

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



TESE DE DOUTORADO

Rafael Castelo Guedes Martins

**Estudo da Sensibilidade do Modelo WRF às
Parametrizações de Microfísica de Nuvens e à Assimilação
de Dados Observados.**

Campina Grande - PB, dezembro de 2014.



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

**ESTUDO DA SENSIBILIDADE DO MODELO WRF ÀS
PARAMETRIZAÇÕES DE MICROFÍSICA DE NUVENS E À
ASSIMILAÇÃO DE DADOS OBSERVADOS**

Rafael Castelo Guedes Martins

Campina Grande-PB

Dezembro de 2014

RAFAEL CASTELO GUEDES MARTINS

**Estudo da Sensibilidade do Modelo WRF às Parametrizações de
Microfísica de Nuvens e à Assimilação de Dados Observados**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação
em Meteorologia da Universidade Federal de
Campina Grande – UFCG, em cumprimento as
exigências para obtenção do grau de Doutor em
Meteorologia.

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escalas

Subárea: Modelagem Numérica e Microfísica de Nuvens

Orientador: Prof. Dr. Enio Pereira de Souza

Campina Grande-PB

Dezembro de 2014

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

M386e Martins, Rafael Castelo Guedes.
Estudo da sensibilidade do modelo WRF às parametrizações de microfísica de nuvens e à assimilação de dados observados / Rafael Castelo Guedes Martins. – Campina Grande, 2014.
108 f. : il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2014.

"Orientação: Prof. Dr. Enio Pereira de Souza".
Referências.

1. Modelagem Numérica. 2. Microfísica de Nuvens. 3. WRF.
4. Reanálises. I. Souza, Enio Pereira de. II. Título.

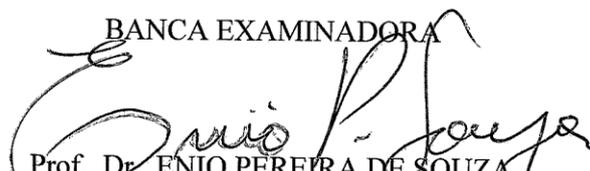
CDU 551.576(043)

RAFAEL CASTELO GUEDES MARTINS

ESTUDO DA SENSIBILIDADE DO MODELO WRF ÀS PARAMETRIZAÇÕES DE
MICROFÍSICA DE NUVENS E À ASSIMILAÇÃO DE DADOS OBSERVADOS

TESE APROVADA EM 12/12/2014

BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Profa. Dra. CLÊNIA RODRIGUES ALCÂNTARA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Dr. CARLOS FREDERICO DE ANGELIS
Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Nacional


Prof. Dr. JOSÉ MARIA BRABO ALVES
Departamento de Física e Química
Universidade Estadual do Ceará

Dedicatória

*Aos meus amores Levi (filho) e
Erlania (esposa), e a minha amada
irmã Andressa (in memorian), dedico.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pelo dom da vida.

A meu orientador, Prof. Dr. Enio Pereira de Souza, pela confiança, orientação e amizade ao longo de todos esses anos.

Ao Prof. Dr. Sergio Sousa Sombra (UECE), pela parceria e suporte para a concepção deste trabalho.

A Profa. Dra. Clênia Rodrigues Alcântara e ao Prof. Dr. Enilson Palmeira Cavalcante pelas valiosas contribuições na construção do formato final deste trabalho.

As secretárias da Pós-Graduação, Sra. Divanete e Sra. Arilene, pela eficiência, presteza e profissionalismo.

Aos colegas da Pós-Graduação, Francisco José Lopes de Lima, Roni Valter de Souza Guedes e Jonathan Castro Amanajás, pela constante acolhida em Campina Grande.

Ao Departamento de Ciências Exatas e Naturais da Universidade Federal Rural do Semi-Árido (Mossoró-RN), pelo apoio na realização das radiossondagens do Projeto CHUVA.

Aos meus pais, Valder e Socorro, pela formação de vida, confiança e por toda dedicação; às minhas queridas irmãs Larissa e Andressa (*in memoriam*) e ao meu irmão Leonardo, meus diletos agradecimentos.

A meu filho Levi e a minha esposa Erlania, por todo amor e por serem fontes constantes da minha inspiração e motivação para alcançar meus objetivos.

Aos membros da banca examinadora, nas pessoas do Prof. Dr. José Maria Brabo Alves (UECE) e Dr. Carlos Frederico de Angelis (CEMADEN), pela gentileza em aceitar o convite para avaliação deste trabalho e pelos valiosos ensinamentos.

Ao Projeto CHUVA, na pessoa do Dr. Luiz Augusto Toledo Machado (INPE), pela ampla disponibilização dos dados dos experimentos de campo.

A todos que direta ou indiretamente contribuíram para realização deste trabalho.

*“Eu quero dizer agora o oposto do que eu disse antes.
Eu prefiro ser essa metamorfose ambulante. Do que
ter aquela velha opinião formada sobre tudo...”*

Raul Seixas.

Sumário

LISTA DE FIGURAS.....	i
LISTA DE TABELAS.....	iv
LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS.....	v
RESUMO.....	vii
ABSTRACT.....	viii
1 – INTRODUÇÃO.....	1
1.1 – Motivação.....	1
1.2 – Objetivos	3
1.3 – Organização dos Capítulos	4
1.4 – Fluxograma do Trabalho	5
2 – PRESSUPOSTOS TEÓRICOS.....	6
2.1 – Dado de Grande Escala (Reanálises) no Modelo	6
2.2 – Parametrizações de Microfísica de Nuvens.....	7
2.2.1 – Esquemas de Microfísica Detalhada	8
2.2.2 – Esquemas de Microfísica a Granel.....	9
2.3 – Técnica de Redução Dinâmica de Escala.....	11
2.4 – O Modelo Numérico de Previsão de Tempo WRF	13
3 – ANÁLISE DO DESEMPENHO DAS REANÁLISES NCEP2 E ERA-INTERIM PARA O ESTADO DO CEARÁ	18
3.1 – Introdução e Objetivo	18
3.2 – Materiais e Métodos	18
3.2.1 – As Reanálises do NCEP e do ECMWF.....	18
3.2.2 – Dados das PCD’s.....	19
3.2.3 – Dados do Satélite TRMM.....	21
3.2.4 – Análise Comparativa e Estatísticas	23
3.3 – Resultados e Discussões.....	25
3.3.1 – Comparação entre os Dados das PCD’s e as Reanálises	25
3.3.2 – Comparação entre a Precipitação do TRMM e as Reanálises	34
3.4 – Conclusões	36

4 – ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DO MODELO WRF QUANTO AS PARAMETRIZAÇÕES DE MICROFÍSICA DE NUVENS UTILIZANDO A REANÁLISE ERA-INTERIM COMO DADO DE GRANDE ESCALA.....	39
4.1 – Introdução	39
4.2 – Objetivos	39
4.3 – Materiais e Métodos	40
4.4 – Resultados e Discussões.....	44
4.4.1 – Análise para Dias com Atividade Convectiva.....	51
4.5 – Conclusões	56
5 – ANÁLISE DA TÉCNICA DE REDUÇÃO DE ESCALA NO MODELO WRF UTILIZANDO UMA PARAMETRIZAÇÃO DE MICROFÍSICA COM DUPLO MOMENTO E A REANÁLISE ERA-INTERIM COMO DADO DE GRANDE ESCALA.....	58
5.1 – Introdução	58
5.2 – Objetivos	59
5.3 – Materiais e Métodos	60
5.4 – Resultados	63
5.4.1 – Análise dos Perfis Verticais	63
5.4.2 – Índices Estatísticos	70
5.4.3 – Estudo de Caso: Evento Convectivo do dia 12/04/2011.....	74
5.5 – Discussões e Conclusão	76
6 – UTILIZAÇÃO DE UM MÉTODO DE ANÁLISE OBJETIVA PARA ASSIMILAÇÃO DE DADOS OBSERVADOS NA MODELAGEM NUMÉRICA COM O WRF.....	80
6.1 – Introdução e Objetivos.....	80
6.2 – Materiais e Métodos	81
6.2.1 – Descrição da Técnica de Análise Objetiva	84
6.2.2 – Configurações Comuns às Duas Simulações	85
6.3 – Resultados e Discussões.....	86
7 – CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	95
8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	99

LISTA DE FIGURAS

	Pag.
Figura 2.1 Estratégia básica utilizada nas reanálises.....	07
Figura 2.2 Representação esquemática do sistema de modelagem. Fonte: Adaptado de <i>ARW V3 Modeling System User's Guide, 2011</i>	14
Figura 3.1 Exemplo de uma PCD meteorológica.....	20
Figura 3.2 PCD's utilizadas na análise. A altitude e localização de cada PCD podem ser encontradas em http://www.funceme.br	21
Figura 3.3 Satélite TRMM. Fonte: http://ceres.larc.nasa.gov/trmm_pictures.php	22
Figura 3.4 Valores médios mensais para (a) umidade relativa (%), (b) temperatura a 2 m, (c) temperatura do ponto de orvalho e (d) vento a 10 m, para medidas no período de janeiro a dezembro de 2005.	26
Figura 3.5 Médias móveis de três dias para séries temporais de (a) e (b) umidade relativa, (c) e (d) temperatura a 2m, (e) e (f) temperatura do ponto de orvalho, (g) e (h) vento a 10 m, no período de janeiro a dezembro de 2005...	29
Figura 3.6 Médias espaciais diárias das séries de precipitação para a região limitada por 42W-37W,2S-8S para (a) TRMM / ERAI, (b) TRMM e NCEP2 e (c) TRMM, ERAI e NCEP2, no período de janeiro a julho de 2005.....	35
Figura 4.1 Grades 1 e 2 aninhadas, utilizadas para as simulações.....	40
Figura 4.2 Gráfico da variável razão de mistura (Q) em g/kg; círculo hachurado simA x simD (diferem apenas na microfísica) e círculo não hachurado simA0 x simD (diferem no relaxamento em Q na grade 01, e com mesma microfísica).	46
Figura 4.3 a) Perfil médio da variável vento (m/s) e b) perfil médio da variável razão de mistura (g/kg) para o período simulado.....	49
Figura 4.4 Perfil do Erro Absoluto Médio (EAM) entre radiossondas e simulação, para a variável razão de mistura (g/kg).....	50
Figura 4.5 Curva de precipitação de uma PCD (3,817S; 38,533W).....	52
Figura 4.6 Perfil vertical de umidade relativa. Média para os dias 11 e 12 (Caso de forte atividade convectiva).....	53
Figura 4.7 Gráfico de valores de umidade relativa obtidos das radiossondagens.....	54
Figura 4.8 Gráfico da umidade relativa. Valores oriundos da simulação A.....	55
Figura 4.9 Valores da variável razão de mistura obtidos a partir dos dados observados	

	(radiossondagens).....	55
Figura 4.10	Valores do Erro Absoluto Médio (EAM) entre reanálise (ERA-Interim) e observação (radiossondas).....	56
Figura 5.1	Localização das grades, G1 (12 km x 12 km), G2 (3 km x 3 km) e G3 (1 km x 1 km).....	61
Figura 5.2	a) Perfil vertical médio da razão de mistura saturada (Q_{sat}); b) erro absoluto médio (EAM) para a variável Q_{sat} ; c) perfil vertical de umidade relativa (U_{rel}) e d) erro absoluto médio para a variável U_{rel}	64
Figura 5.3	a) Perfil vertical médio do vento horizontal em m/s; b) erro absoluto médio para o vento horizontal; c) perfil vertical da razão de mistura (Q) em g/kg e d) erro absoluto médio para razão de mistura (Q).....	67
Figura 5.4	Dispersões relativas às observações (radiossondagem) para; a) umidade relativa (U_{rel}); b) vento horizontal e c) razão de mistura (Q).....	69
Figura 5.5	a) Erro absoluto normalizado e b) erro quadrático médio normalizado para as quatro resoluções (reanálise e grades G1, G2 e G3) com erros máximo e mínimo em destaque.....	71
Figura 5.6	Dispersão entre as grades modeladas G3 e G1 para as variáveis de a) umidade relativa e b) vento horizontal.....	74
Figura 5.7	a) Perfil vertical de razão mistura de água líquida e b) precipitação horária para o dia 12 (evento convectivo).....	75
Figura 5.8	Perfil vertical de a) vento zonal e b) vento meridional dos dados observados, reanálise e grade simulada G3.....	76
Figura 6.1	Radiossondagem realizada em Mossoró-RN, em abril de 2011.....	81
Figura 6.2	Grades G1, G2 e G3, utilizadas na simulação.....	82
Figura 6.3	Radiômetro (<i>Microwave Profiling Radiometer</i> - MP3000) instalado do sítio experimental da Defesa Civil, em Fortaleza-CE.....	83
Figura 6.4	Locais de realização das radiossondagens.....	84
Figura 6.5	Razão de mistura de vapor média (g/kg) na coluna atmosférica.....	87
Figura 6.6	a) Precipitação média do sensor TRMM, a) dia 08 e b) dia 09.....	88
Figura 6.7	Precipitação média para a região metropolitana interpolada para a resolução temporal do TRMM (3h).....	89
Figura 6.8	Razão de mistura de vapor integrado verticalmente.....	90
Figura 6.9	Perfis da variável razão de mistura de água líquida (g/kg) oriundos dos	

dados de radiômetro, SimA e SimB..... 91

Figura 6.10 Perfis de Umidade relativa (%) oriundos dos dados de radiômetro, SimA e
SimB..... 92

LISTA DE TABELAS

	Pag.
Tabela 2.1 Equações para as funções-distribuição exponencial, gama, lognormal e Weibull e expressões para seus respectivos diâmetros de escala. Adaptado de Costa et al. 2000a.....	11
Tabela 3.1 Índices estatísticos para análises comparativas.....	24
Tabela 3.2 Índices estatísticos das comparações entre Reanálises e PCD's.....	34
Tabela 3.3 Índices Estatísticos para comparação entre a Precipitação (mm/h) das Reanálises e do TRMM.....	36
Tabela 4.1 Opções físicas utilizadas nas simulações.....	42
Tabela 4.2 Configurações de microfísica das simulações.....	44
Tabela 4.3 Opções das parametrizações de microfísica utilizadas nas simulações.....	44
Tabela 4.4 Índices estatísticos para velocidade do vento (m/s).....	45
Tabela 4.5 Índices estatísticos para razão de mistura (g/kg).....	45
Tabela 4.6 Índices estatísticos para umidade relativa (%).....	50
Tabela 5.1 Índices estatísticos da reanálise e grades modeladas G1 e G3 para umidade	72
Tabela 5.2 Índices estatísticos da reanálise e grades modeladas G1 e G3 para temperatura do ponto de orvalho (Tdp).....	72
Tabela 5.3 Índices estatísticos da reanálise e grades modeladas G1 e G3 para razão de mistura (Q).....	73
Tabela 5.4 Índices estatísticos da reanálise e grades modeladas G1 e G3 para vento horizontal.....	73
Tabela 6.1 Índices estatísticos para a umidade relativa. Observações interpoladas do radiômetro MP3000.....	89

LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS

CAPE	<i>Convective Available Potential Energy</i>
CERES	<i>Cloud and Earth Radiant Energy Sensor</i>
Dc	Diâmetro característico da distribuição gama
EAM	Erro Absoluto Médio
EAM	Erro Absoluto Médio dos Desvios
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
EQM	Erro Quadrático Médio
ERA-Interim	Reanálise Era-Interim
FAWA	<i>Air Force Weather Agency</i>
FSL	<i>Forecast Systems Laboratory</i>
FUNCEME	Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
G1	Grade 1
G2	Grade 2
G3	Grade 3
Ic	Índice de Concordância
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
JAXA	<i>Japan Aerospace Exploration Agency</i>
LES	<i>Large Edge Simulation</i>
LIS	<i>Lightning Imaging Sensor</i>
MCGAs	Modelos de Circulação Geral da Atmosfera
M_i	Resultados de uma variável do modelo
MP3000	<i>Microwave Profiling Radiometer</i>
MRE	Modelo Regional Espectral
MRR	<i>Micro Rain Radar</i>
n	Parâmetro de forma da função gama
N	Concentração do Hidrometeoros
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP2	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
N_t	Concentração total de gotículas
O_i	Variável observada
PCDs	Plataforma de Coleta de Dados
PR	<i>Precipitation Radar</i>

Q	Razão de mistura
q_l	Conteúdo de água líquida
Qliq	Razão de mistura de água líquida
Qsat	Razão de mistura saturada
r	Correlação estatística
r^2	Coefficiente de determinação
RAMS	<i>Regional Atmospheric Modeling System</i>
REAN	Reanálise
RRTM	<i>Rapid Radiative Transfer Model</i>
SimA	Simulação onde a reanálise é modificada nas vizinhanças das radiossondagens
SimB	Simulação de controle
Tdp	Temperatura do ponto de orvalho
Temp	Temperatura do ar
TMI	<i>TRMM Microwave Image</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
Urel	Umidade relativa
VIRS	<i>Visible and InfraRed Scanner</i>
WRF	<i>Weather Research and Forecasting</i>
Γ	Função gama
ν	Parâmetro de forma da distribuição gama
ρ_w	Densidade da água líquida
σ	Parâmetro de largura do espectro para a distribuição lognormal
\bar{O}	Média temporal de uma variável observada
\bar{M}	Médias temporais de uma variável de resultado do modelo
μ	Parâmetro de forma da distribuição de Weibull

RESUMO

ESTUDO DA SENSIBILIDADE DO MODELO WRF ÀS PARAMETRIZAÇÕES DE MICROFÍSICA DE NUVENS E À ASSIMILAÇÃO DE DADOS OBSERVADOS

Um dos principais desafios atuais da modelagem numérica da atmosfera trata da previsão quantitativa da precipitação e do posicionamento das nuvens de chuva. Este trabalho tem como principal objetivo avaliar o desempenho das parametrizações de microfísicas na modelagem regional com ênfase no papel da informação de grande escala e sua influência sobre as simulações, e no uso de dados observados de radiossondagens como forma de acrescentar informação à modelagem. Inicialmente, duas reanálises (NCEP2 e ERAI) foram estatisticamente comparadas com dados de PCDs do Estado do Ceará. Verificou-se que a ERAI apresentou maior semelhança com as observações, principalmente para as variáveis diretamente ligadas à convecção. Em seguida, a ERAI foi utilizada como forçamento de grande escala em simulações com o modelo WRF. Observou-se que o uso de microfísica detalhada não melhora necessariamente a previsão do modelo, caso não sejam utilizados dados observados no local de estudo. Por último, duas simulações de alta resolução foram realizadas. Uma forçada pela reanálise sem modificação e outra forçada pela reanálise modificada utilizando o método de análise objetiva do WRF, para incluir as séries temporais de radiossondagens coletadas durante campanha experimental do Projeto CHUVA, em Fortaleza-CE. As duas simulações foram comparadas com dados observados pelo radiômetro para o mesmo local e período das radiossondagens. Observou-se que a inclusão das observações de sondagens na modelagem possibilita melhor modelagem de um sistema convectivo ocorrido em abril de 2011, principalmente para as variáveis ligadas à convecção. Este trabalho aponta, utilizando análises comparativas e estatísticas, que a utilização de uma maior densidade de dados observacionais válidos no modelo pode melhorar de forma muito mais eficiente o resultado da modelagem, do que mesmo a utilização do *downscaling* dinâmico do dado de grande escala ou a utilização de esquemas de microfísica detalhada, que, em algumas situações, pode inclusive inserir mais erros nos sistemas modelados.

Palavras-chave: Modelagem Numérica, Microfísica de Nuvens, WRF, Reanálises.

ABSTRACT

STUDY OF THE SENSITIVITY OF THE WRF MODEL AS CLOUD MICROPHYSICS PARAMETRIZATIONS AND OBSERVED DATA ASSIMILATION

The quantitative prediction of precipitation and the positioning of the rain clouds is one of the main challenges of numerical modeling of the atmosphere in present days. This work aims to evaluate the performance of the microphysical parameterizations in regional modeling, with emphasis on the role of large-scale information and its influence on the simulations, and the use of observational data from radiosondes as a way to add information to modeling. Initially, two reanalysis (NCEP2 and ERAI) were statistically compared with data from PCDs from the Ceará State. It was found that the ERAI showed similarity to the observations, especially for variables directly linked to convection. Then, the ERAI is used as large scale forcing in simulations with the WRF model. It was observed that the use of detailed microphysics does not necessarily improve the model performance, if *in situ* data were not used. Finally, two high resolution simulations were performed. The first forced by reanalysis without modification and other forced by reanalysis using the modified method of objective analysis of the WRF, to include the time series of radiosonde observations collected during the experimental campaign of the CHUVA Project in Fortaleza-CE. The two simulations were compared with data observed by the radiometer to the same place and period of the radiosonde. It was observed that the inclusion of radiosonde observations into the model leads to a better simulation of a convective system that occurred in April 2011, mostly for the variables related to convection. Using comparative statistical analysis, this work points that the use of a higher density of valid observational data in the model can improve much more efficiently the model results than the use of a dynamic downscaling of large-scale data or the use of schemes with detailed microphysics, which in some circumstances may even introduce more errors into the modeled systems.

Key words: Numerical Modeling, Cloud Microphysics, WRF, Reanalysis.

1 – INTRODUÇÃO

1.1 – Motivação

A substância mais importante para a manutenção da vida na Terra é a água. A distribuição espacial da água no globo determina o clima, a vegetação, a ocupação territorial e o modo de vida da população de cada região do planeta. Atualmente, a qualidade da água e as transformações que veem ocorrendo no meio ambiente são permanentes preocupações sociais e científicas em todo o planeta, principalmente com relação ao futuro dos recursos de água potável. Na atmosfera, a condensação e sublimação na formação da precipitação são responsáveis por uma grande liberação de calor que impulsiona a circulação geral, a redistribuição da energia e da água ao redor do globo. Neste sentido, a precipitação é a peça central do ciclo hidrológico do nosso planeta e a sua compreensão (formação, maturação e dissipação) é fundamental para desvendar muitas das incertezas sobre o clima da Terra.

Um dos problemas mais desafiadores de investigação nas ciências atmosféricas está relacionado com a falta de compreensão sobre a física envolvida na medição dos diversos processos que envolvem a precipitação, tais como o volume, a distribuição de tamanho de gotas e as taxas de liberação de calor associados. Esta dificuldade torna-se ainda maior devido ao pequeno número de observações, especialmente sobre os trópicos e os oceanos. Além disto, os órgãos e agências tomadores de decisão necessitam de medidas de chuva cada vez mais precisas e em tempo real, de forma a melhorar as simulações dos modelos de previsão do tempo, a gestão dos recursos hídricos, ou mesmo a detecção de eventos extremos, tais como furacões, tempestades, inundações, secas e deslizamentos de terra, que afetam a sociedade corriqueiramente.

Os processos físicos no interior das nuvens são uma das componentes mais desconhecidas do sistema climático. A descrição desses processos através de parâmetros meteorológicos convencionais ainda precisa ser bastante aprofundada, de forma que modelos de previsão de tempo e clima consigam descrever, com precisão, o tipo e as características dos hidrometeoros, os perfis de liberação de calor latente, o balanço radiativo, o entranhamento de ar na nuvem e as correntes ascendentes e descendentes. Os modelos numéricos estão se aprimorando e funcionando em resoluções espaciais nas

quais esses processos precisam ser explicitamente descritos. Por exemplo, a análise dos efeitos do aquecimento global em uma dada região necessita de simulações que descrevam todos esses processos. Outra aplicação importante, que necessita de informações acerca dos processos de formação das nuvens é a estimativa de precipitação associada às nuvens quentes. Esses tipos de nuvens são pouco estudadas e não são consideradas pelos algoritmos de estimativa de precipitação por satélite, mas são responsáveis por grande parte da precipitação nos trópicos, principalmente, nas regiões costeiras.

Também, quando se fala dos dados das reanálises (dado de escala global) que são assimilados pelos modelos regionais de previsão do tempo, ainda há uma série de dúvidas e incertezas sobre qual dado global deve ser utilizado. Atualmente, as duas mais conhecidas e utilizadas são as reanálises globais do NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) as do ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*), todavia não há evidências na literatura que aponte qual delas possuem um melhor desempenho.

Não obstante, tem-se comentado muito na literatura sobre a necessidade de se utilizar modelos regionais de previsão do tempo que tenham uma “boa microfísica”. Vários centros de meteorologia têm se dedicado na modificação / implementação de novos esquemas de parametrizações de microfísica nos modelos regionais buscando um melhor desempenho dos mesmos para determinação de parâmetros de subgrade do modelo. Infelizmente, de forma isolada, esses esforços não têm sido suficientes para gerar grandes melhorias nas saídas dos parâmetros dos modelos, principalmente quanto à determinação quantitativa da precipitação.

Sendo assim, o que podemos perceber é que para conseguirmos uma boa estimativa da precipitação e de outras variáveis atmosféricas a partir da modelagem numérica é preciso algo mais complexo do que uma mera melhoria pontual em algum tipo de parametrização num determinado modelo. Observa-se que se trata de um processo detalhado de ações que começa na assimilação do dado de grande escala mais adequado para uma determinada região, passa pela utilização de um modelo com uma boa descrição de microfísica de nuvens e termina na necessidade de simulações em alta

resolução, na tentativa de mensurar parâmetros de subgrade dos modelos com assimilação dados observados de uma determinada região.

1.2 – Objetivos

Este trabalho tem como principal objetivo avaliar o desempenho das parametrizações de microfísicas de duplo momento na modelagem regional, com ênfase no papel da informação de grande escala e sua influência sobre as simulações e no uso de dados observados de radiossondagens, como forma de acrescentar informação à modelagem. Com isto, procura-se entender e quantificar as incertezas relacionadas a estas parametrizações. Para tal serão utilizados dados observados oriundos de satélite, pluviômetros, plataformas de coletas de dados (PCD's), radiossondas, entre outros.

Será avaliado o desempenho das principais reanálises através de simulações sobre o Estado do Ceará e como estas reanálises, utilizadas como informações de grande escala na modelagem regional, impactam o seu resultado. As principais variáveis termodinâmicas modeladas, com ênfase nas variáveis diretamente relacionadas à microfísica e à convecção, serão comparadas com as observações disponíveis. Posteriormente, será utilizado o método de análise objetiva para acrescentar informação local à modelagem e estudaremos como esta informação impacta na convecção.

O grande número de incertezas acerca da estimativa de precipitação na Região Equatorial levantam muitas questões que precisam ser respondidas com melhor precisão, como por exemplo:

1. Quais incertezas estão associadas ao ciclo diurno da precipitação sobre o Nordeste do Brasil?
2. Como melhorar a estimativa da precipitação?
3. Como calibrar os algoritmos de estimativa de precipitação, em geral, para diferentes regimes de chuva e sistemas?
4. Como utilizar a previsão de chuvas para estudos dos processos físicos envolvidos na convecção?

As respostas para estas perguntas poderão contribuir para o desenvolvimento de algoritmos de estimativa de precipitação mais eficientes e que reproduzam com melhor qualidade os fenômenos físicos de uma dada região. Neste sentido, este trabalho tem como objetivos específicos: i) análise dos dados de grande escala (reanálises) norteando qual reanálise é a mais indicada para simulações de mesoescala na Região Tropical, ii) análise da sensibilidade do modelo à escolha das parametrizações de microfísica, iii) análise da sensibilidade do esquema de microfísica à redução de escala e iv) inclusão de dados observados na modelagem.

1.3 – Organização dos Capítulos

A seguir é mostrada uma descrição sucinta do conteúdo do projeto:

O Capítulo 1 apresenta uma introdução na qual é mostrada a importância e relevância do estudo proposto e um pouco da contextualização da problemática a ser abordada, bem como os objetivos e o fluxograma do trabalho.

O Capítulo 2 faz uma revisão bibliográfica sobre a temática do trabalho mostrando os pressupostos teóricos necessários para o bom entendimento dos estudos que virão em seguida.

O Capítulo 3 mostra uma análise do desempenho das reanálises do NCEP2 e ERA-INTERIM para o Estado do Ceará. Neste estudo serão realizadas comparações, com a determinação dos principais índices estatísticos, entre reanálises e observações, com vistas a determinar qual o dado de grande escala mais confiável para ser usado como informação de fronteira na modelagem regional para a região em estudo.

O Capítulo 4 apresenta uma análise da sensibilidade do modelo WRF quanto às parametrizações de microfísica de nuvens utilizando a reanálise ERA-INTERIM como dado de grande escala. Neste estudo será determinado qual o melhor esquema de microfísica disponível no modelo.

O Capítulo 5 aborda uma análise do desempenho do modelo WRF utilizando a parametrização de microfísica de Morrison e a reanálise ERA-INTERIM como dado de grande escala.

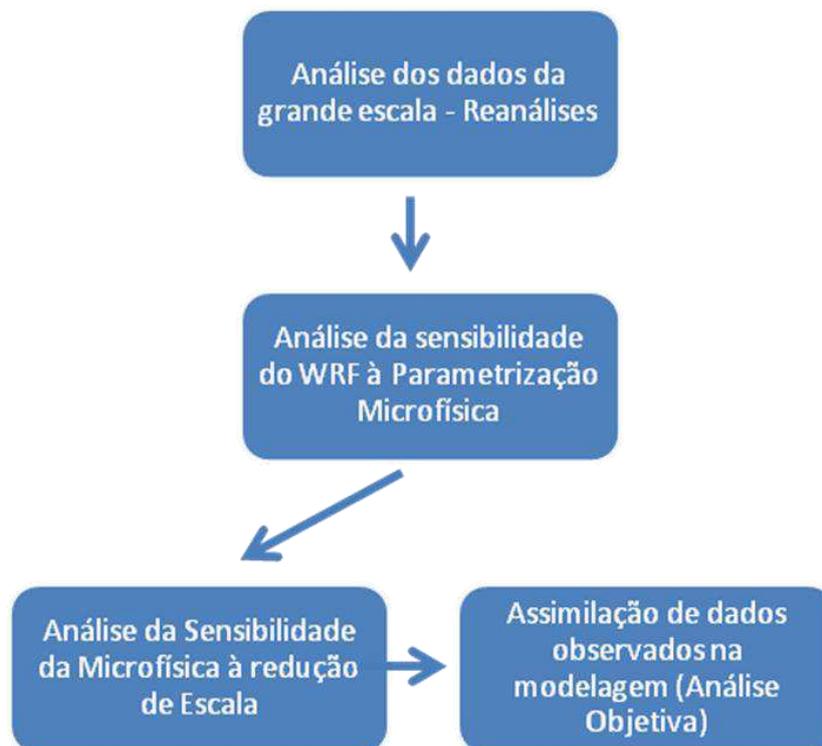
O Capítulo 6 utiliza o método de análise objetiva para inserir informações observadas de radiossondagens na modelagem de um sistema convectivo observado durante a campanha experimental do Projeto CHUVA, em Fortaleza-CE.

O Capítulo 7 apresenta os comentários e as considerações finais.

O Capítulo 8 mostra as referências bibliográficas utilizadas como base para o trabalho.

1.4 – Fluxograma do Trabalho

O fluxograma abaixo mostra as etapas da metodologia utilizada neste trabalho.



2 – PRESSUPOSTOS TEÓRICOS

2.1 – Dado de Grande Escala (Reanálises) no Modelo

As reanálises combinam um modelo computacional de previsão em escala global com uma série de observações obtidas por satélites, navios, bóias, radiosondagens e estações meteorológicas com a finalidade de fornecerem informações climatológicas confiáveis do comportamento termodinâmico e dinâmico da atmosfera, dos fluxos turbulentos de calor e umidade na superfície da Terra e na atmosfera. As análises buscam produzir a imagem mais realista possível do estado da atmosfera em um determinado instante. Para isto, a assimilação de dados atmosféricos utiliza o estado da arte dos métodos de análise e previsão do tempo.

Sucessivas gerações de reanálises, produzidas por vários institutos, tem tido grandes avanços com o passar dos anos em função da melhoria dos métodos de assimilação de dados observados e da qualidade dos modelos globais de previsão. Dentre estas destacam-se as reanálises globais do NCEP (*National Center for Environmental Prediction*) (Kalnay et al., 2006; Saha et al., 2010) e as do ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) (Gibson et al., 1997; Uppala et al., 2005). Ambas geram informações meteorológicas e hidrometeorológicas, que têm sido extremamente úteis em estudos climáticos e de várias áreas da meteorologia e ciências correlatas (Kalnay et al., 2003; Valverde et al., 2010; Willett et al., 2010).

Em sua essência, as reanálises utilizam uma coleção de dados observados, que representa o estado do fluido atmosférico em uma data específica num modelo atmosférico global (Figura 2.1). A estratégia básica utilizada nas reanálises é a utilização dos dados observados para produzir a melhor representação da atmosfera em determinado instante (análise). Estes dados alimentam um modelo global de previsões que geram o estado da atmosfera para as 6h seguintes e novamente todo o processo é reiniciado.

É de se imaginar, portanto, que a qualidade e quantidade destas observações têm um peso determinístico no grau de acerto da reanálise (Dee e Uppala, 2009). As principais

razões que tornam útil o conhecimento do grau de acerto destas reanálises são: i) os dados de reanálises são utilizados como informação de grande escala para os principais modelos regionais de previsão, através da técnica de *dowscaling* dinâmico, o que faz com que a previsibilidade destes modelos esteja diretamente ligada a capacidade das reanálises representar o estado da grande escala, ii) apesar das reanálises não poderem ser consideradas como representações do estado real da atmosfera, são no entanto, sua melhor estimativa, constituindo atualmente uma ferramenta bastante utilizada na validação de modelos e em estudos de cenários de mudanças climáticas (Valverde et al., 2010).

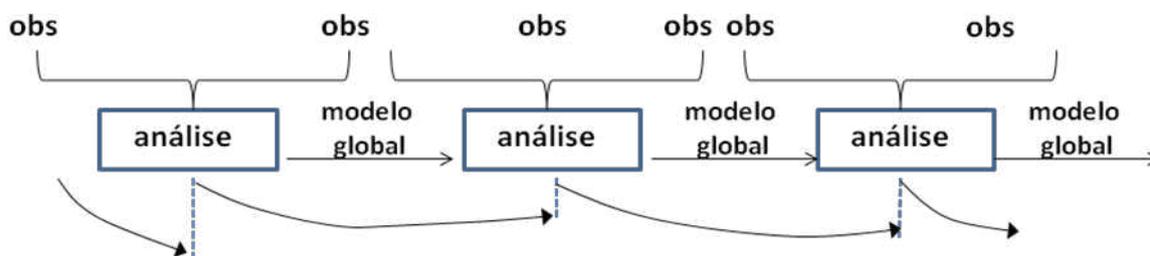


Figura 2.1 – Estratégia básica utilizada nas reanálises.

