelo fato de que as previsões são horárias enquanto que a Análise é sinótica.

Adicionalmente a melhor qualidade da previsão para baixos níveis pode ser justificada levando-se em consideração que a resolução do modelo é maior nos níveis troposféricos inferiores.



(a)

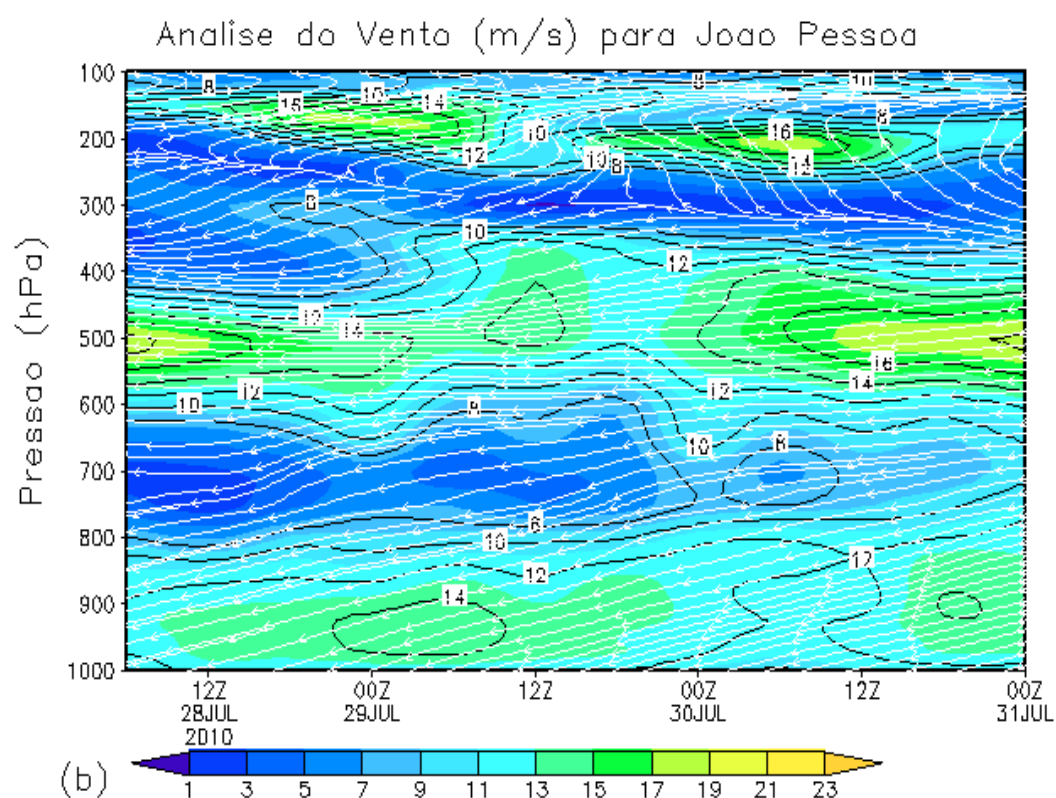
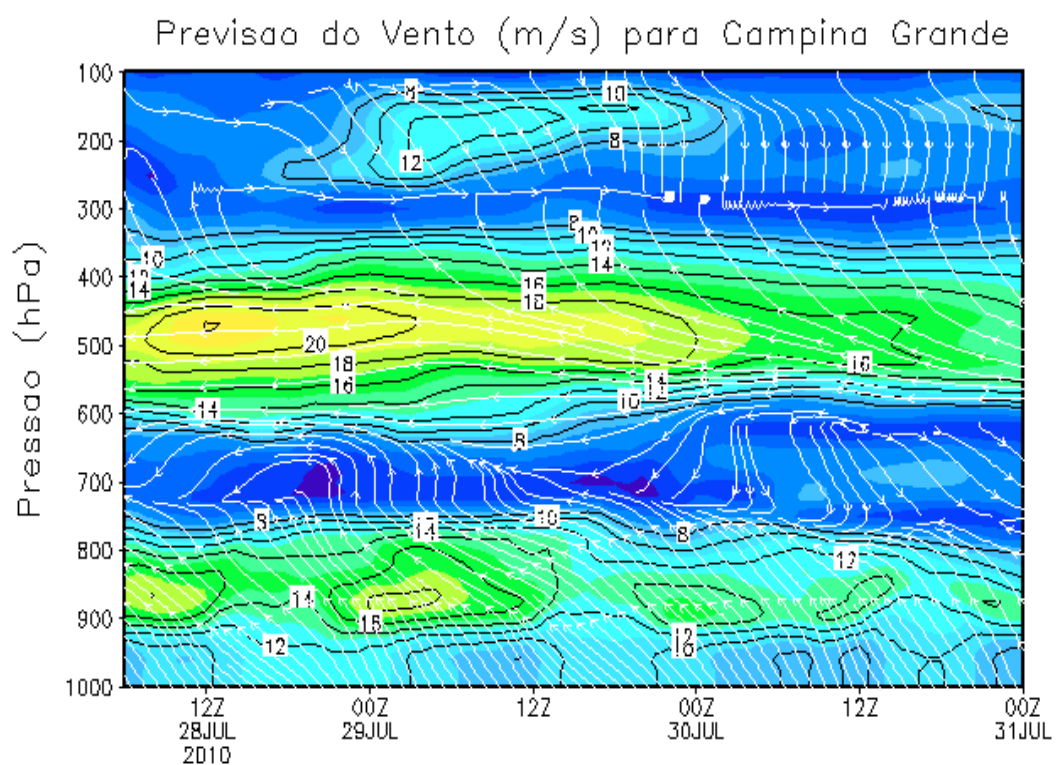


Figura 7.60: Diagrama de Hovmöller da velocidade e direção do vento, para João Pessoa, de 28 a 31 de julho de 2010: Previsão horária pelo modelo ETA (a) e Análise Sinótica do ERA – INTERIM (b)



(a)

