



Ministério da  
Ciência e Tecnologia



sid.inpe.br/mtc-m19/2010/10.04.13.35-TDI

## ESTUDO DAS CARACTERÍSTICAS DA ATIVIDADE DOS RAIOS NA REGIÃO METROPOLITANA DE SÃO PAULO

Wendell Rondinelli Gomes

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial, orientada pelos Drs. Osmar Pinto Junior, e Iara Regina Cardoso de Almeida Pinto, aprovada em 14 de setembro de 2010.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/38C8S85>>

INPE  
São José dos Campos  
2010

**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<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr<sup>a</sup> 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-m19/2010/10.04.13.35-TDI

## ESTUDO DAS CARACTERÍSTICAS DA ATIVIDADE DOS RAIOS NA REGIÃO METROPOLITANA DE SÃO PAULO

Wendell Rondinelli Gomes

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial, orientada pelos Drs. Osmar Pinto Junior, e Iara Regina Cardoso de Almeida Pinto, aprovada em 14 de setembro de 2010.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/38C8S85>>

INPE  
São José dos Campos  
2010

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

F22e Farias, Wendell Rondinelli Gomes.  
Estudo das características da atividade dos raios na região metropolitana de São Paulo / Wendell Rondinelli Gomes. – São José dos Campos : INPE, 2010.  
xxvi+129 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2010/10.04.13.35-TDI)

Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.

Orientadores : Drs. Osmar Pinto Junior, e Iara Regina Cardoso de Almeida Pinto.

1. Região metropolitana de São Paulo (RMSP). 2. Atividades de raios . 3. Aerossol. I.Título.

CDU 551.594 (815.6)

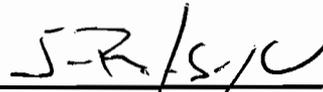
---

Copyright © 2010 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2010 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

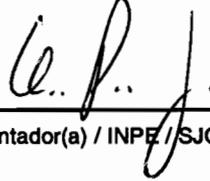
Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de Doutor(a) em  
Geofísica Espacial

Dr. Jonas Rodrigues de Souza



Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Osmar Pinto Junior



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dra. Lara Regina Cardoso de Almeida Pinto



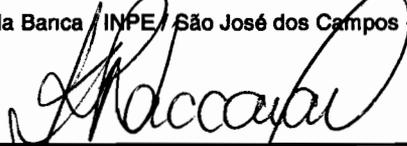
Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Ícaro Vitorello



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

Dr. Kleber Pinheiro Naccarato



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

Dr. Widinei Alves Fernandes



Convidado(a) / UFMS / Campo Grande - MS

Dr. Marco Antônio da Silva Ferro



Convidado(a) / IAE/CTA / São José dos Campos - SP

Aluno (a): Wendell Rondinelli  Gomes Farias

São José dos Campos, 14 de setembro de 2010



*“Insanidade é continuar fazendo sempre de um mesmo modo e esperar resultados diferentes”.*

*Albert Einstein*



## **AGRADECIMENTOS**

A realização desta importante etapa na minha carreira acadêmica foi partilhada com pessoas que direta ou indiretamente contribuíram positivamente para este momento.

Primeiramente agradeço a Deus por me permitir viver esse momento e todas as experiências adquiridas durante sua realização.

Agradeço profundamente a minha família pelo apoio permanente e irrestrito durante todo o curso dessa jornada, que apesar da distância física, permaneceram ao meu lado na forma de apoio e carinho.

Agradeço também aos meus orientadores pelos valiosos ensinamentos a mim transmitidos ao longo desses quatro anos.

Meu agradecimento sincero aos meus amigos pelo apoio e incentivo sempre presentes durante esta caminhada.

Agradeço também ao grupo ELAT pelo profissionalismo e companheirismo.

Por mais improvável que pareça, também sou grato pelas dificuldades encontradas, pois contribuíram para o meu crescimento profissional e pessoal.

Dessa forma, deixo aqui o meu sincero agradecimento a todos que contribuíram de alguma forma para a conclusão de mais esta valorosa etapa.



## RESUMO

Os centros urbanos exercem influência significativa sobre o microclima local, alterando os padrões da microfísica das nuvens. Uma das consequências desse fato é a sua influência sobre a atividade de relâmpagos. O presente trabalho avaliou características dos raios na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), assim como, a influência exercida por componentes da poluição e da ilha de calor na distribuição dos raios. Foi verificado que existe uma tendência de aumento no número de raios para o período de estudo e que os anos de 2001 e 2004 foram atípicos aos demais. Através da significância estatística baseada na distribuição Qui-quadrado foi verificada existência do ciclo semanal para o  $MP_{10}$ ,  $SO_2$  na RMSP e redução no fim de semana para o número de raios quando consideradas as regiões de São José dos Campos, Campinas e RMSP. A aplicação do mesmo teste, mas com base na distribuição de Fisher mostrou uma redução do número de dias com ocorrência de raios no fim de semana para a RMSP. A taxa média de raios por tempestade mostrou que existe um aumento da mesma à medida que a concentração de  $MP_{10}$  também aumenta, porém, esse aumento é limitado a um nível de saturação na concentração de  $MP_{10}$ , a qual começa a diminuir a partir desse limiar. Não foi encontrado o ciclo semanal para a espessura óptica através dos dados do sensor MODIS a bordo dos satélites TERRA e AQUA. Foram realizadas simulações numéricas utilizando o modelo de mesoescala WRF a fim de investigar a influência dos aerossóis nas nuvens. Os resultados mostraram uma concordância com a teoria da forçante termodinâmica do aerossol, que é a combinação dos efeitos microfísico e radiativo dos aerossóis nas nuvens, em que o aumento no número de aerossóis pode intensificar ou inibir a convecção sem necessariamente alterar significativamente a CAPE. Como consequência da forçante termodinâmica do aerossol, um novo efeito foi verificado, o “*Efeito bumerangue*”, no qual o aumento na concentração de  $MP_{10}$  é acompanhado pelo aumento do número de raios até o nível de saturação. A partir desse nível, o número de raios começa a diminuir mesmo que haja um aumento na concentração de  $MP_{10}$ .



## STUDY OF CHARACTERISTICS OF LIGHTNING ACTIVITY IN METROPOLITAN REGION OF SÃO PAULO

### ABSTRACT

Urban areas have significant influence on local microclimate, changing patterns of the microphysics. The lightning activity is one of those consequences. This work studied lightning characteristics on the Metropolitan Region of São Paulo (MRSP) and the influence of pollution and heat island in lightning distribution. The results show that there is an increase on the number of lightning during the studied period and that the years 2001 and 2004 were atypical compared to the other years. The significance based on Chi-square test was used to verify the weekly cycle on  $PM_{10}$ ,  $SO_2$  over MRSP and a decrease of the number of lightning when included São José dos Campos and Campinas regions to MRSP. The application of the test based on Fisher distribution was used to show the decrease of the number of days with lightning for MRSP. The mean storm flash rate showed an increase of the number of lightning for the increase of  $PM_{10}$  concentration, but when the  $PM_{10}$  concentration reaches a saturation level the number of lightning starts to decrease for the increase of the  $PM_{10}$ . It was examined remote estimates of aerosol optical thickness (AOT) over the MRSP from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) aboard NASA's Terra and Aqua satellites and it was not found a weekly cycle. Numerical simulations with the mesoscale model WRF were made to analyse the influence of aerosol on clouds. The results showed an agreement with aerosol thermodynamic forcing (TF) theory, which is the combination of microphysical and radiative effects of aerosol on clouds. The TF theory states that the increase of the number of aerosols can intensify or inhibit convection without changing significantly the Convective Available Potential Energy (CAPE). As a consequence, a new effect was found, the "Boomerang effect", which means that the increase of  $PM_{10}$  concentration is followed by an increase of the number of lightning flashes until the  $PM_{10}$  saturation level. Beyond this level the number of lightning starts to decrease for the increase of  $PM_{10}$  concentration.



## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 - Modelos da estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade: a) modelo dipolar, b) modelo tripolar. Fonte: Pinto Jr. e Pinto (2000). c) modelo multipolar. Distribuição das cargas elétricas dentro de uma nuvem de tempestade segundo as medições de Stolzenburg et al., 1998 .....	9
Figura 2.2 – Ilustração do transporte de cargas pelo processo gravitacional (a) e convectivo (b) .....	11
Figura 2.3 – Mecanismo de separação de cargas, onde o granizo é polarizado pela ação do campo elétrico. Na colisão, o cristal de gelo adquire carga positiva, enquanto o granizo fica carregado negativamente..	13
Figura 2.4 - Mecanismo de separação de cargas, onde o granizo coleta água super-resfriada congelando em sua superfície (riming).....	14
Figura 2.5 - Microfísica da transferência de cargas envolvendo colisões entre grãos de gelo e cristais de gelo em função da temperatura do ambiente.....	15
Figura 2.6 – Sinal da carga transferida ao granizo e ao cristal de gelo em um processo de colisão em função da quantidade de água líquida efetiva (effective water) EW e da temperatura .....	16
Figura 2.7 - Sinal da carga do granizo com uma função da quantidade de água líquida efetiva EW e da temperatura para duas diferentes distribuições de gotas EG 1 e EG 2. Pontos pretos representam cargas negativas e pontos cinza representam cargas positivas.....	17
Figura 3.1 – Principais fontes de aerossóis.....	26
Figura 3.2 - Evolução do desenvolvimento de nuvens convectivamente profundas na atmosfera primitiva (acima) e na atmosfera poluída (abaixo) .....	31
Figura 4.1 - Temperatura aparente da superfície obtida a partir da imagem da banda termal do satélite Landsat-5 no dia 03/setembro/1999 as 09:57h .....	36
Figura 5.1 - (a) Densidade de raios na RMSP (1x1km). (b) Localização da área urbana do município de São Paulo (em preto). (c) Temperatura	

aparente da superfície obtida a partir da imagem da banda termal do satélite Landsat-7, caracterizando a ilha de calor urbana .....	40
Figura 6.1 – Mancha urbana devido à ocupação do solo na RMSP. Estado de São Paulo na imagem acima (Fonte: <a href="http://www.cnpm.embrapa.br">www.cnpm.embrapa.br</a> , acesso em janeiro de 2010). Mancha urbana da RMSP destacada na imagem inferior.....	46
Figura 6.2 – Distribuição dos sensores ativos da BrasilDAT .....	51
Figura 6.3 – Fluxograma das etapas do processo de simulação no WRF. ....	56
Figura 6.4 – Coordenada do ARW .....	57
Figura 6.6 – Representação da mesma área em quatro diferentes resoluções espaciais. ....	62
Figura 6.7 – Configuração de aninhamento de grades possíveis no WRF. Múltiplos aninhamentos sequenciais (a) e aninhamentos paralelos para o domínio mãe (b) .....	63
Figura 6.8 – Grades aninhadas do tipo C. Proporção da grade maior para a grade menor 3:1 (a) 2:1 (b) .....	64
Figura 7.1 – Distribuição anual do número total de raios para o período de 1999 – 2008. ....	70
Figura 7.2 – Distribuição média anual do MP <sub>10</sub> para a RMSP no período de 1999 – 2008 (out – mar, entre 14 – 21h hora local).....	71
Figura 7.3 – Distribuição média anual do SO <sub>2</sub> para a RMSP no período de 1999 – 2008 (out – mar, entre 14 – 21h hora local). ....	71
Figura 7.4 – Distribuição média anual da Temperatura do ar para a RMSP no período de 1999 – 2008 (out – mar, entre 14 – 21h hora local). ....	72
Figura 7.5 – Densidade de raios (número de raios por km <sup>-2</sup> . ano <sup>-1</sup> ) para a RMSP no período de (1999 – 2008), com resolução espacial de 1 x 1 km. ....	75
Figura 7.6 – Distribuição espacial da elevação de altitude na RMSP. ....	75
Figura 7.7 – Mapas da temperatura da superfície medida pelo sensor MODIS. (a) para o ano de 2001 e (b) para o ano 2008.....	76
Figura 7.8 – Mapa da densidade de raios delimitado pelos contornos das áreas interna e externa, utilizadas no cálculo da Razão. ....	77

Figura 7.9 – Número de raios para as grades interna e externa da RMSP.....	77
Figura 7.10 – Razão entre o número de raios contidos nas áreas interna e externa. ....	78
Figura 7.11 – Variação anual do número total de raios na região sudeste (1999 – 2004). Fonte: Naccarato (2005).....	79
Figura 7.12 – Distribuição semanal para o número médio de raios no período de 1999 – 2008.....	80
Figura 7.13 - Distribuição média semanal do MP <sub>10</sub> para a RMSP no período de 1999 – 2008. ....	81
Figura 7.14 – Distribuição média semanal do SO <sub>2</sub> para a RMSP no período de 1999 – 2008. ....	82
Figura 7.15 – Distribuição média semanal da temperatura do ar para a RMSP no período. ....	82
Figura 7.16 – Distribuição horária do número de raios para o período de 1999 – 2008. ....	84
Figura 7.17 – Distribuição média horária do MP <sub>10</sub> para a RMSP no período de 1999 – 2008. O retângulo em vermelho significa a janela do horário estudado.....	84
Figura 7.18 – Distribuição média horária do SO <sub>2</sub> para a RMSP no período de 1999 – 2008. ....	85
Figura 7.19 – Distribuição média horária da Temperatura do ar para a RMSP no período de 1999 – 2008. ....	85
Figura 7.20 – Distribuição média de dias com ocorrência de Raios para a RMSP no período de 1999 – 2008. ....	87
Figura 7.21 – Taxa média de raios por tempestade para diferentes intervalos de concentração de MP <sub>10</sub> na RMSP para o período de dados estabelecido. ....	91
Figura 7.22 – Dispersão da taxa de raios por tempestade para a concentração de MP <sub>10</sub> na RMSP para o período de dados estabelecido. ....	91
Figura 7.23 – Temperatura média do ar para os intervalos de concentração de MP <sub>10</sub> na RMSP para o período de dados estabelecido. ....	92

Figura 7.24 – Distribuição semanal do MP <sub>10</sub> na RMSP para as semanas submetidas ao teste de significância. ....	94
Figura 7.25 - Distribuição semanal do SO <sub>2</sub> na RMSP para as semanas submetidas ao teste de significância. ....	94
Figura 7.26 – Densidade de raios incluindo as cidades de Campinas e São José dos Campos. ....	95
Figura 7.27 – Distribuição semanal do número de raios nas regiões RMSP, Campinas e de São José dos Campos para as semanas submetidas ao teste de significância. ....	96
Figura 7.28 – Ciclo semanal para o número médio de raios na RMSP submetido ao teste de significância com base na distribuição de Fisher. ....	98
Figura 7.29 - Ciclo semanal para o número de dias com ocorrência de raios na RMSP submetido ao teste de significância com base na distribuição de Fisher. ....	98
Figura 7.30 – Distribuição semanal da espessura óptica de aerossóis (AOT) para os dias com ocorrência de raios (satélite TERRA). ....	100
Figura 7.31 – Distribuição semanal da espessura óptica de aerossóis (AOT) para os dias com ocorrência de raios (satélite AQUA). ....	100
Figura 7.32 - Distribuição semanal da espessura óptica de aerossóis (AOT) independente da ocorrência de raios (satélite TERRA). ....	101
Figura 7.33 - Distribuição semanal da espessura óptica de aerossóis (AOT) independente da ocorrência de raios (satélite AQUA). ....	101
Figura 8.1 – Domínios escolhidos para as simulações no WRF. O domínio mãe (maior) tem resolução espacial de 15 km e o domínio aninhado (menor) tem resolução espacial de 5 km. ....	104
Figura 8.2 – Distribuição dos raios para o nível de baixa concentração de MP <sub>10</sub> . ....	106
Figura 8.3 - Distribuição dos raios para o nível de média concentração de MP <sub>10</sub> . ....	107
Figura 8.4 - Distribuição dos raios para o nível de alta concentração de MP <sub>10</sub> . ....	107

Figura 8.5 – Distribuição do QCLOUD para os níveis de concentração de MP <sub>10</sub> . .....	109
Figura 8.6 – Distribuição do QRAIN para os níveis de concentração de MP <sub>10</sub> . .....	109
Figura 8.7 - Distribuição da CAPE para os níveis de concentração de MP <sub>10</sub> .	110
Figura 8.8 - Distribuição do número de raios para os níveis de concentração de MP <sub>10</sub> . .....	111
Figura 8.9 – Dispersão dos Raios em função da concentração de MP <sub>10</sub> . .....	112
Figura 8.10 – Temperatura média do ar em função da concentração de MP <sub>10</sub> . .....	112



## LISTA DE TABELAS

	<b><u>Pág.</u></b>
Tabela 7.1 – Resultado dos testes de significância para a RMSP. ....	93
Tabela 7.2 – Teste de significância para a inclusão das cidades de Campinas e São José dos Campos. ....	96
Tabela 7.3 – Teste de significância para a RMSP com base na distribuição de Fisher. ....	97



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
NS	Nuvem–Solo
IN	Intra-Nuvem
EUA	Estados Unidos da América
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
RMSP	Região Metropolitana de São Paulo
CAPE	Convective Available Potential Energy
EW	Effective Water
EG	Espectro de Gota
SN	Solo-Nuvem
EM	Entre-Nuvens
MPT	Material Particulado em Suspensão
NCN	Núcleos de Condensação de Nuvens
FT	Forçante Termodinâmica
FR	Forçante Radiativa
NLDN	National Lightning Detection Network
BrasilDAT	Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas
WRF	Weather Research and Forecasting
MODIS	MODerate Resolution Imaging Spetroradiometer
AERONET	AErosol RObotic NETwork
SIPAM	Sistema de Proteção da Amazônia
SIDDEM	Sistema de Informações Integradas Baseados no Sistema de Detecção de Descargas Atmosféricas
LPATS	Lightning Positioning and Tracking System
IMPACT	IMProved Accuracy from Combined Technology
GPS	Global Positioning System
EM	EletroMagnética
VLF	Very Low Frequency
LF	Low Frequency

VHF	Very High Frequency
TOA	Tempo de Chegada
MDF	Magnetic Direction Finding
GFS	Global Forecast System
MRF	Medium Range Forecast model
UTC	Universal Coordinated Time
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
FSL	Forecast Systems Laboratory
AFWA	Air Force Weather Agency
FAA	Federal Aviation Administration
ARW	Advanced Research WRF
NMM	Non-hydrostatic Mesoscale Model
RK3	Runge-Kutta de 3 <sup>a</sup> ordem
Noah LSM	Noah Land Surface Model
UCM	Urban Canopy Model
CLU	Camada Limite Urbana
AOT	Aerosol Optical thickness
ES	Espírito Santo
GO	Goiás
MA	Maranhão
MG	Minas Gerais
MS	Mato Grosso do Sul
PA	Pará
PR	Paraná
RJ	Rio de Janeiro
RS	Rio Grande do Sul
SC	Santa Catarina
SP	São Paulo
TO	Tocantins

## LISTA DE SÍMBOLOS

°C	Grau Celsius
C	Coulomb
%	Porcentagem
$d_a$	Diâmetro
$r$	Raio
~	Aproximadamente
S	South
W	West
$n$	Coordenada Eta
$\sigma$	Coordenada Sigma
$\Delta t$	Variação temporal
$\Delta x$	Variação horizontal
$3_d$	Três dimensões
$\rho$	Nível de significância
$\mu\text{g}$	Micrograma
mm	Milímetro
$\mu\text{m}$	Micrômetro
cm	Centímetro
$\text{m}^3$	Metro cúbico
$\text{km}^2$	Kilômetro quadrado
CO	Monóxido de Carbono
HC	Hidrocarbonetos Totais
NO <sub>x</sub>	Óxidos de Nitrogênio
MP <sub>10</sub>	Material Particulado (< 10 $\mu\text{m}$ )
MP <sub>2,5</sub>	Material Particulado (< 2,5 $\mu\text{m}$ )
SO <sub>2</sub>	Dióxido de Enxofre



# SUMÁRIO

	<u>Pág</u>
<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
1.1 Objetivos .....	5
<b>2 ELETRICIDADE ATMOSFÉRICA.....</b>	<b>7</b>
2.1 Estrutura elétrica das nuvens .....	7
2.2 Separação de cargas .....	9
2.3 Processos de carregamento dentro da nuvem de tempestade .....	12
2.4 Descargas elétricas atmosféricas.....	18
2.4.1 Relâmpagos Intra-Nuvem (IN) .....	19
2.4.2 Relâmpagos nuvem-solo (NS) e etapas de desenvolvimento dos relâmpagos nuvem-solo (NS) negativos. ....	20
<b>3 AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS .....</b>	<b>25</b>
3.1 Crescimento de Gotas por Condensação.....	28
3.2 Crescimento por Coalescência.....	29
3.3 Formação de Gelo nas Nuvens .....	29
3.4 Aerossóis Urbanos .....	30
3.5 Efeito dos aerossóis no clima.....	30
<b>4 ILHAS DE CALOR URBANO .....</b>	<b>35</b>
<b>5 ALGUNS ESTUDOS RELACIONADOS A DESCARGAS ATMOSFÉRICAS EM GRANDES CENTROS URBANOS.....</b>	<b>39</b>
<b>6 METODOLOGIA .....</b>	<b>45</b>
6.1 Área de estudo .....	45
6.2 Período de estudo .....	47
6.3 Dados CETESB.....	48
6.4 MODIS (MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer).....	49
6.5 BrasilDAT .....	50
6.6 Cálculo do ciclo semanal.....	52
6.7 Global Forecast System (GFS) .....	54
6.8 Modelo de mesoescala Weather Research and Forecasting – WRF .....	55

6.8.1	Coordenada vertical .....	57
6.8.2	Equações governantes.....	58
6.8.3	Discretização temporal.....	60
6.8.4	Discretização espacial.....	61
6.8.5	Aninhamento de grades .....	62
6.8.6	Breve descrição das parametrizações meteorológicas .....	64
6.8.6.1	Microfísica .....	64
6.8.6.2	Parametrização de Cumulus .....	65
6.8.6.3	Cobertura de Solo .....	66
6.8.6.4	Superfície Urbana .....	66
<b>7</b>	<b>RESULTADOS (PARTE I) .....</b>	<b>69</b>
7.1	Distribuição anual .....	69
7.2	Distribuição semanal .....	79
7.3	Distribuição horária .....	83
7.4	Ciclos semanais e significância estatística.....	86
7.5	Distribuição semanal para a espessura óptica (AOT) usando o MODIS ....	99
<b>8</b>	<b>RESULTADOS (PARTE II) .....</b>	<b>103</b>
8.1	Domínio da região .....	103
8.2	Dados e configuração escolhida para as simulações.....	105
8.3	Dias simulados .....	105
<b>9</b>	<b>CONCLUSÕES .....</b>	<b>115</b>
<b>10</b>	<b>SUGESTÃO PARA TRABALHOS FUTUROS .....</b>	<b>117</b>
<b>11</b>	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>119</b>

## 1 INTRODUÇÃO

Os primeiros registros sobre a influência do efeito urbano na atividade de raios ou relâmpagos nuvem-solo (NS) foram documentados por Westcott (1995). Diversos estudos se seguiram depois dele (por exemplo, ORVILLE et al., 2001; STEIGER et al., 2002; NACCARATO et al., 2001, 2003; PINTO et al., 2004; GAUTHIER et al., 2005; GAUTHIER, 2006; KAR et al., 2007 e 2009; FARIAS et al., 2009). Muitos estudos têm atribuído esse efeito a circulação das ilhas de calor urbano, possivelmente com a influência da poluição do ar. Os efeitos urbanos na circulação local têm sido objeto de estudo de diversos autores (CHANGNON et al., 1981; LANDSBERG, 1981).