2.2 – Parametrizações de Microfísica de Nuvens

Um modelo numérico atmosférico baseia-se em um conjunto de equações representando princípios físicos de conservação da massa, momento, energia e água e por uma ampla variedade de parametrizações de processos (transporte turbulento, transferência radiativa, microfísica de nuvens, etc.). O código do modelo é construído com base nestas equações, que são complementadas com esquemas de parametrizações para fenômenos não resolvíveis na mesoescala, como a difusão turbulenta, radiação solar e terrestre, troca de calor sensível e latente entre a atmosfera e a superfície, convecção profunda e processos microfísicos em nuvens.

Apesar de auxiliar-nos na compreensão de fenômenos como precipitações e formação de nuvens, os modelos numéricos apresentam algumas limitações, como o fato de serem computacionalmente dispendiosos, especialmente para resoluções espaciais mais finas, exigindo grande poder de processamento e grandes espaços de memória dos computadores, além das aproximações para as complexas equações que, por vezes, não

conseguem representar fielmente a natureza, devido ao caráter caótico da atmosfera. Neste sentido, é imprescindível que sejam realizadas sucessivas simulações e, posteriormente, uma análise minuciosa dos dados com o intuito de observar possíveis discrepâncias entre os resultados obtidos com as simulações e os dados coletados do fenômeno com a finalidade de proporcionar ao modelo a parametrização mais adequada, a fim de representar com a maior fidelidade possível o fenômeno estudado.

Uma representação adequada da microfísica da precipitação é um dos grandes desafios na modelagem das nuvens para previsão e estimativa da chuva. Com o avanço da capacidade computacional, esquemas mais sofisticados de representação de microfísica têm sido desenvolvidos e implementados com domínios cada vez maiores. Atualmente, os modelos de nuvens podem ser separados em dois grupos com relação à representação da microfísica utilizada. Um grupo utiliza a parametrização de microfísica detalhada (ou *bin*) e o outro grupo utiliza parametrização de microfísica a granel (ou *bulk*). As principais diferenças entre estes dois grupos serão descritas a seguir.

2.2.1 – Esquemas de Microfísica Detalhada

O primeiro grupo é baseado num esquema de microfísica detalhada/espectral (ou *bin*) (Hall, 1980; Kogan et al., 1984; Flossman et al., 1985; Kogan, 1991, Costa et al., 2000a, 2000b, Souza et al., 2000, Saleeby e Cotton, 2005). Nos modelos de microfísica detalhada, como os hidrometeoros são classificados por tamanho, as fontes e sumidouros de cada categoria (ou *bin*) estão ligados, não só ao surgimento ou desaparecimento de hidrometeoros, mas também à mudança no tamanho destas partículas. Por exemplo, em um modelo de microfísica detalhada para a fase líquida, a equação prognóstica para a função de distribuição envolve termos de nucleação, condensação/evaporação, coalescência, ruptura colisional, que ocorre quando duas gotas, ao colidirem, produzem uma distribuição de fragmentos e de ruptura espontânea, que consiste na quebra de uma gota de grandes dimensões, hidrodinamicamente instável, gerando um conjunto de gotas menores.

Estes esquemas conseguem prever a evolução do espectro, ou seja, da distribuição de hidrometeoros por tamanho. No entanto, como cada categoria requer uma equação

prognóstica para ser resolvida, esta classe de esquemas costuma requerer muito tempo de computação, sendo raro seu uso em modelos de previsão.

Costa e Sherwood (2005) mostraram, através de um modelo simples de parcela, com microfísica detalhada, que aspectos fundamentais da elevada concentração de gotículas em ambientes poluídos (como o da Amazônia durante o período das queimadas) podem ser corretamente representados. Ademais, os autores apresentaram inferências acerca do papel exercido por uma variedade de fatores, em especial a presença de aerossóis gigantes, sua concentração e tamanho.

Os esquemas de microfísica detalhada demandam muito mais tempo computacional e são muito mais lentos do que os a granel. No entanto, oferecem maior profundidade na utilização da riqueza de conjuntos de dados observacionais disponíveis (por exemplo, tamanhos de partículas e concentrações, formas de gelo em fase de partículas, densidade) tornando-se uma ferramenta indispensável para estudar detalhadamente as interações entre a dinâmica / microfísica, tais como os efeitos indiretos dos aerossóis.

2.2.2 – Esquemas de Microfísica a Granel

O segundo grupo é baseado num esquema de microfísica tipo a granel/totalizada (ou *bulk*) são frequentemente usadas em modelos de mesoescala como o RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*) (Pielke et al., 1992; Walko et al., 1995), e o WRF (*Weather Research and Forecasting*) (Noh e Vonder Haar, 2009), devido à sua eficiência do ponto de vista computacional. Em contraste com os modelos de microfísica detalhada, as parametrizações de microfísica a granel se caracterizam por utilizar como variáveis prognósticas, um número limitado de propriedades globais dos hidrometeoros. Em geral, estes são separados em classes como "conteúdo de água de nuvem" (gotículas menores do que um dado raio, cuja velocidade terminal pode ser considerada desprezível), "conteúdo de água de chuva" (gotas precipitantes) e diferentes classes de gelo, dependendo da complexidade do modelo (cristais, agregados e granizo). Se somente uma variável prognóstica for utilizada (via de regra, a razão de mistura), o esquema é dito de "um momento" (Walko et al. 1995). Neste caso, se o usuário especificar a concentração de hidrometeoros para aquela classe, o modelo diagnosticará o diâmetro médio correspondente e vice-versa. Para o caso em que, além da razão de

mistura, outra variável (em geral, a concentração) é também prognosticada, deixando apenas o diâmetro médio a ser diagnosticado, o esquema é dito de "dois momentos" (Meyers et al. 1997). Limitando-se à fase líquida, a partição da água se dá somente nas categorias de vapor d'água, água de nuvem e água de chuva, limitando o número de equações prognósticas a um total de três (um momento), cinco (dois momentos), o que é computacionalmente muito menos dispendioso do que as várias dezenas ou centenas de equações prognósticas dos esquemas detalhados.

Ao menos implicitamente, alguma função de distribuição de tamanho para os hidrometeoros em cada classe precisa ser sempre atribuída em esquemas de microfísica totalizada. Mesmo que não explicitamente, na maior parte dos casos, esquemas simplificados como as antigas parametrizações de Kessler, Berry, Berry-Reinhardt (respectivamente Kessler, 1969; Berry, 1967; Berry e Reinhardt, 1974 a, b) e outras se utilizaram de distribuições monodispersas (função delta) ou do tipo Marshall-Palmer (exponenciais). Mais recentemente, funções-distribuições que melhor representam espectros de hidrometeoros observados vêm sendo propostas ou implementadas, como as distribuições gama (Ferrier, 1994, Ferrier et al., 1995, Walko et al., 1995, Meyers et al., 1997), lognormal (Feingold et al., 1998) e de Weibull. Há indicativos teóricos (Liu et al., 1995; Liu e Hallet, 1998) e experimentais (Costa et al., 2000a) de que esta última, embora não tenha ainda se difundido em modelos numéricos é a que melhor representa populações de gotículas, mesmo em diferentes regimes microfísicos. A Tabela 2.1 mostra as expressões matemáticas para as funções-distribuição citadas (incluindo a exponencial) e as equações para o "diâmetro de escala" ou "declividade" da distribuição. Nas equações mostradas, Γ representa a função gama (ou função fatorial), N_t representa a concentração total de gotículas, q_l o conteúdo de água líquida, ρ_w a densidade da água líquida, n o parâmetro de forma da função gama, σ o parâmetro de largura do espectro para a distribuição lognormal e μ o parâmetro de forma da distribuição de Weibull.

Tabela 2.1 - Equações para as funções-distribuição exponencial, gama, lognormal e Weibull e expressões para seus respectivos diâmetros de escala. Adaptado de Costa et al. 2000a.

Função-Distribuição	Expressão Matemática	Diâmetro de Escala (Declividade)
Exponencial	$N(D) = \frac{N_t}{D_0} \exp\left(-\frac{D}{D_0}\right)$	$D_0 = \left(\frac{q_l}{\pi \rho_w N_t}\right)^{1/3}$
Gama	$N(D) = \frac{N_t}{\Gamma(v)} \left(\frac{D}{D_0}\right)^{v-1} \frac{1}{D_0} \exp\left(-\frac{D}{D_0}\right)$	$D_0 = \left[6 \frac{\Gamma(v)}{\Gamma(v+3)} \frac{q_l}{\pi \rho_w N_t}\right]^{1/3}$
Lognormal	$N(D) = \frac{N_t}{\sqrt{2\pi} h\sigma} \frac{1}{D} \exp\left\{-\frac{1}{2} \left[\frac{\ln(D/D_0)}{h\sigma}\right]^2\right\}$	$D_0 = \left\{6 \frac{q_l}{\pi \rho_w N_t} \exp[-4.5(h\sigma)^2]\right\}^{1/3}$
Weibull	$N(D) = N_t \mu \left(\frac{D}{D_0}\right)^{\mu-1} \frac{1}{D_0} \exp\left[-\left(\frac{D}{D_0}\right)^\mu\right]$	$D_0 = \left[\frac{6}{\Gamma(1+3/\mu)} \frac{q_l}{\pi \rho_w N_t}\right]^{1/3}$

O uso destas funções de base permite que a equação de coalescência estocástica (que contém um produto de funções de distribuição) seja resolvida, possibilitando que ao menos em parte, se evitem artificialismos como parametrizações do tipo autoconversão-coleta, baseadas em empirismos e simplificações extremas.

Apesar dos grandes avanços em física das nuvens, muitos problemas ainda persistem no estado de arte da modelagem de microfísica das nuvens. O progresso é diminuído por muitas lacunas e incertezas no nosso conhecimento de microfísica de nuvens e limitações nas técnicas numéricas de representação de alguns processos microfísicos

2.3 – Técnica de Redução Dinâmica de Escala

A técnica de redução dinâmica de escala, ou *downscaling* dinâmico, tem sido amplamente utilizada em modelagem regional com o objetivo de se acrescentar informação local de *meso*, ou mesmo *micro* escala, à informação de baixa resolução de um modelo global ou reanálise. O termo *downscaling* se refere aos métodos com que a informação em escala regional é derivada da informação de grande escala (Wilby e Fowler, 2010). Nesta aproximação, as reanálises fornecem as variáveis atmosféricas, em geral, a cada 6 horas, que são repassadas às fronteiras laterais e para o centro da grade do modelo regional através do acréscimo do termo de relaxamento newtoniano (ou

nudging), às equações modeladas. A dimensão deste termo determina a intensidade com que a evolução dos sistemas de mesoescala é regulada pela informação de grande escala da reanálise. Wilby e Wigley (1997) fazem uma revisão sobre as várias técnicas de *downscaling* e suas limitações.

Na aplicação desta técnica é comum o uso de aninhamento de grades no modelo regional. Com o aninhamento de grades se obtêm aumentos consecutivos de resolução com o uso de subgrades em resolução crescente. Com o aumento da resolução espacial, a modelagem se beneficia com a possibilidade do uso de parametrizações físicas mais detalhadas, que exigem maior refinamento de grade, e do maior grau de detalhamento das heterogeneidades superficiais. Soares et al., (2012) utilizaram a técnica de *downscaling* com aninhamento de grades e obtiveram melhorias nas variáveis de temperatura próximo à superfície e precipitação da reanálise do ECMWF sobre Portugal. Vários trabalhos, em geral, se concentrando na variável de precipitação ou outra variável coletada em estação de superfície, e utilizando dados globais e modelos regionais diversos, tem destacado o ganho de previsibilidade obtido com o *downscaling* dinâmico para a América do Sul (De Maria et al, 2008, Alves et al, 2007).

No entanto, a maioria destes trabalhos, mesmo reconhecendo o ganho com o *downscaling*, destaca também a relatividade deste ganho em função do aumento dos erros sistemáticos sob determinadas regiões e em determinados sistemas meteorológicos (Horel et al., 1994; Oyama, 2006; Teixeira et al., 2002; Misra et al., 2002a). Supondo que a informação lateral de grande escala é “perfeita”, ou totalmente correlacionada com a observação, o aumento dos erros com o *downscaling*, em relação ao dado global ou reanálise, se deve: i) as imperfeições ou limitações das parametrizações físicas utilizadas pelo modelo regional (Misra et al., 2002a); ii) informações de superfície não realistas ou com resolução inadequada, tais como, topografia, vegetação e uso do solo e iii) aos erros inerentes às técnicas e aproximações numéricas feitas, por cada modelo em particular, para se resolver as equações de conservação (Horel et al., 1994).

Ramón et al. (2001) levanta questionamentos quanto a habilidade dos modelos regionais em reduzir a escala da informação de grande escala com acurácia, mesmo em um cenário de modelagem regional perfeita. Castro et al. (2005) mostra em uma série de simulações com o modelo regional RAMS, que a redução de escala não consegue

reproduzir toda a variabilidade da informação de grande escala, principalmente em grades regionais de baixa resolução, sugerindo, como solução para esta limitação do *downscaling*, o uso do relaxamento newtoniano. Noguer et al. (1998) destacam também as consequências negativas sobre as simulações das divergências entre a informação de grande escala utilizada na fronteira lateral e relaxamento e as observações. A confiabilidade desta informação de grande escala, em muitos casos uma reanálise, impactaria diretamente no ganho de previsibilidade do modelo regional.

2.4 – O Modelo Numérico de Previsão de Tempo WRF

O Modelo WRF (*Weather Research and Forecasting*) é a última geração de modelo numérico de previsão do tempo que é utilizado tanto para a operacionalidade dos centros meteorológicos como para as pesquisas em ciências atmosféricas. Ele foi desenvolvido através de uma parceria entre diversos órgãos, entre eles o *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), *National Center for Environmental Prediction* (NCEP), *Forecast Systems Laboratory* (FSL), *Air Force Weather Agency* (FAWA), e outros órgãos de pesquisa e desenvolvimento. Maiores informações sobre o WRF podem ser obtidas no sítio <http://www.wrf-model.org>.

As características do modelo que mais se destacam são: os múltiplos núcleos dinâmicos, sistema variável de assimilação de dados tri-dimensional e uma estrutura de *software* que permite o paralelismo computacional, bem como a extensibilidade do sistema. Pode ser instalado em diversas plataformas computacionais (p. ex. Linux), é muito portátil, flexível, de domínio público e disponibilizado gratuitamente pela internet. O código foi escrito em fortran com rotinas em C, perl e shell. Parte do código foi aproveitado do modelo MM5 e algumas funções do ARPS. A grande vantagem em relação a seus antecessores foi a estruturação baseada em engenharia de software, tendo por objetivo a maior velocidade de processamento e facilidades de manipulação e instalação para usuários do mundo todo. O modelo pode ser executado tanto para situações atmosféricas idealizadas como situações reais, em um espectro amplo de aplicações em escalas horizontais que variam de milhares de quilômetros a poucos metros.

Outra característica importante é que pela opção de equações não-hidrostáticas pode ser utilizado para simulações locais até escala sinótica. Existem versões específicas para previsão de furacões, rodadas globais e alguns experimentos em micrometeorologia. Por exemplo, para prospecção de ventos favoráveis a geração de energia eólica, utiliza-se o acoplamento do WRF com os modelos de altíssima resolução LES (*Large Edge Simulation*). Portanto, o modelo pode ser utilizado para simulações locais com resolução horizontal de alguns metros até domínio global (Calveti, 2011).

O sistema de modelagem do WRF compreende diversos componentes (Figura 2.2; maiores detalhes em *ARW V3 Modeling System User's Guide, 2011*). Os principais são: no pré-processamento o *WRF Preprocessing System* (WPS), inicialização do WRF (real), execução do WRF e pós-processamento (ARWpost). O WPS é um conjunto de três subsistemas que prepara os dados de entrada para a simulação: *geogrid*, *ungrib* e *metgrid*. O *geogrid* define o domínio do modelo e interpola os dados terrestres para as grades. O *ungrib* extrai os campos meteorológicos do formato GRIB (V1 e V2) necessários para iniciar o modelo. O *metgrid* interpola horizontalmente os campos meteorológicos extraídos pelo *ungrib* para as grades do modelo definida pelo *geogrid*. O trabalho de interpolar verticalmente os campos do WRF é feito dentro do programa real. O WRF é responsável pela execução do modelo propriamente dito. Por fim, o ARWpost é usado para converter as saídas do modelos para um formato que possam ser visualizados por aplicativos gráficos.

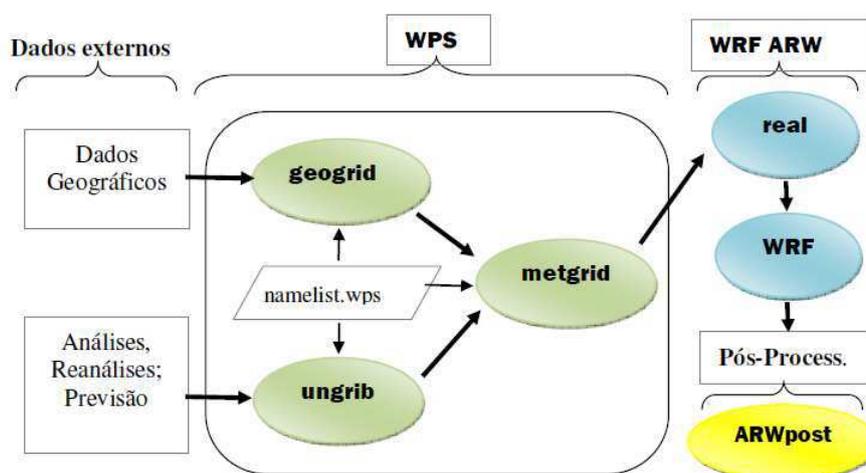


Figura 2.2 – Representação esquemática do sistema de modelagem. Fonte: Adaptado de *ARW V3 Modeling System User's Guide, 2011*.

O modelo WRF tem uma sequência lógica para inserção e processamento de dados de modo periférico ao seu núcleo, proporcionando o uso para múltiplos propósitos. Está dividido em quatro partes principais, conforme descrito em Calvetti (2011):

- i. Organização de dados externos Pré-processamento - WPS (*WRF Preprocessing System*), incluindo Assimilação de dados (WRF Var) e OBSGRID;
- ii. Núcleo dinâmico - termodinâmico – ARW;
- iii. Pós-processamento e Visualização.

O WPS (*WRF Preprocessing System*) prepara os dados de contorno (normalmente modelo global) e dados de características de terreno tais como topografia, vegetação, uso e cobertura de solo e realiza a interpolação de dados meteorológicos. A seguir algumas das principais funcionalidades do WPS:

- ✓ Definição do domínio da simulação;
- ✓ Interpolação dos dados de terreno tais como topografia, uso e cobertura do solo, tipos de solo;
- ✓ Interpolação dos dados de contorno que determinarão as condições atmosféricas das fronteiras do modelo. Normalmente se utilizam dados de modelos globais ou de outros modelos em escala maior do que a simulação atual;
- ✓ Projeções de mapa: polar estereográfico, Lambert, Mercator e latitude-longitude;
- ✓ Aninhamento de grades para simulações em maior resolução para previsão de circulações locais.

O WRF Variacional é um programa opcional, de assimilação de dados, utilizado para a ingestão de dados observacionais nas análises interpoladas criadas pelo WPS. Também pode ser usado para atualização das condições iniciais quando estiver realizando alguma rodada de ciclo de assimilação. Atualmente, a versão 4D Var está sendo utilizada no modelo WRF. Em relação à 3D Var, a versão atual utiliza uma janela temporal para calcular os erros da análise por um método iterativo, melhorando a qualidade da condição inicial do modelo. As principais características do pacote de assimilação são:

- ✓ A assimilação tem por base a técnica variacional de dados, ou seja, é feito um ajuste para minimizar a diferença entre o campo ajustado e o observado em um

processo iterativo, considerando hipóteses físicas como restrições impostas ao escoamento para obter um equilíbrio dinâmico;

- ✓ O erro da componente horizontal do campo base ("*first guess*") é representado por um filtro recursivo, regional ou espectral para simulações globais. O componente vertical é aplicado por meio de projeções climatológicas geradas pelos autovetores;
- ✓ Programa para criar a própria climatologia da estimativa da covariância do erro por meio do método NMC ("*ensemble perturbation*");
- ✓ Módulo para inserção de irradiâncias de satélite e refletividade de radar para assimilação física.

Núcleo do Modelo WRF é a componente chave do modelo, composto por diversos programas para simulações idealizadas e simulações com dados reais e integração numérica prognóstica. O núcleo possui uma série de opções tais como:

- ✓ Equações compressíveis não-hidrostáticas com opção hidrostática;
- ✓ Termos completos de curvatura e de Coriolis;
- ✓ Aninhamento unidirecional e bidirecional (ida e volta) com múltiplas grades;
- ✓ Aninhamentos móvel, ou seja, podem-se realizar simulações sob o ponto de vista Euleriano (ideal para furacões e ciclones);
- ✓ Coordenada sigma-pressão, ideal para simulações de topografia irregular, pois a coordenada tende a seguir as variações de terreno;
- ✓ Grade vertical com variação entre os níveis. Possibilita colocar maior resolução na baixa troposfera, onde ocorrem os maiores transportes verticais de momentum e de massa;
- ✓ Projeções de mapa: polar estereográfico, Lambert, Mercator e latitude-longitude;
- ✓ Grade de Arakawa C;
- ✓ Opções de integração Runge-Kutta de 2ª e 3ª ordem;
- ✓ Opções de advecção horizontal e vertical de 2ª a 6ª ordem;
- ✓ Filtros para modos de ondas acústicas e ondas de gravidade;
- ✓ Absorção de radiação e amortecimento Rayleigh;
- ✓ Condições para fronteiras laterais: periódica, simétrica e aberta radiativa e com zona de relaxação para casos reais;

- ✓ Opções completas de parametrizações de superfície, camada limite planetária, radiação de superfície e atmosfera, microfísica e convecção cumulus;
- ✓ Aplicação local até global, com experimentos realizados desde 500 m até simulações globais.

Por fim, na etapa de Pós-processamento e Visualização, diversos formatos de saída podem ser convertidos a partir da saída do WRF que é em NetCDF. As mais utilizadas são RIP, Grads e grib. Outra opção de visualização é o PyNGL (www.pyngl.ucar.edu) do NCAR, programa baseado na linguagem de programação python com excelentes possibilidades de plotagem. Para gráficos em 3D diversos experimentos foram realizados com o VAPOR (www.vapor.ucar.edu) que é uma plataforma de visualização de dados na área de geociências.

A coordenada utilizada pelo WRF é do tipo sigma-pressão, uma coordenada vertical na qual a superfície da variável não intersecta a topografia (Jacobson, 1998). Nesta coordenada, as camadas de topo e base são definidas como superfícies constantes, sigma σ , isto é, é igual à diferença entre a pressão na superfície terrestre e a pressão no topo do modelo. Desde que a hipótese hidrostática seja usada para derivar as equações na coordenada sigma-pressão, as ondas acústicas que se propagam na vertical, são filtradas como uma solução para estas equações. Normalmente, fluxos não hidrostáticos não são simulados em coordenadas sigma.

3 – ANÁLISE DO DESEMPENHO DAS REANÁLISES NCEP2 E ERA-INTERIM PARA O ESTADO DO CEARÁ

3.1 – Introdução e Objetivo

A América do Sul, por ser um continente de grande extensão territorial, possui diferentes regimes de precipitação, onde é encontrada uma grande variabilidade de climas com diferentes características regionais. Sabendo das dificuldades de se obter séries de dados meteorológicos, longas e contínuas para o planeta como um todo, com destaque para o hemisfério sul, diversos centros de previsão do tempo e clima vêm oferecendo produtos de reanálise, que são séries de dados meteorológicos obtidos através da assimilação e reanálise de dados observados em todo o planeta. A principal vantagem destas séries de reanálise está em se tratar de períodos de dados razoavelmente longos e sem falhas para qualquer ponto do planeta.

Nesta parte do trabalho procurou-se quantificar a acurácia de duas das principais reanálises mais utilizadas no meio científico, uma do NCEP e outra do ECMWF, através de comparações estatísticas com dados observados para o Estado do Ceará. Os dados observados utilizados são variáveis termodinâmicas coletadas pelas PCD's e a precipitação do sensor Radar do satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*).

3.2 – Materiais e Métodos

3.2.1 – As Reanálises do NCEP e do ECMWF

As reanálises utilizadas neste estudo são a reanálises-2 do NCEP (NCEP2) e a reanálise ERA-Interim do ECMWF (ERA-Interim). A reanálise NCEP2 está disponível na internet, na resolução espacial de 1,5° por 1,5°. Os parâmetros atmosféricos estão disponíveis em 17 níveis de pressão (1000mb a 10mb), a cada 6 h e nos seguintes horários sinóticos 0Z, 6Z, 12Z, 18Z, do ano de 1979 até o presente. A reanálise NCEP2 utiliza análise variacional-4D com 28 níveis sigma na vertical em uma grade espectral com truncamento triangular de 62 ondas (resolução espacial de aproximadamente 200 km x 200 km). O modelo espectral global do NCEP é utilizado na integração das análises. Detalhes podem ser encontrados em Kanamitsu et al. (2002).

A reanálise ERAI está disponível na internet desde o ano de 1989 até o presente, quase em tempo real, na resolução de 1,5° por 1,5°. O ERAI (Simmons et al, 2006) é a última reanálise global produzida pelo ECMWF e utiliza análise variacional-4D em uma grade espectral com truncamento triangular de 255 ondas (resolução espacial de aproximadamente 80 km x 80 Km) e coordenadas verticais híbridas com 60 níveis. O modelo global do ECMWF é usado na integração das análises. Detalhes da reanálise podem ser encontrados em Dee et al. (2011).

Uma grande quantidade de dados atmosféricos e de superfície está disponível para as duas reanálises: vapor d'água, conteúdo de água líquida da coluna atmosférica, vorticidade potencial, geopotencial, ventos, temperatura do ar, cobertura de nuvens, fluxos turbulentos de superfície, precipitação e etc.

As séries temporais das reanálises utilizadas neste trabalho foram obtidas através da média de valores de cada variável em pontos próximos das mesmas localidades das observações que serão descritas a seguir.

3.2.2 – Dados das PCD's

As Plataformas de Coleta de Dados (PCD's; Figura 3.1) são estações automáticas que coletam, armazenam e transmitem, via satélite, dados meteorológicos, agrometeorológicos e agrometeorológicos, como: temperaturas do ar (instantâneas, máximas e mínimas), umidade relativa do ar, direção e velocidade dos ventos, radiação solar global, pressão atmosférica, precipitação pluviométrica, temperatura e umidade do solo. O surgimento dessas estações partiu da necessidade de empresas e instituições em obter regularmente dados ambientais, coletados em lugares remotos ou espalhados por uma região muito grande, que são utilizados por especialistas para a elaboração das previsões do tempo e do clima e de outras áreas da ciência.



Figura 3.1 – Exemplo de uma PCD meteorológica.

Fonte: <http://www.simehgo.sectec.go.gov.br/>

As PCD's utilizadas para este estudo estão distribuídas pelo Estado do Ceará e são monitoradas pela Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME). Utilizou-se séries temporais de médias diárias das variáveis de vento a 10 metros, temperatura, umidade relativa e temperatura do ponto de orvalho a 2 metros, para 27 localidades especificadas na Figura 3.2. O esquema de controle de qualidade dos dados é bastante simples: mudanças bruscas das variáveis em intervalo de tempo de 1h e valores numéricos incompatíveis para a região são descartados. Dados faltosos ou inválidos são preenchidos por médias espaciais caso existam doze ou mais localidades com dados válidos para aquele instante. Foram selecionados os dados do ano de 2005 pela disponibilidade de uma série temporal de observações mais coerente.

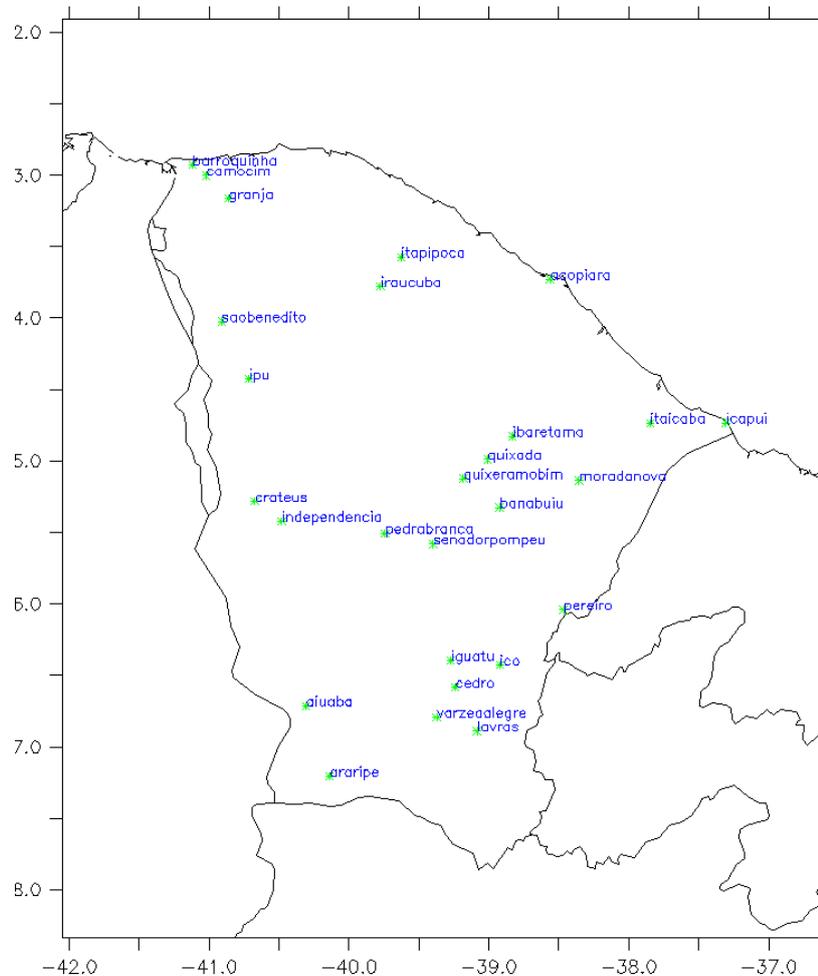


Figura 3.2 – PCD's utilizadas na análise. A altitude e localização de cada PCD podem ser encontradas em <http://www.funceme.br>.

3.2.3 – Dados do Satélite TRMM

O TRMM é um satélite de pesquisa que foi projetado para ajudar na compreensão do ciclo da água no sistema climático. Ao cobrir as regiões tropicais e semi-tropicais da Terra, o TRMM coleta dados importantes sobre a precipitação pluviométrica e a liberação de calor associada à precipitação. Estes dados, não são suficientes para todo o entendimento sobre as questões que envolvem todas as alterações climáticas, mas contribuem para a compreensão de como as nuvens afetam o clima e como a energia é transportada no ciclo global da água.

O TRMM é um satélite de órbita polar composto de cinco sensores, a saber: um Radar estimador de precipitação (*Precipitation Radar - PR*), um sensor imageador na faixa de

micro-ondas (*TRMM Microwave Imager - TMI*), um sensor de varredura na faixa do visível e do infra-vermelho (*Visible and InfraRed Scanner - VIRS*), um sensor para medidas de radiação das nuvens e da superfície terrestre (*Cloud and Earth Radiant Energy Sensor - CERES*) e um sensor de descargas atmosféricas (*Lightning Imaging Sensor - LIS*). A Figura 3.3 ilustra o satélite TRMM e seu conjunto de sensores.

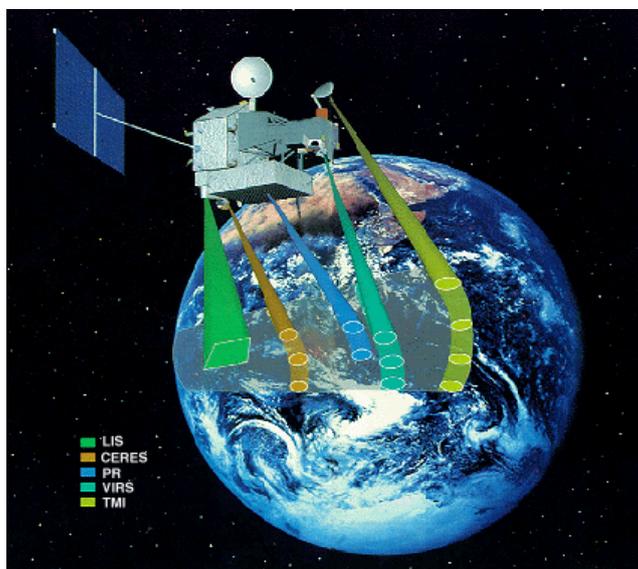


Figura 3.3 – Satélite TRMM. Fonte: http://ceres.larc.nasa.gov/trmm_pictures.php

O Radar é um sensor a base de micro-onda ativa e foi o primeiro instrumento do tipo a bordo em um satélite. Foi concebido para fornecer mapas tridimensionais da estrutura de tempestades. Essas medidas fornecem informações valiosas sobre a intensidade e distribuição da chuva, tipo da chuva, profundidade da nuvem de tempestade e a altura em que a camada de gelo se transforma em chuva. As estimativas do calor liberado no processo de formação das chuvas para a atmosfera em diferentes altitudes podem ser utilizadas para melhorar os modelos de circulação atmosférica global.

O Radar tem uma resolução horizontal no solo de cerca de 5 km e uma largura de faixa de 247 km. Uma das suas características mais importantes é a sua capacidade para fornecer perfis verticais da chuva e da neve, partindo da superfície até uma altura de cerca de 20 km. Este Radar é capaz de detectar as taxas de precipitação de até 0,7 milímetros por hora. Em eventos de chuva intensa, onde o efeito de atenuação do sinal da micro-onda pode ser forte, métodos de processamento de dados foram desenvolvidos para minimizar esse efeito. Também é capaz de separar os ecos de chuva para tamanhos

de amostras verticais de cerca de 250 m. Foi desenvolvido pela *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA), como parte de sua contribuição conjunta Estados Unidos / Japão na *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM).

Para este estudo comparativo utilizou-se médias espaciais diárias de precipitação obtidas do Radar a bordo do satélite TRMM (Algoritmo 3B42) numa resolução de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, para a região limitada por 42°W - 37°W e 2°S - 8°S , no período de janeiro a julho de 2005.

3.2.4 – Análise Comparativa e Estatísticas

Com o intuito de verificar o desempenho das reanálises NCEP2 e ERAI, nesta sessão utilizou-se de análises comparativas entre dados observados pelas PCD's e pelo satélite TRMM e os dados das reanálises supracitadas. No caso das reanálises foi considerado o valor do ponto mais próximo da localidade que possui um PCD, conforme destacado anteriormente na Figura 3.2.