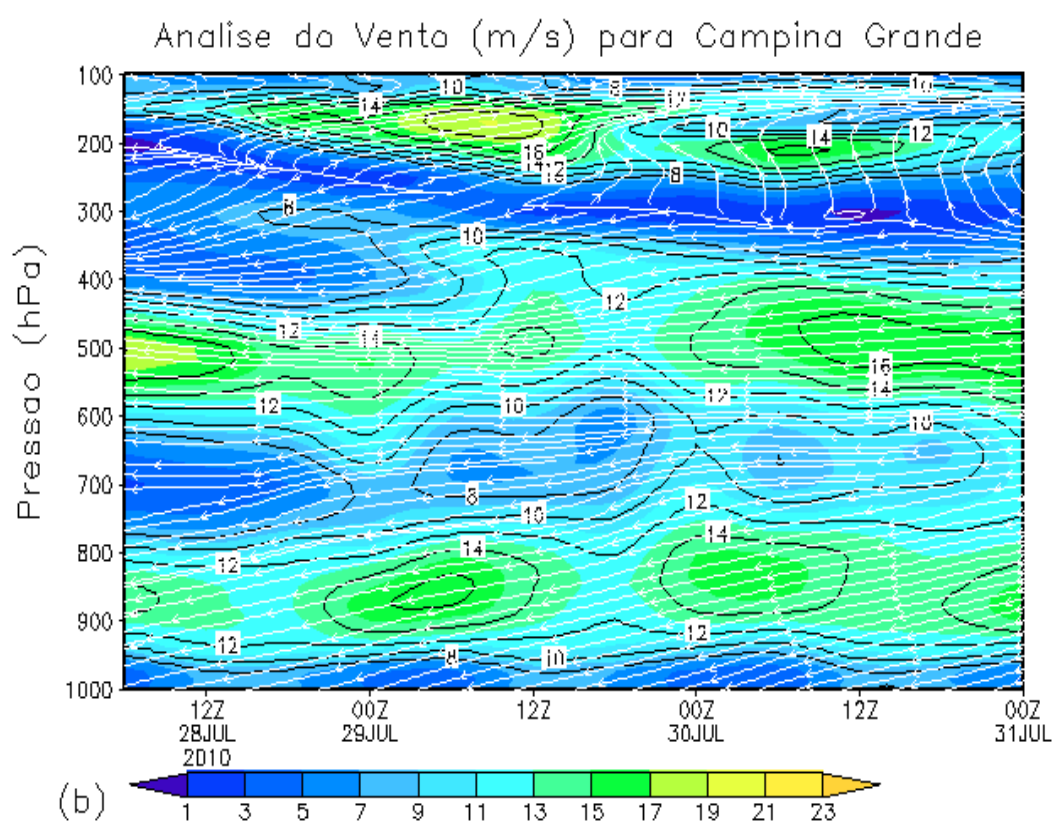
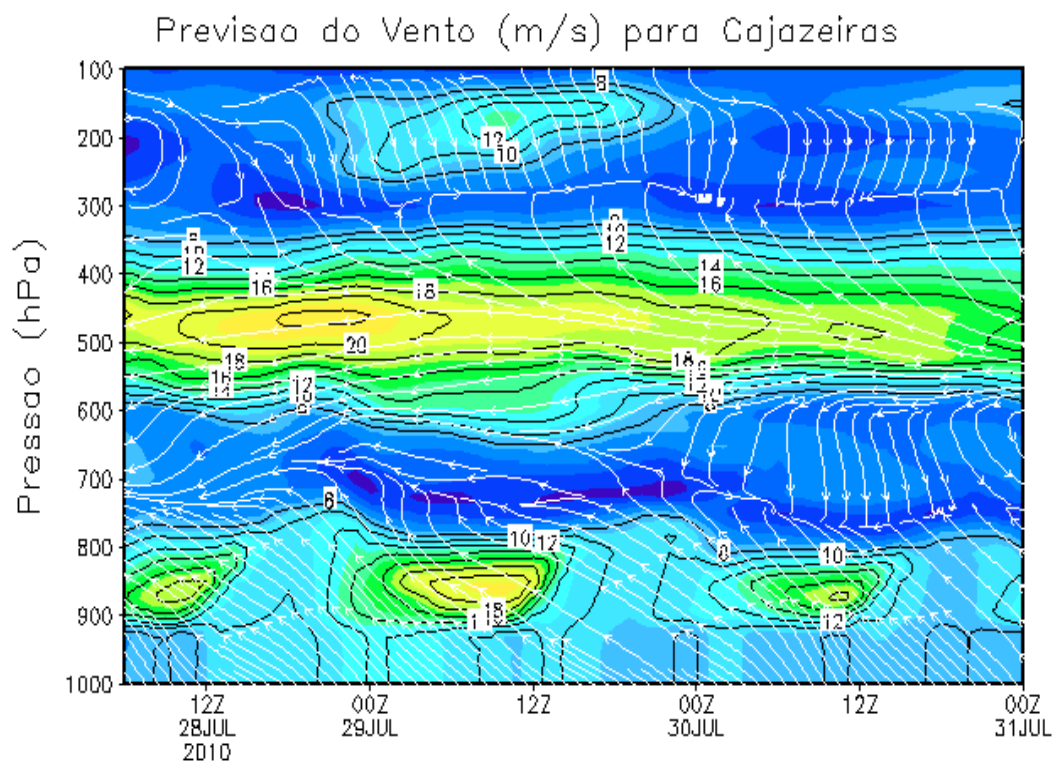


Figura 7.61: O mesmo que na Fig. 7.60, exceto para Campina Grande



(a)