Aparentemente o efeito urbano sobre os raios é uma combinação do efeito termodinâmico devido ao aquecimento diferencial da superfície sobre as cidades (ilhas de calor) e um aumento da concentração de poluentes na atmosfera local, causado principalmente pela atividade humana (NACCARATO et al., 2003). No entanto, até o presente momento os mecanismos físicos responsáveis por esses efeitos, bem como suas contribuições relativas ainda não são bem conhecidos devido às intrincadas correlações existentes entre as variáveis envolvidas.

Diversos estudos mostram que existe um gradiente de temperatura da periferia para o centro da área urbana causando uma circulação local. Dessa forma, um microclima local passa a existir sobre essas áreas (HOBBS et al., 1974; LANDSBERG, 1981; CHANGNON, 1980; CHANGNON et al., 1981; OKE, 1982; LOMBARDO, 1985; WESTCOTT, 1995; BORNSTEIN e LIN, 2000).

Qualificar e quantificar a influência que os grandes centros urbanos causam sobre os raios não é tarefa fácil devido à complexidade dos fatores

responsáveis e ao pouco conhecimento existente desse processo. No entanto, diversos estudos relacionados ao impacto de áreas urbanas na formação de nuvens e/ou precipitação, como também em sua atividade elétrica, têm sido publicados por diversos autores.

Naccarato et al. (2001) foram os primeiros trabalhos no Brasil a mostrar a existência de fortes indícios da influência de grandes centros urbanos (Região Metropolitana de São Paulo - RMSP, a cidade de Campinas/SP e a região de São José dos Campos/SP) na intensificação e na atividade local de relâmpagos em comparação com as áreas circunvizinhas. Orville et al. (2001), nos EUA, apresentaram paralelamente resultados semelhantes para a cidade de Houston/Texas.

Steiger et al. (2002), utilizando 12 anos de dados (1989-2000) para a cidade de Houston/Texas e considerando apenas o período da tarde, observaram um aumento de 45% na atividade de raios entre o centro urbano e as regiões circunvizinhas, podendo chegar a 60% no verão e 74% na primavera. Estudos estatísticos mostraram que o aumento no número de raios seria causado pela intensificação das tempestades sobre o centro urbano e não pela formação de tempestades adicionais.

Evidências do aumento no número de relâmpagos Nuvem-Solo (NS), e redução no percentual de relâmpagos NS positivos sobre centros urbanos, como a Região Metropolitana de São Paulo, Belo Horizonte, Houston e Seoul, estão documentados na literatura (NACCARATO et al., 2003; PINTO et al., 2004; GAUTHIER et al., 2005; GAUTHIER, 2006; KAR et al., 2007 e 2009). Estudos como os de Mullaýarov et al. (2004), que utilizaram dados observacionais de relâmpagos obtidos na faixa de baixíssima frequência (VLF - 10 a 100kHz), e Bell et al. (2008), utilizando estimativas de precipitação medidos por satélite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) para o EUA,

sugerem que a atividade industrial e a presença excessiva de material particulado em áreas urbanas sejam potenciais causas para a existência de ciclos semanais na atividade de tempestades.

Indícios significativos da dependência da atividade de raios com a atividade humana têm sido documentados na literatura. Farias et al. (2009) verificaram uma diminuição da atividade de raios durante os fins de semana para a RMSP. Os resultados mostraram que existe uma relação entre o número de dias com raios e a concentração de  $MP_{10}$ , dando suporte à hipótese do aerossol. Bell et al. (2009) encontraram fortes evidências de ciclos semanais com pico no meio de semana para a atividade elétrica no sudeste dos EUA, sendo os aerossóis antropogênicos (resultado da poluição) sugeridos como possível causa para o crescimento da atividade elétrica durante o meio da semana.

Vários estudos sobre a influência dos aerossóis na microfísica das nuvens, precipitação e também na eletrificação de nuvens têm sido publicados nos últimos anos. Neles são discutidos que o aumento na concentração de aerossóis reduz o tamanho das gotas, diminuindo o processo de coalescência e alterando a quantidade de água nas nuvens, modificando a camada de mistura. Isso significa que a quantidade de água líquida dentro das nuvens tende a aumentar, conduzindo a variações na distribuição de gotículas e assim modificando os processos microfísicos de congelamento e eletrificação das nuvens (KAUFMAN e FRASER., 1997; ROSENFELD e LENSKY., 1998; KHAIN et al., 1999; ROSENFELD., 2000; ROSENFELD e WOODLEY., 2001; SHERWOOD, 2002; BRÉON et al., 2002). Andreae et al. (2004) estudaram diferentes fontes, mecanismos e composição de partículas de aerossol em regiões poluídas e limpas, como também as variações na concentração de aerossóis, sugerindo que no Brasil em regiões de maiores concentrações de aerossóis, a convecção é intensificada em estações de transição. Fernandes et al. (2006, 2008) mostraram que a estrutura elétrica em nuvens poluídas é

alterada se comparada com nuvens formadas em ambientes limpos; os autores verificaram um aumento no percentual de relâmpagos Intra-Nuvem (IN) e NS positivos, em concordância com os resultados encontrados por Lyons et al. (1998) e Murray et al. (2000) para raios analisados na região central dos EUA, oriundos de tempestades contaminadas por queimadas vindas do México. Ambos os trabalhos mostraram que além da alta contaminação da atmosfera pelos aerossóis de queimadas, observa-se também, nas regiões com grande incidência de relâmpagos NS positivos, elevados valores de Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE), caracterizando assim, forte instabilidade na geração de convecção.

Esses resultados são complementados com os apresentados por Rosenfeld et al. (2008), que mostram efeitos opostos dos aerossóis nas nuvens e na precipitação, podendo inibir ou intensificar a convecção e a precipitação, através dos efeitos radiativo e microfísico, dependendo da concentração dos mesmos.

Em observações realizadas em Rondônia, Williams et al. (2002) compararam quatro regimes meteorológicos distintos, afim de caracterizar as contribuições do aerossol e da CAPE na eletrificação das nuvens. Os resultados mostraram que os aerossóis contribuíram para a inibição da coalescência no período de máxima poluição. Por outro lado, Orville et al. (2001); Steiger et al. (2002) e Naccarato et al. (2003) encontraram evidências do aumento da atividade de raios sobre as cidades de Houston e São Paulo, sugerindo a participação dos aerossóis urbanos. Com isso, fica claro que não há um consenso do efeito da poluição no aumento de raios devido à complexidade do tema.

## 1.1 Objetivos

Este trabalho teve como objetivo principal estudar o comportamento dos raios em ambiente urbano com alta concentração de poluentes, assim como investigar a influência dos aerossóis de origem urbana na interação com a atividade elétrica na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP). Nas análises realizadas neste trabalho assumiram-se dados de strokes como raios.

Os objetivos específicos deste trabalho foram:

- Investigação da distribuição semanal dos raios, em conjunto com a distribuição semanal para o  $MP_{10}$  e o  $SO_2$ ;
- Aplicação de testes estatísticos capazes de avaliar a significância da existência de ciclos semanais na atividade de raios e de variáveis relacionada a poluentes atmosféricos provenientes da atividade urbana;
- Investigação da influência dos aerossóis urbanos e da temperatura na atividade de raios utilizando dados de superfície e coluna atmosférica;
- Avaliação do impacto do aumento da concentração de aerossóis na formação, desenvolvimento e intensificação de nuvens de tempestade com conseqüente influência na ocorrência de raios;
- Utilização um modelo meteorológico de escala regional para avaliar o impacto termodinâmico e microfísico nas nuvens de tempestade em resposta ao aumento do número de aerossóis na RMSP e como esse impacto pode afetar a atividade elétrica das nuvens.



## **2 ELETRICIDADE ATMOSFÉRICA**

Os processos físicos de desenvolvimento e intensificação da atividade elétrica em grandes centros urbanos são possivelmente influenciados pelos efeitos de ilhas de calor ou pelo aumento da concentração de poluentes, ou ainda por uma combinação de ambos. Estudos mostram que o efeito urbano nos raios é aparentemente uma combinação entre processos termodinâmicos e de modificações microfísicas nas nuvens causadas pelo aumento na quantidade de aerossóis urbanos. Provavelmente a termodinâmica é o mecanismo básico que predomina e origina a formação e evolução das nuvens de tempestade. Porém em ambientes urbanos, a poluição atmosférica influencia nos processos físicos de desenvolvimento e, por conseguinte de eletrificação das nuvens, tornando-as mais ativas eletricamente (ORVILLE et al., 2001; STEIGER et al., 2002; NACCARATO et al., 2003; PINTO et al., 2004). Dessa forma, mostra-se importante o conhecimento prévio dos processos físicos que resultam nesse comportamento anômalo sobre os grandes centros urbanos.

### **2.1 Estrutura elétrica das nuvens**

O primeiro modelo de estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade foi estabelecido no século XX. Através de medidas da componente vertical do campo elétrico no solo, foi analisada a intensidade do campo em função da distância da base da nuvem (WILSON, 1920). Descrito como um dipolo elétrico, as cargas positivas localizam-se na região superior (ocupando um volume maior na nuvem) enquanto as cargas negativas estão distribuídas na parte inferior da nuvem, restritas a uma faixa de algumas centenas de metros (Figura 2.1a). Simpson e Scrase (1937); Simpson e Robinson (1941), efetuaram medidas de campo elétrico em função da altura dentro de uma nuvem de tempestade e chegaram a conclusão de que em nuvens desse tipo, as principais regiões formam um dipolo. No entanto, o perfil vertical do campo

elétrico analisado mostrou a necessidade de incluir uma terceira região de menor intensidade abaixo da região de cargas negativas. Essa nova disposição das cargas distribuídas em três regiões foi denominada de tripolo. As cargas positivas localizadas na parte inferior da nuvem estariam associadas ao efeito corona. Incorporado a esse modelo, na década de 40, foi proposto à presença de finas camadas de blindagem da região externa da nuvem, na base (positivas) e no topo da nuvem (negativas), resultantes do aprisionamento de íons da atmosfera, gerados por raios cósmicos, às partículas das nuvens. Na década de 70, foram encontradas evidências de que a principal camada de cargas negativas é mantida em uma região onde a temperatura varia entre 0°C e -15°C, aproximadamente a uma altitude de 6 km nos trópicos, e que sua espessura vertical é menor que um quilômetro, podendo se estender horizontalmente por diversos quilômetros ou mais (Figura 2.1b). Sob essas condições, prevalecem as três fases da água, podendo coexistir: gelo, líquido e vapor. Os maiores campos elétricos em tempestades são encontrados em limites acima e abaixo da principal camada de cargas negativas. A região superior de cargas positivas é mais difusiva que a camada negativa e pode se estender por diversos quilômetros. (Williams, 1988).

Stolzenburg et al. (1998) deram origem ao modelo multipolar a partir de observações com balão dentro da nuvem, verificou-se a existência de múltiplas camadas de cargas com polaridades alternadas em função da altitude (Figura 2.1c). Também foram identificados, nas regiões de correntes ascendentes, quatro centros de carga, localizados em alturas que aumentam à medida que a velocidade das correntes é intensificada. Já nas regiões de correntes descendentes, foram encontrados seis centros de carga.

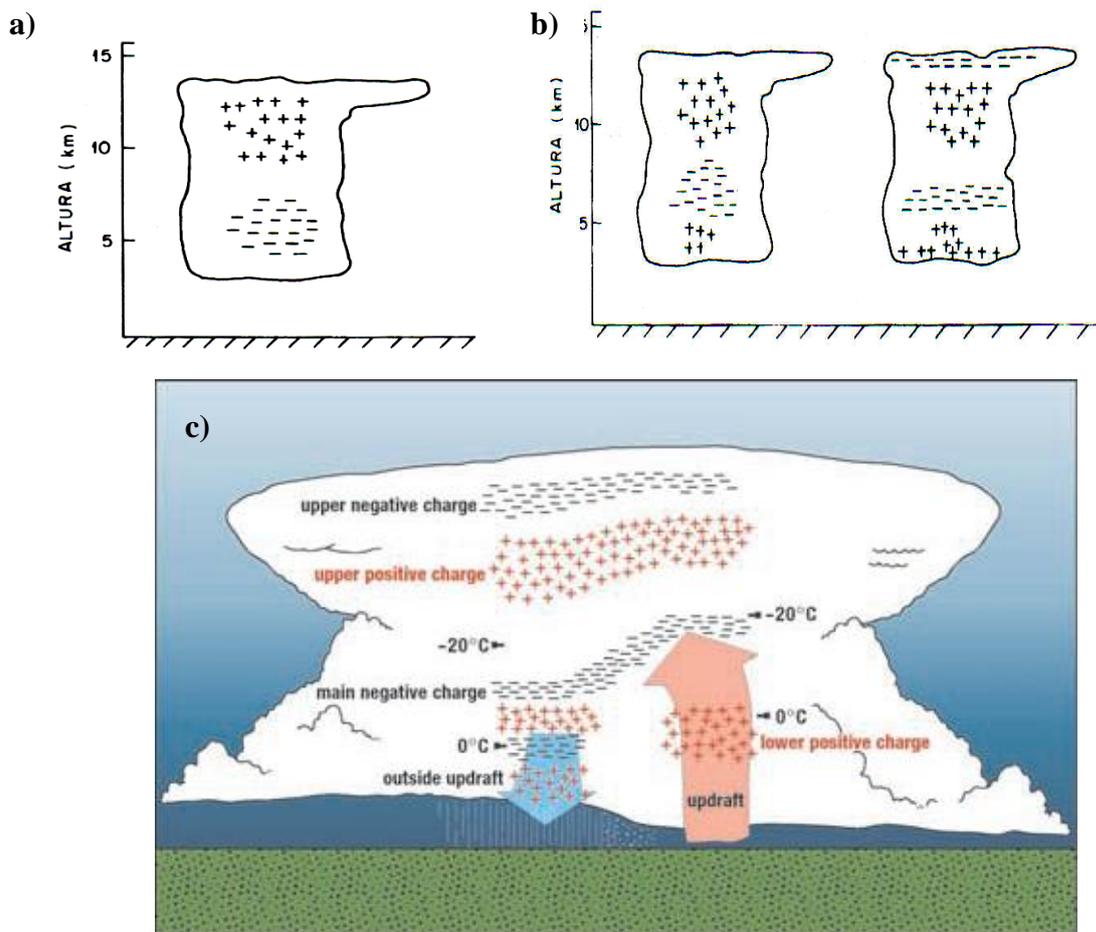


Figura 2.1 - Modelos da estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade: a) modelo dipolar, b) modelo tripolar. Fonte: Pinto Jr. e Pinto (2000). c) modelo multipolar. Distribuição das cargas elétricas dentro de uma nuvem de tempestade segundo as medições de Stolzenburg et al., 1998  
 Fonte: Stolzenburg et al (1998).

## 2.2 Separação de cargas

A separação de cargas dentro de uma nuvem de tempestade é realizada pelos processos *convectivo* (correntes ascendentes e descendentes) e *gravitacional* (ação da gravidade).

O processo convectivo atua tanto na escala microfísica como em escala macrofísica. Este processo tem sido considerado uma alternativa para as teorias envolvendo eletrificação de partículas (VONNEGUT et al. 1962;

MOORE et al. 1989). Os modelos de convecção assumem que cargas elétricas são fornecidas inicialmente por duas fontes externas (GRENET, 1947 e por VONNEGUT, 1955). A primeira são os raios cósmicos, os quais afetam as moléculas de ar acima das nuvens que as ionizam. A segunda fonte diz respeito às cargas positivas que são geradas por “efeito corona” (interação com o solo) (WILLIAMS, 1988).

Uma nuvem Cúmulus em crescimento arrasta para cima, através de suas correntes ascendentes, íons positivos presentes abaixo de sua base (efeito corona). Essas cargas positivas são então rapidamente aprisionadas nas gotículas de água e carregadas para cima até próximo ao topo. Depois de alcançarem altas regiões nas nuvens, esses íons positivos atraem os íons negativos que foram formados pelos raios cósmicos acima das nuvens. Os íons negativos ao penetrarem na nuvem rapidamente são atraídos pelos íons positivos nas gotículas de água e cristais de gelo. Assim, os íons negativos são aprisionados a estas partículas presentes na fronteira da nuvem. Dessa forma, uma camada carregada negativamente é formada e chamada de “camada de blindagem” (WILLIAMS, 1988).

As cargas negativas estão associadas aos granizos que são deslocados por movimentos descendentes para a parte inferior da nuvem, por serem partículas mais pesadas que os cristais de gelo. Esses, por serem mais leves, são levados para a parte superior com cargas positivas (WILLIAMS, 1988).

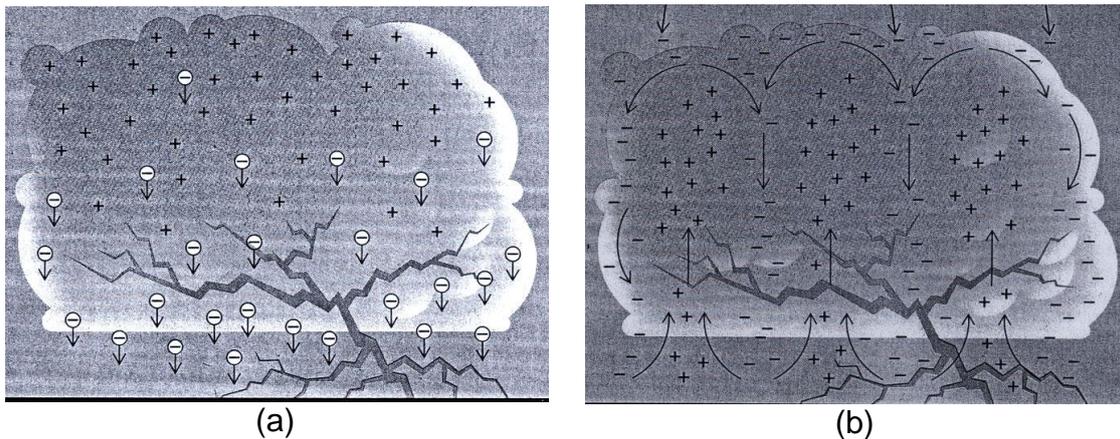


Figura 2.2 – Ilustração do transporte de cargas pelo processo gravitacional (a) e convectivo (b)  
 Fonte: Adaptada de Williams (1988).

A distribuição de cargas mais freqüente dentro de uma nuvem de tempestade é mostrada na Figura 2.2. A magnitude é da ordem de dezenas de Coulombs. Quando os campos alcançam valores muito grandes (na ordem de centenas de V/cm), ocorrem relâmpagos, ambos dentro da nuvem e entre a nuvem e o solo. Na média em torno de 20C são transferidos em um descarga.

A teoria gravitacional assume que alguns processos microfísicos separam as cargas pela força da gravidade, atuando sobre diferentes partículas de gelo com tamanhos que variam de uma fração de milímetros até alguns poucos centímetros. As partículas negativas que são maiores e mais pesadas (gotas de chuva, granizo) permanecem na parte inferior da nuvem, enquanto as menores, positivas e mais leves (gotas de nuvens, cristais de gelo e íons), permanecem na parte superior da nuvem de tempestade. As partículas maiores ao cair liberam cargas negativas nas regiões mais baixas, enquanto as menores são carregadas por correntes ascendentes até os centros positivos (Figura 2.2a) (PINTO JR. e PINTO, 2000).

## 2.3 Processos de carregamento dentro da nuvem de tempestade

Ainda não são completamente entendidos os processos que tornam as nuvens de tempestade carregadas. Um dos motivos é a complexidade da estrutura elétrica das nuvens, que resulta de processos microfísicos ocorridos na escala de milímetros e macrofísicos, na escala de quilômetros, ambos atuando simultaneamente.

A teoria mais aceita na produção de cargas dentro da nuvem assume que essas partículas são produtos das colisões de partículas de gelo. Há dois processos que levam ao carregamento das partículas: *indutivo* e *termoelétrico*. O primeiro considera o campo elétrico como fator fundamental e o segundo tem a temperatura como principal fator. Wilson (1929) propôs que as partículas maiores das nuvens carregam cargas polarizadas pelo campo elétrico vertical. De forma que, a parte inferior das partículas transporta cargas elétricas positivas induzidas que atraem os íons negativos resultante da ação dos raios cósmicos e de outras fontes externas. Assim, no processo indutivo, as cargas são separadas pelo campo elétrico, que polariza as partículas maiores (granizo, por exemplo). Quando as partículas maiores colidem com as menores (cristais de gelo), transferem cargas positivas para os cristais de gelo. Com o campo elétrico orientado para baixo, o granizo transferirá cargas positivas para o cristal de gelo ficando carregado negativamente, como mostrado na Figura 2.3. As colisões acontecerão na superfície baixa do granizo e algumas cargas positivas serão transferidas (sob a influência do campo externo) do granizo para o cristal, deixando o excesso de cargas negativas no granizo. Os cristais são mais leves e carregados para cima por correntes ascendentes sempre presentes nas nuvens de tempestade, enquanto os granizos mais pesados caem. Então um espaço de cargas negativas é construído na parte baixa da nuvem e um espaço de cargas positivas é construído nas regiões superiores da nuvem. À medida que os cristais de gelo e as partículas de granizo vão se

tornando carregados, eles são separados por processos macrofísicos (gravitacional) resultando assim em um reforço do campo elétrico no interior da nuvem, intensificando as polarizações nas partículas de granizo, dando origem a separações de cargas por colisão cada vez mais eficientes. No entanto, experimentos mostraram que esse processo só é capaz de produzir cargas na fase madura de uma tempestade, sendo assim ineficiente em situações de tempo bom.

É possível o crescimento do gelo à custa de gotas super-resfriadas que colidem nele e congelam em sua superfície, a esse fenômeno dá-se o nome de acreção (*Riming*) (IRIBARNE e CHO, 1980).

