



Ministério da
Ciência e Tecnologia



sid.inpe.br/mtc-m19/2011/07.15.19.09-TDI

PREVISÃO DE DESCARGAS ATMOSFÉRICAS USANDO O MODELO DE MESOESCALA WRF

Gisele dos Santos Zepka

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas, orientada pelo Dr. Osmar Pinto Jr, aprovada em 12 de julho de 2011.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3A4EGUB>

INPE
São José dos Campos
2011

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**Presidente:**

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

Membros:

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

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

Dr^a Regina Célia dos Santos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

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

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

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

Dr. Horácio Hideki Yanasse - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

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

Deicy Farabello - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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



Ministério da
Ciência e Tecnologia



sid.inpe.br/mtc-m19/2011/07.15.19.09-TDI

PREVISÃO DE DESCARGAS ATMOSFÉRICAS USANDO O MODELO DE MESOESCALA WRF

Gisele dos Santos Zepka

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas, orientada pelo Dr. Osmar Pinto Jr, aprovada em 12 de julho de 2011.

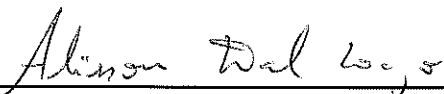
URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3A4EGUB>>


INPE
São José dos Campos
2011

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de Doutor(a) em
Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas

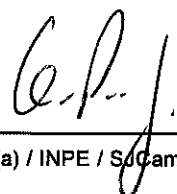
Dr. Alisson Dal Lago


Presidente / INPE / São José dos Campos - SP


Dr. Jonas Rodrigues de Souza


Vice-Presidente / INPE / SJCampos - SP

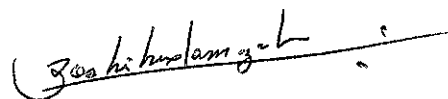
Dr. Osmar Pinto Junior


Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

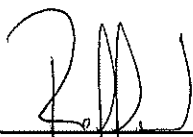
Dra. Iara Regina Cardoso de Almeida Pinto


Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Yoshihiro Yamazaki


Convidado(a) / UFPEL / Pelotas - RS

Dr. Widinei Alves Fernandes


Convidado(a) / UFMS / Campo Grande - MS

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

(X) unanimidade

Aluno (a): Gisele dos Santos Zepka

São José dos Campos, 12 de julho de 2011

“So many of our DREAMS at first seem Impossible, then they seem Improbable, and then when we Summon the Will, they soon become Inevitable.”

Christopher Reeve

*A meus queridos pais,
Paula e Gilberto.*

AGRADECIMENTOS

A Deus, por tornar tudo possível.

A meus pais, Gilberto Zepka e Paula Rosângela dos Santos Zepka, por me amarem e acreditarem nos meus sonhos. Sua presença confiante e apoio incondicional, em todos os momentos de minha vida, sempre foram determinantes para superar os desafios e conquistar a felicidade.

A meu esposo, eterno namorado e melhor amigo, Antonio Carlos Varela Saraiva, por sempre estarmos de mãos dadas ao longo desta caminhada. Seu amor, companheirismo, confiança e paciência me ajudaram a levantar das derrotas e a festejar as vitórias.

Ao meu orientador, Dr. Osmar Pinto Jr., pelo carinho, respeito e incentivo concedidos a mim desde a minha chegada ao INPE para o desenvolvimento deste trabalho. Certamente é o exemplo de profissional que pretendo levar para o exercício de minha profissão.

Aos Drs. Julio Pablo Reyes Fernandez e Yoshihiro Yamasaki, pelo tempo dedicado à instalação do modelo WRF, às inevitáveis dúvidas e às preciosas discussões tão importantes para a realização deste trabalho.

Aos amigos e colegas do Grupo de Eletricidade Atmosférica, em especial Vandoir Bourscheidt, pela amizade, paciência e dedicação nos momentos em que o MapInfo parecia não mais dar certo.

Ao CNPq, pelo suporte financeiro durante a pesquisa de Doutorado, e ao INPE, pela oportunidade de realização desta tese.

RESUMO

Identificar, com razoável antecedência e confiabilidade, condições favoráveis à ocorrência de descargas atmosféricas é essencial para a emissão de alertas, bem como antecipar a adoção de estratégias, que eliminem ou minimizem o impacto negativo deste fenômeno meteorológico. O objetivo deste trabalho é estabelecer uma metodologia para prever a ocorrência de raios a partir da combinação de variáveis meteorológicas obtidas de simulações numéricas de alta resolução espacial com o modelo de mesoescala *Weather Research and Forecasting* (WRF). Este estudo também vislumbra melhor identificar e compreender princípios físicos inerentes às descargas atmosféricas que ocorrem durante o verão na região Sudeste do Brasil. Primeiramente foram selecionados doze casos de tempestades e, para eles, realizada uma avaliação da destreza do WRF, comparando parâmetros de superfície com dados de estações observacionais da CETESB e do CPTEC. A seguir, seis variáveis do modelo (CAPE, índice de levantamento, índice K, temperatura potencial equivalente, velocidade vertical média e integrado da razão de mistura de gelo) participaram de um método proposto para buscar as parametrizações de convecção e microfísica que melhor representam as condições atmosféricas quando da ocorrência de raios. A análise dos resultados permitiu a seleção de Grell-Devenyi, como esquema cumulus, e Thompson, de microfísica, nas simulações finais com o WRF. Dois métodos capazes de inferir qualitativamente a ocorrência de raios foram sugeridos, o Método Linear e o Método Normalizado. Ambos têm por base cinco das seis variáveis mencionadas acima, às quais foram atribuídos índices classificatórios que correspondem a probabilidades de ocorrência de descargas. O Método Normalizado foi considerado o mais adequado para a previsão de raios, por conseguir representar satisfatoriamente as condições da atmosfera quando os raios ocorrem e, com isso, apontar as regiões mais propícias. Os resultados finais deste trabalho se mostram promissores e indicam que a metodologia proposta traz avanços significativos neste campo multidisciplinar do conhecimento.

LIGHTNING FORECASTING USING WRF MESOSCALE MODEL

ABSTRACT

Identify, with reasonable advance and reliability, favorable conditions for the lightning occurrence is essential for alerts as well as adoption of strategies which eliminate or minimize the negative impact of this phenomenon. The objective of this work is to propose a methodology to forecast the lightning occurrence using a combination of meteorological variables obtained from high resolution numerical simulations with Weather Research and Forecasting (WRF) mesoscale model. The study also envisages identifying and understanding the relevant physical principles related to lightning discharges which occur during the summer season in Southeastern Brazil. Twelve thunderstorms cases were selected and the evaluation of the WRF results was performed using surface meteorological stations data of CETESB and CPTEC. Six model variables (CAPE, Lifted Index, K-Index, equivalent potential temperature, average vertical velocity and integrated ice mixing ratio) have been taken as part in the proposed method to find the convective and microphysical parameterizations which best represent the atmospheric conditions on the lightning occurrence. From the analysis, Grell-Devenyi and Thompson respectively were the cumulus and microphysical schemes chosen to the simulations with the WRF model. Two methods to infer qualitatively the lightning occurrence have been suggested, the Linear Method and Normalized Method. Both are based on five of the six variables mentioned above, to which have been attributed classificatory indices corresponding to the probabilities of discharges occurrence. The Normalized Method was considered the most appropriate for the lightning forecasting, because it is able to represent satisfactorily the atmospheric conditions when lightning occurs and, therefore, to identify the most favorable regions. The results of the study are promising and indicate that the forecasting method provides significant advances in this multidisciplinary field of knowledge.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 – Condições de estabilidade e instabilidade verticais.....	14
Figura 2.2 – Perfil típico de temperatura na atmosfera e parâmetros relacionados à instabilidade vertical.....	17
Figura 3.1 – Exemplo de nuvem cumulonimbus.....	28
Figura 3.2 – Ciclo evolutivo de uma nuvem de tempestade.....	29
Figura 3.3 – Processo colisional indutivo.....	31
Figura 3.4 – Processo Colisional Termoelétrico.....	32
Figura 3.5 – Estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade. Modelo tripolar.....	33
Figura 3.6 – As localizações dentro das nuvens dos pacotes de cargas negativas (pequenos contornos irregulares) observados em tempestades de verão na Flórida e no Novo México e em tempestades de inverno no Japão, usando medidas de campo elétrico.....	34
Figura 3.7 – Estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade. Modelo multipolar.....	35
Figura 3.8 – Diferentes tipos de relâmpagos: descarga para o ar (DA), relâmpago intranuvem (IN), nuvem-solo positivo (NS+), nuvem-solo negativo (NS-) e solo-nuvem (SN).....	36
Figura 3.9 – Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas.....	39
Figura 4.1 – Sistema η de coordenadas verticais.....	43
Figura 4.2 – Grade alternada do tipo C de Arakawa, horizontal (a) e vertical (b).....	49
Figura 4.3 – Exemplos de aninhamento de grades permitidos no WRF.....	51
Figura 4.4 – Grades aninhadas do tipo C de Arakawa; proporção entre grade maior e grade menor de 3:1 (a) e 2:1 (b).....	51
Figura 4.5 – Etapas do processo de simulação no modelo WRF.....	59
Figura 5.1 – Mapa de eficiência de detecção de descargas atmosféricas da BRASILDAT para o ano de 2005.....	62
Figura 5.2 – Domínios de integração do modelo WRF e suas respectivas resoluções horizontais: DOM1 – 30 km, DOM2 – 10 km e DOM3 – 3 km.....	63

Figura 5.3 – Mapa de localização das 23 estações do CPTEC usadas na avaliação da variável precipitação prevista pelo modelo WRF..	68
Figura 5.4 – Mapa de localização das 10 estações da CETESB e das 10 estações do CPTEC usadas na avaliação das variáveis temperatura e umidade relativa do ar a 2 m previstas pelo modelo WRF.....	69
Figura 5.5 – Mapa de localização das 13 estações da CETESB e das 05 estações do CPTEC usadas na avaliação da variável magnitude da velocidade do vento a 10 m prevista pelo modelo WRF.....	69
Figura 5.6 – Bias médio de precipitação acumulada (mm/3h) para as 15 LT.....	71
Figura 5.7 – Bias médio de precipitação acumulada (mm/3h) para as 18 LT.....	71
Figura 5.8 – Bias médio de precipitação acumulada (mm/3h) para as 21 LT.....	72
Figura 5.9 – Bias mensal médio de precipitação das primeiras 24 horas de integração com o modelo Eta de 20 km de resolução horizontal.....	73
Figura 5.10 –Bias médio de umidade relativa do ar a 2 m (%) para as 15 LT.....	74
Figura 5.11 –Bias médio de umidade relativa do ar a 2 m (%) para as 18 LT.....	74
Figura 5.12 –Bias médio de umidade relativa do ar a 2 m (%) para as 21 LT.....	75
Figura 5.13 –Bias médio de temperatura do ar a 2 m (°C) para as 15 LT.....	76
Figura 5.14 –Bias médio de temperatura do ar a 2 m (oC) para as 18 LT.....	77
Figura 5.15 –Bias médio de temperatura do ar a 2 m (oC) para as 21 LT.....	77
Figura 5.16 –Bias médio de magnitude da velocidade do vento a 10 m (m/s) para as 15 LT.....	79
Figura 5.17 –Bias médio de magnitude da velocidade do vento a 10 m (m/s) para as 18 LT.....	79
Figura 5.18 –Bias médio de magnitude da velocidade do vento a 10 m (m/s) para as 21 LT.....	80
Figura 5.19 –Histogramas do número de pontos de grade do domínio WRF de 3 km, em função dos intervalos das variáveis CAPE, LI, KI, Theta-e, velocidade vertical média e razão de mistura de gelo integrada, para os doze casos de tempestade estudados.....	84

Figura 5.20 –Histogramas do número de pontos de grade do domínio WRF de 3 km que tiveram raio associado, em função dos intervalos das variáveis CAPE, LI, KI, Theta-e, velocidade vertical média e razão de mistura de gelo integrada, para os doze casos de tempestade estudados.....	86
Figura 5.21 –Histogramas da razão entre os pontos de grade com raio associado e todos os pontos de grade do domínio WRF de 3 km, em função dos intervalos das variáveis CAPE, LI, KI, Theta-e, velocidade vertical média e razão de mistura de gelo integrada, para os doze casos de tempestade estudados.....	87
Figura 6.1 – Representação da probabilidade de ocorrência de raios, em porcentagem, nos mapas de previsão, de acordo com os índices médios calculados pelos Métodos Linear e Normalizado.....	96
Figura 6.2 – Mapas de previsão de raios, de acordo com os métodos Linear (a) e Normalizado (b), para o dia 24/12/2005 as 18 UT (16 LT) sobre o domínio de 3 km de resolução do modelo WRF.....	97
Figura 6.3 – Imagem realçada do canal infravermelho do satélite GOES-12 do dia 24/12/2005 as 18 UT.....	98
Figura 6.4 – Mapas de previsão de raios, de acordo com os métodos Linear (a) e Normalizado (b), para o dia 26/02/2007 as 18 UT (15 LT) sobre o domínio de 3 km de resolução do modelo WRF.....	99
Figura 6.5 – Imagem realçada do canal infravermelho do satélite GOES-12 do dia 27/02/2007 as 18 UT.....	100
Figura 6.6 – Mapas de previsão de raios, de acordo com os métodos Linear (a) e Normalizado (b), para o dia 22/10/2006 as 18 UT (16 LT) sobre o domínio de 3 km de resolução do modelo WRF.....	101
Figura 6.7 – Imagem realçada do canal infravermelho do satélite GOES-12 do dia 22/10/2006 as 1745 UT.....	102
Figura 6.8 – Seqüência de mapas de previsão de raios obtidos com o Método Linear para o período horário (16-22 UT) com ocorrência de raios do dia 24/12/2005.....	103
Figura 6.9 – Seqüência de mapas de previsão de raios obtidos com o Método Normalizado para o período horário (16-22 UT) com ocorrência de raios do dia 24/12/2005.....	105
Figura 6.10 –Divisão da grade de 3 km do modelo WRF (248,6 km x 582,9 km) em áreas retangulares de diferentes tamanhos.....	108

Figura 6.11 –Gráficos de dispersão relacionando índice médio e quantidade de raios para as diferentes áreas retangulares segundo o Método Linear.....	110
Figura 6.12 –Gráficos de dispersão relacionando índice médio e quantidade de raios para as diferentes áreas retangulares segundo o Método Normalizado.....	112
Figura 6.13 –Gráficos de dispersão relacionando índice máximo e quantidade de raios para as diferentes áreas retangulares segundo o Método Linear.....	114
Figura 6.14 –Gráficos de dispersão relacionando índice máximo e quantidade de raios para as diferentes áreas retangulares segundo o Método Normalizado.....	116
Figura 6.15 –Histogramas da quantidade de retângulos com raio associado em função do índice médio para as diferentes áreas segundo os Métodos Linear e Normalizado.....	118
Figura 6.16 –Histogramas da quantidade de retângulos com raio associado em função do índice máximo para as diferentes áreas segundo os Métodos Linear e Normalizado.....	120
Figura 6.17 –Histogramas da quantidade de retângulos com raio associado em função do índice médio para as diferentes áreas segundo os Métodos Linear e Normalizado.....	122
Figura 6.18 –Histogramas da quantidade de retângulos com raio associado em função do índice máximo para as diferentes áreas segundo os Métodos Linear e Normalizado.....	123

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 5.1 – Discriminação do período de estudo.....	64
Tabela 5.2 – Experimentos com diferentes parametrizações de microfísica e convecção.....	65
Tabela 5.3 – Intervalos de valores das seis variáveis selecionadas.....	83
Tabela 5.4 – Combinação necessária entre condições físicas para o estabelecimento das grandezas “a”, “b” e “c”.....	88
Tabela 5.5 – Resultados dos índices POD, FAR e CSI.....	89
Tabela 6.1 – Determinação dos índices no Método Linear.....	94
Tabela 6.2 – Determinação dos índices no Método Normalizado.....	95
Tabela 6.3 – Dias para teste dos Métodos Linear e Normalizado.....	97
Tabela 6.4 – Dimensões e total de retângulos em que a grade de 3 km do modelo WRF (248,6 km x 582,9 km) foi dividida.....	109
Tabela 7.1 – Resumo I.....	130

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AFWA	<i>Air Force Weather Agency</i>
ARW	<i>Advanced Research WRF</i>
BM-Thomp	Combinação Betts-Miller-Janjic e Thompson
BM-WSM6	Combinação Betts-Miller-Janjic e WSM6
BrasilDAT	Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas
CAPE	<i>Convective Available Potential Energy</i>
Cb	Nuvem cumulonimbus
CEMAT	Grupo Rede – Centrais Elétricas Matogrossenses S. A.
CETESB	Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental
CINE	<i>Convective Inhibition Energy</i>
CLP	Camada Limite Planetária
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CSI	Índice de Sucesso Crítico
Cu	Nuvem cumulus
DA	Descargas para o ar
DOM1	Domínio 1 (resolução 30 km)
DOM2	Domínio 2 (resolução de 10 km)
DOM3	Domínio 3 (resolução de 3 km)
ELAT	Grupo de Eletricidade Atmosférica
ENSO	<i>El Niño Southern Oscillation</i>
Eta	Modelo Regional Eta
FAA	<i>Federal Aviation Administration</i>
FAR	Razão de Falso Alarme
FSL	<i>Forecast Systems Laboratory</i>
GFS	<i>Global Forecast System</i>
GOES-12	<i>Geostationary Operational Environmental Satellites</i>
GPS	<i>Global Positioning System</i>
GrADS	Sistema de Análise e Exibição de Grade

GRIB	<i>Gridded Binary</i>
GR-Thomp	Combinação Grell-Devenyi e Thompson
GR-WSM6	Combinação Grell-Devenyi e WSM6
IMPACT	<i>IMProved Accuracy from Combined Technology</i>
IN	Relâmpagos intranuvem
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
KF-Thomp	Combinação Kain-Fritsch e Thompson
KF-WSM6	Combinação entre Kain-Fritsch e WSM6
LF	<i>Low Frequency</i>
LPATS	<i>Lightning Position and Tracking System</i>
LSM	<i>Land Surface Model</i>
LT	<i>Local Time</i>
MDF	<i>Magnetic Direction Finder</i>
MJO	<i>Madden-Julian Oscillation</i>
MM5	<i>Fifth generation Mesoscale Model</i>
NC	Nível de condensação
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NCL	Nível de convecção livre
NE	Nível de equilíbrio
netCDF	<i>network Common Data Form</i>
NMM	<i>Nonhydrostatic Mesoscale Model</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NRL	<i>Naval Research Laboratory</i>
NS	Relâmpagos nuvem-solo
NS-	Relâmpagos nuvem-solo negativos
NS+	Relâmpagos nuvem-solo positivos
POD	Probabilidade de Detecção
RINDAT	Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas
RMSP	Região Metropolitana de São Paulo

RRTM	<i>Rapid Radiative Transfer Method</i>
SIDDEM	Sistema de Detecção de Descargas Atmosféricas
SN	Relâmpagos solo-nuvem
Te	Temperatura potencial equivalente
TOA	<i>Time of Arrival</i>
UT	<i>Universal Time</i>
WRF	<i>Weather Research and Forecasting</i>
WRFSI	<i>WRF Standard Initialization</i>
WSM6	<i>WRF Single-Moment 6-class</i>
YSU-PBL	<i>Yonsei University Planetary Boundary Layer</i>
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

LISTA DE SÍMBOLOS

p	pressão
T	Temperatura
$^{\circ}\text{C}$	graus Celsius
hPa	hectoPascal
β	gradiente vertical de temperatura
β_d	gradiente da razão adiabática seca
β_s	gradiente da razão pseudo-adiabática
w	velocidade vertical
J	Joule
kg	quilograma
km	quilômetro
LI	<i>Lifted Index</i>
KI	<i>K-Index</i>
T	Temperatura do ar
T_d	Temperatura do ponto de orvalho
T_{850}	Temperatura a 850 hPa
T_{500}	Temperatura a 500 hPa
T_{700}	Temperatura a 700 hPa
T_{d700}	Temperatura do ponto de orvalho a 700 hPa
T_{d850}	Temperatura do ponto de orvalho a 850 hPa
η	coordenada vertical eta
ρ_{ht}	pressão no topo do modelo
ρ_h	componente hidrostática da pressão
ρ_{hs}	pressão ao longo da superfície
\mathbf{V}	Velocidade covariante nas direções horizontal e vertical
θ	Temperatura potencial
φ	geopotencial
α	inverso da densidade

γ	razão entre os calores específicos para o ar seco
R_d	constante do gás para o ar seco
P_0	pressão de referência
F_u, F_v, F_w, F_Θ	Forçantes devido à física do modelo, mistura turbulenta, projeções esféricas e rotação da Terra
U, V, W e Ω	Variáveis de momentum
∂	derivada parcial
μ	densidade
Φ	Variável prognóstica do modelo WRF
q	razão de mistura
θ_e	Temperatura Potencial Equivalente
QICE	Razão de mistura de gelo

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Motivação e Objetivos.....	5
2 TERMODINÂMICA DA ATMOSFERA	9
2.1 Equilíbrio Atmosférico	11
2.2 Parâmetros Convectivos	16
3 ELETRICIDADE ATMOSFÉRICA	23
3.1 Formação de Gotas D'água e de Cristais de Gelo na Atmosfera.....	23
3.1.1 Crescimento de Gotas	25
3.2 Nuvem Cumulonimbus.....	27
3.3 Relâmpagos.....	35
3.4 Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas.....	37
4 MODELO DE MESOESCALA WRF	41
4.1 Coordenada Vertical	43
4.2 Equações Governantes.....	44
4.3 Discretização Temporal.....	47
4.4 Discretização Espacial	48
4.5 Aninhamento de Grades	50
4.6 Esquemas de Parametrizações Físicas	52
4.6.1 Microfísica.....	52
4.6.2 Convecção.....	53
4.6.3 Camada Superficial.....	55
4.6.4 Modelo de Solo-Superfície.....	56
4.6.5 Camada Limite Planetária (CLP)	57
4.6.6 Radiação.....	57
4.7 Fluxograma Simplificado do Modelo WRF	59
5 MÉTODOS E RESULTADOS I.....	61
5.1 Período e Região de Estudo	61
5.2 Dias de Tempestade	64
5.3 Simulações com o Modelo WRF.....	65

5.4 Avaliação do Modelo WRF com Estações de Superfície	66
5.5 Escolha das Parametrizações de Convecção e Microfísica	80
5.5.1 Avaliação Estatística.....	88
6 MÉTODOS E RESULTADOS II.....	91
6.1 Metodologia de Previsão de Raios.....	93
6.1.1 Avaliação dos Resultados.....	108
7 CONCLUSÕES.....	125
8 SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS.....	133
9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	135

1 INTRODUÇÃO

Relâmpagos ocorrem em nosso planeta desde os tempos mais remotos, como parte de um complexo sistema que conhecemos pelo nome de natureza. Apesar de sua beleza e imponência, este fenômeno natural representa uma ameaça potencial para atividades importantes como, por exemplo, defesa civil, aviação, telecomunicações, transmissão e distribuição de energia elétrica. No passado, as fatalidades ocorriam, em sua maioria, em pequenas cidades; entretanto, com o crescimento dos grandes centros e o aumento da atividade de relâmpagos em áreas urbanas, o cenário de tais acontecimentos foi modificado (PINTO et al., 2004; NACCARATO et al., 2003). Estima-se que aproximadamente 150 milhões de relâmpagos ocorram em nosso país por ano; destes, 50 milhões atingem o solo. São Paulo, a maior cidade do Brasil, se destaca pelo grande número de pessoas atingidas por raios e, juntamente com mais nove capitais, abrange 10% do número total de pessoas atingidas por relâmpagos no país (PINTO, 2004). Segundo Pinto Jr. e Pinto (2008), os raios causam no Brasil cerca de cem mortes por ano e entre 300 e 400 pessoas feridas, além de prejuízos da ordem de um bilhão de reais.

Nos últimos anos, cientistas têm se conscientizado do papel fundamental desempenhado pelos relâmpagos na interação das forças dinâmicas que ocorrem na atmosfera da Terra. Isso se deve ao fato das descargas atmosféricas serem consideradas boas indicadores dos sistemas de tempestade (MACGORMAN e RUST, 1998), já que os processos de eletrificação estão intimamente relacionados à convecção e a maioria dos relâmpagos se inicia em regiões convectivas (LUND et al., 2009). Identificar, com uma antecedência razoável, condições favoráveis à ocorrência de descargas atmosféricas é essencial para a veiculação adequada de alertas e antecipar a adoção de estratégias que eliminem ou minimizem o impacto negativo que este fenômeno meteorológico pode causar. Discutir estratégias de previsão, visando à implementação operacional, implica: conhecer melhor os

ambientes atmosféricos propícios ao desenvolvimento de tempestades severas; estudar procedimentos que maximizem a extração de informação relevante dos dados observados e de prognósticos de modelos de mesoescala que reconheçam esses ambientes.

Prever a atividade elétrica de tempestades é tarefa difícil visto a complexidade dos processos físicos envolvidos. No presente, poucos modelos de mesoescala com eletrificação parametrizada experimentam simular o ciclo de vida completo das cargas elétricas em uma tempestade (HELSDON et al., 1992;. MANSELL et al., 2002;. BARTHE e PINTY, 2007a). Tal esforço é um desafio à medida que a eletrificação das nuvens e a própria propagação do raio em seu interior e exterior são pouco compreendidas, permanecendo ainda temas sob investigação. Por exemplo, acredita-se que o mecanismo não-indutivo de geração de cargas elétricas nas nuvens tem papel dominante na eletrificação das tempestades (REYNOLDS et al., 1957;. WILLIAMS e LHERMITTE, 1983; DYE et al., 1989;. RUTLEDGE et al., 1992;. CAREY e RUTLEDGE, 1996;. PETERSEN et al., 1999; LATHAM et al., 2007); porém, sua parametrização em modelos de alta resolução baseia-se em experimentos de laboratório (TAKAHASHI, 1978;. JAYARANTE et al., 1983;. SAUNDERS et al., 1991), o que pode resultar, na prática, em diferentes estruturas elétricas de nuvens e taxas de ocorrência de raios (HELSDON et al., 2001;. MANSELL et al., 2005;. ALTARATZ et al., 2005;. KUHLMAN et al., 2006;. BARTHE e PINTY, 2007b). Outra limitação destes complexos esquemas elétricos é seu alto custo computacional, o que os impede de serem utilizados em modelos de previsão.

Poucos, ou até mesmo raros, são os estudos na tentativa de desenvolver e relacionar ferramentas de previsão de descargas atmosféricas. Frankel et al. (1991) construíram e treinaram uma rede neural artificial, com variáveis como vento, campo elétrico e o próprio dado de raio na entrada, para gerar mapas de probabilidade da ocorrência de eventos severos, especialmente, raios sobre o Complexo da Estação da Força Aérea do Cabo Canaveral/ Centro Espacial

Kennedy, Flórida. Dada a natureza preliminar do estudo, os resultados mostraram-se promissores. Nagae et al. (2000) utilizaram uma rede neural acoplada à lógica fuzzy para a previsão da atividade elétrica sobre a região de Tóquio, Japão, durante os verões de 1995 e 1997. Os autores conseguiram prever a ocorrência de relâmpagos com uma hora de antecedência, com resultados satisfatórios quando comparados aos dados observacionais.

Zepka (2005), a partir de correlações entre dados de descargas atmosféricas e variáveis meteorológicas simuladas no modelo de mesoescala MM5, elaborou um estudo inicial para o desenvolvimento de um previsor de descargas atmosféricas usando redes neurais artificiais. O sistema de previsão foi proposto e testado em uma sub-região do sudeste do Brasil. Os resultados alcançados, apesar de promissores, foram restritos ao caso de previsão de curtíssimo prazo.

Frisbie et al. (2009), a fim de prever a localização e a frequência de ocorrência de relâmpagos na cidade de *Grand Junction*, Colorado, EUA, propuseram o *Lightning Potential Index* (LPI), calculado a partir de uma equação empírica que leva em consideração parâmetros de instabilidade e umidade obtidos de modelo meteorológico. O índice é dividido em quatro níveis de risco: baixo, moderado, alto e extremamente alto. Apesar de ser um bom indicador da região onde o relâmpago possa acontecer, a atividade elétrica é subestimada em áreas com forte movimento ascensional, uma vez que variáveis meteorológicas relacionadas a mecanismos dinâmicos de levantamento não são computadas no cálculo do LPI.

Modelos numéricos de mesoescala (com espaçamento horizontal de grade tipicamente entre 10 e 30 km) podem ser utilizados para o cálculo de parâmetros relacionados à atividade convectiva (NASCIMENTO, 2005). Esta estratégia apresenta a vantagem de não requerer a execução de modelos em escala de tempestade (espaçamento horizontal de grade em torno de ou menor

que 5 km), onde células convectivas são resolvidas explicitamente e uma maior capacidade computacional é indispensável (NASCIMENTO, 2005). É evidente que o sucesso desta estratégia para a previsão convectiva está diretamente relacionado ao contínuo avanço da previsão em mesoescala. Vale ressaltar também a necessidade de melhorar a rede observacional para prover o suporte necessário ao diagnóstico meteorológico em mesoescala que, dentre outras aplicações, é também de crucial importância na inicialização dos modelos de previsão. Além disto, é importante conhecer o impacto das parametrizações físicas utilizadas nos modelos de mesoescala sobre o perfil atmosférico simulado e previsto, bem como sua potencial influência na determinação dos parâmetros convectivos (CORTINAS e STENSRUD, 1995).

O modelo WRF (*Weather Research and Forecasting*) é o sistema de previsão numérica do tempo em mesoescala da próxima geração, desenvolvido e constantemente atualizado para atender tanto às necessidades das previsões operacionais como das pesquisas atmosféricas (WANG et al., 2004). Ele foi concebido de forma a promover uma estreita relação entre operação e pesquisa, em prol da qualidade da previsão meteorológica para a sociedade em geral. Um dos aspectos do desenvolvimento do sistema WRF, que tem sido ressaltado como de fundamental importância, é sua utilização extensiva, mediante testes em diferentes regiões do globo com o emprego de diferentes opções de parametrizações físicas, bem como, avaliações da integridade do código numérico propriamente dito (YAMASAKI et al., 2006).

Fazer uso de parâmetros meteorológicos de saída do modelo WRF, na busca por reconhecimento de ambientes favoráveis à ocorrência de descargas atmosféricas, é uma estratégia interessante. Entretanto, um problema a ser enfrentado na análise de dados provenientes de simulações numéricas é, devido ao grande volume de informações, a extração de conhecimento útil, necessário para fazer inferências, obter conclusões ou comprovar hipóteses. O conhecimento sobre a dinâmica dos processos físicos caracterizados por estes

dados permitirá justamente análises mais complexas como a própria previsão de descargas atmosféricas. Nesse caso, o processo geral de descoberta de conhecimentos úteis previamente desconhecidos a partir de grandes bancos de dados possa acontecer pelo uso de técnicas matemáticas apropriadas na transformação de dados em padrões.

1.1 Motivação e Objetivos

A motivação principal deste trabalho consiste justamente na constatação de não haver, até o presente momento, trabalhos publicados no Brasil com referência à previsão de descargas atmosféricas a partir de modelos meteorológicos. Além de ser uma área de pesquisa nova na modelagem numérica, nenhum sistema de previsão de tempo em mesoescala dispõe de ferramentas capazes de inferir diretamente a ocorrência de descargas atmosféricas. A caracterização dinâmica e física do modelo WRF proporciona meios para o estudo da identificação e compreensão dos processos físicos relacionados à atividade de relâmpagos no Brasil.

Este trabalho teve como objetivo geral propor, a partir de parâmetros meteorológicos obtidos por meio de variáveis de saída do modelo WRF, uma metodologia que possa prever descargas atmosféricas com razoável confiabilidade e sugerir aspectos físicos relevantes à ocorrência de relâmpagos no Brasil. A proposta de previsão foi testada na região sudeste do Brasil onde a rede BrasilDAT possui maior eficiência de detecção. Quanto maior a eficiência de detecção, mais confiável é a representação da atividade de raios em determinada região. Para o sucesso da estratégia de previsão, é ainda fundamental que o modelo de mesoescala tenha a destreza de retratar a ocorrência dos raios nas distribuições espacial e temporal de suas variáveis de saída, a partir de dados de inicialização com boa resolução no espaço e grades que descrevam o fenômeno apropriadamente.

Foram objetivos específicos: avaliar diferentes parametrizações físicas (em especial, convecção e microfísica) da versão 2.2 do modelo WRF, na busca por aquelas que melhor reproduzam os processos atmosféricos associados à atividade elétrica; validar as simulações numéricas com base em dados observacionais de superfície, a fim de verificar o desempenho do modelo para o domínio escolhido; estudar o comportamento dos índices de instabilidade e indicadores de tempestades associados a condições termodinâmicas atmosféricas específicas; examinar o potencial de ferramentas matemáticas para auxiliar no desenvolvimento do método de previsão de raios com base nos prognósticos do modelo WRF; testar a metodologia de reconhecimento dos padrões consistentes e/ou relacionamentos sistemáticos entre os indicadores meteorológicos em situações de ocorrência, ou não, de raios; melhor compreender a física atmosférica envolvida na ocorrência de relâmpagos.

A fim de fundamentar a proposta, a estrutura do texto está disposta da seguinte forma: o Capítulo 2 trata da termodinâmica da atmosfera, revisando conceitos básicos sobre o equilíbrio atmosférico, como o método da parcela e condições de instabilidade e estabilidade. Os principais parâmetros meteorológicos que permitem identificar regiões favoráveis ou não ao desenvolvimento de sistemas convectivos também são brevemente discutidos. O Capítulo 3 começa descrevendo a formação, o desenvolvimento e a eletrização das nuvens de tempestade, para então, discutir as características e os tipos de relâmpagos. O modelo de mesoescala WRF é descrito no Capítulo 4, a partir de suas equações básicas e método de resolução numérica, sistema de coordenadas verticais, código numérico, condições iniciais e de contorno, aninhamento de grades e, finalmente, esquemas de parametrizações. Após definidos a região e o período de estudo, o Capítulo 5 segue apresentando a metodologia deste trabalho. Os resultados da validação das simulações com os dados observacionais são discutidos, assim como o método proposto para identificar o conjunto de parametrizações que melhor relacionou os parâmetros meteorológicos considerados com a ocorrência de raios. O Capítulo 6 discute o

método de previsão de ocorrência de raios desenvolvido com base em índices classificatórios que combinam diferentes produtos de saída do modelo WRF. A habilidade do previsor em reconhecer regiões com condições atmosféricas favoráveis e atribuir probabilidades de ali acontecer tempestades com raios é também testada. O Capítulo 7 resume as principais conclusões e o Capítulo 8 apresenta algumas sugestões que eventualmente possam melhorar os resultados obtidos numa perspectiva de trabalhos futuros.

2 TERMODINÂMICA DA ATMOSFERA

Nuvem é qualquer conjunto visível de gotículas d'água, de partículas de gelo, ou de ambas, em suspensão na atmosfera. Esse aglomerado eventualmente inclui elementos de natureza hídrica de maiores dimensões, além de poeira, fumaça e até mesmo resíduos industriais. Nuvens que se formam quando o ar se torna altamente instável e acelerado verticalmente para cima em uma região localizada da atmosfera são chamadas de nuvens convectivas ou cumuliformes (HOUZE JR., 1993). Incluídas neste grupo, as nuvens cumulus (Cu) e cumulonimbus (Cb) diferem nitidamente das nuvens estratiformes não somente pela sua forma, mas também por sua dinâmica e microfísica. Seus movimentos verticais são fortes e elas condensam e precipitam água intensamente.

Segundo Doswell III (2001) e Houze Jr. (1993), as nuvens cumuliformes podem exibir o seguinte espectro de formas:

- *Cumulus humilis*, nuvens cumulus com pequeno desenvolvimento vertical e cuja largura da base (plana) é maior que a espessura;
- *Cumulus congestus*, nuvens cumulus com dimensões de vários quilômetros, quase sempre densas e de contornos bem definidos, lembrando montes, torres ou cúpulas, cuja porção superior se assemelha a uma couve-flor. São nuvens formadas por gotículas de água, embora as de grande espessura possam conter partículas de gelo na porção superior (quando situada acima da superfície isotérmica de 0° C). Quando bem desenvolvidas são capazes de produzir chuvas fortes;
- *Cumulonimbus* (nuvens de tempestade), nuvens volumosas, muito densas, de grande desenvolvimento vertical, encimada ou não por uma imensa bigorna ou penacho, cujas extremidades são cirrosas. Embora a base dessas nuvens esteja bastante próxima da superfície terrestre, seu topo pode alcançar níveis muito elevados (inclusive até a tropopausa). Costumam produzir chuvas violentas, acompanhados de relâmpagos e

trovões, podendo, algumas vezes, produzir granizo. São formadas por gotículas d'água e gotas de chuva; nas porções superiores, existem cristais e pelotas de gelo. Ora se apresentam isoladas, ora formando fileiras que se assemelham a grandes muralhas;

- *Sistemas Convectivos de Mesoescala*, aglomerados de nuvens de tempestade cujos topos estendem-se sobre regiões da ordem de centenas de quilômetros. Produzem grandes quantidades de chuva na forma estratiforme e convectiva associadas às cumulonimbus. Desenvolvem padrões de circulação de mesoescala em conjunto com os movimentos locais e convectivos do ar.

Em geral, a convecção se refere ao transporte de massa pelo movimento do fluido, na maioria das vezes, associado ao transporte de calor. Como tal, ela é um dos três principais processos pelo qual o calor pode ser transportado na atmosfera: radiação¹, condução² e convecção³ (IRIBARNE e CHO, 1980). Meteorologistas tipicamente usam o termo convecção para se referir ao transporte de calor pela componente vertical do fluxo de massa associada à flutuabilidade ou empuxo (DOSWELL III, 2001).

A fim de fundamentar alguns conceitos da termodinâmica da atmosfera, abaixo seguem uma revisão das condições de equilíbrio atmosférico e uma discussão sobre o entendimento físico de parâmetros convectivos concebidos para ressaltar, em essência, ambientes em escala sinótica e em mesoescala com altos valores de instabilidade convectiva e cisalhamento vertical do vento. Quaisquer tempestades que se desenvolvam nestes ambientes terão o potencial de se tornar severas.

¹ A energia é propagada através de um meio qualquer, sob a forma de ondas.

² Transferência de calor pela ação de uma substância molecular ou pelo contato de uma substância com outra.

³ Movimentos em um fluido, responsáveis pelo transporte e mistura de suas propriedades. Estas propriedades podem ser calor e/ou umidade.

2.1 Equilíbrio Atmosférico

Para o estudo das condições de equilíbrio da atmosfera é adotado o método da parcela (BJERKNES, 1938), que analisa o comportamento de uma parcela de ar em relação à atmosfera que a circunda. O centro da parcela é tomado como referência com o intuito de eliminar os indesejáveis efeitos decorrentes de eventuais misturas de ar em sua periferia. A atmosfera adjacente é o ar que se encontra em torno da parcela, mas na mesma superfície isobárica⁴ em que se localiza seu centro, em um dado instante. É suposto que a atmosfera está praticamente em equilíbrio hidrostático (HOLTON, 1979) e, portanto, que o movimento vertical do ar é lento.

Considere um processo fechado, isolado e isentrópico em que uma parcela de ar de uma dada camada da atmosfera é submetida a um impulso infinitesimal qualquer que a obrigue a um pequeno deslocamento vertical. É o caso, por exemplo, do ar que, após atravessar lentamente uma planície, é forçado a subir ao longo de uma encosta, até atingir o topo da elevação.

Ao deslocar-se verticalmente, a parcela sofre uma alteração de temperatura, que se processa à razão adiabática seca⁵ ou à razão pseudo-adiabática⁶, conforme a parcela esteja úmida ou saturada, respectivamente. É evidente que essa mudança de temperatura resulta do trabalho de expansão (se o movimento for ascendente), ou de compressão (caso seja descendente) e, portanto, está condicionada a uma variação na densidade do ar da parcela.

⁴ Superfícies que apresentam em todos os seus pontos o mesmo valor de pressão, dispostas na vertical, superpostas e paralelas.

⁵ Variação de temperatura a que está sujeita uma parcela de ar seco, como consequência de seu movimento vertical, quando o faz obedecendo a um processo adiabático reversível. Para fins práticos, a razão adiabática úmida, no caso de uma parcela de ar úmido (mistura de ar seco com vapor d'água), é aproximadamente igual à razão adiabática seca (IRIBARNE e CHO, 1980).

⁶ Variação de temperatura a que está sujeita uma parcela de ar saturado (ar que possui a quantidade máxima de vapor d'água em determinada temperatura) (IRIBARNE e CHO, 1980).

Uma vez cessada a causa que obrigou a parcela a se deslocar, sua densidade poderá ser maior, igual ou menor que a da atmosfera adjacente (no novo nível de pressão atingido) daí resultando sua tendência a descer, a estacionar ou a subir, respectivamente. Dependendo de sua densidade final em relação à do ar adjacente, então, a parcela poderá:

- i. reverter o sentido do movimento e retornar ao nível de pressão original (não necessariamente ao mesmo nível de pressão inicial);
- ii. continuar o movimento vertical, afastando-se da superfície isobárica aonde originalmente se encontrava;
- iii. permanecer na nova superfície isobárica atingida.

Sendo a parcela representativa da camada atmosférica de onde se originou, essa camada é dita em equilíbrio estável, instável ou indiferente, conforme ocorra a condição i, ii ou iii, respectivamente. A tendência que a parcela apresenta, após cessar a causa que a obrigou a se mover verticalmente, define, então, o estado de equilíbrio da camada de onde proveio. Portanto, aquela camada encontra-se em equilíbrio estável ou instável, respectivamente, quando possui tendência a inibir (i) ou a reforçar (ii) eventuais movimentos verticais. Caso não se caracterize tendência alguma (iii), a camada está em equilíbrio neutro, ou indiferente.

O estado de equilíbrio, em um dado nível da atmosfera, traduz a tendência que o ar apresenta de, uma vez submetido a um pequeno deslocamento vertical, afastar-se cada vez mais do ponto de origem, retornar a ele ou, ainda, acomodar-se ao novo nível atingido. Assim, o estado de equilíbrio de uma camada atmosférica, num dado instante, é caracterizado pela aceleração vertical de uma parcela de ar que a represente, quando submetida a um impulso vertical pequeno.

É importante notar que quando nenhuma partícula hídrica (no estado sólido ou líquido) abandona a parcela (não há precipitação) durante a sua ascensão, há a possibilidade de inverter o processo, já que os produtos de condensação e de sublimação retornariam à fase gasosa caso a parcela passasse a ter movimento descendente. O calor latente liberado na etapa ascendente (expansão) seria consumido durante a descendente (compressão), na evaporação das próprias partículas condensadas. Assim, a parcela poderia retornar ao nível inicial de pressão passando por todos os estados termodinâmicos intermediários, na ordem inversa àquela observada durante a ascensão, atingindo-o com a mesma temperatura original. Trata-se, por conseguinte, de uma transformação tipicamente reversível e, ainda, adiabática (considera-se que não houve trocas de calor entre a parcela e a atmosfera circunjacente) (HOUZE JR., 1993).

Respeitada a condição isentrópica descrita acima, a temperatura potencial é uma grandeza conservativa. Chama-se temperatura potencial à temperatura que estará submetida uma parcela de ar seco quando, partindo das condições iniciais (p , T), for levada ao nível de pressão de 1000 hPa, mediante um processo adiabático reversível (GODSKE et al., 1957). Qualquer alteração no valor de temperatura potencial denuncia a ocorrência de um processo não adiabático.

De um modo geral, quando o ar saturado se expande na atmosfera (provocando condensação), ou não ocorre precipitação alguma ou apenas uma parte das partículas hídricas formadas se precipita. Por outro lado, a quantidade de calor conduzida pelas partículas que abandonam a nuvem é pequena, quando comparada à que nela permanece. Diante disso, costuma-se simplesmente assumir que todo o calor latente liberado continua no sistema, denominando esse processo de pseudo-adiabático (HOUZE JR., 1993). O processo não seria adiabático, pois uma pequena quantidade de calor é conduzida pelas partículas que abandonam a parcela (precipitação). Tampouco

seria reversível, haja vista que sua inversão jamais poderia conduzi-la às condições originais de temperatura e umidade, quando trazida ao nível original de pressão.

O estudo do equilíbrio da atmosfera é melhor visualizado quando avaliado graficamente. Na Figura 2.1, as condições de estabilidade e instabilidade verticais estão esquematicamente apresentadas.

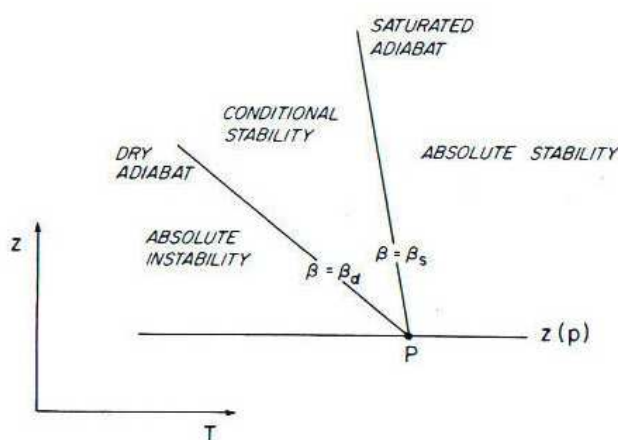


Figura 2.1 – Condições de estabilidade e instabilidade verticais.
T = temperatura; z = altura.

Fonte: Adaptada de Iribarne e Cho (1980).

Para se analisar a condição de equilíbrio de uma determinada camada da atmosfera, basta confrontar a inclinação da reta que traduz seu gradiente vertical de temperatura $\beta = -(\partial T/\partial z)$ com as linhas que representam as razões adiabática seca (para o ar seco e úmido, $\beta_d = -9,8^\circ\text{C}/\text{km}$) e pseudo-adiabática (para o ar saturado, $\beta = \beta_s$) (IRIBARNE e CHO, 1980). A razão de resfriamento do ar saturado em movimento ascendente é sempre inferior à razão adiabática seca, uma vez que, durante a ascensão, a liberação de calor latente tende a aquecer a parcela, neutralizando em parte o resfriamento devido à expansão. Portanto, na Figura 2.1, se em P (i.e., num nível z de pressão p), a variação vertical de temperatura na atmosfera for maior que a razão adiabática seca ($\beta > \beta_d$), a camada será absolutamente instável; caso

seja menor que a razão pseudo-adiabática ($\beta < \beta_s$), a camada será absolutamente estável. Quando a variação vertical de temperatura na atmosfera for superior à razão pseudo-adiabática, porém menor que a razão adiabática seca ($\beta_s < \beta < \beta_d$), a camada será condicionalmente instável, ou seja: será instável se o ar estiver saturado e estável no caso não saturado.

As variações de temperatura conduzem, por uma espécie de reação em cadeia, a variações da pressão atmosférica, pois o ar, ao se aquecer, expande-se e desloca-se para lugares vizinhos, aumentando nestes a pressão e diminuindo no lugar onde houve o aquecimento. O aumento de pressão conduz à subida da temperatura, pois há compressão, enquanto que a expansão, no primeiro lugar, provoca resfriamento; logo, a reação em cadeia fica estabelecida. A pressão do ar pode também ser influenciada por padrões de circulação que causam movimentos conhecidos como divergência e convergência. Na convergência de ar em baixos níveis da atmosfera, por exemplo, os ventos horizontais sopram na superfície radialmente em direção a um ponto central e, quando se verifica o contrário, ou seja, afastamento horizontal de ar rapidamente a partir de uma região central, é configurada uma situação de divergência de ar. Tanto uma como outra originam movimentos verticais sempre que o fluxo for incompressível, já que este não pode se acumular indefinidamente num lugar e acaba escapando verticalmente. O ar, como fluido não confinado, é praticamente incompressível. Sua compressibilidade somente adquire valores significativos quando está em movimento com velocidades altíssimas, próximas à velocidade do som, ou então quando há acelerações muito fortes, o que não é o caso dos movimentos naturais do ar.

O campo de movimento vertical tem um papel fundamental nos processos dinâmicos e termodinâmicos que ocorrem na atmosfera, desde escalas envolvendo a micrometeorologia até escalas sinótica e planetária, participando de fluxos verticais turbulentos de momentum, energia e vapor d'água.

Entretanto, este movimento é de difícil determinação, devido a sua pequena magnitude quando comparada aos movimentos horizontais correspondentes (u e v) e à impossibilidade de serem diretamente observados.

Em condições atmosféricas normais (não perturbadas), a componente horizontal do movimento do ar (vento) é da ordem de 10 m/s. Nessas mesmas condições, a velocidade da componente vertical é de magnitude de um milésimo da horizontal, isto é: da ordem de 1 cm/s (HOLTON, 1979). Assim sendo, costuma-se aceitar, como primeira aproximação, que a componente vertical do movimento do ar é desprezível quando comparada à horizontal, assumindo-se que a atmosfera está em equilíbrio. Qualquer desvio em relação a essa hipótese, tal como acontece no interior de uma nuvem de grande desenvolvimento vertical, por exemplo, torna-se objeto de estudo específico, o qual leva forçosamente em conta a condição de não equilíbrio. Fisicamente, portanto, a velocidade vertical (w) é a componente vertical do movimento de uma parcela de ar e seus valores positivos representam movimentos verticais para cima (ou ascendentes) e vice-versa.

2.2 Parâmetros Convectivos

Parâmetros convectivos são tipicamente calculados a partir de perfis atmosféricos termodinâmicos e cinemáticos que podem advir de sondagens de ar superior ou de simulações numéricas. Quando calculados a partir de modelos numéricos e/ou rotinas de análise objetiva, em que diversos perfis regularmente espaçados são disponíveis, a variação espacial destes parâmetros pode ser analisada diretamente, permitindo a identificação de regiões mais favoráveis ou desfavoráveis ao desenvolvimento dos sistemas convectivos (NASCIMENTO, 2005).