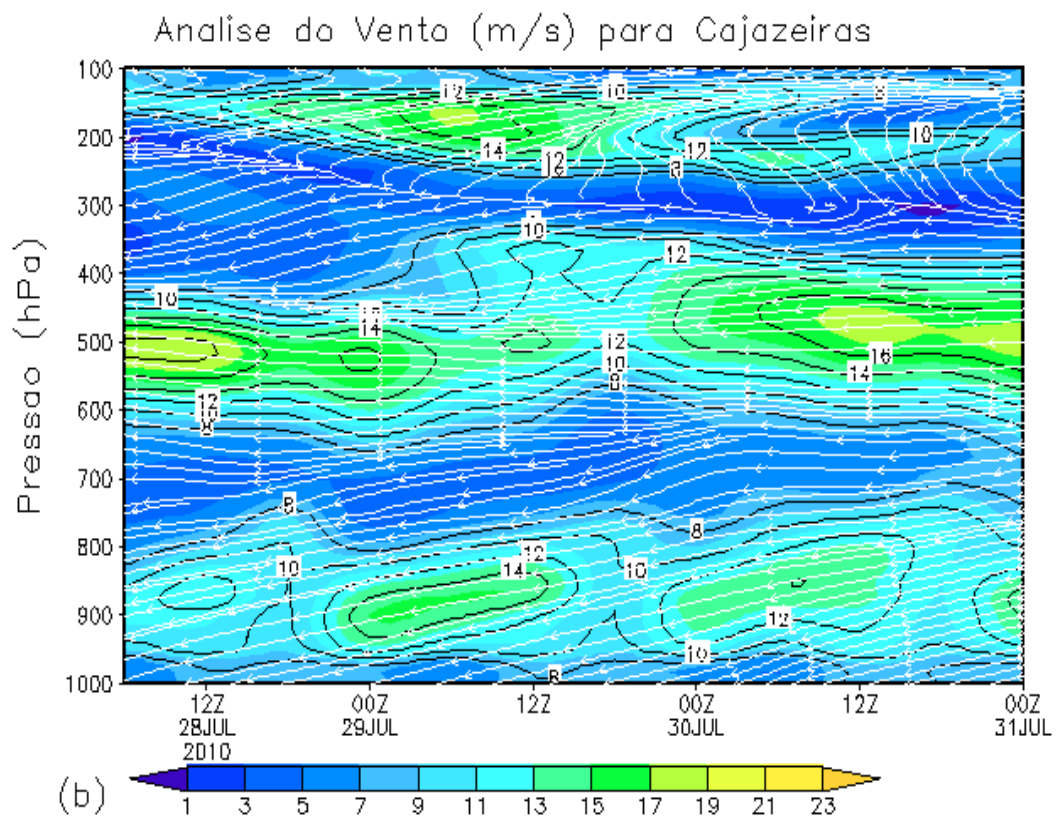


Figura 7.62: O mesmo que na Fig. 7.60, exceto para Cajazeiras

7.7 DIAGRAMAS DE HOVMÖLLER PARA A INTENSIDADE E DIREÇÃO DO VENTO DE 19 A 22 DE MAIO DE 2011

Analisando-se as Figuras 7.70 a 7.72 nota-se mais uma vez que as previsões do modelo ETA conseguem reproduzir bem a direção do vento em altitude, bem como a sua variação espaço – temporal e magnitude. Quando comparada com as três figuras precedentes, para o período de 28 a 31 de julho de 2010, é notório que a velocidade do vento em baixos níveis não difere tão significativamente nas duas situações convectivas contrastantes, o que não pode ser observado para as altitudes médias, onde é nítido que de 19 a 22 de maio de 2011, o vento encontra-se bem menos intenso (representado pela tonalidade de cores em azul nas correspondentes figuras legendadas e pelo comprimento das setas vetoriais).

O modelo ETA ligeiramente superestima o vento em praticamente todo o domínio espaço – temporal em questão. No período de 28 a 31 de julho de 2010 o modelo subestimou o vento em altos níveis, como evidenciado pelas Figuras 7.60 (a), 7.61 (a) e 7.62 (a). Os ventos de sudeste em baixos níveis prevalecentes durante todo período de investigação exibidos na Análise são previstos pelo ETA. Para os outros níveis de pressão, o padrão de direção da Análise não é tão bem prognosticado através do modelo, o que talvez possa ser atribuído ao fato de que a resolução vertical do modelo ser menor em níveis superiores que em níveis inferiores.

Nas Figuras 7.70 - 7.72 observa-se que o modelo conseguiu prever a intensificação da velocidade do vento no dia 21 de maio comparado com os dias 19 e 20. Além disso, note-se que os valores mais intensos da velocidade do vento se concentram nos baixos níveis tanto na Análise quanto na previsão do modelo, diferentemente do que ocorreu entre os dias 28 a 31 de julho de 2010, onde os máximos de velocidade situavam-se em níveis de altitudes médias. Mais precisamente, estes máximos de vento em baixos níveis previstos pelo modelo são tão intensos quão da ordem de 16m/s.

Concomitantemente com os resultados apresentados através das Análises e da previsão do modelo ETA para o período de 28 a 31 de julho, os correspondentes resultados para o período de 19 a 22 de maio explicitaram que de uma maneira geral o vento é mais

intenso nas cidades de Campina Grande e Cajazeiras que em João Pessoa, sendo que em Cajazeiras ele é mais intenso que em Campina Grande, apesar de João Pessoa ser afetada pela presença dos ventos alísios.