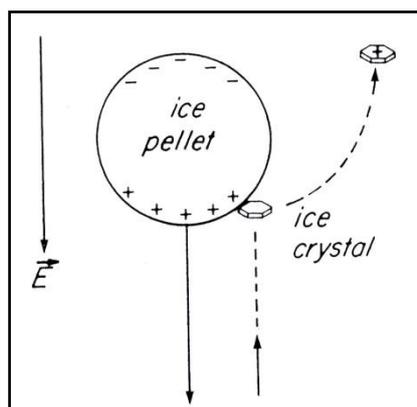


Figura 2.3 – Mecanismo de separação de cargas, onde o granizo é polarizado pela ação do campo elétrico. Na colisão, o cristal de gelo adquire carga positiva, enquanto o granizo fica carregado negativamente  
Fonte: Adaptada de Iribarne e Cho (1980).

Se as gotas colidindo com o granizo permanecessem em sua totalidade como adições congeladas, não haveria separação de cargas. No entanto, essa separação pode ocorrer devido a dois mecanismos (IRIBARNE e CHO, 1980).

- (1) Algumas gotas, colidindo com velocidade muito alta na superfície lateral do granizo, podem produzir fragmentos que se dispersam. Há casos em

que a separação de cargas é atribuída a um fenômeno eletrocinético envolvendo duas camadas elétricas de íons presentes na interface água-gelo.

- (2) Devido à presença do campo externo, o mesmo tipo de transferência induzida por polarização mencionada antes ocorrerá aqui também. Conseqüentemente algum fragmento espalhado, ou inteiro, que colida apenas de raspão, desloca-se do granizo e será carregado positivamente. A carga negativa complementar restante fica no granizo como antes (Figura 2.4).

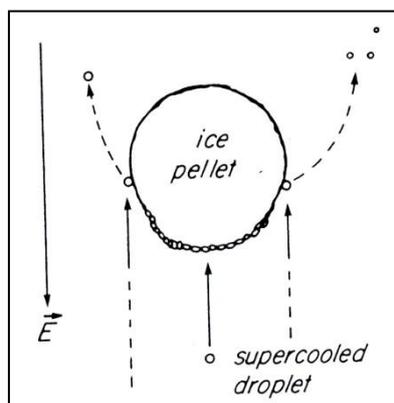


Figura 2.4 - Mecanismo de separação de cargas, onde o granizo coleta água super-resfriada congelando em sua superfície (riming)  
Fonte: Adaptada de Iribarne e Cho (1980).

Nos dois processos descritos, como no procedimento de separação, o campo original torna-se reforçado, isto é, aumenta os valores para baixo. Isso aumenta o efeito indutivo e dessa forma, o campo torna-se auto-acelerado.

No processo termoelétrico, a polaridade da carga transferida em uma colisão é estabelecida segundo a temperatura no local da colisão. Essa determinação da polaridade é feita através da *temperatura de inversão de carga*, estimada em torno de  $-15^{\circ}\text{C}$  (valor dependente do tamanho e da velocidade do impacto) a

aproximadamente 6 km de altura, que coincide com a temperatura do centro de cargas negativas. Se a temperatura no local da colisão for maior que a temperatura de inversão de carga, o granizo transferirá carga negativa para o cristal de gelo. Em consequência aos movimentos ascendentes dos cristais de gelo, terá início a formação de um centro de cargas positivas na parte inferior da nuvem nas regiões onde a temperatura apresenta valores de temperatura maior que  $-15^{\circ}\text{C}$ . A situação inversa é verificada para uma temperatura local menor que a temperatura de inversão de carga, ou seja, o granizo ficará carregado negativamente, enquanto o cristal de gelo ficará carregado positivamente (PINTO JR. e PINTO, 2000). A Figura 2.5 ilustra o processo microfísico de transferências de cargas envolvendo colisões entre granizo e cristais de gelo em função da temperatura do ambiente.

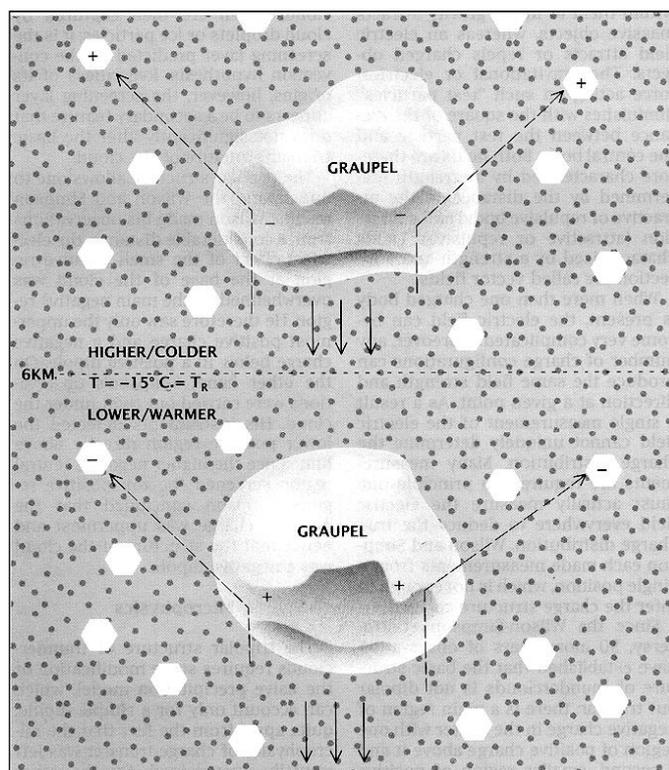


Figura 2.5 - Microfísica da transferência de cargas envolvendo colisões entre grãos de gelo e cristais de gelo em função da temperatura do ambiente  
Fonte: Williams (1988, p. 92).

Outro importante aspecto é a dependência da transferência de carga cristais/granizo com a quantidade de água líquida efetiva (EW) na nuvem, a qual foi formulada por Saunders et al. (1991) a partir de vários experimentos em laboratório sob condições controladas (Figura 2.6).

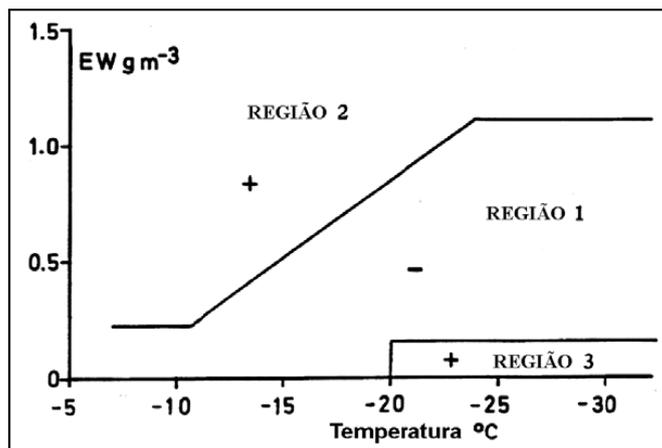


Figura 2.6 – Sinal da carga transferida ao granizo e ao cristal de gelo em um processo de colisão em função da quantidade de água líquida efetiva (effective water) EW e da temperatura  
Fonte: Adaptada de Saunders (1994, p. 79).

Experimentos em laboratório realizados por Ávila e Pereyra (2000) mostraram que a transferência de carga durante as colisões entre o granizo e o cristal de gelo também são dependentes da distribuição do tamanho das gotas de água. Isso significa que a distribuição do tamanho das gotas tem importância significativa no sinal da carga transferida (Figura 2.7).

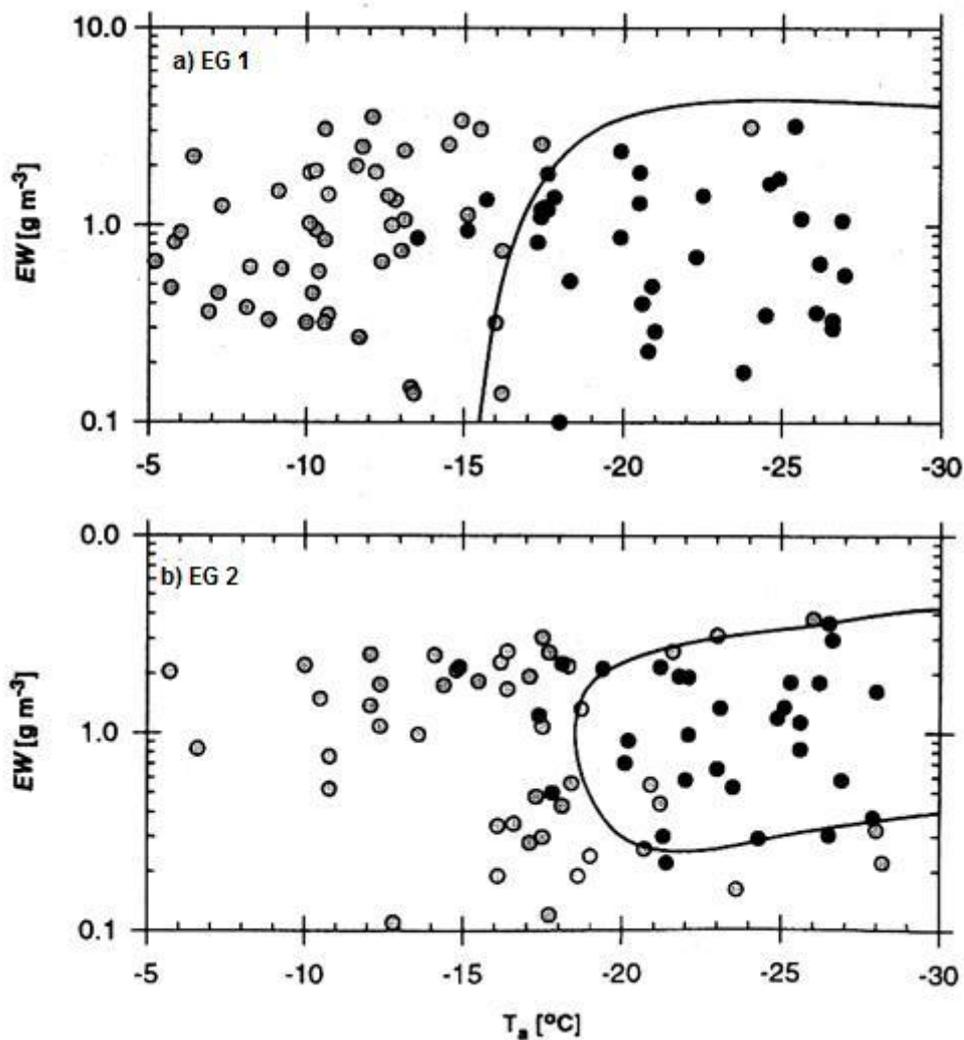


Figura 2.7 - Sinal da carga do granizo com uma função da quantidade de água líquida efetiva EW e da temperatura para duas diferentes distribuições de gotas EG 1 e EG 2. Pontos pretos representam cargas negativas e pontos cinza representam cargas positivas  
 Fonte: Adaptado de Ávila e Pereyra (2000).

A distribuição dos Espectros de Gotas 1 (EG 1) foi a seguinte: para gotas grandes o EG 1 foi composto por gotas de até  $50\mu\text{m}$ , diâmetro médio de  $18\mu\text{m}$  e diâmetro volumétrico de  $21\mu\text{m}$ . O Espectro de Gotas 2 (EG 2) foi composto por gotas de até  $30\mu\text{m}$ , diâmetro médio de  $13\mu\text{m}$  e diâmetro volumétrico de  $15\mu\text{m}$ . Foi observado que para o EG 1 (Figura 2.7a) a temperatura de inversão esteve em aproximadamente  $-15^{\circ}\text{C}$ , independentemente da EW. Já para EG 2

(Figura 2.7b), a temperatura de inversão foi de aproximadamente  $-18^{\circ}\text{C}$ , no entanto, a polaridade positiva (temperaturas acima de  $-18^{\circ}\text{C}$ ) independeu da EW. Para temperaturas abaixo de  $-18^{\circ}\text{C}$  o sinal alternou com o aumento de EW, enquanto as cargas negativas ocorreram para valores intermediários de EW. Esses resultados sugerem que o aumento do tamanho das gotículas pode levar a um aumento da região de cargas negativas ou positivas dentro da nuvem.

## **2.4 Descargas elétricas atmosféricas**

Descargas atmosféricas podem ser chamadas de relâmpagos quando se considera o fenômeno físico completo, desde o seu início na nuvem até a sua extinção total. Já a terminologia raio é usada para caracterizar o relâmpago Nuvem-Solo (NS) (PINTO JR., 2005). Estes podem se estender por alguns quilômetros e grandes intensidades de corrente, com picos na ordem de quiloampères. As descargas atmosféricas ocorrem devido ao acúmulo de cargas elétricas em uma nuvem de tempestade. A ocorrência das descargas atmosféricas, de forma geral, se inicia dentro das nuvens de tempestade. O acúmulo de cargas provoca a quebra de rigidez dielétrica, começa então um rápido movimento de elétrons de uma região de cargas negativas para a região de cargas positivas. Após isso, um canal ionizado é constituído e caracterizado por várias ramificações se estendendo por longas distâncias verticais e horizontais. Esse funciona como uma antena irradiando ondas eletromagnéticas que se propagam através da atmosfera desde a superfície da Terra até as camadas mais altas da atmosfera (RAKOV e UMAN, 2003).

Os relâmpagos são classificados de acordo com seu local de origem ou término: relâmpagos nuvem-solo (NS); relâmpagos solo-nuvem (SN); relâmpagos intra-nuvem (IN); descargas para o ar (AR) ou entre nuvens (EN). Os relâmpagos nuvem-solo e solo-nuvem são classificados ainda pela

polaridade das cargas efetivamente transferidas ao solo (ou neutralizadas dentro da nuvem), originando assim, os raios positivos (transferência de cargas positivas) e/ou negativos (transferência de cargas negativas).

Os relâmpagos que ocorrem em maior quantidade são os IN, depois deles os NS são os mais freqüentes (BOCCIPPIO et al., 2001; RAKOV e UMAN, 2003). Embora os NS sejam apenas 30% do total de relâmpagos são os mais estudados, devido aos efeitos causados na superfície da Terra, assim como, por serem mais facilmente medidos. Dessa forma, este trabalho concentrou suas análises nos relâmpagos NS.

#### 2.4.1 Relâmpagos Intra-Nuvem (IN)

Do total de relâmpagos ocorridos, os IN representam mais da metade do total (RAKOV e UMAN, 2003). Há duas razões básicas que fazem com que os IN ocorram com maior freqüência. A diminuição da capacidade isolante do ar com a altura e a proximidade entre as regiões de cargas com polaridades opostas dentro da nuvem. Os relâmpagos IN são mais fracos que os NS, com picos de corrente na ordem de alguns quiloampères (PINTO JR., 2005). De forma geral, não apresentam descargas de retorno e são acompanhados por radiação em frequências mais elevadas (100-800 MHz) que os NS (100 kHz) (KRIDER, 1996). Em alguns casos, sua radiação pode alcançar a superfície da Terra e ser detectada por sensores em solo, contribuindo para a contaminação dos dados dos relâmpagos NS (NACCARATO, 2005). Estes também podem ser medidos através de sensores de solo específicos.

#### 2.4.2 Relâmpagos nuvem-solo (NS) e etapas de desenvolvimento dos relâmpagos nuvem-solo (NS) negativos.

Os relâmpagos NS negativos representam em média 90% do total, enquanto cerca de 10% dos relâmpagos NS são positivos (UMAN, 1987). Sua duração é da ordem de um quarto de segundo, embora existam registros variando desde um décimo de segundo até dois segundos. Durante sua trajetória na atmosfera até o solo os relâmpagos NS percorrem até dezenas de quilômetros, com a corrente elétrica variando desde centenas de ampères até centenas de quiloampères (PINTO JR., 2005).

Antes de chegar ao solo os relâmpagos seguem um processo com várias etapas. Este se inicia com uma sucessão de descargas parciais fracas dentro da nuvem, avançando rapidamente para a terra (MAX, 1973) durante o processo as cargas se deslocam do centro em direção a região inferior da nuvem aonde se encontram as cargas positivas, essa etapa é chamada de quebra preliminar de rigidez dielétrica. Associadas a essas descargas são gerados campos eletromagnéticos que tem como características uma grande quantidade de pulsos unipolares e bipolares, com duração em torno de  $50\mu\text{s}$  e separados por intervalos na ordem de  $100\mu\text{s}$  (PINTO JR. e PINTO 2000). Nesse processo é gerada uma radiação eletromagnética intensa, após esse processo, uma descarga luminosa (não visível) é propagada da nuvem para o solo, transportando cargas negativas em passos da ordem de 50m e duração de  $\sim 1\mu\text{s}$ . Ao fim de cada etapa há uma pausa entre os passos de aproximadamente  $50\mu\text{s}$ , com uma velocidade de aproximadamente 400.000 km/h chamada de líder escalonado (Figura 2.8).

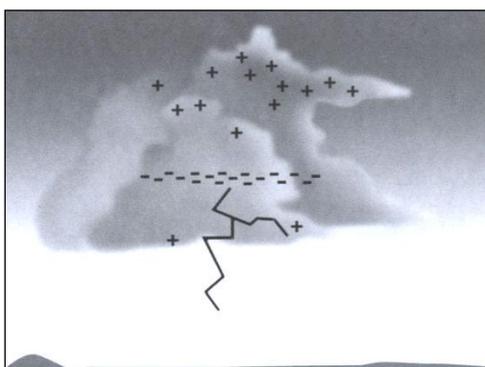


Figura 2.8 – Propagação de um líder escalonado na atmosfera em direção a terra.  
Fonte: Pinto Jr., 2005.

Ao longo do caminho diversos ramos são criados até a descarga chegar próximo ao solo, cerca de algumas dezenas de metros. Então as cargas no canal geram um campo elétrico intenso, entre as cargas no solo e a extremidade inferior do líder escalonado (na ordem de 100 milhões de volts). Mais uma vez é quebrada a rigidez dielétrica, com isso, cargas de polaridade oposta fluem do solo até o líder escalonado. Esse fluxo de cargas é chamado de líder ou líderes conectantes (Figura 2.9), estabelecendo assim um canal preferencial por onde as cargas podem fluir desse ponto em diante, acompanhada de um clarão que se propaga para cima ao longo do canal, iluminando todo o canal e as ramificações existentes, denominada descarga de retorno com picos de corrente média da intensidade de 30 kA, podendo atingir em casos mais raros picos de até 250 kA (D'AYUZ et al., 1987; PINTO JR., 2005) (Figura 2.10).

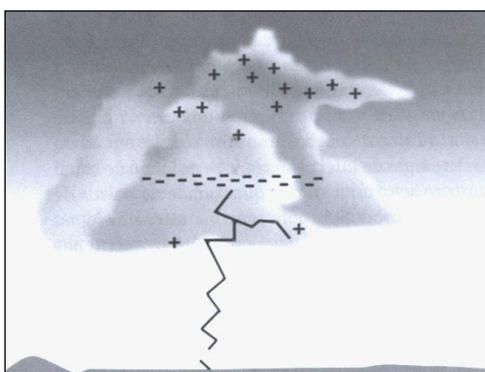


Figura 2.9 – Aparecimento de um líder conectante, devido à presença de um líder escalonado. Fonte: Pinto Jr., 2005).

Estabelecido o canal, as descargas subseqüentes ocorrerão muito provavelmente através desse canal já ionizado, por onde é mais fácil transportar cargas, a esse tipo de descarga dá-se o nome de líder contínuo, que dará origem a uma nova descarga de retorno. No caso de descargas de retorno subseqüentes dá-se o nome de raios múltiplos. De modo geral as mesmas etapas são seguidas pelos raios positivos com as seguintes diferenças. O líder escalonado tem luminosidade menos intensa, se propagando a partir de uma região de cargas positivas, com apenas uma descarga de retorno na maioria das vezes. Outro fato interessante é que a energia e a carga positiva que é transferida para o solo (na prática, são transferidos elétrons para a nuvem) são maiores que a descarga negativa, devido a longa e mais intensa corrente contínua atuante no processo, ou seja, como o período de corrente contínua é maior mais cargas são transferidas (PINTO JR, 2005).

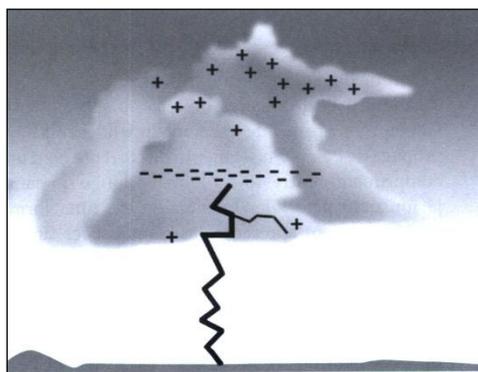


Figura 2.10 – Descarga de retorno de um raio de polaridade negativa. Fonte: Pinto Jr., 2005).

Em média um relâmpago possui de três a quatro descargas de retorno, denominada de multiplicidade, podendo variar de alguns kA até centenas de kA. Em geral descargas atmosféricas podem transferir até centenas de C da nuvem para o solo. No entanto, o valor médio de transferência é da ordem de 20 C (UMAN, 1987; VOLLAND, 1982).

O gatilho do líder escalonado provavelmente é conectado com o início da quebra da rigidez de gotas alongadas por um campo elétrico alcançando

valores particularmente altos em certas regiões das nuvens. Depois de iniciados, as descargas se propagam por um processo chamado de avalanche de elétrons. A descarga é iniciada devido à ionização produzindo íons positivos e elétrons. Ambos os tipos de partículas serão movidos pela ação do campo elétrico, o qual exerce uma força  $\mathbf{Ee}$  em cada partícula (onde  $\mathbf{E}$  é o campo elétrico e  $\mathbf{e}$  é o íon ou carga elétrica). Entretanto, elétrons são muito mais móveis que os íons, tanto que os íons podem ser considerados essencialmente imóveis. Como uma partícula viaja ao longo do campo, ela adquire uma energia cinética igual a seu tempo de carga e variação de potencial. Assim, como elétrons se movem para baixo no líder, eles aceleram e tornam-se capazes de ionizar por colisões um número de outras moléculas ou átomos. Com cada um dos elétrons produzidos o processo é repetido, com resultado de que o número de elétrons aumenta exponencialmente: isso é uma avalanche. O aumento no número de íons positivos restantes atrás cria uma carga positiva que oposta ao campo pré-existente impede a avalanche de um crescimento indefinido.

A última observação a ser feita é com relação à energia envolvida. A qual não é resultado da grande quantidade de cargas, mas da diferença de potencial envolvido entre o solo e centro de cargas negativas da nuvem, podendo chegar a  $10^8$  V. Consequentemente a energia eletrostática liberada durante um flash é da ordem de  $30C \times 10^8 V = 3 \times 10^9 J$  (equivalente, naquele instante ao trabalho necessário para elevar ~3000 toneladas 100 m acima do solo, ou para a energia gasta em uma lâmpada incandescente durante quase um ano).