A atmosfera geralmente apresenta-se como condicionalmente instável, sendo estável nos primeiros quilômetros a partir do solo, até uma altitude denominada

de nível de convecção livre⁷, e instável a partir deste nível até o chamado nível de equilíbrio⁸, que definirá o topo das nuvens. Em geral, o nível de equilíbrio encontra-se abaixo da tropopausa.

A Figura 2.2 mostra um perfil típico de temperatura na atmosfera e parâmetros básicos relacionados à instabilidade vertical.

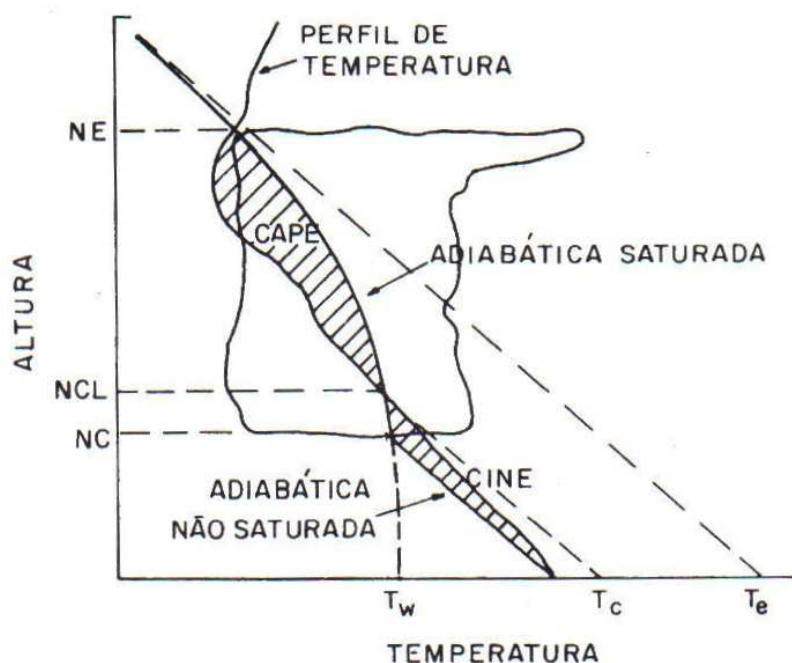


Figura 2.2 – Perfil típico de temperatura na atmosfera e parâmetros relacionados à instabilidade vertical. Notar: NE = nível de equilíbrio, NCL = nível de convecção livre, NC = nível de condensação (altura na qual uma parcela de ar, que ascende pela adiábata seca, torna-se saturada; define a altura da base das nuvens), T_e = temperatura potencial equivalente. A fim de manter a mesma nomenclatura do texto, considerar: adiábata não saturada = adiábata seca e adiábata saturada = pseudo-adiabática.

Fonte: adaptada de Pinto Jr. e Pinto (2000).

⁷ É o nível em que uma parcela de ar, que tenha subido por qualquer processo (orográfico, frontal, convectivo), continuará a subir, por seus próprios meios, visto que a sua temperatura é maior que a do meio ambiente (absolutamente instável), até o nível de equilíbrio (DOSWELL III, 2001).

⁸ É o nível em que a temperatura de uma parcela, que subiu pela razão pseudo-adiabática (adiábata saturada), é igual à temperatura do ambiente (DOSWELL III, 2001).

Um dos parâmetros freqüentemente utilizado em previsão convectiva é a energia potencial convectiva disponível (CAPE) (MONCRIEFF e GREEN, 1972; MONCRIEFF e MILLER, 1976). Quando a pseudo-adiabática do deslocamento da parcela de ar está mais quente que o ambiente, a área entre a pseudo-adiabática e a sondagem é proporcional à quantidade de energia cinética que a parcela ganha do meio ambiente para continuar seu movimento de ascensão. Esta área representa a CAPE. Quanto maior a diferença de temperatura entre a parcela de ar ascendente e o ambiente, maior será a CAPE, indicando um ambiente com potencial para gerar maiores velocidades ascendentes caso ocorra a convecção.

A CAPE constitui uma importante ligação entre a termodinâmica, a dinâmica de tempestades e a microfísica de nuvens a qual é responsável direta pelos relâmpagos. Mesmo para pequenas tempestades, com fracas correntes ascendentes, a CAPE define um limite para a energia cinética da corrente ascendente. Desta forma, a velocidade de ascensão da parcela de ar, w , possuirá um valor máximo dado por:

$$w(z) = \sqrt{2 \cdot \text{CAPE}(z)} \quad (2.1)$$

A máxima velocidade de ascensão em uma dada altitude define o tamanho máximo adquirido pelas partículas de gelo que crescem por acreção⁹ na região de fase mista¹⁰. Isso porque todas as partículas, cuja velocidade terminal seja exatamente igual à velocidade das correntes ascendentes, permanecerão suspensas em uma mesma altitude e continuarão crescendo devido à agregação da água superesfriada em sua superfície. Com isso, pode-se estimar os tamanhos máximos das partículas na região de fase mista com base na velocidade de ascensão da parcela de ar.

⁹ Captação de gotículas superesfriadas de água pelo cristal de gelo durante a sua queda.

¹⁰ A faixa de temperatura de 0°C a -40°C em uma tempestade define uma região chamada de fase mista.

O cálculo da CAPE é altamente sensível à escolha do nível da parcela de ar a partir do qual ela ascende (MANZATO e MORGAN JR., 2003). Como a convecção nem sempre é estabelecida por parcelas de superfície (JOHNSON e MAPES, 2001), comumente a CAPE é determinada considerando uma parcela com características médias da camada referente aos primeiros 100 hPa a partir da superfície ou a parcela de ar do nível mais instável nos primeiros 300 hPa a partir da superfície (CRAVEN et al., 2002). A primeira é mais representativa para situações de convecção iniciada na camada limite planetária, enquanto a segunda é mais adequada para convecção de níveis mais elevados (CRAVEN et al., 2002). De uma forma geral, valores de CAPE de 1000 a 2500 J/kg são considerados altos; valores acima de 2500 J/kg indicam instabilidade acentuada e acima de 4000 J/kg indicam instabilidade extrema (NASCIMENTO, 2005).

Quando a pseudo-adiabática do deslocamento da parcela de ar está mais fria que o ambiente, significa que a situação é estável, ou seja, é necessário que a parcela de ar receba energia para que se desloque para baixo ou para cima. A área entre a trajetória da parcela que se desloca ao longo da pseudo-adiabática e a curva da sondagem é proporcional à quantidade de energia cinética que deve ser fornecida por uma força externa para deslocá-la verticalmente. Assim, a região estável é superada e o nível de convecção livre, atingido. Esta área nos níveis mais baixos da atmosfera é denominada energia de inibição convectiva (CINE) (COLBY, 1984), conforme mostra a Figura 2.2. Quanto maior a CINE, mais difícil é a iniciação convectiva para uma parcela de superfície, uma vez que mais intensa deverá ser a forçante para o levantamento da parcela até o seu nível de convecção livre. Como exemplos de forçantes, cita-se: frentes, brisas marítimas, ventos soprando em direção a uma montanha, áreas com convergência horizontal de ventos, ilhas de calor e frentes de rajada associadas às tempestades (PINTO JR. e PINTO, 2000). Valores típicos de CINE variam entre 0 (i.e., nenhuma inibição convectiva) e 50

J/kg, com valores acima de 100 J/kg considerados altos (NASCIMENTO, 2005).

É interessante salientar que alguma inibição convectiva é necessária para evitar que a convecção ocorra muito cedo no desenvolvimento de instabilidade termodinâmica. A existência da CINE, instantes antes da ocorrência de tempestades, cria um tipo de “reserva” para as parcelas altamente instáveis. Caso contrário, o disparo da convecção tenderia a consumir imediatamente a CAPE, estabilizando mais rápido o ambiente e impossibilitando acumular altos valores de instabilidade na atmosfera. Logo, a ausência de CINE desfavorece a manutenção de tempestades mais longas.

A altura do nível de convecção livre é uma informação relevante na identificação de regiões onde a iniciação convectiva é mais provável. Para uma mesma forçante ascensional, quanto mais baixo for o nível de convecção livre, maior será a chance de disparo da convecção (NASCIMENTO, 2005).

Em termos da caracterização da instabilidade atmosférica, é comum a análise de outros índices termodinâmicos em conjunto com a CAPE, como, por exemplo, o índice de instabilidade por levantamento (LI). Segundo Galway (1956), o LI é definido pela diferença entre a temperatura do ar ambiente em 500 hPa e a temperatura de uma parcela de ar no mesmo nível, após esta ascender via curvas adiabática seca e, após a saturação, pseudo-adiabática – a partir da superfície, com a temperatura máxima prevista para o dia em questão e com a razão de mistura¹¹ média dos primeiros 900 m da sondagem. Valores negativos de LI indicam condições instáveis (i.e., a parcela de ar ascendente é flutuante em níveis médios); LI abaixo de -5°C indica situação muito instável e, extremamente instável, se abaixo de -10°C (NASCIMENTO, 2005).

¹¹ É a razão entre a massa de vapor d’água existente e a massa de ar seco numa amostra de ar úmido.

O índice KI (GEORGE, 1960) é uma ferramenta útil para diagnosticar o potencial de tempestades baseado na taxa de variação vertical de temperatura, no conteúdo de umidade na baixa troposfera e na extensão vertical da camada úmida. Não requer um diagrama *skew-T¹²* para a sua determinação; é simplesmente calculado a partir das temperaturas do ar em 850, 700 e 500 hPa, e das temperaturas do ponto de orvalho em 850 e 700 hPa, conforme a equação (2.2):

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + T_{d_{850}} - (T_{700} - T_{d_{700}}) \quad (2.2)$$

onde T e T_d são, respectivamente, a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho (em graus Celsius) para os níveis indicados em subscrito. Assim, o índice K leva em conta a taxa de queda da temperatura ambiental com a altura em níveis médios (primeiros dois termos do lado direito de (2.2)), a umidade em 850 hPa (terceiro termo de (2.2)), e o nível de umidade atmosférica, em 700 hPa (aproximado pela diferença entre o quarto e o último termos). Valores de KI acima de 30°C são considerados altos (alto potencial para ocorrência de tempestades), e acima de 40°C são extremamente altos (potencial extremo para tempestades) (HENRY, 1987).

A temperatura potencial equivalente é também um bom estimador do grau de instabilidade atmosférica (PINTO JR. e PINTO, 2000). É definida como a temperatura que uma parcela de ar teria se toda a sua umidade fosse condensada e o calor latente liberado fosse usado para aquecer a parcela. Desde que a água condensada é assumida sair (precipitar), o aumento da temperatura durante a compressão será na razão adiabática seca até o nível de 1000 hPa (BOLTON, 1980). O aumento da temperatura potencial equivalente com a altura, superior à temperatura do ambiente (ou da sondagem), implica maior instabilidade da atmosfera.

¹² Diagrama termodinâmico comumente utilizado em análises e previsões meteorológicas.

3 ELETRICIDADE ATMOSFÉRICA

Relâmpagos ou descargas atmosféricas são descargas elétricas de grande extensão (alguns quilômetros) e de grande intensidade (picos de intensidade de corrente acima de um quiloampère), que ocorrem devido ao acúmulo de cargas elétricas em regiões localizadas da atmosfera, em geral dentro de nuvens cumulonimbus, também chamadas de nuvens de tempestade (PINTO JR., 2005). A estrutura elétrica das nuvens convectivas é bastante complexa, uma vez que está diretamente relacionada a propriedades dinâmicas e termodinâmicas ainda não muito bem entendidas.

3.1 Formação de Gotas D'água e de Cristais de Gelo na Atmosfera

A precipitação é característica da atividade convectiva que produz relâmpagos, sendo, em geral, embora não exclusivamente, um ingrediente essencial nos processos de eletrificação. As gotas de água e partículas de gelo em suas mais diferentes formas constituem elementos pesados no interior de uma nuvem e acabam por precipitar. Durante a queda, esses elementos adquirem velocidades terminais suficientemente altas para saírem das nuvens onde originalmente se formaram em intervalos de tempo pequenos se comparados com o tempo de vida da tempestade.

Se o ar fosse completamente isento de impurezas, a formação de um simples aglomerado de moléculas d'água (êmbrio) deveria acontecer por colisão seguida da aglomeração de moléculas. Esse processo é conhecido como nucleação homogênea. Levando-se em conta a baixa concentração de vapor d'água em relação aos demais constituintes do ar, a ocorrência de nucleação homogênea é pouco provável mesmo em ambientes controlados com umidade relativa bastante superior a 100%. Experiências feitas em câmaras, usando ar filtrado, mostraram que foi necessária uma supersaturação de 400% para que

ocorresse condensação em torno de íons negativos e de 600%, em torno de íons positivos (PEIXOTO, 1970).

Outro aspecto que torna improvável a nucleação homogênea em condições naturais é que a aglutinação de poucas moléculas não permitiria o desenvolvimento de forças coercitivas suficientes para mantê-las agregadas. Assim, as moléculas mais externas tenderiam a se libertar rapidamente do embrio, o que exclui a possibilidade de tais agregados moleculares se formarem lentamente. O surgimento de um embrio estável (cujas moléculas não voltassem à fase gasosa), por colisão seguida de aglutinação de um grande número de moléculas, teria de ser praticamente instantâneo, o que é virtualmente impossível de ocorrer na atmosfera.

Por outro lado, diz-se que há nucleação heterogênea quando a condensação (ou a sublimação) do vapor d'água se processa na superfície de partículas não hídricas, solúveis ou não, naturalmente presentes no ar. Tais partículas são genericamente conhecidas como núcleos de condensação ou de sublimação, conforme origem, respectivamente, aglomerados líquidos ou sólidos (gelo). Os núcleos de condensação podem originar gotículas d'água a temperaturas superiores ou inferiores a 0°C (gotículas superesfriadas). Na alta troposfera é comum a existência de gotas d'água superesfriadas a temperaturas tão baixas quanto -10°C, ou mesmo -40°C.

Na atmosfera existem inúmeros tipos de partículas em suspensão, oriundas do oceano, do próprio solo, de erupções vulcânicas, etc. e, evidentemente, da combustão e de outras atividades antropogênicas (poluição). Quando o processo de condensação (ou sublimação) se inicia na superfície dessas partículas, costuma-se dizer que elas se tornaram ativas.

Algumas das partículas encontradas na atmosfera são genericamente conhecidas como núcleos de Aitken (AITKEN, 1894); têm raios compreendidos

entre 0,01 e 0,1 μm e se tornam ativas em condições de supersaturação de 0,5 a 2%. Partículas maiores, com 0,1 a 3 μm de raio, exigem supersaturações menores que 0,5%. Há ainda núcleos gigantes de cloreto de sódio, com cerca de 5 μm de raio, que começam a se tornar ativos quando a umidade relativa do ar está bem aquém da saturação. A formação de cristais de gelo por nucleação heterogênea é creditada principalmente à atividade de partículas não solúveis, de origem mineral, destacando-se as argilas.

3.1.1 Crescimento de Gotas

Há basicamente duas teorias que procuram explicar o desenvolvimento de gotas ou de cristais de gelo até alcançarem o tamanho com o qual costumam cair à superfície (precipitação). A primeira diz respeito às nuvens frias, isto é, àquelas que estão total ou parcialmente submetidas a temperaturas inferiores a 0°C . A outra se aplica às nuvens quentes, ou seja, àquelas cuja temperatura é superior a 0°C .

A explicação da origem dos produtos de precipitação em nuvens frias foi desenvolvida por T. Bergeron (BERGERON, 1935) e aperfeiçoada por W. Findeisen (FINDEISEN, 1938). A teoria de Bergeron-Findeisen se fundamenta no fato da pressão de saturação¹³ sobre a superfície do gelo ser menor que sobre a da água superesfriada. Assim, em uma nuvem fria, onde coexistem gotas d'água superesfriadas e cristais de gelo a temperaturas bem abaixo de 0°C , estes crescem às custas daquelas. Esse processo é mais eficiente em temperaturas próximas de -15°C , onde a diferença entre as pressões de saturação da água superesfriada e do gelo é maior.

Atingindo um tamanho suficiente, o cristal de gelo inicia sua queda em direção à superfície. Admite-se que, no início da sublimação, alguns cristais possam se

¹³ Um ambiente é dito saturado a uma determinada temperatura quando possui a quantidade máxima possível de vapor d'água àquela temperatura. Chama-se pressão de saturação do vapor d'água, ou pressão saturante, à pressão máxima exercida pelo vapor d'água.

fragmentar, passando cada pedaço a atuar como um núcleo de sublimação. Por outro lado, uma vez iniciado o movimento para baixo, os cristais podem atravessar regiões onde a temperatura é superior a 0°C, fundindo-se total ou parcialmente, aglutinando-se a outros (processo de agregação) ou englobando pequenas gotas superesfriadas (processo de acreção) encontradas em sua trajetória, crescendo até formar partículas de gelo maiores com diâmetros de vários centímetros, denominadas de granizo. Eventualmente são reconduzidos de volta ao topo da nuvem por fortes correntes ascendentes.

No caso de nuvens quentes, o tamanho das gotículas inicialmente aumenta por condensação de mais vapor d'água em sua superfície, ou seja, o crescimento resulta somente da difusão do vapor. O aumento do volume é relativamente elevado nessa fase e, mesmo havendo uma supersaturação pequena, em pouco tempo alcançam raios de 5 a 10 μm , típicos de uma gotícula de nuvem (HALTINER e MARTIN, 1957). Acredita-se que, nessa fase inicial, a presença de núcleos higroscópicos, em particular, os gigantes, desempenhe um papel muito importante e facilite o surgimento de gotículas de tamanhos diferentes. Como se sabe, as gotas grandes tendem a crescer às custas das pequenas de mesma concentração salina, devido à diferença da pressão de saturação. O efeito do raio de curvatura, porém, pode ser parcial ou totalmente compensado em virtude da diferença de concentração.

As gotículas de água nas nuvens possuem um movimento desordenado, o que aumenta a probabilidade de colisões, seguidas de aglutinação, processo que se denomina acreação. Esse efeito é maior em nuvens cumuliformes devido à turbulência em seu interior. Por outro lado, gotas grandes desenvolvem velocidade de queda maior e varrem um volume claramente cônico, englobando várias gotículas em sua trajetória. Durante o movimento ascendente, por serem mais pesadas, movem-se mais lentamente e podem ser atingidas por gotículas menores (mais velozes). Duas gotinhas, que tenham trajetórias paralelas e próximas, são atraídas (pela descompressão do ar que

flui entre elas) e tendem a coalescer. O mecanismo de acreação (colisão-coalescência) é importante para explicar o crescimento de gotas, mas sozinho não justifica as chuvas torrenciais.

Langmuir (1948) desenvolveu uma teoria explicando que, em seu movimento vertical, as maiores gotas normalmente se fragmentavam e as gotinhas resultantes, não tão pequenas, continuavam a crescer por colisão-coalescência com as gotículas circunjacentes, numa verdadeira reação em cadeia. O efeito multiplicador desse processo seria suficiente para justificar como as nuvens cumuliformes conseguem desenvolver aguaceiros em tão pouco tempo.

3.2 Nuvem Cumulonimbus

O processo de formação das nuvens de tempestade depende basicamente de três fatores: a umidade do ar, o grau de instabilidade vertical da atmosfera, que está relacionado à variação de temperatura com a altura, e a existência de mecanismos dinâmicos, que atuam de modo a empurrar o ar para cima, fornecendo energia para que ele possa superar a região estável (JOHNS e DOSWELL, 1992; EMANUEL, 1994; JOHNSON e MAPES, 2001; NASCIMENTO, 2005).

Uma cumulonimbus pode atingir em média 15 km de altitude (altura da tropopausa), iniciando em torno de 1-3 km da superfície e apresentando tipicamente um diâmetro de 10 a 20 km (Figura 3.1). Distingue-se dos outros tipos de nuvens por seu tamanho e grande extensão vertical, pela presença de gotículas de água superesfriadas, pela formação de gelo em elevadas altitudes (acima de 5-6 km) e por apresentarem fortes correntes verticais de ar (MACGORMAN e RUST, 1998; RAKOV e UMAN, 2003). Suas extensões vertical e horizontal variam em função da região do planeta e das estações do ano, sendo reguladas, em dimensão, características físicas, elétricas e morfológicas, pela latitude, topografia da superfície, perfil de temperatura

atmosférica e circulação dos ventos (PINTO Jr. e PINTO, 2000; RAKOV e UMAN, 1998; SAUNDERS, 1995).



Figura 3.1 – Exemplo de nuvem cumulonimbus.

Fonte: Carn (2009).

Uma nuvem de tempestade típica dura em média de uma a duas horas. Durante sua vida (Figura 3.2), ela passa por três diferentes estágios – desenvolvimento, maturo e dissipativo – cada um durando cerca de vinte a quarenta minutos.

Durante a fase de desenvolvimento, o movimento do ar dentro da nuvem é predominantemente ascendente, arrastando gotículas de água e partículas de gelo para cima. No estágio maturo, a nuvem de tempestade apresenta em sua parte inferior tanto movimentos ascendentes quanto descendentes. Os movimentos descendentes ocorrem devido a não sustentação das gotículas de água e partículas de gelo que aumentaram de tamanho. A forma do topo costuma apresentar um alargamento em relação ao diâmetro da nuvem, por causa do espalhamento horizontal das partículas de gelo devido aos ventos, conferindo à região um aspecto de bigorna. É nesse estágio que costumam ocorrer chuvas intensas e relâmpagos. Os relâmpagos da nuvem para o solo são, em geral, precedidos por relâmpagos dentro da nuvem e podem ocorrer tanto antes como depois do início da chuva (PINTO JR. e PINTO, 2008). No estágio dissipativo, o movimento de ar é quase exclusivamente descendente,

provocando um esfriamento da nuvem em relação a sua vizinhança. A altura do topo tende a diminuir, adquirindo nitidamente um aspecto cirroso. A chuva passa de moderada a fraca até que a nuvem seja dissipada.

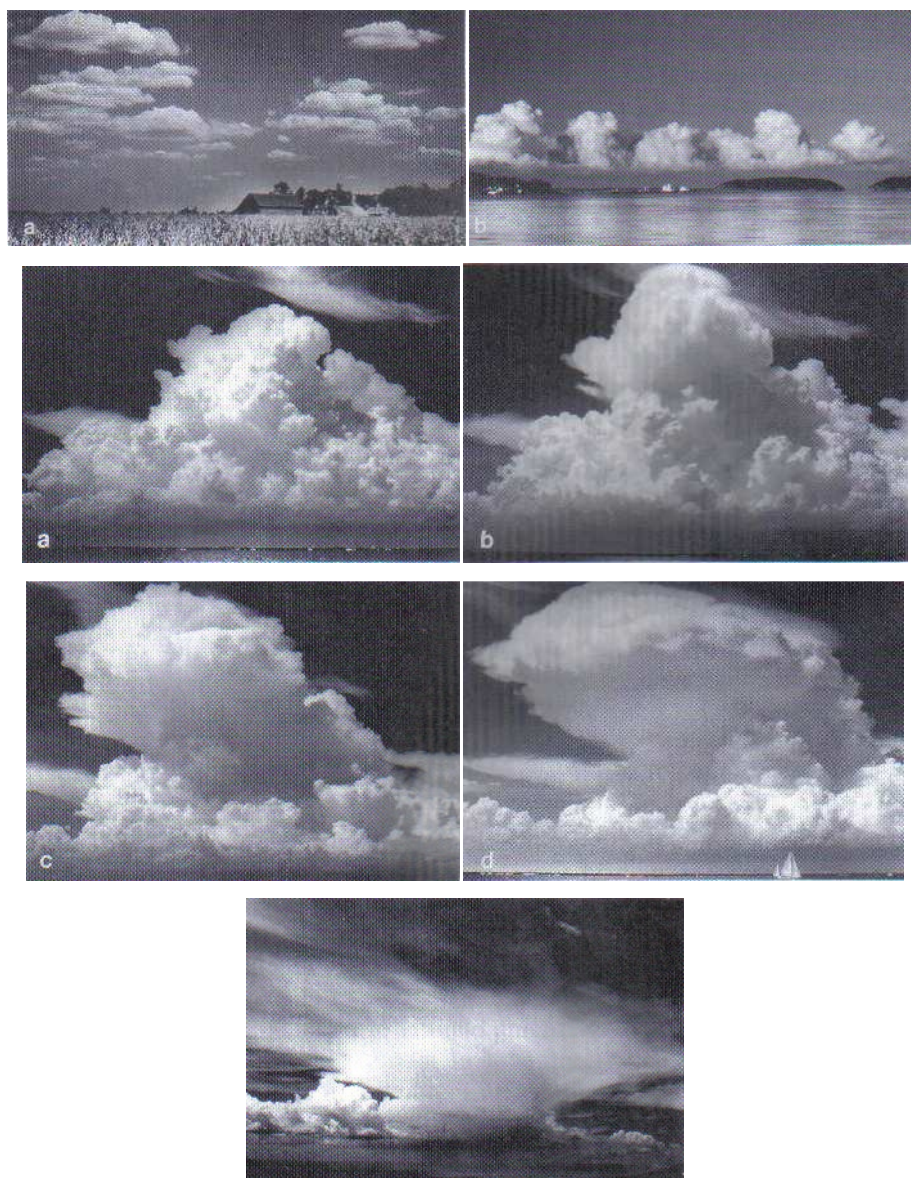


Figura 3.2 – Ciclo evolutivo de uma nuvem de tempestade.

Fonte: adaptada de Houze Jr. (1993).

Uma tempestade isolada pode ser formada por uma única célula, sendo chamada de tempestade unicelular. Quando várias células em estágios de formação diferentes se fundem, esta será chamada de tempestade multicelular.

Há casos em que uma única célula atinge dimensões comparáveis às de uma tempestade multicelular, ou seja, centenas de quilômetros de diâmetro e alturas de até 20 km. Nesses casos, a tempestade é chamada de supercelular (IRIBARNE e CHO, 1980).

Não estão totalmente esclarecidos os processos físicos responsáveis pela acumulação de intensas e diferentes cargas elétricas no interior da nuvem. Em parte, isto se deve ao fato de a estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade ser bastante complexa, resultado de processos microfísicos e microfísicos que ocorrem simultaneamente em seu interior. Os processos microfísicos compreendem os processos de geração de cargas dentro da nuvem, a partir da colisão de partículas de gelo de diferentes tamanhos (SAUNDERS, 1995). Os detalhes da transferência de cargas durante as colisões, contudo, não são bem conhecidos. Se durante a colisão o campo elétrico atmosférico (ou campo elétrico de tempo bom) tem um papel preponderante na separação de cargas, por meio da polarização de partículas grandes de gelo (granizo), o processo é chamado indutivo. Se a temperatura no local da colisão é fundamental na separação de cargas, o processo é chamado termoelétrico.

O processo colisional indutivo assume que o campo elétrico atmosférico externo polariza os granizos presentes. Conforme mostra a Figura 3.3, o granizo pode colidir com cristais de gelo durante seu movimento de descida, transferindo cargas positivas para o cristal de gelo, tornando-se polarizado negativamente. Segundo Ogawa (1995), a presença de gelo é um importante requisito para qualquer processo de eletrificação das nuvens de tempestade.

No processo colisional termoelétrico, a polaridade da carga transferida durante uma colisão entre diferentes partículas de gelo depende da temperatura no local da colisão, denominada temperatura de inversão de carga e estimada ser em torno de -15°C a aproximadamente 6 km de altitude, embora alguns estudos experimentais sugiram entre -10°C (TAKAHASHI, 1973) e -20°C

(JAYARANTE et al., 1985). Essa temperatura de inversão depende do tamanho e da velocidade de impacto entre as partículas envolvidas na colisão e coincide com a temperatura do centro de cargas negativas (RAKOV e UMAN, 2003). Abaixo desta isoterma de -15°C , o granizo colide com cristais de gelo durante seu movimento de descida, transferindo cargas negativas para o cristal, tornando-se carregado positivamente. Acima dessa região, há uma inversão de polaridade nas partículas de gelo, ou seja, a colisão entre elas torna o cristal de gelo polarizado positivamente e o granizo, negativamente (Figura 3.4).

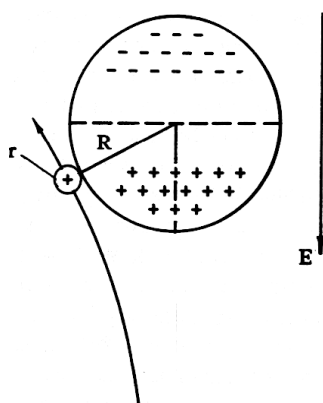


Figura 3.3 – Processo colisional indutivo.

Fonte: Adaptada de Saunders (1995).

Em termos macrofísicos, o principal processo é o gravitacional, responsável pela separação das partículas polarizadas dentro da nuvem (VONNEGUT et al., 1962; VONNEGUT, 1991). Atuando sobre diferentes partículas de gelo com tamanhos que variam de uma fração de milímetro a até alguns poucos centímetros, a ação da gravidade tende a fazer com que partículas maiores permaneçam na parte inferior, enquanto as partículas menores permaneçam na parte superior da nuvem de tempestade. Existem outros processos sugeridos para a eletrização das nuvens (VONNEGUT et al., 1962, SAUNDERS, 1995; BAKER e DASH, 1989; CARANTI et al., 1991; CARANTI e ILLINGWORTH, 1983), mas nenhum deles explica a eletrização por si só.

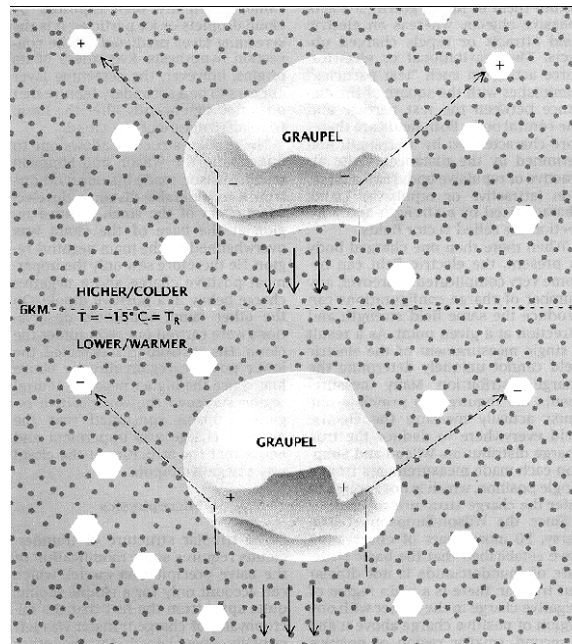


Figura 3.4 – Processo Colisional Termoelétrico.

Fonte: Adaptada de Williams (1988).

Conclui-se então que, em altas altitudes e baixas temperaturas, o granizo carrega-se negativamente enquanto que os cristais de gelo adquirem carga positiva, sendo transportados para as regiões mais altas das nuvens. Nos níveis mais baixos e mais quentes, o granizo carrega-se positivamente e cai por ação gravitacional até a base da nuvem para formar um centro de carga positiva nessa região. Já os cristais de gelo carregados negativamente tendem a ser arrastados para cima e, juntamente com o granizo carregado negativamente proveniente das regiões mais elevadas, formam um centro de carga negativa entre os dois centros positivos.

A distribuição de cargas dentro de uma nuvem de tempestade depende dos processos descritos acima. De forma simplificada, a Figura 3.5 apresenta a estrutura elétrica tripolar das nuvens cumulonimbus. Basicamente são considerados três centros de carga, um positivo relativamente espalhado na parte superior da nuvem e estendendo-se até o topo, um negativo concentrado na forma de uma camada horizontal na região cuja temperatura está em torno

de -10°C e um terceiro centro menor positivo próximo à base da nuvem (WILLIAMS, 1988). Além desses centros, há finas camadas de cargas, formadas a partir da captura pela nuvem de íons da atmosfera, nas bordas superior e inferior da nuvem, denominadas camadas de blindagem.

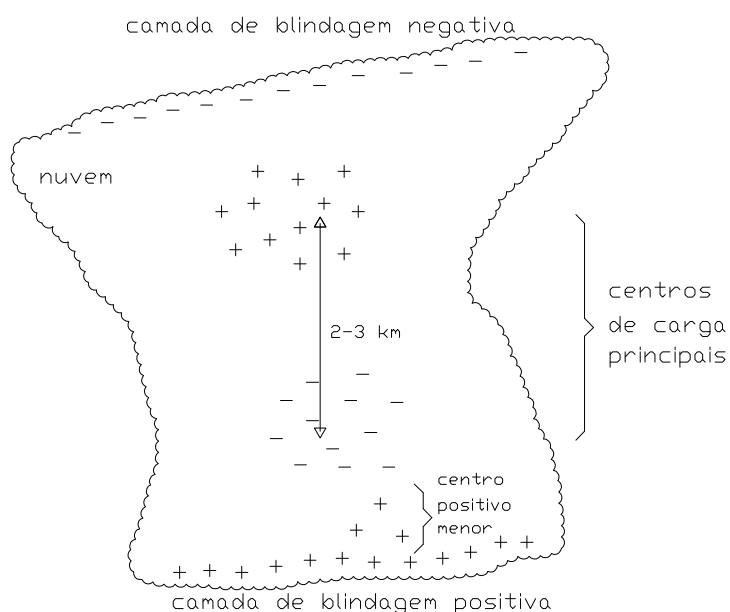


Figura 3.5 – Estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade. Modelo tripolar.

Fonte: Adaptada de Iribarne e Cho (1980).

Combinações de medidas remotas e *in situ* têm indicado que em diferentes ambientes as cargas negativas são tipicamente encontradas no mesmo intervalo relativo de temperaturas de -10°C a -25°C dentro da nuvem (Figura 3.6), quando lá coexistem água superesfriada e gelo (RAKOV e UMAN, 2003).

Stolzenburg et al. (1998a, b, c), a partir de sondagens feitas *in situ*, mostraram que a temperatura média do centro de cargas negativas pode depender do tipo de tempestade: -16°C na região convectiva ascendente de sistemas convectivos de mesoescala, -22°C em correntes ascendentes de tempestades supercelulares e -7°C em correntes ascendentes de tempestades orográficas no Novo México. Essas três temperaturas médias pertencem aproximadamente ao intervalo antes descrito e as diferenças aparentemente estão relacionadas à

velocidade das correntes de ar ascendente (quanto maior a velocidade da corrente ascendente, maior a altitude e menor a temperatura do principal centro de cargas negativas).

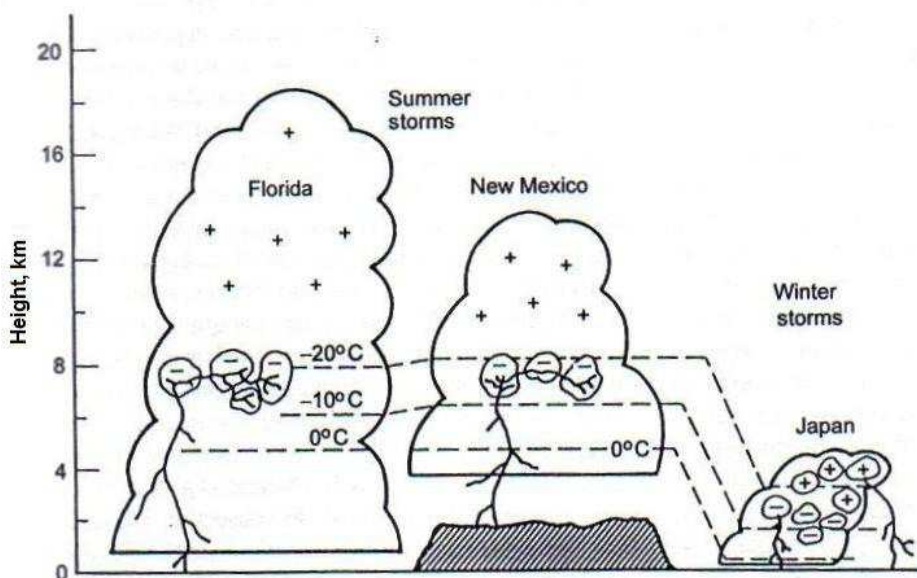


Figura 3.6 – As localizações dentro das nuvens dos pacotes de cargas negativas (pequenos contornos irregulares) observados em tempestades de verão na Flórida e no Novo México e em tempestades de inverno no Japão, usando medidas de campo elétrico.

Fonte: Adaptada de Rakov e Uman (2003).

Medidas recentes de sondagens com balão têm mostrado que, na realidade, a estrutura de cargas dentro das nuvens cumulonimbus é bem mais complexa, em geral, apresentando múltiplas camadas de cargas negativas ou positivas dispostas horizontalmente e alternadas em função da altitude (STOLZENBURG et al., 1998a; b; c). Nessa estrutura multipolar (Figura 3.7) há uma região de correntes ascendentes apresentando quatro centros de cargas, em alturas que aumentam à medida que a velocidade das correntes se intensifica, e uma região de correntes descendentes apresentando seis centros de cargas.

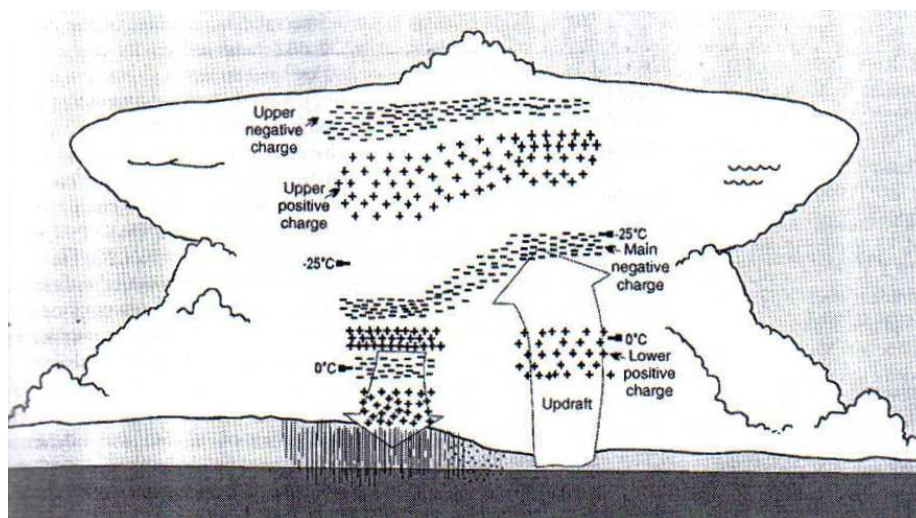


Figura 3.7 – Estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade. Modelo multipolar.

Fonte: Adaptada de Stolzenburg et al. (1998b).

3.3 Relâmpagos

Em termos de nomenclatura, considera-se o relâmpago como um fenômeno físico completo, desde seu início na nuvem até a sua total extinção. A denominação raio é específica para relâmpagos do tipo nuvem-solo (PINTO JR., 2005), comentados a seguir. Relâmpagos são descargas elétricas de grande intensidade e comprimento que se originam na camada atmosférica mais importante do ponto de vista meteorológico, a troposfera. Possuem um canal ionizado, caracterizado ou não por várias ramificações e que se estende a longas distâncias verticais e horizontais. Esse canal atua como uma efetiva antena de irradiação de ondas eletromagnéticas que se propagam ao redor do planeta através da atmosfera, gerando vários fenômenos não somente próximos aos locais de ocorrência, como também a grandes distâncias, desde a superfície da Terra até as camadas mais altas da atmosfera (RAKOV e UMAN, 2003).

Existem diversos tipos de relâmpagos classificados de acordo com o local onde se originam e terminam (Figura 3.8). Os relâmpagos mais frequentes começam e terminam dentro da nuvem e são chamados intranuvem (IN). Globalmente,

eles representam cerca de 70% do número total de relâmpagos e isso se deve ao fato de a capacidade isolante do ar diminuir com a altura em função da diminuição da densidade do ar e devido à maior proximidade de centros de carga de polaridades opostas. Relâmpagos mais raros que terminam na atmosfera são as descargas no ar (DA). Os outros tipos de relâmpagos conectam-se ao solo e são os nuvem-solo (NS) e solo-nuvem (SN). Dependendo da carga efetiva que é transferida para o solo, eles ainda podem ser separados em positivos e negativos. O mais comum dos relâmpagos NS é o nuvem-solo negativo (NS-), observado em cerca de 90% dos casos. Os restantes 10% são basicamente nuvem-solo positivos (NS+). Já os relâmpagos solo-nuvem são os mais raros de todos, porém eles tendem a ocorrer mais freqüentemente a partir de lugares muito altos como topos de montanhas e grandes edificações (PINTO JR. e PINTO, 2000).

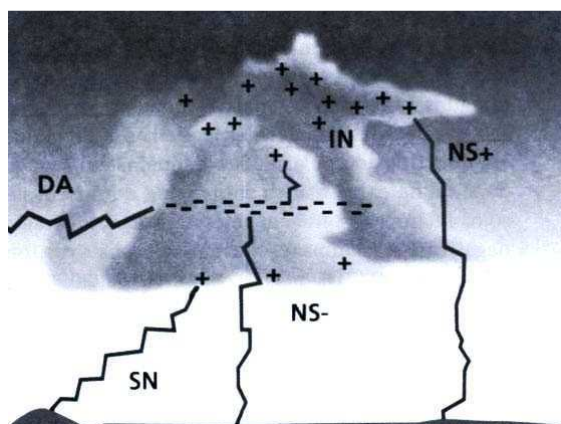


Figura 3.8 – Diferentes tipos de relâmpagos: descarga para o ar (DA), relâmpago intranuvem (IN), nuvem-solo positivo (NS+) e nuvem-solo negativo (NS-) e solo-nuvem (SN).

Fonte: Pinto Jr. (2005).

Os raios são os mais estudados e, conseqüentemente, melhor compreendidos, não só devido a sua relativa facilidade de observação em relação aos relâmpagos intranuvem como também ao seu caráter destrutivo (RAKOV e UMAN, 2003; PINTO JR., 2005; NACCARATO, 2006). Duram cerca de um quarto de segundo, embora valores variando desde um décimo de segundo a

dois segundos têm sido registrados. Durante esse tempo, percorrem trajetórias na atmosfera de até dezenas de quilômetros, com a corrente elétrica variando desde centenas de ampères até centenas de quiloampères. Ao conectar no solo, a carga transferida varia de algumas dezenas de coulombs até centenas de coulombs (UMAN, 1987; RAKOV e UMAN, 2003).

3.4 Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas

Os atuais sistemas de detecção de relâmpagos são baseados na medida da radiação eletromagnética emitida pelas descargas a partir de um conjunto de sensores dispostos adequadamente em áreas de até centenas de milhares de quilômetros quadrados, com o objetivo de localizar precisamente os raios para um determinado fim (PINTO JR., 2005).

Essas redes permitem detectar os relâmpagos da nuvem para o solo e identificar precisamente a localização do seu ponto de impacto. Isso é feito mediante uma rede de sensores remotos que detectam a radiação eletromagnética emitida pelos relâmpagos na faixa entre 10 kHz e 300 kHz, denominada *low frequency* (LF), analisam os sinais recebidos e eliminam aqueles cujas fontes não sejam relâmpagos nuvem-solo. Os dados obtidos são então enviados para uma central de processamento que correlaciona as informações recebidas, calcula a localização ótima e os principais parâmetros físicos dos eventos, arquiva os dados brutos dos sensores e as soluções finais e monitora constantemente o desempenho da rede. A fim de minimizar perdas de dados, devido a falhas nos sensores ou interrupção/atraso nos canais de comunicação, e alterações na configuração física da rede, devido à instalação de novos sensores ou atualizações de equipamentos, os dados sofrem um reprocessamento a partir dos dados brutos dos sensores. Por fim, uma análise climatológica mais precisa da ocorrência de raios em uma dada região somente é possível se o número de raios reportados pela rede nesta região for corrigido por sua respectiva eficiência de detecção, levando-se em conta cada período

em que tenha havido qualquer tipo de alteração na rede que potencialmente afete seu desempenho.

Atualmente, a Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT), também conhecida como Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas (RINDAT), abrange 60% do país (PINTO JR. et al., 2006) com 36 sensores espalhados pelas regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste. A Figura 3.9 mostra a disposição dos sensores. Diferentes tipos de sensores com tecnologias distintas estão instalados no Brasil. Os sensores LPATS (*Lightning Positioning and Tracking System*) utilizam o método TOA (*Time Of Arrival*), que fornece apenas o horário de chegada da radiação eletromagnética gerada pelas descargas, medindo a componente elétrica do sinal. Já os sensores IMPACT (*IMProved Accuracy from Combined Technology*), a partir da combinação das tecnologias TOA e MDF (*Magnetic Direction Finder*), são capazes de medir não somente o campo elétrico da radiação eletromagnética, dando assim o horário de chegada do sinal, mas também as componentes ortogonais de seu campo magnético, o que permite fornecer a direção (ou azimute) da fonte de radiação em relação ao norte geográfico (CUMMINS et al., 1998). Todos os sensores possuem circuitos receptores de GPS (*Global Positioning System*), permitindo precisa sincronização temporal entre eles (da ordem de 100 ns), fundamental para um bom desempenho do método TOA.

As observações da BrasilDAT possuem cobertura contínua no tempo com precisão média de localização em torno de 2 km. Embora sua cobertura temporal e resolução espacial sejam bem melhores do que as obtidas por sensores em satélites, o fato de não cobrir todo o país e ter uma cobertura espacial heterogênea, devido principalmente aos diferentes tipos de sensores, faz com que as duas fontes de informações sejam complementares. A eficiência de detecção da BrasilDAT medida no Vale do Paraíba (SP) é de 87,4% para raios e 54,7% para descargas de retorno (BALLAROTTI et al., 2006; PINTO JR. et al., 2007). Esses valores variam de região para região,

dependendo do tipo de sensor utilizado, da geografia do lugar e da disposição dos sensores entre si.

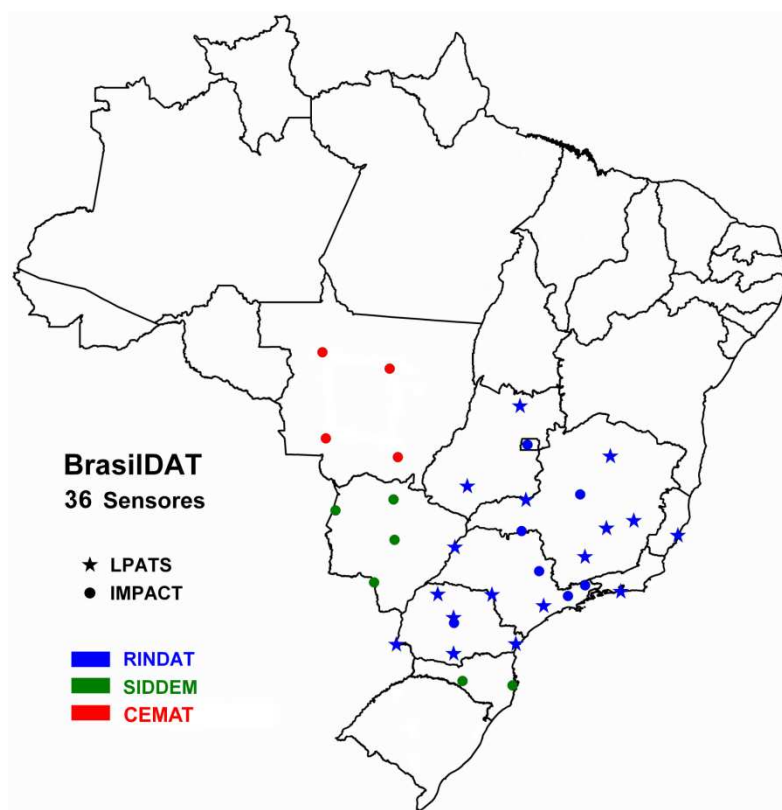


Figura 3.9 – Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas. Em cores, os proprietários dos sensores: Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas (RINDAT); Sistema de Detecção de Descargas Atmosféricas (SIDDEM)/ Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE); Grupo Rede – Centrais Elétricas Matogrossenses S. A. (CEMAT)/ INPE.

Fonte: Grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT)/ INPE.

4 MODELO DE MESOESCALA WRF

O sucesso da modelagem numérica acoplado ao rápido crescimento do poder computacional tem conduzido ao avanço dos modelos de mesoescala no ambiente operacional das previsões de tempo. Usufruir, ao máximo, dos benefícios proporcionados por estes sistemas implica dominar técnicas capazes de processar e analisar as informações provenientes das saídas numéricas. Apesar do conhecimento empírico da performance dos modelos, sob determinados cenários de tempo, constituir-se em componente importante na avaliação das previsões de mesoescala, o entendimento da física básica da modelagem e dos seus esquemas de parametrização tornou-se hoje, em relação ao passado, elemento indispensável (CORTINAS JR. e STENSRUD, 1995).

Ainda que dependentes da física parametrizada e das configurações de processamento que incorporam, os modelos numéricos de mesoescala representam uma ferramenta meteorológica bastante precisa no prognóstico do tempo e do clima. Em termos de modelagem numérica, para se obter resultados satisfatórios quanto à previsibilidade de uma tempestade em si, caracterizada por dimensões espacial e temporal muito reduzidas, faz-se necessários dados de entrada de alta qualidade e com altas resoluções temporal e espacial, assim como, alta resolução da grade do modelo, o que é bastante viável em estudos de casos puramente com objetivos de pesquisa. Contudo, a pobre cobertura espacial das redes observacionais e o acréscimo de tempo computacional, tornam tais requisitos, muitas vezes, impraticáveis, de modo que as adversidades de natureza localizada, resultantes de manifestações atmosféricas atípicas, desafiam a possibilidade de prover uma previsão de tempo detalhada, com antecedência suficiente capaz de permitir a tomada de medidas preventivas contra a ocorrência de eventuais danos econômicos e sociais.