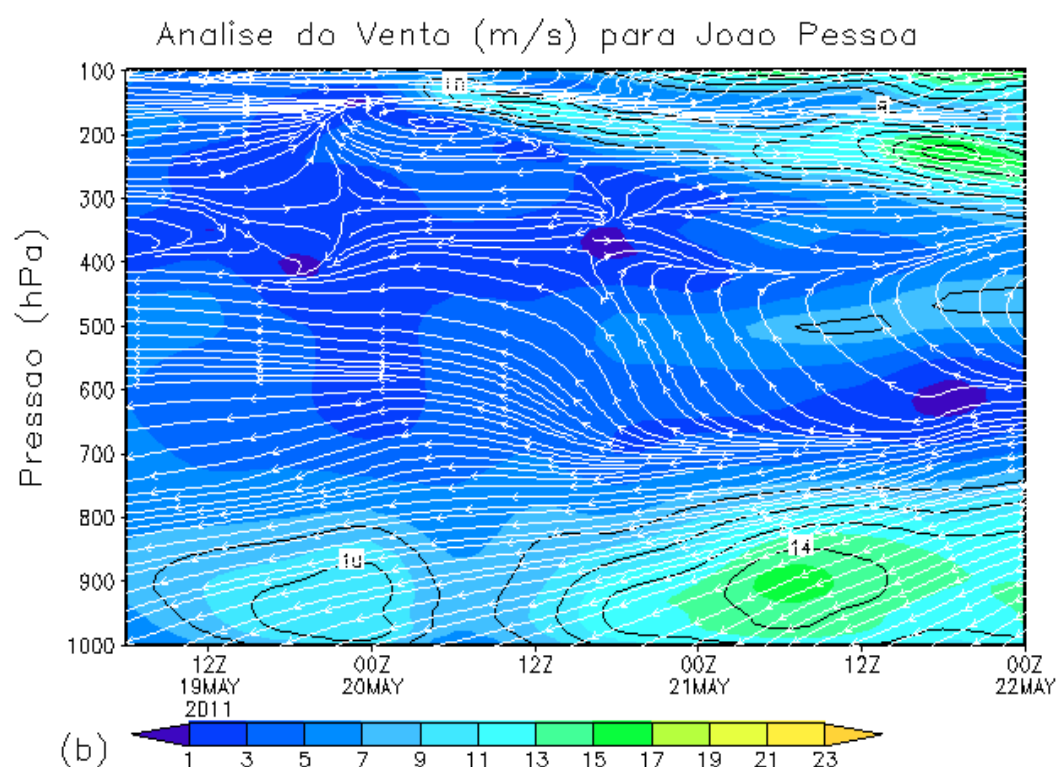
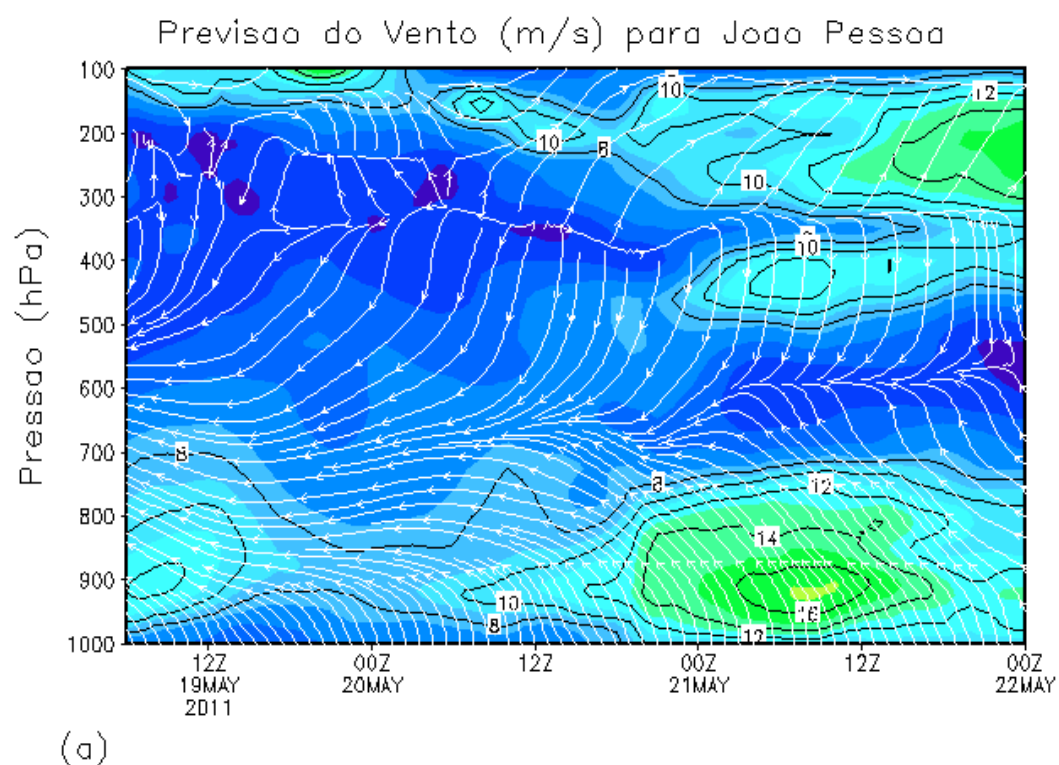


Figura 7.70: Diagrama de Hovmöller da Umidade Relativa, para João Pessoa, de 19 a 22 de maio de 2011: Previsão horária pelo modelo ETA (a) e Análise Sinótica do ERA – INTERIM (b)