Uma comparação puramente gráfica destas séries, apesar de extremamente útil, não é suficiente para avaliar o desempenho das reanálises. Para isso utilizou-se uma série de medidas de índices estatísticos bastante utilizados na comparação entre resultados de modelos e observações (Buckley et al., 2004; Willmott, 1982; Steyn e Mckendry, 1988; Weber et al., 1982; Jolliffe e Ste-phenson, 2003; Pielke, 2001).

Os índices estatísticos aqui utilizados são o Erro Absoluto Médio (EAM), o Erro Quadrático Médio (EQM), o Erro Absoluto Médio dos Desvios (EAMD), o Índice de Concordância (Ic) e a Correlação Estatística (r). O EAM e o EQM são mais representativos na avaliação do desempenho de modelos, uma vez que sumarizam a diferença média entre observação e o dado do modelo.

Nas definições dos índices, define-se como O_i a variável observada (vento, umidade relativa, temperatura ou precipitação) em determinado tempo i , sua média temporal será definida por \bar{O} . As séries temporais para as reanálises e resultados de modelos serão

representadas por M_i e suas médias temporais por \bar{M} . Os desvios das observações e reanálises/modelo são dados respectivamente pelas Equações 3.1 e 3.2:

$$O'_i = O_i - \bar{O} \quad (3.1)$$

$$M'_i = M_i - \bar{M} \quad (3.2)$$

Os desvios padrões das variáveis observadas e reanálise/modelo são dados, respectivamente pelas Equações 3.3 e 3.4:

$$\sigma_o = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_i (O_i - \bar{O})^2} \quad (3.3)$$

$$\sigma_M = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_i (M_i - \bar{M})^2} \quad (3.4)$$

A Tabela 3.1 mostra os índices e medidas de erros que serão usados em todo este trabalho. Na primeira coluna temos o nome do índice. Na segunda coluna o símbolo usado e na terceira sua equação.

Tabela 3.1 - Índices estatísticos para análises comparativas.

Índice	Símbolo	Equação
Erro Absoluto Médio	EAM	$EAm = \frac{1}{N} \sum_i O_i - M_i $
Erro Quadrático Médio	EQM	$EQm = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_i (O_i - M_i)^2}$
Erro Absoluto dos Desvios	$EAMD$	$EAMD = \frac{1}{N} \sum_i O'_i - M'_i $
Índice de Concordância	Ic	$Ic = 1 - \frac{\sum_i (O_i - M_i)^2}{\sum_i (M_i - \bar{O} + O_i - \bar{O})^2}$
Coefficiente de Determinação	r^2	$r^2 = \frac{\sum_i (M_i - \bar{O})^2}{\sum_i (O_i - \bar{O})^2}$
Coefficiente de Correlação	r	$r = \pm \sqrt{r^2}$

Willmott (1981) traz algumas questões sobre a utilidade do índice de correlação (r), mostrando que a correlação entre séries observadas e modeladas bastante dessemelhantes podem facilmente se aproximar de 1 e propõe o uso do índice de concordância (I_c) como medida mais representativa do que a correlação. Para uma melhor avaliação da acurácia das reanálises frente às observações outros índices estatísticos são destacados: o erro absoluto médio (EAM), o erro quadrático médio (EQM) e o erro absoluto médio dos desvios (EAMD).

O uso concomitante de gráficos de dispersão com medidas que sumarizam a diferença média entre observação e modelo (como EAM e EQM), índice de concordância (I_c) e coeficiente de determinação (r^2) fornecem uma visão mais adequada do grau de semelhança entre duas séries temporais (Willmott, 1982). O coeficiente de determinação (r^2) é uma medida de ajuste de um modelo estatístico linear generalizado, como a regressão linear, em relação aos valores observados. O r^2 varia entre 0 e 1, indicando, em percentagem, o quanto o modelo consegue explicar os valores observados. Quanto maior o r^2 , mais explicativo é modelo, melhor ele se ajusta à amostra. Por exemplo, se o r^2 de um modelo é 0,8234, isto significa que 82,34% da variável dependente consegue ser explicada pelos regressores do modelo.

3.3 – Resultados e Discussões

3.3.1 – Comparação entre os Dados das PCD's e as Reanálises

Dando início a análise comparativa entre os dados observados e as reanálises, com a finalidade de se verificar qual delas possui um melhor desempenho na representação dos parâmetros locais, optou-se por começar a análise a partir de gráficos de dispersão. A Figura 3.4 mostra gráficos de dispersão entre séries de dados observados pelas PCD's (eixo horizontal) e as reanálises (eixo vertical). As esferas cinzas correspondem aos dados da ERAI e os triângulos pretos aos dados do NCEP2. As variáveis destacadas na Figura 3.4 são umidade relativa (Figura 3.4a), a temperatura a 2 metros (Figura 3.4b), a temperatura do ponto de orvalho (Figura 3.4c) e vento a 10 metros (Figura 3.4d). Os parâmetros para comparação estatística r^2 e I_c são mostrados em cada gráfico da Figura 3.4.

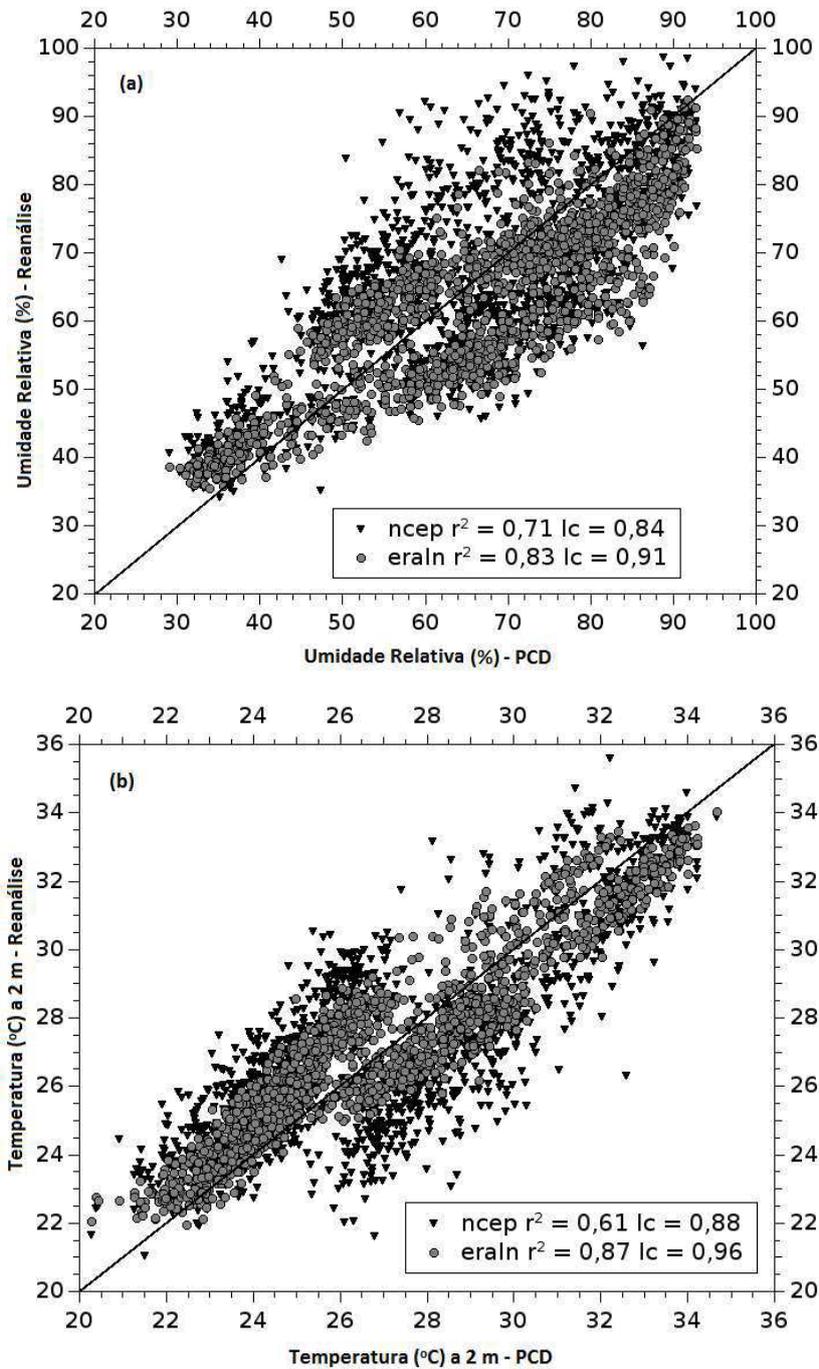


Figura 3.4 – Valores médios mensais para (a) umidade relativa (%), (b) temperatura a 2 m, (c) temperatura do ponto de orvalho e (d) vento a 10 m, para medidas no período de janeiro a dezembro de 2005.

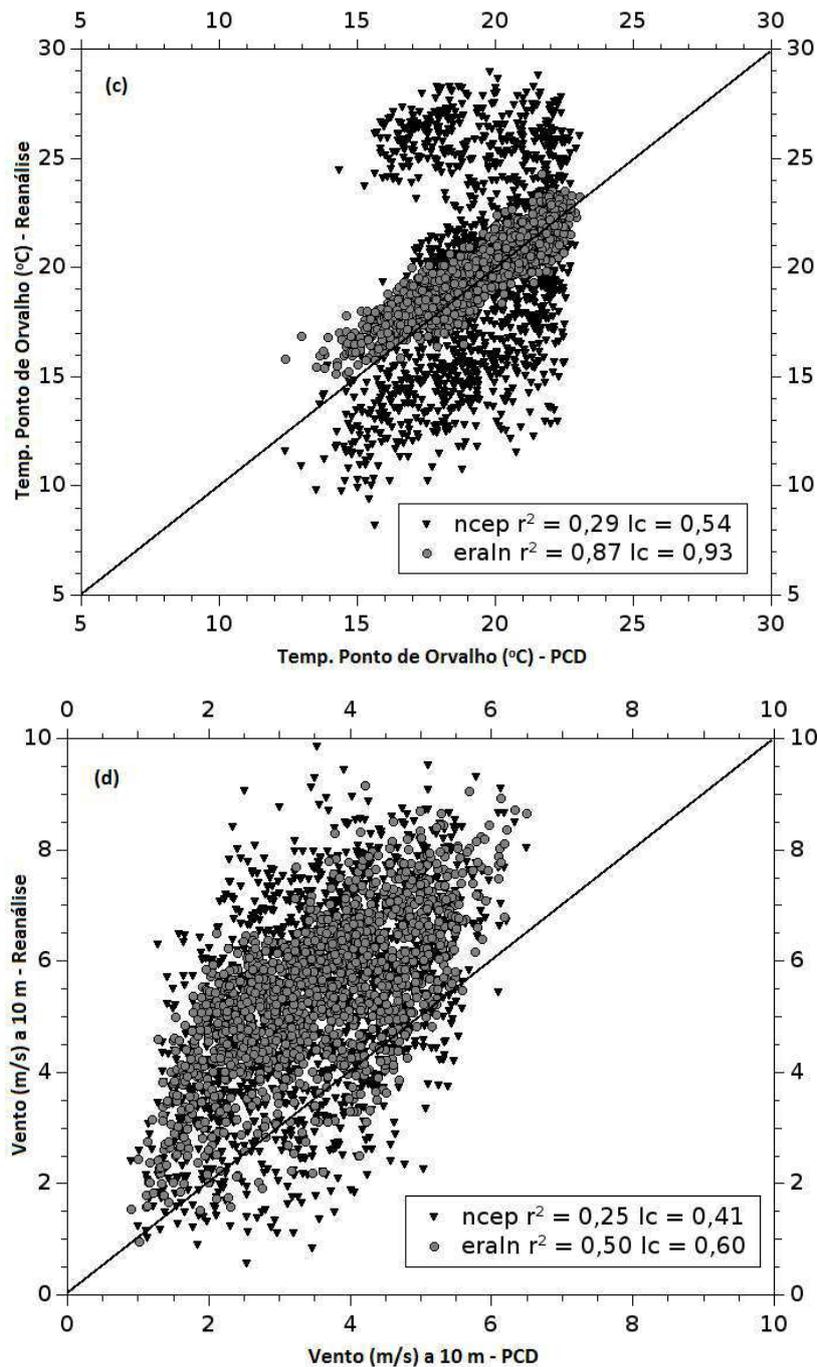


Figura 3.4 – Valores médios mensais para (a) umidade relativa (%), (b) temperatura a 2 m, (c) temperatura do ponto de orvalho e (d) vento a 10 m, para medidas no período de janeiro a dezembro de 2005 (**Continuação**).

Podemos verificar na Figura 3.4a, para a variável umidade relativa, pouca dispersão dos pontos em torno da reta de regressão linear para os dados da ERAI quando comparados com os dados do NCEP2. Verificam-se valores bem maiores do coeficiente de determinação ($r^2 = 0,83$) e índice de correlação ($Ic = 0,91$) na comparação entre os

dados das PCD's com os dados da ERAI, mostrando assim uma forte correlação entre os mesmos. A Figura 3.4b apresenta dados da variável temperatura com pontos dispersos de forma semelhante para ERAI e NCEP2. Todavia, os valores do coeficiente de determinação ($r^2 = 0,87$) e índice de correlação ($I_c = 0,96$) apresentam valores superiores para os dados da reanálise ERAI, indicando uma melhor correlação entre as variáveis.

Na Figura 3.4c, que apresenta o gráfico de dispersão da variável temperatura do ponto de orvalho, podemos observar claramente uma grande dispersão dos valores em torno da reta de ajuste, tanto acima quanto abaixo da reta, no caso dos dados oriundos do NCEP2. Já os valores oriundos da ERAI apresentam pouca dispersão ficando concentrados praticamente todos em torno da reta de regressão. Tal observação pode ser comprovada pelos altos valores do coeficiente de determinação ($r^2 = 0,87$) e do índice de correlação ($I_c = 0,93$). O gráfico de dispersão para o vento a 10 metros (Figura 3.4d) mostra um desvio estatístico bastante acentuado para as duas reanálises em relação às observações. Todavia, a ERAI ainda apresenta valores de índices estatísticos melhores que o NCEP2.

Dando continuidade a esta análise, a Figura 3.5 mostra médias móveis de três dias para séries temporais de umidade relativa (Figuras 3.5a e 3.5b), temperatura do ar a 2 metros (Figuras 3.5c e 3.5d), temperatura de ponto de orvalho (Figuras 3.5e e 3.5f), e vento a 10 metros (Figuras 3.5g e 3.5h). Para todos os gráficos da Figura 3.5, as linhas grossas correspondem à série observada e as linhas finas as séries da ERAI e NCEP2.

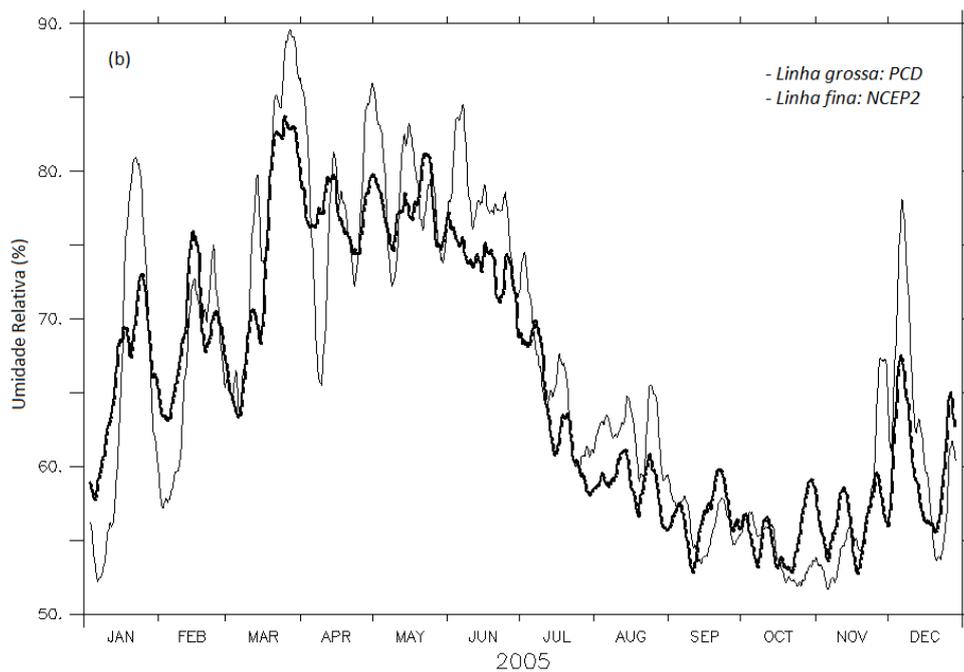
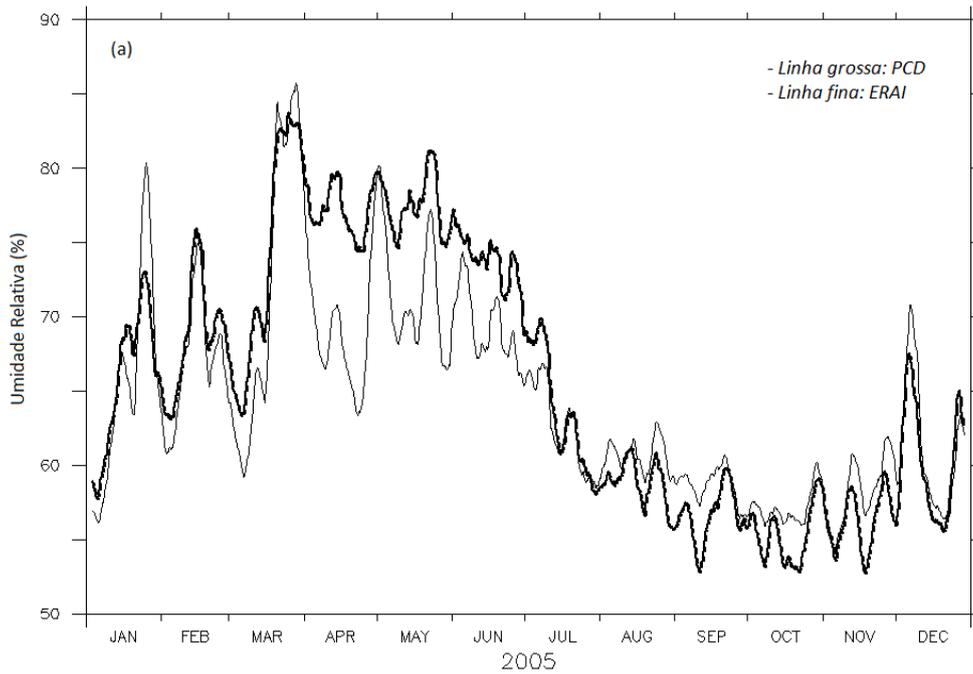


Figura 3.5 - Médias móveis de três dias para séries temporais de (a) e (b) umidade relativa, (c) e (d) temperatura a 2m, (e) e (f) temperatura do ponto de orvalho, (g) e (h) vento a 10 m, no período de janeiro a dezembro de 2005.

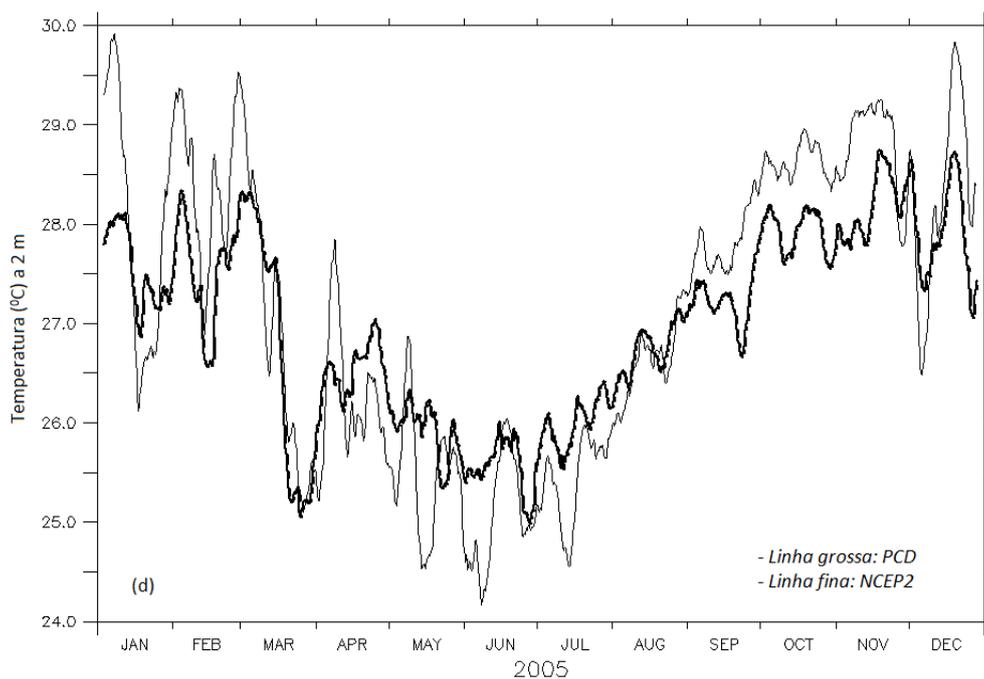
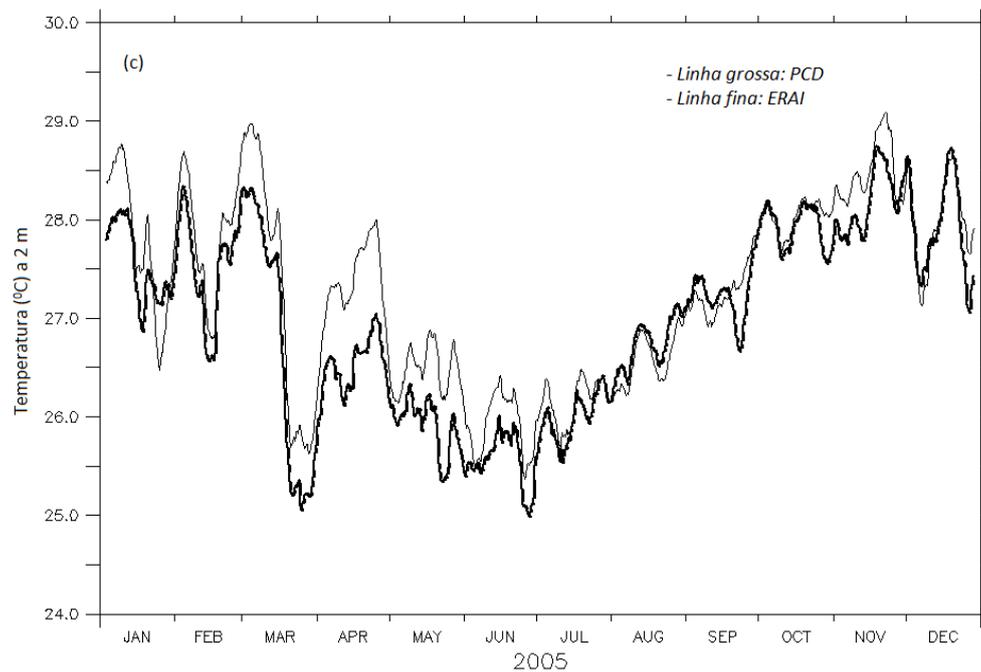


Figura 3.5 - Médias móveis de três dias para séries temporais de (a) e (b) umidade relativa, (c) e (d) temperatura a 2m, (e) e (f) temperatura do ponto de orvalho, (g) e (h) vento a 10 m, no período de janeiro a dezembro de 2005 (**Continuação**).

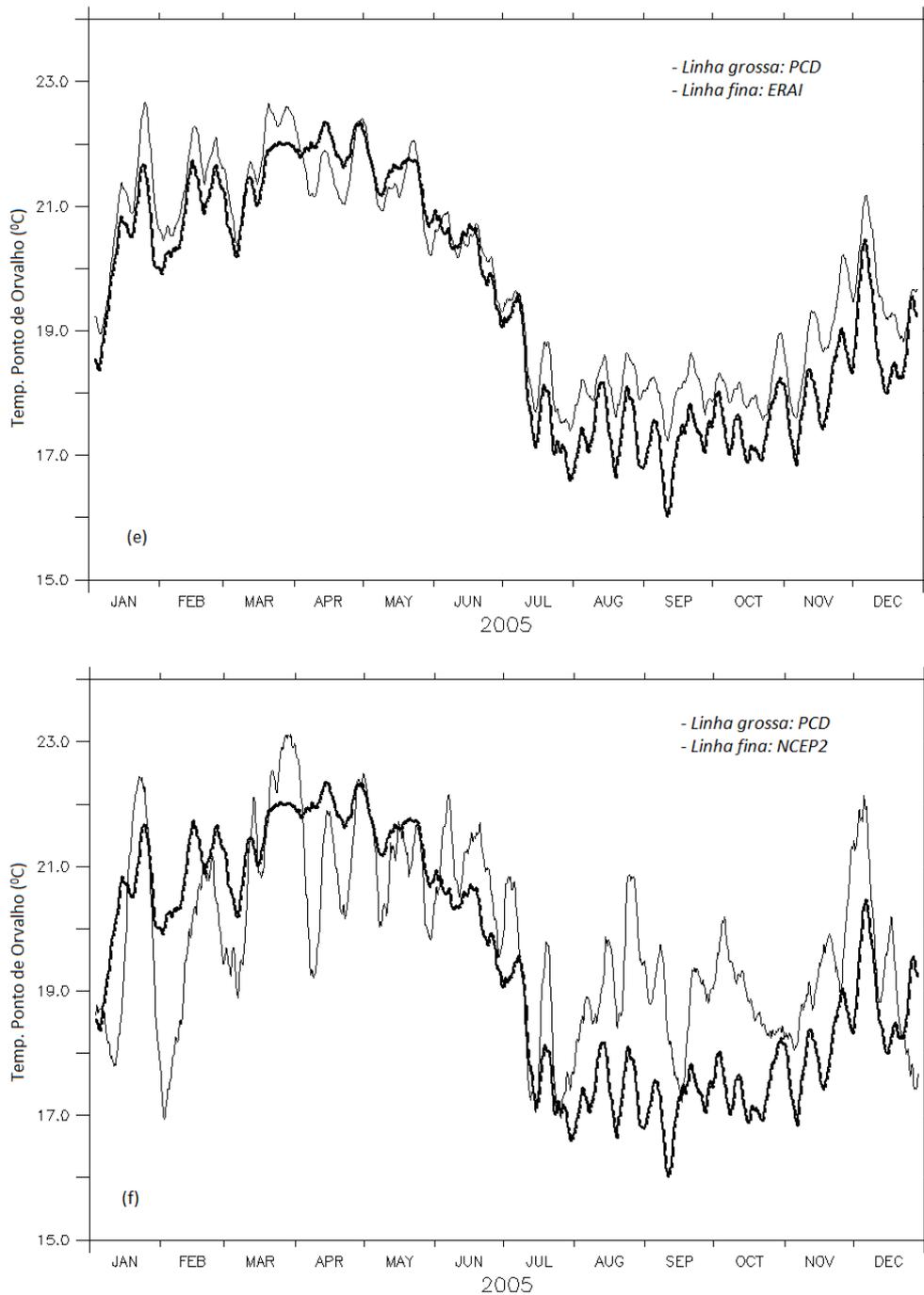


Figura 3.5 - Médias móveis de três dias para séries temporais de (a) e (b) unidade relativa, (c) e (d) temperatura a 2m, (e) e (f) temperatura do ponto de orvalho, (g) e (h) vento a 10 m, no período de janeiro a dezembro de 2005 (**Continuação**).

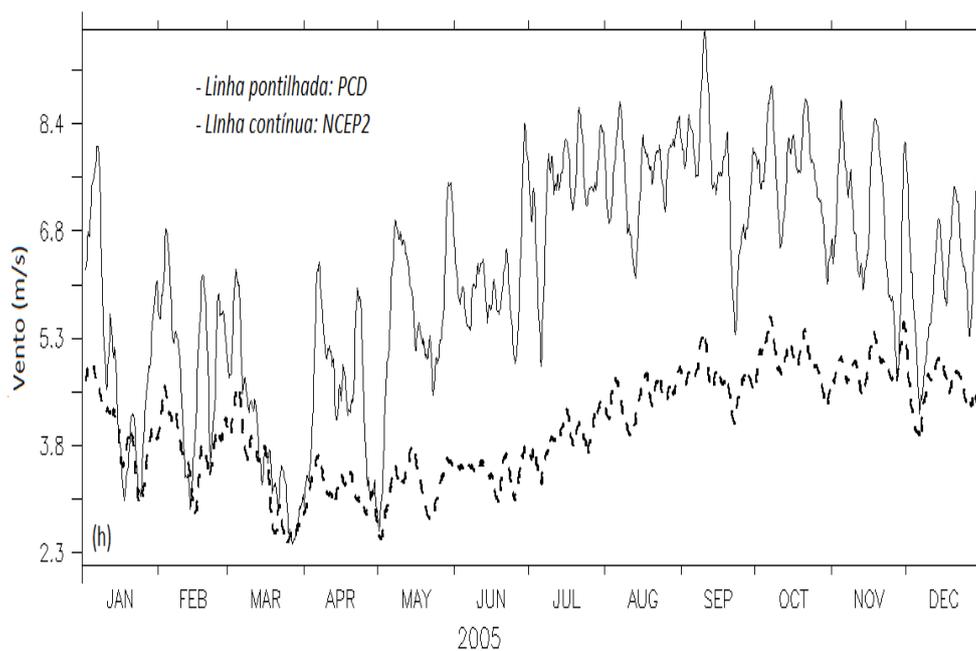
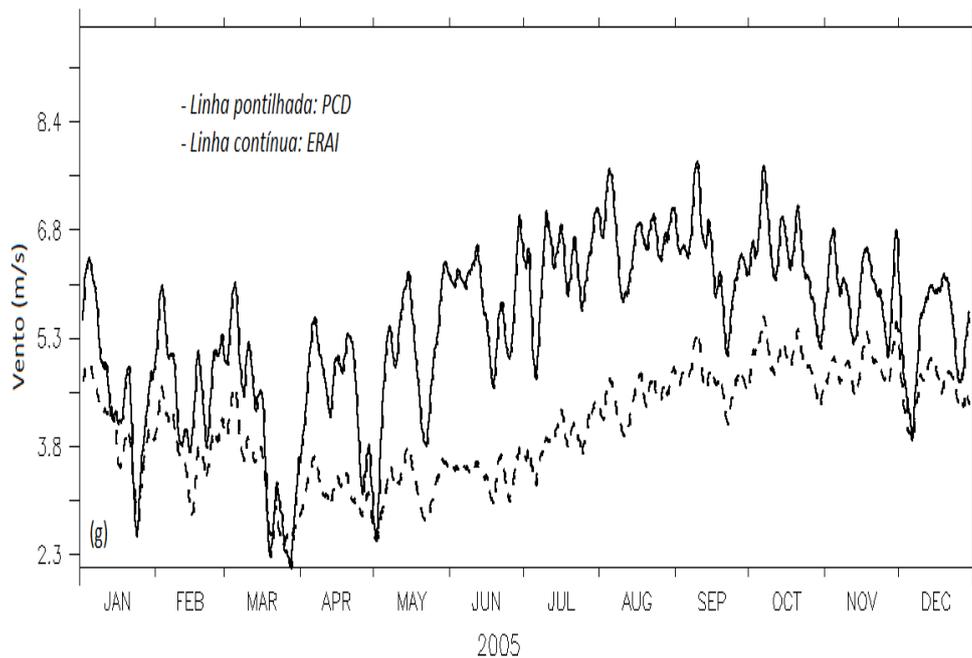


Figura 3.5 - Médias móveis de três dias para séries temporais de (a) e (b) unidade relativa, (c) e (d) temperatura a 2m, (e) e (f) temperatura do ponto de orvalho, (g) e (h) vento a 10 m, no período de janeiro a dezembro de 2005 (**Continuação**).

As séries temporais para unidade relativa e temperatura do ponto de orvalho mostram o melhor desempenho da reanálise ERAI (Figuras 3.5a e 3.5e), uma vez que a série de dados captura melhor as tendências da série observada (PCD's) que a série de dados do

NCEP2 (Figura 3.5b e 3.5f). Este melhor desempenho se confirma quando verificados os valores índices estatísticos r^2 e I_c (Tabela 3.2). Os índices mostrados na Tabela 3.2 para umidade relativa indicam uma semelhança mais acentuada entre a série observada e a reanálise ERAI.

Uma análise das Figuras 3.5c e 3.5d para variável temperatura, sugere uma melhor representação das tendências de mesoescala pela ERAI, apesar do seu desvio estatístico acentuado entre abril e junho. Todavia, apesar da diferença entre as séries da reanálise se acentuar entre abril e julho, suas estatísticas em relação às observações são bastante similares, como sugerem os índices I_c e r^2 (Tabela 3.2). Os índices EAM e EQM da Tabela 3.2 também destacam esta semelhança: o dado da ERAI está, em média, 0,15m/s mais próximo da observação que o dado do NCEP2.

As Figuras 3.5g e 3.5h destacam as séries temporais dos perfis de vento a 10 m do solo. Uma análise qualitativa do gráfico da Figura 3.5g mostra que o ERAI consegue reproduzir as tendências de ventos superficiais, porém acentuando bastante sua intensidade, o que força os índices r^2 e I_c para baixo. As séries de reanálises são bastante semelhantes entre si. As duas reanálises apesar de reproduzirem as oscilações observadas de grande escala, superestimam bastante os ventos superficiais, principalmente o NCEP2, sendo uma melhor concordância entre os valores das PCD's e reanálises no primeiro semestre do ano. O desvio estatístico é menos acentuado no ERAI que no NCEP2. Como indicam os índices EAM e EQM da Tabela 3.2, as medidas de vento do NCEP2 apresentam em média valores de 0,75 m/s a mais que a diferença entre as medidas das PCD's e da ERAI. Esta acentuada diferença entre médias observadas e reanálises se reflete nos baixos índices de concordância e coeficiente de determinação para os perfis de vento das reanálises.

A Tabela 3.2 sumariza os principais índices estatísticos das comparações entre reanálises e observações para as variáveis analisadas.