Os modelos de circulação global identificam e reproduzem bem o comportamento geral da atmosfera em escala sinótica. Entretanto, informações físicas sobre sistemas de mesoescala, como tempestades severas em regiões específicas, são obtidas a partir de modelos regionais, visto a necessidade de parametrizações detalhadas de superfície na representação dos efeitos de topografia em resolução local. Assim, para o desenvolvimento deste trabalho, optou-se pelo modelo atmosférico de mesoescala WRF (*Weather Research and Forecasting*), em sua versão operacional V2.2, descrito brevemente a seguir.

O modelo WRF é parte integrante de um sistema de modelagem numérica da atmosfera não-hidrostático, totalmente compressível (SKAMAROCK et al., 2005), destinado tanto para fins de pesquisa quanto operacionais, em diferentes escalas espaciais, desde alguns metros até milhares de quilômetros. O seu desenvolvimento contínuo é fruto principalmente da colaboração das seguintes instituições e agências governamentais: *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), *Forecast Systems Laboratory* (FSL), *Air Force Weather Agency* (AFWA), *Naval Research Laboratory*, *Oklahoma University* e *Federal Aviation Administration* (FAA) (SKAMAROCK et al., 2005). Representa uma evolução do modelo MM5 (*PSU/NCAR fifth-generation Mesoscale Model*) (DUDHIA et al., 2002), o qual não sofrerá novas atualizações. O esforço de aperfeiçoamento do modelo WRF é, para a comunidade científica, um desafio a melhor compreensão dos fenômenos atmosféricos no que diz respeito à capacidade de modelá-los corretamente. Concebido para ser uma ferramenta que representa o estado da arte da simulação atmosférica, flexível, portátil e eficiente em variadas plataformas computacionais, o sistema WRF é de domínio público e disponibilizado gratuitamente. Oferece uma diversidade de opções físicas, além de sistemas avançados de assimilação de dados que estão sendo desenvolvidos e testados (SKAMAROCK et al., 2005).

4.1 Coordenada Vertical

O sistema de coordenadas verticais utilizado pelo modelo WRF é denominado *eta* (η). Cada nível vertical é definido por um valor discreto da coordenada *eta*¹⁴, determinada em relação à componente hidrostática de pressão, proporcional à massa da coluna de ar que se estende desde o nível dado até a fronteira superior do modelo, dividida pela massa em toda a coluna (LAPRISE, 1992). Próximo ao solo, as superfícies *eta* seguem a topografia do terreno, enquanto que, na atmosfera superior, tendem a aproximar-se das superfícies isobáricas. Conforme mostra a Figura 4.1, η assume o valor zero no topo da atmosfera e a unidade na superfície terrestre. Para este estudo, 31 níveis verticais desigualmente espaçados foram selecionados: 1,000; 0,993; 0,980; 0,966; 0,950; 0,933; 0,913; 0,892; 0,869; 0,844; 0,816; 0,786; 0,753; 0,718; 0,680; 0,639; 0,596; 0,550; 0,501; 0,451; 0,398; 0,345; 0,290; 0,236; 0,188; 0,145; 0,108; 0,075; 0,046; 0,021; 0,000.

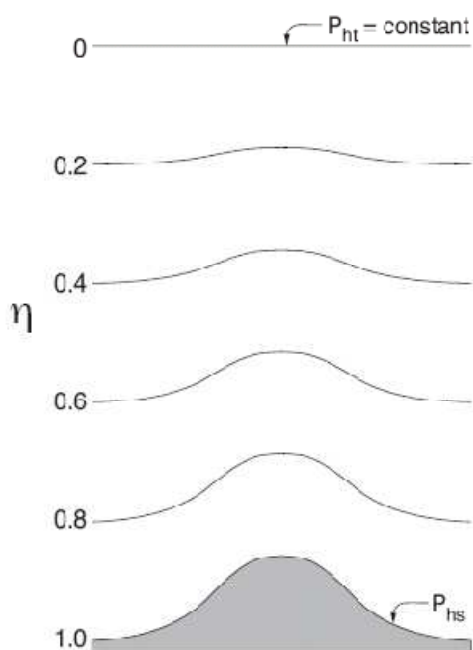


Figura 4.1 – Sistema η de coordenadas verticais.

Fonte: Skamarock et al. (2005).

¹⁴ $\eta = (p_h - p_{ht}) / (p_{hs} - p_{ht})$, onde p_h é a componente hidrostática da pressão, p_{ht} é o valor da pressão no topo do modelo e p_{hs} é o valor da pressão ao longo da superfície.

4.2 Equações Governantes

O núcleo (*core*) de qualquer modelo de simulação consiste na formulação apropriada das equações dinâmicas juntamente com as técnicas empregadas na resolução das mesmas. Todos os cálculos executados pelo WRF a fim de simular as condições atmosféricas são baseados em um conjunto de equações que controlam o comportamento da atmosfera. Em vista disso, são utilizadas as equações não-hidrostáticas de Euler para caracterizar as propriedades conservativas do fluido, usando as coordenadas verticais de pressão hidrostática (Laprise, 1992). Este sistema de equações diferenciais parciais não pode ser resolvido analiticamente, a menos que várias aproximações sejam feitas e, mesmo assim, a capacidade de representar fenômenos reais seria praticamente nula, sendo as equações aplicáveis somente a situações idealizadas. As equações são definidas na forma diferencial como:

Conservação da Quantidade de Movimento

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathbf{V}u) - \partial_x(p\phi_\eta) + \partial_x(p\phi_x) = F_U \quad (4.1)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathbf{V}v) - \partial_y(p\phi_\eta) + \partial_y(p\phi_y) = F_V \quad (4.2)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathbf{V}w) - g(\partial_\eta p - \mu) = F_W \quad (4.3)$$

Conservação da Energia Termodinâmica

$$\partial_t \theta + (\nabla \cdot \mathbf{V}\theta) = F_\theta \quad (4.4)$$

Conservação da Massa

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0 \quad (4.5)$$

Equação Geopotencial

$$\partial_t \phi + \mu^{-1}[(\mathbf{V} \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (4.6)$$

Relação diagnóstica para o inverso da densidade,

$$\partial_{\eta}\phi = -\alpha\mu \quad (4.7)$$

Equação do Estado Termodinâmico

$$p = p_0(R_d\theta/p_0\alpha)^{\gamma} \quad (4.8)$$

onde $\mathbf{V} = \mu\mathbf{v} = (U, V, W)$; $\Omega = \mu\dot{\eta}$; $\Theta = \mu\theta$; $\mathbf{v} = (u, v, w)$ são as velocidades covariantes nas direções horizontal e vertical, respectivamente; θ é a temperatura potencial; $\phi = gz$ é o geopotencial; p é a pressão; $\alpha = 1/\rho$ é o inverso da densidade; $\gamma = c_p/c_v \cong 1,4$ é a razão entre os calores específicos para o ar seco; R_d é a constante do gás para o ar seco; p_0 é a pressão de referência (tipicamente 10^5 Pascals). Os termos da direita de 4.1 a 4.4, F_U , F_V , F_W e F_{Θ} , representam os termos forçantes incorporados à física do modelo.

O sistema realmente utilizado no WRF possui termos que levam em conta o efeito da força de Coriolis, a umidade do ar e a projeção cartográfica que está sendo utilizada (SKAMAROCK et al., 2005). Além disso, as equações diferenciais parciais são reescritas usando variáveis de perturbação com o objetivo de reduzir erros de truncamento e arredondamento nos cálculos dos gradientes de pressão horizontal e vertical, respectivamente. Essas novas variáveis (denotadas por a') representam desvios em termos hidrostaticamente balanceados conhecidos como termos de referência (denotados por \bar{a}). Basicamente, a representação para uma variável qualquer é $a = \bar{a} + a'$; dessa forma, $p = \bar{p}(z) + p'$, $\phi = \bar{\phi}(z) + \phi'$, $\alpha = \bar{\alpha}(z) + \alpha'$, e $\mu_d = \bar{\mu}_d(x, y) + \mu'_d$. Visto que as superfícies da coordenada η são geralmente não horizontais, os termos \bar{p} , $\bar{\phi}$, e $\bar{\alpha}$ são funções de (x, y, η) . As equações do momentum (4.1) a (4.3) são escritas como:

$$\begin{aligned} \partial_t U + m[\partial_x(Uu) + \partial_y(Vu)] + \partial_{\eta}(\Omega u) + (\mu_d\alpha\partial_x p' + \mu_d\alpha'\partial_x\bar{p}) + \\ + (\alpha/\alpha_d)(\mu_d\partial_x\phi' + \partial_{\eta}p'\partial_x\phi - \mu'_d\partial_x\phi) = F_U \end{aligned} \quad (4.9)$$

$$\begin{aligned} \partial_t V + m[\partial_x(Uv) + \partial_y(Vv)] + \partial_\eta(\Omega v) + (\mu_d \alpha \partial_y p' + \mu_d \alpha' \partial_y \bar{p}) + \\ + (\alpha/\alpha_d)(\mu_d \partial_y \phi' + \partial_\eta p' \partial_y \phi - \mu'_d \partial_y \phi) = F_V \end{aligned} \quad (4.10)$$

$$\begin{aligned} \partial_t W + m[\partial_x(Uw) + \partial_y(Vw)] + \partial_\eta(\Omega w) \\ - m^{-1}g(\alpha/\alpha_d)[\partial_\eta p' - \bar{\mu}_d(q_v + q_c + q_r)] + m^{-1}\mu'_d g = F_W \end{aligned} \quad (4.11)$$

A Conservação da Massa (4.5) e a Equação do Geopotencial (4.6) tornam-se:

$$\partial_t \mu'_d + m^2[\partial_x U + \partial_y V] + m \partial_\eta \Omega = 0 \quad (4.12)$$

$$\partial_t \phi' + \mu_d^{-1}[m^2(U\phi_x + V\phi_y) + m\Omega\phi_\eta - gW] = 0 \quad (4.13)$$

As equações de conservação de temperatura potencial (4.4) e escalares são:

$$\partial_t \theta + m^2[\partial_x(U\theta) + \partial_y(V\theta)] + m \partial_\eta(\Omega\theta) = F_\theta \quad (4.14)$$

$$\partial_t Q_m + m^2[\partial_x(Uq_m) + \partial_y(Vq_m)] + m \partial_\eta(\Omega q_m) = F_{Q_m} \quad (4.15)$$

No sistema perturbado, a relação hidrostática (4.7) fica:

$$\partial_\eta \phi' = -\bar{\mu}_d \alpha'_d - \alpha_d \mu'_d \quad (4.16)$$

E a relação diagnóstica para a pressão total (vapor mais ar seco):

$$p = p_0(R_d \theta_m / p_0 \alpha_d)^\gamma \quad (4.17)$$

onde α_d é o inverso da densidade do ar seco ($1/\rho_d$) e α é o inverso da densidade levando em conta a densidade total da parcela $\alpha = \alpha_d(1 + q_v + q_c + q_r + q_i + \dots)^{-1}$, onde q_* são as razões de mistura (massa por massa de ar seco) de vapor d'água, nuvem, chuva, gelo, etc.; $\theta_m = \theta(1 + (R_v/R_d)q_v) \approx \theta(1 + 1,61q_v)$; $Q_m = \mu_d q_m$, $q_m = q_v, q_c, q_i, \dots$; $m = (\text{espaçamento computacional})/(\text{distância na superfície da Terra})$ é um fator de mapa; $U = \mu_d u/m$, $V = \mu_d v/m$, $W = \mu_d w/m$ e $\Omega = \mu_d \dot{\eta}/m$ são as variáveis de momentum redefinidas.

As equações (4.9) a (4.15), juntamente com a equação de estado (4.17), representam as equações que são resolvidas no núcleo dinâmico do *Advanced Research WRF* (ARW). Vale ressaltar que a equação de estado (4.17) não pode ser escrita na forma de perturbação devido ao expoente na expressão.

4.3 Discretização Temporal

A solução das equações do modelo contém tanto ondas lentas – que representam os fenômenos meteorológicos de interesse – quanto rápidas – ondas sonoras. As ondas sonoras são de pouco ou nenhum interesse para a meteorologia, entretanto precisam ser resolvidas para manter a estabilidade da solução. Como têm alta frequência, elas exigem Δt menores do que as ondas meteorológicas. Caso todos os cálculos do modelo tivessem de ser feitos utilizando esse Δt pequeno, o custo operacional de processamento seria muito alto, inviabilizando a previsão. Assim, técnicas foram desenvolvidas para tratar as ondas acústicas separadamente das demais ondas, as quais podem então utilizar um Δt apropriado.

O núcleo dinâmico ARW usa um esquema de integração temporal descrito por Wicker e Skamarock (2002). Resumidamente, as ondas lentas são resolvidas com o esquema Runge-Kutta de 3ª ordem (RK3). Os modos horizontais de propagação das ondas acústicas são integrados com um esquema do tipo *forward-backward* e os modos verticais e as oscilações de flutuabilidade, com um esquema vertical implícito usando o Δt das ondas rápidas.

O esquema RK3, descrito por Wicker e Skamarock (2002), integra um conjunto de equações diferenciais ordinárias usando uma formulação *preditor-corretor*. Definidas as variáveis prognósticas como $\Phi = (U, V, W, \theta, \phi', \mu', Q_m)$ e as equações do modelo como $\Phi_t = R(\Phi)$, a integração RK3 se resume em três passos de tempo, para avançar a solução de $\Phi^{(t)}$ para $\Phi^{(t+\Delta t)}$:

$$\Phi^* = \Phi^t + \frac{\Delta t}{3} R(\Phi^t) \quad (4.18)$$

$$\Phi^{**} = \Phi^t + \frac{\Delta t}{2} R(\Phi^*) \quad (4.19)$$

$$\Phi^{t+\Delta t} = \Phi^t + \Delta t R(\Phi^{**}) \quad (4.20)$$

onde Δt é o passo de tempo das ondas lentas. Em (4.18) a (4.20), os sobrescritos denotam níveis de tempo. A respeito das equações do ARW, Φ^t representam os termos parciais derivados no tempo em (4.9) a (4.15), e $R(\Phi^t)$, os termos restantes. Apesar de ser denominado Runge-Kutta de 3ª ordem, este esquema tem essa precisão apenas para equações lineares, pois para equações não-lineares é de 2ª ordem.

Os modos acústicos de alta frequência, insignificantes do ponto de vista meteorológico, limitam severamente o passo de tempo RK3 em (4.18) a (4.20). A fim de contornar essa limitação, é usada uma aproximação descrita por Wicker e Skamarock (2002). As equações governantes são integradas utilizando um passo de tempo menor ($\Delta\tau$) dentro do passo de tempo do RK3 (Δt). Em termos de programação, significa dizer que existe um laço de repetição acústico executado ($\Delta t/\Delta\tau$) vezes dentro do laço de repetição do RK3. As equações são novamente escritas na forma de perturbação; mas, agora, a perturbação inclui as ondas sonoras na solução geral. Maiores detalhes são discutidos em Skamarock et al. (2005).

4.4 Discretização Espacial

A discretização espacial do WRF é realizada numa grade do tipo C de Arakawa (ARAKAWA e LAMB, 1977), em que as variáveis termodinâmicas e de umidade são definidas no centro dos pontos de grade, enquanto que as componentes u , v e w do vento são resolvidas nos pontos conforme indicados na Figura 4.2. Os

índices (i, j) para o plano horizontal e (i, k) para o plano vertical indicam as posições das variáveis, sendo $(x, y, \eta) = (i\Delta x, j\Delta y, k\Delta \eta)$. As distâncias entre os pontos de grade Δx e Δy são idênticas na formulação do modelo (as variações associadas a diferentes projeções na esfera são determinadas pelo fator de escala de mapa m). O espaçamento vertical $\Delta \eta$ pode ser especificado pelo usuário para a região de integração.

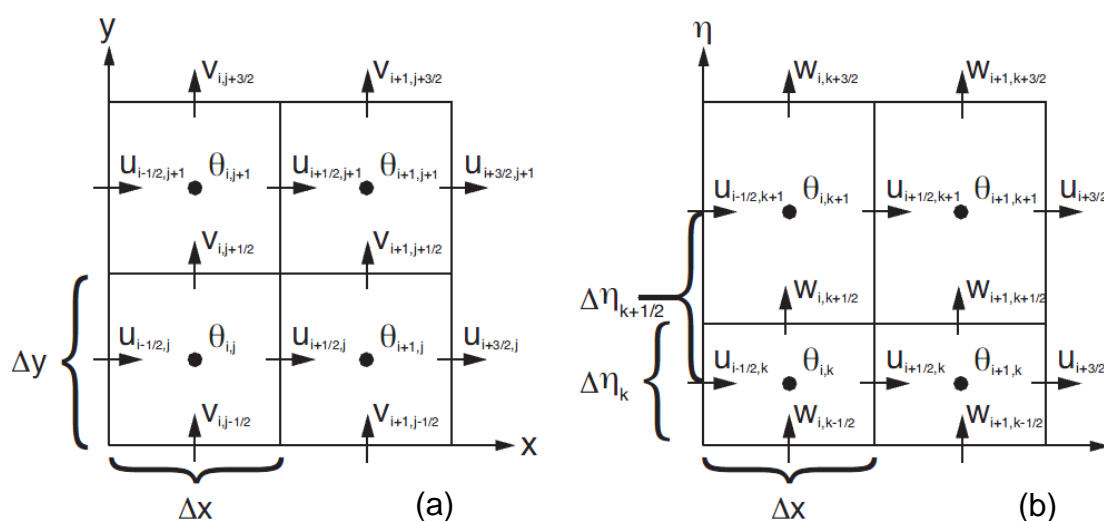


Figura 4.2 – Grade alternada do tipo C de Arakawa, horizontal (a) e vertical (b).
 Fonte: Adaptada de Skamarock et al. (2005).

A vantagem em utilizar uma grade alternada é evitar o desacoplamento entre os termos das equações diferenciais parciais, que ocorre quando variáveis interdependentes são resolvidas no mesmo ponto de grade. Quando esse desacoplamento aparece, grande imprecisão é introduzida nos modos computacionais das soluções das equações em diferenças finitas, tornando-se necessário aplicar meios de difusão computacional nas ondas mais curtas. Além disso, grades alternadas do tipo C têm a vantagem de não necessitar do cálculo de médias em pontos de grade nas equações discretizadas, exceto para o termo de Coriolis. Como o WRF é primariamente um modelo de mesoescala e a influência da força de Coriolis nessa escala é pouco relevante, a grade do tipo C é a mais recomendável dentre outras disponíveis.

Os termos de advecção são discretizados e calculados usando o esquema de Runge-Kutta de 2ª a 6ª ordem. Maiores detalhes podem ser encontrados em Wicker e Skamarock (2002).

4.5 Aninhamento de Grades

A escolha da resolução espacial mais adequada para a representação dos fenômenos meteorológicos depende essencialmente da capacidade computacional disponível e da escala em que se deseja simular. Quando se quer analisar mais detalhadamente uma região de interesse que está inserida na grade original utilizada, comumente conotada como domínio “dos pais” (*parent domain*), é possível fazer um aninhamento de outro(s) domínio(s) dentro dela. A vantagem em utilizar domínios aninhados é possibilitar a integração em uma área com alta resolução espacial.

A Figura 4.3 mostra exemplos de aninhamentos de grade possíveis no WRF. Em ambos os casos apresentados, as condições de contorno das grades com menores resoluções espaciais são interpoladas a partir da previsão fornecida pela grade com maior resolução, ou seja, na Figura 4.3a: 1→2→3→4; na Figura 4.3b: 1→2 e 1→3. A integral do sistema é calculada considerando o fluxo em apenas um sentido (*1-way*) ou em ambos (*2-way*). No modo unidirecional, as variáveis da grade maior são simplesmente utilizadas como condições de contorno para a grade menor; no modo bidirecional, ocorre o mesmo processo, entretanto, os pontos da grade maior que estão dentro da menor, têm seus valores alterados para aqueles obtidos pela grade de alta resolução. Na realidade, para este último caso, os fluxos são levados em consideração nos dois sentidos, isto é, há uma integração do domínio menor para o maior e também, do domínio maior para o menor.

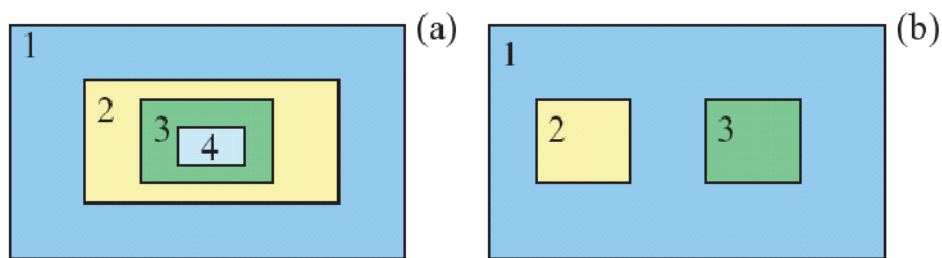


Figura 4.3 – Exemplos de aninhamento de grades permitidos no WRF.

Fonte: Skamarock et al. (2005).

A Figura 4.4 apresenta exemplos da disposição das variáveis em grades aninhadas. A alternância dessas variáveis na grade define como a grade menor é colocada sobre a grade maior e influencia os resultados quando o modo 2-way é imposto. Se a razão entre $\Delta x_{grade\ maior}$ e $\Delta x_{grade\ menor}$ for ímpar (Figura 4.4a), os pontos que contêm determinada variável nas grades maior e menor coincidem. Caso contrário, sendo par (Figura 4.4b), o ponto da grade maior é eqüidistante dos quatro pontos da grade menor e simplesmente recebe o valor do canto inferior esquerdo.

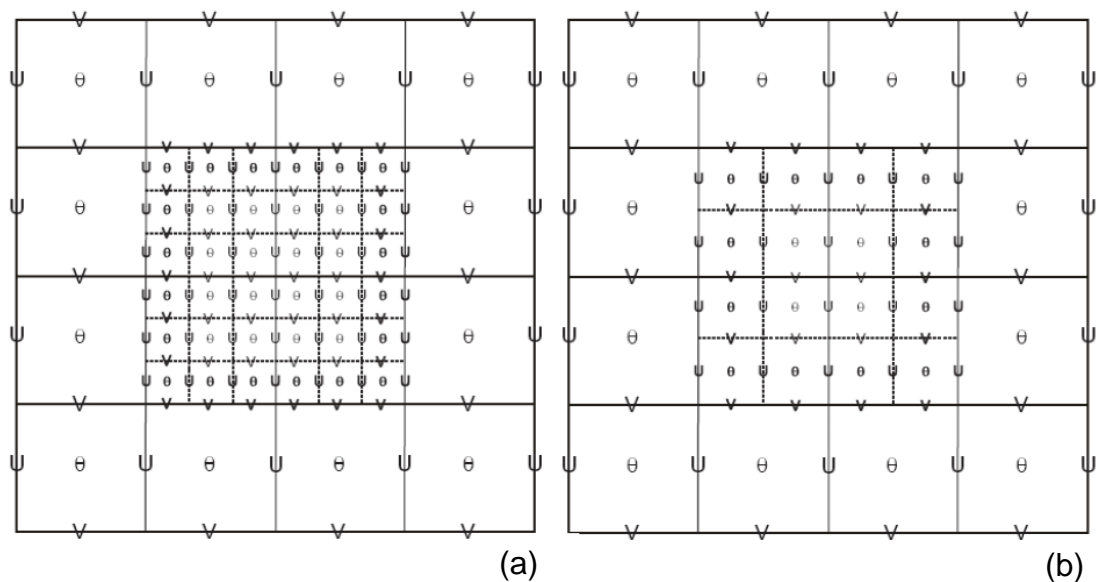


Figura 4.4 – Grades aninhadas do tipo C de Arakawa; proporção entre grade maior e grade menor de 3:1 (a) e 2:1 (b).

Fonte: Adaptada de Skamarock et al. (2005).

4.6 Esquemas de Parametrizações Físicas

Os processos físicos que, devido a sua natureza microscópica e descontínua, não podem, na prática, ser representados pelas leis termo-hidrodinâmicas na sua forma fundamental, são denominados processos de subgrade. Tais processos são explicitamente incorporados pelo modelo WRF, por meio de esquemas de parametrizações. Nesses esquemas são construídas, no lugar dos complexos modelos teóricos, fórmulas alternativas simplificadas para incluir os termos associados aos fluxos turbulentos de momento, calor e umidade que aparecem devido à integração das equações. As parametrizações são implementadas em módulos separados, organizadas em cinco blocos principais: (i) microfísica de nuvens; (ii) processos convectivos; (iii) trocas e transportes turbulentos na camada limite planetária; (iv) processos de radiação e (v) interação solo-superfície (SKAMAROCK et al., 2005).

4.6.1 Microfísica

Os esquemas de microfísica incluem processos explicitamente resolvidos de precipitação, nuvens e vapor d'água. De um modo geral, o uso dessa parametrização não é recomendada para grades com resolução horizontal superior a 10 km, porque os processos envolvendo as fases mista e do gelo não são bem resolvidos (SKAMAROCK et al., 2005). Contudo, em alta resolução, é interessante testar esquemas de microfísica que sejam capazes de reproduzir de forma mais realista a constituição do gelo na nuvem, uma vez que estudos com sensoriamento remoto têm encontrado correlações positivas entre a agitação das partículas de gelo nas nuvens e a intensidade de sua atividade de relâmpagos (SHERWOOD et al, 2006; DEIERLING et al, 2008). Já conhecida é a forte interação entre a CAPE, o movimento vertical do ar, a formação microfísica e a extensão vertical de partículas de gelo, e a resultante ocorrência de relâmpagos (WILLIAMS, 2001). Conforme discutido no capítulo anterior, o princípio físico para a separação de cargas na escala da nuvem

envolve colisões entre *graupel*¹⁵ e cristais de gelo e requer a presença de água líquida superesfriada. É na fase mista que há condições para a formação dessas partículas de gelo, que aparentemente são os ingredientes fundamentais para uma eletrificação forte e a conseqüente formação de relâmpagos (LATHAM, 1981; ILLINGWORTH, 1985; SAUNDERS, 2008).

Para este estudo, duas parametrizações de microfísica foram escolhidas e testadas: *WRF Single-Moment 6-class* (WSM6) e Thompson et al. O esquema WSM6 é um esquema relativamente sofisticado, mais indicado para o uso em pesquisas. Inclui seis classes de hidrometeoros (vapor d'água, chuva, neve, gelo e água de nuvem, *graupel*) e processos de fase mista que são parametrizados à semelhança de Lin et al. (1983), à exceção dos cálculos de acreção e de alguns outros parâmetros. Os ajustes nos processos de saturação da água e do gelo são tratados separadamente conforme Dudhia (1989) e Hong et al. (1998). A parametrização de microfísica baseada em Thompson et al. (2004) foi desenvolvida com o intuito de melhorar a previsão de eventos de congelamento para alertas de segurança na aviação. Foi extensivamente testada e comparada, tanto em estudos de caso idealizados quanto em eventos reais e documentados a partir de observações realizadas durante o inverno em latitudes médias. Inclui seis classes de hidrometeoros além da concentração do número de gelo, na forma de variáveis prognósticas. Utiliza funções espectrais clássicas para representar cada classe de hidrometeoro em um conjunto de equações explícitas.

4.6.2 Convecção

As características comuns entre as diferentes parametrizações cumulus são a estimativa da taxa de precipitação convectiva em escala de subgrade, a

¹⁵ Partículas de gelo da ordem de 2 a 5 mm que se formam quando gotículas de água superesfriada condensam sobre flocos de neve. Muitas vezes são indistinguíveis dos granizos pequenos, exceto para a convenção de tamanho que estabelece ao granizo um diâmetro superior a 5 mm. Apresenta-se em formato cônico, hexagonal ou arredondado.

liberação de calor latente e a redistribuição de calor, umidade e momentum na vertical, reduzindo assim a instabilidade atmosférica. Cada esquema atua somente sobre colunas individuais, de forma que, quando disparado, fornece os perfis verticais de calor e umidade, assim como a componente convectiva da precipitação. A maioria é do tipo fluxo de massa, diferenciando-se entre si pelos parâmetros empregados para descrever os movimentos ascendentes, descendentes e os compensatórios do ar fora da nuvem.

Neste estudo, as três parametrizações cumulus disponíveis na versão em uso do modelo WRF foram testadas: Kain-Fritsch, Betts-Miller-Janjic e Grell-Devenyi. A parametrização Kain-Fritsch (KAIN e FRITSCH, 1990; 1993) utiliza um modelo de nuvem simples, com correntes de umidade ascendentes e descendentes, incluindo efeitos de interação com a atmosfera e uma microfísica relativamente simples. Este esquema foi formulado para assegurar a conservação de massa, energia térmica, umidade total e momentum, e considera que toda a CAPE, num elemento de malha, é removida no instante de ajustamento. Mais detalhes podem ser encontrados em Kain (2004). A parametrização Betts-Miller-Janjic (JANJIC, 1994; 2000) apresenta, com relação ao esquema de ajuste convectivo Betts-Miller (BETTS, 1986; BETTS e MILLER, 1986), diferenças importantes, como: perfis de convecção profunda, em função do tempo de relaxação das variáveis, dependentes da eficiência da nuvem que é um parâmetro adimensional que caracteriza o regime de convecção (JANJIC, 1994). Essa eficiência depende das variações de entropia, precipitação e temperatura média da nuvem. Este esquema tem sido aperfeiçoado ao longo dos anos de aplicação operacional no *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), de modo que, além das diferenças conceituais descritas, muitos detalhes e/ou valores de parâmetros diferem daqueles recomendados por Betts (1986) e Betts e Miller (1986). Mais recentemente, tentativas visam a refinar o esquema para aplicação em resoluções horizontais maiores, principalmente a partir de modificações no mecanismo de disparo da convecção. Grell e Devenyi (2002) introduziram uma

parametrização cumulus por conjunto em que simultaneamente múltiplos esquemas de convecção e variantes são rodados para cada elemento de malha, produzindo uma média dos resultados. A princípio, a média pode ser ponderada a fim de otimizar a parametrização, mas geralmente pesos iguais são atribuídos. Os esquemas são todos do tipo fluxo de massa, mas com diferentes parâmetros para correntes ascendentes e descendentes de entranhamento e desentranhamento¹⁶, e eficiências de precipitação. Essas diferenças no controle estático¹⁷ são combinadas com diferenças no controle dinâmico¹⁸, que é o método para determinar o fluxo de massa na nuvem. Os fechamentos do controle dinâmico são baseados na CAPE, na velocidade vertical nos níveis baixos ou na convergência de umidade. Tipicamente esta parametrização é composta por 144 membros que distinguem os tipos de nuvens.

4.6.3 Camada Superficial

Os esquemas da camada superficial determinam as velocidades de fricção e os coeficientes de trocas que permitem o cálculo do aquecimento da superfície e dos fluxos de umidade nos modelos de solo-superfície e da turbulência superficial no esquema da camada limite planetária (CLP). Sobre superfícies de água, os fluxos e os campos diagnósticos de superfície são computados no próprio esquema de camada superficial. Esta parametrização não apresenta tendências, apenas incorpora os efeitos que dependem da estabilidade da camada superficial sobre os esquemas de solo-superfície e de CLP. Além disso, interage com os esquemas de radiação (no processo de emissão, absorção e espalhamento da radiação) e com a precipitação oriunda dos esquemas de convecção e microfísica.

¹⁶ Entranhamento é a mistura de ar ambiente não saturado em uma corrente de ar pré-existente ou na própria nuvem, de modo a se tornar parte do sistema. Por outro lado, desentranhamento é a remoção de ar úmido das plumas convectivas para o ambiente.

¹⁷ O modelo de nuvem que é usado para determinar as propriedades da nuvem (GRELL, 1993).

¹⁸ A modulação da convecção pelas condições do ambiente (GRELL, 1993).

Os fluxos de superfície neste trabalho foram calculados de acordo com a Teoria da Similaridade, que usa as funções de estabilidade de Paulson (1970), Dyer e Hicks (1970) e Webb (1970) para computar os coeficientes de trocas em superfície para calor, umidade e momentum. A velocidade convectiva, segundo Beljaars (1994), é usada para melhorar os fluxos superficiais de calor e umidade.

4.6.4 Modelo de Solo-Superfície

Os modelos de física do solo utilizam informações atmosféricas da camada superficial, forçantes radiativas e precipitação, combinadas com informações internas das variáveis de estado do solo e de propriedades solo-superfície, para computar os fluxos de calor e umidade sobre solo, água e gelo. Estes fluxos geram uma condição de fronteira inferior para o transporte vertical realizado nos esquemas de CLP. Os modelos são sofisticados quando se trata de fluxos de temperatura e umidade em múltiplas camadas de solo, incorporando também os efeitos de vegetação, raiz e canopy¹⁹, além da previsão de cobertura de neve. Essa parametrização não apresenta uma tendência; simplesmente atualiza as variáveis de estado do solo (como temperatura da superfície, perfis de temperatura e umidade do solo, cobertura de neve e possivelmente propriedades de canopy) a cada passo de tempo. Não há interação horizontal entre pontos vizinhos, possibilitando a execução deste modelo em vários pontos de grade concomitantemente.

Para este trabalho foi escolhido o modelo de solo-superfície Noah LSM (*Land Surface Model*) (CHEN e DUDHIA, 2001) de quatro camadas que inclui zona radicular, evapotranspiração, drenagem do solo e escoamento superficial, e considera categorias de vegetação, fração vegetal e textura do solo. O

¹⁹ Quantidade de vegetação acima do solo por unidade de área (dossel).

esquema disponibiliza fluxos de calor sensível e latente para o esquema de CLP.

4.6.5 Camada Limite Planetária (CLP)

A camada limite planetária (CLP) é responsável por fluxos verticais em escala de subgrade que se devem aos transportes turbulentos em toda a coluna atmosférica, não apenas na camada limite. Os fluxos de superfície obtidos, de acordo com os esquemas das seções anteriores, fornecem a condição de fronteira inferior para esta parametrização, que calcula o transporte vertical destes fluxos através da camada de mistura. Após determinar os perfis de fluxo dentro da camada de mistura e da camada estável, gera, então, as tendências de temperatura, umidade (incluindo nuvens) e momentum horizontal em toda a coluna atmosférica.

As simulações deste trabalho foram realizadas utilizando o esquema de camada limite da Yonsei *University* (YSU-PBL). O YSU-PBL usa termos contra-gradientes para representar fluxos devidos a gradientes não-locais, adicionando um tratamento explícito de camada de entranhamento no topo da CLP. O topo da CLP é definido usando um número de Richardson “*bulk*” crítico igual a zero, somente dependente do perfil de flutuabilidade.

4.6.6 Radiação

As parametrizações de radiação incluem os efeitos de aquecimento atmosférico devido à divergência do fluxo radiativo e ao balanço de energia radiativa no solo. A radiação de onda curta é a energia radiante emitida pelo Sol, como luz visível na parte de frequência mais alta do espectro eletromagnético e na do infravermelho próximo, bem como a radiação ultravioleta. A radiação solar penetra a atmosfera, aquecendo a superfície da terra. Parte desta radiação é absorvida e parte é refletida de volta para a

atmosfera (albedo). A parcela absorvida produz aquecimento na superfície que emite radiação de onda longa (radiação térmica ou infravermelha) que pode ser absorvida pelos gases encontrados na atmosfera, como o vapor d'água e o dióxido de carbono. A radiação infravermelha é uma radiação não-ionizante na porção invisível do espectro eletromagnético que é adjacente aos comprimentos de onda longos, ou final vermelho do espectro da luz visível. A absorção desta radiação de onda longa aquece a atmosfera, aumentando a temperatura da superfície. Este é o denominado efeito estufa. O fluxo da radiação de onda longa oriunda do solo é determinado pela emissividade da superfície que, por sua vez, depende do tipo de uso da terra, bem como da temperatura do solo.

Os processos radiativos incluem absorção, reflexão e espalhamento na atmosfera e em superfícies. Na atmosfera, a radiação responde a modelos de nuvem e a distribuições de vapor de água, bem como a concentrações específicas de dióxido de carbono, ozônio e (opcionalmente) gases traço. Os esquemas de radiação no WRF são, em sua maioria, esquemas de coluna, unidimensionais. Cada coluna atmosférica é tratada de forma independente, e os fluxos correspondem a aqueles em planos infinitos horizontalmente uniformes, o que é uma boa aproximação se a espessura vertical das camadas do modelo é muito menor que o comprimento horizontal da grade.

Para os processos envolvendo ondas longas, foi utilizado neste trabalho o esquema RRTM (*Rapid Radiative Transfer Method*), baseado naquele também disponível no modelo MM5 (MLAWER et al., 1997), que considera 16 bandas espectrais. Esta parametrização contém tabelas pré-definidas para representar não somente os processos radiativos devidos a vapor d'água, ozônio, dióxido de carbono e gases traço (se presentes), como também a profundidade ótica das nuvens.

Para a radiação de onda curta foi considerado um esquema baseado em Dudhia (1989), também oriundo do modelo MM5, que integra o fluxo solar descendente, computando os efeitos de espalhamento por gases, absorção por vapor d'água, e albedo e absorção por nuvens. As propriedades das nuvens são tratadas de acordo com as tabelas de Stephens (1978).

4.7 Fluxograma Simplificado do Modelo WRF

A Figura 4.5 ilustra resumidamente as etapas do processo de simulação no modelo WRF.

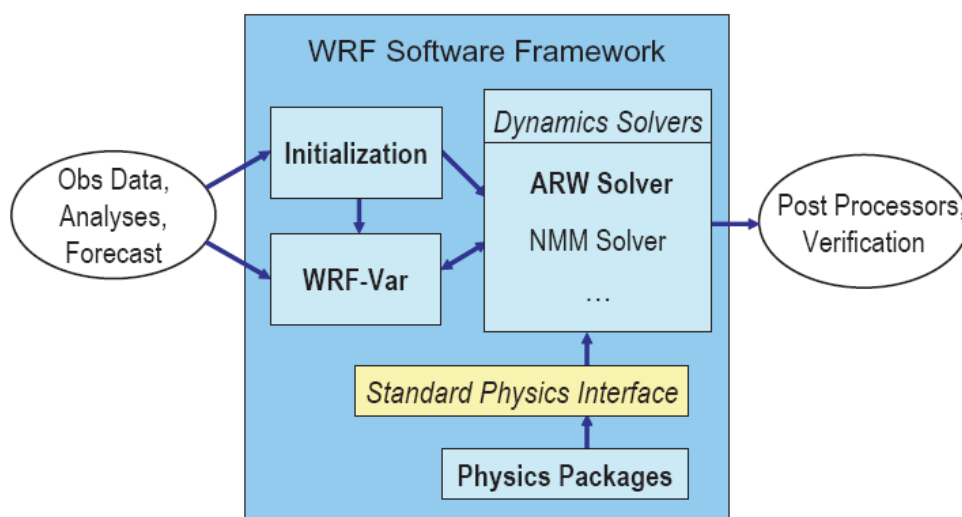


Figura 4.5 – Etapas do processo de simulação no modelo WRF.

Fonte: Skamarock et al. (2005).

Em aplicações reais, seja na previsão do tempo, seja na simulação do tempo passado, o WRF, como modelo de área limitada, necessita de condições de fronteira laterais que representem da melhor forma possível o estado real da atmosfera vizinha ao longo do tempo de integração das equações dinâmicas. Essas condições são fornecidas por um modelo de previsão numérica do tempo em escala global. O estado inicial deve ser definido pelos valores da análise do modelo global em todos os pontos de grade do modelo. Os modelos

globais são capazes de fornecer também previsões para vários dias num prazo suficientemente longo a fim de possibilitar o avanço das previsões dos modelos de área limitada. As condições de inicialização do WRF podem ser fornecidas pelo modelo global GFS (*Global Forecast System*), que é rodado quatro vezes ao dia (00, 06, 12 e 18 UT) com horizonte de simulação de 384 horas, resolução espacial de 0,5, 1,0 ou 2,5 graus de latitude e longitude e resolução temporal de três horas. Os dados gerados são disponibilizados na internet pelo NCEP.

O sistema WRFSI (*WRF Standard Initialization*) é formado por um conjunto de programas que transformam dados terrestres (topografia, uso do solo, cobertura vegetal, etc.) e dados meteorológicos (gerados pelos modelos globais) em arquivos de condições de contorno e condições iniciais para o WRF. O primeiro passo a ser executado nesta etapa é a definição da grade (tipo de projeção, localização, níveis verticais, número de pontos e espaçamentos horizontais) para que sejam interpolados os campos estáticos que descreverão o domínio. Em seguida, os dados meteorológicos fornecidos pelo modelo global (geralmente em formato *GRidded Binary* – GRIB) são interpolados horizontalmente, no sistema de coordenadas da grade, e verticalmente, no sistema de coordenadas η . Como resultado, são gerados arquivos binários, no formato netCDF (*network Common Data Form*), com as condições iniciais e de contorno que serão usadas pelo modelo WRF. Após a simulação, os arquivos de saída do modelo WRF são convertidos do formato netCDF para o formato binário do GrADS (Sistema de Análise e Exibição de Grade) para a visualização das variáveis de interesse. Nesta análise, as saídas do modelo foram configuradas para serem armazenadas a cada hora.

5 MÉTODOS E RESULTADOS I

O banco de dados deste trabalho foi composto por dados de relâmpagos nuvem-solo provenientes da rede BrasilDAT e por variáveis meteorológicas obtidas a partir de simulações numéricas com o modelo de mesoescala WRF. Neste capítulo, além de definidos o período e a região de estudo, serão apresentados e discutidos a avaliação das simulações com dados observacionais de superfície e o método proposto para identificar o conjunto de parametrizações físicas que melhor relacionou os parâmetros meteorológicos considerados com a ocorrência de raios. Ao final da última análise, índices estatísticos foram calculados a fim de ratificar a escolha das parametrizações de convecção e microfísica para a etapa seguinte a respeito da previsão de raios.

5.1 Período e Região de Estudo

Para o estudo da tese foram escolhidos seis meses de dados: outubro de 2005 a março de 2006. O aquecimento diferencial das estações de primavera e verão é responsável por um aumento significativo no número de tempestades nesse período do ano (PINTO JR. et al., 2006).

A Figura 5.1 mostra o mapa de eficiência de detecção²⁰ da BrasilDAT para o ano de 2005. Observa-se que na região Sudeste e em parte das regiões Sul e Centro-Oeste a eficiência de detecção é de aproximadamente 90% (NACCARATO et al., 2011). Quanto maior a eficiência de detecção, mais confiável é a representação da atividade de raios em determinada região. Portanto, a região de interesse desse trabalho, tanto para as análises que serão apresentadas neste capítulo, quanto para a metodologia de previsão discutida a seguir, foi localizada estrategicamente sobre a região Sudeste.

²⁰ Razão entre o número de eventos detectados e o número real de eventos ocorridos (NACCARATO et al., 2011).

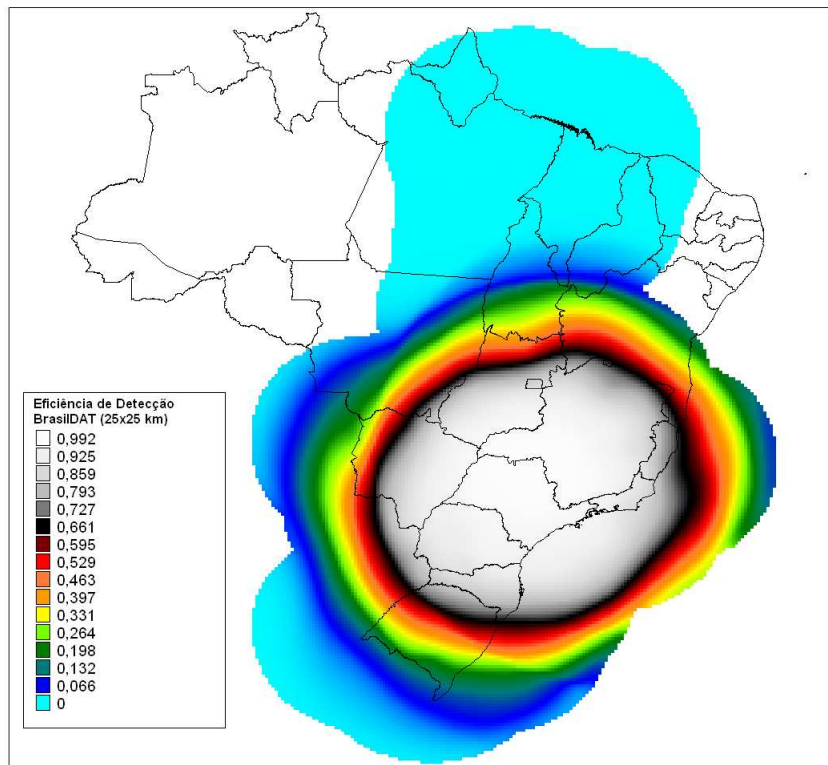


Figura 5.1 – Mapa de eficiência de detecção de descargas atmosféricas da BrasilDAT para o ano de 2005.

Fonte: Naccarato et al. (2011).

A região Sudeste do Brasil é reconhecida por apresentar intensa atividade elétrica associada a condições meteorológicas locais, como tempestades convectivas e sistemas convectivos de mesoescala, e de grande escala, como sistemas frontais, Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Alta da Bolívia (PINTO e PINTO JR., 2003; PINTO JR. et al., 2003). Também tem sido sugerido que a convecção nesta região brasileira e, conseqüentemente, a ocorrência de descargas atmosféricas, pode estar relacionada ao fenômeno El Niño (ENSO), à temperatura da superfície do Oceano Atlântico e à Oscilação Madden-Julian (MJO) (PINTO JR. et al., 2003a).

Visando a estabelecer a configuração de grades que melhor representasse a região de estudo, o modelo WRF foi configurado com três domínios de integração, conforme mostra a Figura 5.2. O domínio mais externo, DOM1,

possui resolução horizontal de 30 km ($32,946^{\circ}$ a $12,265^{\circ}$ S e $62,008^{\circ}$ a $32,992^{\circ}$ O) e cobre praticamente todo o Brasil, exceto as regiões Norte e Nordeste; o primeiro domínio aninhado, DOM2, com resolução horizontal de 10 km ($27,98^{\circ}$ a $19,219^{\circ}$ S e $54,485^{\circ}$ a $40,515^{\circ}$ O), abrange parte das regiões Sul e Sudeste; e, finalmente, a região de interesse, representada pelo segundo domínio aninhado, DOM3, com resolução horizontal de 3 km ($24,327^{\circ}$ a $21,841^{\circ}$ S e $48,558^{\circ}$ a $42,729^{\circ}$ O), incluindo a metade leste do estado de São Paulo, a porção sul do estado de Minas Gerais e a metade oeste do estado do Rio de Janeiro. Somente os parâmetros meteorológicos obtidos do domínio de alta resolução serão de fato utilizados neste estudo.

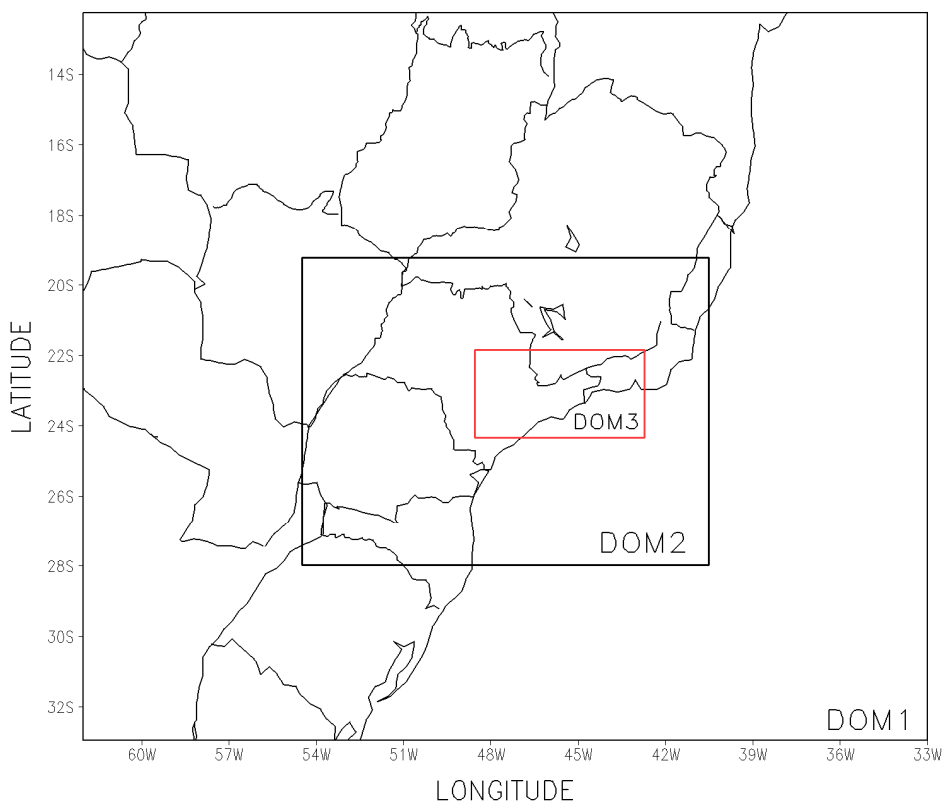


Figura 5.2 – Domínios de integração do modelo WRF e suas respectivas resoluções horizontais: DOM1 – 30 km, DOM2 – 10 km e DOM3 – 3 km. O domínio DOM3, representado pelo retângulo vermelho, é coincidente com a região de interesse em que os dados de raios serão analisados.