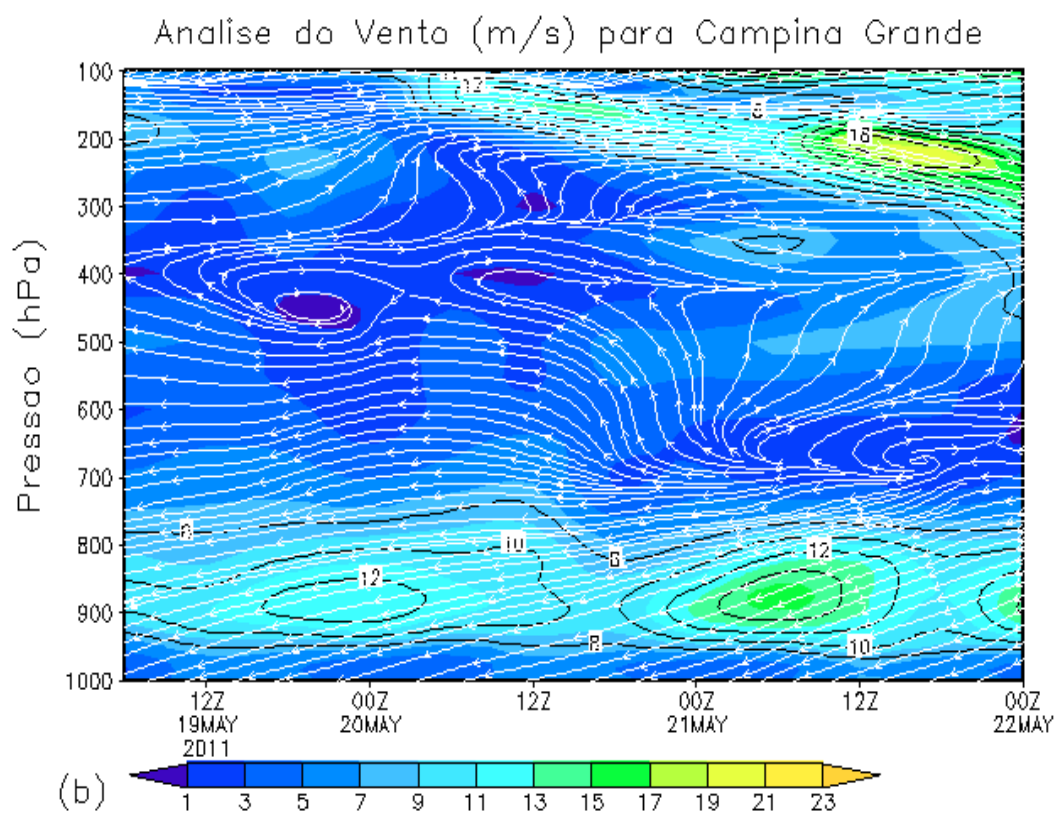
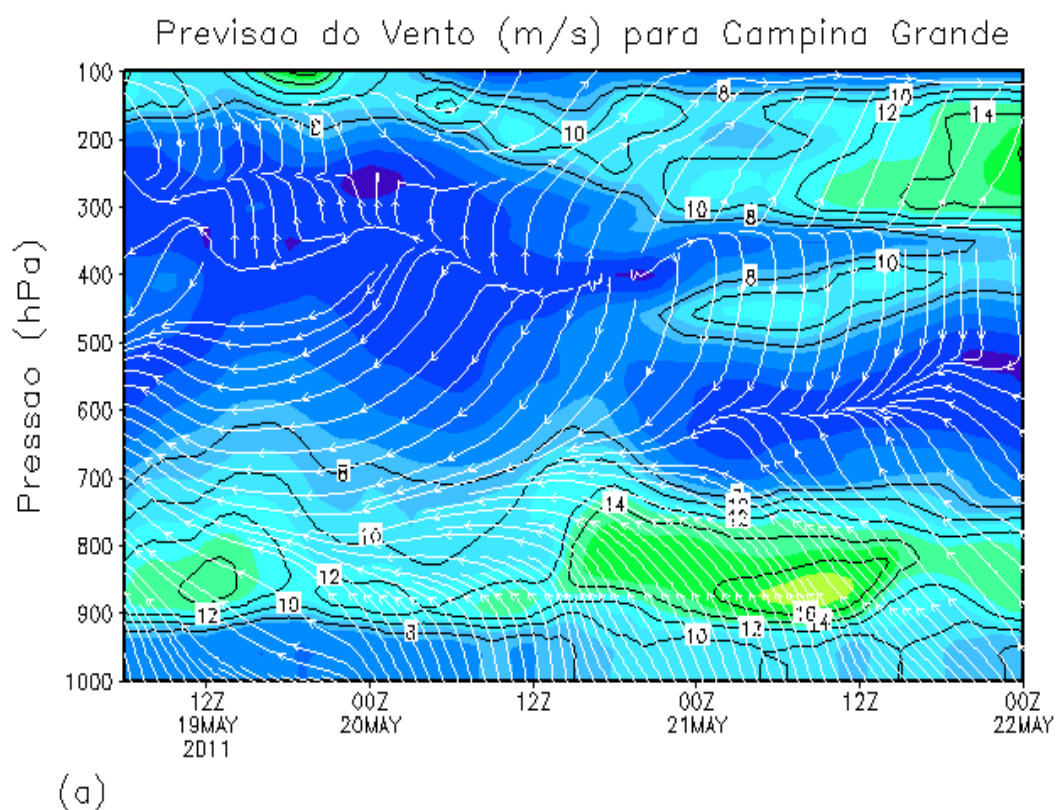
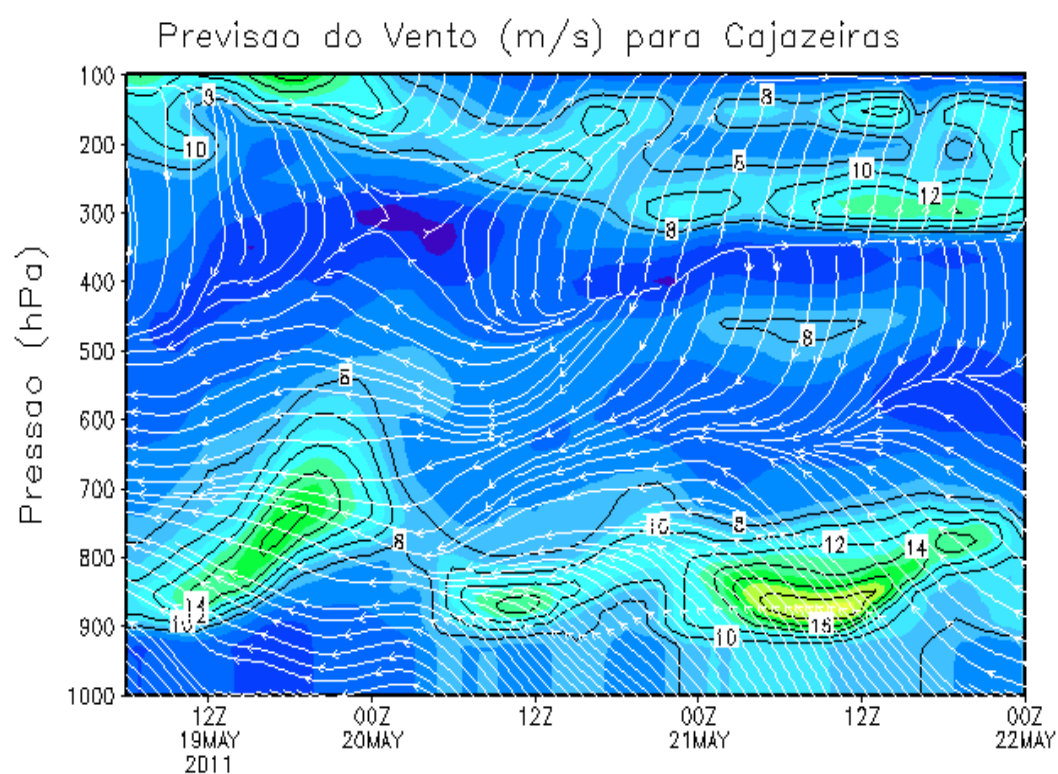


Figura 7.71: O mesmo que na Fig. 7.70, exceto para Campina Grande



(a)