Tabela 3.2: Índices estatísticos das comparações entre Reanálises e PCD's

	\bar{O}	\bar{M}	N	EAM	EQM	Ic	r^2
Umidade Relativa (%)							
NCEP2	65,6	66,7	1459	9,3	11,2	0,84	0,71
ERA1	65,6	62,8	1459	7,2	8,8	0,91	0,83
Temperatura (°C) a 2m							
NCEP2	27,1	27,2	1456	2,1	0,8	0,88	0,61
ERA1	27,1	27,3	1456	1,2	1,1	0,96	0,87
Temp. Ponto de Orvalho (°C)							
NCEP2	19,4	19,8	1459	4,2	5,2	0,54	0,29
ERA1	19,4	19,7	1459	0,8	1,1	0,94	0,87
Vento (m/s) a 10m							
NCEP2	3,5	5,3	1456	1,9	2,4	0,41	0,25
ERA1	3,5	5,2	1456	1,7	2,1	0,6	0,5

3.3.2 – Comparação entre a Precipitação do TRMM e as Reanálises

Considerando que a precipitação é uma importante variável na modulação do clima global, torna-se de grande importância a avaliação do desempenho das reanálises em reproduzir a real precipitação na Região Tropical. Para tal realizou-se uma análise comparativa entre a precipitação medida pelo Radar abordo do satélite TRMM (Algoritmo 3B42) e as séries de precipitação das reanálises. A comparação foi feita entre a medida do pixel do dado do TRMM e o ponto de grade da reanálise. A Figura 3.6 mostra gráficos comparativos entre uma série de dados de precipitação observada (TRMM) e uma série de dados de precipitação obtidas das reanálises ERA1 e NCEP2.

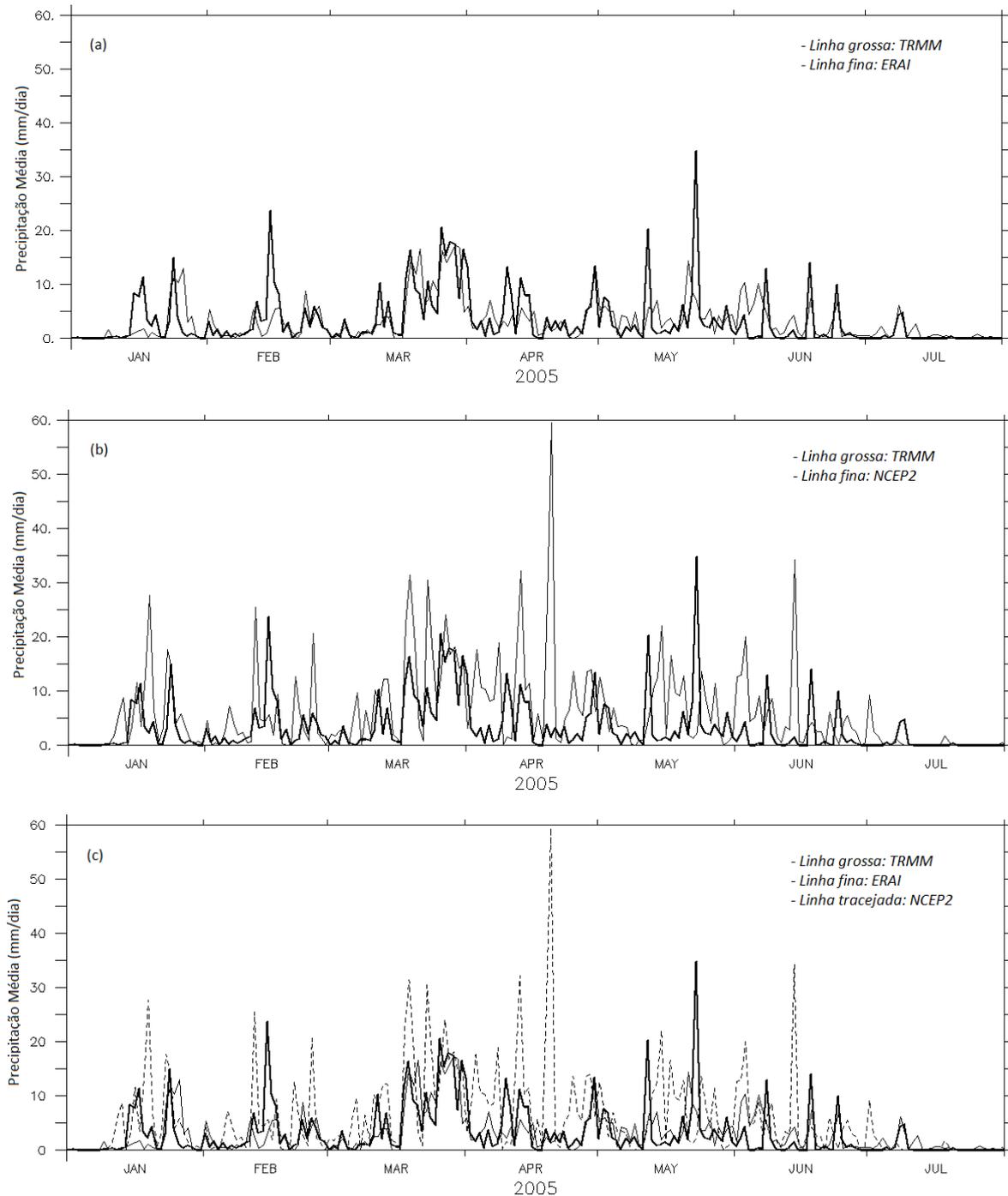


Figura 3.6 – Médias espaciais diárias das séries de precipitação para a região limitada por 42W-37W,2S-8S para (a) TRMM / ERAI, (b) TRMM e NCEP2 e (c) TRMM, ERAI e NCEP2, no período de janeiro a julho de 2005.

Nas Figuras 3.6a, 3.6b e 3.6c estão, respectivamente, os gráficos das séries TRMM e ERAI, TRMM e NCEP2; e TRMM, ERAI e NCEP2. Partido para análise do gráfico da Figura 3.6a podemos observar uma boa correlação entre o dado do TRMM e da ERAI. Observa-se que a série da ERAI acompanha bem as tendências (picos) da série

observada. Também apresentam uma boa correlação do ponto de vista quantitativo da precipitação. Já na Figura 3.6b podemos observar que a série de dados do NCEP2 não reproduz com precisão a série de dados observada. Visivelmente a série de precipitação do NCEP2 não acompanha as tendências do dado do TRMM, além de superestimar a precipitação ao longo de praticamente todo o período da análise. A Tabela 3.3 mostra os índices estatísticos EQM, IC e r^2 para reanálise x observação, com valores para o índice de correlação e coeficiente de determinação de 0,79 e 0,64, respectivamente. Estes índices sugerem uma maior correlação estatística entre a série do ERAI e a observação. O valor do $r^2 = 0,29$ indica um reduzido grau de semelhança entre o dado de precipitação do NCEP2 e o dado observado pelo TRMM. A Figura 3.6c fornece uma visualização conjunta das três séries, deixando ainda mais evidente uma superestimação dos valores de precipitação do NCEP2 e a baixa correlação quando comparada a série do TRMM.

Tabela 3.3: Índices Estatísticos para comparação entre a Precipitação (mm/h) das Reanálises e do TRMM

	EQM	IC	r^2
ERAI	3,2	0,79	0,64
NCEP2	6,6	0,52	0,29

3.4 – Conclusões

As reanálises do NCEP e do ECMWF utilizam basicamente os mesmos conjuntos básicos de observações (Tianbao et al., 2006). A grande diferença entre as duas reanálises se deve a diferença nos métodos de assimilação de dados observados, em sua maior parte dados de satélites, e às diferenças entre a física dos modelos globais utilizados em cada uma destas reanálises. O NCEP2, por exemplo, assimila diretamente as taxas de precipitação dos instrumentos do satélite TRMM. A ERAI usa apenas dados de um dos sensores não assimilando a precipitação e sim o perfil de umidade. Nas duas reanálises estes dados influenciam a precipitação de maneira indireta, uma vez que esta é prognosticada dos perfis de temperatura e umidade derivados das assimilações da observação (Dee et al., 2011).

Outro fator relevante que contribui para a diferença entre as reanálises é a resolução espacial dos respectivos modelos globais. A resolução mais alta da ERAI (80 km x 80

km e 60 níveis verticais), a princípio, permitiria uma melhor representação do ciclo hidrológico e de fluxos e padrões de mesoescala que são filtrados pela baixa resolução espacial do NCEP2 (200 km x 200 km e 28 níveis verticais). Na comparação com as observações, a ERAI é estatisticamente melhor que o NCEP2, este último apresentando um desvio estatístico mais acentuado para todas as variáveis comparadas.

A concordância entre observação e reanálise é sensivelmente melhor na ERAI para as variáveis, umidade relativa, temperatura e temperatura do ponto de orvalho, sugerindo uma melhor representação do ciclo hidrológico em comparação com o NCEP2. Como consequência de uma melhor parametrização do ciclo hidrológico tem-se uma maior concordância entre precipitação observada e a precipitação da ERAI.

No entanto, é necessário considerar que as comparações entre variáveis feitas aqui se referem apenas a parâmetros de superfície. Nas vizinhanças da superfície, a fidelidade das reanálises às observações depende fortemente das parametrizações, aproximações utilizadas nos submodelos de fluxos de superfície embutidos nos modelos globais (Dee et al., 2011), que por sua vez, dependem da quantidade e qualidade das observações convencionais introduzidas nas reanálises (estações de superfície, navios, radiosondas, etc.).

O desvio acentuado das reanálises para os ventos de superfície são provavelmente causados pela representação inadequada das heterogeneidades superficiais como, umidade de solo, uso do solo, parâmetros de rugosidade e outros, ou pela baixa resolução espacial em que estas heterogeneidades são representadas pelas reanálises. A topografia, por exemplo, é suavizada pela baixa resolução espacial das reanálises.

Dessa forma, a partir desse estudo foi possível quantificar estatisticamente o desempenho das duas principais reanálises utilizadas no meio científico, propiciando assim, uma literatura que possa nortear e embasar estudiosos e pesquisadores da área de modelagem numérica da atmosfera sobre qual dado de grande escala é mais indicado para utilizar nos modelos numéricos de mesoescala.

Para este trabalho como um todo, o resultado apresentado neste capítulo representa o início de todo um estudo que será desenvolvido a seguir. A próxima etapa do trabalho

será avaliar o modelo WRF quando as parametrizações de microfísica de nuvens, utilizando como dado de grande escala a reanálise ERAI.

4 – ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DO MODELO WRF QUANTO AS PARAMETRIZAÇÕES DE MICROFÍSICA DE NUVENS UTILIZANDO A REANÁLISE ERA-INTERIM COMO DADO DE GRANDE ESCALA

4.1 – Introdução

A utilização de modelos regionais de mesoescala na modelagem numérica da atmosfera trás grandes desafios no que diz respeito a reproduzir da forma mais realista possível os efeitos de parâmetros de subgrade do modelo. Para tal faz-se necessário utilizarmos parametrizações que são baseadas em modelos teóricos desenvolvidos a partir de dados observados. Uma das parametrizações mais importantes para um bom desempenho de uma simulação numérica é a parametrização de microfísica de nuvens. Vários modelos apresentam esquemas de parametrização de microfísica de nuvens que são amplamente utilizadas no meio científico.

Neste estudo será avaliada a sensibilidade do modelo WRF às parametrizações de microfísica de nuvens utilizando a reanálise ERAI como dado de grande escala. A escolha deste modelo baseia-se no fato do mesmo se tratar de um modelo de ultima geração para previsão do tempo e por ser utilizado tanto para a operacionalidade dos centros meteorológicos como para as pesquisas em ciências atmosféricas. Outro motivo da escolha do WRF foi devido a grande variedade de esquemas de parametrização de microfísica de nuvens e opções de esquemas físicos disponíveis para configuração das simulações. Tais esquemas são baseados em estudos recentes e apresentam uma rica documentação acerca dos processos físicos e microfísicos envolvidos em cada um deles. Dentre os principais esquemas de microfísica do WRF podemos destacar os que serão testados no estudo desse capítulo, a saber: *WSM3*, *Morrison 2-mom*, *Milbrant 2-mom*, *Eta Ferrier*. Maiores detalhes sobre estes esquemas de microfísica do WRF serão descritos ao longo deste capítulo.

4.2 – Objetivos

Tomando como base os resultados obtidos no estudo do Capítulo 3 deste trabalho, utilizaremos o dado de grande escala da reanálise ERAI em simulações com o WRF, que terão como principal objetivo quantificar a sensibilidade do modelo quanto à

escolha de um esquema de parametrização de microfísica. Para tal, em todas as simulações, nenhum dos três parâmetros das distribuições de hidrometeoros (concentração total (Nt), diâmetro característico (Dc) e parâmetro de forma (v)) são obtidos de dados observados. Normalmente, nas simulações, estes parâmetros são diagnosticados / prognosticados pelo modelo ou utilizam-se valores padrões constantes. Assim, pretende-se quantificar a sensibilidade do modelo à escolha da parametrização microfísica através da comparação entre simulações usando diferentes esquemas microfísicos e informações de radiossondagens para o período simulado.

4.3 – Materiais e Métodos

O modelo de mesoescala WRF foi configurado com dois domínios de grades aninhadas, cobrindo as áreas apresentadas na Figura 4.1. As resoluções espaciais para as grades 01 e 02 são, respectivamente, 12 km x 12 km e 3 km x 3 km, com 65 níveis verticais sigma (entre 1000 hPa e 30 hPa ~ 22 km). Estas configurações são comuns a todas as simulações deste capítulo.

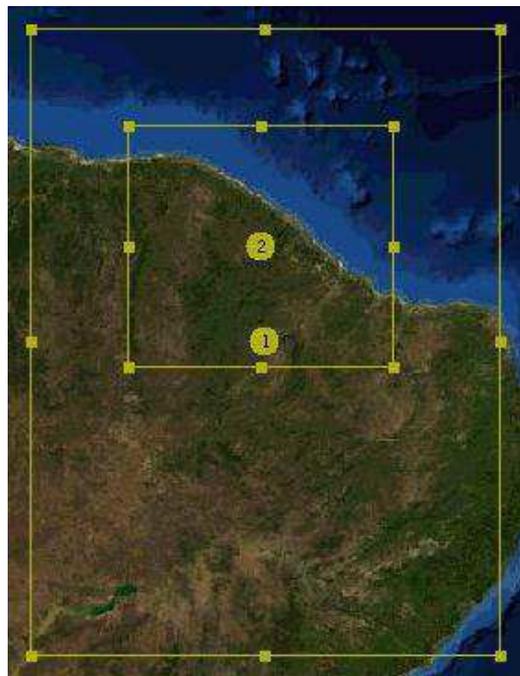


Figura 4.1 – Grades 1 e 2 aninhadas, utilizadas para as simulações.

Com o intuito de testar a sensibilidade do modelo quanto às opções de microfísica, foram realizadas cinco simulações para um período 20 dias, com início às 12 UTC do

dia 01 de abril de 2011 e término às 12 UTC do dia 20 de abril de 2011. Foi utilizada a informação de grande escala proveniente da reanálise ERAI, conforme validação feita no Capítulo 3 deste trabalho. Aplicou-se uma escala de relaxamento newtoniano para a grade 01 de 1h nas simulações A, B, C e D. Para a simulação A0 o relaxamento newtoniano é ligeiramente mais fraco (3h) para a variável razão de mistura e 1h nas demais variáveis. As variáveis relaxadas nas simulações são umidade relativa, razão de mistura e ventos horizontais. Não há relaxamento na grade 02 em nenhuma variável.

O período escolhido coincide com a máxima densidade de dados de radiossondagens válidas realizadas durante a campanha do Projeto CHUVA, na cidade de Fortaleza-CE (3,82S; 38,54W) no mês de abril de 2011. As sondagens forneceram perfis observados de ventos horizontais (u e v), temperatura, pressão, razão de mistura e temperatura de ponto de orvalho para os horários sinóticos de 00, 06, 12 e 18 UTC. Os dados modelados, para as mesmas variáveis das sondagens, foram armazenados a cada 60 minutos para ambos os domínios. Todas as comparações entre modelo e sondagens foram feitas apenas para o segundo domínio (grade 02).

As opções físicas do modelo utilizadas nas simulações foram:

i. Parametrização de Cumulus (*cu_physics*):

Esquema de Tiedtke (Tiedtke, 1989 e Zhang et al., 2011). Este é um esquema com fluxo de massa na escala de tempo, utiliza informações de CAPE (*Convective Available Potential Energy*) e componente superficial de transporte momento.

ii. Parametrização de Radiação de Onda Longa (*ra_lw_physics*):

Esquema de RRTM (*Rapid Radiative Transfer Model*) (Mlawer et al., 1997). Este esquema utiliza tabelas precisas para consultas de valores de parâmetros e aumentar a eficiência. Utiliza várias bandas, gases-traço e vários tipos de microfísica.

iii. Parametrização de Radiação de Onda Curta (*ra_sw_physics*):

O Esquema de Dudhia funciona com integração vertical do modelo que interpreta de forma eficiente a absorção e espalhamento da radiação nas nuvens.

- iv. **Parametrização da Integração Superfície Atmosfera (*sf_surface_physics*):**
Esquema de RUC *Land Surface Model* (Chen et al., 1997). Este funciona com a temperatura e umidade do solo em seis camadas, multicamada de neve e física do solo congelado.
- v. **Parametrização da Camada Limite Planetária (*bl_pbl_physics*):**
Esquema de YSU (Hong et. al., 2006). Esquema com camada de entranhamento explícita e camadas mistas instáveis.

As opções físicas que foram utilizadas para as cinco simulações encontram-se sumarizadas na Tabela 4.1.

Tabela 4.1 – Opções físicas utilizadas nas simulações.

	Grade 01	Grade 02
Resolução horizontal e vertical	12 km x 12 km	3 km x 3 km
Número de níveis verticais	65 (de 1000hPa a 30 hPa)	65 (de 1000hPa a 30 hPa)
Parametrização de Cúmulos	Esquema Tiedtke (opção 6)	Nenhuma
Parametrização de Radiação de Ondas Longas	Esquema RRTM (opção 1)	Esquema RRTM (opção 1)
Radiação de Ondas Curtas	Esquema Dudhia (opção 1)	Esquema Dudhia (opção 1)
Parametrização da Interação Superfície Atmosfera	RUC Land Surface Model (opção 3)	RUC Land Surface Model (opção 3)
Parametrização da Camada Limite Planetária	Esquema YSU (opção 1)	Esquema YSU (opção 1)
Informação de Grande escala	ERA-Interim (resolução de ~ 0,75 x 0,75) com relaxamento newtoniano de 1h	Sem relaxamento newtoniano Informação de grande escala fornecida pela Grade 01

As configurações das simulações A, B, C e D se diferenciam apenas pela escolha do esquema microfísico. A simulação A0 usa o mesmo esquema microfísico de D, porém o

relaxamento newtoniano para razão de mistura é de 3h. As Parametrizações de Microfísica (*mp_physics*) do modelo utilizadas nas simulações foram:

i. Parametrização WSM3 (*Single-Moment 3-class scheme*) (Hong et al., 2004):

Apresenta 3 classes de hidrometeoros incluindo gelo, separa processos na isoterma de 0°C, o número de partículas de gelo é função do conteúdo de gelo, possui sedimentação de gelo e termos de queda semi-lagrangianos.

ii. Parametrização de Morrison *Double-Moment scheme* (Morrison et al., 2009):

Possui um duplo-momento para determinação do gelo, neve, chuva e *graupel* para simulações. Apresenta 6 classes para microfísica com *graupel*, concentração prognosticada para o gelo, nevem, chuva e *graupel* e termos de queda do tipo *time-split*.

iii. Milbrandt-Yau *Double-Moment 7-class scheme* (Milbrandt et al., 2005):

Este esquema possui 7 classes de microfísica com separação entre granizo e *graupel* com um duplo momento, concentração prognosticada por 6 tipos de gotas/gelo com 12 variáveis e termos de queda do tipo *time-split*.

iv. Eta (Ferrier) *microphysics* (Rogers et al., 2001):

Este esquema funciona operacionalmente nos modelos do NCEP. É um esquema simples e eficiente, que apresenta diagnóstico das fases mistas nos processos microfísicos. Desenvolvido para ser eficiente, advecta somente o vapor condensado total, diagnosticando água, chuva e gelo.

As parametrizações de microfísica que foram utilizadas para as cinco simulações encontram-se sumarizadas na Tabela 4.2.

Tabela 4.2 – Configurações de microfísica das simulações.

Sim	Parametrização Microfísica (<i>mp_physics</i> no WRF)	Relaxamento Newtoniano (grade 01) ventos: u e v	Relaxamento Newtoniano (grade 01) razão de mistura: Q
A0	WSM3 (opção 3)	1 h	3 h
A	Morrison 2-mom (opção 10)	1 h	1 h
B	Milbrandt 2-mom (opção 9)	1 h	1 h
C	Eta Ferrier (opção 5)	1 h	1 h
D	WSM3 (opção 3)	1 h	1 h

Na Tabela 4.3 destacam-se a opção de microfísica (coluna 2) e o esquema utilizado (coluna 3). Nas quarta e quinta colunas observam-se as variáveis prognosticadas pelos respectivos esquemas, em que, Qc, Qr, Qi, Qs, Qg e Qh são respectivamente razões de mistura de água de nuvem, chuva, gelo, neve, granizo leve (*graupel*) e granizo (*hail*). As variáveis Nc, Nr, Ni, Ns, Ng e Nh são as respectivas concentrações em número de gotas por metro cúbico (m³).

Tabela 4.3 – Opções das parametrizações de microfísica utilizadas nas simulações.

Sim	<i>mp_physics</i>	Esquema	Razão de Mistura (Q)	Concentração do Hidrometeoro (N)
A	10	Morrison 2-mom	Qc Qr Qi Qs Qg	Nr Ni Ns Ng
B	9	Milbrandt 2-mom	Qc Qr Qi Qs Qg Qh	Nc Nr Ni Ns Ng Nh
C	5	Eta Ferrier	Qc Qr Qs (Qt *)	-
D	3	WSM3	Qc Qr	-

(*) *advectado apenas o condensado total*

4.4 – Resultados e Discussões

Após as simulações para o teste da sensibilidade do modelo quanto às opções de microfísica, realizou-se uma comparação estatística entre as variáveis modeladas e os dados das variáveis obtidas pelas radiossondagens. Desta forma, a Tabela 4.4 apresenta os índices estatísticos comparativos para a variável velocidade do vento (m/s) e a Tabela 4.5 para a variável razão de mistura (g/kg). Os índices estatísticos são o erro absoluto médio (EAM), o erro quadrático médio (EQM), coeficiente de determinação (r^2) e

índice de concordância (I_c) entre simulação e observação para as simulações A, B, C, D e a comparação entre os dados da reanálise ERAI e a simulação.

Tabela 4.4 – Índices estatísticos para velocidade do vento (m/s).

Sim	<i>mp_physics</i>	EAM	EQM	r^2	I_c
A	10	1,76	2,38	0,67	0,89
B	9	1,75	2,35	0,68	0,89
C	5	1,77	2,38	0,67	0,89
D	3	1,76	2,38	0,67	0,89
ERAI	-	1,76	2,39	0,65	0,88

Tabela 4.5 – Índices estatísticos para razão de mistura (g/kg).

Sim	<i>mp_physics</i>	EAM	EQM	r^2	I_c
A	10	0,57	1,01	0,97	0,99
B	9	0,58	1,03	0,96	0,98
C	5	0,58	1,02	0,96	0,98
D	3	0,58	1,01	0,96	0,98
ERAI	-	0,55	1,00	0,96	0,99

Para as variáveis de ventos (u e v) e razão de mistura, o uso de parametrizações microfísicas na grade 02 não trouxe nenhum ganho real de previsibilidade, em comparação com ERAI. Mesmo simulações com maior grau de detalhamento microfísico (momento duplo), tais como Milbrant (esquema 9) ou Morrison (esquema 10), não se mostraram estatisticamente melhores do que parametrizações de um momento, ETA e WSM3. O prognóstico das concentrações de hidrometeoros nos esquemas 9 e 10, não resultou em qualquer ganho de previsibilidade. Os índices estatísticos para medida do vento são bastante parecidos uma vez que a única diferença entre as simulações encontra-se na representação da microfísica, o que resulta em divergências muito pequenas entre as simulações.

A Figura 4.2 apresenta um gráfico de dispersão da variável razão de mistura (Q) em g/kg, no qual se pode comparar a simulação A0 com a simulação D e a simulação A com a simulação D. Observa-se que a diferença entre A0 e D é maior que a diferença entre A e D e que existem mais diferenças entre os resultados simulados quando variamos o relaxamento newtoniano de 1h para 3h (na simulação D e A0, respectivamente) do que quando mantemos o relaxamento em 1h e variamos a parametrização microfísica (simulação D para simulação A, ambas com relaxamento de 1h em Q).

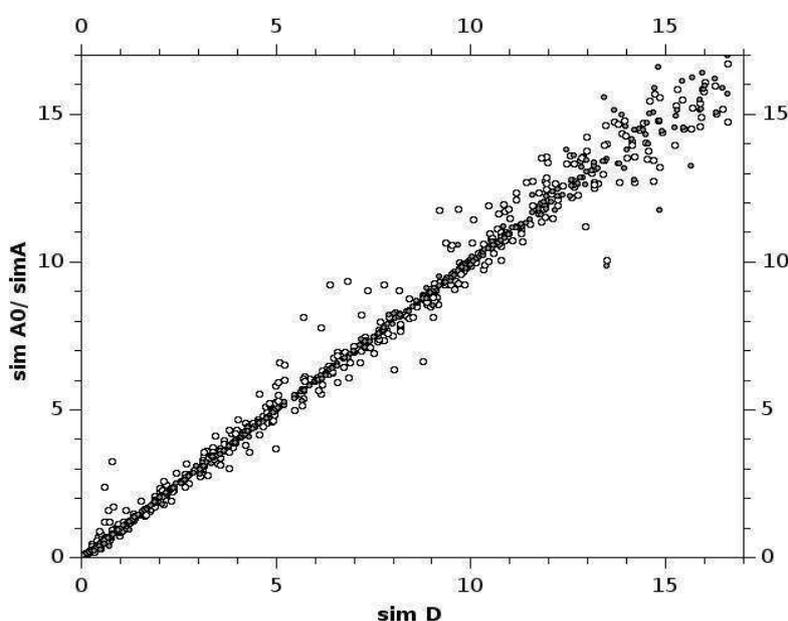


Figura 4.2 – Gráfico da variável razão de mistura (Q) em g/kg; círculo hachurado simA x simD (diferem apenas na microfísica) e círculo não hachurado simA0 x simD (diferem no relaxamento em Q na grade 01, e com mesma microfísica).

A partir dos índices estatísticos apresentados nas Tabelas 4.4 e 4.5 e da Figura 4.2 podemos concluir que:

- i. Mudanças no relaxamento newtoniano na variável razão de mistura (Q) na grade 01 provocam, na grade 02, mais diferenças entre as simulações do que a troca da parametrização microfísica por outra mais (ou menos) detalhada.
- ii. Nenhum ganho real de previsibilidade na razão de mistura e vento horizontal se obtém com a inclusão apenas de modelo de microfísica detalhada.

- iii. A escolha de relaxamento mais fraco na razão de mistura (simA0 com escala de relaxamento 3h) não altera significativamente as correlações estatísticas entre simulação e observação, sendo preferível, para a grade de menor resolução (grade 01), o uso de relaxamento de 1h. Esta escolha impacta positivamente as simulações de ventos e razão de mistura. No entanto, o relaxamento, quer seja de 1h ou 3h na grade 02, eliminaria qualquer vantagem que um maior detalhamento dos parâmetros de superfície, obtidos pelo maior refinamento da grade, traria na melhoria da previsão dos ventos simulados na camada limite planetária.

Analisando-se as variáveis de vento (u e v) e razão de mistura (Q), observa-se pelos índices estatísticos que as incertezas da informação de grande escala (reanálise ERAI), para a qual o modelo é forçado a convergir na grade 01, são maiores do que qualquer possível ganho que se possa ter com resolução detalhada de processos microfísicos. Na verdade, para razão de mistura, podemos observar que os índices estatísticos da reanálise são melhores que nas simulações. O que ocorre é que, devido as consideráveis divergências entre informação de grande escala e observações, a modelagem microfísica detalhada acrescenta mais incertezas. Todas as parametrizações microfísicas do WRF utilizam a distribuição gama generalizada para todas as categorias de hidrometeoros. A distribuição possui 3 parâmetros: a concentração total da categoria (Nt), seu diâmetro característico (Dc) e parâmetro de forma (v). A relação entre razão de mistura (Q) e os parâmetros da distribuição para cada categoria de hidrometeoro é dada pela Equação 4.1 (Walko et al., 1995):

$$Q = Nt (a/d) (Dc)^b \Gamma(v + c) / \Gamma(v) \quad 4.1$$

em que a,b e c são constantes (dependem somente da geometria dos hidrometeoros) e Γ é a função gama.

Nas parametrizações microfísicas menos detalhadas (momento simples), a razão de mistura (Q) é prognosticada pelas equações de conservação do modelo, dois dos três parâmetros da distribuição seriam especificados, a rigor, baseado em dados empíricos disponíveis sobre o sistema simulado. Seriam fixos, ou variáveis no tempo, conforme a disponibilidade de dados e das características do sistema simulado.

Neste estudo nenhum parâmetro de dado empírico foi utilizado (todos os parâmetros utilizados são os valores padrão do código de cada parametrização). O terceiro parâmetro seria diagnosticado da Equação 4.1. No entanto, o uso de parâmetros microfísicos, tais como N_t ou v , incompatíveis com as características locais do sistema simulado, resulta em previsões não realistas para as variáveis relacionadas a convecção: razão de mistura, umidade relativa, temperatura de ponto de orvalho e precipitação. Por exemplo: digamos que realizamos uma simulação de alta resolução, com parametrização microfísica, na tentativa de reproduzir um evento real de intensa convecção, mas os parâmetros microfísicos utilizados na inicialização do modelo não são compatíveis com o evento (temporal e espacialmente), e reduzida concentração de gotas em todos os níveis e valores reduzidos do parâmetro de forma ao longo da simulação. O resultado seria que a parametrização microfísica não forneceria bons resultados, bem como poderia introduzir mais incertezas a estes resultados.

Com o uso de estatísticas observadas das concentrações de gotas, é possível identificar parâmetros regionais mais compatíveis com os sistemas estudados. Estes parâmetros podem ser função das características do sistema, nível de pressão e/ou do tempo, e equivaleria a introdução indireta de uma variável “observada”. Na indisponibilidade de parâmetros microfísicos observados, outra forma de acrescentar informação à modelagem seria o uso de variáveis coletadas por radiossondagens, caso existam séries temporais destes dados, que seriam inseridas na grade durante a modelagem. Desta forma as equações do esquema microfísico que prognosticam a razão de mistura de vapor seriam inicializadas e/ou forçadas nos horários sinóticos por valores observados, ou próximos dos observados, para a região de influência da radiossondagem.

A Figura 4.3 mostra o perfil médio de vento em m/s (Figura 4.3a) e o perfil médio da razão de mistura em g/kg (Figura 4.3b), para o período simulado que compara o dado das radiossondas com o dado de grande escala da ERAI. Na Figura 4.3a observa-se que apesar de reproduzir bem as tendências em altos níveis, a reanálise tende a subestimar os ventos, exceto próximo à superfície, abaixo dos 950 hPa, onde os ventos observados são mais intensos. Talvez devido a uma estimativa excessiva da rugosidade superficial pela reanálise. A divergência entre observação e reanálise é considerável abaixo dos 700 hPa e acima dos 100 hPa, o que eleva o erro absoluto médio (EAM) observado para cerca de 1,77 m/s. A Figura 4.3b mostra forte divergência entre observação e reanálise

abaixo dos 750 hPa. Tamaña diferença faz com que, mesmo pequenas mudanças na escala de relaxamento da variável Q, para a grade 01, pode se traduzir em grandes divergências nos perfis de umidade relativa simulados para a grade 02.

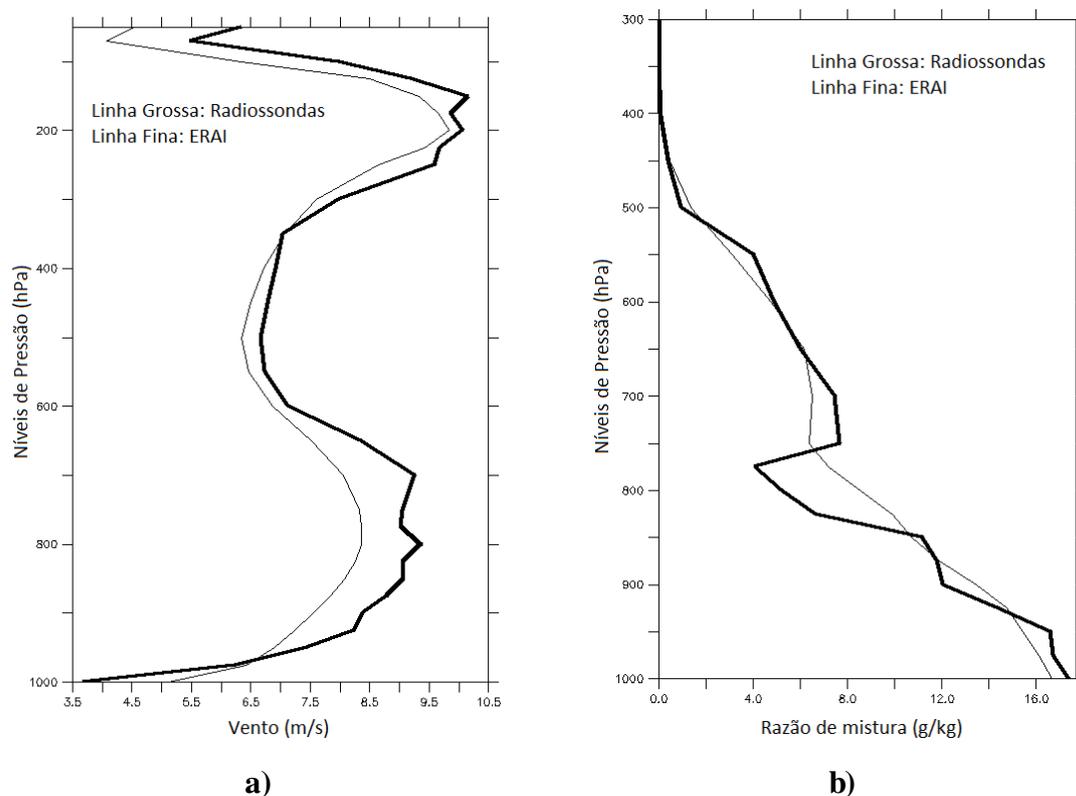


Figura 4.3 – a) Comparação entre radiossondas e reanálise ERAI do perfil médio da variável vento (m/s) e b) perfil médio da variável razão de mistura (g/kg) para o período simulado.