5.2 Dias de Tempestade

Neste trabalho, foram selecionados, de outubro de 2005 a março de 2006, apenas os dias que apresentaram atividade contínua de raios de pelo menos quatro horas consecutivas com uma quantidade igual ou superior a 400 raios por hora. Tais critérios garantiram a homogeneidade do nível de severidade das tempestades para a obtenção de padrões meteorológicos válidos e relacionados à ocorrência de raios. O número de raios por hora foi contabilizado considerando aqueles raios que ocorreram meia hora antes e meia hora depois de cada hora cheia. Doze dias satisfizeram as condições estabelecidas acima, perfazendo um total de 79.505 raios. A Tabela 5.1 apresenta, para cada dia escolhido, o respectivo período de horas consideradas e o total de raios associado, bem como a condição meteorológica responsável pela ocorrência da atividade elétrica. Para a classificação das perturbações atmosféricas foram utilizadas imagens realçadas do satélite GOES-12 e informações do Boletim Climanálise (CLIMANÁLISE, 2005; 2006).

Tabela 5.1 – Discriminação do período de estudo.

<i>Dia</i>	<i>Período Horário</i>	<i>Total de Raios</i>	<i>Condição Meteorológica</i>
14/10/2005	1830-2330 UT	7.286	Sistema Frontal
26/10/2005	1430-2130 UT	5.652	Sistema Frontal
16/12/2005	1730-2230 UT	4.406	Sistema Frontal/ ZCAS
30/12/2005	1630-2230 UT	6.095	Convecção Local
18/01/2006	1730-2230 UT	6.391	Convecção Local
19/01/2006	1630-2230 UT	4.936	Sistema Frontal
23/01/2006	1530-2130 UT	5.094	Sistema Frontal
27/01/2006	1430-2030 UT	7.165	Sistema Frontal
14/02/2006	1630-2030 UT	3.046	Convecção Local
17/02/2006	1530-2130 UT	6.800	Convecção Local
21/02/2006	1430-2330 UT	14.935	Convecção Local
04/03/2006	1630-2330 UT	7.699	Sistema Frontal
Total:	72 horas	79.505 raios	

5.3 Simulações com o Modelo WRF

Todas as simulações com o WRF foram inicializadas as 0000UT com horizonte de simulação de 24 horas. Análises das 0000UT e prognósticos numéricos disponíveis a cada três horas com resolução horizontal de 1° latitude x 1° longitude do sistema de previsão global GFS/NCEP foram utilizados para gerar as condições iniciais e de contorno de cada simulação feita.

Os doze dias com intensa atividade de raios foram simulados usando diferentes esquemas de microfísica (WSM6 e Thompson) e convecção (Kain Fritsch, Betts-Miller-Janjic e Grell-Devenyi). As demais opções físicas, com respeito às camadas superficial (Teoria da Similaridade (MM5)) e limite planetária (Yonsei University (YSU)), ao tratamento da radiação atmosférica (RRTM e Dudhia (MM5)) e ao modelo de solo (Noah LSM), foram definidas e permaneceram inalteradas em todos processamentos. Setenta e duas simulações foram realizadas para os doze dias descritos combinando as diferentes parametrizações de microfísica e convecção. Todos os domínios do WRF foram configurados com o mesmo conjunto de parametrizações. Uma lista, com as combinações usadas nos experimentos numéricos e suas respectivas notações, é mostrada na Tabela 5.2. Nas próximas discussões, cada combinação será referenciada por sua notação.

Tabela 5.2 – Experimentos com diferentes parametrizações de microfísica e convecção.

Combinações de Parametrizações Físicas		Notação
<i>Convecção</i>	<i>Microfísica</i>	
Kain-Fritsch	WSM6	KF-WSM6
Kain-Fritsch	Thompson	KF-Thomp
Betts-Miller-Janjic	WSM6	BM-WSM6
Betts-Miller-Janjic	Thompson	BM-Thomp
Grell-Devenyi	WSM6	GR-WSM6
Grell-Devenyi	Thompson	GR-Thomp

5.4 Avaliação do Modelo WRF com Estações de Superfície

Ao assumir ao termo “previsão” o significado de prognosticar o estado futuro (seja do tempo, cotações da bolsa ou qualquer outro), sua verificação consiste no processo de avaliação da qualidade do que é previsto. Sendo assim, a previsão é comparada, ou verificada, contra uma observação correspondente ao que realmente ocorreu, ou a alguma boa estimativa do verdadeiro resultado. A verificação pode ser qualitativa (certa ou errada) ou quantitativa (grau de precisão). Em qualquer um dos casos, ela deve prover informações a respeito da natureza dos erros de previsão.

A qualidade não é igual ao valor da previsão. Uma previsão tem alta qualidade se prevê as condições observadas de acordo com critérios objetivos ou subjetivos. Terá valor, se contribuir para o usuário tomar a melhor decisão. Imaginemos uma situação em que um modelo de previsão numérica com alta resolução espacial preveja o desenvolvimento de tempestades isoladas em uma determinada região, e as tempestades são lá realmente observadas, mas não nos lugares exatamente sugeridos pelo modelo. Conforme o padrão das técnicas de verificação, essa previsão apresentaria baixa qualidade, mas poderia ser valiosa ao previsor no monitoramento do tempo e na emissão de alertas públicos. Um exemplo de previsão com alta qualidade, mas pouco valor é um prognóstico de céu claro sobre o deserto do Sahara durante a estação seca.

Do ponto de vista operacional, a avaliação das simulações de um modelo numérico frente a observações é etapa importante de qualquer processo de validação. Contudo, a escassez de observações é um obstáculo a ser vencido, não apenas devido ao problema de acesso aos dados, mas também à inexistência de observações com uma cobertura suficientemente densa para produzir um mapeamento detalhado da região de interesse. A validação de um modelo a partir de um conjunto reduzido de locais de verificação, porém com

uma adequada disposição dentro da região a representar, é possível mediante uma análise estatística elementar. Outro problema, muitas vezes, é saber exatamente qual é a verdade, uma vez que as fontes de incerteza incluem erros aleatórios e/ou tendenciosos, erros de amostragem ou representatividade, e erros de análise, quando os dados observacionais são alterados para corresponder à escala da previsão. Certo ou errado, geralmente esses erros são ignorados quando considerados muito menores do que o erro esperado nas previsões.

Neste trabalho, parâmetros de superfície da grade de 3 km do modelo WRF foram avaliados contra dados observacionais. Infelizmente, para a região de estudo, há grande deficiência de estações de altitude, o que impossibilita a aplicação de qualquer método de verificação das variáveis em diferentes níveis da atmosfera. Vale ressaltar que não é objetivo principal deste estudo realizar uma análise aprofundada e detalhada a respeito da validação de desempenho do modelo WRF. Assim, a partir de uma análise estatística simplificada, utilizaram-se dados de precipitação acumulada, umidade relativa e temperatura do ar a 2 m, e magnitude da velocidade do vento a 10 m, oriundos das redes de estações automáticas da Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental (CETESB) e do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/ Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) na verificação do modelo WRF.

Segundo o seu relatório anual (CETESB, 2006), a rede automática da CETESB é composta por 27 estações fixas de amostragem e 03 estações móveis distribuídas como segue: Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) (20 estações), Cubatão (03 estações), Paulínia (01 estação), Campinas (01 estação), Sorocaba (01 estação) e São José dos Campos (01 estação). As três estações móveis são deslocadas em função da necessidade de monitoramento para locais onde não existem estações de amostragem ou para estudos complementares à própria rede. A atual rede mede os seguintes parâmetros:

partículas inaláveis, dióxido de enxofre, óxidos de nitrogênio, ozônio, monóxido de carbono, direção do vento, velocidade do vento, umidade relativa, temperatura, pressão atmosférica e radiação solar (global e ultravioleta).

Já que as estações automáticas da CETESB estão concentradas em uma parte específica da grade de estudo, uma melhor representatividade espacial foi alcançada quando do uso das informações meteorológicas das Plataformas de Coleta de Dados (PCDs) do CPTEC, não somente do estado de São Paulo, mas também de Minas Gerais e Rio de Janeiro. Nem todas as estações da CETESB e do CPTEC, localizadas dentro da região de estudo, tiveram seus dados aproveitados na verificação, por conta de falhas e/ou ausência de medições nos dias de interesse simulados pelo WRF. As Figuras 5.3 a 5.5 identificam as posições das estações de superfície utilizadas na análise para cada variável meteorológica. O retângulo pontilhado indica os limites do DOM3; os pontos pretos, estações da CETESB; e os pontos vermelhos, estações do CPTEC.

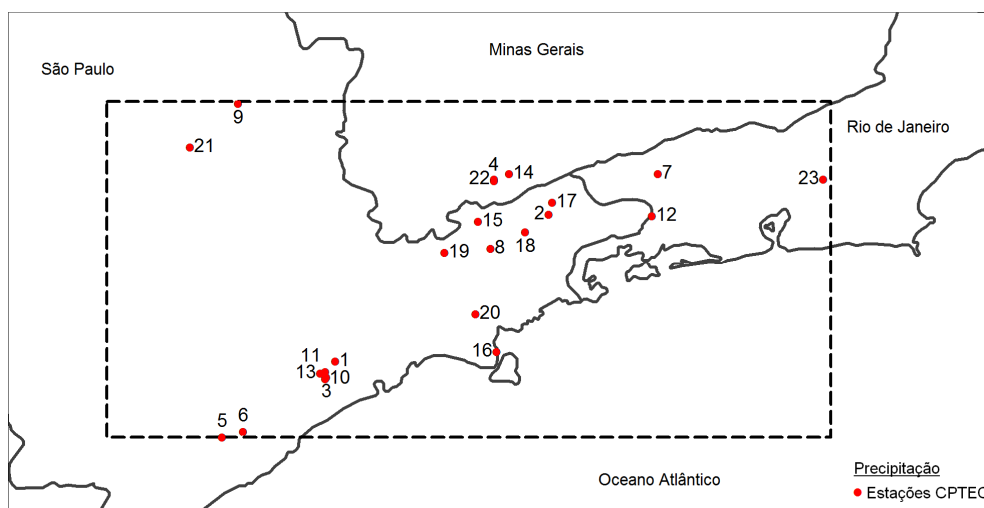


Figura 5.3 – Mapa de localização das 23 estações do CPTEC usadas na avaliação da variável precipitação prevista pelo modelo WRF.

Os prognósticos do modelo WRF foram interpolados às posições das estações usando a técnica do vizinho mais próximo, isto é, apenas o ponto de grade cuja coordenada geográfica estivesse mais próxima da localização da estação era

avaliado. Os horários analisados foram: 15 (18), 18 (21) e 21(00) LT²¹ (UT), visto que a maioria dos doze casos de tempestade ocorreu à tarde e no início da noite. A verificação não foi horária, mas a cada 3 horas, porque os dados das estações do CPTEC são disponibilizados com essa periodicidade.

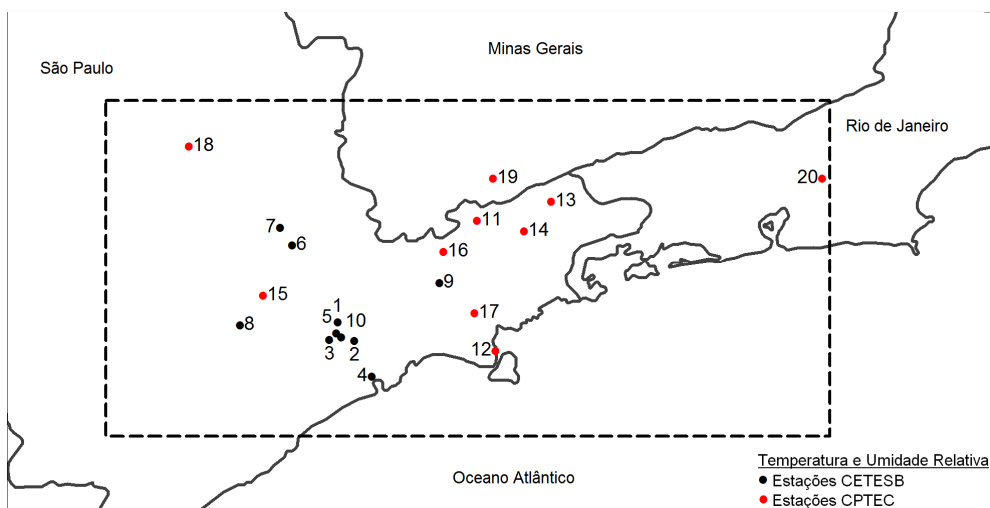


Figura 5.4 – Mapa de localização das 10 estações da CETESB e das 10 estações do CPTEC usadas na avaliação das variáveis temperatura e umidade relativa do ar a 2 m previstas pelo modelo WRF.

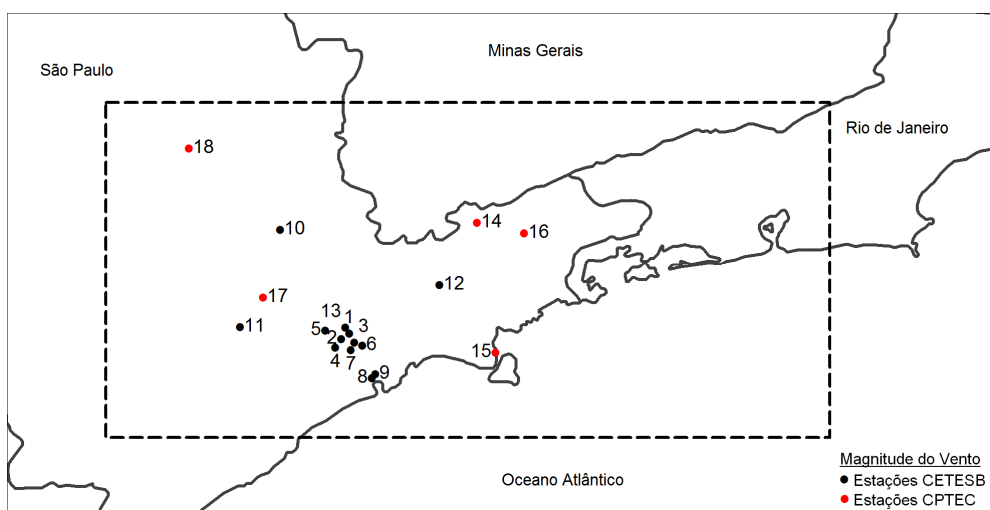


Figura 5.5 – Mapa de localização das 13 estações da CETESB e das 05 estações do CPTEC usadas na avaliação da variável magnitude da velocidade do vento a 10 m prevista pelo modelo WRF.

²¹ O horário de verão foi considerado neste estudo para os dias que estavam compreendidos entre 16 de outubro de 2005 a 19 de fevereiro de 2006.

Para avaliar a qualidade dos prognósticos de precipitação à superfície, temperatura e umidade relativa do ar a 2 m, e magnitude da velocidade do vento a 10 m, foi calculado o bias médio de todos os doze dias, para cada estação de superfície e para cada combinação de parametrizações físicas proposta na seção 5.3. Sua definição matemática é a seguinte:

$$bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i) \quad (5.1)$$

onde N é o número de dias; P_i é o valor no ponto de grade válido para um determinado instante e para uma determinada estação de observação; O_i é o valor observado correspondente. O cálculo do bias é bastante simples e intuitivo; seu intervalo de valores varia de $+\infty$ a $-\infty$, com perfeito *score* igual a zero.

As Figuras 5.6 a 5.8 mostram o bias de precipitação acumulada, em função das estações de superfície do CPTEC, às 15, 18 e 21 LT, respectivamente, para as diferentes combinações de convecção e microfísica. É evidente um aumento na variação do bias conforme a simulação vai se adiantando no tempo. Na Figura 5.6, em geral, o WRF previu satisfatoriamente a precipitação com todas as configurações de parametrizações, exceto BM-WSM6, que apresentou bias positivos de até 4 mm/3h sobre algumas estações na região metropolitana de São Paulo (3, 10, 11 e 13). Já na Figura 5.7, a precipitação foi superestimada quando prevista com as combinações envolvendo a parametrização de BM (em até 5,5 mm/3h com BM-Thomp) e subestimada, com as parametrizações de KF e GR (em até 4 mm/3h com GR-WSM6), independente da microfísica usada. Todos os conjuntos de parametrizações testados apresentaram uma intensificação de bias, seja positivo ou negativo, às 21 LT (Figura 5.8). Vale observar que, em todos os horários, as estações localizadas nas fronteiras do DOM3 (5, 6, 9 e 23) apresentaram a menor variação de bias entre as combinações de parametrizações, o que pode ser atribuído a efeitos de borda,

que neutralizam a sensibilidade dos diferentes tratamentos de convecção e microfísica à previsão de precipitação em superfície.

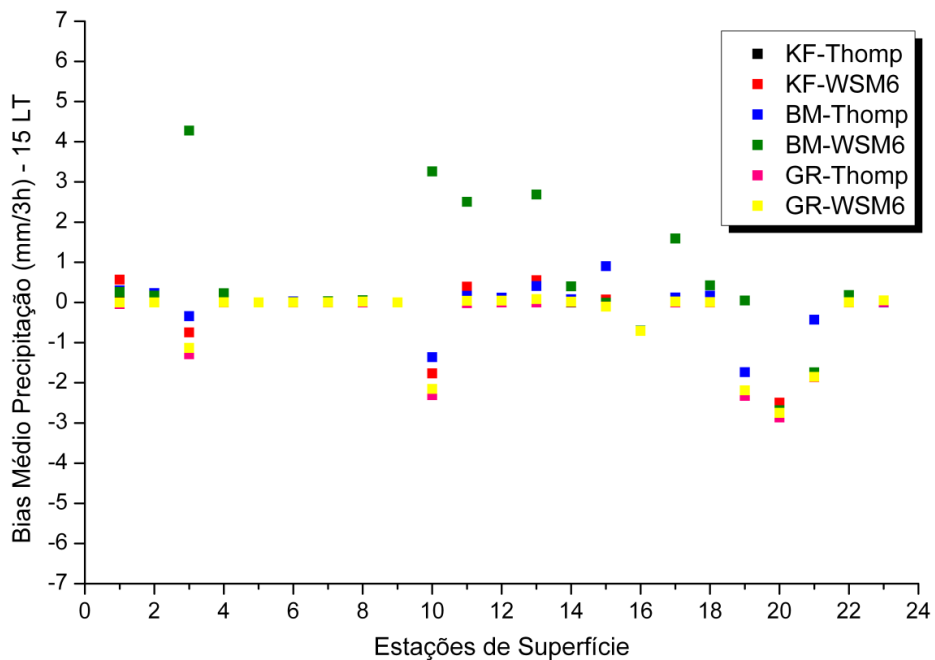


Figura 5.6 – Biais médio de precipitação acumulada (mm/3h) para as 15 LT.

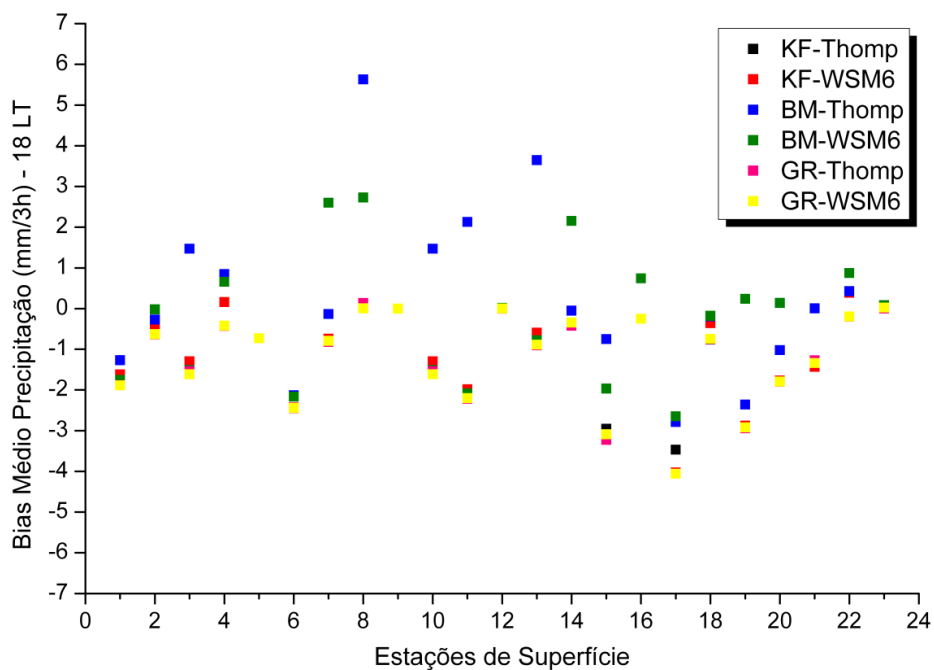


Figura 5.7 – Biais médio de precipitação acumulada (mm/3h) para as 18 LT.

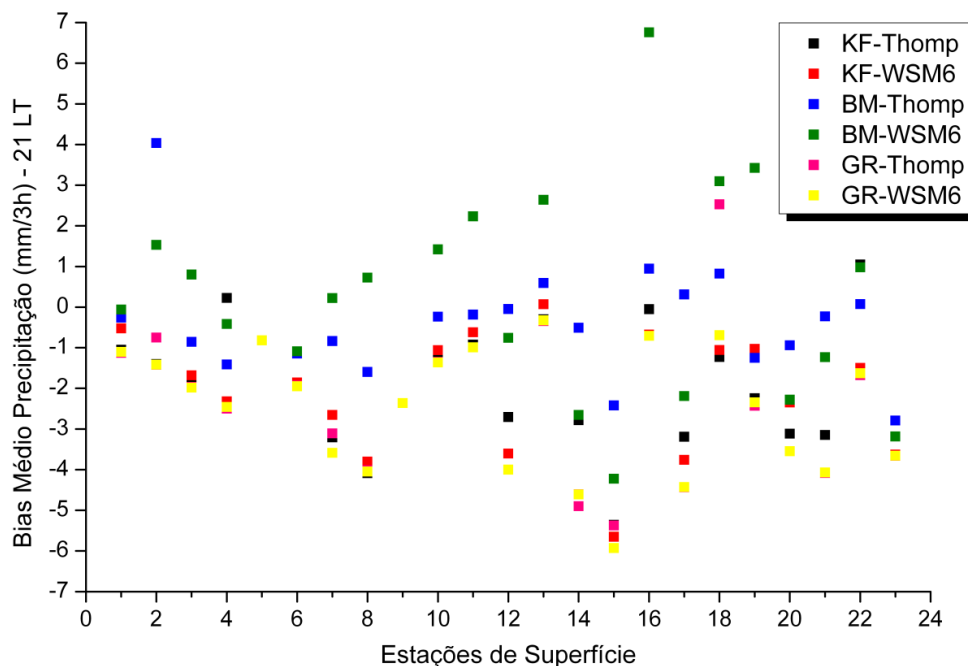


Figura 5.8 – Bias médio de precipitação acumulada (mm/3h) para as 21 LT.

O bias médio de precipitação para os meses de outubro de 2005 a março de 2006 das primeiras 24 horas de integração do modelo Eta com 20 km de resolução horizontal é apresentado na Figura 5.9. O modelo regional Eta (MESINGER et al., 1988; BLACK, 1994) foi instalado no CPTEC em 1996 com o fim de complementar a previsão numérica de tempo realizada desde o início de 1995 com o modelo espectral de circulação geral atmosférica. Esse modelo usa a grade E de Arakawa (ARAKAWA e LAMB, 1977) e a coordenada vertical η (MESINGER, 1984). A integração no tempo utiliza a técnica de “*split-explicit*” (GADD, 1978). Os processos turbulentos são parametrizados com o esquema de Mellor-Yamada (1974; 1982). O esquema de radiação de ondas longas (FELS e SCHWARZKOPF, 1975) e curtas (LACIS e HANSEN, 1974) foi desenvolvido pelo *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*. O modelo utiliza um esquema de Betts-Miller modificado para parametrizar a convecção (JANJIC, 1994). As condições iniciais são provenientes de análises do NCEP e as condições de contorno atualizadas a cada 6 horas com as previsões do modelo global do CPTEC.

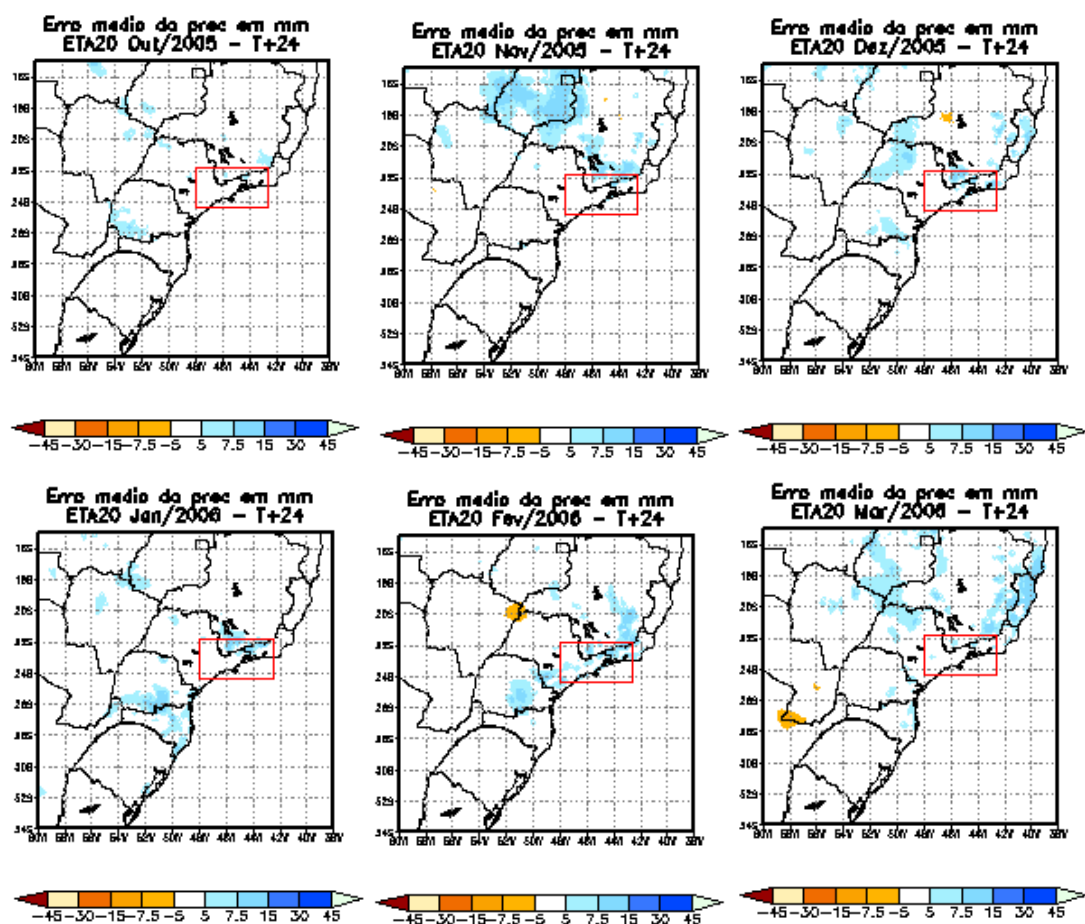


Figura 5.9 – Bias mensal médio de precipitação das primeiras 24 horas de integração com o modelo Eta de 20 km de resolução horizontal. O retângulo vermelho indica a grade do DOM3 (3 km) do modelo WRF.

Fonte: http://avaliacaodemodelos.cptec.inpe.br/cgi-bin/prec_mensal.cgi

Não foram encontrados, na literatura, trabalhos discutindo estimativas do bias diário ou mensal para a precipitação prevista com o modelo Eta. Entretanto, no endereço eletrônico do CPTEC, no módulo Avaliação dos Modelos, é possível acessar gráficos que retratam avaliações mensais passadas das diferenças entre a precipitação prevista pelo modelo Eta 20 km e os dados observados interpolados para a grade do modelo regional. Para o período deste estudo, os gráficos são aqueles mostrados na Figura 5.9. Restringindo a observação da Figura 5.9 apenas à região de estudo com o modelo WRF (representada pelo

retângulo vermelho), nota-se que o bias médio de precipitação para os seis meses varia de -5 a $+7,5$ mm.

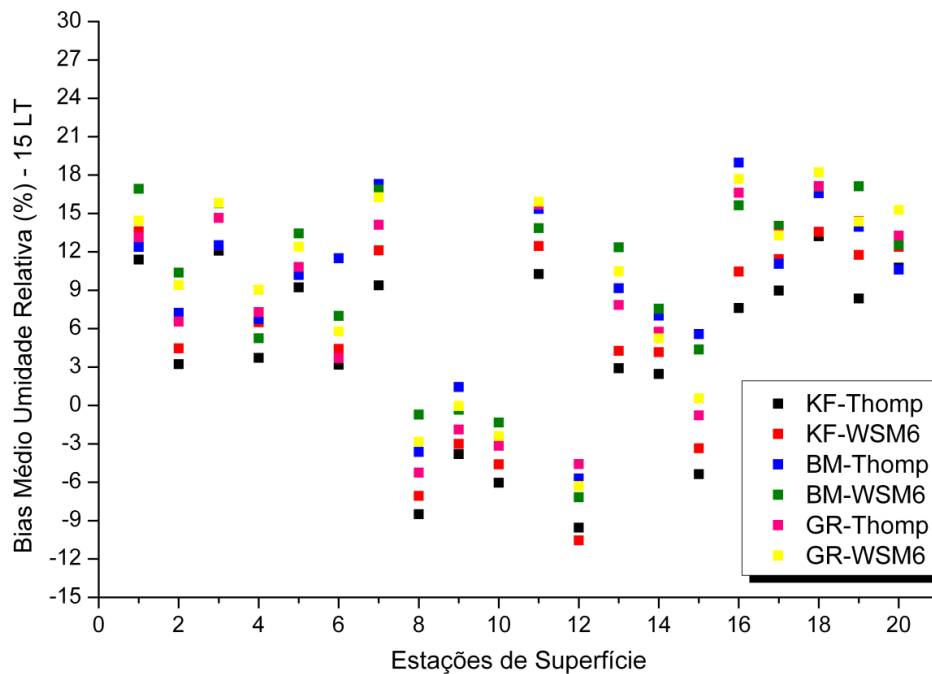


Figura 5.10 – Bias médio de umidade relativa do ar a 2 m (%) para as 15 LT.

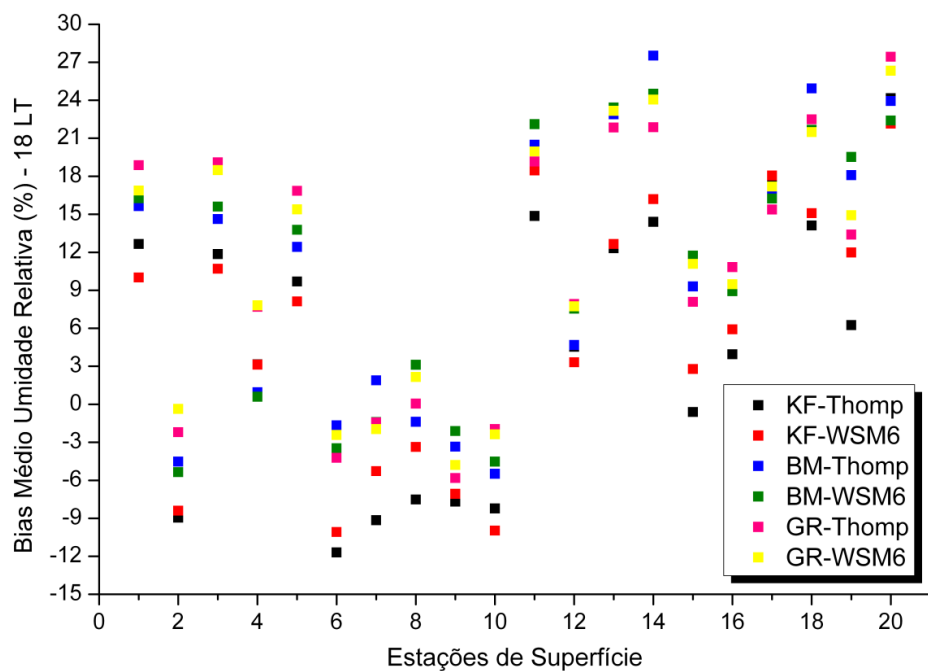


Figura 5.11 – Bias médio de umidade relativa do ar a 2 m (%) para as 18 LT.

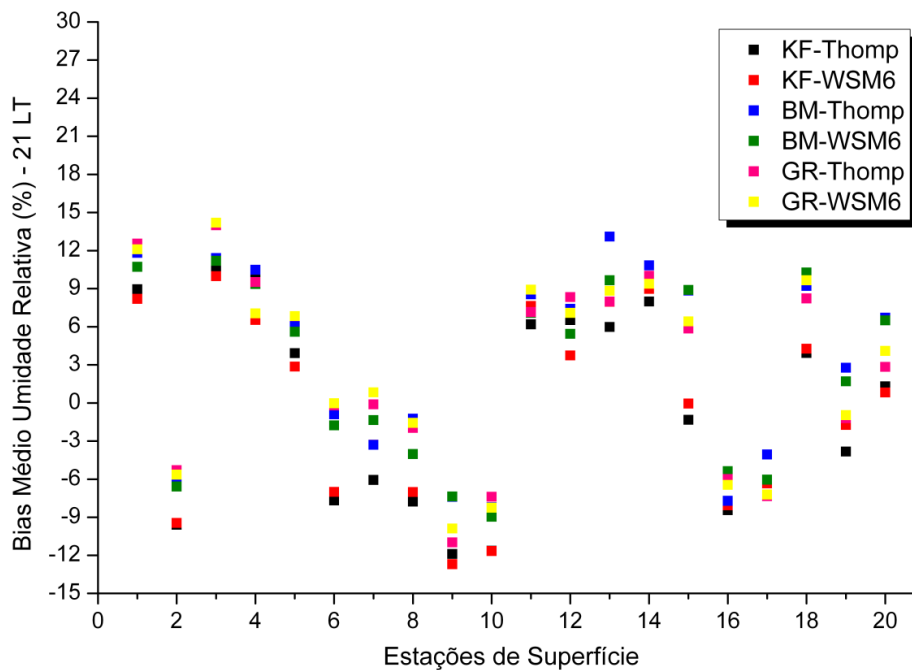


Figura 5.12 – BIAS médio de umidade relativa do ar a 2 m (%) para as 21 LT.

As Figuras 5.10 a 5.12 mostram o bias de umidade relativa do ar a 2 m, em função das estações da CETESB e do CPTEC, às 15, 18 e 21 LT, respectivamente, para os diferentes conjuntos de parametrizações de convecção e microfísica. Percebe-se que o modelo apresentou dificuldades em simular a variável, como pode ser constatado pelos altos valores de bias dos gráficos. Às 18 LT, na Figura 5.11, em todas as estações da CPTEC (11 a 20), o WRF previu percentuais de umidade relativa superiores aos observados (em até 27% com BM-Thomp), enquanto que, para a maioria das estações do CETESB, a variável foi subestimada (em até 12% com KF-Thomp). Na Figura 5.12, observa-se uma redução nos bias positivos do horário anterior e uma menor variação entre os esquemas físicos em cada estação. Difícil identificar qual combinação de parametrizações teve melhor desempenho neste caso, visto que nenhuma delas destacou-se consideravelmente. Entretanto, nas situações em que a umidade relativa foi superestimada (maioria dos casos), as combinações KF-Thomp e KF-WSM6 mostraram os menores bias.

As Figuras 5.13 a 5.15 mostram o bias de temperatura do ar a 2 m, em função das estações da CETESB e do CPTEC, às 15, 18 e 21 LT, respectivamente, para os diferentes conjuntos de parametrizações de convecção e microfísica. Praticamente em todas as simulações houve uma tendência clara para a subestimativa da temperatura, principalmente com respeito às estações da CPTEC (12 a 20). Observa-se às 21 LT, na Figura 5.15, uma diminuição dos bias negativos, assim como ocorreu com os bias positivos de umidade relativa, e uma distribuição mais homogênea com relação às variações dos erros em todas estações. Em geral, pode-se afirmar que os experimentos com a convecção de KF e GR associados com a microfísica de Thompson apresentaram a melhor resposta na simulação da temperatura a 2 m.

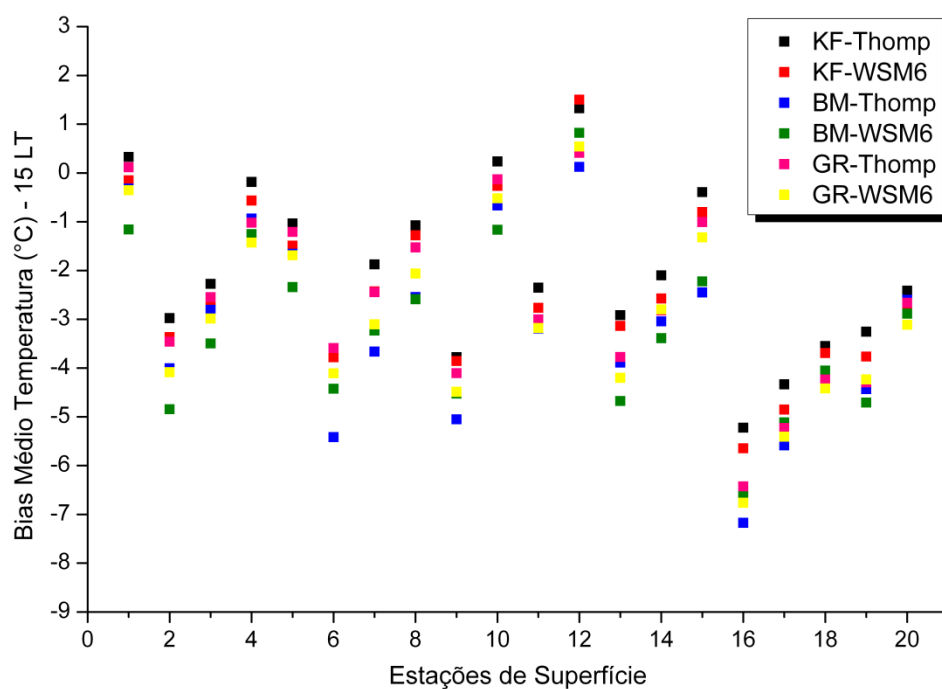


Figura 5.13 – Bias médio de temperatura do ar a 2 m (°C) para as 15 LT.

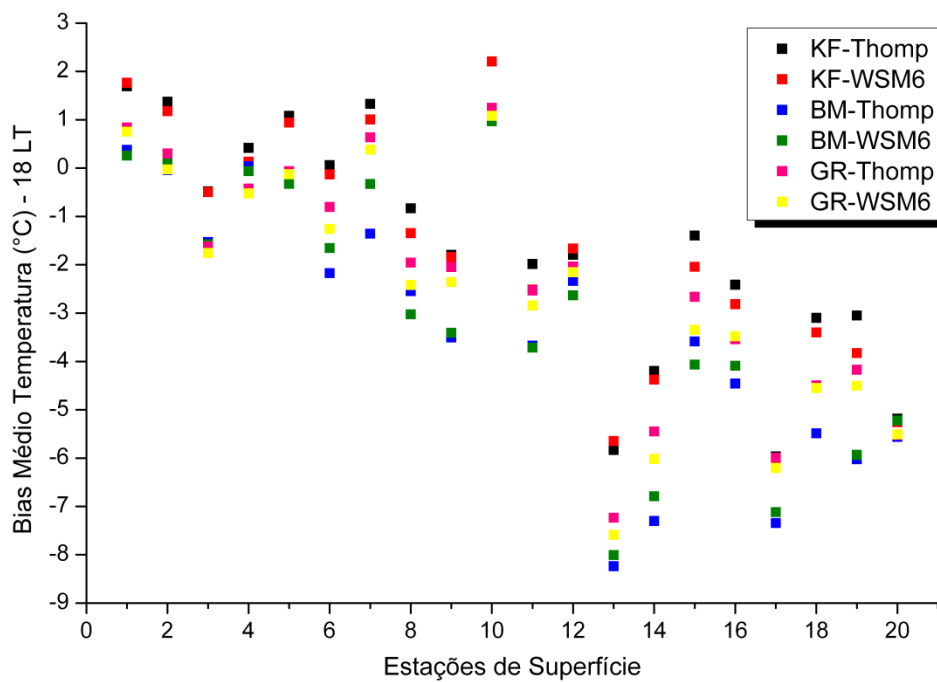


Figura 5.14 – Bias médio de temperatura do ar a 2 m (°C) para as 18 LT.

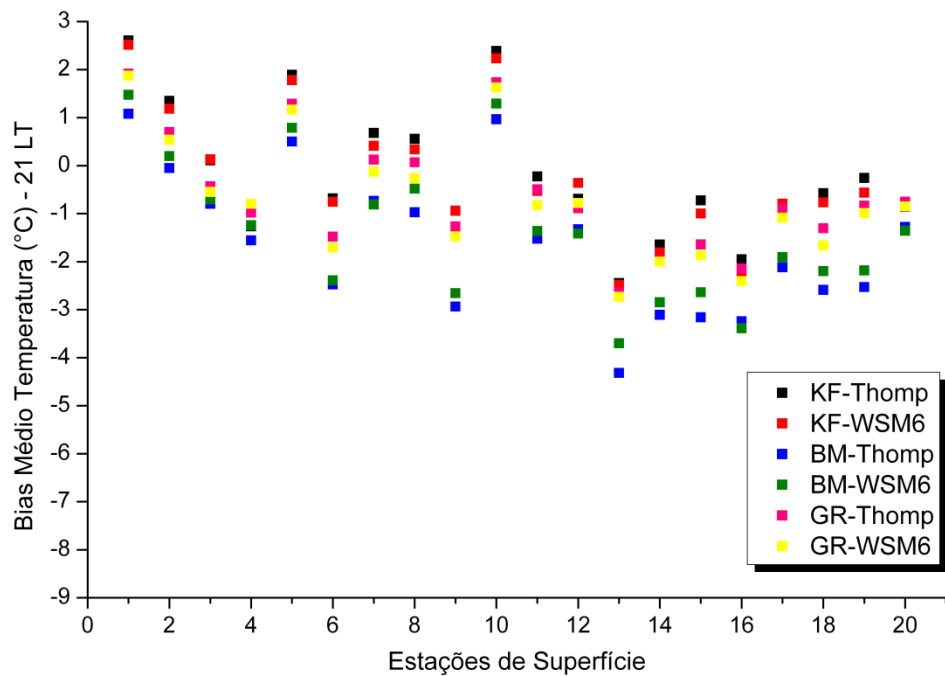


Figura 5.15 – Bias médio de temperatura do ar a 2 m (°C) para as 21 LT.

As Figuras 5.16 a 5.18 mostram o bias de magnitude da velocidade do vento a 10 m, em função das estações da CETESB e do CPTEC, às 15, 18 e 21 LT, respectivamente, para os diferentes conjuntos de parametrizações de convecção e microfísica. O vento, comparado às demais variáveis analisadas, foi quem apresentou os menores valores de bias, além das parametrizações físicas, na sua simulação, mostrarem as menores variações entre si. Na média, o WRF superestimou a velocidade do vento em 1 m/s em todas estações, exceto naquelas do CPTEC, em que se observa bias negativos em torno de 4 m/s (GR-WSM6 nas Figuras 5.17 e 5.18). Apesar das semelhanças de desempenho, os esquemas de convecção BM e GR, associados à microfísica WSM6, apresentaram os menores erros.

Diferenças foram notadas na avaliação do modelo WRF com relação às estações da CETESB e do CPTEC. Ambas as bases consistem de estações automáticas, cujos dados medidos pelos sensores são enviados a uma central de processamento, que então disponibiliza as informações aos usuários via web. Contudo, todo este processo pode apresentar limitações, tais como: instalação da estação em local inadequado do ponto de vista físico e meteorológico; serviço de manutenção deficiente; ausência de um sistema robusto de validação dos dados processados a fim de remover ruído na forma de informações espúrias; rede não homogênea de sensores com diferentes calibrações, configurações e tempos de resposta. Logo, as variações encontradas nos gráficos, conforme mencionado nas discussões acima para cada variável, devem refletir em parte erros sistemáticos e/ou de calibração dos sensores de cada instituição responsável pelos dados.

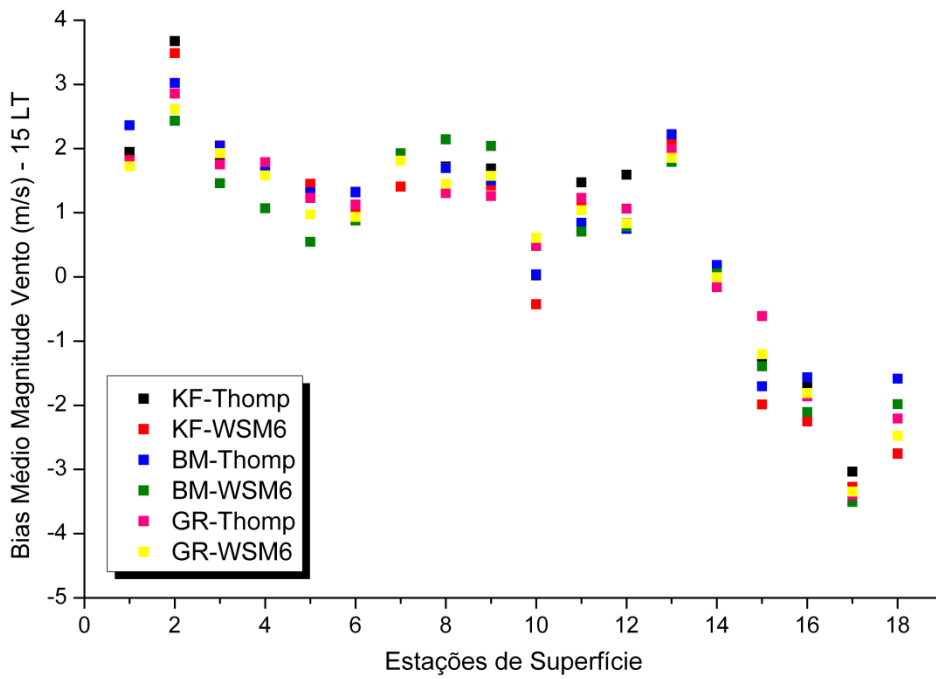


Figura 5.16 – Bias médio de magnitude da velocidade do vento a 10 m (m/s) para as 15 LT.

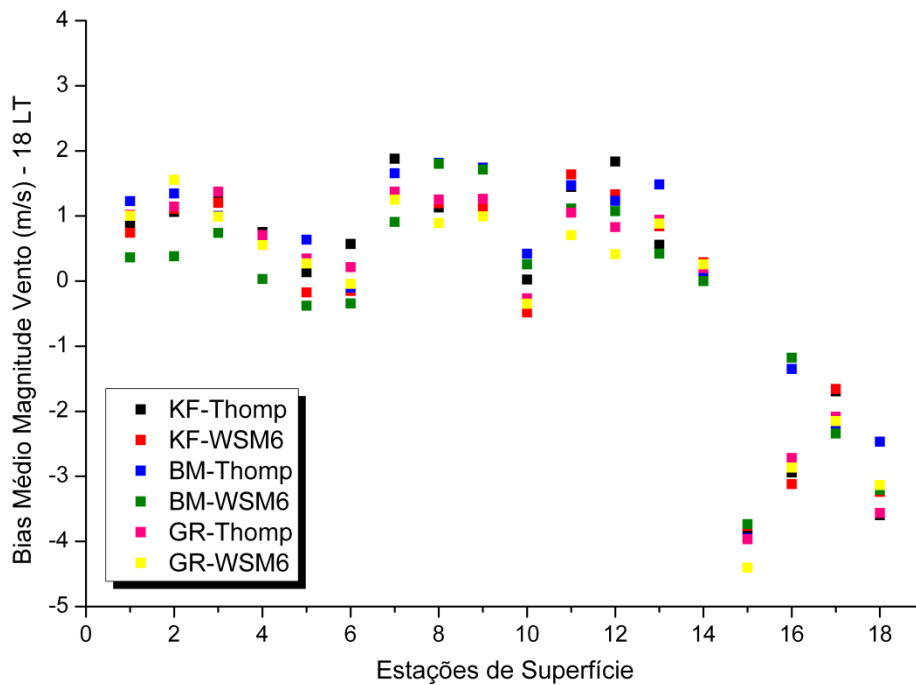


Figura 5.17 – Bias médio de magnitude da velocidade do vento a 10 m (m/s) para as 18 LT.

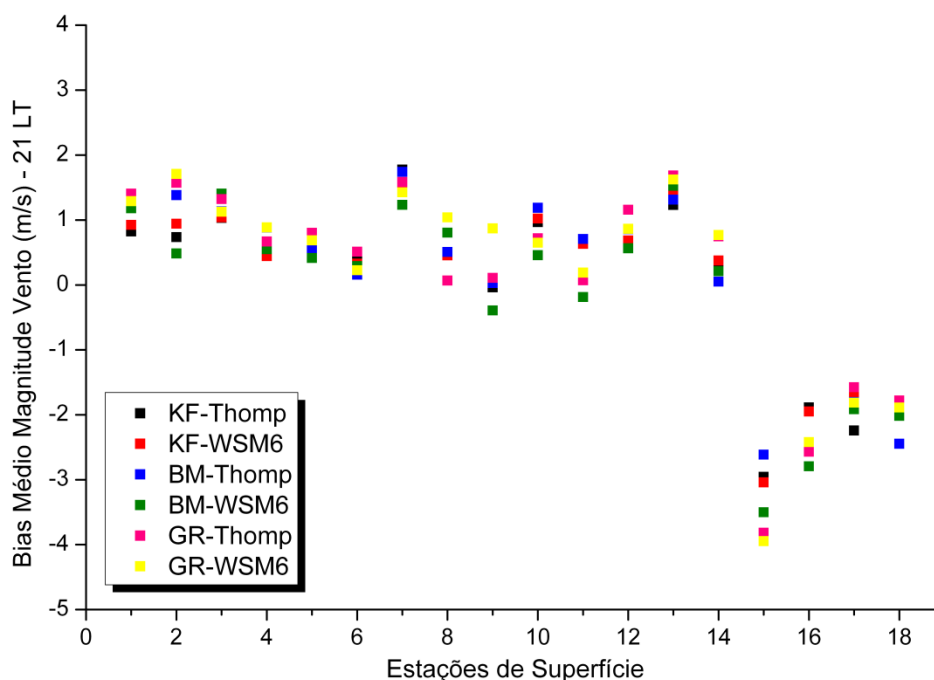


Figura 5.18 – Bias médio de magnitude da velocidade do vento a 10 m (m/s) para as 21 LT.