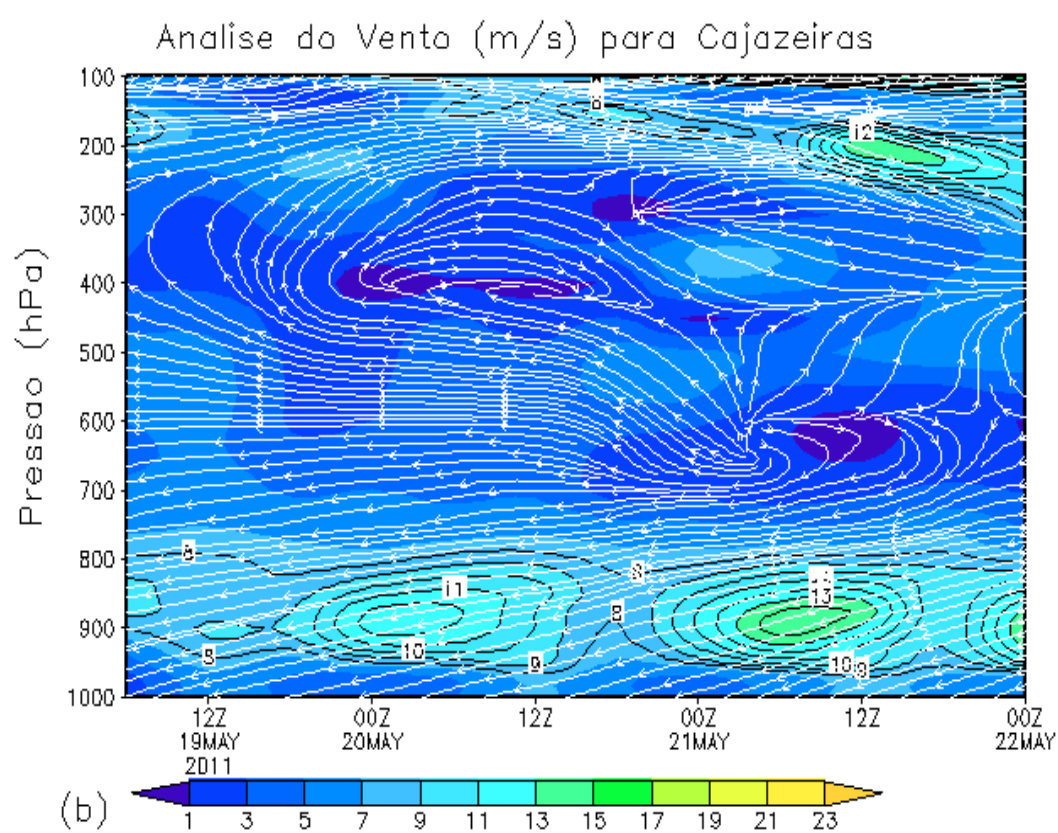


Figura 7.72: O mesmo que na Fig. 7.70, exceto para Cajazeiras

CAPÍTULO VIII

8.1 CONCLUSÕES E SUGESTÕES

O modelo ETA, visando fornecer a previsão de temperatura em baixos níveis, configurado com a resolução de 12 km e a parametrização convectiva de BMJ inserida, demonstrou ser uma ferramenta bastante útil para prognóstico de temperatura em horários sinóticos para as cidades de João Pessoa, Campina Grande e Cajazeiras, exceto que no nível de 1000 mb, os resultados não foram tão satisfatórios para Campina Grande e Cajazeiras, talvez refletindo a altitude destas duas cidades.

Os resultados também revelaram que a temperatura prevista para João Pessoa foi ligeiramente subestimada em relação aos dados sinótico do ERA – INTERIM para os três níveis investigados, enquanto que para as outras duas cidades o modelo superestimou significativamente a temperatura em 1000 mb e ligeiramente subestimou em 900 e 800mb. Não houve diferenças notáveis entre os dois períodos analisados.

As previsões de umidade relativa para as três cidades objetos de estudo foram bastante satisfatórias em termos espaço – temporais, bem como em termos de intensidade, com os resultados mais próximos ao das Análises do ERA – INTERIM, em baixos níveis, reflexo da maior resolução do modelo para os níveis atmosféricos inferiores, destacando-se ainda, que a exemplo da previsão de Temperatura não se evidenciou as limitações da parametrização convectiva BMJ para o período de atividade convectiva profunda.

A avaliação conjunta dos diagramas de Hovmöller oriundos da previsão do modelo regional e das Análises do ERA-INTERIM para estas três localidades não exibiram uma variação horária pronunciada da umidade relativa. Contudo, de conformidade com estes

diagramas, a umidade para João Pessoa apresentou um caráter menos estratificado que para as duas cidades interioranas, principalmente acima dos baixos níveis, o que pode estar ligado a presença do oceano nas adjacências de João Pessoa.

Levando-se em consideração a qualidade das previsões de umidade relativa e de temperatura do modelo ETA configurado com a parametrização convectiva BMJ e com resolução horizontal de 12km, para três dias, obtidas neste trabalho, pode-se propor que o mesmo possa ser usado em cascata com os modelos de qualidade do ar, independentemente da situação convectiva prevalecente para o estado da Paraíba.

As previsões de vento para as duas situações convectivas tratadas neste trabalho foram bastante satisfatórias quando comparadas com as Análises do ERA – INTERIM, tanto em termos espaço-temporais como em termos de direção e sentido, principalmente nos baixos níveis, sugerindo, portanto que o modelo ETA possa ser usado como uma ferramenta auxiliar em projetos de parques eólicos no estado da Paraíba.

O uso da Parametrização convectiva de BMJ para os eventos, aqui estudados, não repercutiu as limitações deste esquema em não levar em consideração as correntes descendentes de ar frio abaixo da base da nuvem (850 mb). Sugerindo, portanto, que a advecção de temperatura através destas correntes não tenha um impacto tão significativo na previsão de temperatura.

De posse destes resultados, sugere-se que os centros de energia alternativa tenham uma ferramenta de previsão auxiliar tal como o modelo regional ETA no modo operacional, para auxiliar nos projetos de energia alternativa, como a energia eólica, ou alimentar modelos de controle de qualidade do ar e a mesma ferramenta no modo de pesquisa, de modo que se possibilite testar outros métodos numéricos para resolver as equações dos MNPT.

Julga-se interessante e deixa-se como sugestão, que futuras pesquisas estendam esta metodologia para uma amostra mais representativa, possibilitando assim, por meio de inferência, avaliar o desempenho do modelo com a parametrização BMJ para episódios de atividade convectiva profunda e com ausência de atividade convectiva profunda.