A Figura 4.4 apresenta o perfil do erro absoluto médio (EAM) entre a razão de mistura das radiossondagens e a simulação. Como as diferenças entre observação e reanálise são bem menores para a razão de mistura do que para ventos, optou-se mostrar o erro quando comparado com a simulação. Assim, verifica-se que o relaxamento mais fraco na razão de mistura na simulação A0 (3h em vez de 1h, como nas outras simulações) não traz nenhuma melhoria nos índices estatísticos.

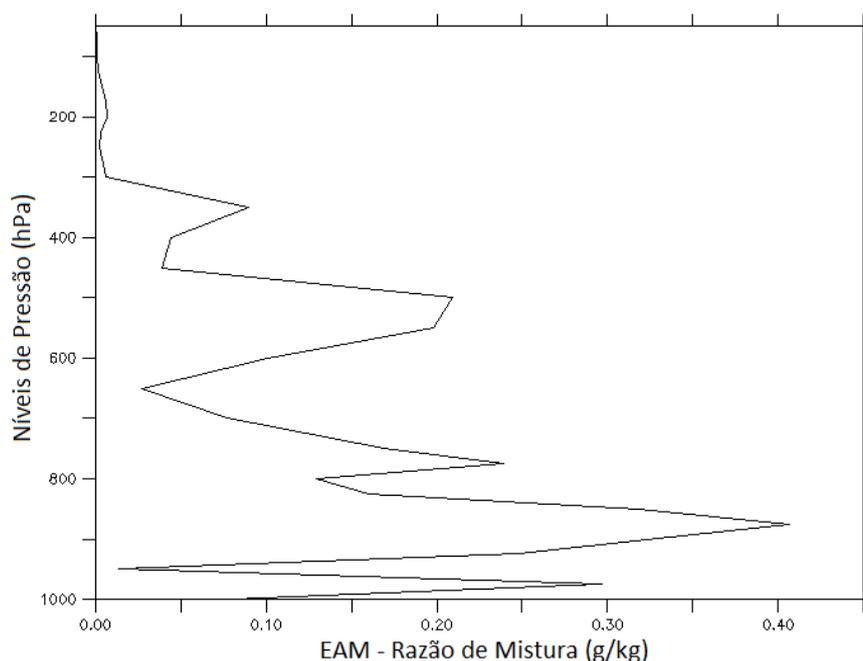


Figura 4.4 – Perfil do Erro Absoluto Médio (EAM) entre radiossondas e simulação, para a variável razão de mistura (g/kg).

A Tabela 4.6 mostra que os índices estatísticos para a variável umidade relativa (%). Todas as simulações obtiveram melhores resultados que a reanálise. Ou seja, o simples uso de parametrizações com melhor detalhamento microfísico (simA) não produz melhores resultados para os perfis de saturação.

Tabela 4.6 – Índices estatísticos para umidade relativa (%).

Sim	<i>mp_physics</i>	EAM	EQM	r^2	Ic
A	10	10,71	15,04	0,75	0,93
B	9	10,5	14,60	0,76	0,93
C	5	10,52	14,80	0,76	0,92
D	3	10,50	14,70	0,75	0,92
ERA-I	-	15,31	23,1	0,53	0,80

Analisando-se os índices estatísticos da variável umidade relativa (Tabela 4.6), que é uma variável mais diretamente relacionada com a convecção, pode-se observar que embora as simulações com microfísica detalhada possam reproduzir um melhor resultado quando comparado ao dado de reanálise para inicialização do modelo, ainda

sim faz necessário assimilação de um dado de microfísica observado local para inicialização do modelo. Podendo dessa forma se obter melhores resultados quanto ao prognóstico e quantificação da precipitação.

A técnica de redução de escala – *dynamic downscaling* (modelo global/reanálise → modelo regional), com a informação de grande escala obtida da reanálise do ERAI, foi capaz de trazer melhorias nos perfis de umidade relativa. A Tabela 4.6 mostra que a umidade relativa modelada apresenta melhor correlação com as observações do que a umidade reativa do dado de reanálise. A melhor correlação/concordância entre modelagem e observação, em comparação com a reanálise, se deve ao maior detalhamento microfísico permitido pela técnica de *downscaling*. A baixa resolução espacial da grade da reanálise (entre 75 km e 80 km, próximos ao Equador) impõe uma estimativa estatística do grau de saturação em cada caixa de grade baseada na convergência de umidade e na estabilidade estática das camadas de ar. No caso da ERAI, a saturação tende a ser excessivamente alta em altos níveis (Figura 4.3a). A parametrização microfísica usa estatísticas mais localizadas. No entanto, microfísicas mais detalhadas (simA) não apresentaram nenhuma vantagem sobre esquemas microfísicos mais simples (simD), como pode ser constatado pela tabela. O uso de parametrizações mais detalhadas traria melhorias na previsibilidade das variáveis termodinâmicas atmosféricas se, o dado de grande escala utilizado na inicialização apresentasse boa concordância com a observação.

4.4.1 – Análise para Dias com Atividade Convectiva

Nesta sessão será mostrada uma análise comparativa entre o dado observado, modelado e dado da grande escala para as variáveis: umidade relativa e razão de mistura. Inicialmente, utilizando dados de chuva de uma PCD localizada no Bairro do Castelão (3.817S, 38.533W) da cidade de Fortaleza-CE, verificou-se os dias com atividade convectiva no período de 05 a 12 de abril de 2011, como pode ser observado na Figura 4.5 na curva de precipitação.

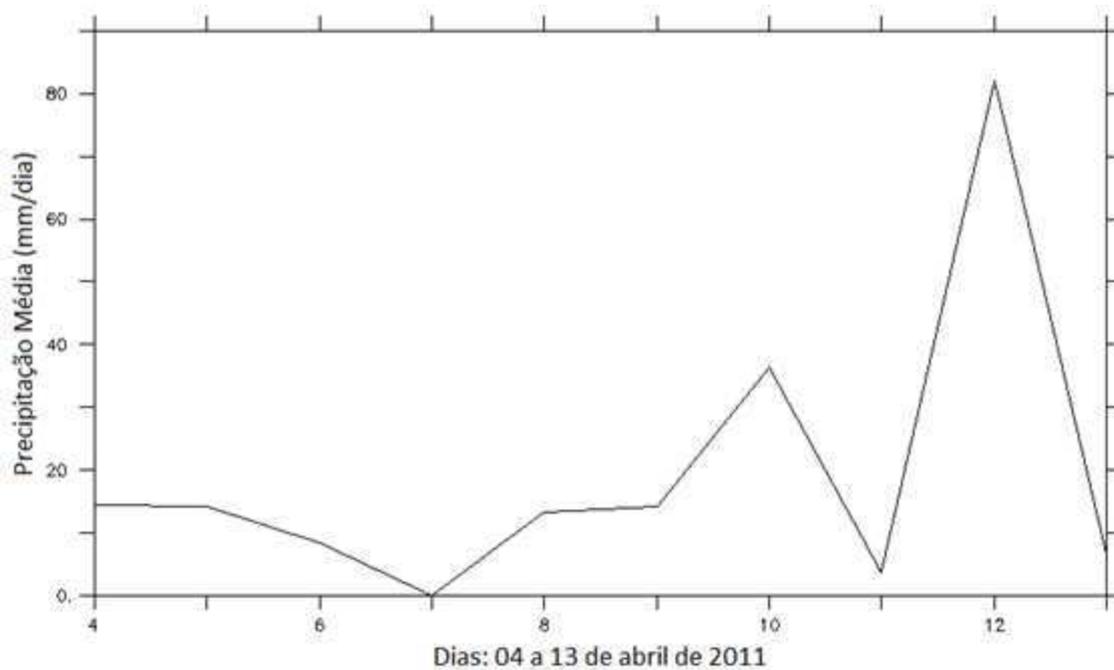


Figura 4.5 – Curva de precipitação de uma PCD (3,817S; 38,533W).

A Figura 4.6 mostra o perfil vertical da variável umidade relativa média para os dados das radiossondas, modelagem e dado de grande escala (reanálise ERAI) utilizando *dowscaling*, nos dias 11 e 12 de abril de 2011, onde pode-se observar forte atividade convectiva na Figura 4.5. Verifica-se na Figura 4.6 que acima dos 500 hPa (~5800 m para região e período simulado), a reanálise tende a superestimar a saturação. Em baixos níveis, a modelagem tende a superestimar a saturação, principalmente em torno de 900 hPa (~1000 m), talvez por desconsiderar, ou não quantificar adequadamente, o papel da urbanização sobre os fluxos de calor e umidade, observando que as sondagens/modelagens foram feitas sobre região bastante urbanizada.

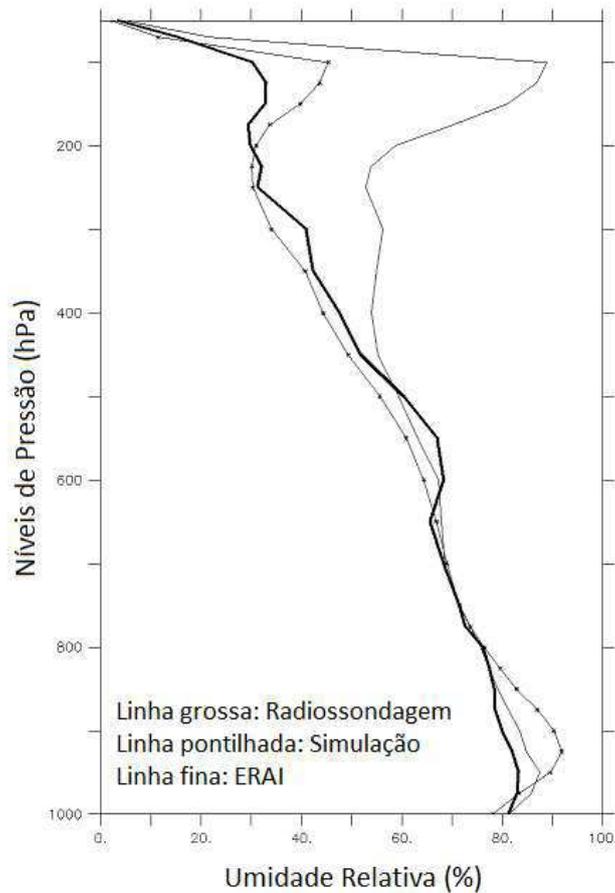


Figura 4.6 – Perfil vertical de umidade relativa. Média para os dias 11 e 12 (Caso de forte atividade convectiva).

A Figura 4.7 mostra a umidade relativa observada (radiossondagem) entre 1000 hPa e 300 hPa (entre aproximadamente 100m e 9500 m da superfície) para o período de 05 a 12 de abril de 2011. Destaca-se no gráfico, a baixa umidade relativa em altos níveis (acima dos 900 hPa, ~1000 m) para os dias 6 e 7 (período de pouca convecção) e na manhã do dia 11 (período de acentuada atividade convectiva com precipitação acima de 60 mm (Figura 4.5) e umidade relativa acima de 95% na camada limite e em altos níveis).

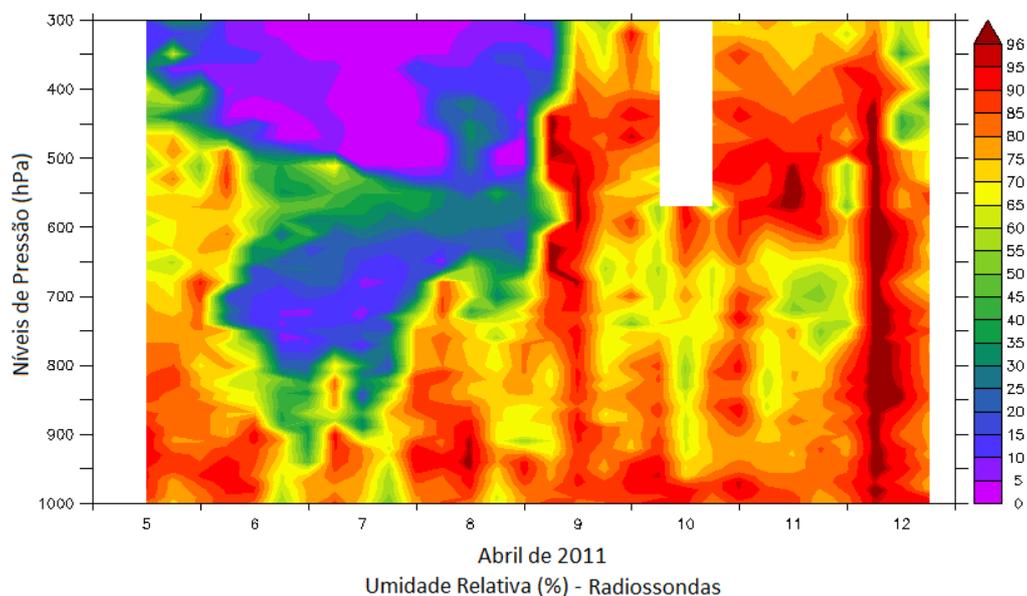


Figura 4.7 – Gráfico de valores de umidade relativa obtidos das radiossondagens.

Os valores umidade relativa modelada (simA) observados na Figura 4.8, para o mesmo período de análise da Figura 4.7, mostra que o ciclo diurno da precipitação (camada de mistura abaixo dos 900 hPa, ~1000 m) é mais acentuado na simulação do que no dado observado (radiossondas). Provavelmente devido ao fato do modelo não resolver de maneira adequada as heterogeneidades superficiais urbanas, como construções e edifícios. Os fluxos turbulentos criados pela forte variação horizontal da rugosidade tende a reduzir o ciclo diurno da umidade, principalmente, nos dias de atividade convectiva. Observa-se que a baixa umidade relativa em altos níveis para os dias 6 e 7 coincidem com a observação. Também coincidem com a observação, a elevada umidade relativa abaixo dos 350 hPa (acima de 80%) no dia 9 e a elevada umidade relativa para o dia 11, acima dos 600 hPa e reduzida entre 600 hPa e 800 hPa. Observa-se que as Figuras 4.7 e 4.8 os valores de umidade relativa são para os horários locais das radiossondas, 03:00h, 09:00h, 15:00h e 21:00h.

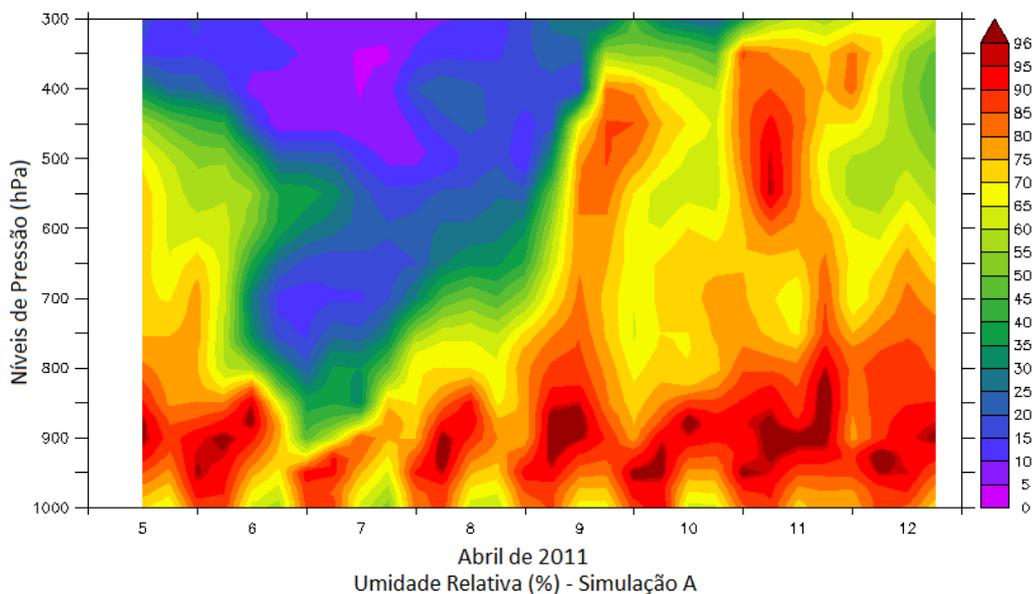


Figura 4.8 – Gráfico da umidade relativa. Valores oriundos da simulação A.

A Figura 4.9 apresenta valores da variável razão de mistura obtidos a partir dos dados observados (radiossondagens) para o período de 05 a 12 de abril de 2011. Destaca-se reduzida atividade convectiva nos dias 6, 7 e 8, quando a uma concentração elevada de vapor ocorre apenas em baixos níveis. Na manhã do dia doze verificou-se acentuada umidade em altos níveis coincidindo com evento de acentuada precipitação descrito pelos gráficos anteriores desta sessão.

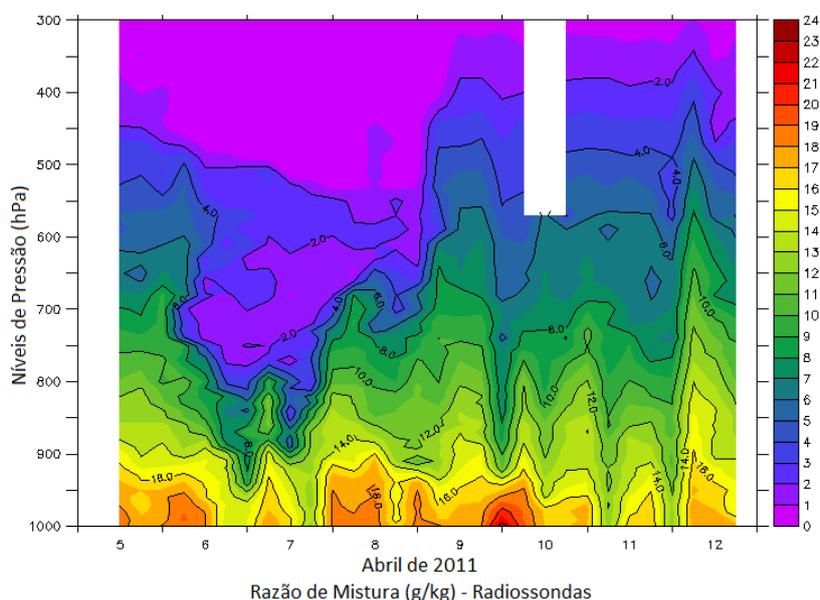


Figura 4.9 – Valores da variável razão de mistura obtidos a partir dos dados observados (radiossondagens).

Os valores de razão de mistura apresentados no gráfico da Figura 4.10 representam o valor absoluto da diferença entre reanálise (ERA-Interim) e observação (radiossondas) para os horários sinóticos das sondagens. A reanálise tende a subestimar o perfil vertical de umidade abaixo dos 600 hPa em comparação com as radiossondagens. Acima de 600 hPa observa-se elevados valores com mais frequência. Como resultado disto, e tendo em vista que a reanálise é a informação de grande escala da modelagem, não se pode esperar que a simulação apresentasse melhoria na previsão da razão de mistura. Inclusive, observa-se que no dia de precipitação intensa (dia 11 para o dia 12), a reanálise mostra um acentuado desvio estatístico negativo.

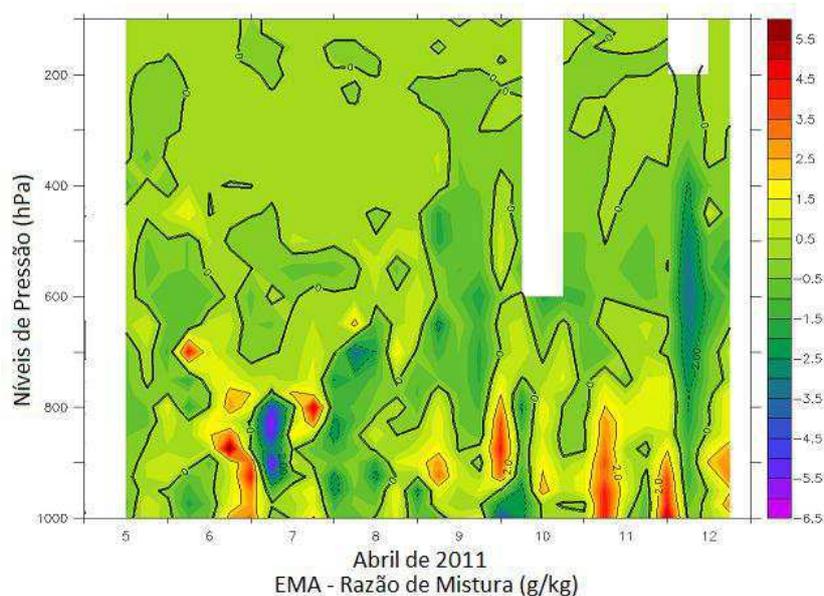


Figura 4.10 – Valores do Erro Absoluto Médio (EAM) entre reanálise (ERA-Interim) e observação (radiossondas).

4.5 – Conclusões

Apesar de se dizer comumente que o esquema microfísico, para um espaçamento de grade inferior a 3 km, resolve a microfísica da simulação, ainda assim a microfísica da água é parametrizada, uma vez que uma distribuição estatística (gama generalizada) é utilizada na determinação das tendências de razão de mistura, concentração de gotas, interações entre parâmetros de microfísica, radiação e etc. A melhoria trazida pelo esquema microfísico surge do fato de que, o uso destas distribuições, permitem estatísticas mais localizadas espacialmente e que possibilitam uma base mais física para

a determinação do papel da água nas conversões entre calor latente e sensível no fluido atmosférico.

Neste capítulo observou-se que mesmo simulações com maior grau de detalhamento microfísico (momento duplo), tais como Milbrant (esquema 9) ou Morrison (esquema 10), não se mostraram estatisticamente tão melhores do que parametrizações de um momento, ETA e WSM3. Todavia isto não significa que as parametrizações de microfísica de maior grau de detalhamento não são importantes para um bom desempenho de um modelo atmosférico. Significa que é preciso que sejam assimilados no modelo parâmetros realísticos, oriundos de dados observados, que possam reproduzir o estado real da atmosfera da região de estudo. Também, outras variáveis devem ser analisadas além da necessidade de dados de microfísica observados na inicialização do modelo, como verdade local.

No próximo capítulo utilizaremos o esquema microfísico de Morrison, por seu grau de detalhamento dos processos microfísicos e não por vantagens estatísticas, em uma simulação de alta resolução forçada pelo dado de grande escala da reanálise ERAI com objetivo de melhor compreender o efeito da redução de escala (*downscaling*) sobre as variáveis atmosféricas, com ênfase na convecção.

5 – ANÁLISE DA TÉCNICA DE REDUÇÃO DE ESCALA NO MODELO WRF UTILIZANDO UMA PARAMETRIZAÇÃO DE MICROFÍSICA COM DUPLO MOMENTO E A REANÁLISE ERA-INTERIM COMO DADO DE GRANDE ESCALA

5.1 – Introdução

As técnicas de previsões de tempo e clima, estatísticas ou numéricas, se desenvolveram principalmente a partir da década de 90, com o aumento da cobertura de dados sobre os oceanos e a disponibilidade de computadores com maior capacidade de fazer cálculos utilizando grande volume de dados.

Para o norte do Nordeste, pode-se citar inúmeros estudos que elaboraram métodos estatísticos (Hastenrah e Greischar, 1993; Repelli e Alves, 1996; Ward e Folland, 1991; Xavier et al., 2000), ou experimentos numéricos com modelagem matemática/física da atmosfera (Moura e Shukla, 1981; Mechoso et al., 1990, entre outros). Entretanto, apesar desses esforços a previsão climática de larga escala, utilizando Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGAs), modelos com resolução acima de 200 km, ainda não atende, por exemplo, um prognóstico mais detalhado espacialmente da distribuição de chuva intrasazonal, além da própria variabilidade temporal dessa distribuição de precipitação.

Devido à limitação da previsão climática de grande escala, nos últimos anos em vários centros operacionais de Meteorologia, alguns grupos de pesquisa passaram a testar a chamada técnica de *downscaling*. Esta técnica consiste, basicamente, no aninhamento dos resultados de uma modelagem de grande escala servindo de entrada para alimentar um modelo regional de área limitada, com uma resolução da ordem de dezenas de quilômetros (Dickinson et al. 1989; Giorgi e Bates, 1989; Liu et al., 1994).

Nobre et al. (2001) fizeram um estudo para Região Nordeste do Brasil utilizando a técnica de *downscaling* aninhando um Modelo Regional Espectral (MRE) desenvolvido no NCEP, em um MCGA (ECHAM3.6), com três diferentes condições iniciais para o período de fevereiro a maio de 1999. As previsões foram feitas utilizando-se duas grades para o MRE, uma de 80 km e outra menor de 20 km, sendo que os resultados

prognosticados na grade de 80 km foram usados como dados de entrada a cada 6 horas para a grade de 20 km. Os resultados mostraram que o modelo regional com 80 km de resolução obteve melhor desempenho do que o modelo de grande escala reduzindo seus erros sazonais sobre o Nordeste do Brasil.

Alves et al. (2003) realizaram estudos que mostravam alguns resultados obtidos pela aplicação desta técnica na simulação de precipitação sazonal para dois anos de contrastes climatológicos no setor norte do Nordeste do Brasil (ano seco de 1983 e o ano chuvoso de 1985) utilizando o aninhamento de um Modelo Regional Espectral (MRE) no modelo global ECHAM4.5. Os resultados mostraram que o MRE obteve menores erros na simulação de chuva para o setor norte do Nordeste do Brasil para o ano de 1983 comparado ao modelo ECHAM4.5.

5.2 – Objetivos

Neste estudo, a técnica de *downscaling* é avaliada sobre o Estado do Ceará através do aumento consecutivo de resolução espacial, possibilitado pelo uso da técnica de aninhamento de grade na modelagem regional. Simulações em alta resolução com 3 grades aninhadas, são forçadas pela reanálise ERAI e os resultados são comparados com as observações de radiossondagens. Relacionado a este objetivo, pretende-se avaliar as consequências do uso da parametrização de microfísica sobre a grade de maior resolução na modelagem regional. A avaliação é feita através das comparações estatísticas entre variáveis simuladas e observadas.

Pretende-se mostrar que mesmo o modelo WRF utilizando uma parametrização microfísica robusta como a de Morrison, não se pode garantir melhores resultados do modelo em relação à reanálise quando ambos são comparados com as observações e apenas a redução de escala da modelagem (grade de baixa resolução para grade de alta resolução), não garante melhor desempenho do modelo. Os objetivos principais são:

- i. Avaliar o desempenho da modelagem através da contínua redução de escala possibilitada pelo aninhamento de grades;
- ii. Avaliar as consequências do uso de microfísica detalhada numa grade de alta resolução.

5.3 – Materiais e Métodos

O WRF é um modelo não hidrostático e usa a técnica de diferenças finitas para prognosticar as variáveis termodinâmicas do fluido atmosférico. O modelo é capaz de simular fenômenos com escala espacial variando desde dezenas de metros a centenas de quilômetros. Detalhes sobre as aproximações usadas na resolução das equações de conservação e parametrizações utilizadas podem ser encontrados em Skamarock et al. (2008).

Vários estudos mostram a eficiência do esquema microfísico de Morrison (Morrison et al., 2009). Molthan et al. (2012) utilizam dados coletados em um evento convectivo para avaliar as parametrizações microfísicas do modelo regional WRF e verificaram que o esquema de duplo momento de Morrison é o que melhor reproduz a precipitação acumulada observada para o evento. As parametrizações de Morrison e Thomson foram as que melhor reproduziram o perfil observado de vapor d'água. Jankov et al. (2010) utilizam dados de satélite para avaliar vários esquemas microfísicos do WRF e concluem que a maioria deles, dentre estes o de Morrison, simula bem nuvens altas e todos os esquemas subestimam a presença de nuvens em médios e baixos níveis. A precipitação acumulada para os vários esquemas mostrou uniformidade na sua localização e distribuição.

Neste estudo se discute o possível ganho de previsibilidade com o aninhamento de grades possibilitado pelo *dowscaling* e o uso de microfísica detalhada de duplo momento. Com esta finalidade é realizada uma simulação com três grades: uma de baixa resolução, centrada no Nordeste do Estado do Ceará e duas grades aninhadas. A Figura 5.1 destaca a localização espacial das grades modeladas, nomeadas de grade 1 (G1), grade 2 (G2) e grade 3 (G3) e com caixas de grade quadradas de dimensões respectivas de 12 km x 12 km, 3 km x 3 km e 1 km x 1 km. As grades de maior e menor resolução, G2 e G3, estão centradas respectivamente no Centro Norte do Estado do Ceará e Região Metropolitana de Fortaleza.

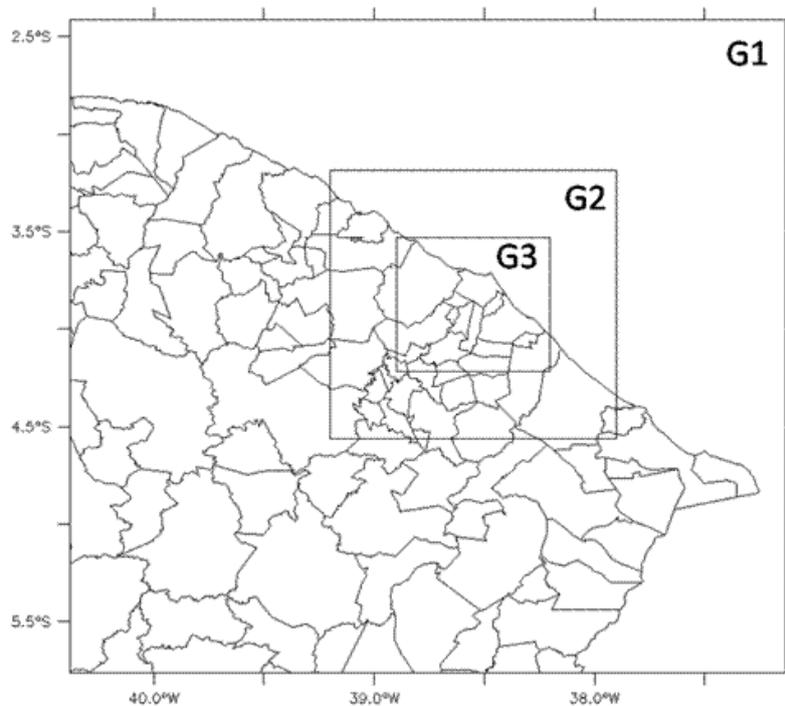


Figura 5.1 – Localização das grades, G1 (12 km x 12 km), G2 (3 km x 3 km) e G3 (1 km x 1 km).

Com a finalidade de se obter maior detalhamento microfísico, foram utilizados 50 níveis verticais entre 1000 hPa e 30 hPa. O relaxamento newtoniano da informação modelada para a informação de grande escala é feito nas fronteiras laterais da G1 e no centro das grades G1 e G2 para as variáveis de temperatura, razão de mistura e ventos horizontais. A escala temporal de relaxamento é de 1h. Para que os fenômenos de mesoescala não sejam restringidos ou filtrados pela grande escala (Alexandru et al., 2008), nenhum relaxamento é utilizado no centro da grade de maior resolução, G3. Nesta grade a informação de grande escala é fornecida somente na fronteira com a G2.

O dado de grande escala usado no relaxamento, como informação de fronteira lateral, provém da reanálise ERAI e foi obtido no sítio http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_full_daily, com resolução de $0,75^\circ \times 0,75^\circ$. Foram utilizados 30 níveis verticais entre 1000 hPa e 30 hPa, dos 37 níveis disponíveis. Mais detalhes sobre os dados desta reanálise podem ser encontrados em Dee et al. (2011). A parametrização microfísica utilizada nas três grades é a de Morrison com duplo momento. Este esquema prognostica razão de mistura e concentração para seis espécies de hidrometeoros: gota de nuvens, gota de chuva, gelo, neve, granizo mole (*graupel*) e

granizo (*hail*), respectivamente, Q_n , Q_c , Q_g , Q e Q_h para razão de mistura e N_c , N_g , N_n , N_h , para as concentrações. As demais configurações utilizadas nas simulações são:

i. Radiação de Ondas Longas e Curtas: RTTMG (Iacono et al., 2008);

Este esquema funciona com um método de superposição aleatória de nuvens.

ii. Camada Limite Planetária: Esquema de Mellor-Yamada-Janjic (Janjic, 1994).

Esquema unidimensional para prognóstico dos fluxos turbulentos e energia cinética com camadas de mistura na vertical.

iii. Processos de Superfície: Noah Land Surface Model.

Esquema unificado pelo NCEP/NCAR/AFWA, com temperatura do solo, 4 camadas de mistura, fração de cobertura de neve e física do solo congelado.

A simulação foi realizada para o período de 01 de abril de 2011 a 15 de abril de 2011. A escolha do período é justificada pelo fato deste possuir uma maior densidade de dados observacionais válidos e pela presença de forte evento convectivo com precipitação diária acumulada acima de 80 mm, com máximo às 09:00 UTC do dia 12.

Os dados observados, utilizados nas comparações com a modelagem, provêm das radiossondagens coletadas nos experimentos do Projeto CHUVA, durante a campanha na cidade de Fortaleza-CE. Os resultados das simulações com o WRF foram comparados com as observações (radiossondagens) e com os dados da ERAI, utilizados no relaxamento newtoniano do modelo regional. Em todas as comparações, as saídas do modelo e as radiossondagens são interpoladas para a grade vertical da ERAI. Os índices estatísticos utilizados nas comparações são erro absoluto médio (EAM), erro quadrático médio (EQM), coeficiente de determinação (r^2) e índice de concordância (I_c) (Willmott, 1981).

5.4 – Resultados

5.4.1 – Análise dos Perfis Verticais

A Figura 5.2 compara observações de radiossondagem, reanálise e as saídas da simulação (grade de menor resolução, G1) para as variáveis mais diretamente relacionadas à saturação da atmosfera: a razão de mistura saturada (Q_{sat}) e a umidade relativa (U_{rel}). Os perfis verticais do erro absoluto médio destas variáveis também são apresentados na Figura 5.2. A reanálise e o dado modelado foram interpolados para os mesmos níveis verticais e localidade da radiossondagem: 3,82°S e 38,54°W.

Observa-se na Figura 5.2a e 5.2b, respectivamente, o perfil vertical médio e o erro absoluto médio da variável Q_{sat} para o período simulado. A quebra nos eixos é feita para destacar os pontos onde as diferenças entre as variáveis são significativas. A Figura 5.2a apresenta uma boa concordância em altos níveis entre observação e modelagem e, em baixos níveis, pouca concordância entre os dados comparados. A Figura 5.2b mostra um menor erro absoluto médio, do dado simulado comparado à reanálise, em médios e altos níveis (acima do nível de 850 hPa). Abaixo deste nível o erro do modelo aumenta à medida que se aproxima da superfície.