5.5 Escolha das Parametrizações de Convecção e Microfísica

A convecção, na natureza, além de produzir precipitação e relâmpagos, é responsável por transportar calor verticalmente para cima e redistribuir a umidade, de modo a estabilizar a atmosfera. Dada a escala em que ocorrem os processos convectivos, a maioria dos atuais modelos numéricos não consegue representá-los de forma explícita e deve fazê-lo através de parametrização. Apesar das limitações envolvendo resolução de grade e condições iniciais, o maior desafio é identificar a configuração de modelo mais apropriada para determinado fim, visto que a aplicabilidade geral de qualquer esquema não é óbvia quando empregada em um ambiente que não fora previamente testado. Não há dúvidas de que uma escolha adequada de parametrizações de convecção e microfísica tem um papel significativo no desempenho do modelo para a representação das características gerais das condições atmosféricas. Vários estudos têm enfatizado o impacto que diferentes esquemas de

convecção e microfísica têm especialmente sobre estimativas de precipitação em previsões de curto prazo até simulações climáticas (KUO et al., 1996;. WANG e SEAMAN, 1997; GALLUS, 1999; KOTRONI e LAGOUVARDOS, 2001; JANKOV e GALLUS, 2004; JANKOV et al., 2005;. RUIZ et al., 2010). De acordo com a maioria destes estudos, nenhum esquema de parametrização é consistentemente melhor do que outro e o desempenho do modelo é altamente dependente da região, escala e aplicação de interesse.

Poucos documentos tratam do desempenho das parametrizações do modelo WRF na América do Sul e alguns desses estudos abordam esta questão sob diferentes perspectivas. Ruiz e Saulo (2006) e Ruiz et al. (2007) descreveram a sensibilidade do modelo regional WRF quanto ao uso de diferentes parametrizações de convecção e camada limite planetária. Estes trabalhos buscaram a melhor configuração do modelo para prognósticos de curto e médio prazos, evidenciando aspectos particulares, como a representação da chuva e o impacto dos esquemas de camada limite planetária. Os efeitos das combinações físicas sobre outras variáveis não foram estudados. Blázquez e Nunes (2009) propuseram uma parametrização por conjunto, alternando as opções convectivas no modelo WRF a fim de avaliar quanta variabilidade é introduzida quando o modelo é reconfigurado e quão bem o conjunto representa a precipitação acumulada e diária em várias regiões do sul da América do Sul. Silva Júnior (2009) avaliou a sensibilidade das parametrizações de camada limite planetária na simulação de poluentes fotoquímicos sobre a Região Metropolitana de São Paulo, utilizando o modelo WRF com o acoplamento dos módulos químicos (WRF/Chem). Em Ruiz et al. (2010), o WRF foi testado sobre a América do Sul com diferentes configurações físicas para identificar aquela que melhor estimasse variáveis de superfície observadas. Erros sistemáticos, não-sistemáticos e totais foram computados para 48 horas de previsão. Não houve nenhuma combinação de parametrizações que melhor representasse todas as variáveis sobre o domínio estudado e a variação dos erros não-sistemáticos diferiu pouco de uma

configuração para outra, de modo que tais diferenças foram em todos os casos menores do que a variabilidade diária observada. Uma combinação de processamentos com diferentes parametrizações foi proposta para obter o melhor desempenho no objetivo proposto pelo estudo.

Não foram encontrados na literatura trabalhos relacionando esquemas convectivos e de microfísica do modelo WRF com a possibilidade de ocorrência de raios em tempestades severas. Portanto, será sugerido a seguir um método para determinar o melhor conjunto na representação de tal cenário para os doze casos de tempestades selecionados. O par de parametrizações encontrado será associado aos demais esquemas físicos, previamente definidos nas seções 4.6.3 a 4.6.6, para a realização das simulações com o WRF no próximo capítulo sobre previsão de raios.

O conjunto de 12 dias especificado na Tabela 5.1 foi simulado para cada combinação de parametrizações proposta na Tabela 5.2. Da mesma forma, simulações sem a parametrização cumulus na grade de alta resolução também foram testadas. Neste caso, as seis combinações da Tabela 5.2 foram mantidas para os domínios de 30 e 10 km, assim como a microfísica no domínio de 3 km, desligando apenas o esquema convectivo. Seis variáveis meteorológicas: CAPE, índice de levantamento (LI), Índice-K (KI), temperatura potencial equivalente (Theta-e) em superfície, velocidade vertical (w) média entre 850 e 700 hPa, e razão de mistura de gelo (QICE) integrada de 700 a 500 hPa, foram selecionadas do domínio de 3 km do WRF como preditoras em potencial da ocorrência de raios. De acordo com os seus valores máximo e mínimo, todos os seis parâmetros foram divididos em cinco intervalos igualmente distribuídos, como mostra a Tabela 5.3.

A Figura 5.19 apresenta a distribuição de todos os pontos de grade do WRF em função dos intervalos das variáveis, usando todas as combinações de parametrizações já comentadas anteriormente. Estes histogramas foram

construídos para os dias e seus respectivos horários mostrados na Tabela 5.1. Cada saída horária do modelo contém 15.120 pontos de grade. Ao analisar os gráficos, percebe-se que poucas são as diferenças entre as simulações quando a convecção é tratada explicitamente. As distribuições de CAPE, LI e Theta-e seguem um comportamento quasi-normal para praticamente todos os conjuntos de parametrizações. Em geral, dependendo do esquema de convecção utilizado, as distribuições de KI mostram uma tendência de crescimento acompanhando o aumento em magnitude dos intervalos considerados. Valores baixos dos pontos de grade, próximos a zero, foram predominantes em ambas as distribuições da razão de mistura de gelo integrada e da velocidade vertical média.

Tabela 5.3 – Intervalos de valores das seis variáveis selecionadas.

<i>Variável</i>	<i>Intervalo de Valores</i>				
	1	2	3	4	5
CAPE (J/kg)	< 500	500 – 1000	1000 – 1500	1500 – 2000	> 2000
LI (°C)	> (-1)	(-1) – (-2)	(-2) – (-3)	(-3) – (-4)	< (-4)
KI (°C)	< 28	28 – 31	31 – 34	34 – 37	> 37
Theta-e (K)	< 345	345 – 350	350 – 355	355 – 360	> 360
w (m/s)	< (-0,15)	(-0,15) – 0	0 – 0,15	0,15 – 0,3	> 0,3
QICE (10^{-4} g/kg)	< 0,313	0,313 – 0,63	0,63 – 0,94	0,94 – 1,25	> 1,25

O total de 79.505 raios, observado nos doze dias escolhidos, foi relacionado com os pontos de grade do WRF de cada variável para todas as combinações de parametrizações. Os dados de raios foram utilizados para classificar os pontos de grade, ou seja, se houvesse, ao menos, um raio no interior de uma área quadrada de 1.024 km^2 (raio = 16 km, lado = 32 km) ao redor de cada ponto de grade, este ponto de grade era selecionado; caso contrário, era descartado. A determinação da área de seleção foi baseada no fato do desenvolvimento horizontal do canal de plasma ionizado, também chamado de líder escalonado, que se forma após a quebra da rigidez dielétrica do ar, poder preceder o local do ponto de contato do raio em 20 ou mais quilômetros, sendo

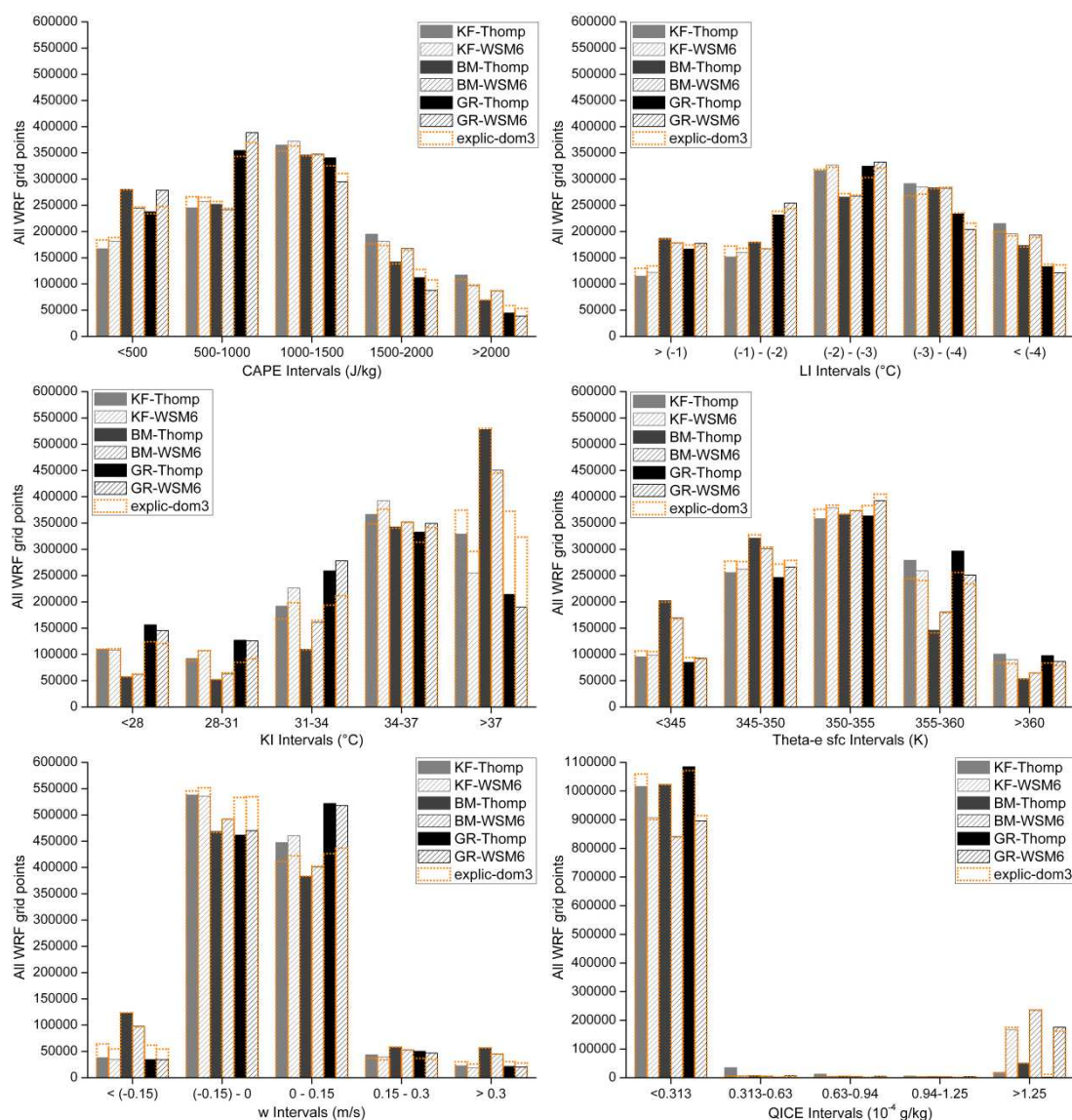


Figura 5.19 – Histogramas do número de pontos de grade do domínio WRF de 3 km, em função dos intervalos das variáveis CAPE, LI, KI, Theta-e, velocidade vertical média e razão de mistura de gelo integrada, para os doze casos de tempestade estudados.

que o ponto de contato dá-se de dentro da nuvem aleatoriamente durante a propagação horizontal do líder. Tanto raios positivos (LANG et al., 2004) quanto negativos (KREHBIEL et al., 2000) apresentam o mesmo comportamento. Lund et al. (2009) mostraram que a propagação do líder pode alcançar até 50 km.

Cada saída horária do WRF, de um determinado dia, teve seus pontos de grade comparados às coordenadas de todos os raios que aconteceram naquele dia. Assumiu-se analisar dessa forma por duas razões: primeiro, porque se constatou que o valor das variáveis em cada ponto de grade varia pouco em magnitude ao longo das horas, persistindo, se for o caso, as condições atmosféricas propícias para o desenvolvimento de tempestades; e segundo, se algum raio ocorrer, por exemplo, somente uma única vez próximo de um determinado ponto de grade, pela justificativa dada acima, considera-se permanentemente o ponto de grade, pois, com o passar do tempo, ainda há ali potencial para a geração de instabilidade.

Os pontos de grade selecionados pelos raios foram analisados da mesma forma que antes, sendo novos histogramas construídos (Figura 5.20). Nota-se que as distribuições de todas as variáveis foram semelhantes às da análise anterior.

A fim de comparar a sensibilidade das diferentes combinações de esquemas convectivos e de microfísica com a atividade de raios, uma razão foi calculada entre os pontos de grade com raios associados e todos os pontos de grade do domínio de 3 km do WRF, para as seis variáveis estudadas. Na Figura 5.21, percebe-se que a ocorrência de raios aumenta com a intensificação de KI, especialmente para os conjuntos com KF e GR. No caso do integrado da razão de mistura de gelo, a distribuição é semelhante e todas as combinações acompanhadas da microfísica de Thompson tendem a apresentar mais raios na presença de maior quantidade de gelo, haja vista aquela com a convecção de GR. O mesmo comportamento, embora suavizado, pode ser observado para a velocidade vertical média. É interessante notar que nesta distribuição a razão é alta no primeiro intervalo, depois diminui e então volta a aumentar à medida que a velocidade vertical média cresce em magnitude. Essa concentração de pontos de grade com valores negativos pode indicar a presença de correntes descendentes, comuns no estágio maturo das nuvens de tempestade. Destaca-

se neste caso, a combinação GR-Thomp. Na distribuição de LI, nota-se um discreto aumento das razões conforme se intensifica as condições de instabilidade, principalmente para os conjuntos com o esquema GR. Novamente verifica-se pouca diferença nos resultados quando o modelo resolve explicitamente a convecção.

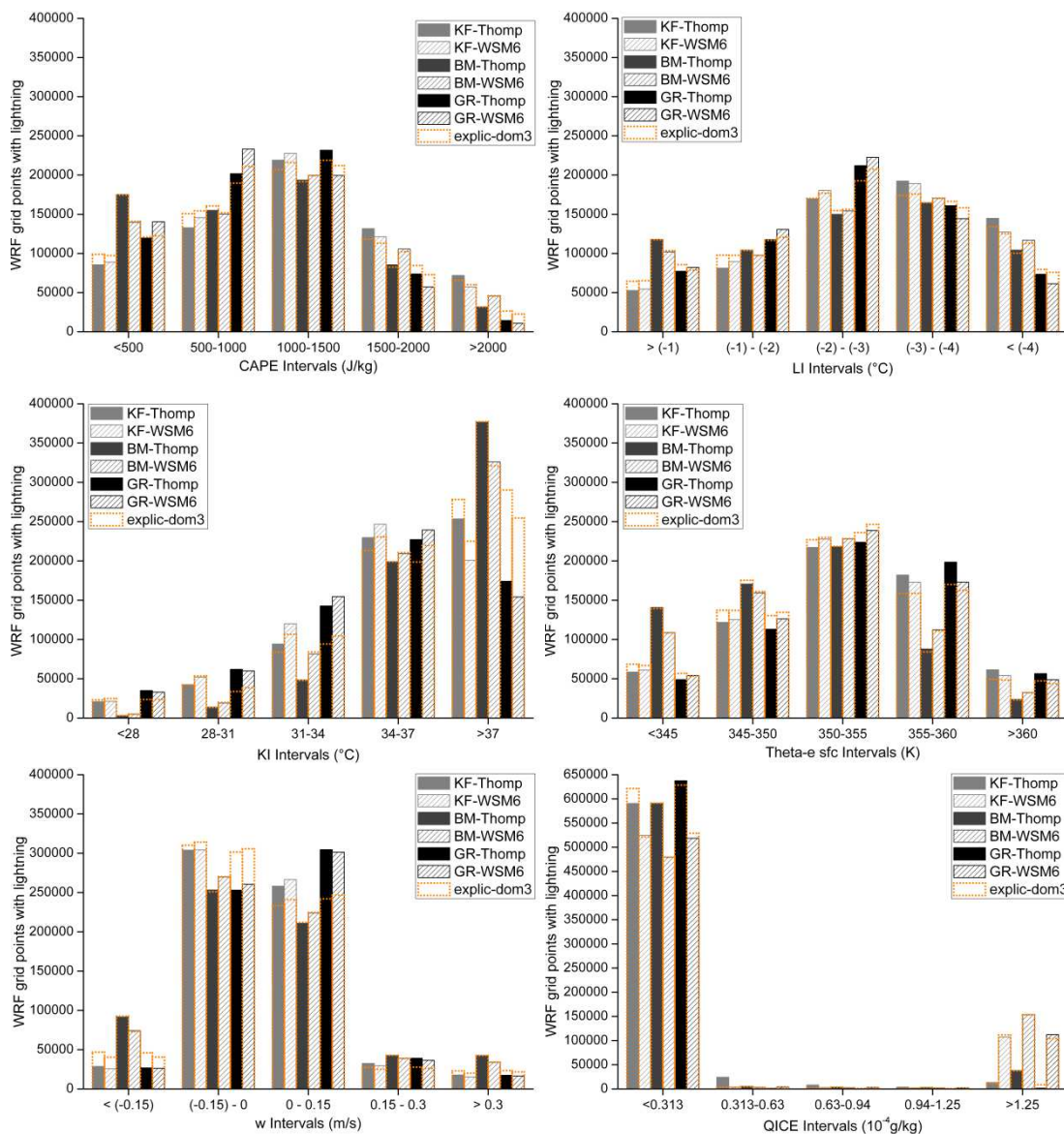


Figura 5.20 – Histogramas do número de pontos de grade do domínio WRF de 3 km que tiveram raio associado, em função dos intervalos das variáveis CAPE, LI, KI, Theta-e, velocidade vertical média e razão de mistura de gelo integrada, para os doze casos de tempestade estudados.

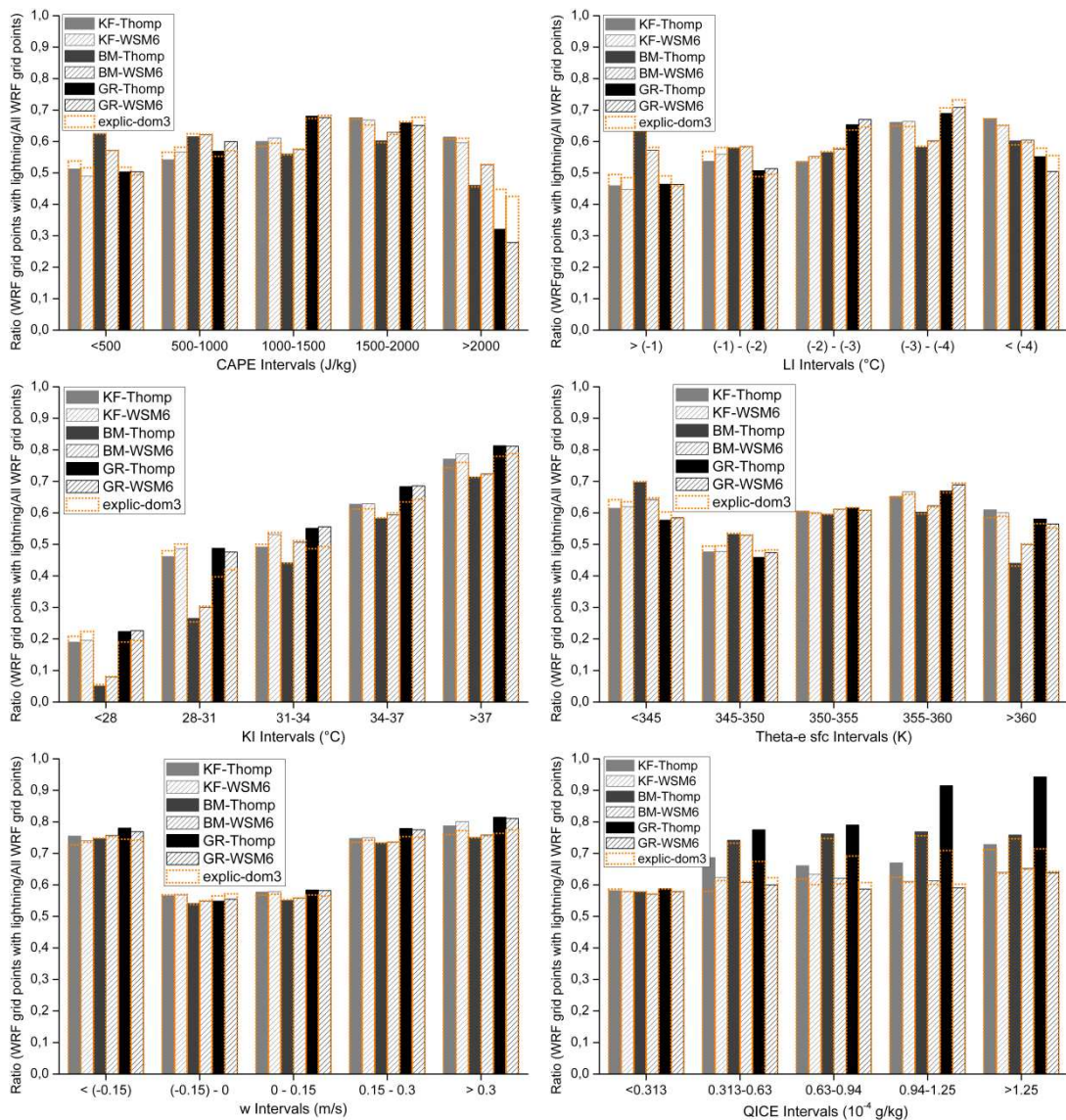


Figura 5.21 – Histogramas da razão entre os pontos de grade com raio associado e todos os pontos de grade do domínio WRF de 3 km, em função dos intervalos das variáveis CAPE, LI, KI, Theta-e, velocidade vertical média e razão de mistura de gelo integrada, para os doze casos de tempestade estudados.

De um modo geral, Betts-Miller-Janjic foi o esquema de convecção que menos relação mostrou com a ocorrência de raios. Ao contrário dos outros, depende de uma camada profunda de umidade; logo, sua eficiência é limitada em uma região com pouca umidade, mesmo quando uma CAPE moderada está disponível. Quando o esquema BM tenta fazer o ajuste vertical do modelo a um perfil de referência pré-determinado, a quantidade de calor latente liberado

aparentemente não é suficiente para produzir uma corrente ascendente inicial realística. A incapacidade de produzir velocidades ascendentes intensas pode ser causada pelo próprio processo de ajuste.

5.5.1 Avaliação Estatística

Estatisticamente as várias combinações de parametrizações foram avaliadas segundo os parâmetros *Probabilidade de Detecção* (POD), *Razão de Falso Alarme* (FAR) e *Índice de Sucesso Crítico* (CSI) definidos nas equações (5.2) a (5.4) abaixo:

$$POD = \frac{a}{a + c} \quad (5.2)$$

$$FAR = \frac{b}{a + b} \quad (5.3)$$

$$CSI = \frac{a}{a + b + c} \quad (5.4)$$

com “a”, “b” e “c” determinados na Tabela 5.4. Como pode ser visto na tabela, estas grandezas representam somatórios de pontos de grade do WRF que satisfizeram algumas combinações entre a ocorrência, ou não, de raios e limiares pré-estabelecidos para cada variável.

Tabela 5.4 – Combinação necessária entre condições físicas para o estabelecimento das grandezas “a”, “b” e “c”.

<i>Grandeza</i>	<i>Existe raio na proximidade do ponto de grade?</i>	<i>O valor do ponto de grade da variável excedeu o limiar pré-estabelecido?</i>
<i>a</i>	sim	sim
<i>b</i>	sim	não
<i>c</i>	não	sim

Os limiares pré-estabelecidos para cada variável do WRF são os seguintes: CAPE = 1000 J/kg; LI = -2°C; KI = 31°C; Theta-e = 3 50 K; w = 0 m/s. Tais limiares foram escolhidos de acordo com critérios de instabilidade atmosférica discutidos na seção 2.2. Muito embora estes valores estejam presentes na literatura como indicadores de ocorrência de tempestades, neste trabalho, eles são apenas uma sugestão para a avaliação. A fim de não introduzir uma possível tendência à análise, o integrado da razão de mistura de gelo não foi avaliado devido ao grande número de pontos de grade com valor zero.

Os resultados dos cálculos com os índices estatísticos estão na Tabela 5.5. A melhor pontuação foi marcada em negrito. Segundo as Figuras 5.19 a 5.21, as distribuições das variáveis para as combinações com e sem a parametrização cumulus na grade de alta resolução foram muito semelhantes, então não será apresentada a avaliação estatística para o caso da convecção explícita.

Tabela 5.5 – Resultados dos índices POD, FAR e CSI.

<i>Testes</i>		<i>KF- WSM6</i>	<i>KF- Thomp</i>	<i>BM- WSM6</i>	<i>BM- Thomp</i>	<i>GR- WSM6</i>	<i>GR- Thomp</i>
POD	CAPE	0,636	0,661	0,552	0,490	0,421	0,502
	LI	0,775	0,791	0,688	0,653	0,668	0,696
	KI	0,886	0,901	0,963	0,974	0,855	0,849
	Theta-e	0,710	0,719	0,582	0,514	0,719	0,747
	w	0,486	0,482	0,464	0,462	0,553	0,564
FAR	CAPE	0,376	0,376	0,418	0,442	0,366	0,357
	LI	0,385	0,384	0,407	0,420	0,349	0,354
	KI	0,350	0,349	0,360	0,363	0,330	0,325
	Theta-e	0,376	0,376	0,397	0,418	0,369	0,368
	w	0,400	0,400	0,405	0,406	0,395	0,392
CSI	CAPE	0,460	0,473	0,395	0,353	0,339	0,393
	LI	0,522	0,530	0,468	0,443	0,492	0,504
	KI	0,599	0,608	0,624	0,626	0,602	0,603
	Theta-e	0,497	0,501	0,421	0,376	0,506	0,521
	w	0,367	0,365	0,353	0,351	0,406	0,414

Os três índices variam de 0 a 1, sendo a unidade o *score* perfeito para POD e CSI e, zero para FAR. Comparando as parametrizações de convecção, BM obteve os menores PODs para todas as variáveis, a exceção de KI e somente para a combinação com a microfísica de Thompson. De um modo geral, as diferenças entre os esquemas KF e GR foram pequenas e os seus melhores resultados foram obtidos com a parametrização Thompson. A combinação GR-Thomp destacou-se das demais por apresentar os menores valores de FAR, isto é, os menores erros para todas as variáveis, exceto LI. Os resultados do CSI foram razoavelmente bons para as parametrizações KF e GR combinadas com a microfísica de Thompson. O esquema WSM6 apresentou os piores resultados em todos os testes.

Tendo em vista as análises da seção 5.5, a combinação de parametrizações escolhida para o desenvolvimento da metodologia de previsão de raios com base nas saídas do modelo WRF foi GR-Thomp, ou seja, o esquema de convecção *Grell-Devenyi* juntamente com a microfísica de *Thompson*.

6 MÉTODOS E RESULTADOS II

Embora donos de uma beleza que desperta particular interesse de admiradores e pesquisadores, os raios são considerados um dos principais fenômenos destrutivos da natureza. Dentre seus maiores prejuízos, pode-se citar: desligamentos de linhas de transmissão e distribuição de energia elétrica, danos consideráveis em estruturas, avarias em torres de telecomunicações, queima de equipamentos eletrônicos e, principalmente, ferimentos e mortes por meios diretos e indiretos. Do ponto de vista meteorológico, a atividade de raios deveria ser levada em conta como um indicador útil de processos convectivos (MACGORMAN e RUST, 1998), especialmente quando combinada com outros dados (por exemplo, modelos numéricos, radar, radiossondagens, etc.). Uma vez que os raios não são explícita e rotineiramente previstos, os sistemas de alerta se baseiam no que se conhece sobre o ambiente, a evolução e o potencial das tempestades (MURPHY et al., 2010).

Poucos são os estudos a respeito do comportamento elétrico de tempestades convectivas, especialmente devido às limitações computacionais que envolve a adição de mais variáveis aos modelos numéricos e à necessidade de relacionar parametrizações de eletrificação aos esquemas de microfísica (por exemplo, TAKAHASHI, 1984; HELSDON e FARLEY, 1987; HELSDON et al., 1992; MACGORMAN et al., 2001; MANSELL et al., 2002). Já que parametrizar a eletrificação de nuvens em modelos numéricos é complexo e oneroso, diferentes abordagens, baseadas em métodos empíricos e/ou estatísticos, têm sido utilizadas para prever a ocorrência de raios (por exemplo, MAZANY et al., 2002; BOTHWELL, 2005; BURROWS et al., 2005; SHAFER e FUELBERG, 2006, 2008). Por outro lado, modelos numéricos operacionais têm agora a capacidade de serem executados com uma resolução suficientemente alta para representar de forma explícita tempestades convectivas individuais e suas propriedades microfísicas. A disponibilidade de tais modelos oferece a possibilidade de prever a ameaça de ocorrência de raios a partir de campos

cinemáticos e microfísicos apropriados. No entanto, é importante ressaltar que simulações em escala convectiva exigem condições iniciais e de contorno de qualidade e alta resolução, nem sempre facilmente disponíveis.

A partir de simulações em alta resolução com o modelo WRF, McCaul et al. (2009) propuseram dois métodos para estimar a densidade de raios no norte do Alabama, um com base no fluxo ascendente de gelo precipitante na região de fase mista em -15°C , e outro baseado em quantidades verticalmente integradas de gelo em cada coluna de grade do modelo. Ambos os métodos puderam ser calibrados comparando os campos simulados com dados disponíveis de raios e imagens de radar Doppler. Yair et al. (2010) desenvolveram um índice indicador do potencial da atividade de raios em tempestades no Mediterrâneo baseado em campos microfísicos e dinâmicos do modelo WRF em alta resolução. Tal índice descreve a energia cinética da corrente ascendente na nuvem de tempestade em desenvolvimento, definida pelo potencial de separação de cargas com base em razões de gelo e água líquida dentro da zona de carga (0°C a -20°C) na nuvem. O índice é calculado a partir da velocidade vertical e das razões de mistura de água líquida, gelo, neve e *graupel* simuladas pelo modelo. Barthe et al. (2010) investigaram, em duas tempestades diferentes, o potencial de seis parâmetros microfísicos e dinâmicos do WRF como representantes da atividade de raios em modelos de alta resolução. Os resultados das simulações foram comparados a dados de raios e de radar polarimétrico e Doppler.

Embora o modelo WRF ainda não contenha algoritmos de eletrificação explícita, diversas de suas variáveis meteorológicas podem ser analisadas conjuntamente na tentativa de encontrar a melhor representação para os processos de eletrificação. Nesse intuito, a seguir, serão apresentados os dois métodos desenvolvidos neste trabalho para prever a ocorrência de raios. A habilidade do previsor em reconhecer regiões com condições atmosféricas

favoráveis e atribuir probabilidades de ali acontecer tempestades com raios é também testada.

6.1 Metodologia de Previsão de Raios

O objetivo geral deste trabalho é propor uma metodologia capaz de inferir qualitativamente a ocorrência de raios a partir da combinação de parâmetros meteorológicos (CAPE, LI, KI, velocidade vertical média entre 850 e 700 hPa, integrado da razão de mistura de gelo de 700 a 500 hPa) obtidos por meio de simulações de alta resolução com o modelo WRF. Ressalta-se que a variável temperatura potencial equivalente em superfície não fará parte desta análise.

No capítulo anterior, os valores das variáveis acima foram divididos igualmente em cinco intervalos e razões foram calculadas entre os pontos de grade do WRF com raio associado e todos os pontos de grade do domínio de 3 km. Assim, para todo intervalo de cada variável, uma razão fora indicada. Estas razões constituirão a base do método de previsão, uma vez que sugerem o comportamento dos parâmetros do modelo quando da ocorrência ou não de raios. Para as razões de cada variável foram atribuídos índices de 1 a 5, a fim de classificar os intervalos com uma probabilidade crescente de ocorrência de raios. O modo como estes índices foram designados às suas respectivas razões define qual método de previsão está sendo utilizado: o *Método Linear* ou o *Método Normalizado*. Portanto, duas abordagens para prever raios serão apresentadas e suas principais diferenças consistem na forma como as correlações entre as variáveis do modelo e a ocorrência de raios são estabelecidas.

No Método Linear, o índice 1 corresponde à razão do primeiro intervalo de cada variável; o índice 2, à razão do segundo intervalo da variável e assim sucessivamente até o quinto e último intervalo de CAPE, LI e KI. No caso da velocidade vertical, o índice 5 é atribuído logo à primeira razão devido ao

movimento descendente representado pela grande quantidade de valores negativos no primeiro intervalo. Já para o integrado da razão de mistura de gelo, se presente, isto é, assumindo valores maiores que zero, o índice fixado é 5; caso contrário, a variável é descartada do estudo. Na discussão dos resultados, é explicado o porquê desta condição. A Tabela 6.1 apresenta para o Método Linear a atribuição dos índices às razões das variáveis CAPE, LI, KI e velocidade vertical obtidas do domínio de 3 km do WRF e simuladas com a combinação de parametrizações de convecção e microfísica GR-Thomp escolhida no capítulo anterior.

Tabela 6.1 – Determinação dos índices no Método Linear.

Variável	Intervalos	Razões	Índices
CAPE (J/kg)	< 500	0,50	1
	500 – 1000	0,57	2
	1000 – 1500	0,68	3
	1500 – 2000	0,66	4
	> 2000	0,32	5
LI (°C)	> (-1)	0,46	1
	(-1) – (-2)	0,51	2
	(-2) – (-3)	0,65	3
	(-3) – (-4)	0,69	4
	< (-4)	0,55	5
KI (°C)	< 28	0,22	1
	28 – 31	0,49	2
	31 – 34	0,55	3
	34 – 37	0,68	4
	> 37	0,81	5
w (m/s)	< (-0,15)	0,78	5
	(-0,15) – 0	0,55	1
	0 – 0,15	0,58	2
	0,15 – 0,3	0,78	4
	> 0,3	0,81	5

No Método Normalizado, a menor e a maior razões de cada variável foram identificadas e a sua diferença, dividida pelo número de intervalos resultando em um incremento. A começar da menor razão acrescida de um incremento, foi possível criar uma tabela de índices para cada variável, sendo o mínimo igual a 1 e o máximo igual a 5. Os índices neste método não foram aleatoriamente atribuídos às razões, mas, calculados de forma específica para cada variável, levando em conta a variação presente nas distribuições das razões. É importante observar que os índices podem repetir, estar em ordem inversa, etc. A consideração do Método Linear com respeito ao integrado da razão de mistura de gelo também é válida para esta análise. A Tabela 6.2 apresenta os índices e seu respectivo cálculo para o Método Normalizado.

Tabela 6.2 – Determinação dos índices no Método Normalizado.

Variável	Intervalos	Cálculo dos Índices	Razões	Índices
CAPE (J/kg)	< 500	1 = 0,32 – 0,39	0,50	3
	500 – 1000	2 = 0,39 – 0,46	0,57	4
	1000 – 1500	3 = 0,46 – 0,54	0,68	5
	1500 – 2000	4 = 0,54 – 0,61	0,66	5
	> 2000	5 > 0,61	0,32	1
LI (°C)	> (-1)	1 = 0,46 – 0,51	0,46	1
	(-1) – (-2)	2 = 0,51 – 0,55	0,51	2
	(-2) – (-3)	3 = 0,55 – 0,60	0,65	5
	(-3) – (-4)	4 = 0,60 – 0,64	0,69	5
	< (-4)	5 > 0,64	0,55	3
KI (°C)	< 28	1 = 0,22 – 0,34	0,22	1
	28 – 31	2 = 0,34 – 0,46	0,49	3
	31 – 34	3 = 0,46 – 0,57	0,55	3
	34 – 37	4 = 0,57 – 0,69	0,68	4
	> 37	5 > 0,69	0,81	5
w (m/s)	< (-0,15)	1 = 0,55 – 0,60	0,78	5
	(-0,15) – 0	2 = 0,60 – 0,65	0,55	1
	0 – 0,15	3 = 0,65 – 0,71	0,58	1
	0,15 – 0,3	4 = 0,71 – 0,76	0,78	5
	> 0,3	5 > 0,76	0,81	5

Uma média foi calculada com os índices de todas as variáveis, de acordo com o Método Linear e o Método Normalizado, para cada ponto de grade do domínio de 3 km do modelo WRF. Estes índices médios representam uma probabilidade de ocorrência de raios, em porcentagem, que varia conforme a legenda da Figura 6.1. Como não são apenas índices inteiros variando de 1 a 5, mas também frações destes números, ficou estabelecido como extremos da legenda < 10% (~ índice 1), para uma possibilidade muito baixa de ocorrer raios, e > 90% (~ índice 5), para uma grande chance de ocorrer raio. Probabilidades intermediárias podem ser facilmente aferidas com o cálculo de uma regra de três simples. Vale ressaltar que o integrado da razão de mistura de gelo assume valor zero na maioria dos pontos de grade; logo, se fosse atribuído o índice 1 ao primeiro intervalo da distribuição de razões, a probabilidade de ocorrência de raio seria sempre subestimada. Justifica-se, assim, a variável ser desconsiderada nesse caso.

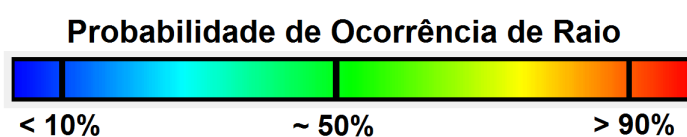


Figura 6.1 – Representação da probabilidade de ocorrência de raios, em porcentagem, nos mapas de previsão, de acordo com os índices médios calculados pelos Métodos Linear e Normalizado.

Os doze dias da Tabela 5.1 foram utilizados para o desenvolvimento de ambos os métodos. A fim de passar à fase de testes, três novos dias foram selecionados, dois com raio associado e outro sem, como mostra a Tabela 6.3. Os critérios de seleção de dias, estabelecidos na seção 5.2, foram igualmente satisfeitos. Nota-se que é importante avaliar a resposta dos métodos às condições atmosféricas na ausência de tempestades e, por conseqüência, a habilidade do modelo WRF em distinguir tais cenários. A comparação entre os métodos para estes dias de teste é apresentada nas Figuras 6.2, 6.4 e 6.6. Apenas o horário de cada dia com maior quantidade de raios observada é ilustrado.

Tabela 6.3 – Dias para teste dos Métodos Linear e Normalizado.

<i>Dia</i>	<i>Período Horário</i>	<i>Total de Raios</i>	<i>Condição Meteorológica</i>
24/12/2005	1530-2230 UT	5.365	Sistema Frontal/ ZCAS
22/10/2006	1630-2130 UT*	---	---
26/02/2007	1530-2030 UT	5.932	Convecção Local
Total:	12 horas	11.297 raios	

*Período horário hipotético para fins de análise.

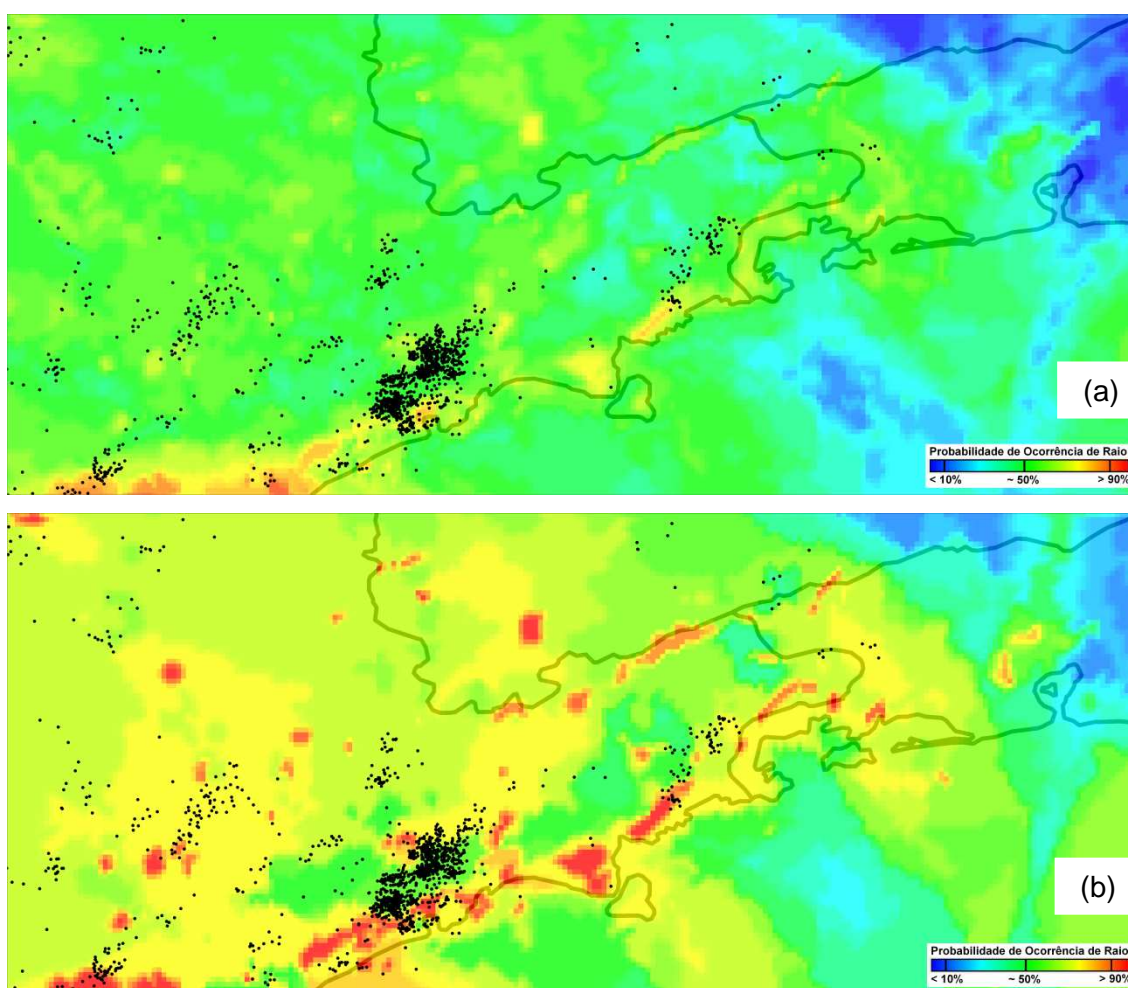


Figura 6.2 – Mapas de previsão de raios, de acordo com os métodos Linear (a) e Normalizado (b), para o dia 24/12/2005 as 18 UT (16 LT) sobre o domínio de 3 km de resolução do modelo WRF. Os pontos pretos indicam a localização dos 1350 raios que foram detectados pela BrasilDAT das 1730 UT as 1830 UT.

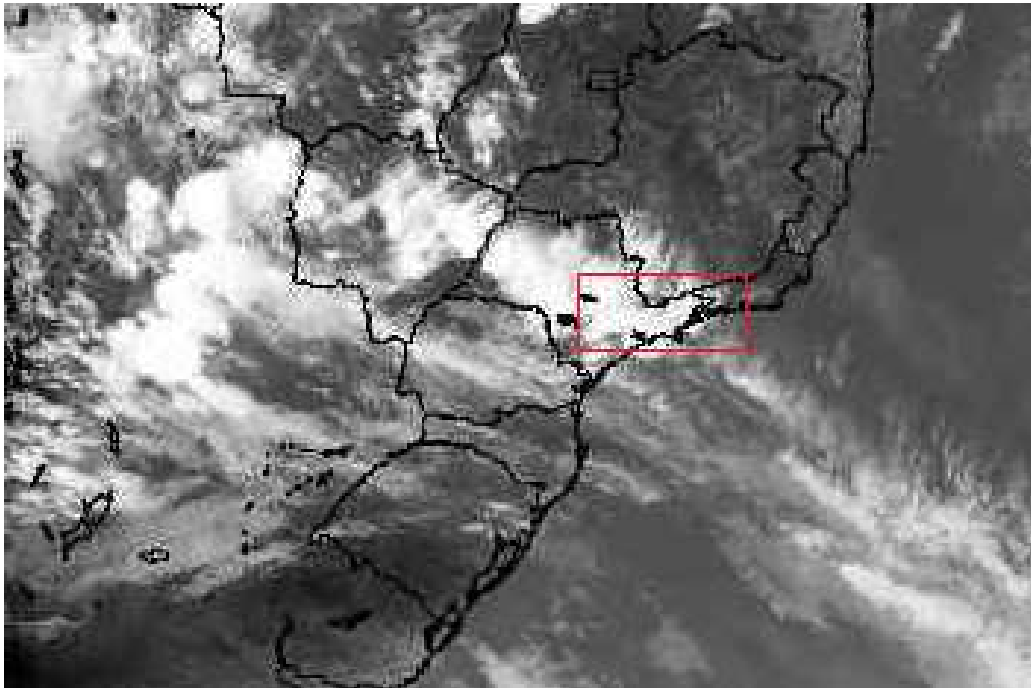


Figura 6.3 – Imagem realçada do canal infravermelho do satélite GOES-12 do dia 24/12/2005 as 18 UT. O retângulo vermelho indica a posição da grade de 3 km do modelo WRF.

Fonte: CPTEC/ INPE (05/10/2009).

Nota-se que na porção superior direita de (a) e (b), na Figura 6.2, nenhum raio foi observado e ambos os métodos apropriadamente reproduziram uma baixa probabilidade de ocorrer raio na região. De um modo geral, a atividade de raios sobre o estado de São Paulo foi melhor representada pelo Método Normalizado, o qual, em comparação ao Linear, realça mais as áreas com condições favoráveis à atividade da tempestade. Na Figura 6.2(b), as regiões avermelhadas do mapa, ao longo do litoral de SP, são facilmente associadas ao aglomerado de raios observado sobre a RMSP e Vale do Paraíba. A Figura 6.3 é a imagem de satélite no canal infravermelho para o dia 24/12/2005 as 18 UT. Comparando-a com o mapa de previsão da Figura 6.2(b), percebe-se que o Método Normalizado conseguiu reproduzir, a partir da combinação das variáveis do WRF, a localização espacial do sistema frontal que atuava na região em estudo.

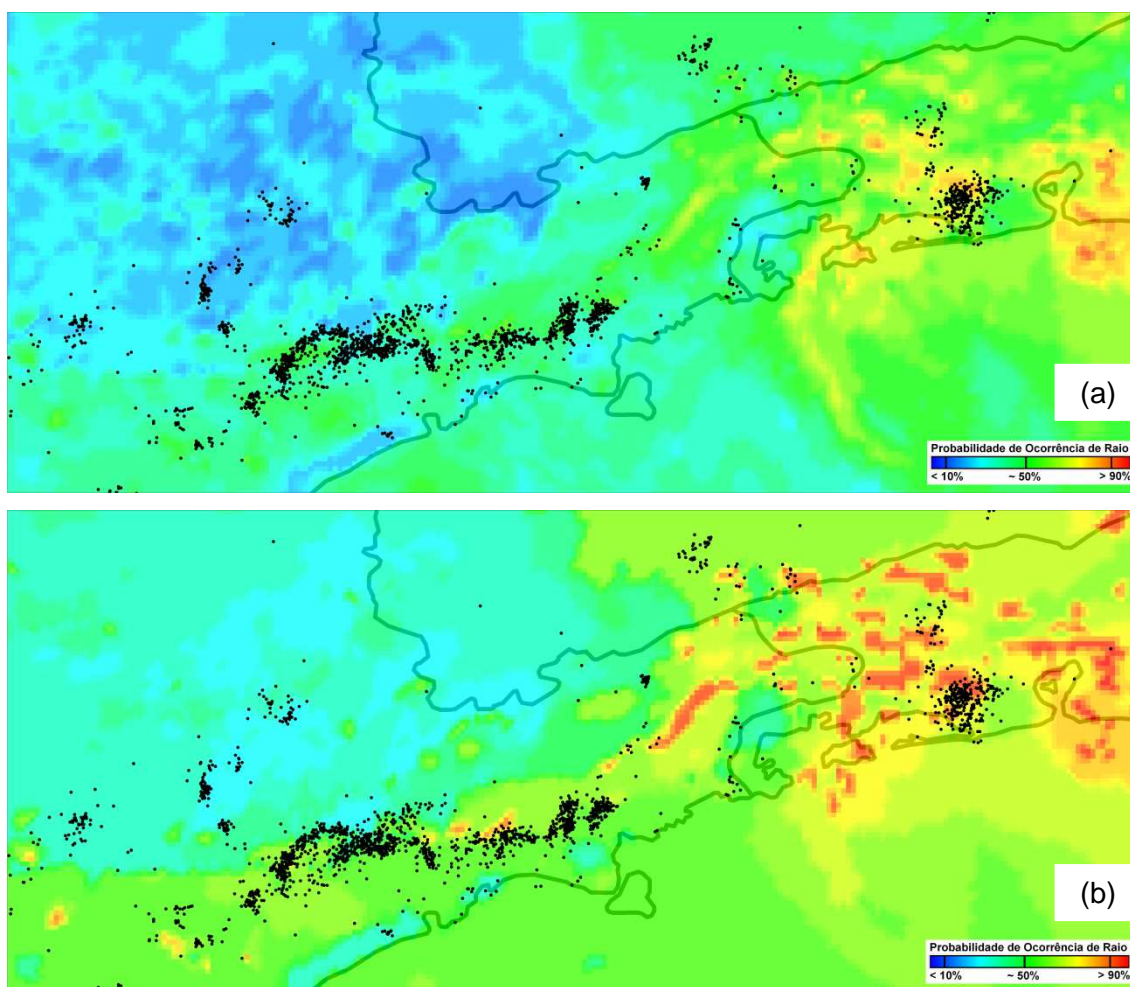


Figura 6.4 – Mapas de previsão de raios, de acordo com os métodos Linear (a) e Normalizado (b), para o dia 26/02/2007 as 18 UT (15 LT) sobre o domínio de 3 km de resolução do modelo WRF. Os pontos pretos indicam a localização dos 2035 raios que foram detectados pela BrasilDAT das 1730 UT as 1830 UT.