Também se sugere que sejam utilizadas outras parametrizações convectivas, como por exemplo, a KF em situações convectivas contrastantes e que o modelo seja configurado com outras resoluções a fim de se comparar os resultados com os desta pesquisa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- APPEL, K. W., GILLIAM, R. C., DAVIS, N., *et al.*, 2011, “Overview of the atmospheric model evaluation tool (AMET) v1.1 for evaluating meteorological and air quality models”, *Environmental Modelling & Software*, v. 26, n. 4 (April), pp. 434 - 443.
- ARAKAWA, A., SCHUBERT, W. H., 1974, “Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment Part I”, *J. Atmos. Sci.*, v. 31, n. 3 (April), pp. 674 - 701.
- BERNIER, N. B., STÉPHANE, B., 2012, “High Horizontal and Vertical Resolution Limited-Area Model: Near-Surface and Wind Energy Forecast Applications”, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, v. 51, n. 6 (June), pp. 1061 - 1078.
- BETTS, A. K., 1983 a, “Thermodynamics of mixed stratocumulus layers: saturation point budgets”, *J. Atmos. Sci.*, v. 40, n. 11 (November), pp. 2655 - 2670.
- BETTS, A. K., 1986, “A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis”, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, v. 112, n. 473 (July), pp. 677 - 691.
- BETTS, A. K., MILLER, M. J., 1986, “A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX, and Arctic air-mass data sets”, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, v. 112, n. 473 (July), pp. 693 - 709.
- BORGE, R., ALEXANDROV, V., DEL VAS, J. J., *et al.*, 2008, “A comprehensive sensitivity analysis of the WRF model for air quality applications over the Iberian Peninsula”, *Atmos. Environ.*, v. 42, n. 37 (December), pp. 8560 - 8574.
- BOUGEAULT, P., 1997, “Physical parameterizations for limited Area Models: Some current problems and issues”, *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 63, n. 1 (March), pp. 71 - 88.
- CAJAZEIRAS. In: WIKIPÉDIA, a enciclopédia livre. Flórida: Wikimedia Foundation, 2012. Disponível em: <<http://pt.wikipedia.org/wiki/Cajazeiras>> Acesso em: 6 nov. 2012.

- CAMPINA GRANDE. In: WIKIPÉDIA, a enciclopédia livre. Flórida: Wikimedia Foundation, 2012. Disponível em: <http://pt.wikipedia.org/wiki/Campina_Grande> Acesso em: 6 nov. 2012.
- DICKINSON, R. E., ERRICO, R. M., GIORGI, F., *et al.*, 1989, “A regional climate model for the western United States”, *Climatic Change*, v. 15, n. 3 (December), pp. 383 - 422.
- DRUYAN, L. M., FULAKEZA, M., 2002, “Dynamic downscaling of Seasonal Climate Predictions over Brazil”, *Journal of Climate*, v. 15, n. 23 (December), pp. 3411 - 3426.
- FERNANDEZ, J. P. R., 2004, *Ondas Quase-estacionárias no Hemisfério Sul: Observações e Simulações Climáticas sobre América do Sul*, Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais- INPE, São Paulo, Brasil.
- GIORGI, F., 1990, “On the simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model”, *Journal of Climate*, v. 3, n. 9 (September), pp. 941 -963.
- GIORGI, F., MARINUCCI, M. R., 1991, “Validation of a regional atmospheric model over Europe: Sensitivity of wintertime and summertime simulations to selected physics parameterizations and lower boundary conditions”, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 117, n. 502 (October), pp. 1171 - 1206.
- GIORGI, F., SHIELDS, C., 1999, “Tests of precipitation parameterizations available in latest version of NCAR regional climate model (RegCM) over continental United States”, *J. Geophys. Res.*, v. 104, n. D6 (March), pp. 6353 - 6375.
- GRODSKY, A. S., CARTON, J. A., 2003, “The Intertropical Convergence Zone in the South Atlantic and the Equatorial Cold Tongue”, *Journal of Climate*, v. 16, n. 4 (February), pp. 723 - 733.
- HINNERK, R., SCHLÜNZEN, K. H., 2009, “Evaluation of a Mesoscale Model with Different Surface Parameterizations and Vertical Resolutions for the Bay of Valencia”, *Mon. Wea. Rev.*, v. 137, n. 8 (August), pp. 2646 - 2661.
- HOREL, J. D., PECHMANN, J. B.; HAHMANN, A. N., *et al.*, 1994, “Simulations of the Amazon basin circulation with a regional model”, *Journal of Climate*, v. 7, n. 1 (January), pp. 56 - 71.

- HU, J., YING, Q., CHEN, J., MAHMUD, A., *et al.*, 2010a, “Particulate Air Quality Model Predictions using Prognostic vs. Diagnostic Meteorology in Central California”, *Atmos. Environ.*, v. 44, n. 2 (January) pp. 215 - 226.
- HU, X. M., NIELSEN-GAMMON, J. H., FUQING, Z., 2010b, “Evaluation of Three Planetary Boundary Layer Schemes in the WRF Model”, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, v. 49, n. 9 (September), pp. 1831 - 1844.
- HUDSON, D. A., JONES, R. G., 2002, “Regional climate model simulations of present-day and future climates of southern Africa”, Hadley Centre Technical Note 39, *Hadley Centre for Climate Prediction and Research*, Met Office, Exeter, U.K.
- ISOTTA, F. A., SPICHTINGER, P., LOHMANN, U., *et al.*, 2011, “Improvement and Implementation of a Parameterization for Shallow Cumulus in the Global Climate Model ECHAM5-HAM”, *J. Atmos. Sci.*, v. 68, n. 3 (March), pp. 515 – 532.
- JANJIC', Z.I., 1994, “The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes”, *Mon. Wea. Rev.*, v. 122, n. 5 (May), pp. 927 - 945.
- JANKOV, I., SCHULTZ, J. P., ANDERSON, J. C., *et al.*, 2007, “The Impact of Different Physical Parameterizations and Their Interactions on Cold Season QPF in the American River Basin”, *J. Hydrometeor.*, v. 8, n. 5 (October), pp. 1141 - 1151.
- JOÃO PESSOA. In: WIKIPÉDIA, a enciclopédia livre. Flórida: Wikimedia Foundation, 2012. Disponível em: <http://pt.wikipedia.org/wiki/João_Pessoa> Acesso em: 6 nov. 2012.
- JONES, R.G., NOGUER, M., HASSELL, D.C., *et al.*, 2004, “Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS”, *Met Office Hadley Centre*, Exeter, Uk, 40pp.
- KATO, H., HIRAKUCHI, H.; NISCHIZAWA, K., *et al.*, 1999, “Performance of NCAR RegCM in the simulation of June and January climates over eastern Asia and the high-resolution effect of the model”, *J. Geophys. Res.*, v. 104, n. D6 (March), pp. 6455 -6476.
- QIAN, J. -H., ZUBAIR, L., 2010, “The Effect of Grid Spacing and Domain Size on the Quality of Ensemble Regional Climate Downscaling over South Asia during the Northeastly Monsoon”, *Mon. Wea. Rev.*, v. 138, n. 7 (July), pp. 2780 - 2802.