O valor absoluto e erro absoluto médio para a variável U_{rel} são mostrados nas Figuras 5.2c e 5.2d. Para níveis abaixo dos 550 hPa, as previsões do modelo e da reanálise são bastante semelhantes, embora o modelo superestime a saturação entre 900 e 750 hPa. Em altos níveis, acima dos 550 hPa, aumenta a concordância entre modelagem e observação e a reanálise diverge acentuadamente da observação, superestimando a U_{rel} . Da análise dos valores do erro absoluto médio da Figura 5.2d observa-se a perda de previsibilidade do dado modelado para a variável U_{rel} em baixos níveis e ganho de previsibilidade em altos níveis, onde a reanálise superestima a umidade relativa em até 50% acima dos valores observados. O maior ganho de previsibilidade para a variável U_{rel} ocorre a aproximadamente 100 hPa, onde o erro da reanálise é máximo.

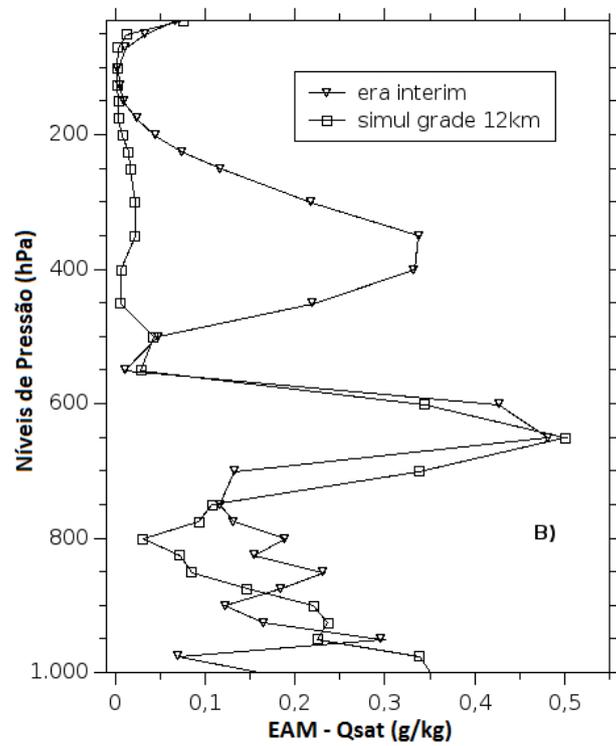
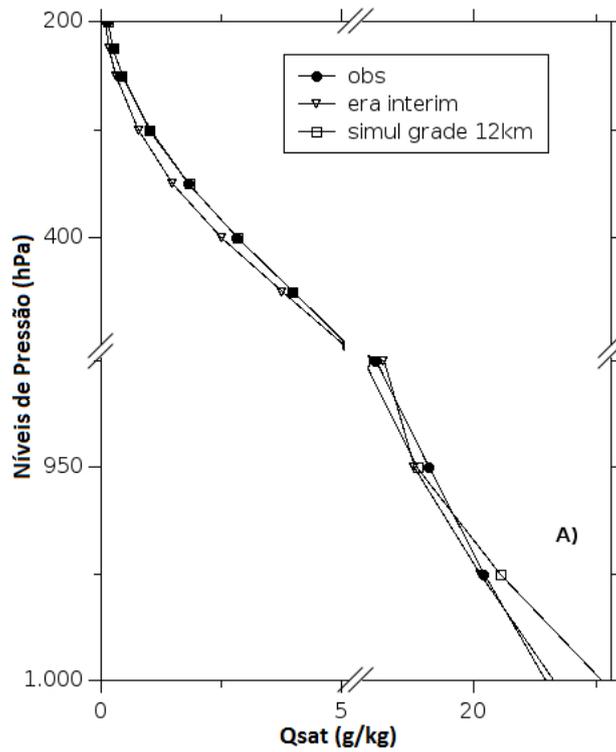


Figura 5.2 – a) Perfil vertical médio da razão de mistura saturada (Q_{sat}); b) erro absoluto médio (EAM) para a variável Q_{sat} ; c) perfil vertical de umidade relativa (U_{rel}) e d) erro absoluto médio para a variável U_{rel} .

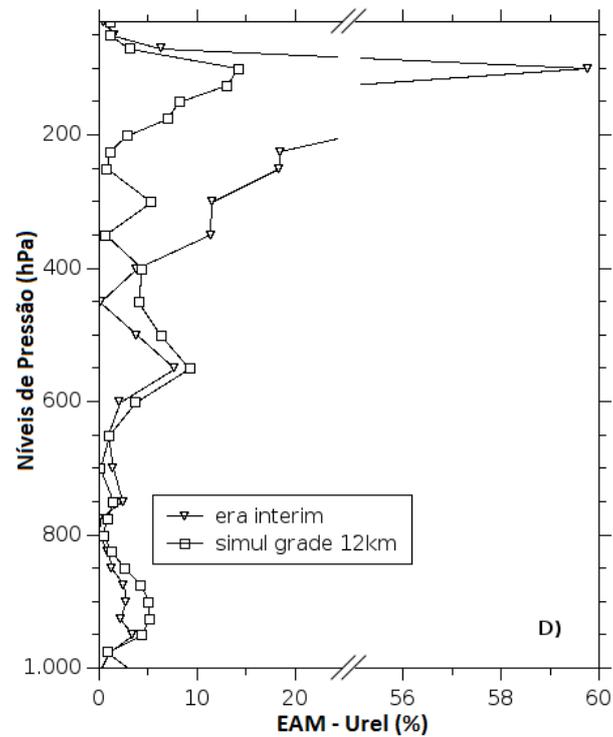
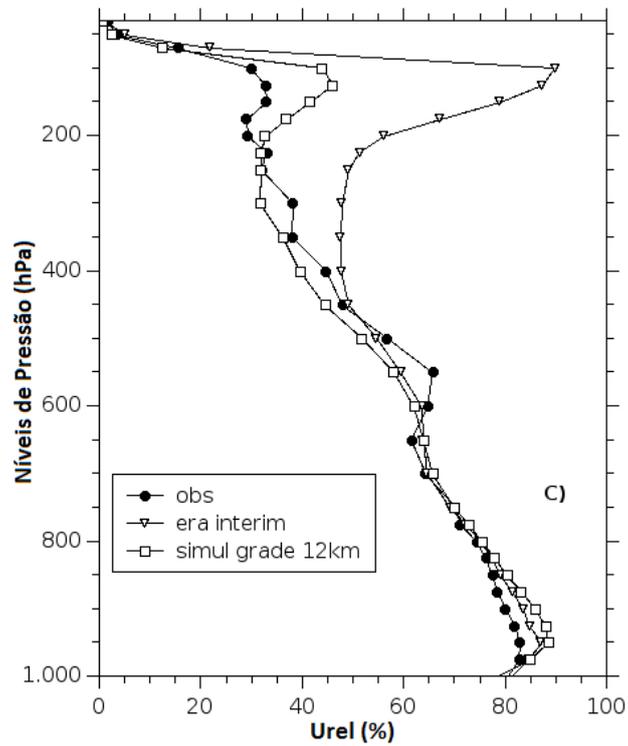


Figura 5.2 – a) Perfil vertical médio da razão de mistura saturada (Q_{sat}); b) erro absoluto médio (EAM) para a variável Q_{sat} ; c) perfil vertical de umidade relativa (Urel) e d) erro absoluto médio para a variável Urel (**Continuação**).

Os perfis de ventos médios horizontais e perfis de razão de mistura são apresentados na Figura 5.3. Nesta figura, comparam-se observações de radiossondagem, reanálise e as saídas da simulação (grade de menor resolução, G1). Os perfis verticais do erro absoluto médio destas variáveis também são apresentados na Figura 5.3. A reanálise e o dado modelado foram interpolados para os mesmos níveis verticais e localidade da radiossondagem: 3,82°S e 38,54°W.

Os ventos médios horizontais (Figura 5.3a) são subestimados em todos os níveis, tanto pela reanálise, quanto pela modelagem. Para a variável de vento, o erro da reanálise é menor do que o erro da simulação para a maioria dos pontos de grade da coluna, exceto entre 150 hPa e 300 hPa, onde a simulação apresentou melhor desempenho, com variações no erro absoluto médio, menores que 0,5 m/s (Figura 5.3b).

A Figura 5.3c destaca o perfil vertical médio de razão de mistura (Q). O corte nos eixos é feito para destacar os pontos onde existe diferença significativa entre os dados. Para variável razão de mistura, o modelo segue o padrão de grande escala, com pequeno desvio (positivo) na camada de mistura (baixos níveis) e desvio negativo em altos níveis, comparado às observações. Os erros para esta variável são maiores na modelagem do que na reanálise para a maioria dos níveis mostrados no gráfico da Figura 5.3d, com o erro absoluto máximo do modelo ocorrendo na camada limite planetária entre 850 hPa e 1000 hPa.

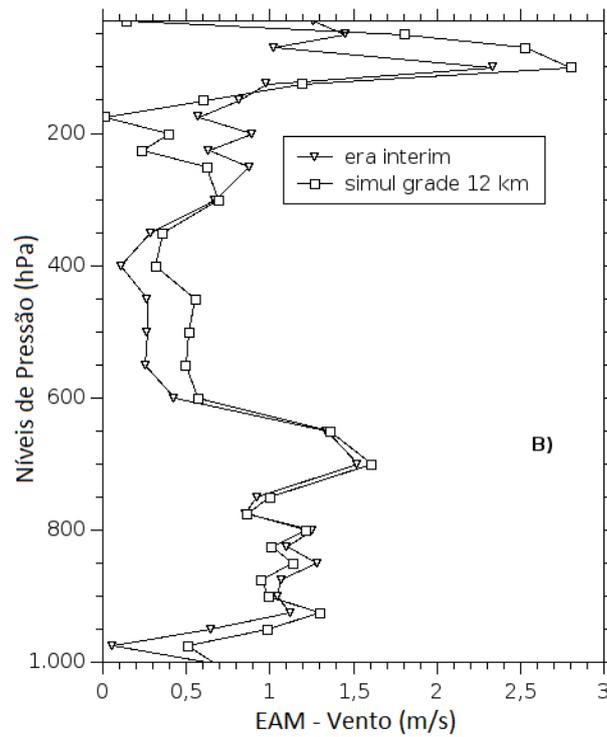
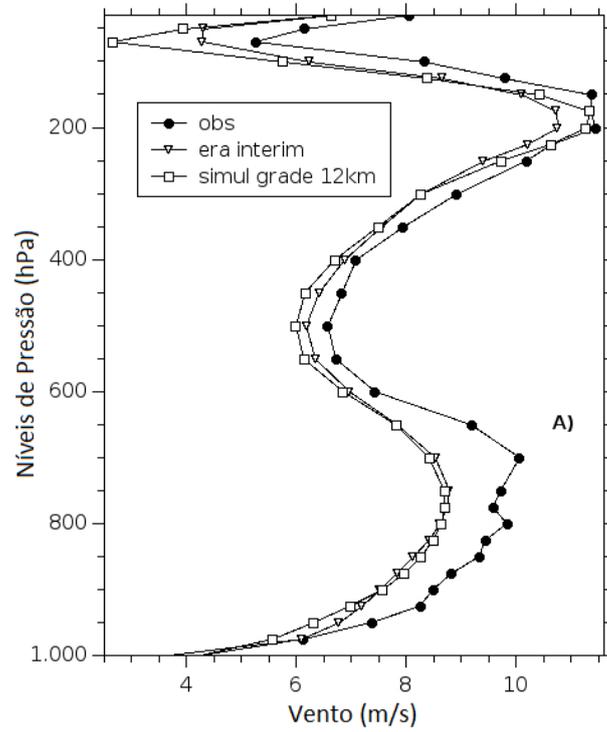


Figura 5.3 – a) Perfil vertical médio do vento horizontal em m/s; b) erro absoluto médio para o vento horizontal; c) perfil vertical da razão de mistura (Q) em g/kg e d) erro absoluto médio para razão de mistura (Q).

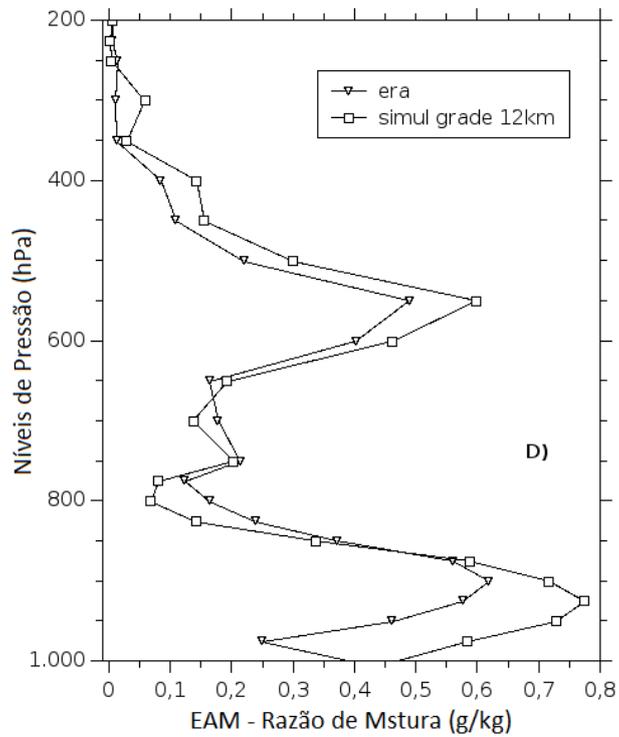
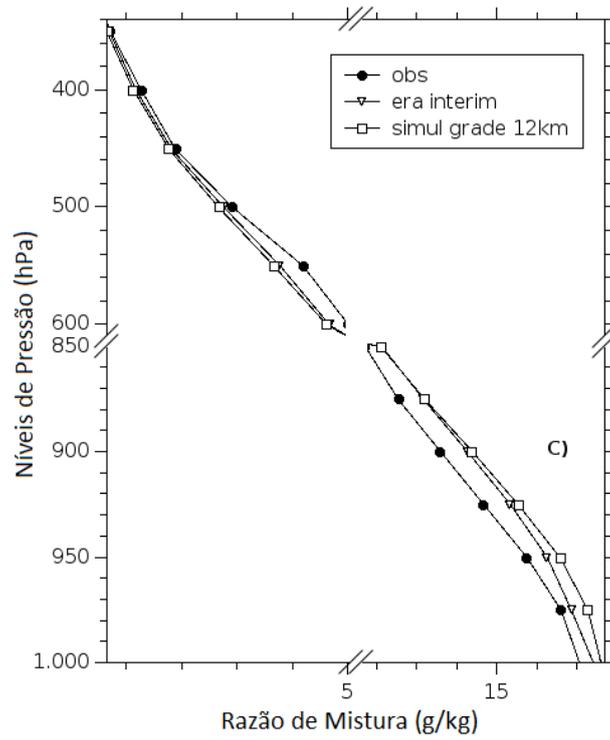


Figura 5.3 – a) Perfil vertical médio do vento horizontal em m/s; b) erro absoluto médio para o vento horizontal; c) perfil vertical da razão de mistura (Q) em g/kg e d) erro absoluto médio para razão de mistura (Q) (**Continuação**).

A Figura 5.4 mostra os gráficos de dispersão, para as variáveis Urel (Figura 5.4a), vento horizontal (Figura 5.4b) e razão de mistura (Figura 5.4c). Os gráficos apresentam uma análise estatística comparando os dados destas 3 variáveis oriundos da reanálise ERAI e do WRF com os dados das observados das radiossondagens. São apresentados para essa análise, o coeficiente de determinação (r^2) e índice de concordância (Ic). Os dados desta figura são referentes à grade G1. A Figura 5.4a destaca uma vantagem da modelagem em relação à reanálise para a Urel.

A grande dispersão da reanálise se deve à acentuada divergência, em altos níveis, entre o perfil da observação e o perfil da reanálise (Figura 5.2c). A Figura 5.4b mostra que modelagem e reanálise subestimam os ventos em quase todo o perfil. Todavia, o coeficiente de determinação mostra uma discreta vantagem estatística da reanálise ($r^2 = 0,65$), em relação à modelagem ($r^2 = 0,63$). Esta discreta vantagem também pode ser verificada para a Q (Figura 5.4c), onde os índices estatísticos mostrados sugerem que, para esta variável, nenhum ganho foi obtido com a simulação.

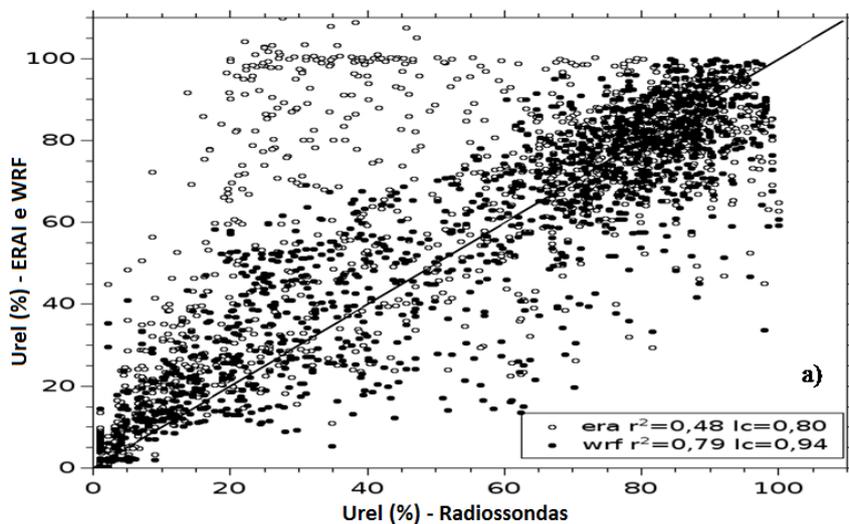


Figura 5.4 – Dispersões relativas às observações (radiossondagem) para; a) umidade relativa (Urel); b) vento horizontal e c) razão de mistura (Q).

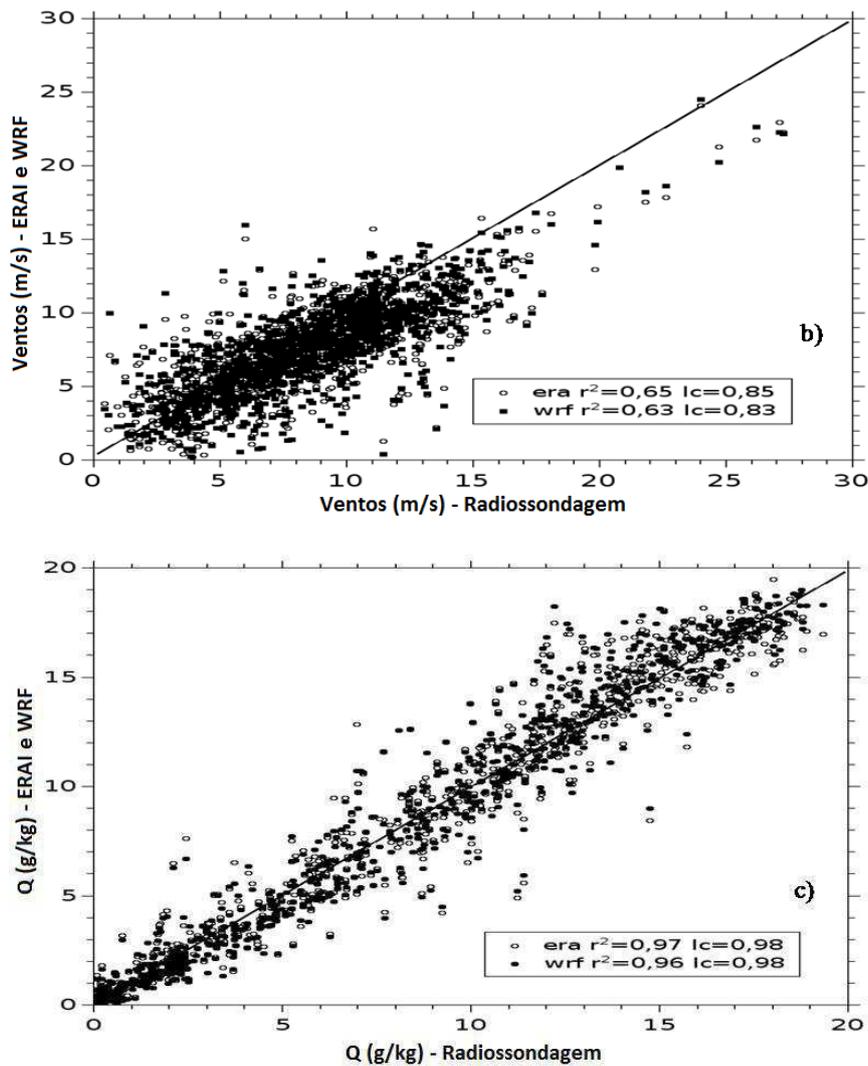


Figura 5.4 – Dispersões relativas às observações (radiosondagem) para; a) umidade relativa (Urel); b) vento horizontal e c) razão de mistura (Q) (**Continuação**).

5.4.2 – Índices Estatísticos

Os gráficos da Figura 5.5 mostram, respectivamente, o erro absoluto médio normalizado (Figura 5.5a) e o erro quadrático médio normalizados (Figura 5.5b) para as quatro grades (reanálise ERAI e grades G1, G2 e G3) em ordem crescente de resolução, para as variáveis de temperatura de ponto de orvalho (Tdp), umidade relativa (Urel), razão de mistura (Q), vento horizontal e temperatura do ar (Temp). Os erros máximo e mínimo referentes às quatro grades são destacados nos gráficos. Os erros foram normalizados com o objetivo de se visualizar melhor as diferenças entre as grades. Os valores absolutos dos erros para Urel, Tdp, Q e vento horizontais são mostrados, respectivamente, nas Tabelas 5.1, 5.2, 5.3 e 5.4.

A primeira redução de escala, da grade da reanálise para a grade G1, mostra redução dos erros para as variáveis mais diretamente influenciadas pelo esquema microfísico, Urel (Figura 5.5 e Tabela 5.1) e Tdp (Figura 5.5 e Tabela 5.2) e pequeno aumento dos erros para ventos (Figura 5.5 e Tabela 5.4) e Temp (Figura 5.5). A redução posterior de escala, da grade G1 para G2, não trouxe redução dos erros para nenhuma das variáveis verificadas (Figura 5.5 e Tabelas 5.1, 5.2, 5.3 e 5.4). Com a redução posterior de escala (grade G2 para G3), verificou-se um discreto aumento dos erros para todas as variáveis, em geral, insignificantes, concentrando-se na segunda casa decimal. Mesmo obtendo-se alguma melhoria dos índices estatísticos para as variáveis diretamente relacionadas à saturação (Urel, Q e Tdp) ao se passar da reanálise para a grade de 12 km (G1), esta melhoria permanece relativamente pequena, exceto para a variável Urel, e não se traduz em ganho real de previsibilidade.

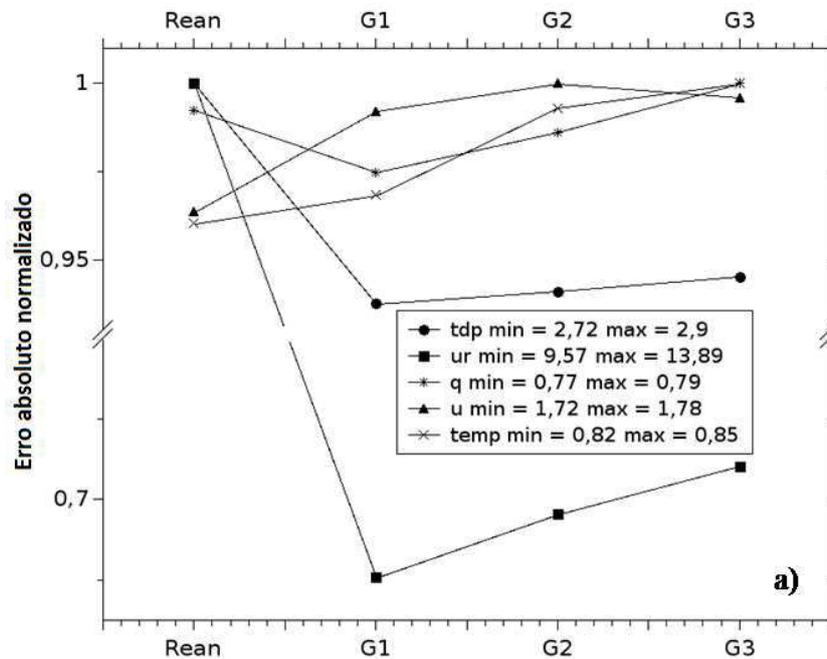


Figura 5.5 – a) Erro absoluto normalizado e b) Erro quadrático médio normalizado para as quatro grades: Rean (Reanálise) e grades G1, G2 e G3; com erros máximo e mínimo em destaque.

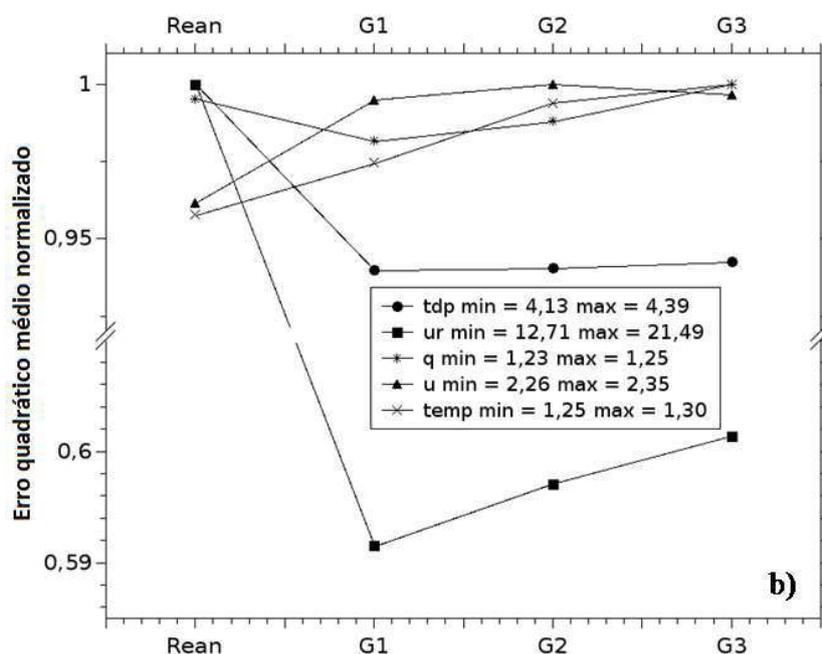


Figura 5.5 – a) Erro absoluto normalizado e b) Erro quadrático médio normalizado para as quatro grades: Rean (Reanálise) e grades G1, G2 e G3; com erros máximo e mínimo em destaque (**Continuação**).

Tabela 5.1 – Índices estatísticos da reanálise e grades modeladas G1 e G3 para unidade relativa (Urel).

	EA	EQM	r^2	Ic
REAN	13,89	21,49	0,48	0,8
GRADE G1	9,57	12,71	0,79	0,94
GRADE G3	9,71	12,85	0,79	0,94

Tabela 5.2 - Índices estatísticos da reanálise e grades modeladas G1 e G3 para temperatura do ponto de orvalho (Tdp).

	EA	EQM	r^2	Ic
REAN	3,45	5,00	0,98	0,98
GRADE G1	3,22	4,69	0,98	0,98
GRADE G3	3,24	4,71	0,98	0,97

Tabela 5.3 – Índices estatísticos da reanálise e grades modeladas G1 e G3 para razão de mistura (Q).

	EA	EQM	r²	Ic
REAN	0,78	1,24	0,97	0,98
GRADE G1	0,77	1,23	0,96	0,98
GRADE G3	0,79	1,25	0,96	0,98

Tabela 5.4 – Índices estatísticos da reanálise e grades modeladas G1 e G3 para vento horizontal.

	EA	EQM	r²	Ic
REAN	1,72	2,26	0,65	0,85
GRADE G1	1,77	2,35	0,63	0,83
GRADE G3	1,76	2,34	0,63	0,83

Uma última observação que poder ser feita em relação às características das grades utilizadas para as simulações e comparações entre as variáveis neste estudo, é que apesar de não se utilizar relaxamento newtoniano no centro da grade G3, verifica-se semelhança entre as variáveis simuladas pelas grades G1 e G3, como destacado nos índices estatísticos e gráfico da Figura 5.6. Esta figura mostra os gráficos de dispersão da Urel (Figura 5.6a) e vento horizontal (Figura 5.6b) da grade G3 em relação à grade G1. Esta semelhança entre as grades sugere a utilização de um termo de relaxamento newtoniano menor na grade de alta resolução.

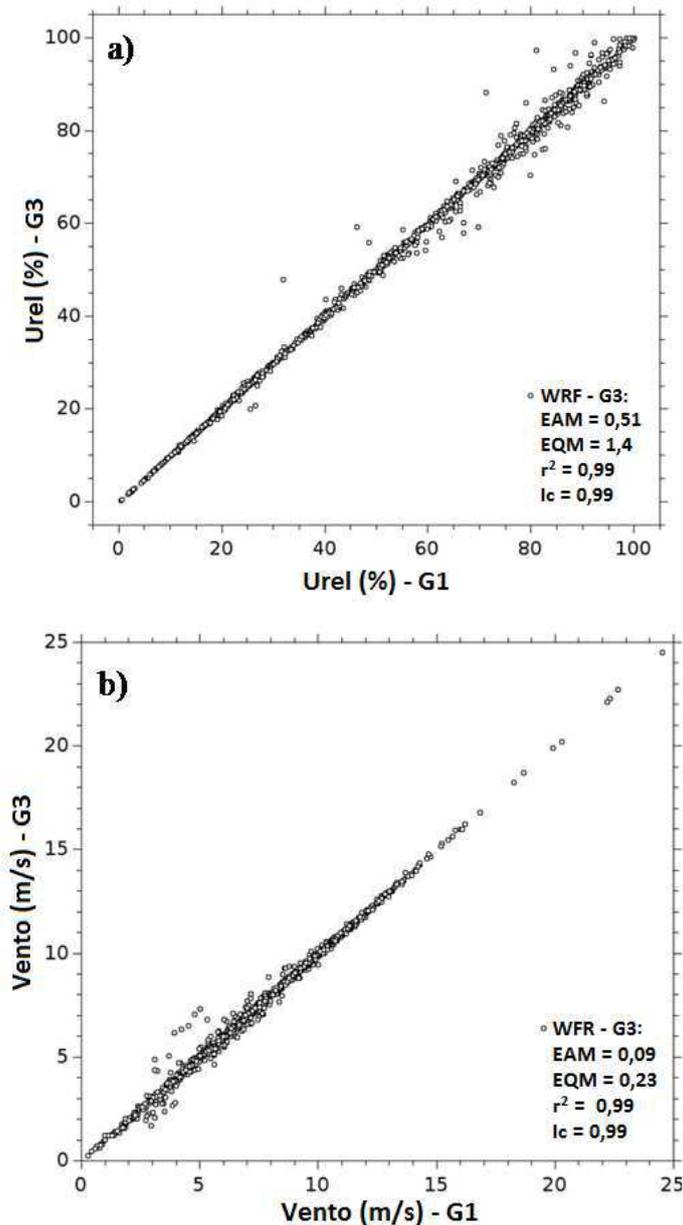


Figura 5.6 – Dispersão entre as grades modeladas G3 e G1 para as variáveis de a) umidade relativa e b) vento horizontal.

5.4.3 – Estudo de Caso: Evento Convectivo do dia 12/04/2011

Como mostrado na Figura 4.5, a curva de precipitação de uma PCD localizada na cidade de Fortaleza-CE para o período de 04 a 13 de abril de 2011, observa-se uma forte atividade convectiva no dia 12. Assim, utilizaremos este evento convectivo para fins de estudo de caso que terá como finalidade avaliar o desempenho do modelo WRF forçado pelo dado de grande escala da ERAI e utilizando a técnica de *downscaling* juntamente com a parametrização de microfísica de Morrison.

As Figuras 5.7a e 5.7b mostram, respectivamente, a razão de mistura de água líquida (Qliq) em g/kg e a precipitação em mm. Os dados destacados são reanálise e grades simuladas G1 e G3 (wrfG1 e wrfG3) para o dia 12, período em que ocorre um forte evento convectivo sobre a região onde a grade G3 está centrada, com precipitação acumulada observada acima dos 80 mm (Figura 4.5). Estes gráficos sugerem que o evento convectivo é dissipado pela utilização da parametrização microfísica. Este efeito dissipativo é mais intenso com o aumento da resolução espacial na grade G3. Observa-se que nesta grade, o Qliq cai para quase zero na maior parte da coluna atmosférica.

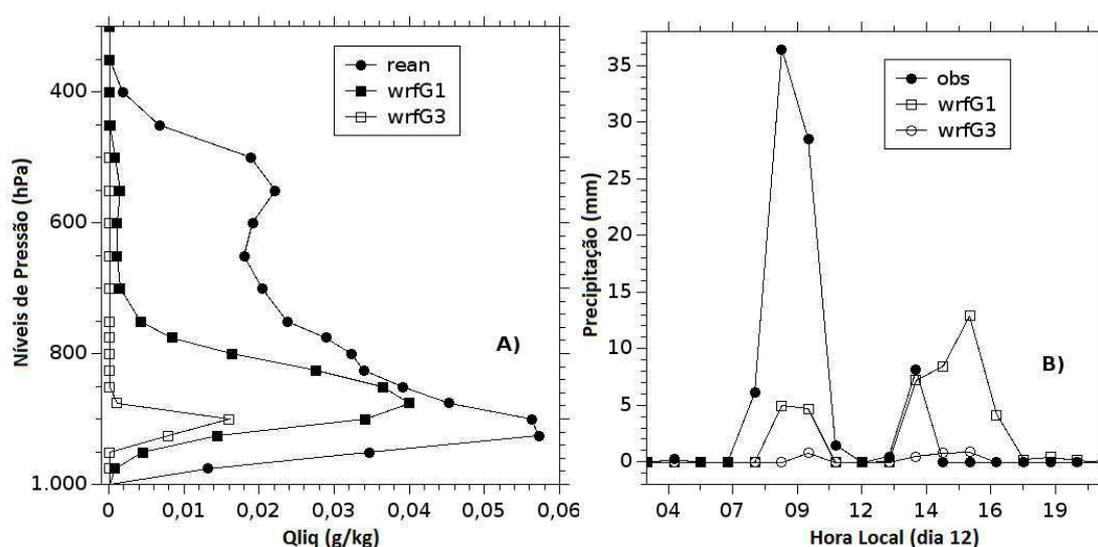


Figura 5.7 – a) Perfil vertical de razão mistura de água líquida e b) precipitação horária para o dia 12 (evento convectivo).