Analisando a Figura 6.4, nota-se que novamente os melhores resultados quanto à probabilidade de ocorrência de raios foram obtidos com o Método Normalizado. Observa-se que sobre a metade oeste do estado do RJ há aglomerados de raios, assim como ao sul de Minas Gerais e ao longo da costa do estado de São Paulo. Nestas regiões, o Método Normalizado atribuiu uma probabilidade de ocorrência superior a 50%, enquanto que o Linear, uma probabilidade inferior conforme mostra as áreas em tons de azul cobrindo quase todo o estado de SP e sul de Minas Gerais. O aglomerado de raios

sobre o estado do RJ teve associado uma probabilidade de haver raios em torno de 90%. A imagem satélite infravermelha do dia 26/02/2007 as 18 UT é mostrada na Figura 6.5. A atividade convectiva predominante sobre os estados do RJ e SP e Oceano Atlântico foi muito bem caracterizada espacialmente pelo Método Normalizado.

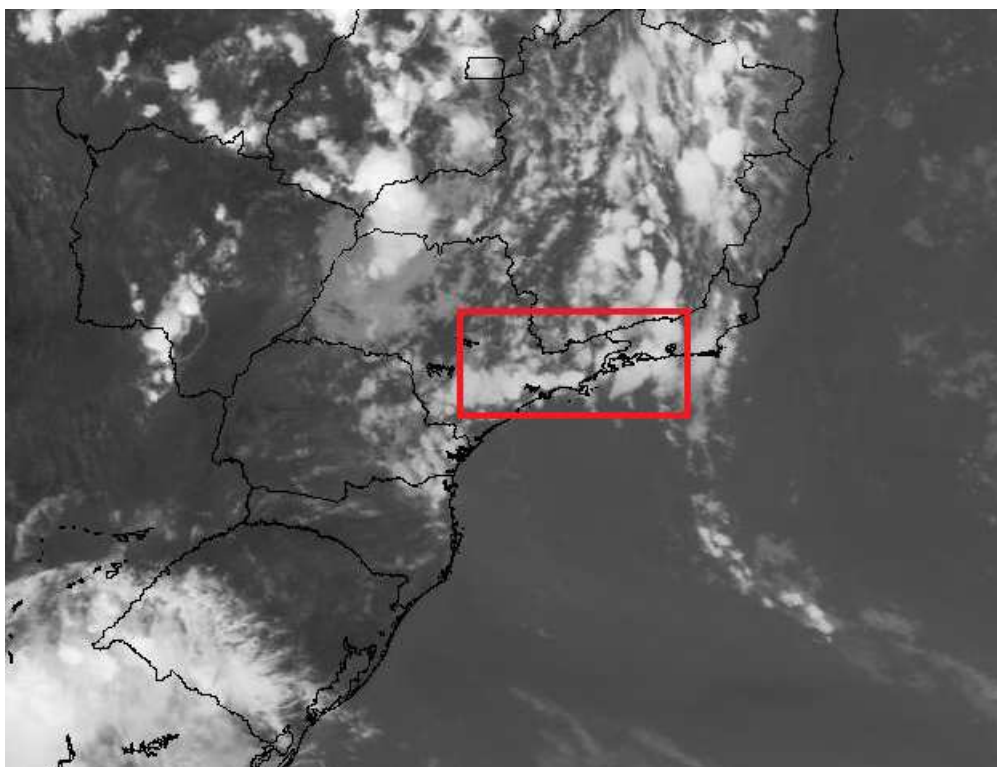


Figura 6.5 – Imagem realçada do canal infravermelho do satélite GOES-12 do dia 27/02/2007 as 18 UT. O retângulo vermelho indica a posição da grade de 3 km do modelo WRF.

Fonte: CPTEC/ INPE (05/10/2009).

A Figura 6.6 mostra a aplicação dos métodos de previsão para o dia sem ocorrência de raios. Verifica-se que as probabilidades são inferiores a 50% em ambos os mapas para praticamente todo o domínio. Sobre o estado de Minas Gerais, parte do Rio de Janeiro e Vale do Paraíba, observa-se uma chance, embora ainda baixa, de ocorrer raios, principalmente de acordo com o Método Normalizado. Esta previsão pode estar associada à nebulosidade presente sobre a mesma região na imagem de satélite no canal infravermelho (Figura

6.7) das 1745 UT deste dia. De um modo geral, o Método Linear, para este caso, apresentou melhores resultados.

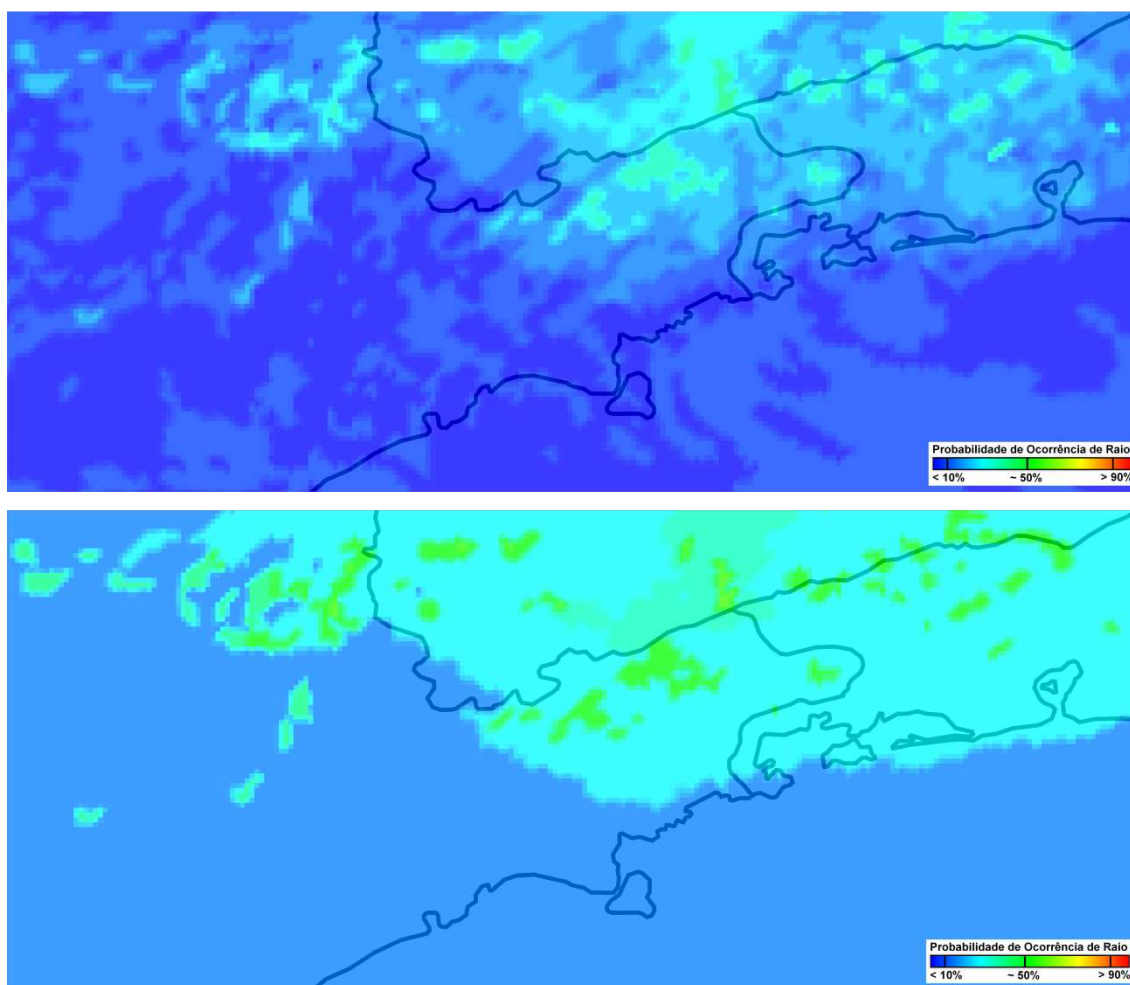


Figura 6.6 – Mapas de previsão de raios, de acordo com os métodos Linear (a) e Normalizado (b), para o dia 22/10/2006 as 18 UT (16 LT) sobre o domínio de 3 km de resolução do modelo WRF. Nenhum raio foi detectado pela BrasilDAT.

As Figuras 6.8 e 6.9 ilustram os mapas de probabilidade da ocorrência de raios, obtidos com os métodos Linear e Normalizado, respectivamente, para todos os horários do dia de teste 24/12/2005 indicados na Tabela 6.3. O objetivo desta análise é verificar se a combinação das variáveis do modelo WRF consegue reproduzir as condições atmosféricas durante o desenvolvimento da tempestade e, conseqüentemente, acompanhar a

ocorrência horária de raios. Segundo dados da própria literatura (por exemplo, KREHBIEL et al., 2000; LANG et al., 2004; LUND et al., 2009), as grades que aparecem nas figuras representam as prováveis áreas de ocorrência de cada raio, com a posição do ponto de contato aleatória dentro da trajetória horizontal do líder dentro da nuvem. Por não existirem dados observacionais sobre o tamanho real do líder de cada raio, foi utilizada a área de 1.024 km² para a representação gráfica, conforme o critério estabelecido na seção 5.5.



Figura 6.7 – Imagem realçada do canal infravermelho do satélite GOES-12 do dia 22/10/2006 as 1745 UT. O retângulo vermelho indica a posição da grade de 3 km do modelo WRF.

Fonte: Laboratório Master/ Departamento de Ciências Atmosféricas (DCA)/ Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG)/ Universidade de São Paulo (USP) (05/10/2009).

Comparando ambas as figuras, percebe-se que o Método Linear subestima as maiores probabilidades de ocorrência de raios em comparação ao Método Normalizado, justamente nas regiões em que os raios foram observados. Probabilidades superiores a 70%, calculadas com o Método Normalizado, são atribuídas às regiões em que os raios ocorreram sobre o estado de São Paulo praticamente durante todo o período. Observa-se uma diminuição gradativa das probabilidades com o passar do tempo de integração do modelo WRF em ambos os métodos à medida que os raios igualmente diminuem em quantidade

e tornam-se mais dispersos. No primeiro quadrante das figuras, os métodos apontam as menores chances de ocorrência de raios para todo o domínio. O Método Linear é mais persistente que o Método Normalizado quanto às probabilidades baixas dessa área. A partir das 19 UT, quando os raios começam a ocorrer sobre o estado do Rio de Janeiro e sul de Minas Gerais, o Método Linear (Figura 6.8) indica uma probabilidade de ocorrência inferior a 20% na região, enquanto que o Método Normalizado (Figura 6.9), inferior a 40%, mas com uma região bastante favorável associada, de probabilidades superiores a 70%, estendendo-se desde a porção oeste do Rio de Janeiro até o Oceano Atlântico.

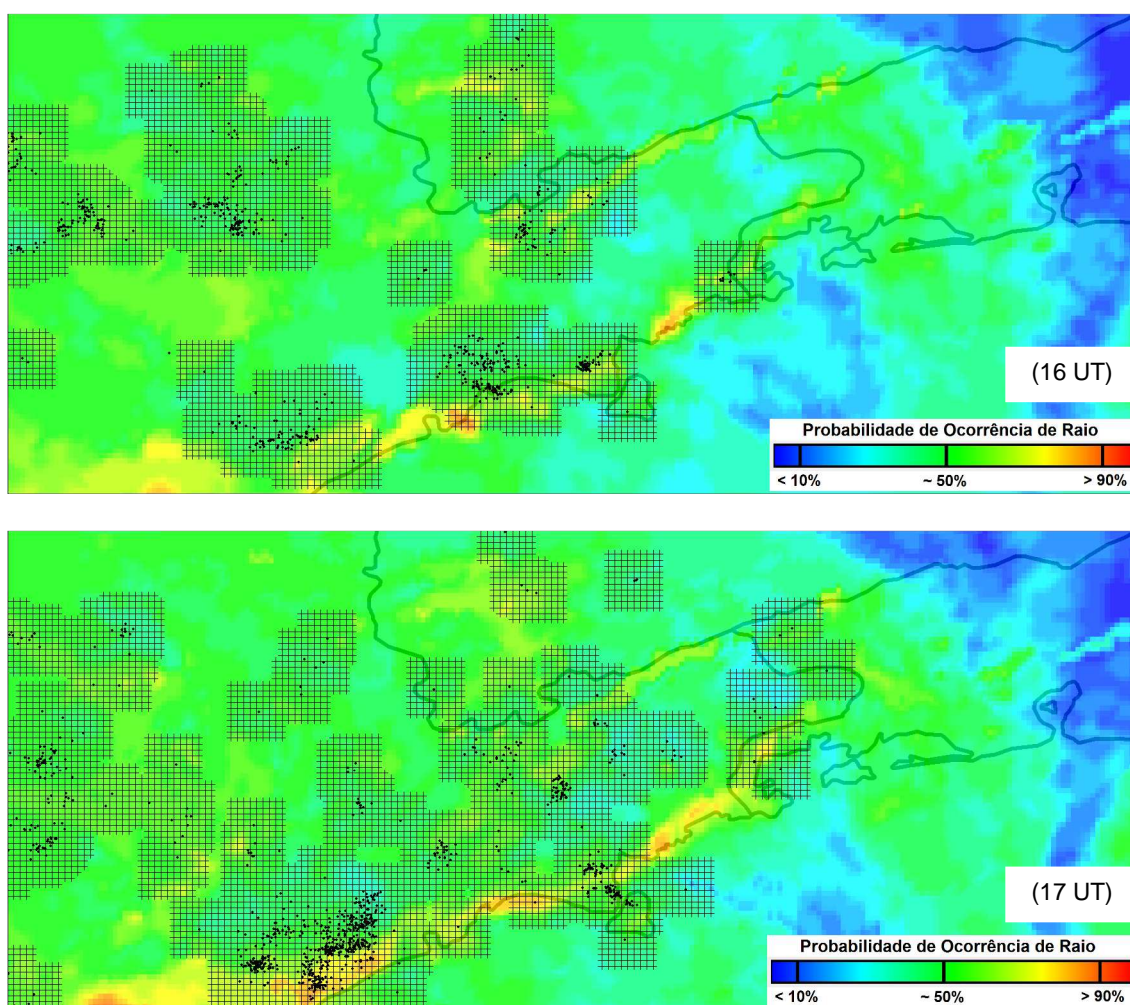


Figura 6.8 – Seqüência de mapas de previsão de raios obtidos com o Método Linear para o período horário (16-22 UT) com ocorrência de raios do dia 24/12/2005. Os pontos pretos indicam as posições dos raios detectados pela BrasilDAT das 1530-2230 UT. (Continua)

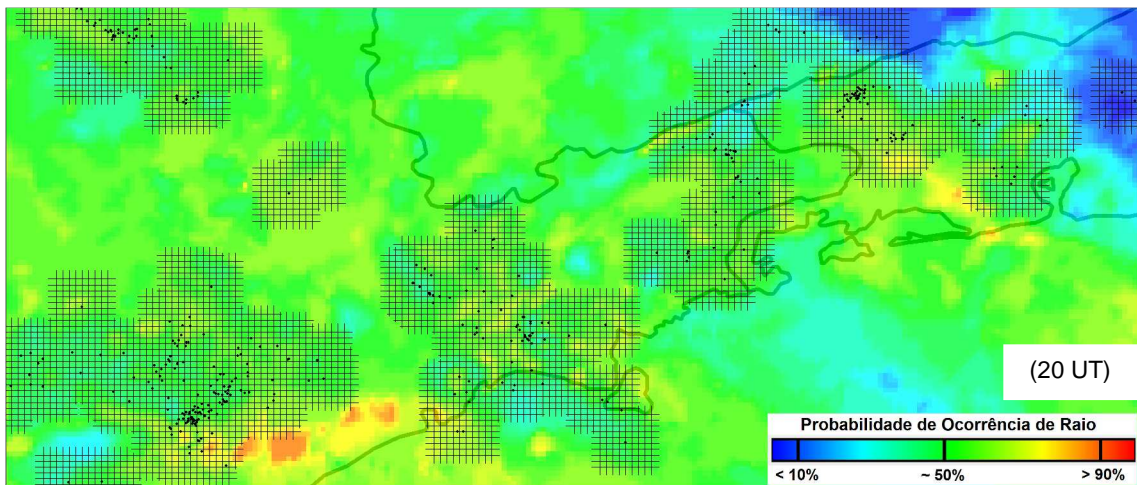
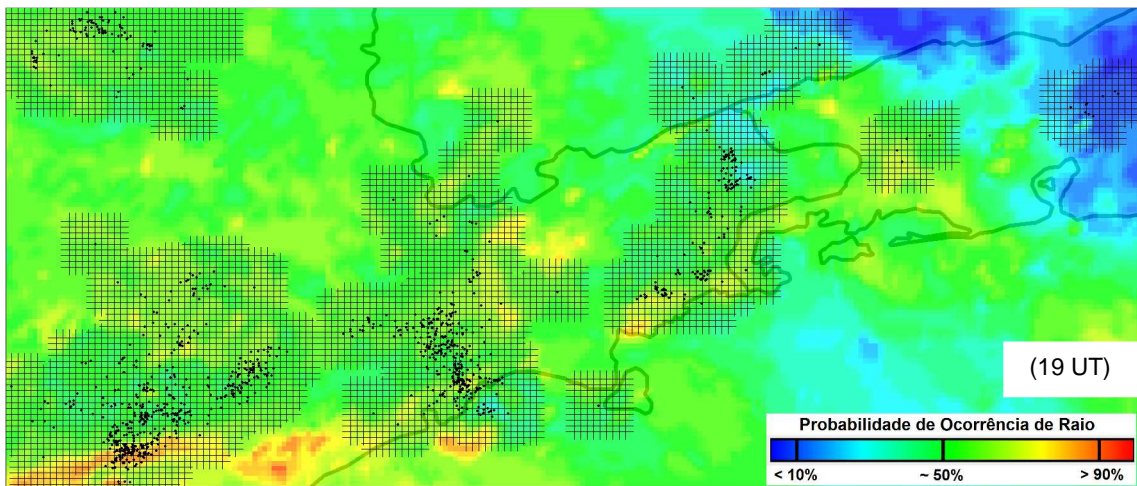
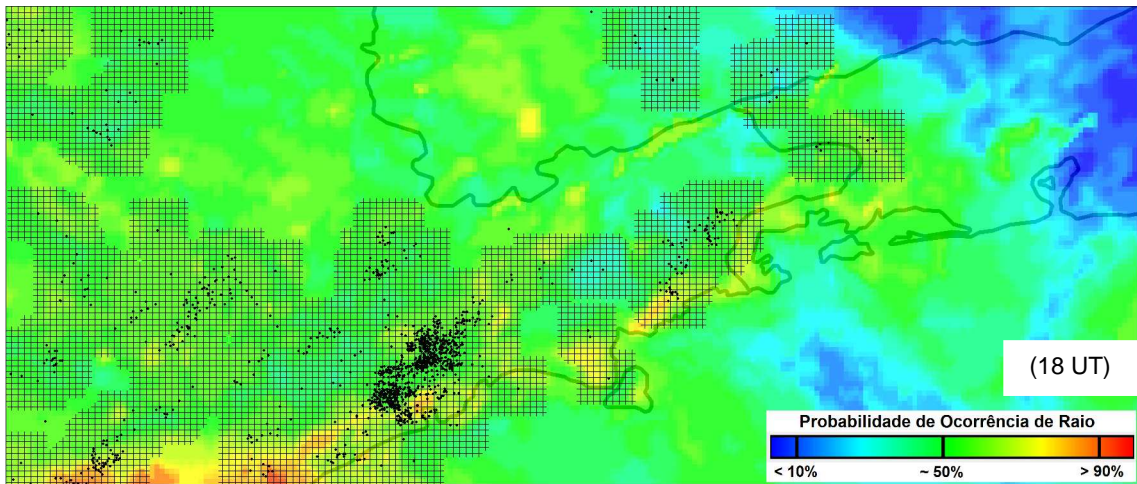


Figura 6.8. Continuação (Continua)

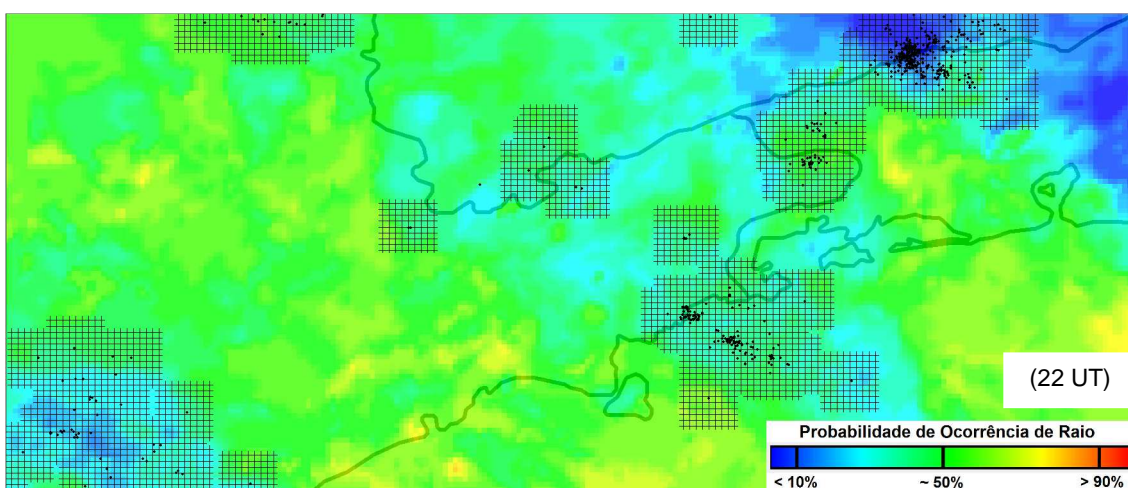
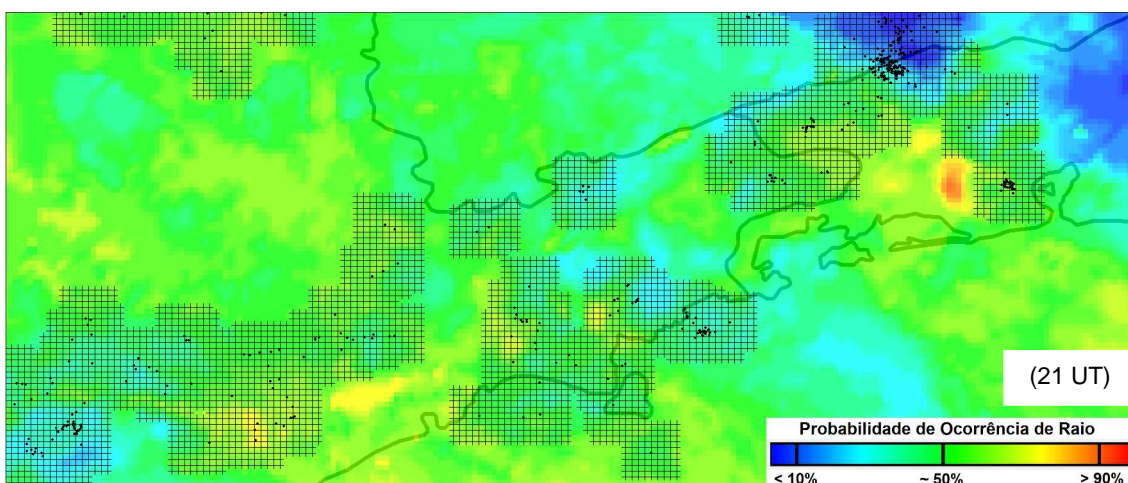


Figura 6.8. Conclusão

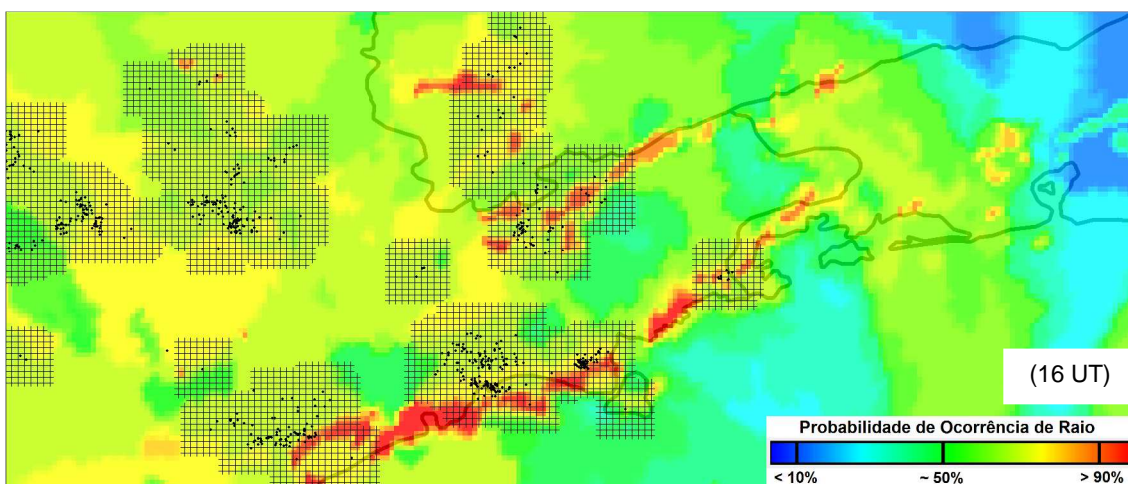


Figura 6.9 – Seqüência de mapas de previsão de raios obtidos com o Método Normalizado para o período horário (16-22 UT) com ocorrência de raios do dia 24/12/2005. Os pontos pretos indicam as posições dos raios detectados pela BrasilDAT das 1530-2230 UT. (Continua)

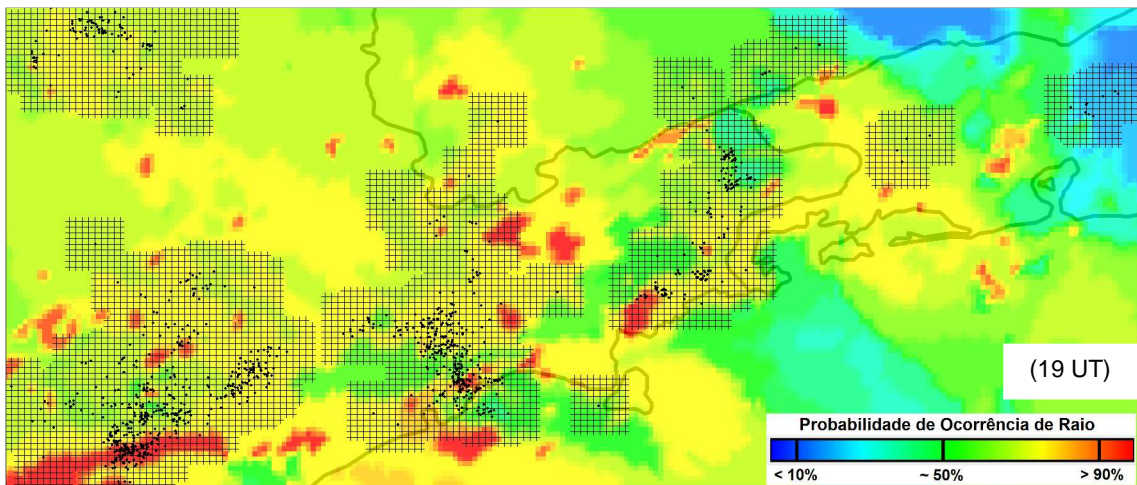
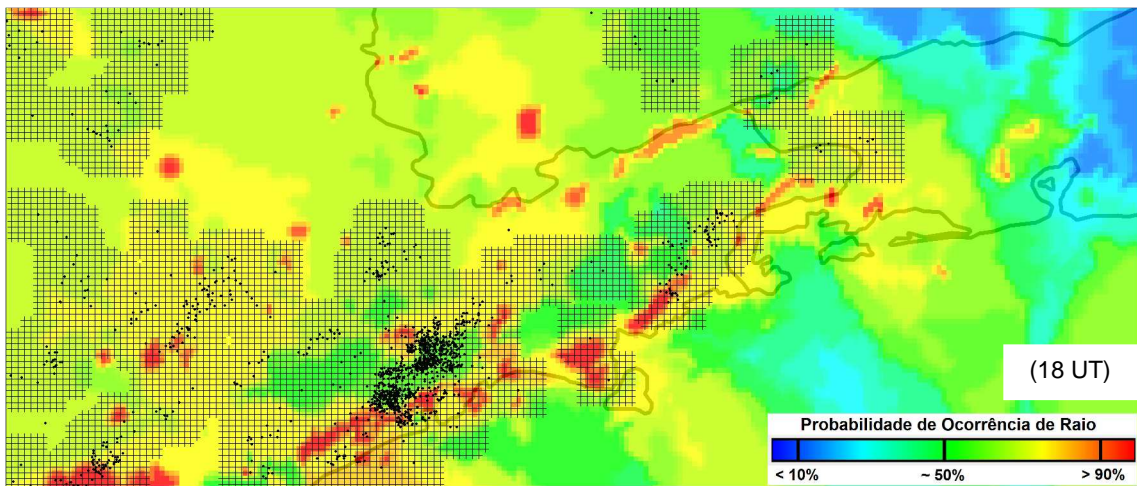
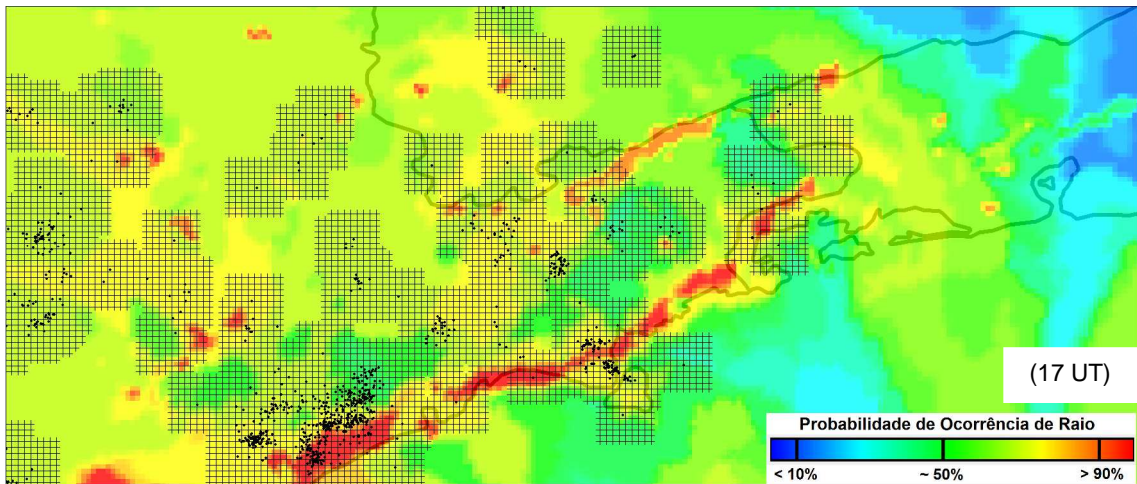


Figura 6.9. Continuação (Continua)

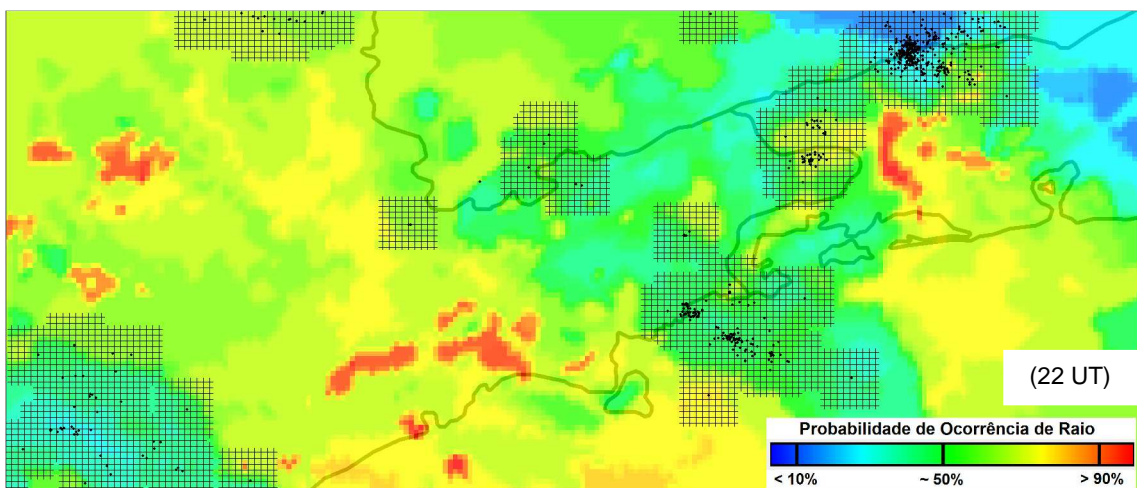
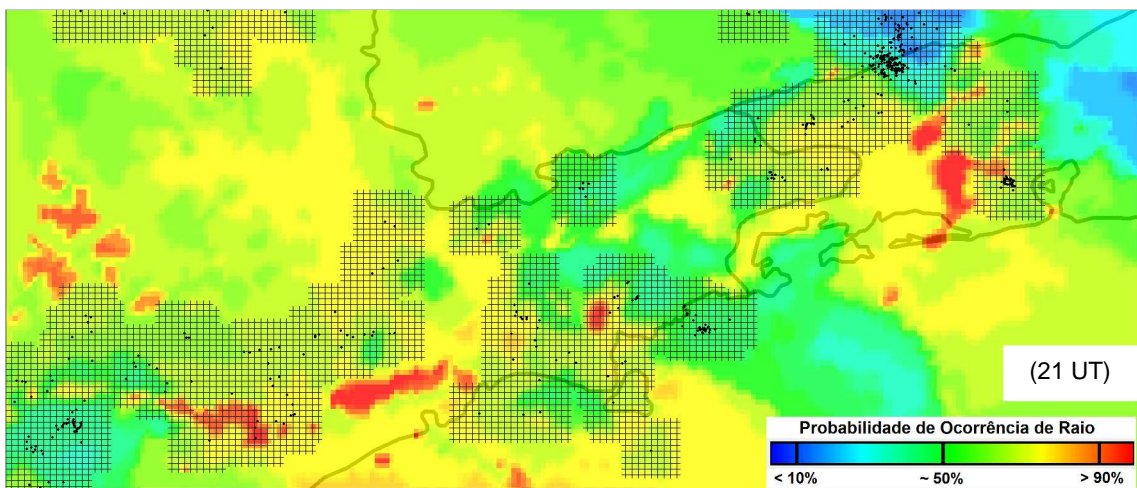
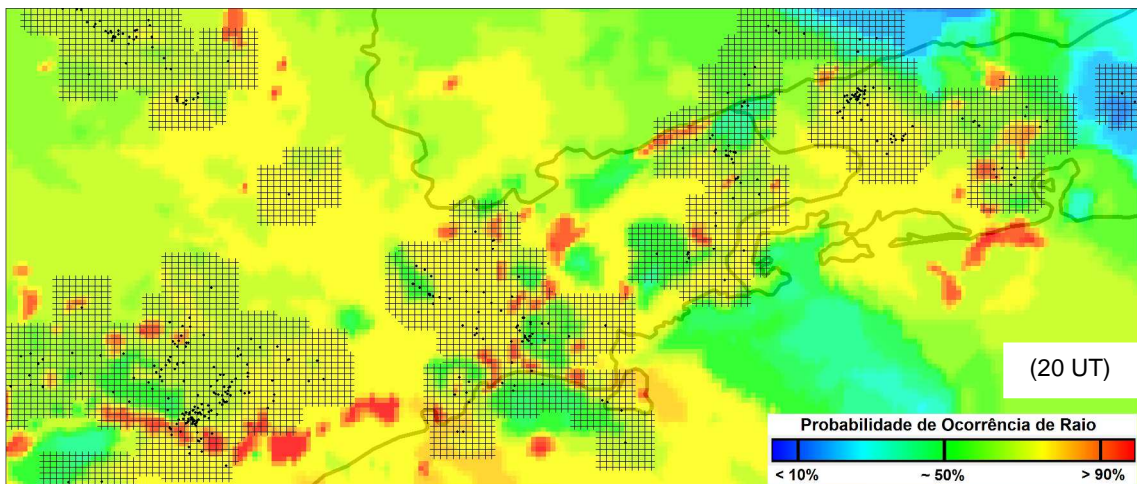


Figura 6.9. Conclusão

6.1.1 Avaliação dos Resultados

A fim de avaliar a relação entre os índices calculados pelos Métodos Linear e Normalizado de maneira quantitativa e qualitativa no que se refere à atividade de raios, foi proposta a divisão da grade de 3 km do WRF em retângulos de diferentes tamanhos, conforme mostrado na Figura 6.10 e na Tabela 6.4. Vale salientar que a primeira classe de retângulos, 124,3 km x 116,6 km, possui basicamente a mesma resolução dos dados de entrada do modelo WRF e uma quarta classe teria as dimensões aproximadas de 15 km x 15 km, o que violaria os critérios estabelecidos na seção 5.5 de análise dos pontos de grade e sua relação com os raios. Para cada retângulo foram extraídos os índices médio e máximo, calculados de acordo com cada método de previsão, assim como o número de raios que ali ocorreu. O índice médio que será referenciado daqui pra frente é a média dos índices dos pontos de grade que compõem cada retângulo. Esta análise foi realizada para todas as horas com ocorrência de raios dos doze dias da Tabela 5.1 e dos dois dias de teste da Tabela 6.3.

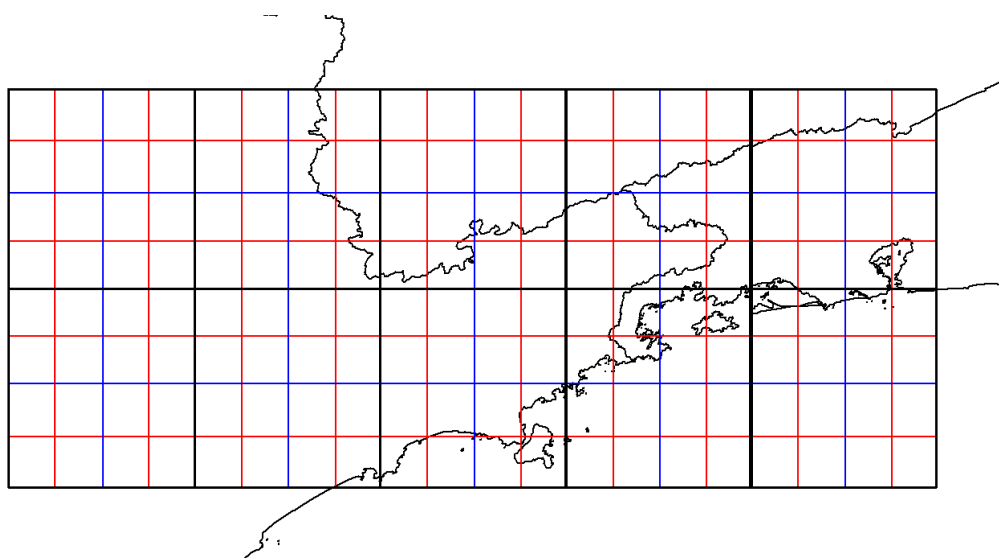


Figura 6.10 – Divisão da grade de 3 km do modelo WRF (248,6 km x 582,9 km) em áreas retangulares de diferentes tamanhos: preta = 124,3 km x 116,6 km; azul = 62,2 km x 58,3 km; vermelha = 31,1 km x 29,2 km.

Tabela 6.4 – Dimensões e total de retângulos em que a grade de 3 km do modelo WRF (248,6 km x 582,9 km) foi dividida.

<i>Dimensões</i>	<i>Quantidade total com oceano</i>	<i>Quantidade total sem oceano</i>
124,3 km x 116,6 km	10	8
62,2 km x 58,3 km	40	31
31,1 km x 29,2 km	160	122

As Figuras 6.11 e 6.12 apresentam gráficos de dispersão, para os Métodos Linear e Normalizado, respectivamente, correlacionando os índices médios e o total de raios das diferentes áreas retangulares. Dois conjuntos de dados foram plotados em cada gráfico, um considerando todos os retângulos que compõem a grade e outro excluindo aqueles sobre o oceano.

De um modo geral, em todos os gráficos da Figura 6.11, a maioria dos retângulos com raio associado é mais freqüente quando o índice médio é superior a 3, ou seja, 51% dos retângulos apresenta 60% de chance de ocorrência de raios. No primeiro gráfico (a), acima de 500 raios, os índices médios são preferencialmente superiores a 3 (aproximadamente 80% dos casos). Comportamento similar se verifica no gráfico seguinte (b), mas como a quantidade de raios em cada retângulo diminui proporcionalmente com a sua dimensão, foi verificado que, acima de 350 raios, 71% dos casos apresentaram índice superior a 3. Essa tendência mostra uma correlação entre os índices médios e a quantidade de raios.

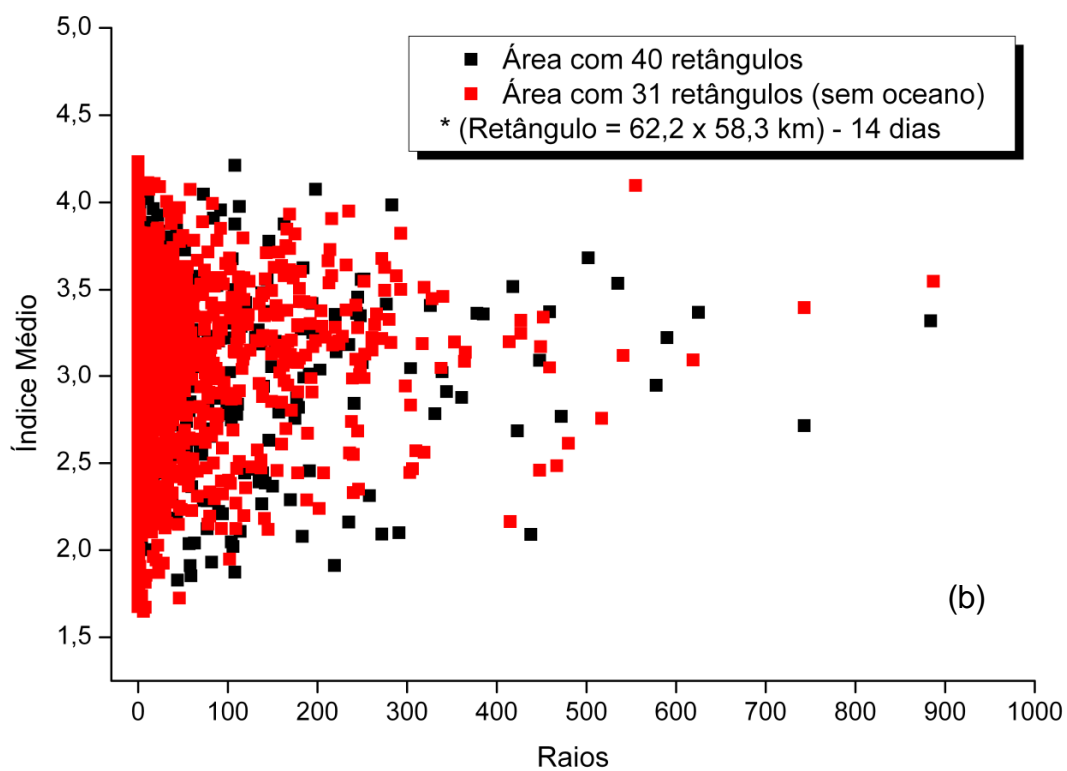
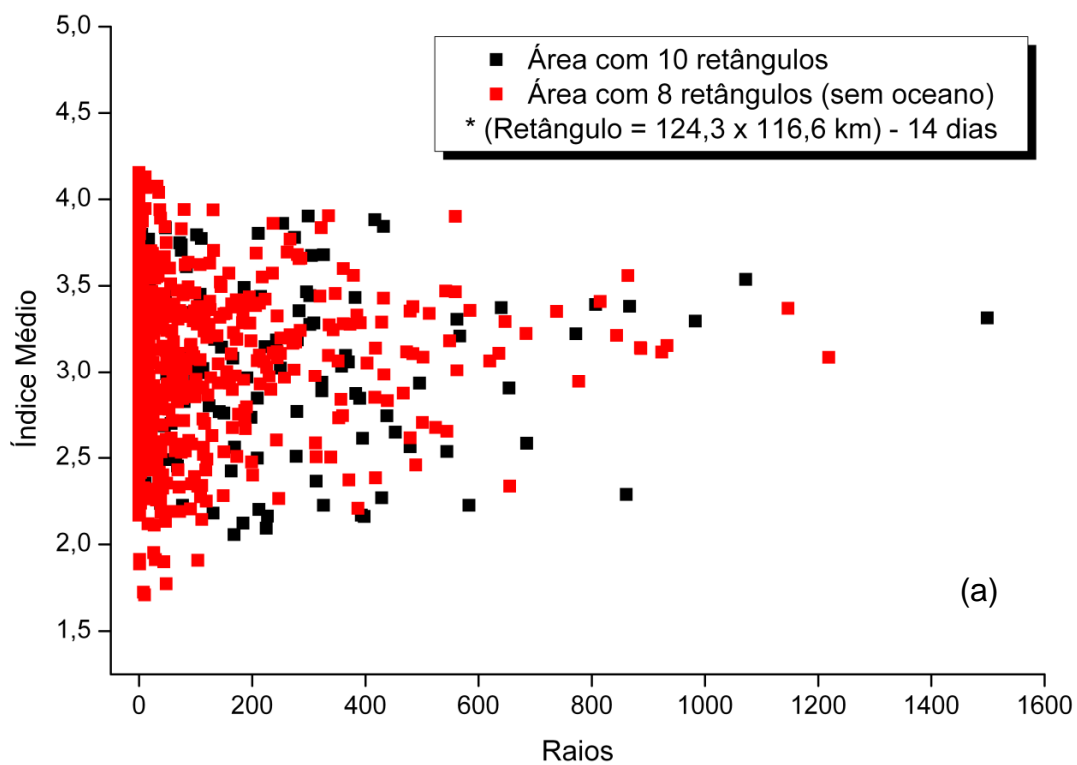


Figura 6.11 – Gráficos de dispersão relacionando índice médio e quantidade de raios para as diferentes áreas retangulares segundo o Método Linear. (Continua)

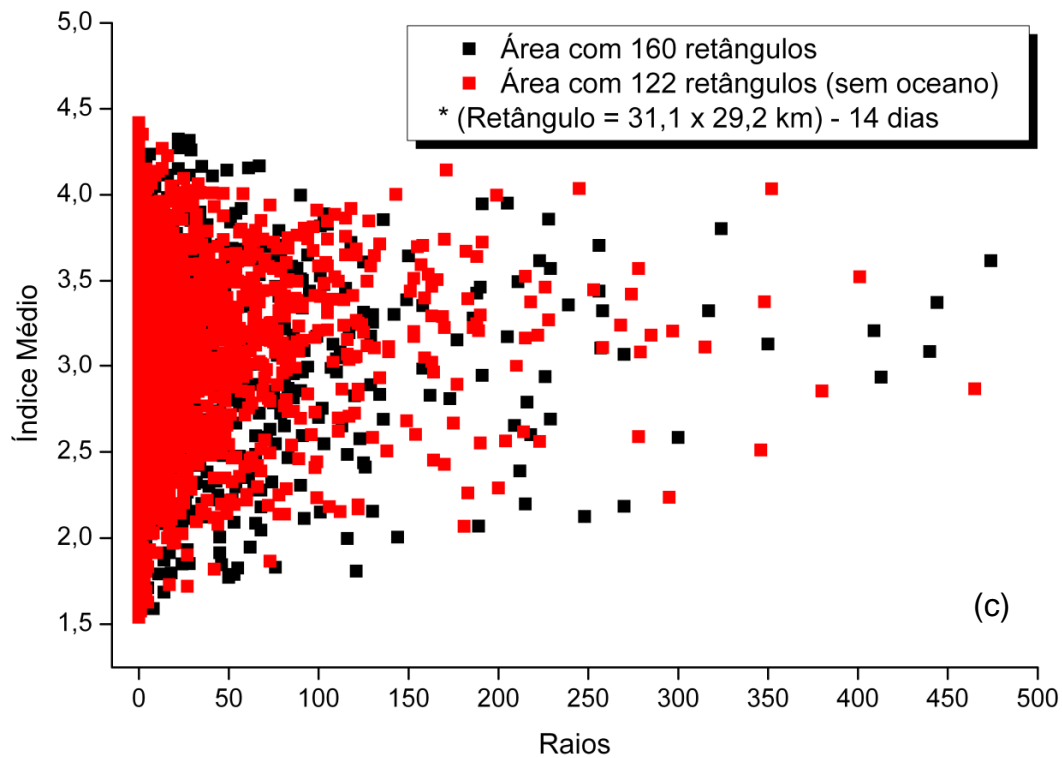


Figura 6.11. Conclusão

Analisando a Figura 6.12 para o Método Normalizado, somente 18% dos retângulos apresentaram índices médios abaixo de 3 no primeiro gráfico (a), 21%, no segundo (b) e 22%, para o pior cenário, no terceiro gráfico (c). Já para o índice médio 2,5 (50% de probabilidade de ocorrência de raios), as porcentagens foram ainda menores, 4, 8 e 10%, respectivamente; isto é, nos retângulos que apresentaram índices médios com probabilidade abaixo de 50%, pouquíssimos casos apresentaram raios associados. Verificou-se que, no Método Normalizado, a quantidade de raios acima de 500 para a Figura 6.12a e 350 na Figura 6.12b foi associada em 93 e 91% dos casos, respectivamente, com índices superiores a 3.