- LIU, Y., GIORGI, F., WASHINGTON, W. M., 1994, "Simulation of summer monsoon climate over east Asia with an NCAR Regional Climate Model", *Mon. Wea. Rev.*, v. 122, n. 10 (October), pp. 2331 - 2348.
- MELO, A. B. C.; NOBRE, P., MELO, M. L. D.; SANTANA, S. C., 2002: Estudo Climatológico da Posição da ZCIT no Atlântico Equatorial e sua Influência sobre o Nordeste do Brasil. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA*, 12, 2002, Foz do Iguaçu. Anais Foz do Iguaçu, SBMET, 2002. 1 CD-ROM.
- METED/COMET Program, cited 2012. "Model Fundamentals - version 2". Setembro 2012. Disponível online e para download em < http://www.meted.ucar.edu/nwp/model_fundamentals/ >.
- METED/COMET Program, cited 2012. "How Models Produce Precipitation and Clouds - version 2". Setembro 2012. Disponível online e para download em <http://www.meted.ucar.edu/nwp/model_precipandclouds/>.
- METED/COMET Program, cited 2012. "Impact of Model Structure and Dynamics - version 2". Setembro 2012. Disponível online e para download em < http://www.meted.ucar.edu/nwp/model_structure/ >.
- MISRA, V., DIRMEYER, P. A., KIRTMAN, B. P., 2003, "Dynamic Downscaling of Seasonal Simulation over South American", *Journal of Climate*, v 16, n. 1 (January), pp. 103 - 117.
- MISRA, V., DIRMEYER, P. A., KIRTMAN, B. P. *et al.*, 2002, "Regional simulation of interannual variability over South America", *J. Geophys. Res.*, v. 107, n. D20 (August), pp. 1 - 16.
- MUKHOPADHYAY, P., TARAPHDAR, S., GOSWAMI, B. N., *et al.*, 2010, "Indian Summer Monsoon Precipitation Climatology in a High-Resolution Regional Climate Model: Impacts of Convective Parameterization on Systematic Biases", *American Meteorological Society*, v. 25, n. 2 (April), pp. 369 - 387.
- NOBRE, P., MOURA, A. D., SUN, L., 2001, "Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over Nordeste Brazil with ECHAM3 and NCEP regional spectral model at IRI", *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 82, n. 12 (December), pp. 2787 - 2796.

- PEARCE, J. L., BERINGER, J., NICHOLLS, N., *et al.*, 2011, “Quantifying the influence of local meteorology on air quality using generalized additive models”, *Atmos. Environ.*, v. 45, n. 6 (February), pp. 1328 - 1336.
- PIELKE, R.A., ULIAZ, M., 1998, “Use of meteorological models as input to regional and mesoscale air quality models—limitations and strengths”, *Atmos. Environ.*, v. 32, n. 8 (April), pp. 1455 - 1466.
- POPOVIC, J., 2006, *ETA model in Weather Forecast*, Master’s Thesis in Numerical Analysis, Royal Institute of Technology, Stockholm, Sweden.
- RUIZ, J. J., CELESTE, S., NOGUÉS-PAEGLE, J., 2010, “WRF Model Sensitivity to Choice of Parameterization over South America: Validation against Surface Variables”, *Mon. Wea. Rev.*, v. 138, n. 8 (August), pp. 3342 - 3355.
- SETH, A., ROJAS, M., 2003, “Simulation and Sensitivity in a Nested Modeling System for South America. Part I: Reanalyses Boundary Forcing”, *Journal of Climate*, v. 16, n. 15 (August), pp. 2437 - 2453.
- SMALL, E. E., GIORGI, F., SLOAN, L. C., 1999, “Regional climate model simulation of precipitation in central Asia: Mean and interannual variability”, *J. Geophys. Res.*, v. 104, n. D6 (March), pp. 6563 - 6582.
- SUN, L., MONCUNILL, D. F., LI, H., *et al.*, 2005, “Climate Downscaling over Nordeste, Brazil, Using the NCEP RSM97”, *Journal of Climate*, v. 18, n. 4 (February), pp. 551 - 567.
- SUN, L., SEMAZZI, F. H. M., GIORGI, F., *et al.*, 1999, “Application of the NCAR regional climate model to eastern Africa: 1- Simulation of the short rains of 1988”, *J. Geophys. Res.*, v. 104, n. D6 (March), pp. 6529 - 6548.
- TANAJURA, C. A. S., 1996, *Modeling and analysis of the South American summer climate*, Ph.D. diss. in Meteorology, University of Maryland, College Park, Maryland, USA.
- TITOV, M., STURMAN, A.P., ZAWAR-REZA, P., 2006, A Comparison of Observed $PM_{2.5}$ – PM_{10} Ratio with Values Modelled for Christchurch, New Zealand Using MM5-CAMx Numerical System: Different Chemical Scenarios and Associated Air Quality. *Air & Waste Manage. Assoc. 99th Annu.Conference*. New Orleans. 20-25 June 2006.
- XUE, Y., RATKO, V., ZAVISA, J., *et al.*, 2007, “Assessment of Dynamic Downscaling of

the Continental U.S. Regional Climate Using the Eta/SSiB Regional Climate Model”, *Journal of Climate*, v. 20, n. 16 (August), pp. 4172 - 4193.

ZHONG, S., H. IN., CLEMENTS, C., 2007, “Impact of turbulence, land surface, and radiation parameterizations on simulated boundary layer properties in a coastal environment”, *J. Geophys. Res.*, v. 112, n. D13110 (July), pp. 1 - 14.