As Figuras 5.8a e 5.8b mostram, respectivamente, os perfis verticais médios de vento zonal e meridional para o dia 12 (evento convectivo) no local de realização das radiossondagens. São mostrados os perfis de ventos observados da reanálise e grade simulada G3. Apesar da ausência de relaxamento no interior da grade G3, o vento modelado nesta grade permanece bastante concordante com a informação de grande escala do modelo (reanálise ERAI), principalmente o vento meridional, o que sugere que o dado de grande escala tem um papel acentuado na grade de alta resolução. A divergência entre modelo e observação é bastante acentuada para o período e em médios e baixos níveis, com destaque para a camada limite planetária, aonde as diferenças entre

observações e reanálise/modelo chegam a mais de 2 m/s em alguns pontos da grade vertical. Alguma concordância pode ser observada em altos níveis, acima dos 300 hPa.

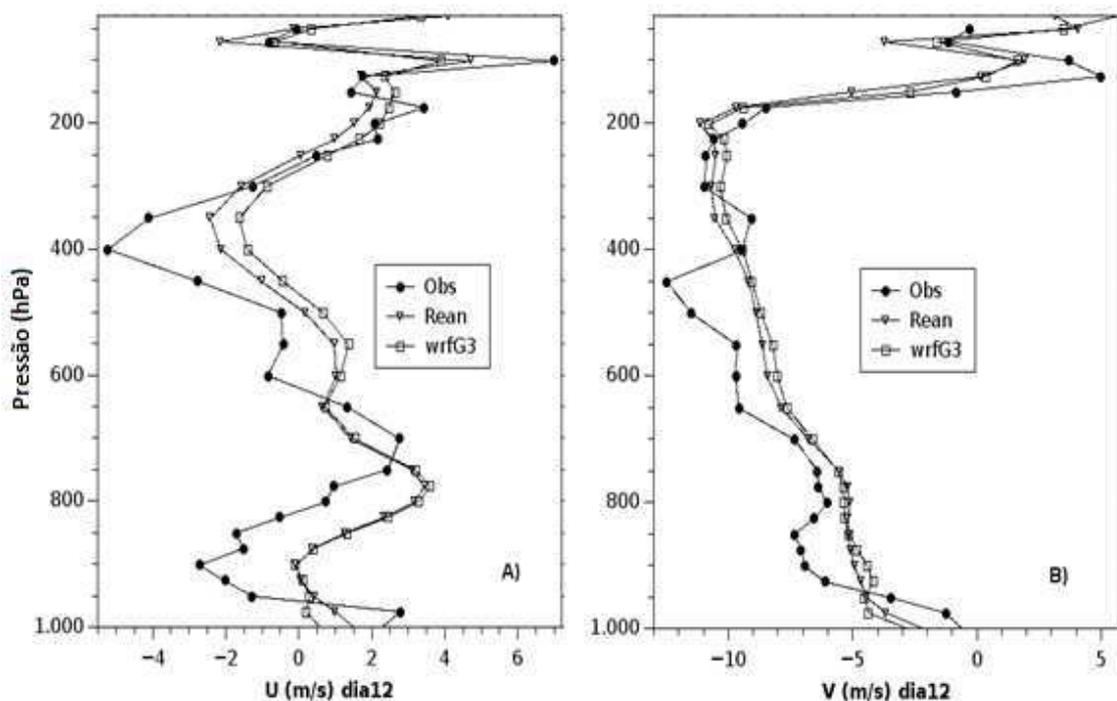


Figura 5.8 – Perfil vertical de a) vento zonal e b) vento meridional dos dados observados, reanálise e grade simulada G3.

5.5 – Discussões e Conclusão

Neste trabalho foi realizada uma simulação com o WRF utilizando o esquema de parametrização de microfísica de Morrison, forçado pela reanálise ERAI com dois níveis de aninhamento e resoluções crescentes de 12 km x 12 km, 3 km x 3 km e 1 km x 1 km. A convergência entre modelo e reanálise é realizada nas fronteiras das grades. O dado simulado converge para a reanálise nas fronteiras da grade mais externa, G1, e no centro das grades G2 e G3 (Figura 5.1). Nenhum relaxamento é utilizado no centro da grade de maior resolução, G3. Comparações e estatísticas entre dados observados de radiossondagem e os resultados das simulações foram realizadas com a finalidade de se estudar o comportamento das variáveis atmosféricas diante do progressivo aumento de resolução espacial com ênfase nos efeitos do uso de parametrização microfísica detalhada nas três grades simuladas. Para isto, são analisados os perfis verticais de um evento convectivo ocorrido durante a coleta dos dados de radiossondagem. Esperava-se que o aumento de resolução espacial, ao possibilitar i) uma melhor resolução espacial

das heterogeneidades superficiais e ii) o uso de parametrizações físicas mais detalhadas, com melhor resolução dos processos de supersaturação, resultasse em ganho de previsibilidade das variáveis modeladas pelo WRF, pudesse verificar uma sensível melhoria no desempenho do modelo quando comparado com o dado observado.

Observou-se considerável melhoria na previsão dos perfis de saturação em altos níveis na primeira redução de escala, da reanálise para a grade de 12 km, como pode ser verificado nos gráficos e nas estatísticas das variáveis Urel, Qsat e Tdp. No entanto, esta melhoria não se repete em toda a coluna atmosférica, pois em médios e baixos níveis ocorreu perda de previsibilidade para estas variáveis (Figuras 5.2, 5.4, 5.5 e Tabelas 5.1 e 5.2). O aumento da resolução espacial para 1 km (grade G3) resultou em pequeno aumento dos erros para estas variáveis, como pode ser constatado da Figura 5.5 e Tabelas 5.1 e 5.2. O ganho máximo para as variáveis ligadas à saturação foi obtido, portanto, na grade de baixa resolução. Para as variáveis vento, razão de mistura e temperatura, o aumento de resolução não resultou em ganho sólido de informação em relação à informação de grande escala (reanálise ERAI) e, nem mesmo, na camada limite planetária, o *downscaling* resultou em melhores previsões destas variáveis. Apesar da reanálise reproduzir bem as tendências observadas para os ventos (Figura 5.3a), o acentuado viés em médios e baixos níveis (Figura 5.7a e 5.7b) sugere que o modelo regional é alimentado por padrões de convergência não realistas. Como consequência, pode-se esperar piora no perfil vertical de Q relativo às observações (Figura 5.3b e 5.3c).

Pode-se concluir desta discussão que, i) a informação da atmosfera modelada e de alta resolução não se mostrou mais correlacionada com as observações do que a reanálise utilizada para gerá-la e ii) o aumento subsequente de resolução espacial, possibilitado pelo aninhamento de grades (grade G3), degradou ainda mais a informação modelada em comparação com as observações. A análise do evento convectivo do dia 12 destaca bem esta degradação para as variáveis relacionadas à microfísica. A modelagem tende a deslocar o evento convectivo no tempo e reduzir significativamente sua dimensão espacial e temporal (Figura 5.7a, 5.7b). O aumento de escala para a grade G3 fez com que a precipitação e Qliq na coluna caíssem a quase zero, resultando em valores incompatíveis com a intensidade do evento observado. A divergência acentuada entre os ventos horizontais da reanálise e ventos observados, para o dia do evento convectivo

(Figura 5.8), mostra o irrealismo dos padrões de convergência que alimentam o modelo. A semelhança entre os dados simulados das grades G1 e G3 (Figura 5.6) e da grade G3 e reanálise (Figura 5.8) mostram que, apesar da ausência de relaxamento newtoniano no seu interior, a grade G3 permanece fortemente correlacionada com a reanálise, sugerindo um efeito menor do termo de relaxamento na grade de alta resolução sobre os resultados e um papel mais acentuado da informação de grande escala inserida nas fronteiras desta grade. Este fato acentua o papel da divergência entre observação e reanálise nos resultados da modelagem corroborando com a ideia de que a qualidade da previsão depende também da qualidade da informação de grande escala utilizada, neste caso, a reanálise.

Na Figura 5.7 observou-se que a reanálise apesar de, em determinados locais, divergir acentuadamente das observações, reproduz bem as tendências observadas. O esquema microfísico detalhado de Morrison permitiu que o modelo melhorasse a previsão das variáveis relacionadas a saturação na grade de baixa resolução, principalmente em altos níveis. O intenso relaxamento newtoniano na grade G1 permitiu que estas variáveis se mantivessem compatíveis com as reanálises, porém limitando a variabilidade do modelo associada ao esquema microfísico. Esta liberdade do esquema microfísico, limitada pelo relaxamento na grade G1, ao mesmo tempo em que permitiu certos ganhos nos padrões de saturação, paradoxalmente, impediu que o modelo acumulasse erros inerentes ao desconhecimento dos detalhes microfísicos do sistema estudado que seriam imprescindíveis na obtenção de bons resultados pela parametrização microfísica. Esta limitação inexistente na grade G3, onde o relaxamento central está ausente. A parametrização microfísica prognostica razão de mistura e concentração de várias classes de hidrometeoros utilizando distribuição gama generalizada com parâmetro de forma prescrito. Para se tirar proveito deste grau de detalhamento, informações adicionais precisariam ser conhecidas, tais como, valores de concentrações iniciais e parâmetro de forma, valores estes, compatíveis com os sistemas convectivos atuantes na região estudada, e/ou informação observada dos perfis de temperatura e umidade compatíveis com o sistema estudado.

Mesmo pequenas divergências entre a convergência de umidade em baixos níveis modelada e observada tende a acrescentar erros na parametrização microfísica. Por exemplo: na simulação de um sistema fortemente convectivo, o uso de parâmetros

estatísticos de elevada concentração de gotas pequenas, aliado a incertezas nos padrões de convergência de ventos, principalmente em baixos níveis, acarretará ampliação das incertezas. Portanto, neste estudo, a livre evolução da convecção na grade de 1 km, sem relaxamento central, levou a perda de previsibilidade das variáveis diretamente conectadas a microfísica. As razões disto ter acontecido seriam a combinação dos seguintes fatores: i) incertezas na informação de grande escala, ii) detalhamento inadequado dos valores iniciais e seus gradientes em grade de alta resolução e iii) desconhecimento dos parâmetros estatísticos da distribuição de hidrometeoros adequado para o sistema estudado.

Neste caso, as incertezas na informação de grande escala suplantariam os possíveis ganhos decorrentes da redução de escala, principalmente para relaxamento newtoniano mais intenso (grades G1 e G2). No entanto, nenhum relaxamento central foi utilizado na grade G3 e, mesmo assim, as variáveis simuladas não obtiveram melhor desempenho que a grade G1, apesar do aumento de resolução espacial.

6 – UTILIZAÇÃO DE UM MÉTODO DE ANÁLISE OBJETIVA PARA ASSIMILAÇÃO DE DADOS OBSERVADOS NA MODELAGEM NUMÉRICA COM O WRF

6.1 – Introdução e Objetivos

A utilização de modelos numéricos de previsão de tempo proporcionou a geração de informações quantitativas de precipitação, embora com destreza ainda insuficiente para a boa parte das aplicações. Atualmente, são utilizados prognósticos por categoria produzidos por modelos numéricos de previsão de tempo corrigidos, ou não, por meteorologistas e, em alguns casos, a precipitação quantitativa diretamente destes modelos. Os principais desafios da previsão quantitativa são os prognósticos da quantidade de precipitação e do posicionamento da área de chuva. O primeiro está relacionado com modelos de microfísica e de nuvens e o segundo com o posicionamento dos sistemas meteorológicos, ou seja, com a dinâmica da atmosfera e a qualidade da condição inicial (Calvetti, 2011).

Também, a utilização de modelos de microfísica com maior discretização de hidrometeoros e a quantificação da distribuição de gotas e gelo na nuvem (modelos com duplo momento), juntamente com modelos de convecção que realizam um melhor consumo da energia potencial disponível para a conversão de chuva, têm melhorado a quantidade de precipitação nos pontos de grade dos modelos de mesoescala (Stensrud, 2007).

Para melhorar o desempenho das previsões, a assimilação de dados é utilizada para inserir efeitos locais na análise do modelo, de modo a permitir alterações na quantidade de umidade na atmosfera e ajustar a circulação dos ventos, principalmente, no transporte vertical de calor e umidade. A assimilação de temperatura e vento ajuda a diminuir as superestimativas dos modelos, porém a assimilação de todas as variáveis, juntamente com precipitação, é mais importante para reduzir os erros na previsão quantitativa desta (Peng, 2004).

Esta última etapa do trabalho tem dois objetivos principais, a saber: i) verificar a capacidade do modelo, executado em escala de tempo, de capturar um evento convectivo quantificado nas medições realizadas do Projeto CHUVA, no dia 09 de abril de 2011, na cidade de Fortaleza-CE e ii) verificar se observações inseridas no modelo podem acrescentar melhorias na captura do evento convectivo.

6.2 – Materiais e Métodos

Neste estudo são realizadas duas simulações. Uma primeira simulação de controle (SimB) forçada apenas pelos dados da reanálise ERAI e uma segunda simulação (SimA) onde a reanálise é modificada nas vizinhanças das radiossondagens para que os valores das variáveis do modelo converjam para os valores dos dados das radiossondagens.

As radiossondagens (Figura 6.1) foram realizadas durante a campanha experimental do Projeto CHUVA, na cidade de Fortaleza-CE durante o mês de abril de 2011 nos horários sinóticos locais: 03:00h, 09:00h, 15:00h e 21:00h. Esta campanha experimental contou um conjunto de sondagens realizadas em três cidades: Fortaleza-CE, Quixeramobim-CE e Mossoró-RN. Estas três localidades foram escolhidas pela sua disposição geográfica e foram denominadas de triângulo das radiossondagens.



Figura 6.1 – Radiossondagem realizada em Mossoró-RN, em abril de 2011.

Em cada simulação deste estudo são utilizadas três grades. As grades são ligeiramente diferentes das grades da simulação do capítulo anterior, porém com mesmas resoluções espaciais: 12 km x 12 km, 3 km x 3 km e 1 km x 1 km, denominadas, respectivamente, grades G1, G2 e G3 (Figura 6.2). A modificação das grades (em relação à simulação do capítulo anterior) foi feita para que as cidades de Mossoró-RN e Quixeramobim-CE não ficassem tão próximo as fronteiras da grade de 12 km. A validação dos resultados foi feita apenas para a grade de maior resolução (grade G3).

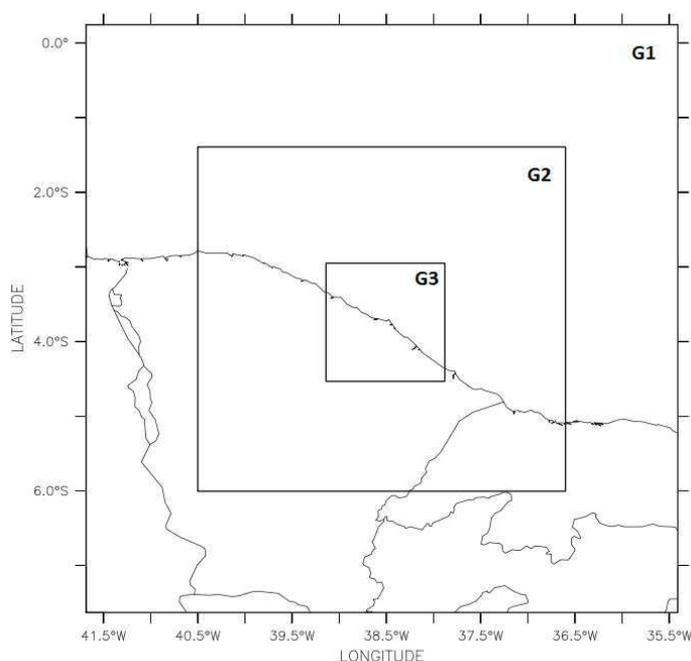


Figura 6.2 – Grades G1, G2 e G3, utilizadas na simulação.

Os resultados da modelagem foram comparados com os dados observados do radiômetro MP3000 (Figura 6.3), coletados em Fortaleza, sítio experimental da Defesa Civil durante a campanha do Projeto CHUVA. Este equipamento realiza medidas a partir de microondas passiva e infravermelho. As variáveis medidas por este equipamento são: temperatura, umidade relativa, conteúdo de água líquida e vapor de água. As saídas da modelagem não foram comparadas com as radiossondagens uma vez que estes dados serão, nesta etapa do trabalho, inseridos na modelagem como informação observada adicional.

Todas as médias espaciais foram feitas para a Região Metropolitana de Fortaleza (38,627°W a 38,422°W e 3,862°S a 3,682°S). Pressupõe-se que as observações coletadas

em Fortaleza, pelo radiômetro MP3000, sejam válidas para toda a Região Metropolitana. Os dados do radiômetro foram interpolados para 58 níveis de pressão entre 1010 hPa e 280 hPa e resolução temporal de 10 min.



Figura 6.3 – Radiômetro (*Microwave Profiling Radiometer* - MP3000) instalado do sítio experimental da Defesa Civil, em Fortaleza-CE.

A diferença entre as simulações SimA e SimB está na informação de grande escala. Em SimB, a informação de grande escala da reanálise ERAI é inserida na modelagem sem modificação. Na SimA, esta informação é modificada nas localidades onde foram realizadas as radiossondagens (Fortaleza, Mossoró e Quixeramobim, Figura 6.4) utilizando a técnica de análise objetiva, com o intuito de acrescentar estas observações adicionais à modelagem. As variáveis de grande escala modificadas para inclusão na modelagem são temperatura do ar, razão de mistura e ventos zonal e meridional.

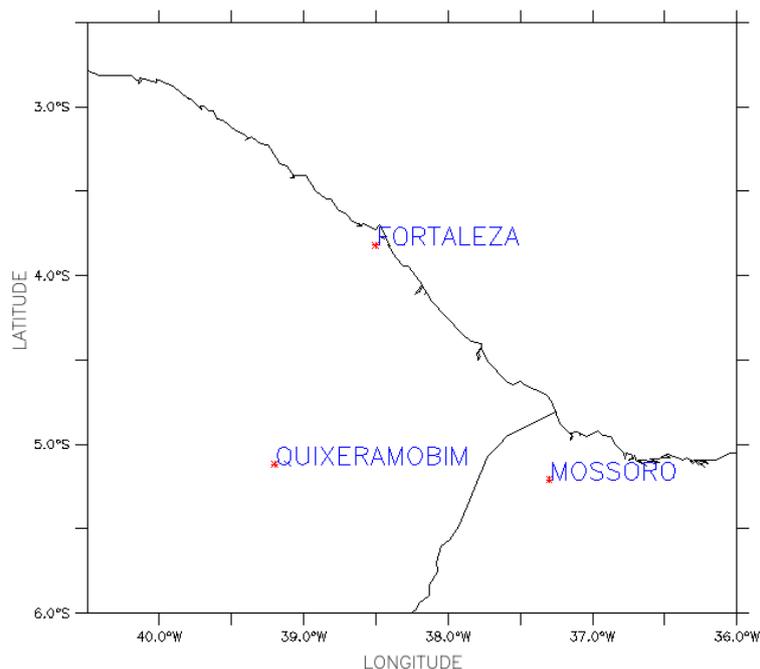


Figura 6.4 – Locais de realização das radiossondagens.

6.2.1 – Descrição da Técnica de Análise Objetiva

O objetivo da análise objetiva na modelagem atmosférica é melhorar as análises meteorológicas de mesoescala através da incorporação / assimilação de informações no modelo oriundas de dados observados. Neste estudo, a técnica de análise objetiva (programa OBSGRID no WRF) é utilizada na SimA para melhorar a informação de grande escala com a redução das divergências locais entre reanálise e observação, utilizando o esquema de Cressman.

O esquema padrão de Cressman atribui um raio de influência a cada um dos três sítios, onde foram coletadas as séries temporais de radiossondagens. Em um ponto de grade específico P, a reanálise é ajustada em função das observações que influenciam o ponto P. As diferenças entre o dado da reanálise em P e observações disponíveis, são calculadas para P. Por fim, a média destas diferenças, com peso baseado na distância entre o ponto P e o local das observações, é somada ao valor original da radiossondagem em P. Este ajuste é realizado nos vários níveis de verticais da reanálise, onde exista informação observada, e para os horários sinóticos em que as radiossondagens foram realizadas.

6.2.2 – Configurações Comuns às Duas Simulações

As duas simulações (SimA e SimB) foram realizadas para o período de 08 de abril (18:00h) a 10 de abril de 2011 (00:00h), com pós-processamento e verificações feitas para o dia 09 de abril. As razões para a escolha deste período são: i) ocorrência de evento convectivo sobre a cidade de Fortaleza na manhã do dia 09 e ii) disponibilidade de série temporal completa de radiossondagens em Fortaleza para os horários sinóticos dos dias 08 e 09 de abril. Pela ausência de séries de radiossondagens preenchidas, ao mesmo tempo, para as três localidades (Fortaleza, Mossoró e Quixeramobim) onde estas foram obtidas, justifica o descarte dos eventos convectivos ocorridos dias 10 e 12, ainda mais fortes do que o evento do dia 9.

Quanto à escala de relaxamento newtoniano (termo de convergência entre modelo e reanálise) temos: as variáveis relaxadas são ventos zonal e meridional, temperatura do ar e razão de mistura. O relaxamento é forte na grade G1, com escala de 1h para as três variáveis. Na grade G2 a escala de relaxamento é de 3h para ventos e 6h para temperatura e razão de mistura de vapor. Nenhum relaxamento é utilizado na grade G3. Nesta grade a informação de grande escala é acrescentada apenas nas fronteiras laterais. A escolha de relaxamento mais intenso para ventos na grade G2 foi feita para permitir melhor representação dos padrões de convergência de ventos de grande escala nesta grade, sem restringir acentuadamente a evolução dos sistemas microfísicos locais.

O relaxamento newtoniano acrescenta um termo do tipo: $(V_{model} - V_{grandeescala}) / (escala\ de\ relaxamento)$, em que V_{model} é a variável prevista pelo modelo, $V_{grandeescala}$ é o dado de reanálise. O relaxamento newtoniano feito para as variáveis: razão de mistura, ventos zonal e meridional e temperatura. São utilizados 75 níveis de pressão entre 1005 hPa (~ 40 m) e 30 hPa (~ 23500 m).

As demais parametrizações são as mesmas utilizadas nas simulações anteriores:

- i. Parametrização de Convecção: esquema de Kain-Fritsch, apenas na grade G1.
- ii. Parametrização de Microfísica: Esquema de Morrison com duplo momento, nas grades G1, G2 e G3.

- iii. Parametrização de Radiação de Ondas Curtas e Ondas Longas: Esquema RRTMG, nas grades G1, G2 e G3.
- iv. Parametrização de Turbulência: Esquema de Mellor-Yamada-Janjic, nas grades G1, G2 e G3.
- v. Parametrização de Fluxos de Superfície: Eta *microphysics*, baseado na similaridade de Monin-Obukhov, nas grades G1, G2 e G3.
- vi. Parametrização de Superfície: Esquema de *Noah Land Surface Model*, nas grades G1, G2 e G3.

6.3 – Resultados e Discussões

O radiômetro fornece umidade relativa, conteúdo de água líquida e vapor, base da nuvem e temperatura do ar. Os dados do radiômetro foram interpolados para 58 níveis de pressão entre 1010 hPa e 280 hPa, com resolução temporal de 10 min. A Figura 6.5 mostra a razão de mistura de vapor média na coluna atmosférica para radiômetro e para a radiossondagem (médias móveis de 1h). A divergência, principalmente, no início e final da série temporal se deve as grandes diferenças entre as resoluções temporais dos dados, 6h para a radiossondagens e 10 min para os dados de radiômetro, e ao fato dos experimentos terem sido realizados em sítios experimentais diferentes na cidade de Fortaleza (radiômetro: sítio experimental da Defesa Civil e radiossondagens: escritório do INMET). Todavia, apesar destas diferenças o radiômetro mostra reproduzir bem as tendências ao longo dos dias 08 e 09, podendo assim ser utilizado como dado observado a ser comparado com as simulações.

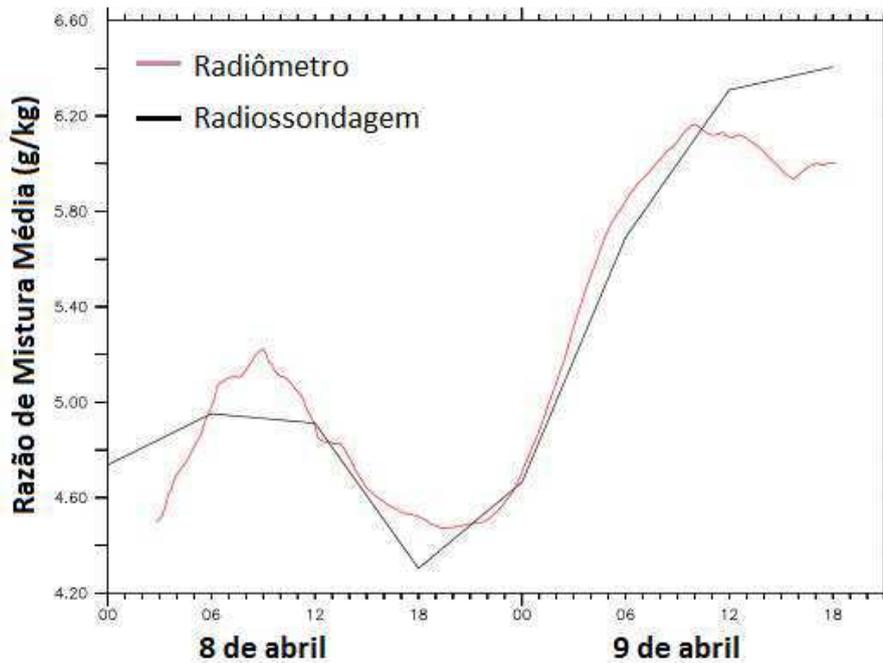


Figura 6.5 – Razão de mistura de vapor média (g/kg) na coluna atmosférica.

A Figura 6.6 destaca a precipitação média diária medida pelo sensor TRMM nos dias 08 (Figura 6.6a) e 09 (Figura 6.6b). Destaca-se a ausência de convecção sobre a cidade de Fortaleza no dia 08 e a presença de evento convectivo no dia 09. O modelo é iniciado as 18:00h do dia 08, portanto, em um ambiente termodinâmico característico de dia seco. As primeiras 6 horas de simulação são descartadas como período de ajuste do modelo. Apenas as médias horárias do dia 9 são utilizadas nas comparações. A necessidade de séries de radiossondagens preenchidas, ao mesmo tempo, para as três localidades onde estas foram obtidas, justifica o descarte dos eventos convectivos ocorridos dias 10 e 12, ainda mais fortes do que o evento do dia 9.

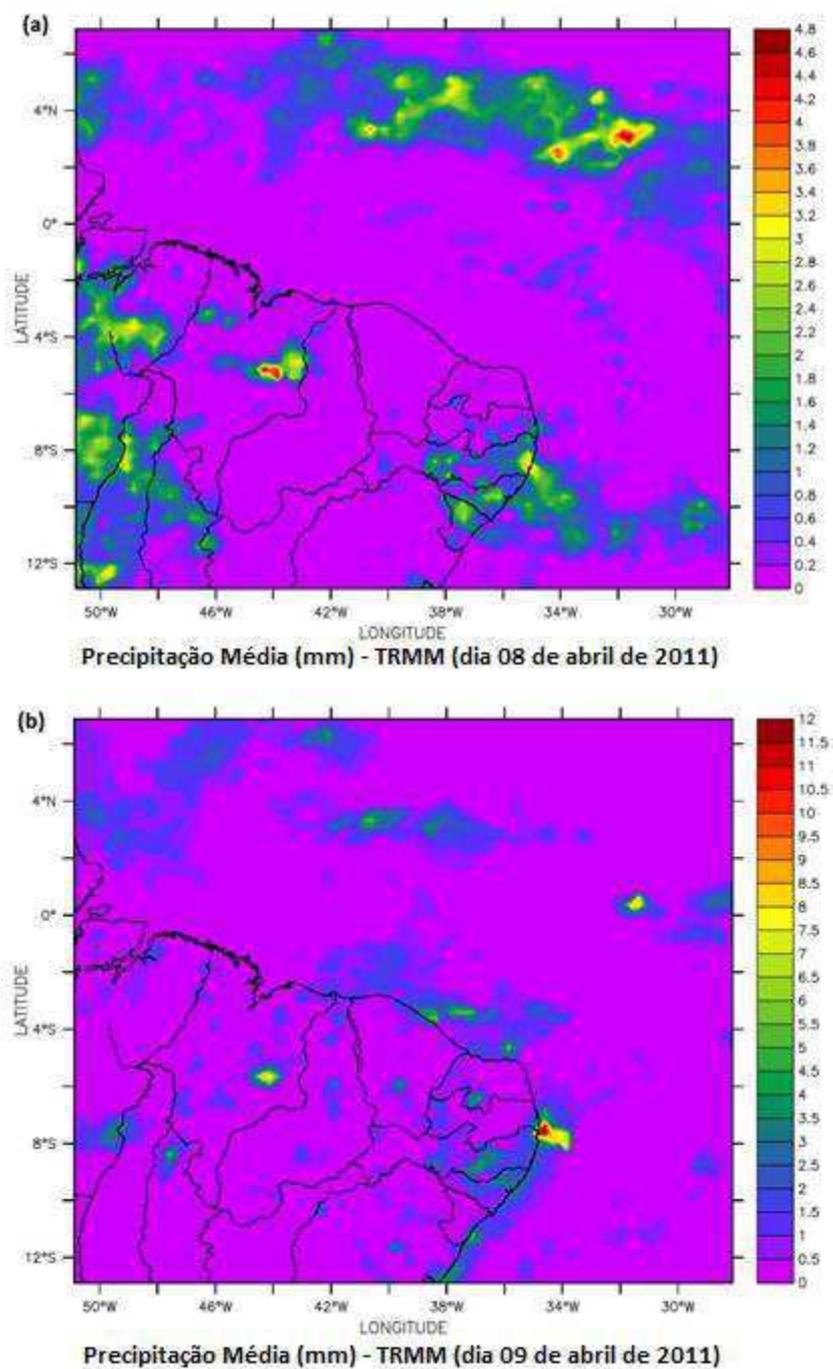


Figura 6.6 – a) Precipitação média do sensor TRMM, a) dia 08 e b) dia 09.

A Figura 6.7 destaca a precipitação média para a região metropolitana de Fortaleza interpolada para a resolução temporal do TRMM (a cada 3 horas). Destacamos a reprodução do evento convectivo no final da manhã do dia 9 (hora UTC) pela simulação modificada pela observação de radiossondagem, SimA. A simulação sem modificação, SimB, apesar de capturar o evento, reduz a acentuadamente sua intensidade.

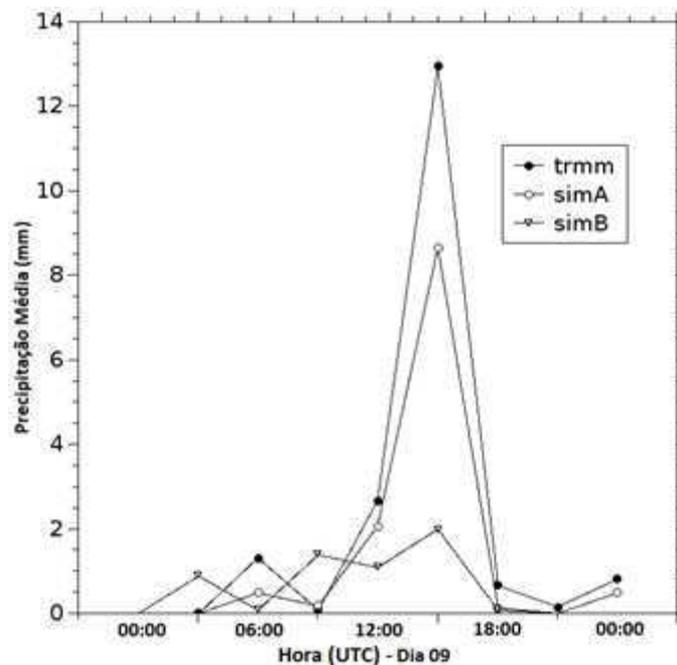


Figura 6.7 - Precipitação média (dia 09 de abril de 2011) para a região metropolitana interpolada para a resolução temporal do TRMM (3h).

A Tabela 6.1 mostra os índices estatísticos para a umidade relativa simulada comparada aos dados coletados com o radiômetro MP3000. Nas estatísticas foram utilizadas médias horárias do radiômetro do dia 09 interpoladas para a grade vertical das simulações. O radiômetro não disponibiliza dados de razão de mistura em níveis verticais, por esta razão as estatísticas não foram obtidas para esta variável.

Tabela 6.1 – Índices estatísticos para a umidade relativa. Observações interpoladas do radiômetro MP3000.

	EA	EQM	r^2	Ic
SimA	8,1	9,2	0,81	0,89
SimB	9,6	12,3	0,69	0,78

A Figura 6.8 mostra o vapor integrado verticalmente para o radiômetro e as simulações. A série temporal mostra a média espacial para a região metropolitana de Fortaleza. Apesar da acentuada divergência nas intensidades, a simulação SimA reproduz bem as

tendências observadas durante a convecção no final da manhã do dia 09 (UTC) com aumento de vapor integrado compatível com as observações de radiômetro.

A simulação SimB mostra tendência de crescimento do vapor durante a manhã com máximo às 10 horas. A menor quantidade de vapor integrado e o deslocamento do máximo em SimB apontam para uma representação inadequada do evento convectivo em comparação com a SimA. Após as 15h, observa-se um aumento suave na curva observada de vapor integrado. Este aumento, não reproduzido por SimB, é parcialmente capturado por SimA. As fortes divergências entre quantidades observadas e modeladas verificadas na Figura 6.8 podem ser parcialmente explicadas pelo fato das observações do radiômetro mostrarem, a rigor, as características do fluido atmosférico em uma coluna centrada na região onde a medida foi realizada. A extrapolação destas características para a região metropolitana de Fortaleza foi motivada pela ausência de uma rede de observações na cidade para o período da modelagem. No entanto, é razoável considerar, que o radiômetro fornece características médias do fluido sobre a cidade de Fortaleza para o período simulado.

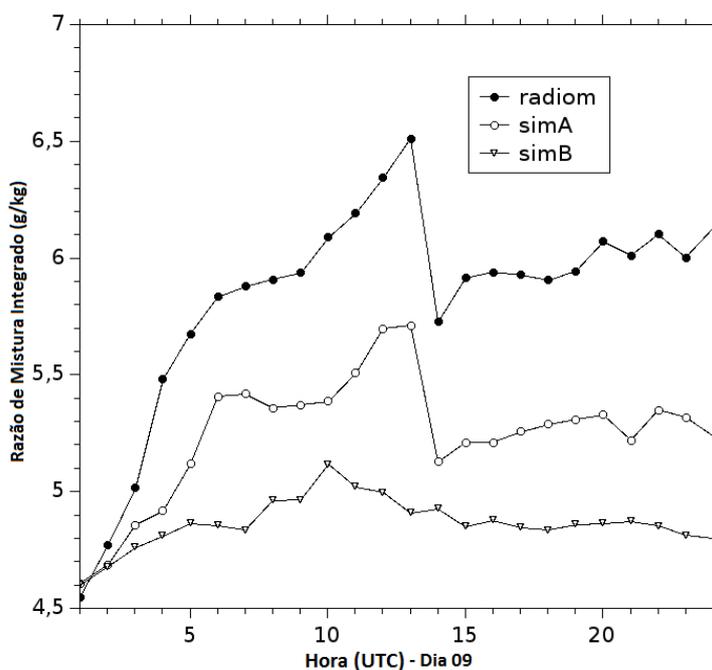


Figura 6.8 – Razão de mistura de vapor integrado verticalmente para o dia 09 de abril de 2011.