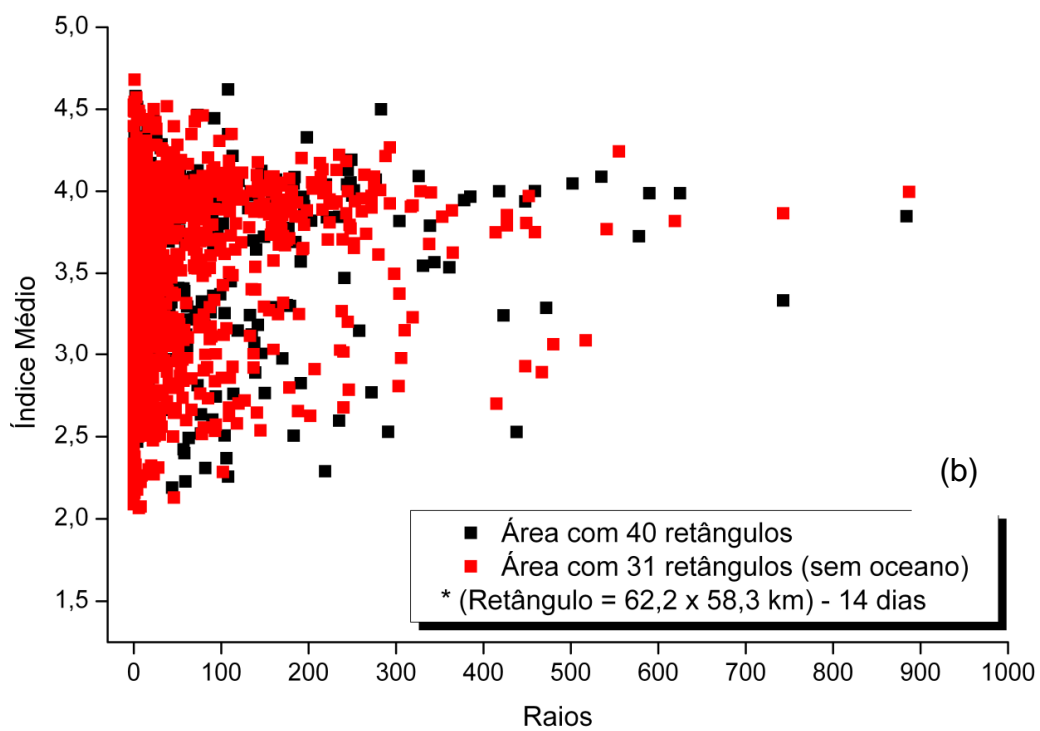
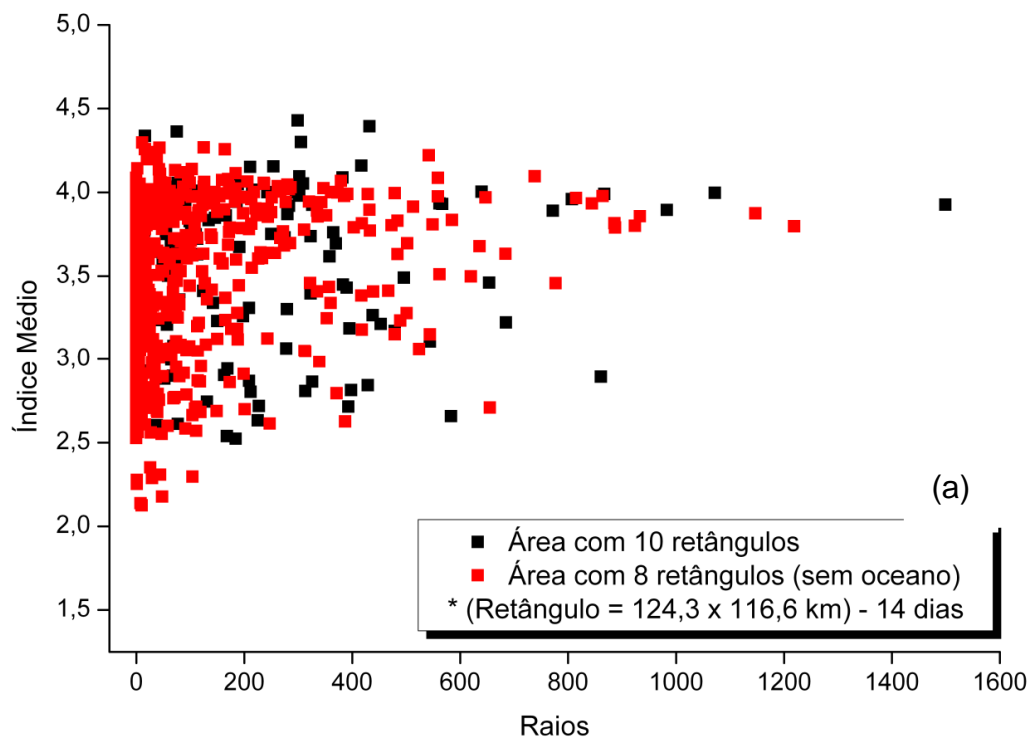


Figura 6.12 – Gráficos de dispersão relacionando índice médio e quantidade de raios para as diferentes áreas retangulares segundo o Método Normalizado. (Continua)

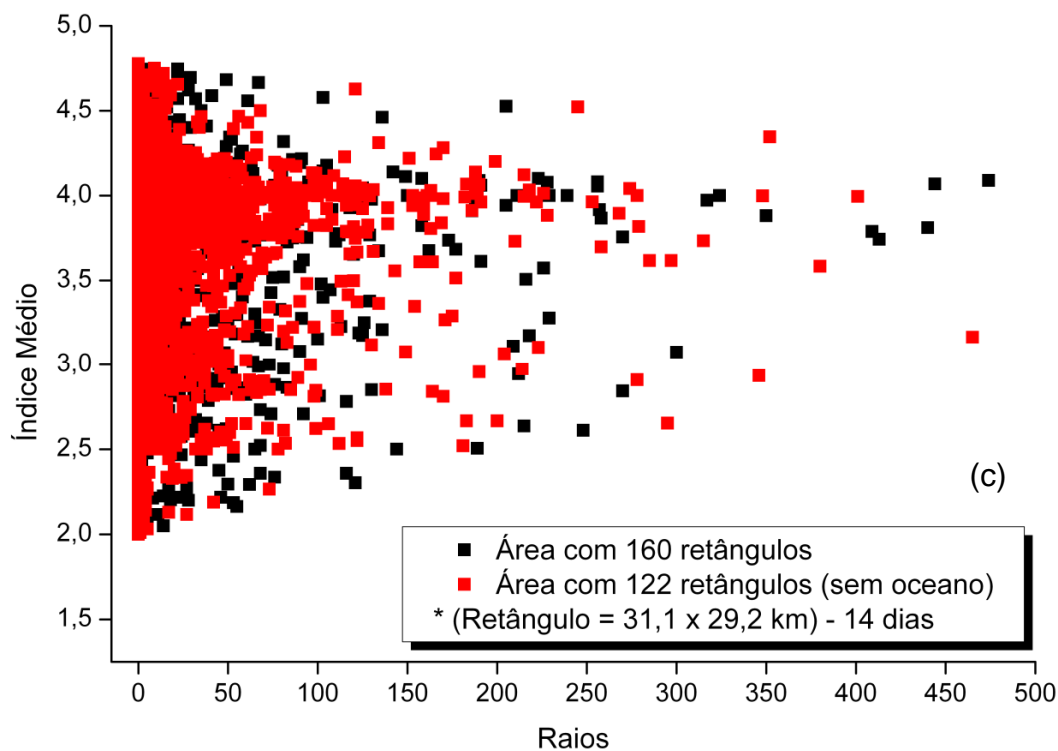


Figura 6.12. Conclusão

As Figuras 6.13 e 6.14 apresentam gráficos de dispersão, para os Métodos Linear e Normalizado, respectivamente, correlacionando os índices máximos e o total de raios das diferentes áreas retangulares.

Comparando os gráficos da Figura 6.13, é possível perceber uma correspondência linear entre os índices máximos e o total de raios, muito embora se verifique retângulos sem raios associados com índices elevados. Considerando somente os retângulos com mais de 500 raios no gráfico (a) e 350 no gráfico (b), 88 e 80% dos casos, respectivamente, foram atribuídos a índices máximos superiores a 3,5 (70% de probabilidade de ocorrência de raios). De todos os retângulos, 97, 90 e 81% apresentaram índices máximos maiores que 3, isto é, 60% de chance de ocorrer raio.

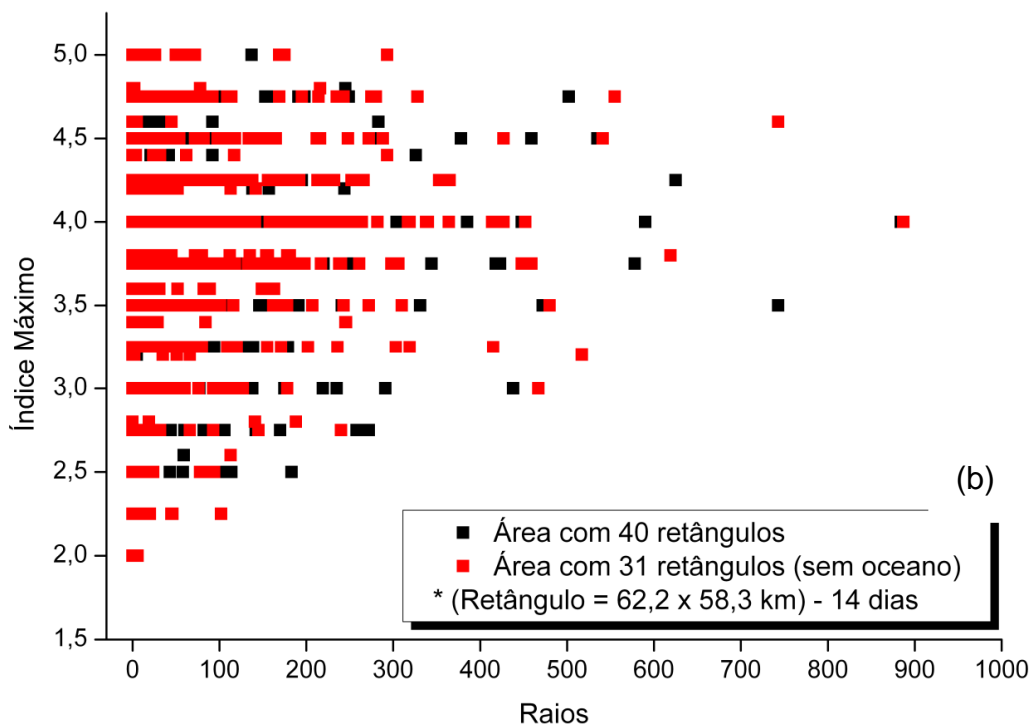
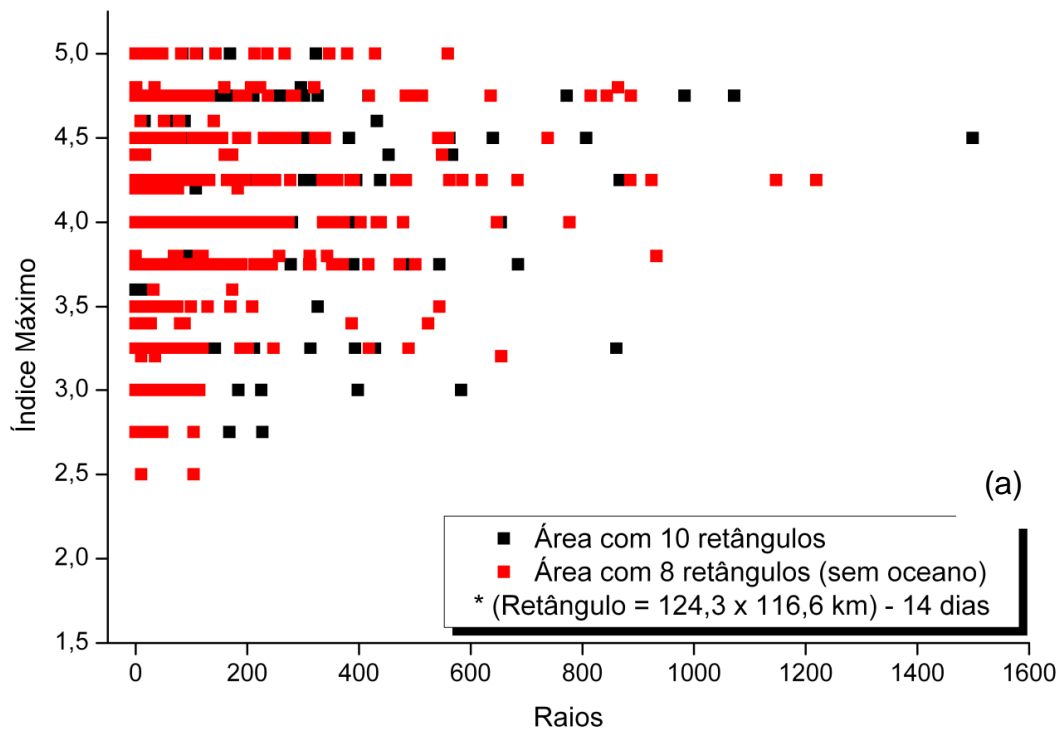


Figura 6.13 – Gráficos de dispersão relacionando índice máximo e quantidade de raios para as diferentes áreas retangulares segundo o Método Linear. (Continua)

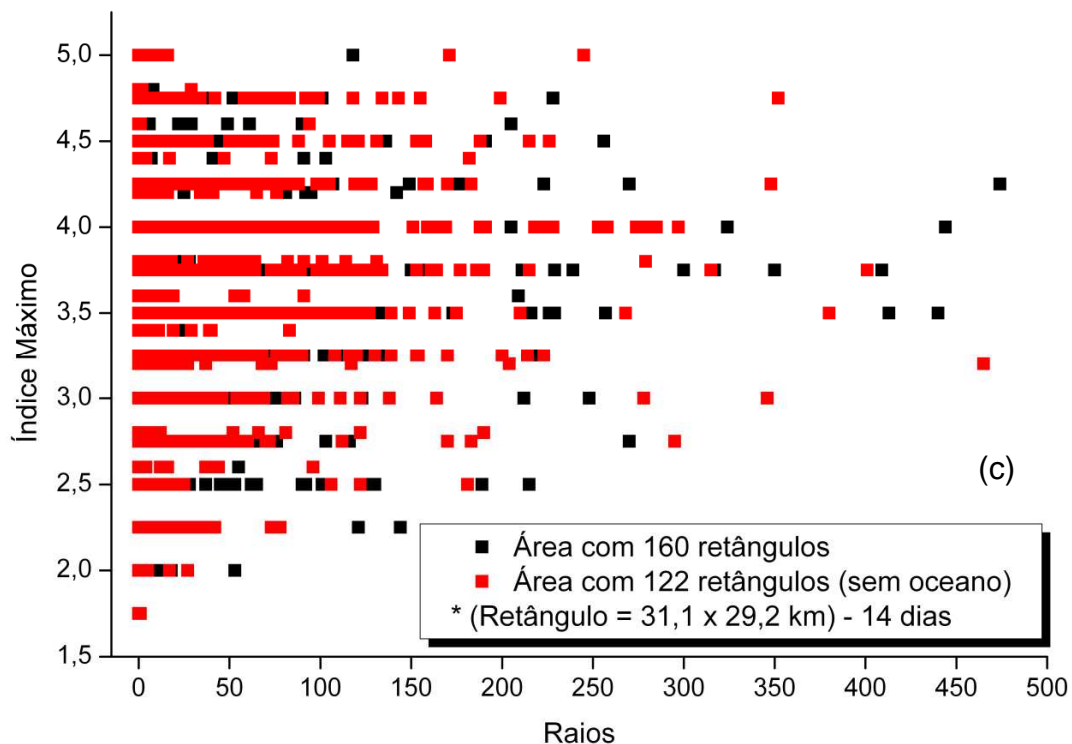


Figura 6.13. Conclusão

Na Figura 6.14, índices máximos elevados puderam ser relacionados tanto com pouco quanto com muito raio; porém, grande quantidade de raios somente se relaciona com índices maiores que 3,5. De maneira geral, apenas 1, 9 e 19% dos retângulos dos gráficos (a), (b) e (c), respectivamente, não foram associados a índices máximos superiores a 3,5. Verificou-se que 100% dos retângulos acima de 500 raios no primeiro gráfico (a) apresentaram mais de 70% de chance de ocorrência de raios (índice máximo maior que 3,5), sendo que, a 90% destes casos, foi atribuída uma probabilidade de 90% (índice máximo maior que 4,5). Com relação ao segundo gráfico (b), para os retângulos com mais de 350 raios, índices máximos acima de 3,5 foram observados em 94% dos casos, e acima de 4,5, em 63%.

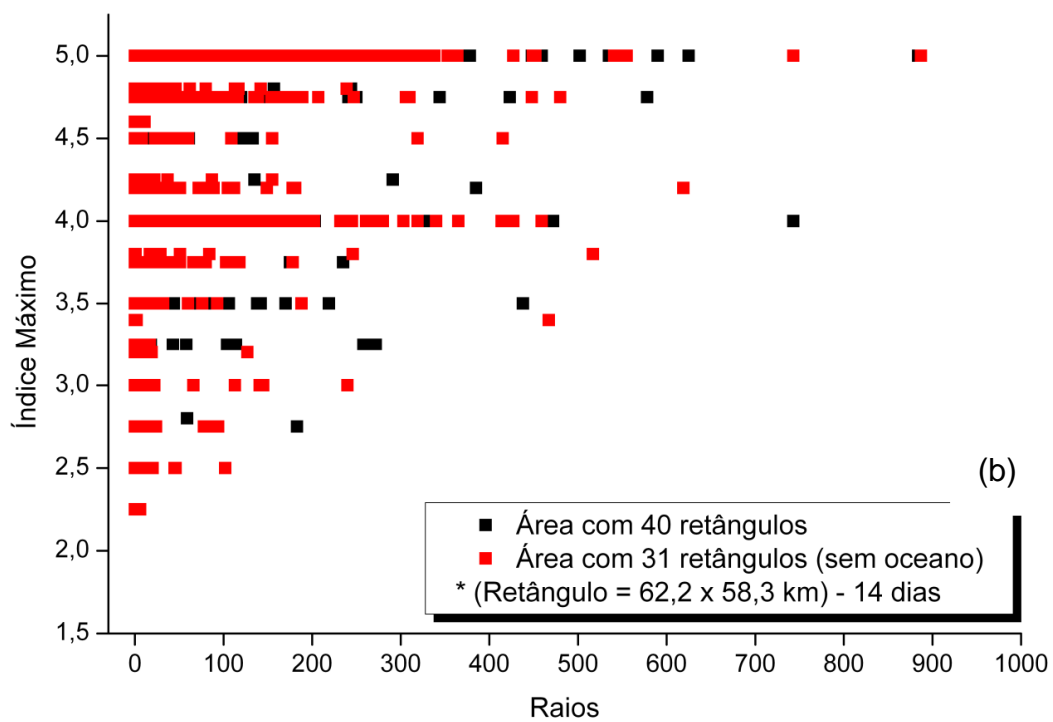
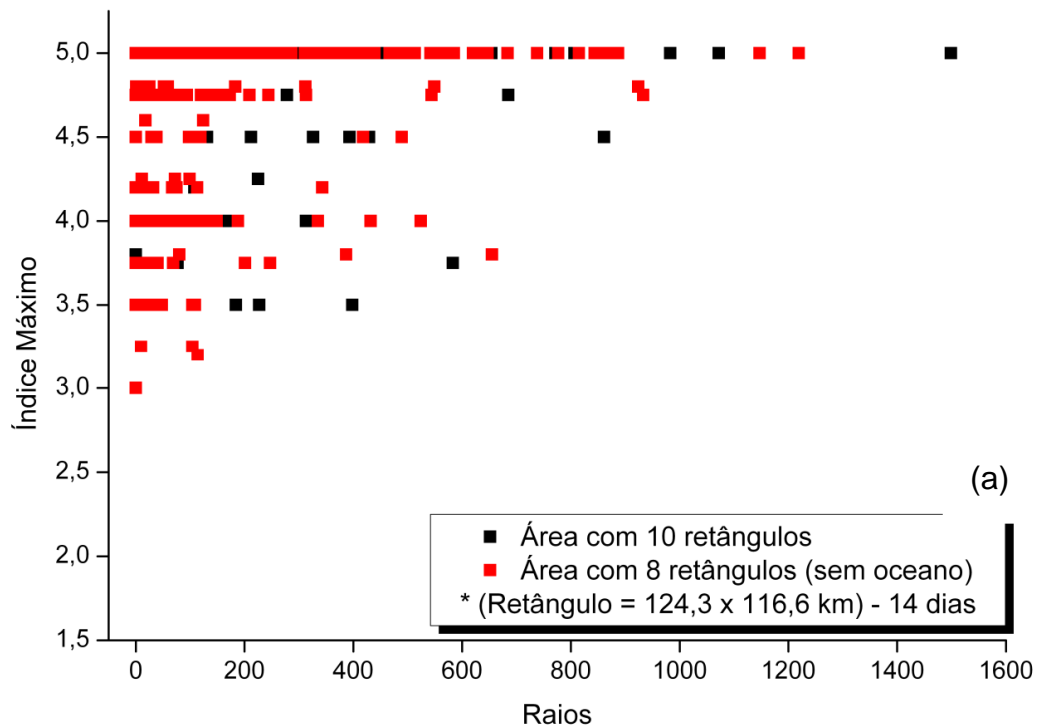


Figura 6.14 – Gráficos de dispersão relacionando índice máximo e quantidade de raios para as diferentes áreas retangulares segundo o Método Normalizado. (Continua)

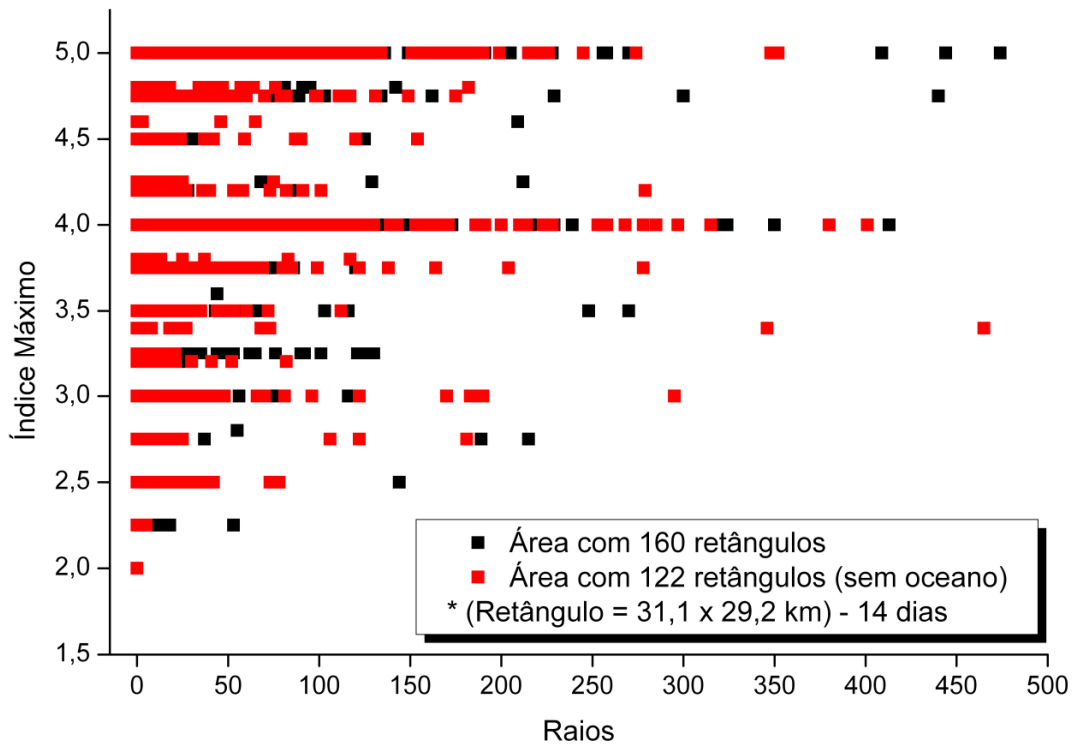


Figura 6.14. Conclusão

As Figuras 6.15 e 6.16 mostram a distribuição dos retângulos com raio associado de acordo com os índices médio e máximo, respectivamente. A análise foi realizada para todas as áreas retangulares definidas na Tabela 6.4, excluindo aquelas que estavam sobre o oceano. Seu objetivo principal foi avaliar a precisão da previsão dos Métodos Linear e Normalizado quanto à probabilidade de ocorrência dos raios para os doze casos de tempestade da Tabela 5.1.

De um modo geral, na Figura 6.15, a nenhum retângulo com raio foi associado uma probabilidade média menor que 40% (índice 2) para o Método Linear e 50% (índice 2,5) para o Normalizado. Nota-se também um deslocamento entre as distribuições de ambos os métodos. As legendas dos histogramas apresentam resultados estatísticos que comparam o desempenho de cada

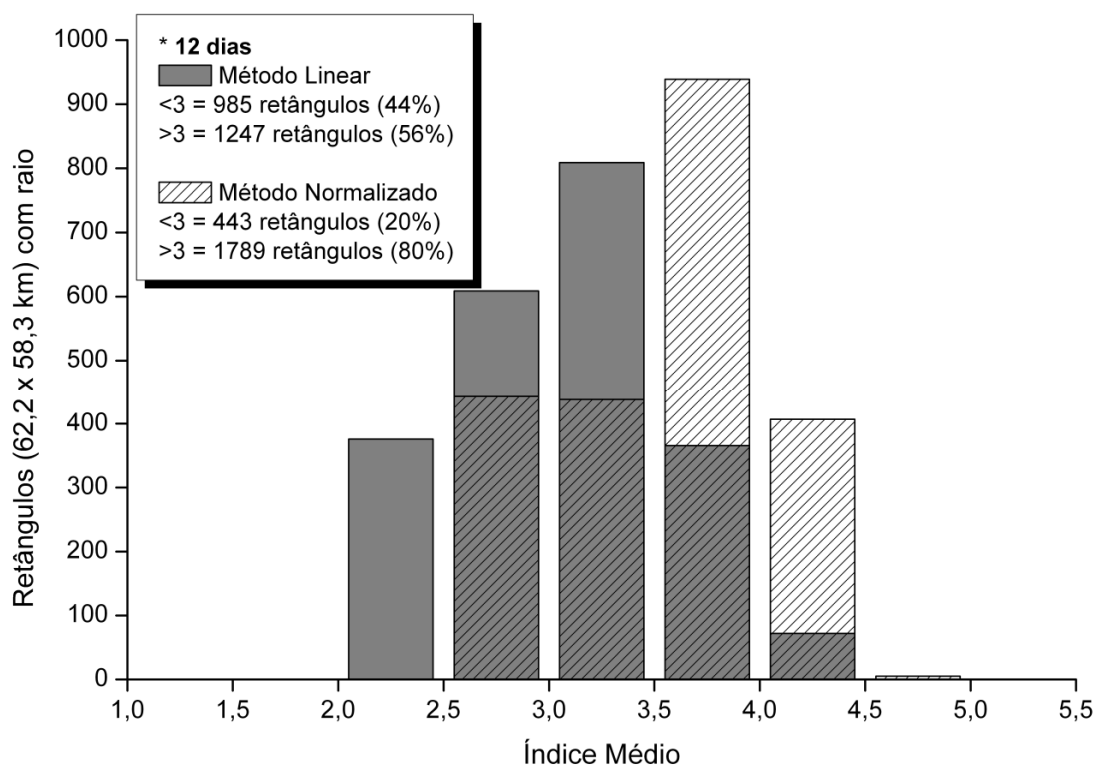
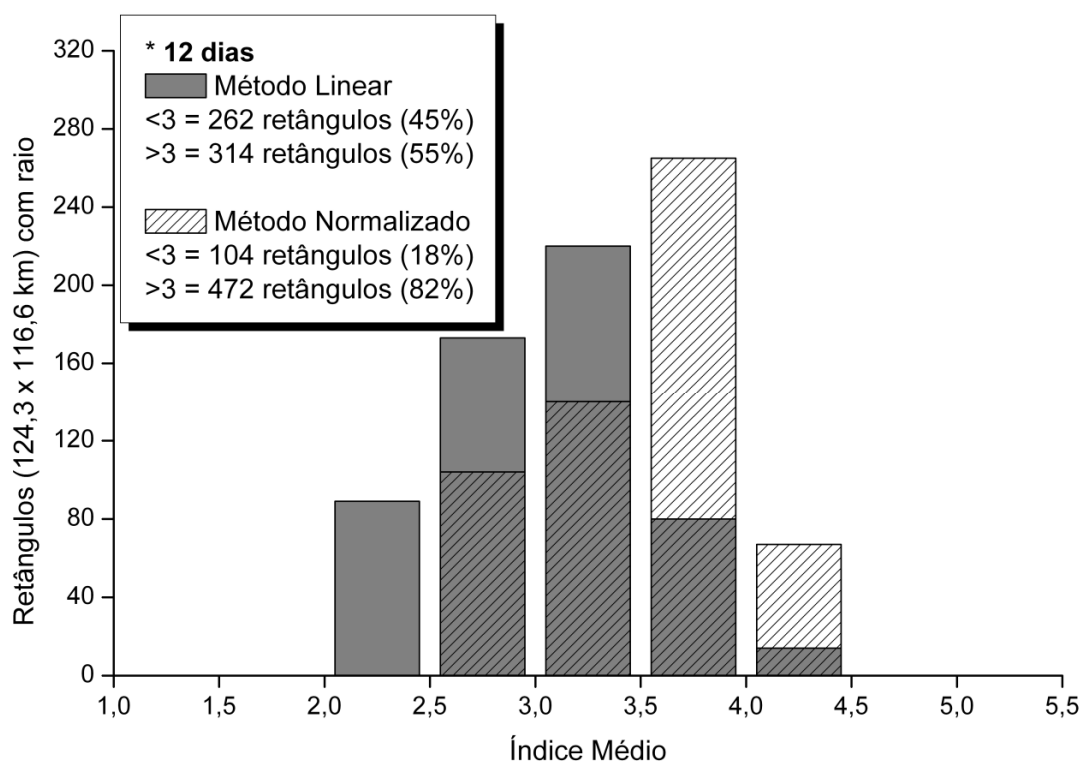


Figura 6.15 – Histogramas da quantidade de retângulos com raio associado em função do índice médio para as diferentes áreas segundo os Métodos Linear e Normalizado. (Continua)

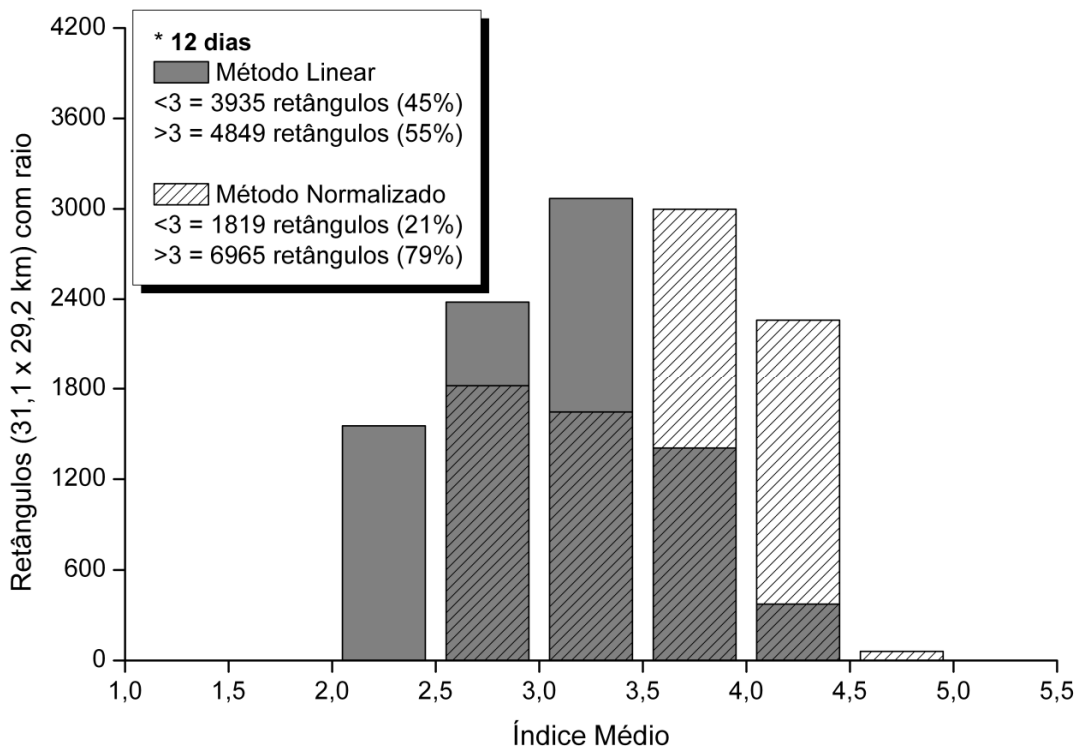


Figura 6.15. Conclusão

método para diferentes áreas retangulares considerando uma probabilidade média de ocorrência de raios de 60% (índice 3). No Método Linear, observa-se uma certa equivalência entre a quantidade de retângulos com índices médios maior e menor que 3, enquanto que, no Método Normalizado, a contagem de retângulos com chance maior que 60% de ocorrer raio manteve-se em torno de 80% do total.

Comportamento similar foi verificado na Figura 6.16. Por se tratar do índice máximo de cada retângulo, era esperado um deslocamento dos dados para a direita. Percebe-se um aumento no número de retângulos com raio associado à medida que os índices também aumentam, principalmente no intervalo entre 2,5 e 4. Segundo as estatísticas apresentadas no quadro das legendas das figuras, resultados melhores são obtidos com o Método Normalizado.

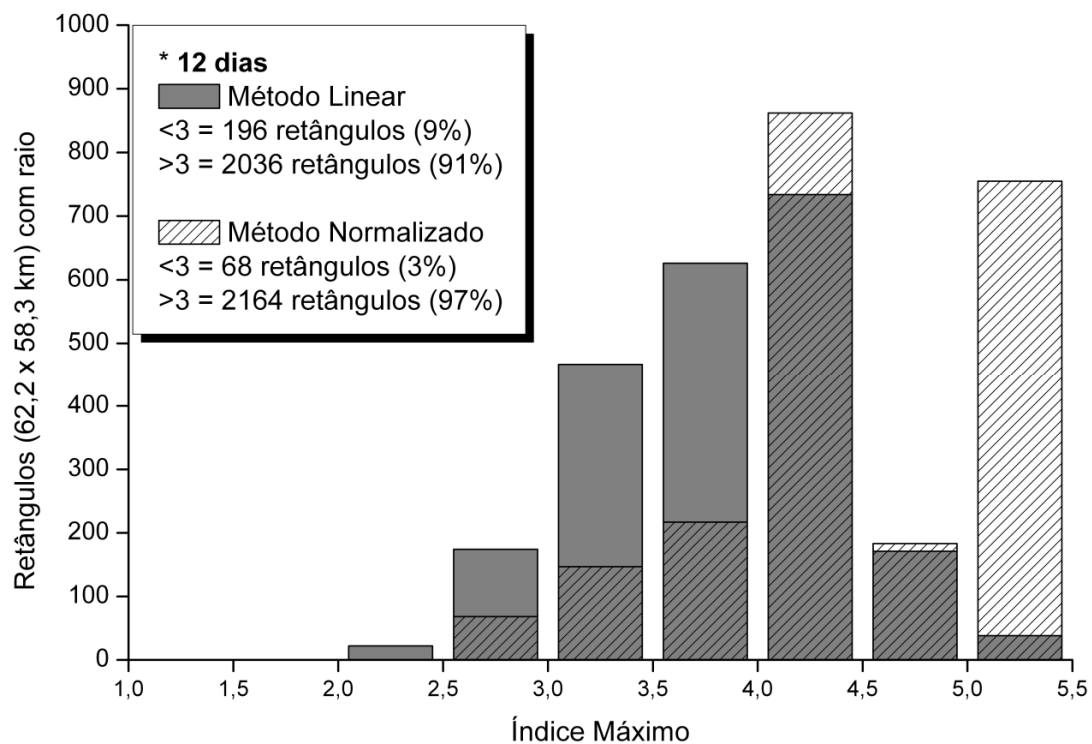
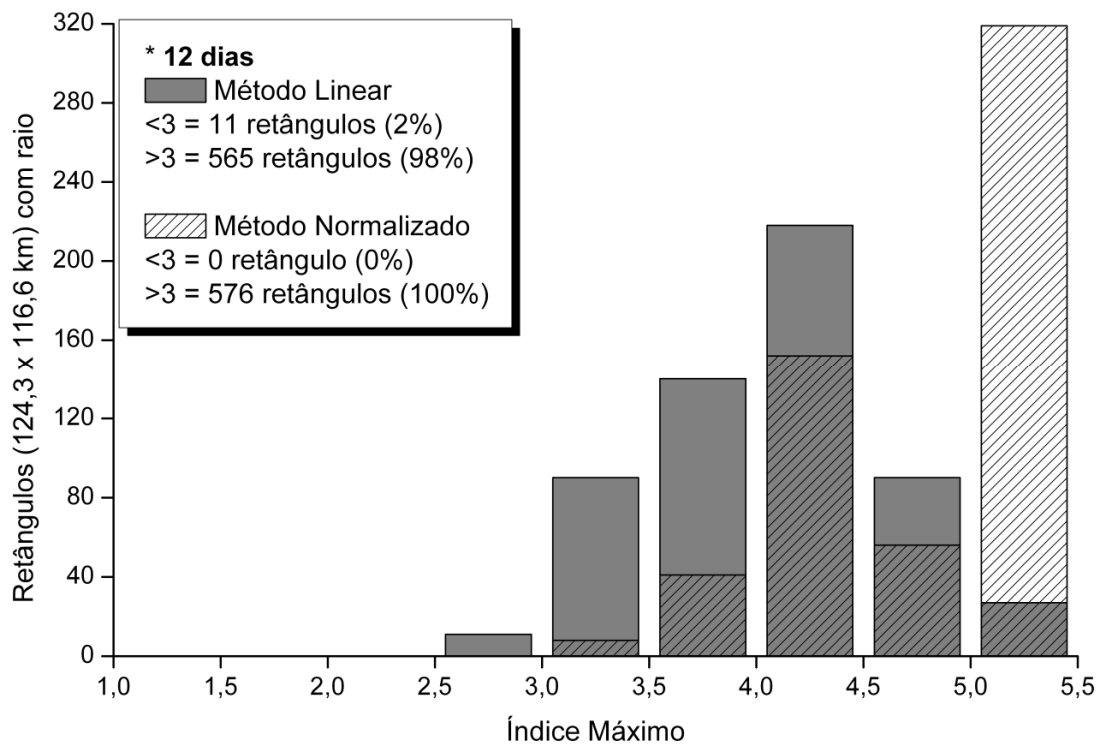


Figura 6.16 – Histogramas da quantidade de retângulos com raio associado em função do índice máximo para as diferentes áreas segundo os Métodos Linear e Normalizado. (Continua)

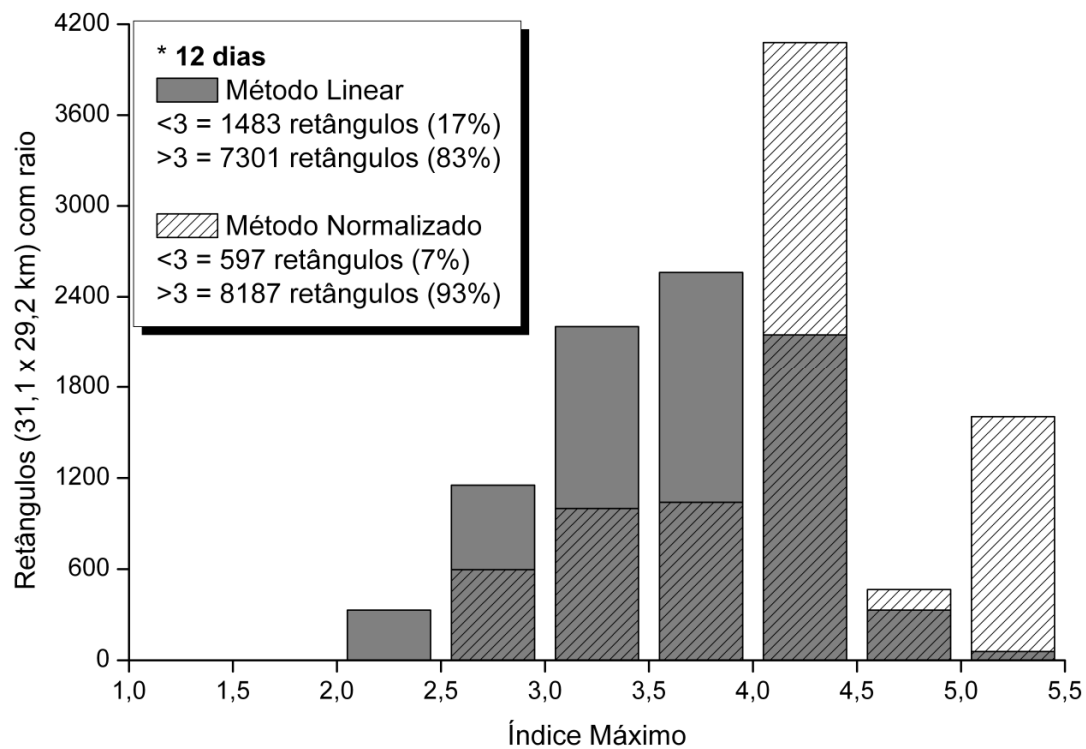


Figura 6.16. Conclusão

Nas Figuras 6.17 e 6.18 é apresentada a mesma análise anterior para o dia indicado na Tabela 6.3 sem ocorrência de raios. É evidente o comportamento inverso com relação aos retângulos com raio associado. O pior cenário deu-se com o índice máximo obtido pelo Método Normalizado, em que 52% dos casos para retângulos de 124,3 km x 116,6 km tiveram índices associados de até 3,5.