### 3 AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS

Além dos componentes gasosos, a atmosfera possui uma quantidade variável de partículas sólidas e líquidas. No entanto, os aerossóis atmosféricos têm sido utilizados mais comumente para se referir apenas ao material particulado (parte sólida). Os aerossóis têm raio que variam de alguns nanômetros a dezenas de micrômetros. A referência a um raio não significa que os aerossóis sejam esféricos, mas refere-se ao raio que teriam se fossem transformados em esferas com a densidade mantida (WALLACE e HOBBS, 1977; CHARLSON e HEINTZENBERG, 1995).

Os aerossóis atmosféricos são constituídos por uma mistura de partículas de origem primária e secundária (Figura 3.1). Os de origem primária (emissões de origem direta da fonte) são processos geralmente associados à ação do vento no solo e no mar (gerando poeira e spray marinho), processos de origem biológica (pólen, fungos e bactérias) e emissões vulcânicas. Os de origem secundária (conversão da fase gasosa para a fase particulada) são processos antropogênicos, a partir da queima de combustíveis, atividade industrial e urbanização, em geral esses processos levam a emissões de gases que na atmosfera se convertem para a fase de particulado (SEINFELD e PANDIS, 1998; FINLAYSON-PITTS e PITTS, 2000; HOBBS, 2000).

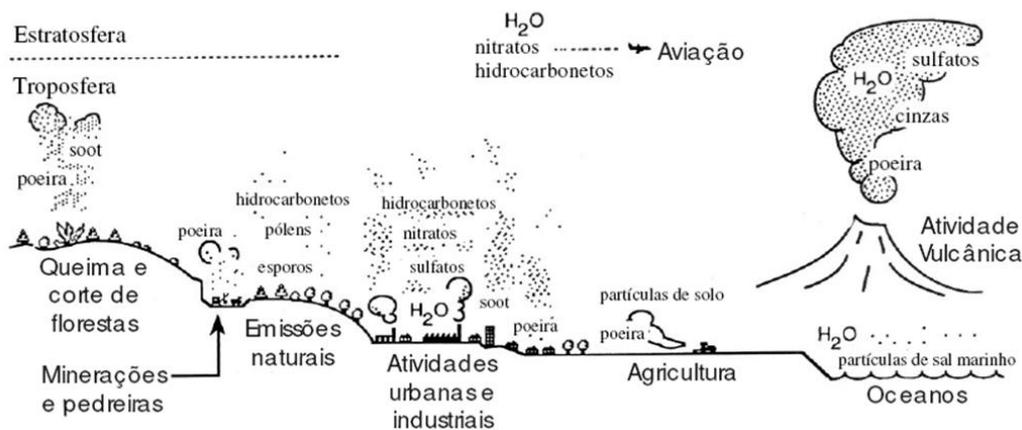


Figura 3.1 – Principais fontes de aerossóis  
 Fonte: adaptado de Kemp (1994).

Os aerossóis são fundamentais na formação e no crescimento das gotas nas nuvens, atuando como núcleos de condensação e de congelamento. A teoria de formação de gotas mostra que dificilmente o vapor condensaria sem a presença de um núcleo de condensação. Estes núcleos podem ou não ser higroscópicos, ou seja, apresentarem grande afinidade com o vapor d'água. A condensação ocorre, preferencialmente, sobre um núcleo higroscópico como o cloreto de sódio e outros sais. Na ausência destes, as partículas semi-higroscópicas exercem este papel. Os aerossóis que atuam como núcleos de condensação são divididos de acordo com o raio (WALLACE E HOBBS, 1977):

As nuvens e a precipitação são agentes importantes na remoção de aerossóis atmosféricos, as quais influenciam diretamente na distribuição de tamanhos e na composição química dos próprios aerossóis, podendo modificar as características das nuvens e da precipitação (SEINFELD e PANDIS, 1998).

A remoção dos aerossóis da atmosfera pode ser realizada por dois processos:

**Deposição seca**, que se caracteriza pela sedimentação das partículas em direção à superfície por ação da gravidade, e ainda por impactação e difusão.

**Deposição úmida**, que é a incorporação de partículas nas gotas de chuva dentro da nuvem (*rainout*) e “*washout*” ou carreamento que é a incorporação de partículas em gotas de chuva, em processos abaixo da base da nuvem, também conhecido como lavagem atmosférica. (SEINFELD e PANDIS, 1998).

De acordo com a nomenclatura proposta por Rocha et al. (2004); Wallace e Hobbs (2006); Hinds (1982), partículas finas são aquelas com diâmetro menor que 2,5µm, enquanto partículas grossas possuem diâmetros maiores que 2,5µm. As finas podem ser subdivididas em dois grupos: modo de nucleação (de 0,005 a 0,1µm de diâmetro) e modo de acumulação, com partículas entre 0,1 a 2,5µm de diâmetro. O modo de nucleação, em termos numéricos, engloba a maior parte das partículas. Entretanto, elas são responsáveis apenas por uma pequena porcentagem da massa total das partículas em suspensão, devido ao seu pequeno tamanho. Partículas dessa natureza são formadas basicamente pela condensação de vapores quentes durante os processos de combustão e pela nucleação das espécies atmosféricas que resultam em novas partículas. Seu mecanismo de perda se deve principalmente à coagulação com partículas maiores. O tipo acumulação, em geral, é responsável pela maioria da área superficial do aerossol e uma parte significativa de sua massa total. A fonte dessas partículas provém da coagulação das partículas do tipo núcleo e da condensação de vapores em partículas pré-existentes, fazendo-as crescerem até essa faixa de tamanhos. O modo de acumulação ocorre devido à baixa eficiência dos mecanismos de remoção nessa escala, provocando um acúmulo de partículas. Com isso, essas partículas tendem a apresentar tempos de residência consideravelmente maiores que os outros tipos (NACCARATO, 2005).

O tempo de residência das partículas finas na atmosfera é da ordem de dias a semanas dependendo de seu tamanho e das condições meteorológicas a que estão sujeitas. As partículas da moda grossa ( $d_a > 2,5\mu\text{m}$ ) geralmente são

depositadas rapidamente pela ação da gravidade ou removidas por carreamento.

As partículas grossas têm origem a partir de processos mecânicos naturais ou antropogênicos. Sua velocidade de sedimentação é suficientemente grande para se depositarem na superfície em intervalos de tempo relativamente curtos.

Os aerossóis também podem atuar como núcleos de gelo. A presença de gelo nas nuvens acelera o processo de precipitação e influencia diretamente a sua eletrificação. Entretanto, Sherwood (2002) mostrou que existe uma anticorrelação entre o diâmetro efetivo das partículas de gelo e a intensidade da convecção e a concentração de aerossóis na atmosfera. Em regiões de convecção intensa ou com altas concentrações de aerossóis, as nuvens de tempestade Cumulonimbus tendem a ter partículas de gelo com diâmetros menores.

### **3.1 Crescimento de Gotas por Condensação**

Há dois processos pelos quais as gotas podem crescer. O primeiro deles é pela difusão de umidade em direção a gota, depois que esta ultrapassou o raio crítico. A taxa com que o raio da gota crescerá depende de certos aspectos. Por exemplo, quando o raio da gota for pequeno, o efeito da tensão superficial será significativo e atuará contra o crescimento da gota. Já uma gota formada sobre um núcleo grande pode crescer rapidamente entre  $1\mu m$  e  $20\mu m$ , se houver um mecanismo eficiente para retirar o calor latente liberado e manter alguma sobresaturação. O crescimento de uma gota de nuvem  $r > 20\mu m$  para uma gota de chuva  $r > 100\mu m$  é muito lento por condensação e deve ser feito por outro mecanismo (WALLACE E HOBBS, 1977).

### 3.2 Crescimento por Coalescência

Durante o processo de condensação uma nuvem está repleta de gotas de tamanhos variados. Estas gotas estão sujeitas a movimentos aleatórios dentro da nuvem, havendo choques entre elas, com as menores se agregando às maiores. Este processo é chamado de coalescência. Quando as gotas tiverem crescido bastante, adquirirão uma velocidade de queda que será maior quanto maior for a gota. Se uma quantidade  $E$  de gotas é capturada por uma gota maior, chamada de gota coletora,  $E$  é chamado de eficiência de coleção (WALLACE E HOBBS, 1977).

### 3.3 Formação de Gelo nas Nuvens

Algumas nuvens são profundas o suficiente para que seus topos tenham temperaturas bem abaixo de  $0^{\circ}\text{C}$ . A água pode permanecer super-resfriada até  $-40^{\circ}\text{C}$ . Para que haja formação de gelo é necessário que haja partículas que possam atuar como núcleos de congelamento. Estes núcleos são partículas sólidas e, ao contrário dos núcleos de condensação, os núcleos de congelamento são menos abundantes na atmosfera e não se tornam ativos até a temperatura de  $-10^{\circ}\text{C}$  ou temperaturas mais baixas. Sob as mesmas condições, a mudança de fase do vapor se dará preferivelmente para gelo do que para água super-resfriada, isto porque a tensão de vapor sobre o gelo é menor do que a da água. Uma umidade relativa que indique subsaturação em relação à água pode significar supersaturação em relação ao gelo. Este processo é chamado de *processo de Bergeron*. (WALLACE E HOBBS, 1977). Nas nuvens, em geral, existem poucos núcleos de congelamento, neste caso o crescimento do gelo se dá através do recolhimento de água super-resfriada pelos cristais de gelo, num processo chamado de *acreção*.

### **3.4 Aerossóis Urbanos**

Os aerossóis urbanos são compostos por uma mistura de material particulado primário, proveniente das indústrias, transporte, geração de energia e fontes naturais, e material secundário, formado por mecanismos de conversão gás-partícula na atmosfera.

Os aerossóis urbanos são classificados segundo o total de material particulado em suspensão (MPT), cujo diâmetro aerodinâmico é menor que  $50\mu\text{m}$ . De maneira simplificada, as partículas inaláveis ( $\text{MP}_{10}$ ) podem ser definidas como aquelas que apresentam diâmetro aerodinâmico menor que  $10\mu\text{m}$ , podendo ainda ser classificadas como partículas inaláveis finas –  $\text{MP}_{2,5}$  ( $<2,5\mu\text{m}$ ) e partículas inaláveis grossas ( $2,5$  a  $10\mu\text{m}$ ) (CETESB, 2005).

Em grandes centros como a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) observa-se que os veículos automotores são as principais fontes de monóxido de carbono (CO), hidrocarbonetos totais (HC) e óxidos de nitrogênio ( $\text{NO}_x$ ). Já as indústrias são responsáveis pela maior parte dos óxidos de enxofre ( $\text{SO}_x$ ), e ambos, veículos e atividade industrial, são as maiores fontes de partículas inaláveis ou material particulado ( $\text{MP}_{10}$ ) (CETESB, 2005).

### **3.5 Efeito dos aerossóis no clima**

De forma direta, os aerossóis atuam como bloqueador da radiação solar, devido à propriedade de alguns em refletir a radiação solar, enquanto outros têm a capacidade de absorver. O que implica em um efeito radiativo dos aerossóis nas nuvens atuando principalmente como inibidor da precipitação, porque eles diminuem a quantidade de radiação solar que atingem a superfície terrestre e dessa forma causa menor aquecimento disponível para evaporação

da água e de energia convectiva para as nuvens de precipitação (RAMANATHAN et al., 2001). A fração de radiação que não é refletida de volta para o espaço pelos aerossóis é absorvida dentro da atmosfera, principalmente pelos aerossóis carbonáceos, levando ao aquecimento do ar acima da superfície. Este por sua vez, estabiliza a baixa atmosfera e inibe a geração de nuvens convectivas (KOREN et al. 2004). Por outro lado, os aerossóis também têm um efeito microfísico importante atuando como Núcleos de Condensação de Nuvens (NCN) e como núcleos de gelo (ANDREAE et al., 2004; KOREN et al., 2004, ROSENFELD, 1999). A adição de NCN reduz a velocidade de conversão de gotículas de nuvem em gotas de chuva pela nucleação de um número maior de pequenas gotículas, os quais coalescem mais lentamente em gotas de chuva ou crescem em partículas de gelo. (GUNN e PHILLIPS, 1957). A Figura 3.2 mostra o crescimento de nuvens em ambientes limpos e poluídos.

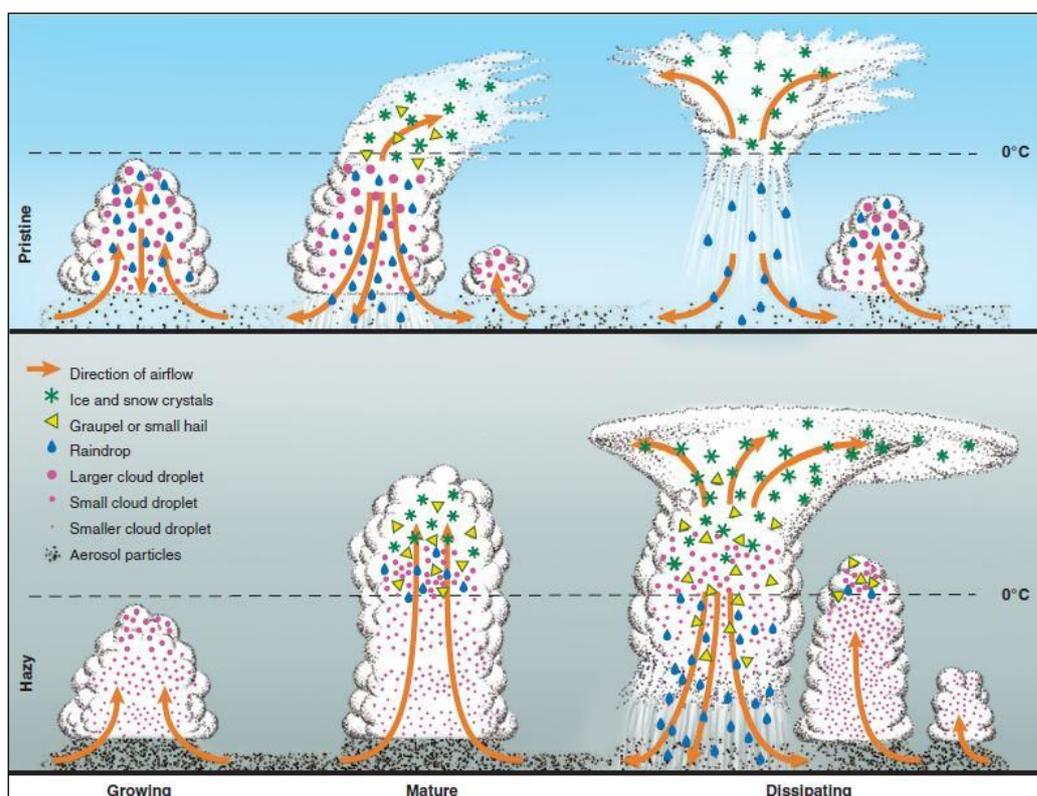


Figura 3.2 - Evolução do desenvolvimento de nuvens convectivamente profundas na atmosfera primitiva (acima) e na atmosfera poluída (abaixo)  
 Fonte: Rosenfeld et al., (2008).

As gotículas menores em uma atmosfera poluída não precipitam antes de atingirem os níveis de super-resfriamento. Com isso, ocorre à liberação adicional de calor latente de congelamento na parte superior (acima da isoterma 0°C) e o calor reabsorvido na parte baixa da nuvem (abaixo da isoterma de 0°C) pelo derretimento de gelo, o que implica em maior quantidade de calor transportado para cima para uma mesma quantidade de precipitação em superfície. Isso significa mais instabilidade para a mesma quantidade de chuva. O resultado inevitável é a intensificação das nuvens convectivas e um aumento na precipitação apesar da conversão mais lenta de gotículas de nuvens em gotículas de chuva (Rosenfeld et al., 2008).

As observações mostram que NCN submicrométricos diminuem a precipitação de nuvens rasas e intensifica as nuvens de convecção profunda com base da nuvem aquecida (>~15°C) (MOLINIÉ e PNTISKIS, 1995; BELL et al., 2008), embora o impacto na quantidade total de chuva não seja facilmente detectável. Simulações também mostram que adicionando NCN gigantes em nuvens poluídas, acelera a conversão de gotas de chuva em precipitação, principalmente através da maior nucleação das gotículas que rapidamente crescem para partículas de precipitação pela coleta de outras gotículas de nuvens menores (JOHNSON, 1982).

Esse modelo sugere que retardando a taxa de coalescência das gotículas de nuvens em gotículas de chuva, a precipitação é atrasada. Mesmo se a quantidade total de chuva não diminui pelo aumento nos aerossóis, o atraso na formação da chuva é suficiente para causar a intensificação da dinâmica das nuvens. Então, quando ocorre esse atraso na precipitação, a água condensada pode formar partículas de precipitação de gelo que liberam calor latente de congelamento na parte superior (ROSENFELD, 2006; MOLINIÉ e PNTISKIS, 1995; WILLIAMS et al., 2002) e reabsorvem calor em baixos níveis onde derretem depois de cair. Com isso, mais CAPE poderá ser utilizada para a

mesma quantidade de chuva, o que implica em maior quantidade de energia potencial que poderá ser convertida em energia cinética liberada para intensificar a convecção e levar a um maior movimento convectivo, mais precipitação, e diminuição da estabilidade estática (ROSENFELD, 2006).

De acordo com Rosenfeld et al. (2008), os efeitos radiativo e microfísico do aerossol podem ser representados pela mesma medida, a qual é denominada pelos autores de **Forçante Termodinâmica (FT) do aerossol**, que representa a mudança induzida pelo aerossol no balanço de energia atmosférica de natureza não radiativa. Em contraste à *Forçante Radiativa (FR)* que é representada pela diferença entre as energias radiativa no topo da atmosfera e na superfície da Terra, a FT não modifica o balanço de energia líquida da Terra, mas o redistribui internamente, portanto a FT afetar o gradiente de temperatura e a circulação atmosférica. A principal fonte da FT é a quantidade de calor latente liberada pelas mudanças induzidas pelo aerossol nas nuvens e precipitação, que pode ser expressa na mudança do fluxo de calor latente na coluna atmosférica. Ainda segundo Rosenfeld et al. (2008), a distribuição vertical do aquecimento atmosférico é extremamente importante porque determina a taxa de redução da temperatura com a altura (lapse rate) e portanto a CAPE, que por sua vez quantifica o quanto de energia pode ser utilizada para produzir nuvens convectivas. O aquecimento radiativo devido à absorção de aerossóis tende a reduzir a CAPE e assim, inibir o desenvolvimento de nuvens convectivas, enquanto o efeito microfísico do aerossol permite que a CAPE seja mais utilizada e dessa forma, intensifica a convecção e a precipitação associadas.



#### 4 ILHAS DE CALOR URBANO

De acordo com Lombardo (1985), as ilhas de calor urbanas são configuradas por fenômenos associados a ações antrópicas sobre o meio ambiente urbano, no que diz respeito ao uso do solo e a aspectos referentes ao meio físico. O clima urbano é um sistema sob influência de um dado espaço terrestre e sob sua urbanização, ou seja, é composto de um microclima derivado dos efeitos influenciados pela proximidade do solo e dos espaços urbanos, como a impermeabilização dos solos, alterações na cobertura vegetal, concentração de edifícios que interferem nos efeitos dos ventos e a contaminação da atmosfera através da emissão de gases de diversas ordens. O aumento da temperatura e a grande concentração de poluentes podem ser vistos como expressões significativas das alterações microclimáticas em centros urbanos. As condições climáticas de uma área urbana extensa e com uma grande densidade de construções são fortemente distintas dos espaços naturais. Dessa forma, as cidades contribuem para a alteração do balanço de energia, gerando bolsões sobre as áreas urbanas. A esse fenômeno é dado o nome de ilhas de calor (LOMBARDO, 1985). Na Figura 4.1 temos um exemplo de ilha de calor tipicamente caracterizada na região metropolitana de São Paulo, obtido a partir de uma imagem na banda termal do satélite Landsat – 5. A diferença de temperatura da superfície para esse dia entre a periferia (em azul) e o centro da cidade (em vermelho) foi próximo dos 8°C.

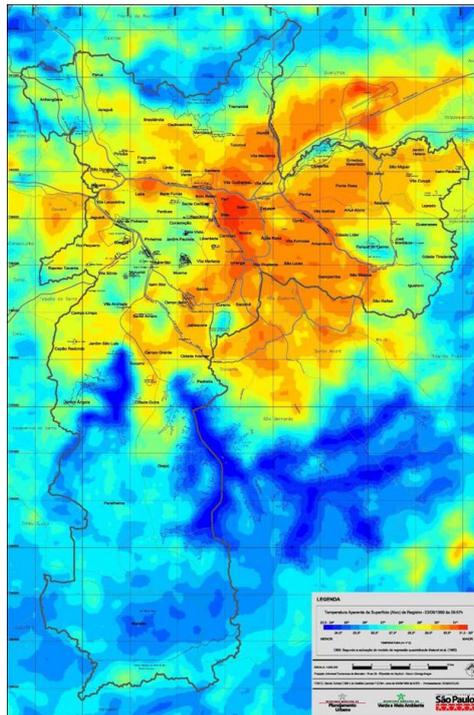


Figura 4.1 - Temperatura aparente da superfície obtida a partir da imagem da banda termal do satélite Landsat-5 no dia 03/setembro/1999 às 09:57h  
 Fonte: Adaptada de SMVA e SEMPLA (2005).

Comprovações através de estudos científicos mostram que a distribuição das isotermas nos centros urbanos apresenta a tendência de formação de um gradiente de temperatura da periferia para o centro. Correspondendo a uma área onde a temperatura da superfície é maior que a temperatura das áreas circunvizinhas, isso favorece o surgimento de uma circulação local, o que ratifica a existência de um microclima local (LANDSBERG., 1981; OKE., 1982; CHANGNON., 1980; CHANGNON et al., 1981; WESTCOTT., 1995; BORNSTEIN e LIN., 2000). A diferença de temperatura entre a cidade e suas vizinhanças tipicamente é mais nítida durante a noite. De acordo com Oke (1982) e Lombardo (1985), são três os principais aspectos que levam ao efeito de ilhas de calor:

- 1) Efeitos da transformação de energia no interior da cidade: os fatores ligados a esse efeito estão relacionados com a rugosidade da superfície,

ou seja, estruturas verticais criadas de forma artificial; as cores, diretamente ligadas ao albedo e aos materiais de construção, que alteram a condutibilidade térmica. Esse conjunto de alterações resulta em superfícies mais aquecidas, o que facilita o aquecimento de grandes volumes de ar. Adicionado a isso, a geometria dos edifícios funciona como um obstáculo para o vento, modificando seu fluxo natural e dificultando também a dispersão do calor;

- 2) Redução do resfriamento provocado pela diminuição de áreas verdes, resultando na diminuição da evaporação, como também a redução do transporte de água de chuva através de canais subterrâneos devido à maior impermeabilização do solo, etc;
- 3) Produção de energia antrópica devido ao aumento da emissão de calor gerado pelas indústrias, automóveis e presença de edifícios.