A Figura 6.9 mostra a média espacial da razão de mistura de água líquida (simulação e radiômetro), para a região metropolitana de Fortaleza no dia 9. A simulação SimB,

apesar de reduzir a intensidade da convecção, como destacado na Figura 6.8, superestima a quantidade de água líquida na camada limite planetária e a subestima em altos níveis. Próximo à superfície (abaixo dos 950 hPa), ambas as simulações divergem bastante das observações com SimB, mostrando variabilidade vertical bastante acentuada. Entre 950 hPa e 800 hPa, a SimA passa a reproduzir melhor as tendências observadas, enquanto a SimB mostra um aumento não realista do conteúdo de água líquida. Para alturas acima dos 800 hPa, observa-se um aumento da semelhança entre observação e a simulação SimA, enquanto a simulação SimB reduz acentuadamente o conteúdo de água líquida, divergindo da observação. A melhor concordância de SimA com as observações de água líquida, destacada na Figura 6.9, sugere melhor representação do sistema convectivo por esta simulação.

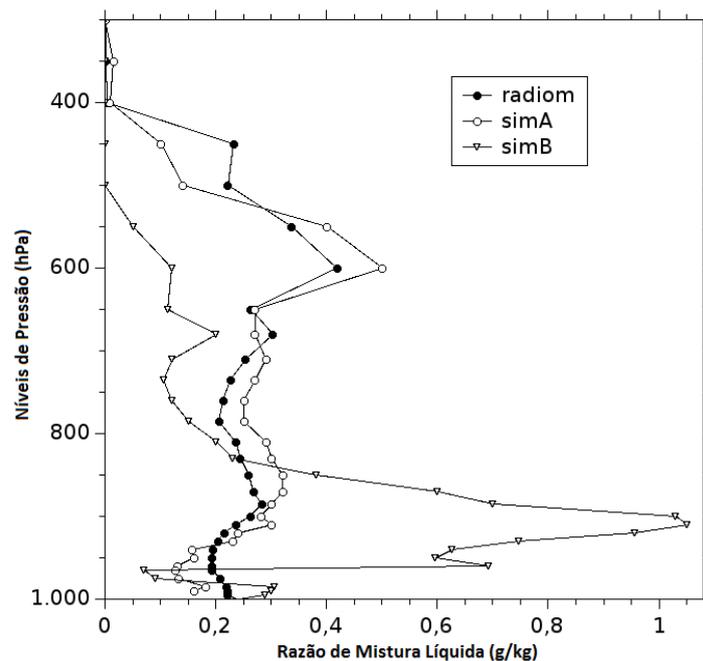


Figura 6.9 – Perfis da variável razão de mistura de água líquida (g/kg) oriundos dos dados de radiômetro, SimA e SimB.

A Figura 6.10 mostra a média espacial da umidade relativa, simulada e radiômetro, para a região metropolitana de Fortaleza. Ambas as simulações subestimam a umidade relativa em médios e altos níveis, sendo consideravelmente acentuada em SimB, reduzindo a possibilidade de convecção. Para níveis acima de 300 hPa, não existem medidas de radiômetro e as duas simulações convergem. A grande diferença entre SimA

e SimB, destacada na Figura 6.10, entre 300 hPa e 700 hPa, para umidade relativa se deve as diferenças acentuadas entre perfis de saturação observados nas radiossondagens para o período simulado e os perfis de saturação da reanálise, para o mesmo período, usados para forçamento do modelo.

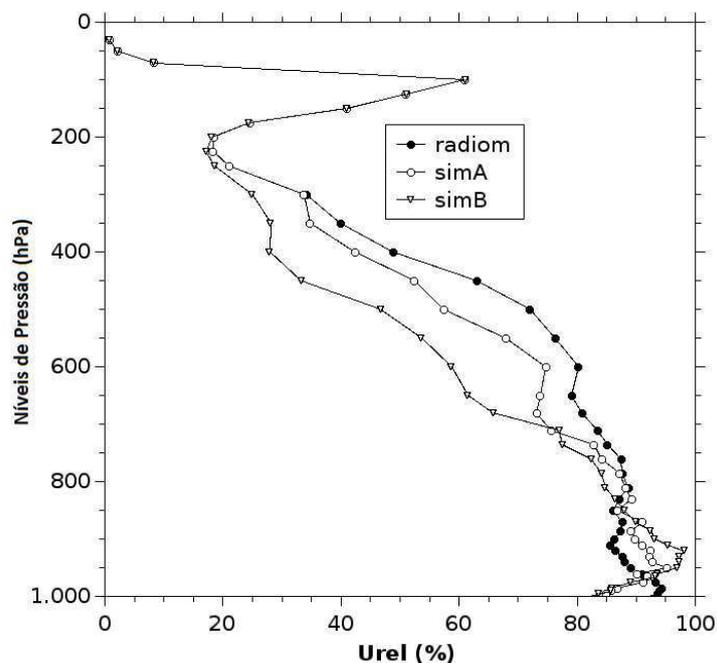


Figura 6.10 – Perfis de Umidade relativa (%) oriundos dos dados de radiômetro, SimA e SimB.

A simulação simB, forçada apenas pelos padrões de vento, temperatura e umidade do Era-Interim consegue capturar o evento convectivo do dia 9, porém, subestimando a sua intensidade, resultando em predomínio de viés seco para toda a grade G3. Incluir na modelagem observações adicionais nas variáveis de grande escala, provenientes das radiossondagens do Projeto CHUVA, resultou em melhorias nos perfis verticais de umidade quando comparados com as medidas de radiômetro sobre Fortaleza realizadas no mesmo projeto. É impossível reproduzir com precisão, utilizando a modelagem regional de mesoescala, valores observados de conteúdo de vapor e água líquida de um sistema convectivo observado. Esta impossibilidade é ainda mais efetiva no que se refere ao conteúdo de água precipitada. Isto ocorre porque (i) sistemas convectivos, devido a sua complexidade, são tratados de maneira apenas aproximada, mesmo pelas melhores parametrizações microfísicas e (ii) as divergências entre os perfis

termodinâmicos do sistema convectivo e a informação de grande escala que alimenta o modelo.

Parte do problema pode ser resolvido com a inserção, na modelagem, de informações observadas de radiossondagens em vários níveis de pressão, aumentando a semelhança entre sistemas observado e modelado. Desta forma, valores médios e tendências das variáveis termodinâmicas, assim como a localização do sistema, podem ser relativamente bem reproduzidos.

Neste trabalho, verificou-se que a inclusão de informações de radiossondagens durante a modelagem, utilizando o método de análise objetiva, resultou em intensidade de precipitação compatível com os valores do sensor TRMM, como podemos verificar na Figura 6.7. Observa-se também desta figura, o acerto no posicionamento temporal do evento convectivo. Para a simulação não modificada pela observação de radiossondagem, a precipitação é subestimada para menos de 30% da precipitação inferida pelo sensor TRMM. O gráfico de vapor integrado (Figura 6.8) destaca a anomalia observada produzida pelo evento convectivo as 10 h e 15 h. O gráfico mostra que esta anomalia, assim como o aumento da quantidade de vapor na coluna a partir das 0h, são bem reproduzidos pela simulação modificada (SimA) e não é capturada pela simulação SimB.

Duas explicações, não excludentes, podem ser dadas para o desvio seco da razão de mistura modelada: (1) limitação das parametrizações do modelo e baixa densidade de dados observados e (2) limitações do pressuposto feito de que as radiossondagens realizadas todas em uma única localidade da cidade de Fortaleza pode ser extrapolada para toda a região metropolitana, de maneira a representar o perfil real médio para a toda esta região. Destacamos que estas limitações são igualmente válidas para a razão de mistura de água líquida destacadas na Figura 6.9. Para esta variável, as divergências entre observação e simulação modificada (SimA) são, consideravelmente, menores do que as divergência entre observação e simulação não modificada (SimB). Observa-se na Figura 6.9, o forte desvio positivo no conteúdo de água na coluna para a simulação não modificada em baixos níveis e desvio negativo em médios e altos níveis. O mesmo padrão se repete para a variável de umidade relativa em SimB (Figura 6.10). A baixa umidade relativa em altos níveis da simulação SimB, provavelmente, se deve ao desvio

negativo dos perfis de umidade da reanálise ERAI em altos níveis para a região, sendo este desvio parcialmente corrigido pela inclusão da observação na modelagem.

Outra possibilidade para melhoria das variáveis microfísicas modeladas, e que poderia ser acrescentada ao modelo, juntamente com a análise objetiva feita, seria a modificação dos parâmetros da distribuição gama do esquema microfísico do modelo regional. Estudos recentes mostram que o espectro de gotas na atmosfera muda ao longo do ciclo diurno da precipitação, podendo ser representado por três ou mais distribuições gama distintas (Martins et al, 2010). Poderiam ser escolhidos parâmetros compatíveis com os eventos convectivos locais e baseados no conhecimento prévio dos horários de predominância da convecção para a localidade estudada. Neste trabalho, a princípio, pensou-se em utilizar esta forma adicional de se acrescentar informação a modelagem. Seriam utilizados parâmetros de distribuições obtidos através das observações coletadas por disdrômetros durante o Projeto CHUVA. A possibilidade da extrapolação destes parâmetros para as distribuições de gotas utilizadas na parametrização microfísica do modelo teria que ser validada por dados medidos em altos níveis, como distribuição de gotas diagnosticadas a partir de dados de refletividade de radar, por exemplo. No entanto, os dados de radar de apontamento vertical (*Micro Rain Radar - MRR*) coletados sobre a cidade de Fortaleza, durante a campanha do Projeto CHUVA, não apresentam qualidade, não sendo, portanto, indicados para a validação. Neste caso, estas observações e ideias poderão ser oportunamente utilizadas na perspectiva de trabalhos futuros.

7 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

A modelagem regional, por possuir fronteiras laterais, exige que as informações externas a estas fronteiras sejam de alguma forma repassada para a grade modelada. É comum, neste tipo de modelagem, a utilização de reanálises como informação de grande escala. A capacidade destas reanálises em reproduzir as observações impacta diretamente no resultado da modelagem. Duas reanálises têm sido amplamente utilizadas em estudos de modelagem regional: a reanálise NCEP2 do NCEP e a reanálise ERAI do ECMWF. Sendo a primeira, historicamente, a mais utilizada na maioria dos trabalhos.

Na primeira fase deste trabalho (Capítulo 3), as duas reanálises, obtidas com mesma resolução espacial, foram estatisticamente comparadas com dados coletados em plataformas fixas no Estado do Ceará. Verificou-se que a reanálise ERAI apresentou maior semelhança com as observações, principalmente para as variáveis diretamente ligadas a convecção, como a umidade relativa, temperatura do ar e temperatura de ponto de orvalho. Para a variável vento a 10 m, ambas as reanálises apresentam baixas correlações com as observações, sugerindo que, os padrões de convergência em baixos níveis podem não ser bem representados pelas reanálises. A melhor concordância da ERAI com a precipitação do sensor TRMM, em comparação com o NCEP2, sugere uma melhor representação da convecção por aquela reanálise. Como conclusão, este estudo sugere o uso da ERAI como informação de grande escala da modelagem regional por duas razões: i) melhor correlação desta reanálise com as observações quando comparada com NCEP2 na mesma resolução espacial e ii) disponibilidade da ERAI em maior resolução horizontal e vertical do que a reanálise NCEP2. Esta última característica possibilita maior variabilidade horizontal das variáveis modeladas para grades de resolução mais alta.

Na segunda fase do trabalho (Capítulo 4), a reanálise ERAI é utilizada como forçamento de grande escala em simulações de alta resolução com o modelo WRF sobre o Estado do Ceará. Quatro simulações, utilizando parametrizações microfísicas diferentes e com diferentes graus de detalhamento dos processos microfísicos, foram realizadas. Os resultados das simulações, assim como o dado de grande escala da ERAI,

foram comparados com as radiossondagens realizadas em Fortaleza durante uma campanha experimental do Projeto CHUVA.

Observou-se que as quatro simulações e a reanálise apresentaram índices estatísticos muito parecidos para a variável de vento horizontal, podendo-se concluir que o uso de parametrização microfísica, independente do seu grau de detalhamento, e da redução de escala da ERAI obtida com a modelagem, não acrescentam previsibilidade aos perfis verticais de ventos horizontais modelados. Tal resultado é esperado uma vez que, em escala de tempo, as parametrizações microfísicas acrescentam mudanças apenas locais nos padrões de temperatura e umidade. Ganho real de previsibilidade para os ventos horizontais poderiam ser obtidos na redução de escala, e para a camada limite planetária, com a inclusão na fronteira inferior da modelagem, de informações de uso de solo em alta resolução ou dados meteorológicos coletados localmente.

Para a razão de mistura de vapor, o ganho de informação da modelagem em relação à ERAI, quando comparados às radiossondagens, foi muito pequeno ou insignificante para todas as parametrizações verificadas, com ligeira superioridade nos índices de correlação para a parametrização microfísica de Morrison. Todas as parametrizações microfísicas, independente do seu grau de complexidade, conseguem melhorar consideravelmente os padrões de saturação em médios e altos níveis em relação à ERAI. A razão disto é que a baixa resolução espacial do modelo global que gera as reanálises impossibilita a resolução adequada dos padrões de saturação, mesmo que seja utilizada uma boa rede de observações na geração das reanálises. Verificou-se que, uma pequena mudança na intensidade do relaxamento newtoniano na razão de mistura de vapor para na grade mais externa (menor resolução), resulta em mais diferenças entre as simulações do que obteríamos se mantivessem o mesmo relaxamento newtoniano e trocássemos uma parametrização microfísica detalhada por outra bem mais simples. Este fato destaca o quanto o desempenho da modelagem de mesoescala está atrelado à qualidade da informação de grande escala. Apesar de reproduzir as tendências observadas para os perfis verticais de vento e umidade, a reanálise possui um desvio considerável em baixos e médios níveis para estas variáveis. Concluímos que o uso de parametrizações físicas robustas, possibilitadas pela técnica de *downscaling* não resulta, necessariamente, em ganho de previsibilidade na modelagem.

Na terceira fase deste trabalho (Capítulo 5), uma única simulação com maior refinamento espacial que as simulações da fase anterior, foi realizada para possibilitar um maior detalhamento das conclusões obtidas no Capítulo 4. Nesta simulação foi destacada a modelagem de um forte evento convectivo. Foram utilizadas três grades aninhadas e o esquema microfísico de Morrison. Observa-se que, em uma primeira redução de escala das reanálises, obteve-se ganho real de previsibilidade para as variáveis de umidade e perda de previsibilidade para as demais variáveis, mesmo em baixos níveis. Este ganho de informação nas variáveis de umidade ocorre porque a reanálise mostrou baixa correlação com as observações em altos níveis. Estas divergências são parcialmente “corrigidas” pela redução de escala, melhorando os índices estatísticos para estas variáveis. A subsequente redução de escala possibilitada pelo aninhamento de grades (de 12 km para 1 km) não resultou em melhoria da previsão para nenhuma das variáveis verificadas. Na verdade, a redução de escala aumentou os erros na previsão dos perfis de saturação. A grade de baixa resolução captura um forte evento convectivo ocorrido durante o período simulado, mas, uma segunda escala tende a reduzir severamente a intensidade do evento. Pode-se concluir desta discussão que a redução de escala aumenta os erros decorrentes das incertezas da informação de grande escala. O uso de microfísica com interação detalhada com a radiação, várias classes de hidrometeoros e que considere as várias formas de conversões entre estas classes, possibilita uma base física mais realista para a modelagem, mas não melhora a previsão, caso não venha acompanhado de informação adicional (*in situ*) do sistema convectivo estudado.

Na última fase do trabalho (Capítulo 6), duas simulações de alta resolução foram realizadas. Uma forçada pela reanálise sem modificação e outra forçada pela reanálise modificada com o método de análise objetiva, para incluir as séries temporais de radiossondagens coletadas no Projeto CHUVA. As duas simulações são comparadas com dados observados pelo radiômetro, na mesma campanha experimental do projeto. Observou-se que a inclusão das observações de sondagens possibilita melhor modelagem de um sistema convectivo ocorrido em abril de 2011.

A simulação que utiliza as radiossondagens consegue reproduzir a variabilidade da razão de mistura de vapor integrada na coluna. A simulação forçada apenas pelas reanálises tende a reduzir a quantidade de vapor na coluna da grade de alta resolução.

Os perfis verticais de conteúdo de água líquida e umidade relativa (em médios e altos níveis) são melhores reproduzidos pela simulação modificada. A análise objetiva, ao inserir observações no dado de reanálise, permite melhoria nos perfis verticais de convergência de umidade, nas vizinhanças dos locais onde foram realizadas as sondagens, sem alterar a convergência contida na informação de grande escala nas fronteiras destas localidades. Caso haja qualquer inconsistência física, entre variável observada e reanálise em algum nível de pressão, a variável observada é excluída naquele nível e o dado original da reanálise é usado. Com isto, evita-se que mudanças bruscas e não realistas sejam inseridas na simulação, o que é uma grande vantagem desta técnica. Disto, concluímos que a utilização de uma maior densidade de dados observacionais válidos pode melhorar sensivelmente o resultado da modelagem. Assim, é possível, inclusive, que este mesmo resultado pudesse ter sido obtido com um esquema microfísico mais simplificado do que o de Morrison.

Sumarizando, os estudos apresentados ao longo deste trabalho mostram a importância de um dado confiável de grande escala (reanálise). Estudou-se a possibilidade de ganho de informação com inserção destes dados em um modelo regional, com resolução de nuvens, através da técnica de *downscaling*. Obteve-se algum ganho de previsibilidade em uma primeira redução de escala, principalmente nos padrões de saturação.

Não obstante, verificou-se também que não basta ter um dado confiável de grande escala para ser assimilado no modelo se suas parametrizações, na ausência de observações adicionais, introduziriam mais incerteza na informação modelada e que um modelo regional, com microfísica robusta que seja capaz de resolver escalas de subgrade, não é garantia de melhor resultado na modelagem. Faz-se necessário a assimilação de dados realísticos da microfísica da precipitação de um determinado local e/ou a inclusão na modelagem, de perfis verticais observados médios ou instantâneos das variáveis atmosféricas, como forma de introduzir no modelo características médias observadas de uma dada região.

A própria melhoria da qualidade da previsão quantitativa de precipitação já representa um grande desafio para a meteorologia. A previsão em mesoescala e com acumulações horárias é ainda mais desafiadora, mas ao mesmo tempo, muito importante para a modelagem hidrológica e várias atividades socioeconômicas.

8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALEXANDRU, A.; ELÍA, R.; LAPRISE, R.; SEPAROVIC, Leo; BINER, Sébastien. Sensitivity study of regional climate model simulations to large-scale nudging parameters. **Monthly Weather Review**. 137, p. 1666–1686, 2008.

ALVES, J. M. B.; BRISTOT, G.; COSTA, A. A.; MONCUNNIL, D. F.; SILVA, E. M.; SANTOS, A. C. S.; BARBOSA, W. L.; NÓBREGA, D. S. B.; FILHO, V. P. S.; SOUZA, I. A. Uma aplicação da técnica de “downscaling” dinâmico no setor norte da região Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 18, n. 2, p. 161-180, 2003.

ALVES, J. M. Brabo et al. Um estudo inter-comparativo de previsão sazonal estatística-dinâmica de precipitação no nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 22, n. 3, p. 354-372, 2007.

BERRY, E. X. Cloud drop growth by coalescence. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 24, p. 688-701, 1967.

BERRY, E. X.; REINHARDT, R. L. An analysis of cloud drop growth by collection. Part I. Double Distributions. **Journal of the Atmospheric Sciences** 31, p. 1814-1824, 1974.

BERRY, E. X.; REINHARDT, R. L. An analysis of cloud drop growth by collection. Part II. Single Initial Distributions. **Journal of the Atmospheric Sciences** 31, p. 1825-1831, 1974.

BUCKLEY, R. L.; WEBER, A. H.; WEBER, J. H. Statistical comparison of regional atmospheric modeling system forecasts with observations. **Meteorological Applications**, v. 11, n. 1, p. 67-82, Mar. 2004.

CALVETTI, L. Previsão hidrometeorológica probabilística na bacia do alto Iguazu - PR com os modelos WRF e TopModel. 2011. 133 f. Tese (Doutorado em Recursos

Naturais) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

CASTRO, C. L., PIELKE, R. A., LEONCINI, G. Dynamical downscaling: Assessment of value retained and added using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). **Journal Of Geophysical Research**, v. 110, p. 1-21, 2005.

CASTRO, C. L., PIELKE, R. A., LEONCINI, G. Dynamical downscaling: Assessment of value retained and added using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). **Journal of Geophysical Research**, v. 110, p. 1-21, 2005.

CASTRO, C. L.; PIELKE, R. A.; LEONCINI, G. Dynamical downscaling: assessment of value retained and added using the regional atmospheric modeling system (RAMS). **Journal Of Geophysical Research**, Colorado, v.110, p. 1-21, Mar. 2005.

CASTRO, C.L; PIELKE, R.A.; LEONCINI, G. Dynamical Downscaling: Assessment of value retained and added using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). **Journal Geophysical Research**, v. 110, 2005.

CHEN, F.; JANJIC, Z.; MITCHELL, K. Impact of atmospheric surface-layer parameterization in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale Eta model. **Boundary Layer Meteorology**, v. 85, p. 391-421, Dec. 1997.

COSTA, A. A.; ALMEIDA, G. P.; SAMPAIO, A. J. C. A bin-microphysics cloud model with high-order, positive-definitive advection. **Atmospheric Research**, v. 55, p. 225-255, 2000.

COSTA, A. A.; CONTTON, W. R.; WALKO, R. L.; PIELKE, R. A.; JIANG H. A modeling study of relation between cloud amount and SST over Western Tropical Pacific cloudy regions during TOGA COARE. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, p. 253-268, 2001.

COSTA, A. A.; COTTON, W. R.; WALKO, R. L.; PIELKE, R. A. Coupled Ocean-Cloud-Resolving Simulations of the Air-Sea Interaction over the Equatorial Western Pacific. **Department of Atmospheric Science**, Colorado, v. 58, p. 3357–3375, 2001.

COSTA, A. A.; OLIVEIRA, C. J. P.; SAMPAIO, A. J. C. Microphysical observations of warm cumulus clouds in Ceará state, Brazil. **Atmospheric Research**, v. 54, p. 167-199, 2000.

COSTA, A. A.; SHERWOOD, S. Parcel model simulations of aerosol warm phase cloud microphysics interactions over the Amazon. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussion**, v. 5, p. 481-508, 2005.

DEE, D. P.; et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, p. 553-597, 2011.

DEE, D. P.; UPPALA, S. Variational bias correction of satellite radiance data in the ERA-Interim reanalysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 135, p. 1830-1841, Oct. 2009.

EBERT, E. E.; JANOWIAK, J. E.; KIDD, C. Comparison of near real time precipitation estimates from satellite observations and numerical models. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 88, p. 47-64, 2007.

FEINGOLD, G.; WALKO, R. L.; STEVENS, B.; COTTON, W. R. Simulations of marine stratocumulus using a new microphysical parameterization scheme. **Atmospheric Research**, v. 47-48, p. 505-528, 1998.

FERRIER, B. S. A double-moment multiple-phase four-class bulk ice scheme. Part I: Description. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.51, p. 249-280, 1994.

FERRIER, B. S.; TAO, Wei-Kuo.; SIMPSON, J. A Double-Moment Multiple-Phase Four-Class Bulk Ice Scheme. Part II: Simulations of Convective Storms in Different

Large-Scale Environments and Comparisons with other Bulk Parameterizations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, p. 1001–1033, 1995.

FLOSSMANN, A. I.; HALL, W. D.; PRUPPACHER, H. R. A theoretical study of the wet removal of atmospheric pollutants. Part I: The redistribution of aerosol particles captured through nucleation and impaction scavenging by growing cloud drops. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, p. 583-606, 1985.

GIBSON, J. K.; KALLBERG, P.; UPPALA, S.; HERNANDEZ, A. NOMURA, A.; SERRANO, E. ERA Description. ECMWF Re-Analysis Project Report. **European Centre for Medium-Range Weather Forecasts**, series. 1, 1997.

GIORGI, F.; BATES, G. T. On climatological skill of a regional model over complex terrain. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 117, n. 11, p. 2325-2347, 1989.

HALL, W. A detailed microphysical model within a two-dimensional framework: Model description and preliminar results. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 37, p. 2486-2507, 1980.

HASTENRATH, S.; GREISCHAR, L. Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal Geophysical Research**, Washington, v. 98, p. 102-5093, 1993.

HONG, S.; DUDHIA, J.; CHEN, S. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. **American Meteorological Society**, v 132, p.103-120, 2004.

HONG, S.; NOH, Y.; DUDHIA, J. A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. **Monthly Weather Review**, v.134, p. 2318-2341, 2006.

HOREL, J. D.; PECHMANN, J. B.; HAHMANN, A. N.; GLEISLER, J. E. Simulations of the Amazon basin circulation with a regional model. **Journal of Climate**, v. 7, n. 1, p. 56-71, 1994.

IACONO; et al. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: calculations with the AER radiative transfer models. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, p. 1-8, 2008.

JACOBSON, M. Z. FUNDAMENTALS OF ATMOSPHERIC MODELING. New York: Cambridge University Press, 1998-2000.

JANJIC, Z. I. The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes. **American Meteorological Society**, v. 122, p. 927-945, 1994.

JOLLIFFE, I. T.; STEPHENSON, D. B. Forecast verification: a practitioner's guide. **Atmospheric Science**, p. 240, 2003.

KALNAY, E.; CAI, M. Impact of urbanization and land-use on climate change. **Nature**, v. 423, p. 528-53, 2003.

KALNAY, E.; CAI, M.; TOBIN, J. Estimation of the impact of land-surface forcings on temperature trends in eastern Unites States. **Journal Geophysical Research**, v. 111, 2006.

KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.; YANG, S. K.; HNILO, J. J.; FIORINO, M.; POTTER, G. L. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, p. 1631-1643, 2002.

KESSLER, E. On the distribution and continuity of water substance on atmospheric circulation. **Meteorological Monographs**, v.10, p. 32-84, 1969.

KOGAN, M.; JOHNSON, D.; PACKWOOD, T.; WHITAKER, T.; School governing bodies. **Heinemann Educational Books**, London, 1984.

KOGAN, Y. L. The simulation of a convective cloud in a 3-D model with explicit microphysics: Part I. Model description and sensitivity experiments **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, p. 1160-1189, 1991.

LIU, Y. J. H. On Size Distributions of Cloud Droplets Growing by Condensation: A New Conceptual Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 55, p. 527-536, 1998.

MARIA, P. H. S.; COSTA, A. A.; SOMBRA, S. S. Modelagem numérica em alta resolução para previsão de geração de energia eólica no Ceará. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 4, p. 477-489, 2008.

MARTINS, R. C. G.; MACHADO, L. A. T.; COSTA, A. A. Characterization of the microphysics of precipitation over Amazon region using radar and disdrometer data. **Atmospheric Research**, v. 96, n. 2-3, p. 388-394, 2010.

MECHOSO, C. R.; LYONS, S. W.; SPHAR, J. A. The impact of sea surface temperature anomalies on the rainfall over Northeast Brazil. **Journal of Climate**, Boston, v. 3, n. 8, p. 812-826, 1990.

MEYERS, M. P.; WALKO, R. L.; HARRINGTON, J. Y.; COTTON, W. R. New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II: The two-moment scheme. **Atmospheric Research**, v. 45, p. 3-39, 1997.

MILBRANDT, J. A.; YAU, M. K.; A Multimoment Bulk Microphysics Parameterization. Part I: Analysis of the Role of the Spectral Shape Parameter. **American Meteorological Society**, v. 62, p. 3051-3064, 2005.

MISRA, V.; DIRMEYER, P. A.; KIRTMAN, B. P. A comparative study of two land surfaceschemes in regional climate integrations over South America. **Journal Geophysical Research**, v. 107, n. 20, p 9-48, 2002.

MLAWER, E. J.; TAUBMAN, S. J.; BROWN, P. D.; IACONO, M. J.; CLOUGH, S. A. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **Journal Geophysical Research**, v. 102, p. 16663-16682, 1997.

MOLTHAN, A. L.; BRIAN, A. C. Comparison of single and double moment microphysics schemes in the simulation of a synoptic-scale snowfall event. **Monthly Weather Review**, v. 140, n.9, p. 2982-3002, 2012.

MORRISON, H.; THOMPSON, G.; TATARSKII, V. Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one- and two-moment schemes. **Monthly Weather Review**, v. 137, p. 991-1007, 2009.

NOGUER, M.; JONES, R. G.; MURPHY, J. M. Sources of systematic errors in the climatology of a regional climate model over Europe. **Climate Dynamics**, v. 14, p. 691-712, 1998.

NOH, Y. J.; HAAR, T. H. V. Comparison and validation of WRF-ARW cloud microphysics schemes during C3VP/CLEX-10 field experiment. **Cooperative Institute for Research in the Atmosphere and Department of Atmospheric Science**, Colorado, p.1-5, Jun. 2009.

OYAMA, D. M. Erros sistemáticos no clima da região tropical da América do Sul simulado pelo modelo regional MM5 em baixa resolução horizontal. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 1, p. 118-133, 2006.

PENG, S. Mesoscale Data Assimilation for improving quantitative precipitation forecast. 2004, 130 f. Tese (Doutorado do Departamento de Meteorologia) - Universidade da Flórida, Estados Unidos. 2004.

PIELKE, A.; COTTON, W.; WALKO, C.; TRMBACK, C.; LYONS, W.; GRASSO, L.; NICHOLLS, M.; MORAN, M.; WESLEY, D.; LEE, T.; COPELAND, J. H. Comprehensive Meteorological Modeling System – RAMS. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 49, p. 69-91, 1992.

PIELKE, Jr.; CARBONE, R. E. Weather forecasts, impacts and policy: an integrated perspective. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, p. 393-403, 2001.

PIELKE, R.A. 1998: Climate prediction as an initial value problem. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, p. 2743-2746, 1992.

REPELLI, C. A.; ALVES, J. M. B. O uso de análise de correlações canônicas para prognosticar a variabilidade espacial da precipitação sobre o Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 11, n. 2, p. 67-75, 1996.

SALEEBY, S. M.; COTTON, W.R. A large-droplet mode and prognostic number concentration of cloud droplets in the Colorado State University Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). Part II: sensitivity to a Colorado winter snowfall event. **Journal of Applied Meteorology**, v. 44, p. 1912-1929, 2005.

SKAMAROCK, W. C. et al. A description of the advanced research WRF version 3. **National Center for Atmospheric Research Boulder**, Colorado, p. 1-113, 2008.

SKAMAROCK, W.C. et al. A description of the advanced research WRF version 3. **National Center for Atmospheric Research**, p. 113, 2008.

SOARES, P. M. M.; CARDOSO, R. M.; MIRANDA, P. M. A.; MEDEIROS, J.; BELO-PEREIRA, M.; ESPÍRITO-SANTO, F. WRF high resolution dynamical downscaling of ERA-Interim for Portugal. **Climatic Dynamics**, p. 1-26, Mar. 2012.

SOUZA, E. P.; RENNO, N.; SILVA DIAS, M. A. F. Convective circulations induced by surface heterogeneities. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, p. 2915-2922, 2000.

STENSRUD, D. **Parameterizations Schemes**. Cambridge University Press, 2007.

TEIXEIRA, F. V. B.; TANAJURA, C. A. S.; TOLEDO, E. M. An investigation of the SACZ with extended simulations of the atmospheric model RAMS. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p. 83-91, 2002.

TIEDTKE, M.: A Comprehensive Mass Flux Scheme for Cumulus Parameterization in Large-Scale Models. **Monthly Weather Review**, v. 117, p. 1779-1800, 1989.

UPPALA, S. M. et al. The ERA-40 re-analysis. **Journal Research Meteorological Society**, v. 131, p. 2961-3012, 2005.

VALVERDE, M. C.; MARENGO, J. A. Mudanças na circulação atmosférica sobre a América do Sul para cenários futuros de clima projetados pelos modelos globais do IPCC AR4. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.1, p. 125-145, 2010.

WALKO, R. L.; WILLIAM R. C.; HARRINGTON, J. Y; MICHAEL P. M. New RAMS cloud microphysics parameterization. Part I: The single-moment scheme. **Atmospheric Research**, v. 38, p. 29-62, 1995.

WEBER, A. H.; BUCKNER, M. R.; WEBER, J. H. Statistical Performance of Several Mesoscale Atmospheric Dispersion Models. **Journal of Applied Meteorology**, v. 21, n. 11, p. 1633-1644, Nov. 1982.

WILBY, R. L.; FOWLER, H. J.; Regional climate downscaling, in modelling the impact of climate change on water resources. **Wiley-Blackwell**, Chichester, c.3, p. 34-85, 2010.

WILBY, R. L.; Wigley, T. M. L. Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations. **Progress in Physical Geography**, v. 21, n. 4, p. 530-548, 1997.

WILBY, R. L.; WIGLEY, T. M. L. Downscaling general circulation model output: A review of methods and limitations. **Progress in Physical Geography**, v. 21, n. 4, p. 530-548, 1997.

WILLMOTT, C. J. On the validation of models. **Progress in Physical Geography**, v.2, p.184-194, 1981.

WILLMOTT, C. J. Some comments on the evaluation of model performance. **Bulletin of the American Meteorological Society**, Lancaster, v. 63, n. 11, p. 1309-1313, 1982.

XAVIER, T. M. B. S. et al. Previsão regional de chuva para o Estado do Ceará através do projeto “Tempo de Chuva”: 1964-1999. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Porto Alegre, v. 5, n. 3, p. 69-92, 2000.

ZHANG, C.; WANG Y.; HAMILTON, K.; Improved Representation of Boundary Layer Clouds over the Southeast Pacific in ARW-WRF Using a Modified Tiedtke Cumulus Parameterization Scheme. **Monthly Weather Review**, v. 139, p. 3489-3513, 2011.