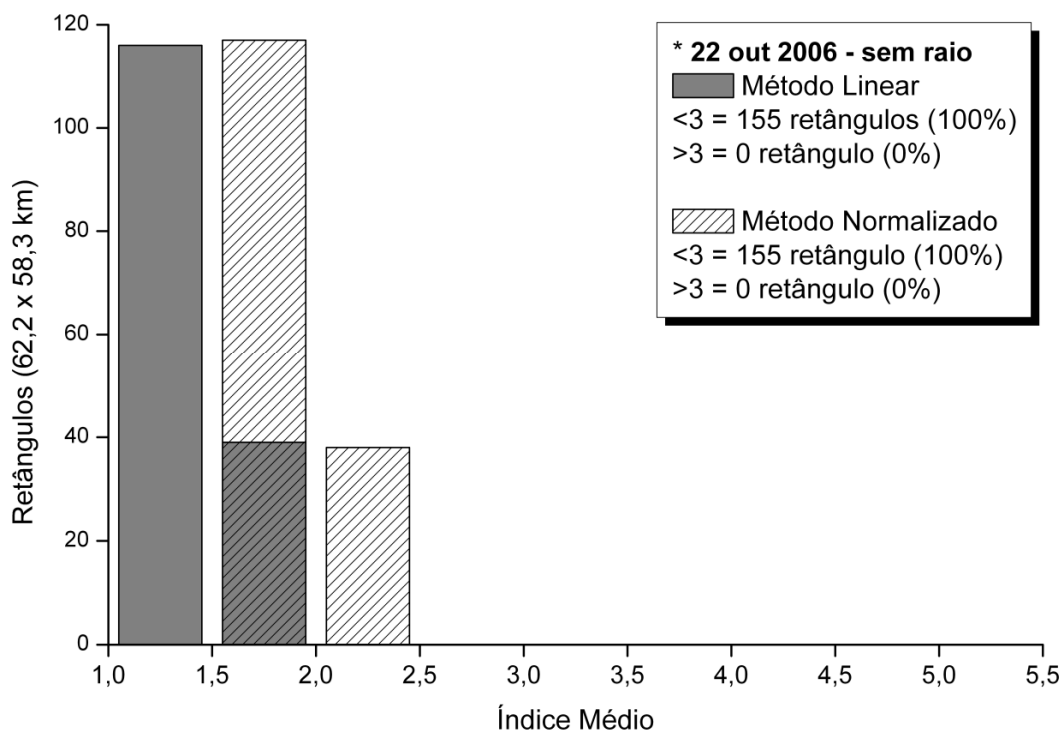
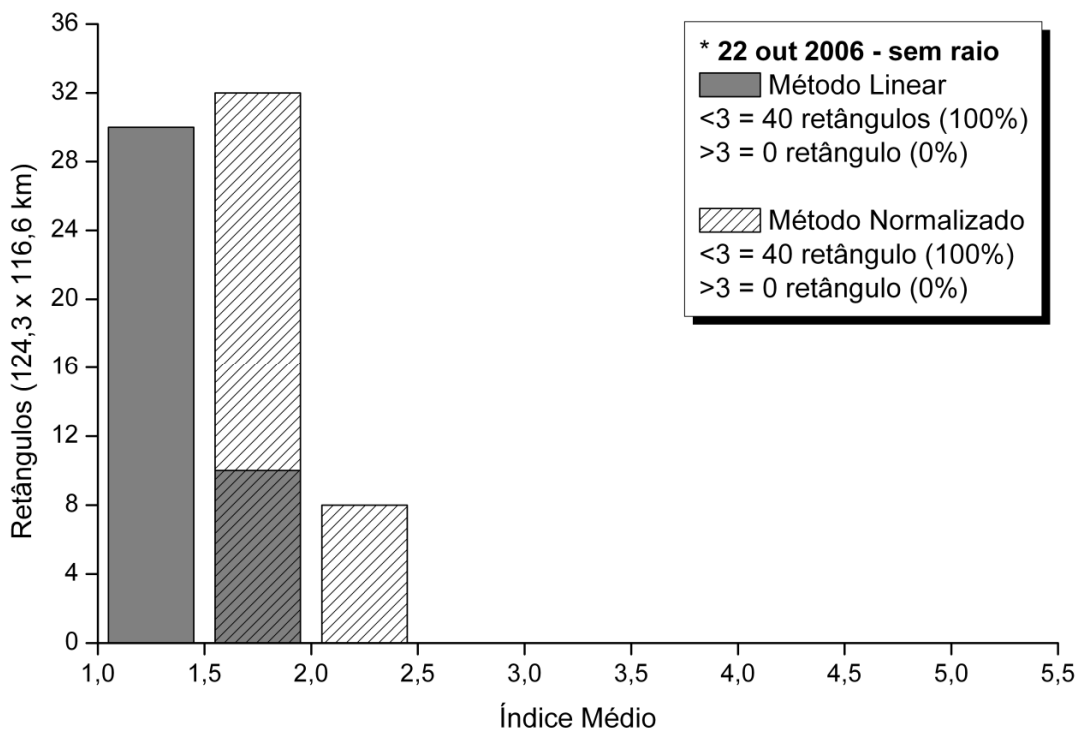


Figura 6.17 – Histogramas da quantidade de retângulos com raio associado em função do índice médio para as diferentes áreas segundo os Métodos Linear e Normalizado. (Continua)

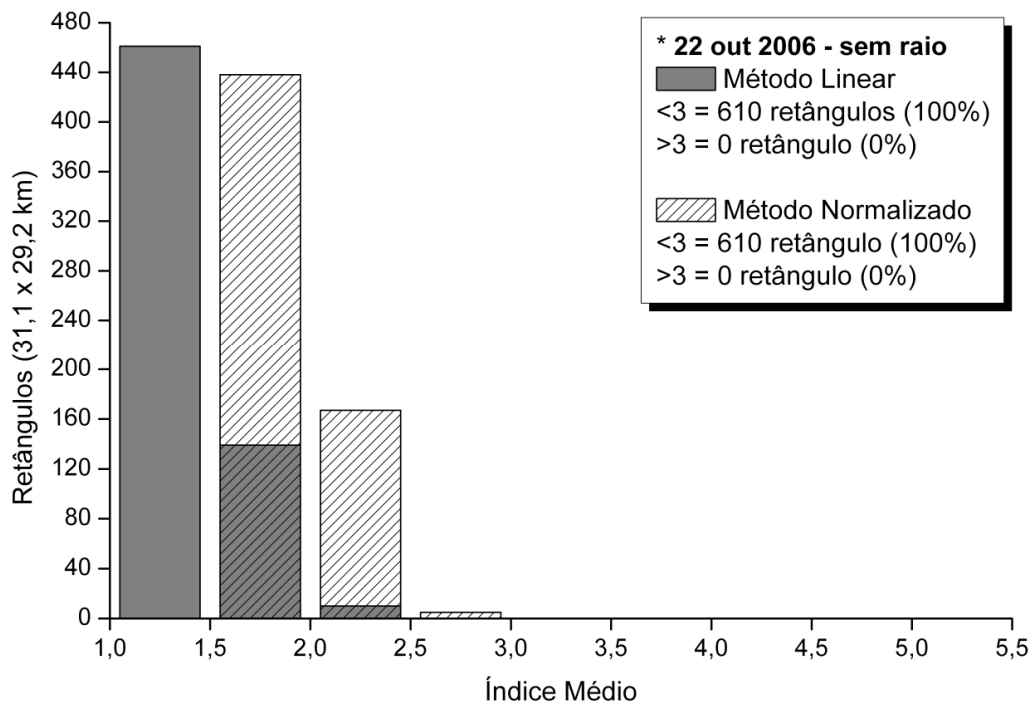


Figura 6.17. Conclusão

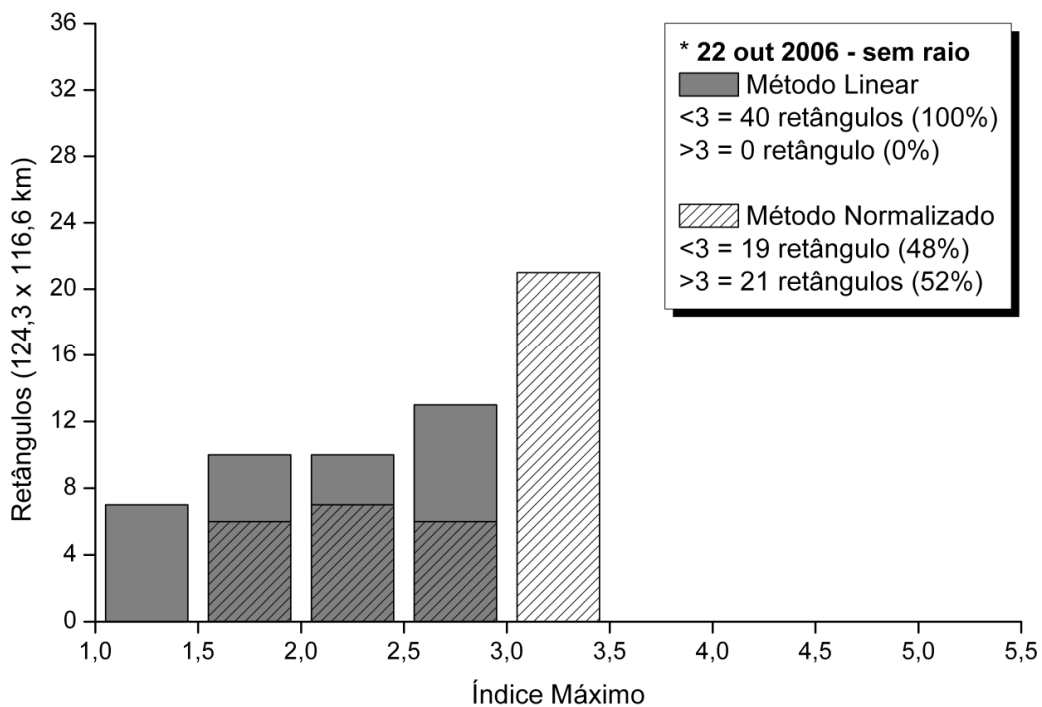


Figura 6.18 – Histogramas da quantidade de retângulos com raio associado em função do índice máximo para as diferentes áreas segundo os Métodos Linear e Normalizado. (Continua)

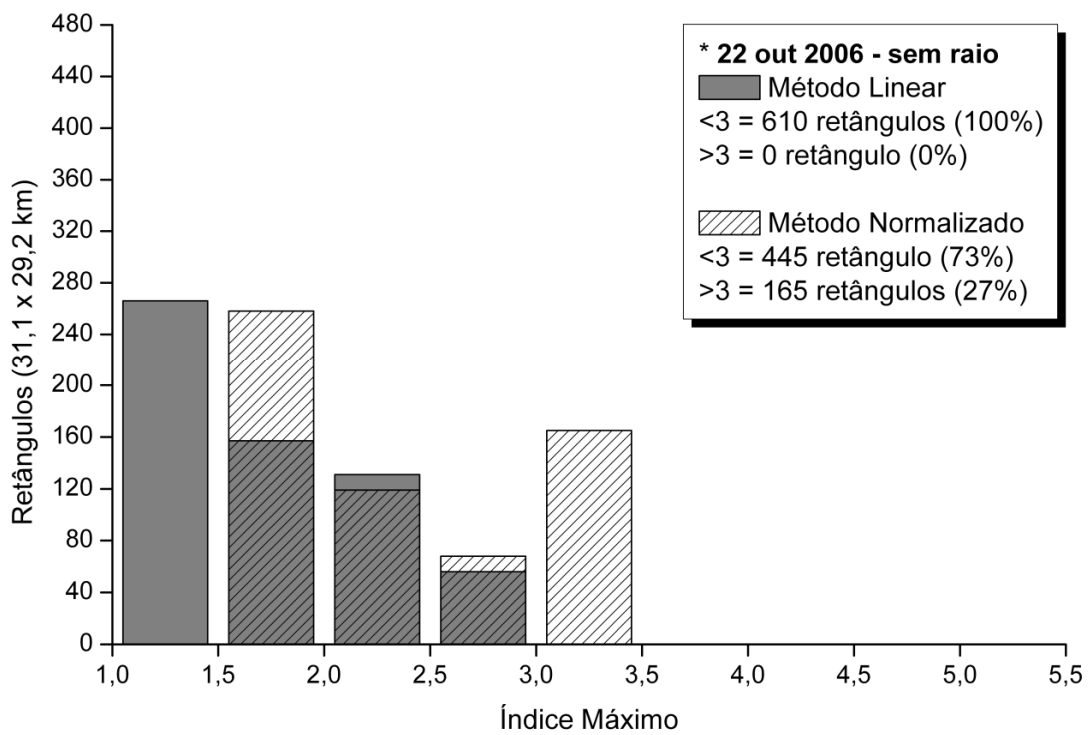
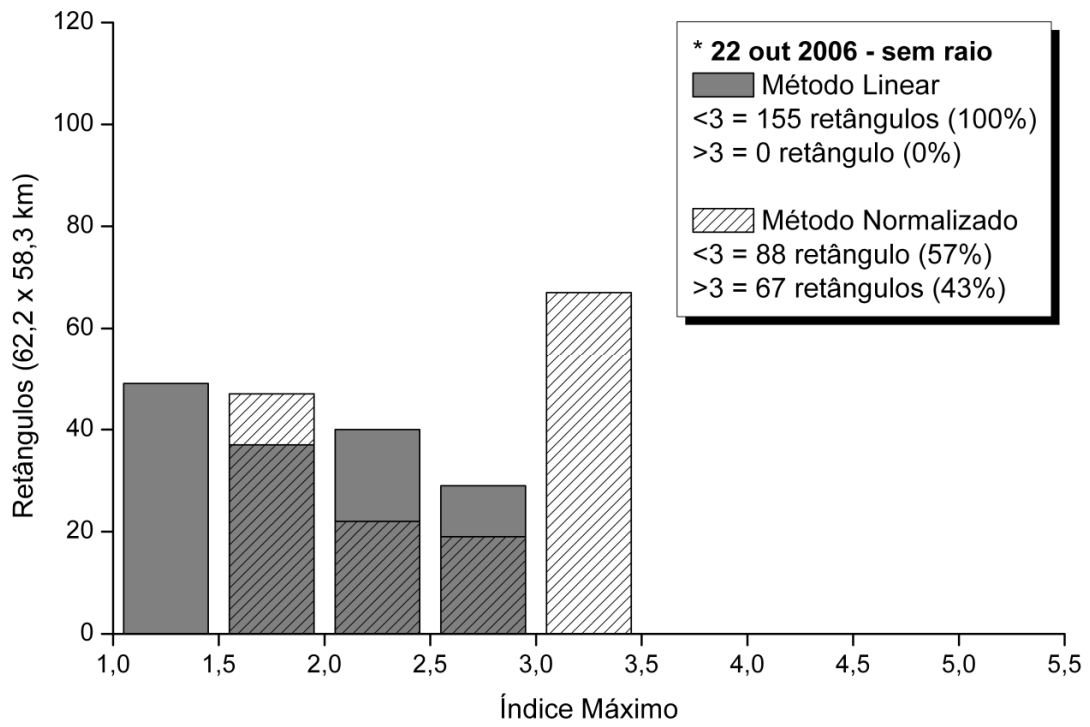


Figura 6.18. Conclusão

7 CONCLUSÕES

O estudo das descargas atmosféricas é considerado parte importante das investigações sobre tempestades, não só pelos raios serem indicadores e, até mesmo, modificadores da eletricidade atmosférica, mas também pelo fato de representarem por si mesmos fenômenos ainda pouco compreendidos.

Como a previsão explícita da atividade elétrica em tempestades é computacionalmente onerosa e o conhecimento acerca dos processos físicos envolvidos, limitado por conta de sua complexidade, uma forma interessante de prever raios utilizando modelos numéricos é considerar possíveis correlações entre a sua ocorrência e parâmetros disponíveis do modelo. O objetivo principal deste trabalho foi propor, a partir de parâmetros meteorológicos obtidos por meio de variáveis de saída do modelo WRF, uma metodologia para prever a ocorrência de descargas atmosféricas com razoável confiabilidade e sugerir aspectos físicos relevantes a este fenômeno no Brasil.

Este é um estudo inédito no Brasil que aborda a análise associativa de informações até então tratadas separadamente. Não menos importante foi escolher uma região de estudo que favorecesse e estimulasse a aplicação da metodologia definida. O caráter multidisciplinar envolvido na realização deste trabalho representou um desafio frente aos conhecimentos de meteorologia, física de nuvens, eletricidade atmosférica e análise numérica que se fizeram necessários a fim de que os objetivos propostos fossem alcançados.

É evidente a aplicabilidade real da técnica e da metodologia desenvolvidas. A possibilidade de reconhecer antecipadamente condições favoráveis para a ocorrência de tempestades em uma região é uma informação bastante valiosa, mesmo que nela esteja adicionado algum percentual de erro.

Um sumário dos resultados e das discussões elaboradas, bem como das principais conclusões, está apresentado a seguir:

- A área de interesse deste estudo foi localizada estrategicamente sobre parte da região Sudeste do Brasil, onde a rede BrasilDAT tem maior eficiência de detecção de raios;
- Doze casos de tempestades foram selecionados entre outubro de 2005 e março de 2006 para o desenvolvimento da metodologia de previsão. A escolha se baseou em critérios estabelecidos quanto à quantidade de raios por hora nestas tempestades e ao período de duração da atividade elétrica. Os dados de raios foram provenientes da rede BrasilDAT;
- As variáveis meteorológicas apontadas como indicadores em potencial da ocorrência de raios foram obtidas a partir de simulações numéricas com a versão 2.2 do modelo de mesoescala WRF. Três domínios de integração, com 30, 10 e 3 km de resolução horizontal, foram configurados, de modo a cobrir, respectivamente, parte do Brasil e Oceano Atlântico, parte das regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste, e então, apenas parte dos estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro. Somente as saídas do domínio com alta resolução foram avaliadas neste estudo. Setenta e duas simulações com prognósticos de até 24 horas foram realizadas para doze dias combinando diferentes parametrizações de microfísica (WSM6 e Thompson) e convecção (Kain-Fritsch, Betts-Miller-Janjic e Grell-Devenyi);
- Uma análise estatística simplificada foi realizada envolvendo parâmetros de superfície da grade de 3 km do WRF e dados observacionais de estações da CETESB e do CPTEC. Devido a pobre cobertura espacial de estações de altitude na região de estudo, nenhuma verificação se deu em diferentes níveis da atmosfera. Bias de precipitação acumulada, umidade relativa e temperatura do ar a 2 m, e magnitude da velocidade

do vento a 10 m foram calculados usando as diferentes combinações de parametrizações para três horários do dia;

- De um modo geral, a precipitação acumulada foi prevista satisfatoriamente pelo WRF, sendo superestimada com as configurações que continham a convecção de BM e subestimada com KF e GR. O modelo apresentou dificuldades em simular a umidade relativa, como foi constatado pelos altos valores de bias calculados, e nenhuma combinação de parametrizações destacou-se consideravelmente neste caso. A tendência foi subestimar a temperatura em superfície e os esquemas de KF e GR associados à microfísica de Thompson mostraram os melhores resultados. A magnitude da velocidade do vento apresentou os menores bias em comparação às demais variáveis e as parametrizações físicas na sua simulação mostraram as menores variações entre si. BM e GR associados à microfísica WSM6, para este parâmetro, apresentaram os menores erros;
- Variações estatísticas foram encontradas na avaliação do WRF com relação às estações da CETESB e do CPTEC. Acredita-se que erros sistemáticos e/ou de calibração dos sensores de cada base possam ser responsáveis pelas diferenças;
- CAPE, índice LI, índice KI, temperatura potencial equivalente em superfície, velocidade vertical média entre 850 e 700 hPa, e razão de mistura de gelo integrada de 700 a 500 hPa, foram selecionados do domínio de 3 km do WRF como preditores em potencial da atividade elétrica em tempestades;
- Um método foi proposto para determinar o par de parametrizações de convecção e microfísica que melhor representasse a ocorrência de raios. Os valores das seis variáveis acima foram igualmente divididos

em cinco intervalos e razões foram calculadas entre os pontos de grade do WRF com raio associado e todos os pontos de grade do domínio de 3 km. Dessa análise, BM foi o esquema de convecção que menos relação mostrou com a ocorrência de raios e pequenas diferenças foram encontradas entre as parametrizações de microfísica testadas. Os índices estatísticos POD, FAR e CSI foram utilizados para avaliar as várias combinações físicas, resultando na escolha de GR-Thomp. Assim, o desenvolvimento e a avaliação da metodologia de previsão de raios foram feitos apenas com simulações rodadas com GR-Thomp;

- Dois métodos capazes de inferir qualitativamente a ocorrência de raios a partir da combinação de parâmetros meteorológicos do WRF (CAPE, LI, KI, velocidade vertical média entre 850 e 700 hPa, integrado da razão de mistura de gelo de 700 a 500 hPa) foram propostos: o Método Linear e o Método Normalizado. A temperatura potencial equivalente em superfície não foi incluída nesta análise;
- As principais diferenças entre ambos os métodos consistiram na forma como as correlações entre as variáveis do WRF e a ocorrência de raios foram estabelecidas para os doze casos de tempestade. Índices de 1 a 5 foram atribuídos às razões anteriores de modo a classificar os intervalos das variáveis com uma probabilidade crescente de ocorrência de raios. No caso do Método Linear, os índices foram concedidos seqüencialmente às razões de cada variável, respeitando a ordem dos intervalos, exceto para a velocidade vertical, cuja primeira razão foi fixada com índice 5 devido aos intensos movimentos descendentes representados pela quantidade de valores negativos deste intervalo. No Método Normalizado, os índices foram calculados de forma específica para cada variável, levando em conta a variação presente nas distribuições das razões, podendo repetir, estar em ordem inversa, etc. O integrado da razão de mistura de gelo, para ambos os métodos,

somente foi considerado se assumisse valor maior que zero e, neste caso, era atribuído um índice 5 ao ponto de grade;

- Uma média foi calculada com os índices de todas as variáveis, de acordo com o Método Linear e o Método Normalizado, para cada ponto de grade do domínio de 3 km do modelo WRF. Estes índices médios representam uma probabilidade de ocorrência de raios, em porcentagem;
- Três novos dias, dois com e um sem raios, foram selecionados para testar os previsores no horário em que mais raios foram observados. Imagens de satélite no canal infravermelho foram também utilizados para aferir os métodos. De um modo geral, a intensidade e a localização espacial da atividade de raios e do sistema meteorológico responsável foram melhor representados e caracterizados pelo Método Normalizado. Com relação ao dia sem a presença de raio, o Método Linear mostrou melhores resultados, visto a predominância de probabilidades de ocorrência de raios bastante baixas em grande parte do domínio;
- Mapas horários de probabilidade, gerados a partir de ambos os métodos de previsão, foram avaliados para um dos dias de teste com ocorrência de raios. O Método Linear subestimou as maiores probabilidades de ocorrência de raios em comparação ao Método Normalizado, justamente nas regiões em que os raios foram observados. O Método Normalizado reconheceu satisfatoriamente, durante todo o período, as áreas com condições atmosféricas propícias ao desenvolvimento da tempestade, atribuindo probabilidades superiores a 70%;
- Para os doze primeiros casos de tempestade, a grade de 3 km do WRF foi dividida em retângulos de diferentes tamanhos (124,3 km x 116,6 km \approx 14.493 km², 62,2 km x 58,3 km \approx 3.626 km² e 31,1 km x 29,2 km \approx 908 km²) com o objetivo de avaliar a relação entre os índices calculados

pelos Métodos Linear e Normalizado de maneira quantitativa e qualitativa no que se refere à atividade de raios. Índices médio e máximo foram extraídos de cada retângulo, assim como o total de raios que ali ocorreu. A Tabela 7.1 resume os resultados.

Tabela 7.1 – Resumo I

Métodos	<i>Linear</i>			<i>Normalizado</i>		
Área (km ²)	14.493	3.626	908	14.493	3.626	908
Índice Médio						
índice > 3	51%	51%	51%	82%	79%	78%
> 350 raios	---	71%	---	---	91%	---
> 500 raios	80%	---	---	93%	---	---
Índice Máximo						
índice > 3	97%	90%	81%	100%	97%	92%
> 350 raios	---	100%	---	---	100%	---
> 500 raios	100%	---	---	100%	---	---
índice > 3,5	83%	69%	55%	99%	91%	81%
> 350 raios	---	80%	---	---	94%	---
> 500 raios	88%	---	---	100%	---	---

- As análises das Figuras 6.11 a 6.14 mostraram a relação entre índices e quantidade de raios e as Figuras 6.15 a 6.18, entre índices e quantidade de retângulos com raio associado. Ambas as análises provaram que:
 - a) As variáveis do WRF que foram selecionadas se correlacionam com a ocorrência de raios quando combinadas;
 - b) O Método Normalizado é o mais adequado para a previsão de raios, pois consegue representar satisfatoriamente as condições atmosféricas quando os raios ocorrem e, com isso, identificar as regiões mais propícias;
 - c) A avaliação da grade de 3 km do WRF em termos de áreas retangulares diferentes demonstrou que retângulos da mesma ordem de grandeza dos dados de entrada de 1 grau do GFS tiveram os

melhores resultados. Contudo, mesmo diminuindo a dimensão dos retângulos, a previsão manteve-se aceitável;

- d) Dos dois tipos de estudo propostos para os índices de cada retângulo, o máximo dos índices mostrou-se mais eficiente do que a média dos mesmos, conforme os resultados das Figuras 6.14 e 6.16. O método dos máximos valores consiste em extrair o valor do índice máximo de dentro de cada retângulo e atribuir uma probabilidade de ocorrência de raios conforme seu valor;
- Um teste final foi realizado para o dia sem raios e seus resultados verificados nas Figuras 6.17 e 6.18. Novamente foi constatado o bom desempenho do Método Normalizado de previsão de raios. O modelo WRF, em nenhuma análise, demonstrou altos índices de ocorrência de raios. Os poucos valores com índices maiores estavam associados a uma nebulosidade que de fato havia ocorrido naquele dia.

8 SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS

A seguir serão citadas algumas perspectivas futuras, mostrando o que este tema ainda tem a oferecer:

- 1) Utilizar como condições iniciais e de contorno no modelo WRF dados com melhor resolução horizontal; 0,5 grau, por exemplo, a fim de, conseqüentemente, refinar as resoluções horizontais das grades aninhadas;
- 2) Aplicar o método de previsão de raios em outras regiões do Brasil. Neste caso, seria necessário dispor de um banco de dados de raio representativo dessas regiões, o que não é possível no momento, devido à atual configuração da rede BrasilDAT. Contudo, a partir do ano de 2011, o ELAT/ INPE firmou um convênio com a empresa americana *WeatherBug* e novos sensores estão sendo instalados em praticamente todo o território brasileiro. Com esta nova perspectiva de análise, certamente outras combinações de parametrizações físicas do modelo WRF precisarão ser avaliadas, já que o mesmo conjunto utilizado neste trabalho pode não descrever apropriadamente as condições da atmosfera quando da ocorrência de raios em regiões de características meteorológicas diferentes;
- 3) Avaliar a possibilidade de agregar dados de relâmpagos intranuvem ao método de previsão de raios. Com a instalação dos novos sensores da BrasilDAT, estes dados serão medidos e poderão ser correlacionados a parâmetros microfísicos do WRF, na tentativa de melhor conhecer as características físicas dos processos de eletrificação nas nuvens de tempestade;
- 4) Propor, em projetos de pesquisa, a realização de campanhas durante o verão, tanto para a medição de variáveis em superfície quanto de

altitude. O objetivo é adquirir estações automáticas de superfície e radiossondas, de modo a cobrir a área de integração do modelo WRF destinada à previsão de raios. Os dados coletados seriam utilizados para a validação das simulações numéricas e, eventualmente, na assimilação pelo modelo, a fim de melhorar os resultados e incrementar a destreza do WRF.

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AITKEN, J. Dust and meteorological phenomena. **Nature**, v. 49, n. 1275, p. 544-546, 1894.

ALTARATZ, O.; REISIN, T.; LEVIN, Z. Simulation of the electrification of winter thunderclouds using the three-dimensional regional atmospheric modeling system (RAMS) model: Single cloud simulations, **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n. D20205, 2005.

ARAKAWA, A.; LAMB, V. R. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. **General circulation models of the atmosphere**. (A78-10662 01-47) New York: Academic Press, p. 173-265, 1977.

BAKER, M. B.; DASH, J. G. Charge transfer in thunderstorms and the surface melting of ice. **Journal of Crystal Growth**, v. 97, ed. 3-4, p. 770-776, 1989.

BALLAROTTI, M. G., SABA, M. M. F., PINTO JR., O. A new performance of evaluation of the brazilian lightning location system (Rindat) based on high-speed camera observations of natural negative ground flashes. In: INTERNATIONAL LIGHTNING DETECTION CONFERENCE, 19, 24-25 April 2006, Tucson. **Proceedings...**Tucson: [s.n], 2006.

BARTHE, C.; DEIERLING, W.; BARTH, M. C. Estimation of total lightning from various storm parameters: A cloud-resolving model study. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, D24202, 2010.

BARTHE, C.; PINTY, J. -P. Simulation of a supercellular storm using a three-dimensional mesoscale model with an explicit lightning flash scheme. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, n. D06210, 2007a.

BARTHE, C.; PINTY, J. -P. Simulation of electrified storms with comparison of the charge structure and lightning efficiency. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, n. D19204, 2007b.

BELJAARS, A. C. M. The parameterization of surface fluxes in large-scale models under free convection. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 121, p. 255-270, 1994.

BERGERON, T. On the physics of clouds and precipitation. **Proces Verbaux de l'Association de Météorologie**, International Union of Geodesy and Geophysics, p. 156-178, 1935.

BETTS, A. K. A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 112, p. 677-691, 1986.

BETTS, A. K.; MILLER, M. J. A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, and arctic air-mass data sets. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 112, p. 693-709, 1986.

BLÁZQUEZ, J.; NUÑEZ, M. N. Sensitivity to convective parameterization in the WRF regional model in southern South America. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 9, 2009, Melbourne, Australia. **Proceedings...** Australia, 2009.

BJERKNES, J. B. Saturated-adiabatic ascent of air through dry-adiabatically descending environment. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 64, 325-330 p., 1938.

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

BOLTON, D. The computation of equivalent potential temperature. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 7, p. 1046-1053, 1980.

BOTHWELL, P. Development of an operational statistical scheme to predict the location and intensity of lightning. In: CONFERENCE ON METEOROLOGICAL APPLICATIONS OF LIGHTNING DATA, 2., 2005, San Diego, CA. **Proceedings...** San Diego: AMS, 2005. Disponível em: <<http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/85013.pdf>>.

BURROWS, W. R.; PRICE, C.; WILSON, L. J. Warm season lightning probability prediction for Canada and the northern United States. **Weather and Forecasting**, v. 20, p. 971-988, 2005.

CARANTI, J. M.; ILLINGWORTH, A. J. Transient Workman-Reynolds Freezing Potentials. **Journal of Geophysical Research**, v. 88, n. C13, p. 8483-8489, 1983.

CARANTI, G. M.; AVILA, E. E.; RÉ, M. A. Charge Transfer During Individual Collisions in Ice Growing from Vapor Deposition. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. D8, p. 15365-15375, 1991.

CAREY, L. D.; RUTLEDGE, S. A. A multiparameter radar case study of the microphysical and kinematic evolution of a lightning producing storm. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 59, n. 1-2, p. 33-64, 1996.

CARN, S. A. **Atmospheric observations and meteorology**. 2009. Michigan, EUA: Michigan Technological University, Department of Geological Engineering

and Sciences at Michigan Tech. Disponível em:
<<http://www.geo.mtu.edu/~scarn/teaching/GE2640.htm>>. Acesso em:
08/Maio/2010.

CETESB – COMPANHIA DE TECNOLOGIA DE SANEAMENTO BÁSICO.
Relatório de qualidade do ar no Estado de São Paulo (2006). São Paulo:
CETESB, 2006. 128p.

CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the Penn State/ NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation. **Monthly Weather Review**, v. 129, p. 569-585, 2001.

CLIMANÁLISE – Boletim de Monitoramento e Análise Climática. Cachoeira Paulista, 2005. Disponível em: <<http://www6.cptec.inpe.br/revclima/boletim/>>. Acesso em: 10 jul 2010.

CLIMANÁLISE – Boletim de Monitoramento e Análise Climática. Cachoeira Paulista, 2006. Disponível em: <<http://www6.cptec.inpe.br/revclima/boletim/>>. Acesso em: 10 jul 2010.

COLBY, JR., F. P. Convective inhibition as a predictor of convection during AVE-SESAME II. **Monthly Weather Review**, v. 112, p. 2239-2252, 1984.

CORTINAS JR., J. V.; STENSRUD, D. J. The importance of understanding mesoscale model parameterization schemes for weather forecasting. **Weather Forecasting**, v. 10, p. 716-740, 1995.

CRAVEN, J. P.; JEWELL, R. E.; BROOKS, H. E. Comparison between observed convective cloud-based heights and lifting condensation level for two different lifted parcels. **Weather Forecasting**, v. 17, p. 885-890, 2002.

CUMMINS, K. L.; MURPHY, M. J.; BARDO, E. A.; HISCOX, W. L.; PYLE, R. B.; PIFE, A. E. A combined TOA/MDF technology upgrade of the U.S. National Lightning Detection Network. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. D8, p. 9035-9044, 1998.

DEIERLING, W.; PETERSEN, W. A.; LATHAM, J.; ELLIS, S.; CHRISTIAN, H. J. The relationship between lightning activity and ice fluxes in thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. D15210, 2008.

DOSWELL III, C. A. (ed). Severe convective storms – an overview. In: _____. **Severe convective storms**. Boston: American Meteorological Society, 2001. p. 1-26. (Monograph v. 28, n. 50). ISBN 1-878220-41-1.

DUDHIA, J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. **Journal of Atmospheric Science**, v. 46, p. 3077-3107, 1989.

DUDHIA, J.; GILL, D.; GUO, Y. R.; MANNING, K.; BOURGEOIS, A.; WANG, W.; BRUYERE, C.; WILSON, J.; KELLY, S. **PSU/NCAR mesoscale modeling system: MM5 modeling system version 3**, 2002. (NCAR Tech. Notes).

DYE, J. E.; JONES, J. J.; WINN, W. P. Observations within two regions of charge during initial thunderstorm electrification. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 114, p. 1271-1290, 1989.

DYER, A. J.; HICKS, B. B. Flux-gradient relationships in the constant flux layer, **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 96, p. 715-721, 1970.

EMANUEL, K. A. **Atmospheric convection**. Oxford: University Press, 1994. 580 p.

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

FINDEISEN, W. Kolloid-meteorologische Vorgänge bei Neiderschlags-bildung. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 55, p. 121-133, 1938.

FRANKEL, D.; SHILLER, I.; DRAPER, J. S.; BARNES, A. A. JR. Use of neural network to predict lightning at Kennedy Space Center. In: SEATTLE INTERNATIONAL JOINT CONFERENCE, 1991, Seattle. **Proceedings...** Seattle: IEEE, 2001. Disponível em: <<http://ieeexplore.ieee.org/stamp/stamp.jsp?arnumber=00155197>>. Acesso em: 15 jul 2009.

FRISBIE, P. R.; COLTON, J. D.; PRINGLE, J. R.; DANIELS, J. A.; RAMEY JR., J. D.; MEYERS, M. P. Lightning prediction by WFO Grand Junction using Model Data and Graphical Forecast Editor Smart Tools. In: CONFERENCE ON THE METEOROLOGICAL APPLICATIONS OF LIGHTNING DATA, 4, 2009, Phoenix. **Proceedings...** Phoenix: AMS, 1991. Disponível em: <http://ams.confex.com/ams/89annual/techprogram/paper_149101.htm>. Acesso em: 15 jul 2009.

GADD, A. J. A split explicit integration schema for numerical weather prediction. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 104, p. 569-582, 1978.

GALLUS, W. A., Jr. Eta simulations of three extreme rainfall events: Sensitivity to resolution and convective parameterization. **Weather and Forecasting**, v. 14, p. 405-426, 1999.

GALWAY, J. G. The lifted index as a predictor of latent instability. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 43, p. 528-529, 1956.

GEORGE, J. J. **Weather forecasting for aeronautics**. New York: Academic Press, 1960. 673 p.

GODSKE, C. L.; BERGERON, T.; BJERKNES, J. B.; BUNGAARD, R.C. **Dynamic meteorology and weather forecasting**. Boston: American Meteorological Society. 1957.

GRELL, G. A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. **Monthly Weather Review**, v. 121, p. 764-787, 1993.

GRELL, G. A.; DEVENYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 14, p. 1693, 2002.

HALTINER, D. J.; MARTIN, F. L. **Dynamical and physical meteorology**. New York: McGraw-Hill, 1957.

HELSDON, J. H.; FARLEY, R. D. A numerical modeling study of a Montana thunderstorm: 2. Model results versus observations involving electrical aspects. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, p. 5661-5675, 1987.

HELSDON, J. H.; WOJCIK, W. A.; FARLEY, R. D. An examination of thunderstorm-charging mechanism using a two-dimensional storm electrification Model. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, p. 1165-1192, 2001.

HELSDON, J. H.; WU, G.; FARLEY, R. D. An intracloud lightning parameterization scheme for a storm electrification model. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, p. 5865-5884, 1992.

HENRY, W. **The Skew-T, Log P diagram**. Kansas City, MO, USA: National Weather Service Training Center, 1987. 68 p.

HOLTON, J. R. **An introduction to dynamic meteorology**. New York: Academic. 1979.

HONG, S. -Y.; JUANG, H. -M. H.; ZHAO, Q. Implementation of prognostic cloud scheme for a regional spectral model. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 2621-2639, 1998.

HOUZE JR, R. A. **Cloud dynamics**. San Diego: Academic Press, 1993. 573 p. (International Geophysics Series, v.53). ISBN 0-12-356881-1.

ILLINGWORTH, A. J. Charge separation in thunderstorms: Small scale processes. **Journal of Geophysical Research**, v. 90, p. 6026-6032, 1985.

IRIBARNE, J. V.; CHO, H. R. **Atmospheric physics**. Dordrecht: D. Reidel Publishing Company, 1980. 212 p. ISBN 90-277-1033-3.

JANJIC, Z. I. The step-mountain eta coordinate model: Further development of the convection, viscous sublayer, and turbulent closure schemes. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 927-945, 1994.

JANJIC, Z. I. Comments on "Development and Evaluation of a Convection Scheme for Use in Climate Models". **Journal of Atmospheric Science**, v. 57, p. 3686, 2000.

JANKOV, I.; GALLUS, W. A., Jr. Some contrasts between good and bad forecasts of warm season MCS rainfall. **Journal of Hydrology**, v. 288, p. 122-152, 2004.

JANKOV, I.; GALLUS, W. A., Jr.; SEGAL, M.; SHAW, B.; KOCH, S. E. The impact of different WRF model physical parameterizations and their interactions on warm season MCS rainfall. **Weather and Forecasting**, v. 20, p. 1048-1060, 2005.

JAYARANTE, E. R.; SAUNDERS, C. P. R.; HALLETT, J. Laboratory studies of the charging of soft hail during ice crystal interactions, **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 109, n. 461, p. 609-630, 1983.

JAYARANTE, E. R.; SAUNDERS C. P. R.; HALLETT, J. Laboratory studies of the charging of soft hail during ice crystal interactions. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 109, p. 609-630, 1985.

JOHNS, R.; DOSWELL, C. A. Severe Local Storms Forecasting. **Weather Forecasting**, v. 7, p. 588-612, 1992.

JOHNSON, R. H.; MAPES, B. E. Mesoscale processes and severe convective weather. In: Doswell III, C. A. (ed). **Severe Convective Storms**. Boston: American Meteorological Society, 2001. p. 71-122. (Monograph v. 28, n. 50). ISBN 1-878220-41-1.

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. A one-dimensional entraining/ detraining plume model and its application in convective parameterization. **Journal of Atmospheric Science**, v. 47, p. 2784-2802, 1990.

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. Convective parameterization for mesoscale models: the Kain-Fritsch scheme. In: _____. **The representation of cumulus**

in numerical models. Boston: American Meteorological Society, 1993. v. 46, p. 165-177.

KOTRONI, V.; LAGOUVARDOS, K. Precipitation forecast skill of different convective parameterization and microphysical schemes: Application for the cold season over Greece. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 10, p. 1977–1980, 2001.

KREHBIEL, P. R.; THOMAS, R. J.; RISON, W.; HAMLIN, T.; HARLIN, J.; DAVIS, M. GPS-based mapping system reveals lightning inside storms. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 81, n. 3, p. 21-21, 2000.

KUHLMAN, K. M.; ZIEGLER, C. L.; MANSELL, E. R.; MACGORMAN, D. R.; STRAKA, J. M. Numerically simulated electrification and lightning of the 29 June 2000 STEPS supercell storm. **Monthly Weather Review**, v. 134, n. 10, p. 2734-2757, 2006.

KUO, Y. H.; REED, R. J.; LIU, Y. The ERICA IOP5 Storm. Part III: Mesoscale cyclogenesis and precipitation parameterization. **Monthly Weather Review**, v. 124, p. 1409-1434, 1996.

LACIS, A. A.; HANSEN, J. E. A parameterization of the absorption of solar radiation in earth's atmosphere. **Journal of Atmospheric Science**, v. 31, p. 118-133, 1974.

LANG, T. J.; RUTLEDGE, S. A.; WIENS, K. C. Origins of positive cloud-toground lightning flashes in the stratiform region of a mesoscale convective system. **Geophysical Research Letters**, v. 31, L10105, 2004.

LANGMUIR, I. The production of rain by a chain reaction in cumulus clouds at temperatures above freezing. **Journal of Meteorology**, v. 5, p. 175-192, 1948.

LAPRISE R. The Euler Equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable. **Monthly Weather Review**, v. 120, p. 197-207, 1992.

LATHAM, J. The electrification of thunderstorms. **Quart. J. Roy. Meteo. Soc.**, v. 107, p. 277-298, 1981.

LATHAM, J.; PETERSEN, W. A.; DEIERLING, W.; CHRISTIAN, H. J. Field identification of a unique globally dominant mechanism of thunderstorm electrification. **Quart. J. Roy. Meteo. Soc.**, v. 133, p. 1453-1457, 2007.

LIN, Y. -L.; FARLEY, R. D.; ORVILLE, H. D. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. **Journal of Climate Appl. Meteorol.**, v. 22, p. 1065-1092, 1983.

LUND, N. R.; MACGORMAN, D. R.; SCHUUR, T. J.; BIGGERSTAFF, M. I.; RUST, W. D. Relationships between Lightning Location and Polarimetric Radar Signatures in a Small Mesoscale Convective System. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 12, p. 4151-4170, 2009.

MACGORMAN, D. R.; RUST, W. D. **The electrical nature of storms**. New York: Oxford University Press, 1998. 422 p.

MACGORMAN, D. R.; STRAKA, J. M.; ZIEGLER, C. L. A lightning parameterization for numerical cloud models. **Journal of Applied Meteorology**, v. 40, p. 459-478, 2001.

MANSELL, E. R.; MACGORMAN, D.; ZIEGLER, C. L.; STRAKA, J. M. Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n. D12101, p. D12101.1-D12101.24, 2005.

MANSELL, E. R.; MACGORMAN, D.; ZIEGLER, C. L.; STRAKA, J. M. Simulated three-dimensional branched lightning in a numerical thunderstorm model. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D9, p. 2.1-2.14, 2002.

MANZATO, A.; MORGAN JR., G. Evaluating the sounding instability with the Lifted Parcel Theory. **Atmospheric Research**, v. 67-68, p. 455-473, 2003.

MAZANY, R. A.; BUSINGER, S.; GUTMAN, S. I.; ROEDER, W. A lightning prediction index that utilizes GPS integrated precipitable water vapor. **Weather and Forecasting**, v. 17, p. 1034-1047, 2002.

MCCAUL, E. W.; GOODMAN, S. J.; LACASSE, K. M.; CECIL, D. J. Forecasting lightning threat using cloud-resolving model simulations. **Weather and Forecasting**, v. 24, p. 709-729, 2009.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **Journal of Atmospheric Science**, v. 31, p. 1791-1806, 1974.

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

MESINGER, F. A blocking for representation of mountains in atmospheric models. **Riv. Meteor. Aeronaut.**, v. 44, p.195-202, 1984.

MESINGER, F.; JANJIC, Z. I.; NICKOVIC, S.; DEAVEN, D. G. The step-mountain coordinate: Model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of Appalachian redevelopment. **Monthly Weather Review**, v. 116, p. 1493-1518, 1988.

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 of Geophysical Research**, v.102, n. D14, p. 16663-16682, 1997.

MONCRIEFF, M. W.; GREEN, J. S. A. The propagation of steady convective overturning in shear. **Quart. J. Roy. Meteo. Soc.**, v. 98, p. 336-352, 1972.

MONCRIEFF, M. W.; MILLER M. J. The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. **Quart. J. Roy. Meteo. Soc.**, v. 102, p. 373-394, 1976.

MURPHY, M. J.; CUMMINS, K. L.; HOLLE, R. L. **Lightning warning systems**. In: Lightning Protection, Vernon Cooray (Ed.), Power and Energy Series 58, IET Press, 2010.

NACCARATO, K. P.; PINTO JR., O.; BOURSCHEIDT, V. The fourth generation of the Brazilian detection efficiency model for BrasilDAT network. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON ATMOSPHERIC ELECTRICITY, 14, 2011, Rio de Janeiro, Brasil. **Proceedings...** Rio de Janeiro, 2011.

NACCARATO, K. P.; PINTO JR., O.; PINTO, I. R. C. A. Evidence of thermal and aerosol effects on the cloud-to-ground lightning density and polarity over large urban areas of Southeastern Brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 13, p. 1674-1677, 2003.

NACCARATO, K. P. **Análise das Características dos Relâmpagos na Região Sudeste do Brasil**. 2005. 362 p. (INPE-14083-TDI/1069). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – INPE, São José dos Campos, 2006.

NAGAE, Y.; OKUMURA, K; SUZUKI, T.; KAWAMURA, T.; MIYAKE, Y.; TAKAHASHI, S. Prediction of lightning activities by using fuzzy-neural network. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON LIGHTNING PROTECTION (ICLP 2000), 25., sep. 2000, Rhodes. **Proceedings...** Rhodes, Greece, 2000. p. 155-160.

NASCIMENTO, E. L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 1, p. 121-140, 2005.

OGAWA, T. Lightning currents. In: VOLLAND, H. (ed.) **Handbook of Atmospheric Electrodynamics**. New York: CRC Press, 1995. v. 1, p. 93-136.

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

PEIXOTO, J. P. **Meteorologia**. Lisboa: Universidade Técnica de Lisboa, 1970.

PETERSEN, W. A.; RUTLEDGE, S. A.; CIFELLI, R. C.; FERRIER, B. S.; SMULL, B. F. Shipborne dual-Doppler operations during TOGA-COARE: Integrated observations of storm kinematics and electrification. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 80, p. 81-96, 1999.

PINTO, I. R. C. A. The lightning risk in large cities of Brazil estimated from a high resolution annual flash rate climatology based on observations of the NASA OTD and LIS instruments. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GROUNDING AND EARTHING (GROUND'2004) AND BRAZILIAN WORKSHOP ON ATMOSPHERIC ELECTRICITY, 3, 2004, Rio de Janeiro, Brasil. **Proceedings...** Rio de Janeiro, p. 319-320, 2004.

PINTO, I. R. C. A.; PINTO JR., O. Cloud-to-ground lightning distribution in Brazil. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 65, p. 733-737, 2003.

PINTO, I. R. C. A.; PINTO JR., O.; GOMES, M. A. S. S.; FERREIRA, N. J. Urban effect on the characteristics of cloud-to-ground lightning over Belo Horizonte/Brazil. **Ann. Geophys.**, v. 22, p. 697-700, 2004.

PINTO JR., O. **A arte da guerra contra os raios**. São Paulo: Oficina de textos, 2005. 80 p. ISBN 85-86238-40-6.

PINTO JR, O.; PINTO, I. R. C. A. **Tempestades e relâmpagos no Brasil**. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2000. 196 p. ISBN 85-901719-1-4.

PINTO JR, O.; PINTO, I. R. C. A. **Relâmpagos**. São Paulo: Brasiliense, 2008. 110 p. ISBN 978-85-11-00112-9.

PINTO JR., O.; PINTO, I. R. C. A.; DINIZ, J. H.; FILHO, A. C.; CHERCHIGLIA, L. C. L.; CARVALHO, A. M. A seven-year study about the negative cloud-to-ground lightning flash characteristics in Southeastern Brazil. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 65, p. 739-748, 2003a.

PINTO JR., O.; PINTO, I. R. C. A.; FARIA, H. H. A comparative analysis of lightning data from lightning networks and LIS sensor in the North and Southeast of Brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 2, p. 45-1-45-4, 2003.

PINTO JR., O.; NACCARATO, K. P.; PINTO, I. R. C. A.; FERNANDES, W. A.; NETO, O. P. Monthly distribution of cloud-to-ground lightning flashes as observed by lightning location systems. **Geophysical Research Letters**, v. 33, L09811, 2006.

PINTO JR., O.; PINTO, I. R. C. A.; NACCARATO, K. P. Maximum cloud-to-ground lightning flash densities observed by lightning location systems in the tropical region: A review. **Atmospheric Research**, v. 84, p. 189-200, 2007.

RAKOV, V. A.; UMAN, M. A. Review and evaluation of lightning return stroke models including some aspects of their application. **IEEE Transactions on Electromagnetic Compatibility**, v. 40, n. 4, p. 403-426, 1998.

RAKOV, V. A.; UMAN, M. A. **Lightning: Physics and Effects**. Cambridge: Cambridge University, 2003. 687 p. ISBN 0-521-58327-6.

REYNOLDS, S. E.; BROOKS, M.; GOURLEY, M. F. Thunderstorm charge separation. **Journal of Atmospheric Science**, v. 14, n. 5, p. 426-436, 1957.

RUIZ, J. J.; FERREIRA, L.; SAULO, C. **WRF-ARW sensitivity to different planetary boundary layer parameterization over South America**, 2007, 4-11 and 4-12 Research activities in atmospheric and oceanic modeling, WGNE blue book, WMO. Disponível em:
<<http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/science/wgne/BlueBook/index.html>>.

RUIZ, J. J.; SAULO, C. **Quantitative precipitation forecast verification over southeastern South America using CMORPH and CPC Data**, 2006, 5-47 and 5-48 Research activities in atmospheric and oceanic modeling, WGNE blue book, WMO. Disponível em:
<<http://collaboration.cmc.ec.gc.ca/science/wgne/index.html>>.

RUIZ, J. J.; SAULO, C.; NOGUÉS-PAEGLE, J. WRF model sensitivity to choice of parameterization over South America: Validation against surface variables. **Monthly Weather Review**, 2010.

RUTLEDGE, S. A.; WILLIAMS, E. R.; KEENAN, T. D. The down under Doppler and electricity experiment (DUNDEE): Overview and preliminary results. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 73, p. 3-16, 1992.

SAUNDERS, C. P. R. **Thunderstorm electrification**. In: Handbook of Atmospheric Electrodynamics. H. Volland, CRC Press, v. 1, p. 61-92, 1995.

SAUNDERS, C. P. R. Charge separation mechanisms in clouds. **Space Science Review**, v. 137, p. 335-353, 2008.

SAUNDERS, C. P. R.; KEITH, W. D.; MITZEVA, R. P. The effect of liquid water on thunderstorm charging. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, p. 11007-11017, 1991.

SHAFER, P. E.; FUELBERG, H. E. A statistical procedure to forecast warm season lightning over portions of the Florida peninsula. **Weather and Forecasting**, v. 21, p. 851-868, 2006.

SHAFER, P. E.; FUELBERG, H. E. A perfect prognosis scheme for forecasting warm season lightning over Florida. Part I: Model development. **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 1817-1846, 2008.

SHERWOOD, S. C.; PHILLIPS, V. T. J.; WETTTLHAUFER, J. S. Small ice crystals and the climatology of lightning. **Geophysical Research Letters**, v. 33, L05804, 2006.

SILVA JÚNIOR, R. S. **Sensibilidade na estimativa da concentração de poluentes fotoquímicos com a aplicação de diferentes parametrizações da Camada Limite Planetária utilizando o modelo de qualidade do ar WRF/Chem**. 2009. 171 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; WANG, W.; POWERS, J. G. **A Description of the Advanced Research WRF Version 2**. NCAR/Tech. Notes, 2005.

STEPHENS, G. L. Radiation profiles in extended water clouds. Part II: Parameterization schemes. **Journal of Atmospheric Science**, v. 35, p. 2123-2132, 1978.

STOLZENBURG, M.; RUST, W. D.; SMULL, B. F.; MARSHALL, T. C. Electrical structure in thunderstorm convective regions – 1. Mesoscale convective systems. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 103, n. D12, p. 14059-14078, 1998(a).

STOLZENBURG, M.; RUST, W. D.; MARSHALL, T. C. Electrical structure in thunderstorm convective regions – 2. Isolated storms. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 103, n. D12, p. 14079-14096, 1998(b).

STOLZENBURG, M.; RUST, W. D.; MARSHALL, T. C. Electrical structure in thunderstorm convective regions – 3. Synthesis. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 103, n. D12, p. 14097-14108, 1998(c).

TAKAHASHI, T. Electrification of growing ice crystals. **Journal of Atmospheric Science**, v. 35, p. 1220-1224, 1973.

TAKAHASHI, T. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. **Journal of Atmospheric Science**, v. 35, p. 1536-1548, 1978.

TAKAHASHI, T. Thunderstorm electrification – A numerical study. **Journal of Atmospheric Science**, v. 41, p. 2541-2558, 1984.

THOMPSON, G.; RASMUSSEN, R. M.; MANNING, K. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. **Monthly Weather Review**, v. 132, p. 519-542, 2004.

UMAN, M. A. **The lightning discharge**. 1^a ed. New York: Academy Press, 1987. 377 p.

VONNEGUT, B.; MOORE, C. B.; SEMONIN, R. G.; BULLOCK, J. W.; STAGGS, D. W.; BRADLEY, W. E. Effect of Atmospheric Space Charge on Initial Electrification of Cumulus Clouds. **Journal of Geophysical Research**, v. 67, n. 10, p. 3909-3922, 1962.

VONNEGUT, B. How the External Currents Flowing to a Thundercloud Influence Its Electrification. **Annales Geophysicae**, v. 9, p. 34-36, 1991.

WANG, W., BARKER, D., BRUYERE, C., DUDHIA, J., GILL, D., MICHALAKES, J. **WRF Modeling System User's Guide**. MMM Division/NCAR/Tech. Notes, 2004.

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

WEBB, E. K. Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 96, p. 67-90, 1970.

WICKER, L. J.; SKAMAROCK, W. C. Time splitting methods for elastic models using forward time schemes. **Monthly Weather Review**, v. 130, p. 2088-2097, 2002.

WILLIAMS, E. R. The Electrification of Thunderstorms. **Scientific American**, v. 259, n. 5, p. 88-99, 1988.

WILLIAMS, E. R. The electrification of severe storms. In: Doswell III, C. A. (ed). **Severe Convective Storms**. Boston: American Meteorological Society, 2001. p. 527-560. (Monograph v. 28, n. 50). ISBN 1-878220-41-1.

WILLIAMS, E. R.; LHERMITTE, R. M. Radar tests of the precipitation hypothesis for thunderstorm electrification. **Journal of Geophysical Research**, v. 88, n. 10, p. 10984-10992, 1983.

YAIR, Y.; LYNN, B.; PRICE, C.; KOTRONI, V.; LAGOUVARDOS, K.; MORIN, E.; MUGNAI, A.; LLASAT, M. d. C. Predicting the potential for lightning activity in Mediterranean storms based on the Weather Research and Forecasting (WRF) model dynamic and microphysical fields. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, D04205, 2010.

YAMASAKI, Y; MACHADO, A. M. S. P. T.; PICADO, A. T. S.; ORGAZ, M. L. D. M. Diagnósticos de previsões numéricas do WRF. In: JORNADAS CIENTÍFICAS DE LA AME, 29/ ENCUESTRO HISPANO-LUSO, 7, 2006. Disponível em: <<http://www.ame-web.org/JORNADAS/P14-trabajo%20Yamasaki%20et%20al-1.pdf>>. Acesso em: 15 jul 2009.

ZEPKA, G. S. **Estudo para o desenvolvimento de um previsor de descargas elétricas atmosféricas aplicado à região costeira do estado do Rio de Janeiro**. 2005. 149 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) – Fundação Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, 2005.