Assim como as alterações físicas provocadas pela urbanização, a poluição também pode interferir na absorção e re-emissão da radiação causando aumento de temperatura. De forma geral, os maiores índices térmicos coincidem com as áreas onde é registrada a maior concentração de poluentes. A explicação para isso é que a circulação do ar tende a ser na direção do gradiente de temperatura, o que faz os poluentes convergirem para o centro das cidades. As camadas de poluição tendem a refletir a luz solar, o que reduz a radiação solar direta, mas dificultam a dispersão de calor (HAYWOOD e BOUCHER, 2000; KOREN et al., 2004). Parte da radiação absorvida pelos aerossóis é emitida para baixo, dessa forma aquecendo as camadas inferiores. Uma parcela dessa radiação será então absorvida e re-emitada pela superfície. A consequência disso é que existirá um retardamento na dispersão do calor (NACCARATO, 2005).



## 5 ALGUNS ESTUDOS RELACIONADOS A DESCARGAS ATMOSFÉRICAS EM GRANDES CENTROS URBANOS

Os estudos relacionados à influência dos centros urbanos na atividade elétrica das nuvens são relativamente recentes. Apesar de estudos dessa natureza só terem sido iniciados na penúltima década (WESTCOTT, 1995), a literatura já conta com um número crescente de novos estudos e ainda outros estão em andamento, no intuito de esclarecer as intrincadas relações que compõe o efeito urbano na atividade elétrica das nuvens.

Westcott (1995) estudou dados de relâmpagos NS coletados pela NLDN (*National Lightning Detection Network*) durante o período de 1989 – 1992 ocorridos em 16 áreas urbanas na parte central dos Estados Unidos. Os resultados encontrados apontam um aumento na ordem 40% – 85% na frequência de NS sobre algumas das cidades analisadas. Como possíveis causas foram sugeridas interações físicas e antropogênicas entre fatores urbanos, como o aumento na concentração de núcleos de condensação, população urbana e características topográficas.

Utilizando três anos (1992 – 1994) de dados de relâmpagos NS obtidos através da rede de detecção de raios localizada na Península Ibérica (Espanha), Soriano e Pablo, (2002) verificaram uma acentuada atividade de raios em quase todas as áreas urbanas estudadas. O aumento de raios foi avaliado em relação à população, extensão urbana,  $MP_{10}$  e  $SO_2$ . Os resultados mostraram que o tamanho da população e a concentração de  $SO_2$  contribuíram para o aumento no número de raios. No entanto, a extensão urbana e o  $MP_{10}$  não foram vistos como fatores contribuintes do aumento na atividade de raios.

Posteriormente, estudos apresentados por Naccarato et al. (2003) mostraram um aumento no número de raios nuvem-solo negativos e uma redução no

percentual de positivos sobre os centros urbanos analisados (a RMSP, a cidade de Campinas/SP e a região de São José dos Campos/SP). Além disso, o estudo encontrou uma correlação direta entre concentrações de Material Particulado ( $MP_{10}$ ) e o número de raios. A Figura 5.1 apresenta respectivamente a densidade de raios na RMSP, a localização da área urbana do município de São Paulo e a Temperatura aparente, caracterizando a ilha de calor.

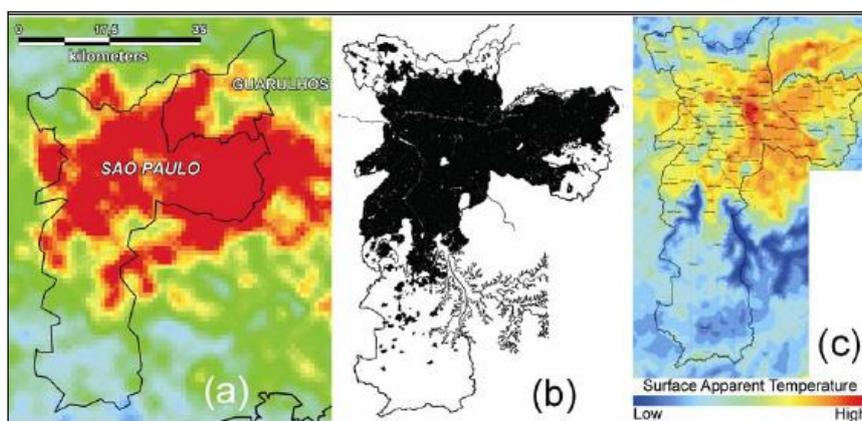


Figura 5.1 - (a) Densidade de raios na RMSP (1x1km). (b) Localização da área urbana do município de São Paulo (em preto). (c) Temperatura aparente da superfície obtida a partir da imagem da banda termal do satélite Landsat-7, caracterizando a ilha de calor urbana  
Fonte: Adaptada de Naccarato et al. (2003).

Com base nos estudos de Naccarato et al. (2003), duas possíveis hipóteses poderiam explicar o efeito urbano sobre os raios:

- 1) Hipótese do Aerossol: propõe que a poluição urbana eleva a concentração de núcleos de condensação na atmosfera, provocando alterações nos processos microfísicos das nuvens de tempestade. Isso, por sua vez, afeta os mecanismos de separação de cargas, os quais dependem de concentração, fase e tamanho das partículas dentro da nuvem. Assim, haveria um aumento da atividade elétrica e variações na proporção entre as polaridades;

2) Hipótese Termal: propõe que as ilhas de calor urbanas são responsáveis pela intensificação da convecção local (diretamente relacionadas com o aumento das velocidades de ascensão do ar), potencializando assim a eletrificação das nuvens de tempestades sobre as cidades. Isso promove então um aumento na atividade de raios. Recentemente, Williams et al. (2005) apresentaram em seus resultados que o efeito termal, através das velocidades de ascensão do ar e da quantidade de água líquida na região de fase mista das nuvens, também consegue explicar variações na proporção das polaridades dos raios.

Pinto et al. (2004) ratificaram os resultados encontrados por Naccarato et al. (2003), onde foram observados os mesmo efeitos para o número de raios e o percentual de raios positivos na cidade de Belo Horizonte/MG.

O efeito urbano na atividade de raios também foi estudado para a cidade de Seoul, uma das maiores metrópoles da Korea do Sul (KAR et al., 2007). Foram usados dados de relâmpagos NS da rede local de detecção para avaliar a contribuição do efeito urbano. Os resultados mostram um aumento de 60% para a densidade de raios negativos e 42% para a densidade de raios positivos sobre as regiões central e de subsidência. O resultado está em concordância com Steiger et al., 2002 e Westcott (1995). O resultado foi relacionado às médias anuais de  $MP_{10}$  e  $SO_2$ , que sugere que a alta concentração de  $SO_2$  contribuiu para o aumento dos relâmpagos NS, enquanto os resultados para o  $MP_{10}$  não foram tão significativos quanto para o  $SO_2$ . Em um estudo complementar Kar et al., 2009, foram avaliadas outras grandes cidades urbanas da Korea do Sul. Os resultados mostram um aumento de 40% - 64% na densidade de raios negativos e 26% - 49% para a densidade de positivos, comparados com as áreas vizinhas. Por outro lado, ocorreu um decréscimo nos percentuais de raios positivos em torno de 7% - 19%. Com correlações positivas de 0,795 e 0,801 para  $MP_{10}$  e  $SO_2$ , respectivamente, quando

comparados separadamente com o número de raios NS e correlações negativas para o percentual de positivos.

Além da influência direta no aumento do número de relâmpagos NS sobre os diversos centros urbanos mencionados, há evidências da influência do efeito urbano também nos ciclos de periodicidade climática. Até o momento não há registros de mecanismos meteorológicos ou naturais capazes de criar ciclos climáticos com periodicidade semanal (CERVENY e BALLING, 1998). No entanto, tem sido demonstrado que tais ciclos semanais existem dentro e em torno de centros urbanos e em geral, suas causas são atribuídas a causas antropogênicas (GORDON, 1994). Tem sido possível identificá-los em escalas regionais independentes, como por exemplo, poluição na baixa troposfera, precipitação e ciclones tropicais (CERVENY e BALLING, 1998). Estudos recentes têm mostrado fortes indícios da influência desse efeito sobre os relâmpagos.

Mullayarov et al. (2004), utilizando dados observacionais da estação Yakutsk (leste da Sibéria) verificaram a existência de um ciclo semanal na atividade de tempestades, o qual pode estar relacionado com a atividade industrial. Foram usados dados de ondas de radio em VLF e pulsos eletromagnéticos de trovoadas com um máximo no meio da semana (quarta-feira). O ciclo semanal foi observado em variações da atividade de tempestades.

Através de estimativas de chuva pelo Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), Bell et al. (2008) identificaram um ciclo semanal na precipitação, com ocorrência de um pico no meio da semana, assim como para a concentração de particulados. Essas observações são consistentes com a teoria da Forçante Termodinâmica do aerossol proposta por Rosenfeld et al. (2008). Bell et al. (2009) estenderam o estudo anterior para a verificação da existência de um ciclo semanal também na atividade elétrica dos relâmpagos, utilizando dados

da NLDN para o período de verões de 1998 – 2009. Os resultados mostram a existência de um ciclo semanal estatisticamente significativo para a região sudeste dos EUA. O comportamento dos relâmpagos nessa região é inteiramente consistente com a teoria de que os aerossóis podem induzir a intensificação das tempestades, tornando-as convectivamente mais instáveis, o que favorece ao aumento da eletrificação local.

Especificamente para a RMSP, Farias et al. (2009), encontraram indícios da dependência do aumento de raios com a atividade humana (aumento na concentração de  $MP_{10}$  contribui para o aumento no número de flashes por tempestade), através da influência dos particulados que podem modular a intensificação da atividade de relâmpagos. O período avaliado foram os meses de outubro a março de 1999 – 2004. Alves Filho e Ribeiro (2007) em um estudo totalmente independente investigaram episódios de chuvas intensas e enchentes dentro da Região Metropolitana de São Paulo para o período de 1989 - 1996. A contribuição antropogênica foi analisada através de dados diários e horários de  $CO_2$ ,  $MP_{10}$  e  $SO_2$ . Dentre os resultados encontrados, foi verificada a hipótese da influência das atividades humanas no processo de intensificação das chuvas, através do aumento na concentração de NCN sobre as áreas urbanas e pelo fato de que nenhum dos 17 episódios estudados ocorreu no fim de semana, com o maior número de casos se concentrando nos primeiros dias da semana.



## **6 METODOLOGIA**

Neste capítulo serão descritos todos os procedimentos adotados para a realização deste trabalho, onde será destacada a localização da área de estudo, objetivos a serem alcançados e as ferramentas utilizadas. O foco desta análise concentrou-se em qualificar e se possível quantificar a influência da poluição na atividade elétrica dos relâmpagos NS sobre a região metropolitana de São Paulo. Para isso, foram utilizados os bancos de dados de relâmpagos NS da BrasilDat, de poluentes urbanos e parâmetros termodinâmicos da CETESB, além de Simulações numéricas através do modelo regional Weather Research and Forecasting (WRF) que tiveram como objetivo avaliar o impacto dos poluentes urbanos sobre os parâmetros termodinâmicos da atmosfera diretamente relacionados com a formação, desenvolvimento e eletrificação de nuvens de tempestade sobre a região metropolitana de São Paulo.

### **6.1 Área de estudo**

A Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) representada na Figura 6.1 está localizada a 23°S e 46°W, na porção sudeste do Brasil. Reúne 39 municípios incluindo a capital do Estado de São Paulo, a qual apresenta uma configuração de mancha urbana contínua. É o maior centro urbano do Brasil, a principal metrópole da América do Sul e o terceiro maior conglomerado urbano do mundo. A região soma um total de 19 milhões de habitantes nos 39 municípios, ocupando uma área de 8.051 km<sup>2</sup>, o que a torna a metrópole mais populosa do Brasil. Apenas a capital São Paulo tem cerca de 10 milhões de habitantes (SEEP, 2008). A cidade de São Paulo se localiza aproximadamente no centro da região a 60 km do litoral, com altitude média de 850m acima do nível médio do mar.

A configuração de ocupação da RMSP teve como fatores determinantes a infra-estrutura de transportes, que provocou a transferência ou instalação de novas fábricas nas suas imediações. No que diz respeito ao fluxo de veículos, o movimento de dez grandes rodovias converge para a RMSP unindo-se ao tráfego local. O município de São Paulo possui uma das maiores frotas de veículos do mundo (cerca de dois veículos por habitante), o que contribui de forma decisiva para as elevadas concentrações de poluentes na região (CASTANHO, 2005).

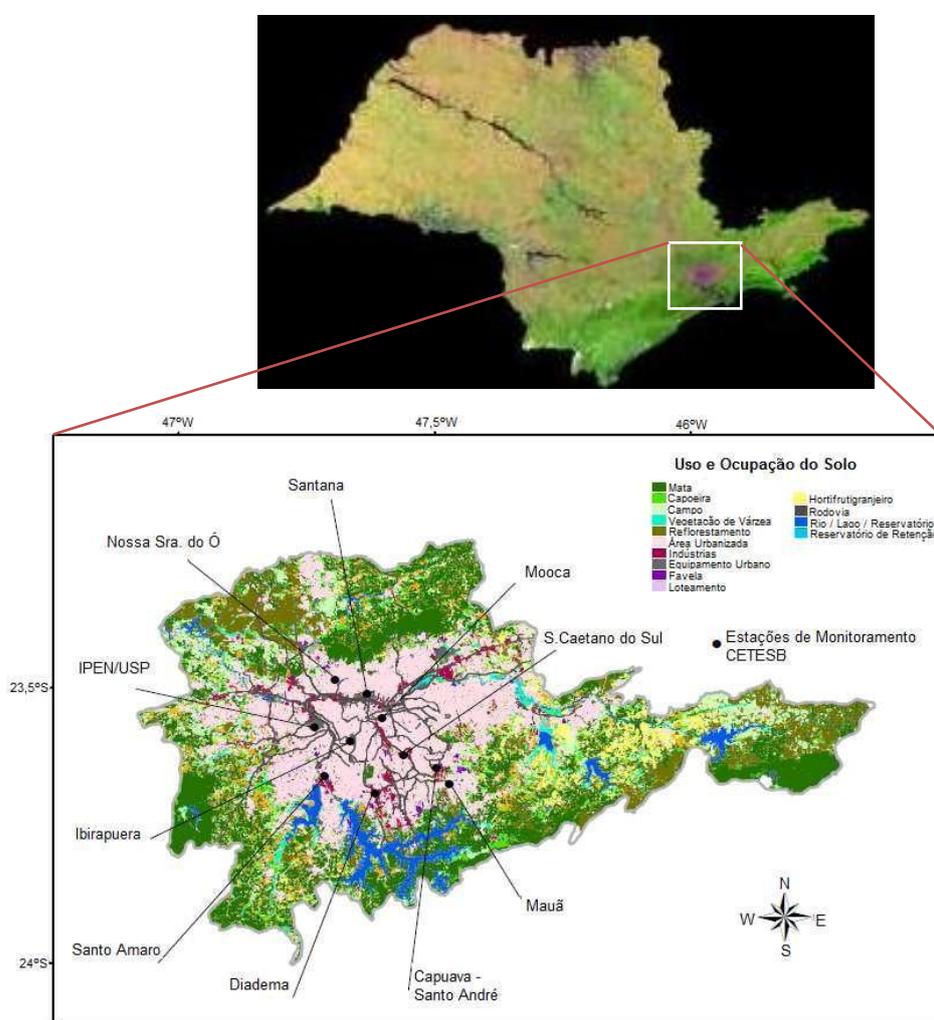


Figura 6.1 – Mancha urbana devido à ocupação do solo na RMSP. Estado de São Paulo na imagem acima (Fonte: [www.cnpm.embrapa.br](http://www.cnpm.embrapa.br), acesso em janeiro de 2010). Mancha urbana da RMSP destacada na imagem inferior Fonte: Adaptado de CETESB, 2008.

O clima da RMSP pode ser resumido em duas estações bem marcantes com um verão chuvoso, com médias mensais acima de 100 mm, de origem marcadamente convectiva, e um inverno seco com precipitação média abaixo de 50 mm, associada principalmente, ao deslocamento das massas de ar provenientes do sul do país (ROSÁRIO, 2006).

A RMSP possui uma característica peculiar que são as chuvas de verão do período úmido. Segundo Pereira Filho et al. (2007), estas têm se intensificado ao longo do tempo na RMSP devido a influência da ilha de calor e também pela circulação da brisa marítima. Os autores também apontam que houve aumento da precipitação, temperatura e redução da umidade relativa do ar média, sugerindo que estas mudanças estejam associadas a influências locais principalmente devido à urbanização horizontal e vertical da região que deu origem a ilha de calor.

As características climáticas dessas duas estações (inverno seco e verão úmido) são determinantes na concentração de material particulado ao longo da coluna atmosférica da RMSP.

## **6.2 Período de estudo**

O período de estudo se concentrou entre os anos de 1999 – 2008. Nesse período foram considerados apenas os dias com ocorrência de raios durante a primavera e o verão (de outubro a março), de forma que, para esses dias apenas os eventos de raios ocorridos entre o horário das 14 às 21 hora local foram considerados, o qual corresponde ao período do dia com máxima atividade de raios. Período com disponibilidade de dados meteorológicos e de poluentes da CETESB em superfície, assim como dados de raios. A disponibilidade de dados de espessura óptica do Moderate Resolution Imaging

Spectroradiometer - MODIS e de análises para input do modelo numérico WRF foi reduzida para 2003 – 2008 (período de disponibilidade de dados do MODIS) e 2001 – 2008 (período de disponibilidade dos dados de análise para o WRF), respectivamente. Estes itens serão detalhados posteriormente.

### **6.3 Dados CETESB**

Os dados de  $MP_{10}$ ,  $SO_2$  e parâmetros termodinâmicos utilizados no presente trabalho foram fornecidos pela CETESB. De acordo com o relatório anual (CETESB, 2008), para a região metropolitana de São Paulo, os veículos automotivos e a atividade industrial são as principais fontes de partículas inaláveis ou de material particulado. No outono e primavera a concentração da poluição tende a aumentar, principalmente devido ao aumento de inversões térmicas e devido à diminuição da deposição úmida dos poluentes em comparação com as estações de primavera e verão.

O material particulado na RMSP é medido pela CETESB através de estações automáticas e manuais (poucas unidades) espalhadas por toda a região. São coletados dois tipos de material particulado, o  $MP_{10}$  e o  $MP_{2,5}$ . A frequência na distribuição dos dados do  $MP_{10}$  é horária através das estações automáticas, enquanto o monitoramento do  $MP_{2,5}$  é realizado a cada 6 dias pelas estações manuais (CETESB, 2008). Dessa forma, foram utilizados neste trabalho apenas os dados de  $MP_{10}$ , já que a frequência dos dados do  $MP_{2,5}$  é limitada e não fornece possibilidades de comparação com os dados de raios no período de máxima atividade.

A inclusão do  $SO_2$  na análise se deu devido a alguns autores sugerirem que o aumento na atividade de núcleos de condensação de nuvens (NCN) estar relacionado à oxidação do  $SO_2$  nas gotículas de nuvem (HOBBS, 1993). O  $SO_2$  dissolvido oxida em íons de sulfato, e a adição do sulfato depositado nas

partículas faz com que eles atuem a níveis menores de supersaturação que aqueles requeridos para ativar os núcleos de condensação originalmente. Na troposfera, a conversão de SO<sub>2</sub> em sulfato pelas nuvens corresponde a um mecanismo que consome SO<sub>2</sub> a uma taxa de 10 a 15 vezes mais alta que a oxidação homogênea na fase gasosa (HOBBS, 1993).

Todos os dados termodinâmicos e dos poluentes foram fornecidos pela CETESB e obtidos por diversas estações automáticas existentes na região metropolitana de São Paulo.

Os dados dos parâmetros termodinâmicos, MP<sub>10</sub>, e SO<sub>2</sub>, seguem os mesmos períodos e critérios temporais da base de dados de relâmpagos NS fornecido pela BrasilDat.

#### **6.4 MODIS (MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer)**

Além da avaliação de aerossóis com dados de superfície para o MP<sub>10</sub> e o SO<sub>2</sub> fornecidos pela CETESB, também foi verificada a influência dos aerossóis através da espessura óptica, que de forma geral é a medida de transparência da atmosfera. No presente trabalho, essa avaliação foi feita através do sensor MODIS nos satélites TERRA e ÁQUA. O lançamento do sensor MODIS à bordo do satélite TERRA ocorreu em dezembro de 1999 (REMER et al., 2005). Enquanto para o satélite ÁQUA, o lançamento só ocorreu em 2002. Os dois satélites possuem órbita polar sincronizados com o Sol, a uma altitude de 705 km. A passagem do TERRA no equador ocorre em torno das 10:30h Hora Local (HL), enquanto o ÁQUA tem sua passagem também no equador próximo de 13:30h. A largura de cobertura de observação do MODIS é de 2330 km, cobertura suficiente para realizar uma cobertura global completa de 1 a 2 dias. O produto do MODIS que fornece a espessura óptica no continente tem resolução espacial de 10 km X 10 km. O algoritmo operacional do sensor MODIS para o cálculo da espessura óptica tem base nas radiâncias obtidas

pelo sensor, em regiões das imagens não cobertas por nuvens (KAUFMAN et al., 1997b).

Nos continentes, a principal dificuldade na detecção dos aerossóis com o MODIS está na correção dos efeitos causados pelas diferenças na refletividade da superfície e demais contribuições. Todas essas contribuições e refletividade da superfície somadas são maiores que o sinal dos aerossóis. As técnicas buscam subtrair a maior parte do sinal recebido pelo sensor, mantendo as informações recebidas das camadas de aerossóis (KAUFMAN et al., 1997a).

Foram utilizados dados de temperatura do ar e espessura ótica tanto do ÁQUA quanto do TERRA. Porém, a disponibilidade de dados difere para cada uma das duas variáveis. Assim, os dados de temperatura do ar disponíveis tem início a partir do ano de 2001, enquanto para a espessura ótica, só há disponibilidade de dados a partir do ano de 2003.

## **6.5 BrasilDAT**

Os dados de relâmpagos NS foram fornecidos pela Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT) (PINTO JR., 2005; PINTO JR et al., 2006a,b, 2007). Os mesmos foram utilizados na localização espacial e temporal dos relâmpagos NS sobre o Estado de São Paulo. São Paulo está entre os Estados com maior eficiência de detecção de relâmpagos NS, calculada entre 80 e 90% (NACCARATO et al., 2009).

A rede brasileira atualmente é composta por 47 sensores trabalhando na faixa de LF (Low Frequency - 100 a 450kHz) instalados em doze Estados brasileiros: RS, SC, PR, SP, MS, RJ, ES, MG, GO, TO, MA e PA. Sendo os Estados do MA e PA cobertos parcialmente. A BrasilDAT é o resultado da integração de três redes de detecção regionais: RINDAT (Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas), composta por 25 sensores instalados

em cinco Estados: PR, SP, RJ, ES, MG e GO; SIPAM (Sistema de Proteção da Amazônia), composta por 12 sensores no norte do país (estados de TO, PA e MA); e SIDDEM (Sistema de Informações Integradas Baseados no Sistema de Detecção de Descargas Atmosféricas), composta por 10 sensores (estados de RS, SC e MS). A central de processamento do INPE em São José dos Campos/SP recebe os dados das redes regionais integrando a rede BrasilDAT, que teve o início de sua operação como rede integrada no final de 2005. A Figura 6.2 mostra a atual localização dos sensores ativos da BrasilDAT (NACCARATO et al., 2009).

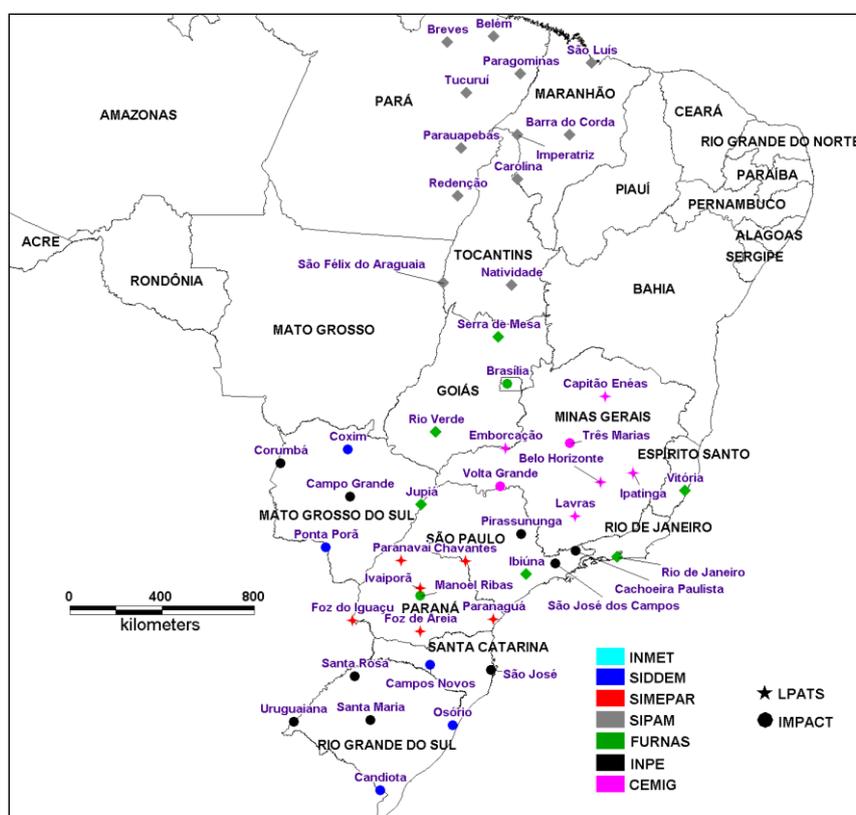


Figura 6.2 – Distribuição dos sensores ativos da BrasilDAT  
 Fonte: NACCARATO et al., 2009.

A BrasilDAT é uma rede híbrida, composta de sensores de duas tecnologias diferentes: Lightning Positioning and Tracking System (LPATS) e IMPROVED Accuracy from Combined Technology (IMPACT), ainda podemos incluir nessa

categoria os sensores LS7000, que é a nova geração dos IMPACT, mas que mantém a mesma tecnologia. Ambos com sincronização pelo sistema GPS (Global Positioning System). Os sensores LPATS registram apenas a componente elétrica da radiação EletroMagnética (EM) produzida na faixa de VLF/LF. Diferentemente dos LPATS, os sensores IMPACT registram ambas as componentes elétrica e magnética da radiação. A técnica utilizada pelos LPATS é o tempo de chegada (TOA), que tem como base a diferença entre os tempos registrados na detecção da radiação EM. Já os sensores IMPACT utilizam uma combinação do TOA e da direção magnética (MDF - Magnetic Direction Finding), esse método tem como base a direção magnética registrada pelos sensores.

## **6.6 Cálculo do ciclo semanal**

A probabilidade de que um ciclo semanal de origem natural seja detectado em um conjunto de dados climáticos, como por exemplo, na precipitação é muito baixa. Estes, são muito improváveis para favorecer qualquer dia da semana. Entretanto, como já discutido no capítulo anterior, tais ciclos existem dentro e nas áreas circunvizinhas dos centros urbanos, tendo suas causas atribuídas a causas antropogênicas (GORDON, 1994). Nesse sentido, alguns estudos, como por exemplo, Mullayarov et al. (2004) e Bell et al. (2008, 2009) mostram que em áreas específicas de ambientes densamente urbanizados, esses ciclos semanais (particularmente a atividade de relâmpagos), deixam de ser uma causalidade para se tornar uma consequência das mudanças no microclima local provocados por atividades antrópicas. O cálculo do ciclo semanal foi realizado para os dados de raios,  $MP_{10}$ ,  $SO_2$  e temperatura do ar, com o objetivo de verificar sua existência na RMSP para essas variáveis.

O método utilizado no presente trabalho para verificar a significância de ciclos semanais tem como base a estimativa e amostragem do erro em um ajuste

senoidal para o ciclo semanal, como especificado na equação 6.1 em duas diferentes formas. O período da série é interrompido no sétimo dia por conveniência, dessa forma, cada um dos quais é ajustado para uma versão linear da equação 6.1b com 3 amplitudes desconhecidas.

(6.1a)

(6.1b)

com  $c_7$ ,  $s_7$  e  $r_7$ . Se  $n$  semanas de dados estão disponíveis e fornecem  $n$  estimativas de coeficientes  $c_7$  e  $s_7$ , então o erro da variância em  $c_7$  e  $s_7$  é estimado como a variância das  $n$  estimativas dividida por  $n$ , assumindo que as amplitudes não são muito correlacionadas de semana para semana. Sob a hipótese nula  $r_7=0$ ,  $r_7^2$  é distribuído para  $n$  grande (pelo menos 30 amostras) como uma variável qui-quadrado com dois graus de liberdade, e a probabilidade que  $r_7$  exceda  $R$  por acidente é dada por:

(6.2)

Com  $r_7$ . Se  $n$  não é grande, é mais apropriado usar a distribuição de probabilidade de Fisher ( $F$ ), que leva em consideração o fato de  $\sigma_7^2$  ser estimado de um número finito de amostras ( $n$  semanas) e dado, para esse caso particular por:

(6.3)

Sendo,  $r_7$ .

## 6.7 Global Forecast System (GFS)

Os dados utilizados como entrada no modelo de mesoescala usados nesse trabalho são resultados do modelo atmosférico GFS (Global Forecast System) que foi desenvolvido no final da década de 70 (SELA, 1980) e implementado como um modelo de previsão global em 18 de março de 1981. Desde então, vem sofrendo alterações e atualizações (BONNER, 1988; KALNAY et al., 1990; KANAMITSU et al., 1991). Ele é composto pelo módulo de assimilação GDAS (global data assimilation system) e pelo modelo espectral MRF (Medium Range Forecast model).

Modelos espectrais representam as variações espaciais das variáveis meteorológicas como uma série finita de ondas com diferentes comprimentos. Nesses modelos, o cálculo da maioria das derivadas horizontais é feito diretamente a partir das ondas com uma precisão significativa.

Entretanto, assim como nos modelos com representação por pontos de grade, os modelos espectrais apresentam erros de truncamento. O grau de truncamento de um modelo espectral está associado com a escala da menor onda representada pelo modelo. Eventos atmosféricos em escalas menores são ignorados pelo modelo de previsão. As formas mais comuns de truncamento em modelos espectrais são a romboidal e a triangular, sendo o truncamento triangular mais preciso (DALEY; BOURASSU, 1978).

Atualmente, o GFS é rodado quatro vezes ao dia (00, 06, 12, e 18 UTC) com horizonte de simulação de 384 horas. Os formatos de saída de dados e consequentemente de entrada para os modelos meteorológicos regionais são o *Grib1* e *Grib2*. Grib é um formato de dado matematicamente conciso, comumente usado em meteorologia para armazenar dados meteorológicos históricos e de previsão.

O formato Grib1 suporta dados com 1,0 X 1,0 grau de resolução horizontal, enquanto o Grib2 suporta uma compactação maior dos dados com 0,5 X 0,5 graus de resolução horizontal.

## **6.8 Modelo de mesoescala Weather Research and Forecasting – WRF**

O modelo atmosférico WRF (MICHALAKES et al., 1998) é um modelo de previsão numérica do tempo regional não-hidrostático de domínio público. O modelo WRF foi desenvolvido para ser flexível, com código portátil e eficiente em ambientes de computação paralela. Oferece uma diversidade de opções físicas, além de sistemas avançados de assimilação de dados que são continuamente desenvolvidos e testados em conjunto com o modelo. O WRF pode ser aplicado em diferentes escalas espaciais, desde alguns metros até milhares de quilômetros, das quais, incluem previsões numéricas do tempo operacionais e voltadas para a pesquisa (SKAMAROCK et al., 2008). Foi desenvolvido conjuntamente por uma série de instituições e agências governamentais: National Center for Atmospheric Research (NCAR), National Center for Environmental Prediction (NCEP), National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Forecast Systems Laboratory (FSL), Air Force Weather Agency (AFWA), Naval Research Laboratory, Oklahoma University e Federal Aviation Administration (FAA). O WRF incorpora os núcleos dinâmicos do NCAR, o Advanced Research WRF (ARW) e do NCEP, o Non-hydrostatic Mesoscale Model (NMM) (Figura 6.3).

## FLUXOGRAMA SIMPLIFICADO DO MODELO WRF

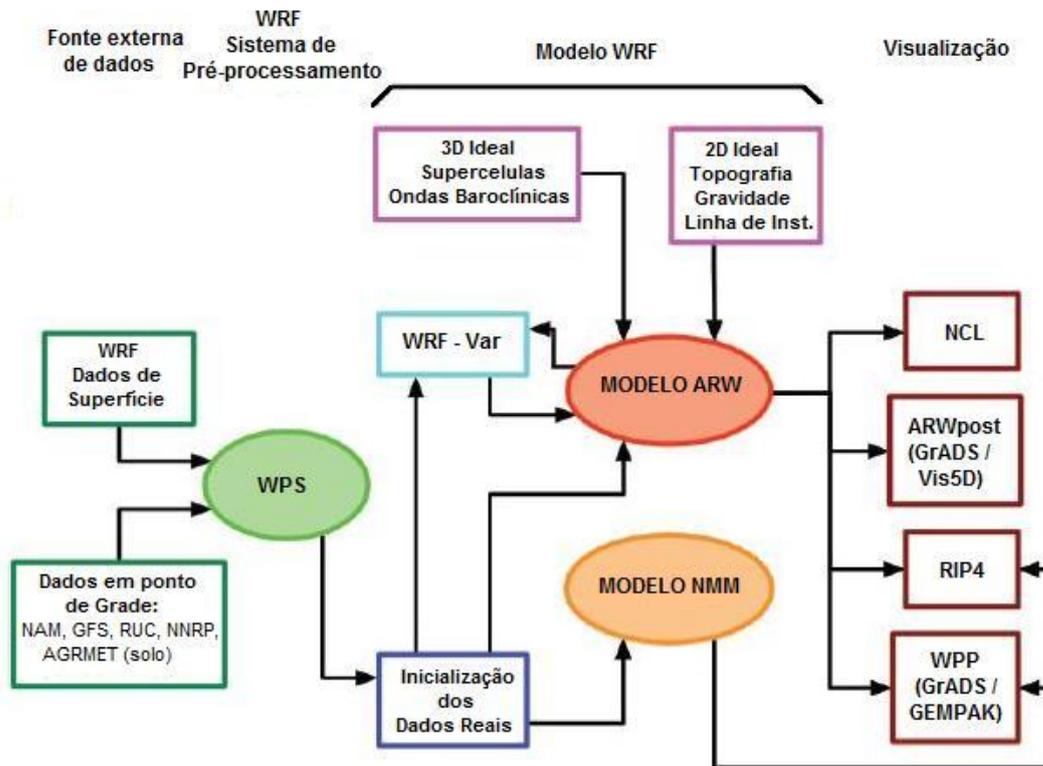


Figura 6.3 – Fluxograma das etapas do processo de simulação no WRF.

O fluxograma apresentado acima mostra de forma resumida as etapas de processamento compreendidas em uma simulação. Dessa forma, pode-se dividir o processo de simulação em três partes, o pré-processamento, que corresponde à etapa de descompactação dos dados e localização das variáveis de entrada nos pontos de grade; a segunda etapa se refere a simulação propriamente dita, ou seja, as integrações físicas realizadas e por fim, o pós-processamento, que é a etapa em que as saídas são convertidas para um formato de visualização das variáveis de saída.

### 6.8.1 Coordenada vertical

O sistema de coordenadas verticais utilizado pelo WRF é denominado  $\eta$ . Entretanto, não é o mesmo sistema  $\sigma$  que utiliza o nível médio do mar como base, e sim uma modificação do sistema  $\sigma$ . As equações do WRF são formuladas empregando a coordenada vertical  $\eta$ , representada na Figura 6.4 e definida como:

$$\eta = \frac{P_{ht} - P}{P_{ht} - P_{hs}} \quad (6.4)$$

Onde  $P_{ht}$  é a componente hidrostática de pressão,  $P_{hs}$  é o valor do topo e  $P$  é o valor da superfície.  $\eta$  varia do valor 1 na superfície até 0 na parte superior do domínio do modelo (Figura 6.4).

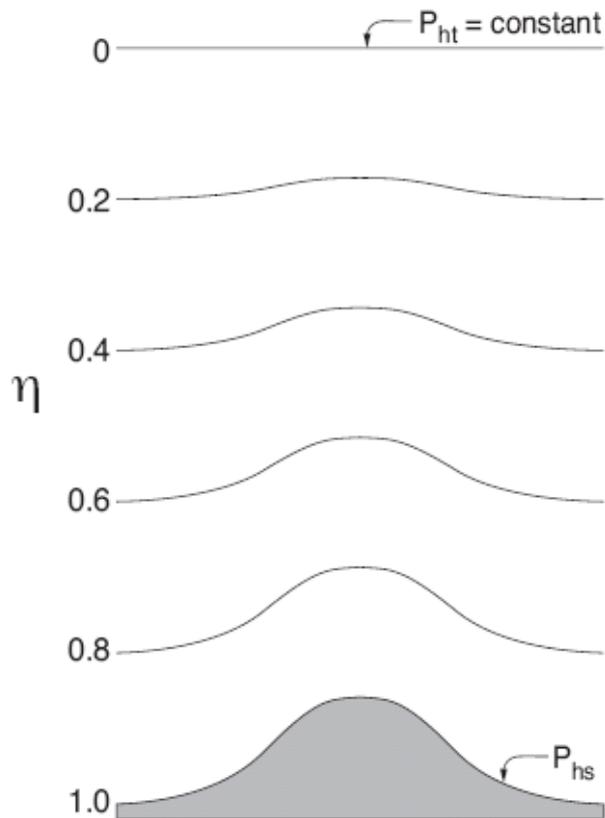


Figura 6.4 – Coordenada  $\eta$  do ARW

No sistema de coordenadas  $(x, y, z)$ , as variáveis não representam um valor sobre as superfícies verticais, mas a média para a parcela entre duas superfícies.

### 6.8.2 Equações governantes

Em modelos numéricos meteorológicos, as condições atmosféricas podem ser representadas por um conjunto de equações que controlam seu comportamento. No entanto, devido a sua complexidade e não linearidade, esse sistema de equações diferenciais parciais não pode ser resolvido analiticamente, a não ser que várias aproximações sejam feitas. Porém, a inclusão dessas aproximações reduz a capacidade de representar fenômenos reais e a solução se torna praticamente nula. O sistema básico de equações diferenciais é definido como:

(6.5)

(6.6)

(6.7)

(6.8)

(6.9)

(6.10)

(6.11)

(6.12)

Onde  $\theta$ ,  $\Phi$  é a temperatura potencial,  $\Phi$  é o geopotencial,  $p$  é a pressão,  $\rho^{-1}$  – é o inverso da densidade,  $R$  é a constante do gás para o ar seco,  $p_0$  é a pressão de referência.  $F$ ,  $G$  e  $H$  representam os termos forçantes devido à física do modelo, mistura turbulenta e projeções esféricas e a rotação da Terra.

As equações 6.5 a 6.7 representam a conservação da quantidade de movimento, 6.8 a conservação de energia termodinâmica, 6.9 a conservação da massa, 6.10 a equação geopotencial e 6.12 a equação de estado termodinâmico.

No entanto, as equações descritas só são aplicáveis em situações idealizadas. Na prática, o sistema utilizado no WRF possui termos mais realísticos que levam em conta o efeito da força de Coriolis, umidade do ar e a projeção cartográfica utilizada. As derivadas são aproximadas por diferenças finitas e as equações diferenciais parciais possuem variáveis de perturbação, o que diminui os erros de truncamento e arredondamento no cálculo dos gradientes de pressão horizontal e vertical. Então a nova representação de cada variável se dará, por exemplo, da seguinte forma, . Logo, as Equações básicas serão da seguinte forma:

(6.13)

(6.14)

(6.15)

(6.16)

(6.17)

(6.18)

(6.19)

(6.20)

Onde  $\mathbf{u}$ ,  $\mathbf{v}$ ,  $\mathbf{w}$ ,  $\mathbf{T}$ ,  $\mathbf{q}$ ,  $\mathbf{p}$ . A equação de estado permanece na mesma forma.

### 6.8.3 Discretização temporal

As soluções das equações do modelo são em forma de ondas, entretanto na solução existem ondas lentas que representam os fenômenos meteorológicos e ondas rápidas representando as ondas sonoras. As sonoras são de pouco ou nenhum interesse para a meteorologia, porém precisam ser resolvidas para manter a estabilidade da solução. Por se tratar de ondas de alta frequência, exigem  $\Delta t$  menores do que as ondas meteorológicas. No entanto, se todos os cálculos do modelo fossem realizados com a utilização de  $\Delta t$  tão pequeno, o custo computacional/temporal seria muito elevado e conseqüentemente inviabilizaria a previsão numérica do tempo e possivelmente dificultariam de forma significativa as pesquisas científicas que usam dados históricos. Dessa forma, várias técnicas foram desenvolvidas para resolver as ondas acústicas separadamente das demais ondas, as quais podem então utilizar um  $\Delta t$  apropriado.

O WRF utiliza um esquema de integração por passos de tempo, que nada mais é do que o intervalo de tempo em que as variáveis do modelo são atualizadas. Esse mecanismo permite que o modelo se propague no tempo. Enquanto ondas lentas são resolvidas utilizando o método de resolução numérica *Runge-Kutta de 3ª ordem (RK3)* descrito em Wicker e Skamarock (2002), o modo horizontal de propagação das ondas acústicas é resolvido com um esquema de integração *forward-backward* e, o modo vertical, com um esquema implícito utilizando o  $\Delta t$  para ondas rápidas. A solução das ondas sonoras é aplicada como uma correção no RK3.

Ao aplicar cada nova correção, as equações sofrem modificações se tornando cada vez mais complexas. Maiores detalhes podem ser encontrados em Skamarock et al. (2008).

#### 6.8.4 Discretização espacial

A discretização espacial do WRF é feita pela utilização de uma grade do tipo C (ARAKAWA e LAMB, 1977) mostrado na Figura 6.5. A grade tipo C é alternada. A adoção desse tipo de grade, tem como vantagem evitar o desacoplamento entre os termos da equação diferencial parcial; isso ocorre quando variáveis interdependentes são resolvidas no mesmo ponto de grade. Além disso, grades alternadas do tipo C ainda têm a vantagem do cálculo de médias na equação discretizada apenas para o termo de Coriolis. Como o WRF é um modelo de mesoescala, então a influência da força de Coriolis em fenômenos representados nessa escala torna-se pouco relevante.

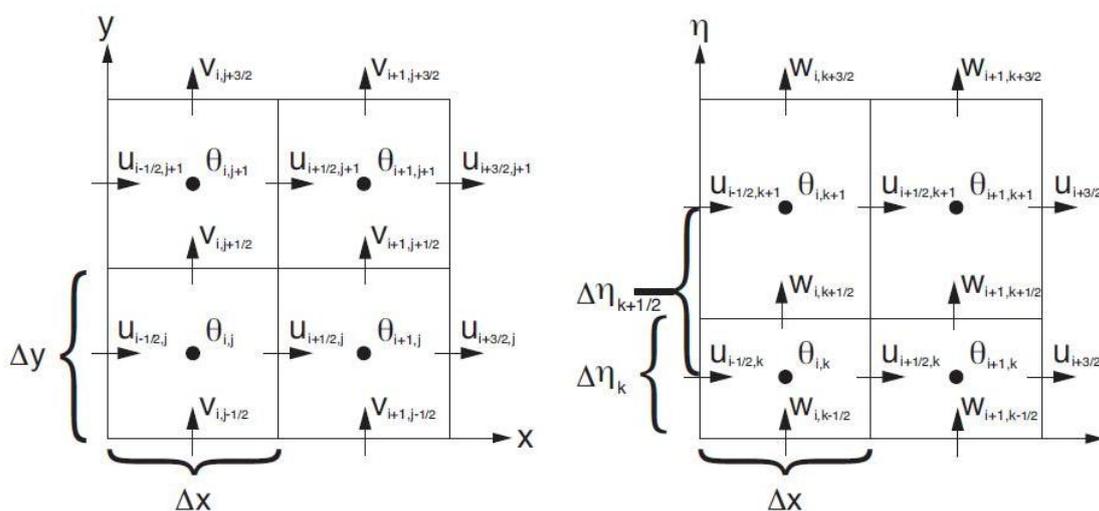


Figura 6.5 - Grade alternada do tipo C horizontal (à esquerda) e vertical (à direita).  
Fonte: Skamarock et al. (2008).

### 6.8.5 Aninhamento de grades

Um aspecto importante a ser considerado na representação dos fenômenos meteorológicos é a resolução espacial adotada. A escolha da resolução espacial mais adequada é um compromisso entre a capacidade computacional e a escala do fenômeno que se deseja simular. Dessa forma, quando se deseja analisar com mais detalhes uma região de interesse ou que fenômenos de escala menor sejam simulados pelo modelo é possível lançar mão do aninhamento de grades, que é a inserção de uma grade com resolução espacial mais alta que o domínio inicial. A Figura 6.6 mostra a vantagem em se usar grades mais refinadas. A grande vantagem em utilizar grades aninhadas é ter dados de uma área com uma alta resolução espacial, sem que toda a grade tenha que ser rodada com um  $\Delta x$  menor.

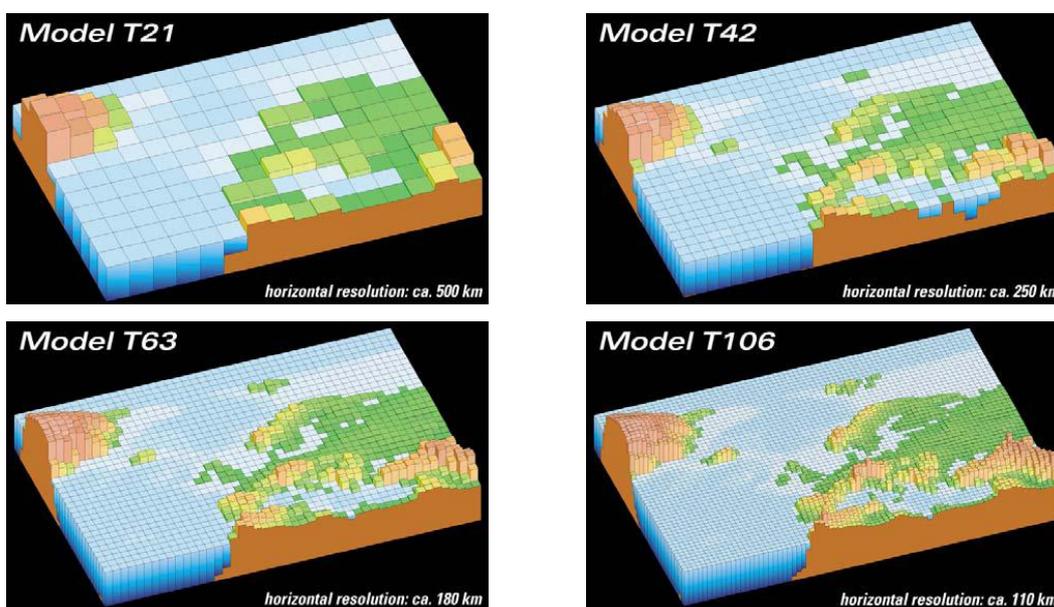


Figura 6.6 – Representação da mesma área em quatro diferentes resoluções espaciais.

No WRF são permitidas algumas configurações de aninhamento de grades. O domínio maior é denominado também de domínio mãe, enquanto os domínios

menores são chamados de aninhados. A Figura 6.7 apresenta as configurações possíveis.

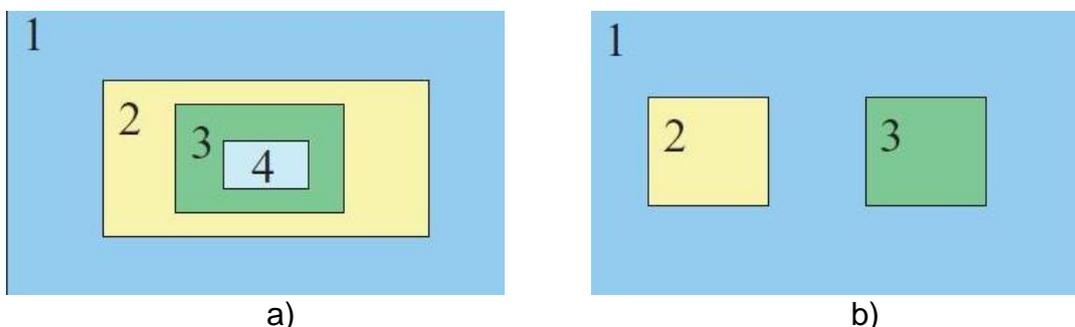


Figura 6.7 – Configuração de aninhamento de grades possíveis no WRF. Múltiplos aninhamentos sequenciais (a) e aninhamentos paralelos para o domínio mãe (b)

Fonte: Skamarock et al. (2008).

Considerando as Figuras 6.7a e 6.7b, as condições de contorno da grade menor são interpoladas a partir dos cálculos fornecidos pela grade maior. O WRF oferece as opções dos dados fluírem em apenas um sentido (da grade maior para a menor), chamado de *1-way nest*, ou em ambos os sentidos *2-way nest*. No modo unidirecional, os valores da grade maior são utilizados como condição de contorno na grade menor; já no modo bidirecional, ocorre o mesmo processo, porém, os pontos da grade maior que estão dentro da grade menor, têm seus valores alterados para aqueles obtidos pela grade menor.

A Figura 6.8 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 nest* está ativo.

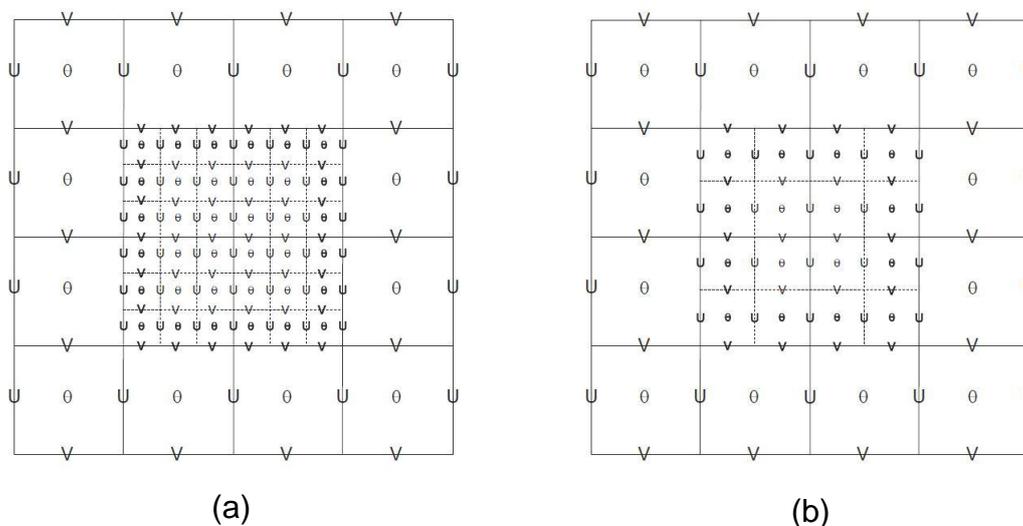


Figura 6.8 – Grades aninhadas do tipo C. Proporção da grade maior para a grade menor 3:1 (a) 2:1 (b)  
 Fonte: Skamarock et al. (2008).

### 6.8.6 Breve descrição das parametrizações meteorológicas

#### 6.8.6.1 Microfísica

Os processos microfísicos resolvem a fase em que a água se encontra na atmosfera. No WRF esses processos são resolvidos de forma explícita, na forma de esquemas de parametrizações. Essas parametrizações ou esquemas são construídos em substituição a modelos teóricos complexos. São fórmulas alternativas simplificadas que resolvem os termos associados aos fluxos turbulentos de momento, calor e umidade existentes nas integrações das equações. Existem três camadas na atmosfera que são bem definidas pelos modelos em termos de fase da água: camada abaixo do nível de 0°C (presença de vapor d'água e gotículas de água), a camada no nível entre 0°C e -40°C (presenças de cristais de gelo e gotículas de água super-resfriadas), e abaixo do nível de -40°C (presença apenas de cristais de gelo e neve). Neste trabalho foi utilizado o esquema microfísico de *Purdue Lin*, que tem base nos estudos de Lin et al. (1983) e Rutledge e Hobbs (1984). É um esquema microfísico relativamente sofisticado, mais indicado para o uso em pesquisas. Leva em

consideração seis classes de hidrometeoros: vapor de água, água de nuvem, chuva, gelo na nuvem, neve e “graupel” (partículas de gelo). Esta parametrização inclui ainda a pressão não-hidrostática, que pode diminuir as velocidades verticais, ajudando a nuvem a se desenvolver com antecedência e a manter um período maduro mais longo.

#### 6.8.6.2 Parametrização de Cumulus

Os esquemas de parametrizações Cumulus são responsáveis pelos efeitos convectivos e por estimar os efeitos em escala de subgrade (escalas menores que o espaçamento da grade) das nuvens Cumulus nos modelos de mesoescala. A parametrização Cumulus utiliza as variáveis de velocidade horizontal e vertical, razão de mistura total da água e temperatura potencial. Ela trabalha de forma a ajustar a temperatura potencial, os campos de momento, o total de água e assim prever a precipitação. Estes esquemas funcionam em colunas individuais, de forma que quando disparados, fornecem os perfis verticais de calor, umidade e a componente convectiva (movimentos ascendentes e descendentes), o que possibilita o modelo simular a formação ou não de nuvens. As parametrizações Cumulus disponíveis são em sua maioria do tipo fluxo de massa, a diferença entre elas está nos parâmetros usados para descrever os movimentos ascendentes e descendentes, como também nos processos de entranhamento e desentranhamento, e eficiência com que simula a precipitação. Neste trabalho foi utilizada a parametrização de *Grell 3d ensemble Cumulus scheme*. Esse esquema de parametrização é utilizado para domínios de alta resolução, permitindo subsidência nas colunas vizinhas.

#### 6.8.6.3 Cobertura de Solo

A parametrização de cobertura de solo está diretamente relacionado às demais, por isso precisa ser bem representada. As parametrizações existentes variam de acordo com o grau de sofisticação, como por exemplo, a propagação térmica entre as camadas do solo, os efeitos de cobertura de neve, vegetação e raízes. Neste trabalho foram escolhidas duas parametrizações, “*5-layer thermal diffusion*” e “*Noah Land Surface Model*” devido a uma limitação na cobertura de solo para os dados. Nos dados “fnl” do Grib1 até 2004 só existem a inclusão de duas camadas de solo (0 – 10 cm, 10 – 200 cm), enquanto a partir de 2005 os dados fornecem 4 camadas ( 0 – 10 cm, 10 – 40 cm, 100 – 200 cm e 10 – 40 cm). A primeira parametrização considera apenas a difusão de temperatura entre as camadas. Já o esquema Noah LSM é mais sofisticado, com 4 camadas de temperatura e umidade do solo com considerações para superfícies cobertas por água e neve. Ele também inclui considerações de categorias vegetais e características importantes de solo como zona de raízes, drenagem do solo, evapotranspiração, escoamento superficial, textura do solo e fração vegetal, que o torna mais realístico que o primeiro. Esse esquema possui uma característica interessante que é a de considerar para as células simuladas as porcentagens do tipo de cobertura de solo, isso significa considerar percentuais de água, vegetação, área urbana, etc. Devido à limitação no número de camadas de solo, a parametrização Noah LSM só foi utilizada para os dados a partir de 2005.

#### 6.8.6.4 Superfície Urbana

Com respeito à parametrização de cobertura urbana, foi utilizada a parametrização “*Urban Canopy Model*” (UCM) que inclui efeitos térmicos e mecânicos gerados por áreas urbanas. A parte térmica considera os efeitos dos fluxos de calor provocados pelas coberturas dos telhados, paredes e ruas.

Já para a parte mecânica, há a inclusão dos efeitos dos “canyons”. Essa aproximação possibilita a interação entre os fatores térmicos e mecânicos responsáveis pelas modificações na estrutura da Camada Limite Urbana (CLU).



## **7 RESULTADOS (PARTE I)**

Neste capítulo são apresentados os resultados referentes à distribuição dos raios, temperatura do ar, temperatura da superfície,  $MP_{10}$  e  $SO_2$  relativos ao período adotado, obtido a partir dos dados fornecidos pela BrasilDAT, CETESB e sensor MODIS para a RMSP. Ainda neste capítulo são discutidas as limitações encontradas nesta pesquisa, as análises estatísticas e progressos realizados na caracterização dos raios na RMSP decorrente da influência do efeito urbano.

Como já mencionado no capítulo anterior, os dados fornecidos pela BrasilDAT e CETESB estão dispostos ao longo de dez anos (1999 – 2008), durante os meses de primavera e verão (outubro - março), e para uma janela de sete horas (14 – 21 hora local), o qual corresponde ao período de maior atividade elétrica. Enquanto os dados de espessura ótica do sensor MODIS estão limitados ao período de 2003 a 2008, seguindo a passagem dos satélites TERRA e ÁQUA na região de estudo para os horários de aproximadamente 13:30hs e 16:30hs (hora local), respectivamente.

### **7.1 Distribuição anual**

Nesta seção são apresentadas as distribuições anuais dos raios, do  $MP_{10}$ , do  $SO_2$  e da Temperatura do ar na RMSP, com o objetivo de entender as similaridades e diferenças no comportamento de cada variável e melhor direcionar as análises.

Alguns estudos sugerem que o  $SO_2$  pode ter relação com o comportamento anômalo dos raios em regiões densamente urbanizadas. Dessa forma, foi analisada também a influência do  $SO_2$  na ocorrência de raios na RMSP. Assim

como para o MP<sub>10</sub>, o SO<sub>2</sub> à superfície também é um parâmetro medido pela CETESB através de estações automáticas espalhadas na RMSP.

Os dados de temperatura do ar também foram cedidos pela CETESB, os quais foram usados no exame de influências da temperatura no comportamento dos raios na RMSP. Dessa forma, a Figuras 7.1 mostra a distribuição do número total de raios para o período avaliado e as Figuras 7.2 a 7.4 mostram as distribuições médias anuais para o MP<sub>10</sub>, o SO<sub>2</sub> e a temperatura do ar, considerando os meses e horários estabelecidos na metodologia (meses de outubro a março no período das 14 – 21h hora local).

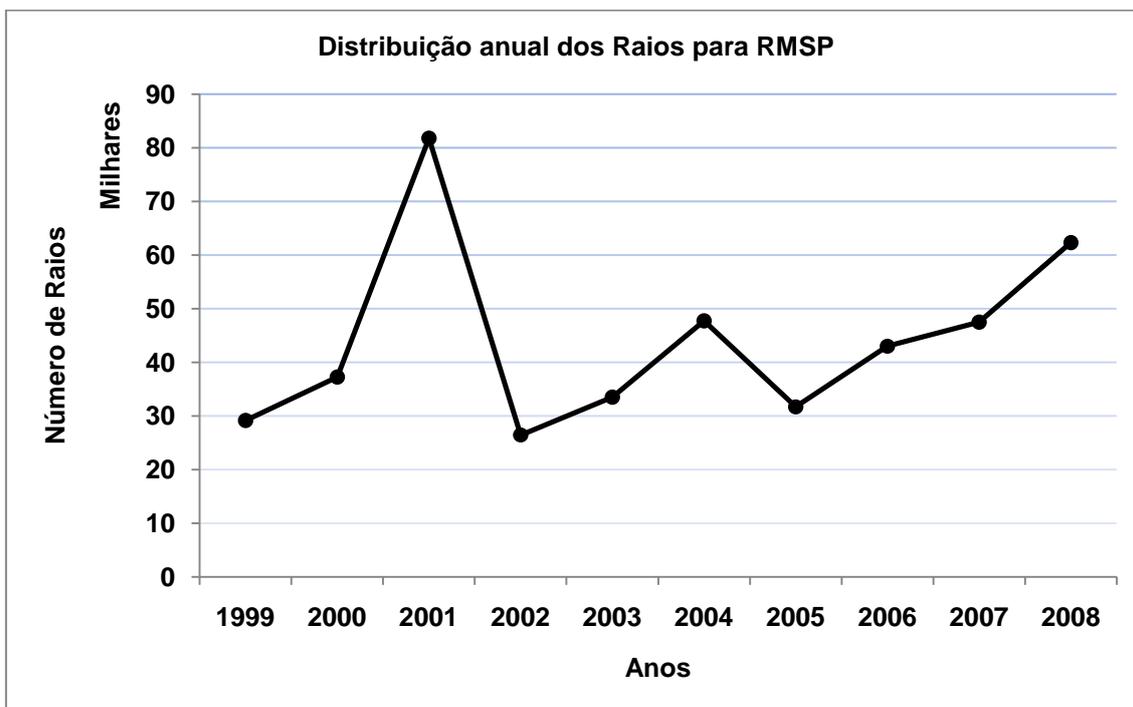


Figura 7.1 – Distribuição anual do número total de raios para o período de 1999 – 2008.

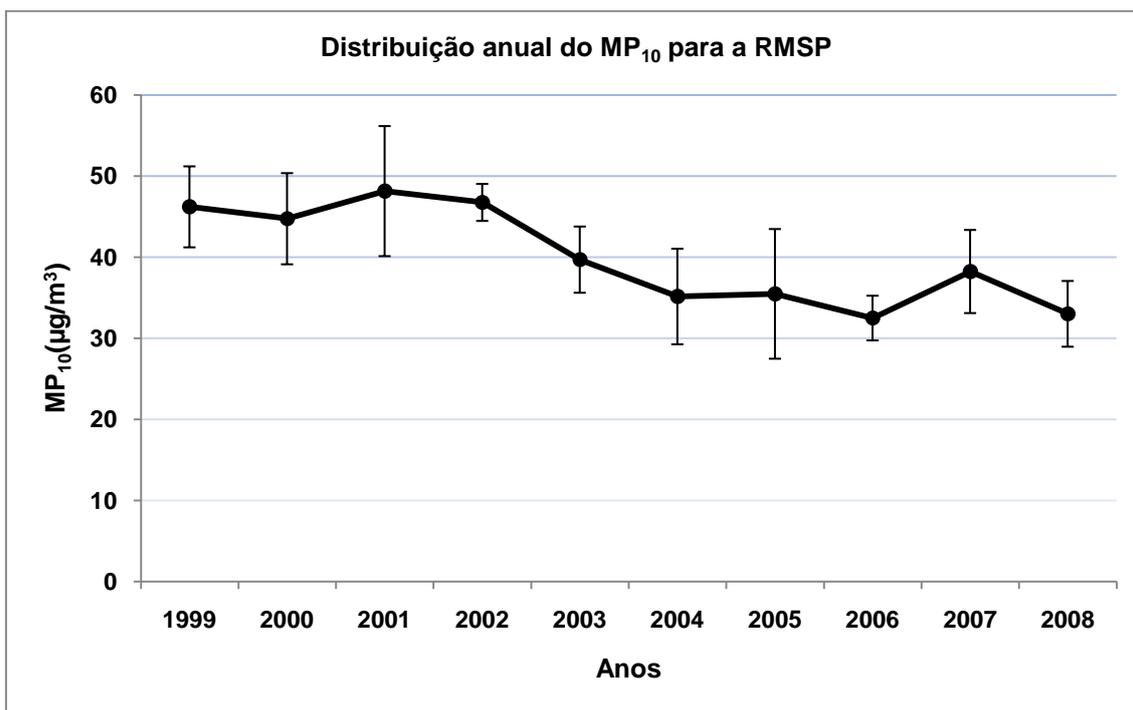


Figura 7.2 – Distribuição média anual do MP<sub>10</sub> para a RMSP no período de 1999 – 2008 (out – mar, entre 14 – 21h hora local).

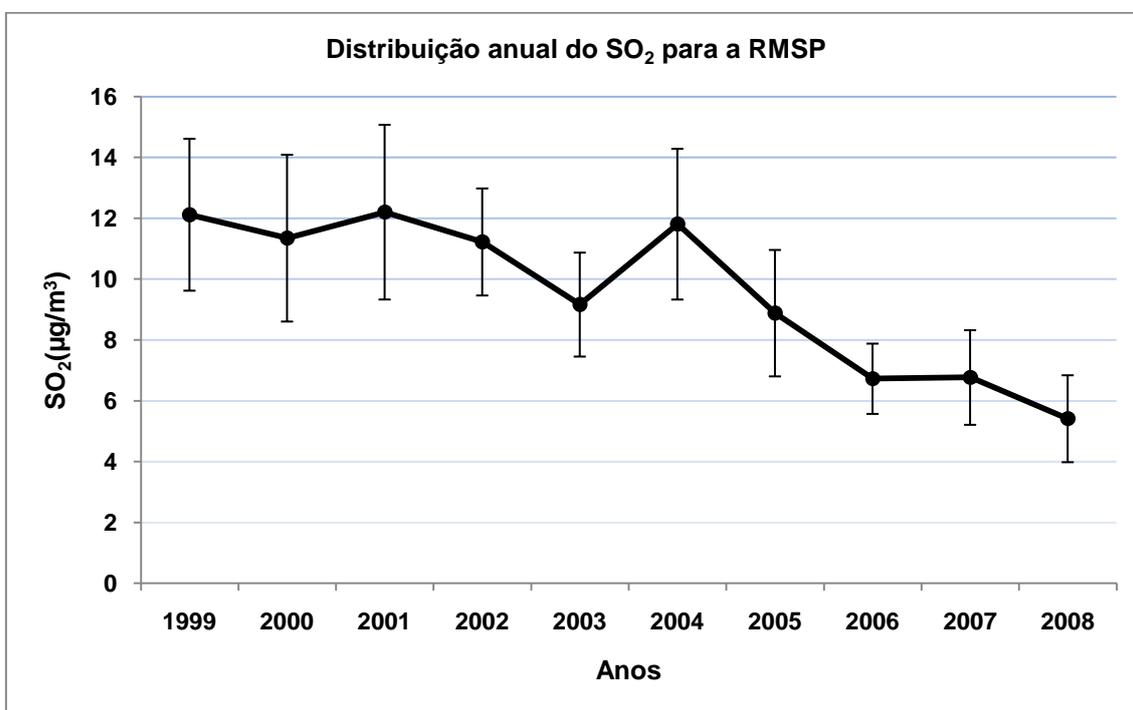


Figura 7.3 – Distribuição média anual do SO<sub>2</sub> para a RMSP no período de 1999 – 2008 (out – mar, entre 14 – 21h hora local).

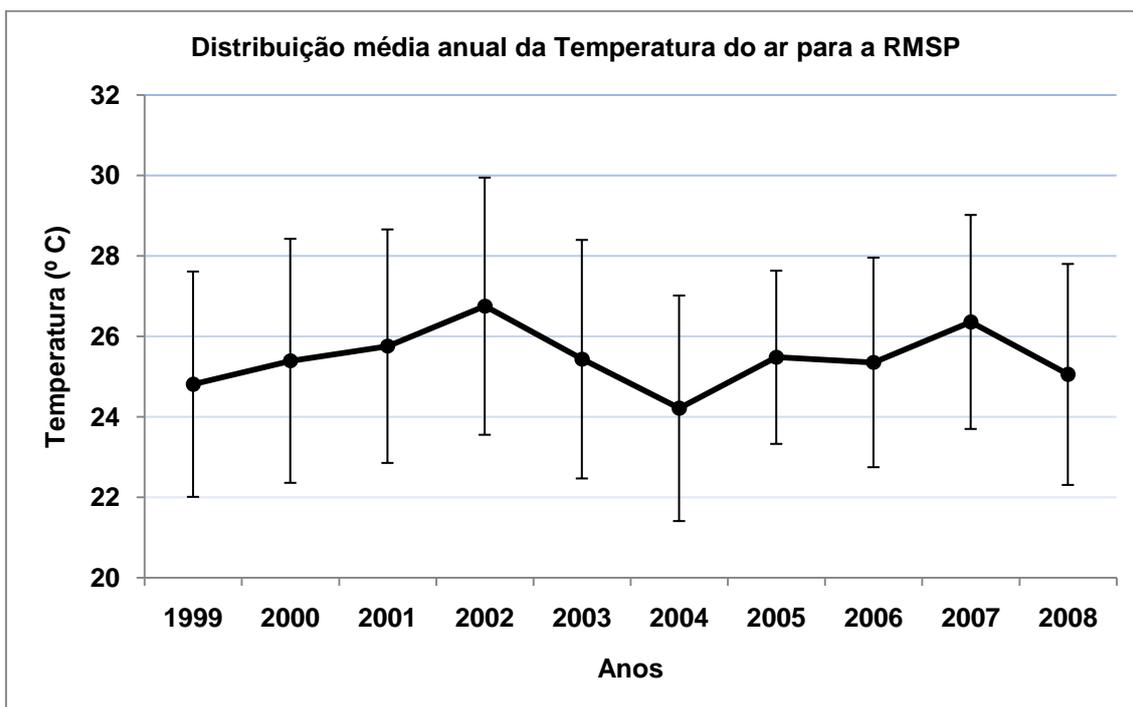


Figura 7.4 – Distribuição média anual da Temperatura do ar para a RMSP no período de 1999 – 2008 (out – mar, entre 14 – 21h hora local).

Observa-se na Figura 7.1 que existem algumas flutuações ao longo dos 10 anos, com o ano de 2001 registrando o maior número de raios, apesar de este ano ter estado sob a influência de La Niña com registro de precipitação abaixo da média tanto para a RMSP como para todo o sudeste. O ano de 2001 foi atípico aos demais e mesmo desconsiderando-o é possível perceber uma tendência de aumento nos anos avaliados.

A Distribuição média anual do  $MP_{10}$  na Figura 7.2 mostra que durante o período de estudo houve uma redução média do  $MP_{10}$  na região a partir do ano de 2003 mantendo-se aproximadamente estável nos anos seguintes, com exceção do ano de 2007 em que houve um leve aumento.

De forma semelhante ao  $MP_{10}$ , a distribuição média anual para o  $SO_2$  (Figura 7.3) também apresenta um decaimento durante os anos do período estudado, com exceção para o ano de 2004 que apresentou um leve aumento. Isso se

deve às medidas de controle de poluentes adotadas pela CETESB. Apesar do número total de raios ter ocorrido nos anos de 2001 e 2004, e a máxima concentração média de  $MP_{10}$  ter ocorrido em 2001 e de  $SO_2$  ter ocorrido em 2004, os desvios para o  $MP_{10}$  e  $SO_2$  respectivamente, mostraram que esses períodos tenderam a ser mantidos dentro do padrão de decaimento. Logo, não é possível dizer que o aumento no número total de raios para esses anos, tenham sido devido ao aumento na concentração das variáveis de poluição. No entanto, mais estudos precisam ser feitos de forma a identificar ou não a contribuição dos poluentes para o aumento no número total de raios nesses anos.

Diferentemente das demais distribuições médias anuais, a distribuição média anual da temperatura do ar (Figura 7.4), em virtude dos altos desvios, não apresentou aumento ou diminuição significativos durante os 10 anos de dados. Embora o máximo tenha ocorrido em 2002 e mínimo em 2004 com uma amplitude de aproximadamente  $3^{\circ}C$  entre a máxima e a mínima temperaturas.

A distribuição espacial dos raios na RMSP segue de forma muito semelhante o mesmo comportamento da ilha de calor urbano. Em estudo anterior, Naccarato (2005), mostrou essa semelhança através da comparação entre a densidade de raios e imagens de temperatura aparente da superfície no período de tempestades. Na Figura 7.5 observa-se a densidade de raios na RMSP para o período de estudo (1999 – 2008). Percebe-se que a maior concentração dos raios ocorre no centro da região, diminuindo gradativamente em direção a periferia.

Com o intuito de avaliar a permanência ou aumento da ilha de calor na RMSP, foram usados dados de temperatura de superfície medidos pelo sensor MODIS nos satélites ÁQUA e TERRA para os anos de 2001 e 2008. A escolha dos anos se deu devido a ser entre esses a maior distância temporal possível para avaliar a ilha de calor. Foram então obtidos os mapas de temperatura para a

RMSP nos dois referidos anos (Figuras 7.7a e 7.7b). Os mapas mostram que praticamente não existe diferença na distribuição de temperatura entre os dois anos. Isso significa que não houve mudanças significativas na ilha de calor da RMSP, tanto em deslocamento do gradiente de temperatura quanto na intensidade (ligeira mudança). Esse é um fato importante, porque a distribuição dos raios ao longo dos 10 anos de dados avaliados mostra aumento no número de raios (Figura 7.1). Então se não houve modificações significativas na configuração da ilha de calor em um período de oito anos e o número de raios apresenta uma tendência de crescimento, algum outro fator que não está relacionado à ilha de calor pode ter influencia sobre o aumento do número de raios. Por outro lado, esse comportamento na distribuição dos raios na RMSP não tem qualquer relação com a elevação do terreno, pois o mapa de densidade não apresenta qualquer semelhança entre a distribuição de raios e a elevação do terreno, como acontece em determinadas regiões, no qual a altitude apresenta influencia significativa. A Figura 7.6 mostra a distribuição de altitude na região de estudo.

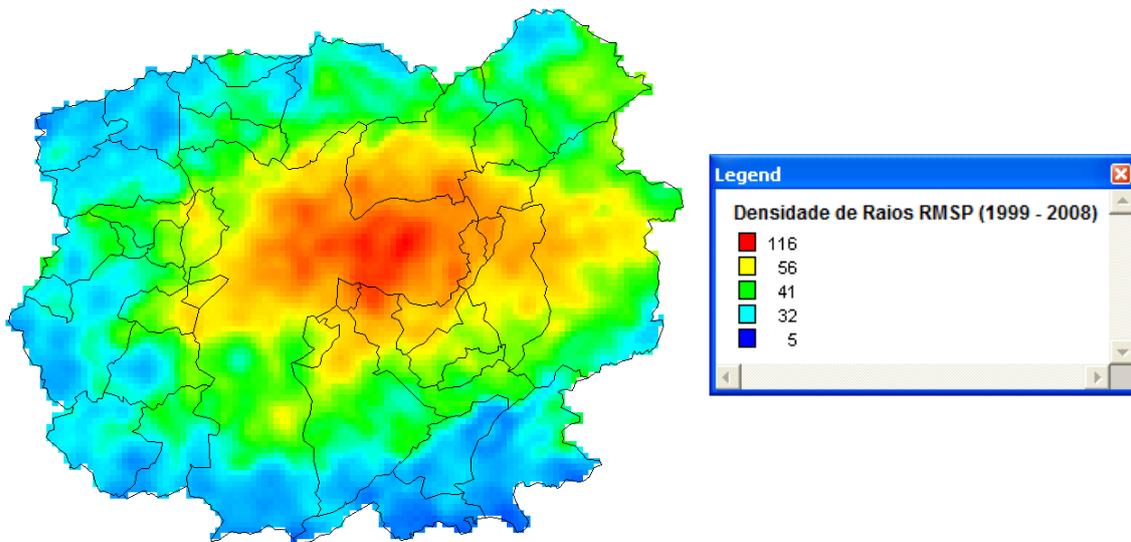


Figura 7.5 – Densidade de raios (número de raios por km<sup>-2</sup>. ano<sup>-1</sup>) para a RMSP no período de (1999 – 2008), com resolução espacial de 1 x 1 km.

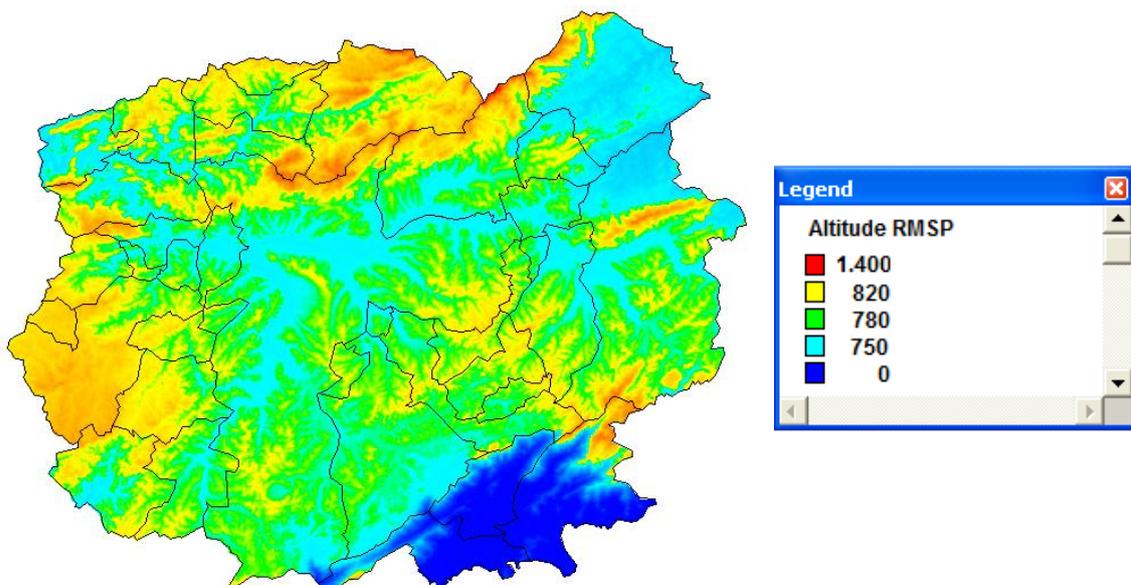


Figura 7.6 – Distribuição espacial da elevação de altitude na RMSP.

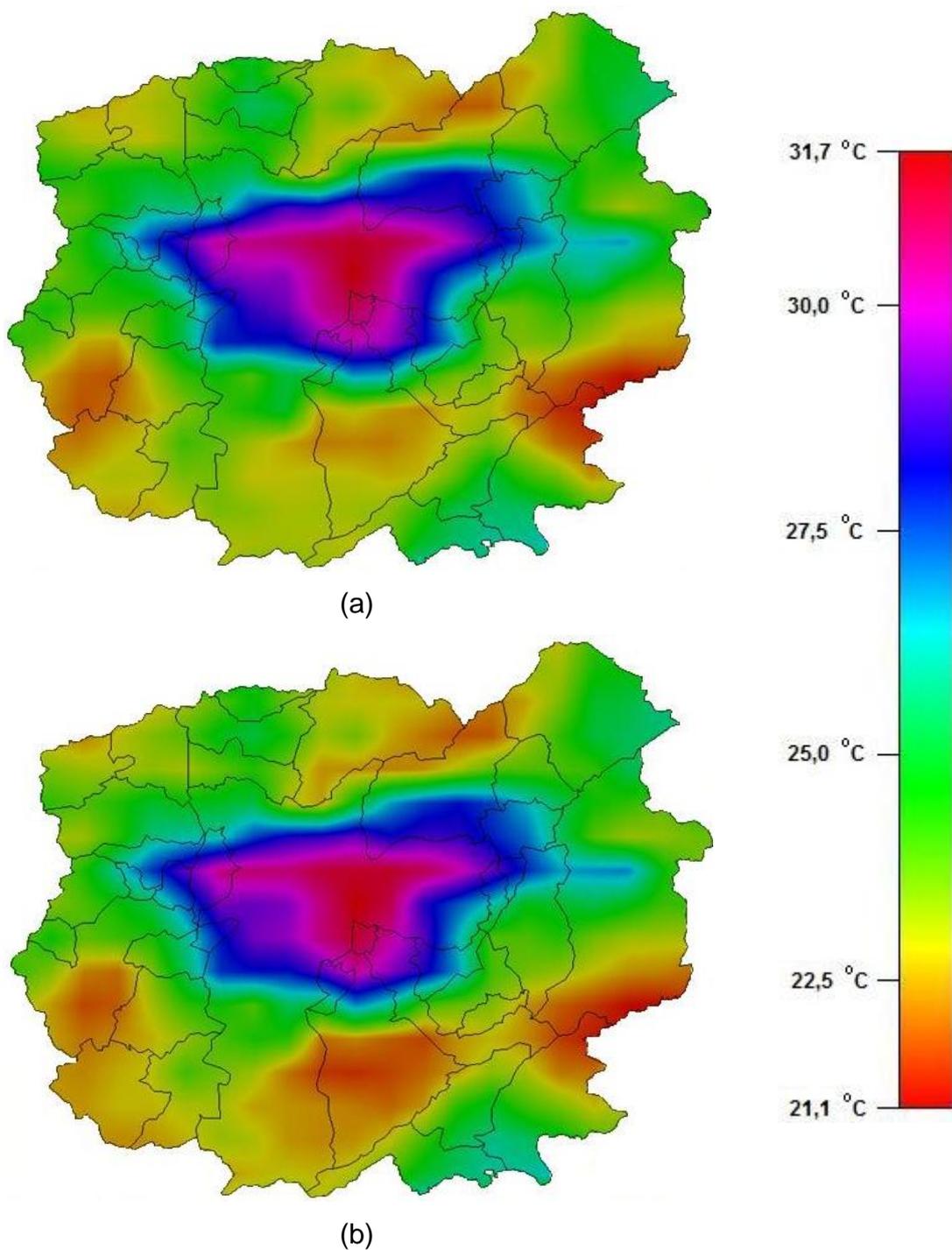


Figura 7.7 – Mapas da temperatura da superfície medida pelo sensor MODIS. (a) para o ano de 2001 e (b) para o ano 2008.

A fim de evitar possíveis problemas de eficiência nos dados da rede BrasilDat e descartar a possibilidade de que a tendência no aumento dos raios possa ter

vido causado por algum fator relativo à rede de detecção (NACCARATO et al. 2009), foi calculada a razão do número de raios entre duas áreas, uma interna e outra externa a RMSP, de forma que ambas tenham a mesma área. A Figura 7.8 mostra a delimitação das áreas utilizadas no cálculo da referida razão entre áreas.

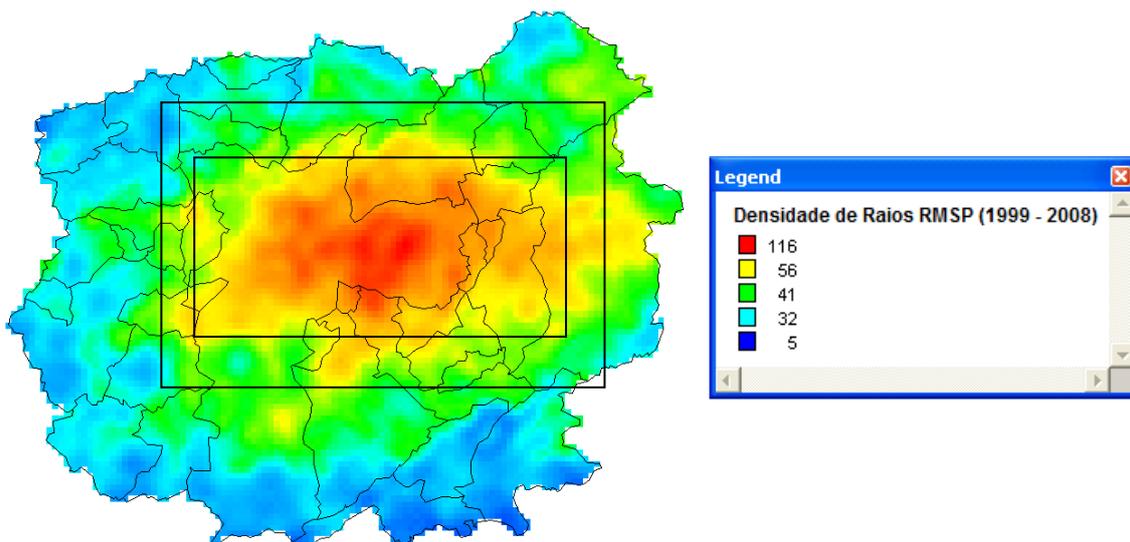


Figura 7.8 – Mapa da densidade de raios delimitado pelos contornos das áreas interna e externa, utilizadas no cálculo da Razão.

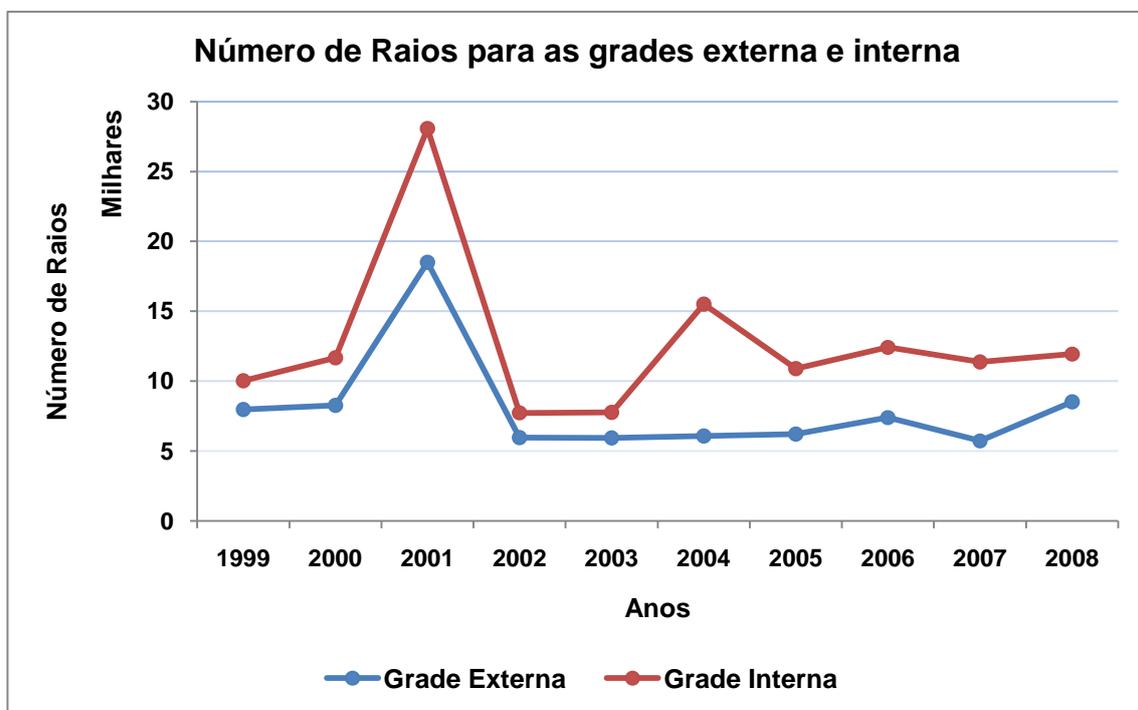


Figura 7.9 – Número de raios para as grades interna e externa da RMSP.

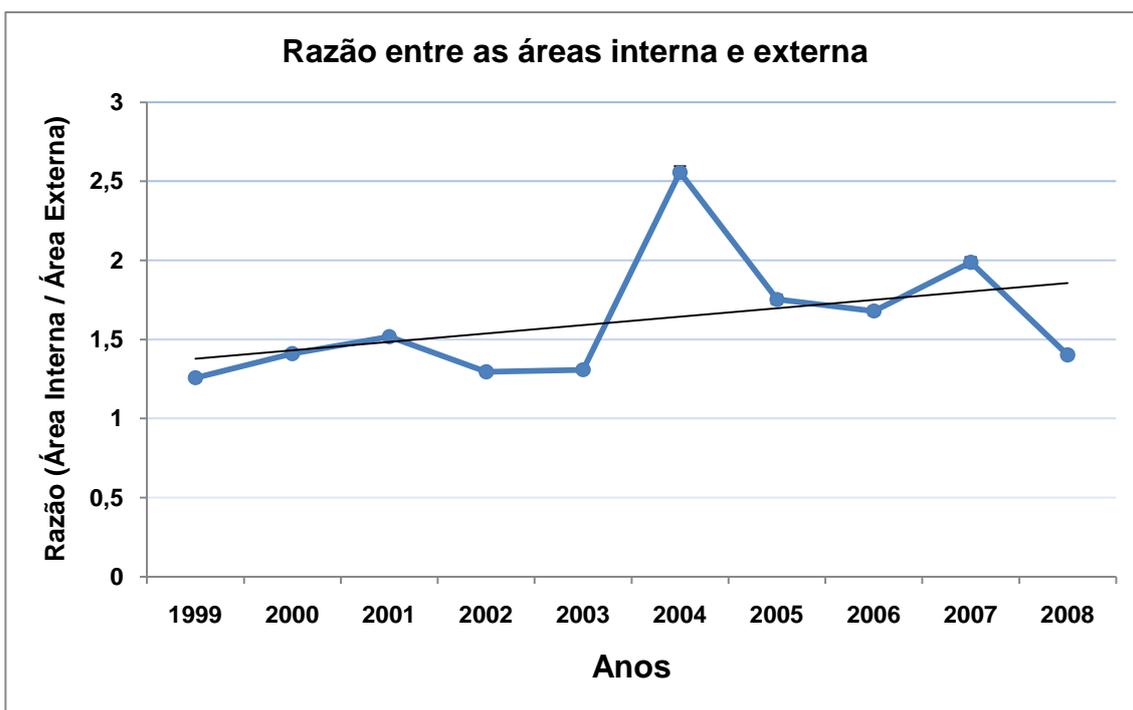


Figura 7.10 – Razão entre o número de raios contidos nas áreas interna e externa.

A Figura 7.9 mostra uma distribuição aproximadamente semelhante para as duas áreas, com exceção do ano de 2004, que apresenta um pico anômalo na área interna. De acordo com a distribuição, houve um aumento significativo no número de raios nesse ano apenas na região central da RMSP. Porém não foi possível identificar a causa desse aumento apenas na área interna da RMSP. O pico apresentado no gráfico da razão (Figura 7.10) se deve justamente ao aumento anômalo apenas na área interna, ou seja, na área de maior aglomerado urbano.

A Figura 7.10 é a soma das curvas contidas na Figura 7.9. É importante notar que a área interna representa os raios ocorridos na região densamente urbanizada, enquanto a área externa representa os raios ocorridos na região de urbanização inferior à primeira. Naccarato (2005) mostrou que o ano de 2001 também foi atípico para todo o sudeste (Figura 7.11), ou seja, apesar desse ano estar sob influência de La Niña, que geralmente é caracterizado por

redução na precipitação para a região sudeste, apresentou um número de raios muito elevado, não só na RMSP, como também em todo o sudeste. Isso implica que não necessariamente os raios estejam relacionados à quantidade de precipitação, pois em um período de precipitação abaixo do normal, todo o sudeste, inclusive a RMSP apresentou o maior pico na ocorrência de raios. Diferentemente do ano de 2004 que não apresentou aumento na área externa, no entanto, mostrou um aumento significativo na área interna (Figura 7.9), sugerindo que esse aumento na área interna se deve ao efeito urbano.

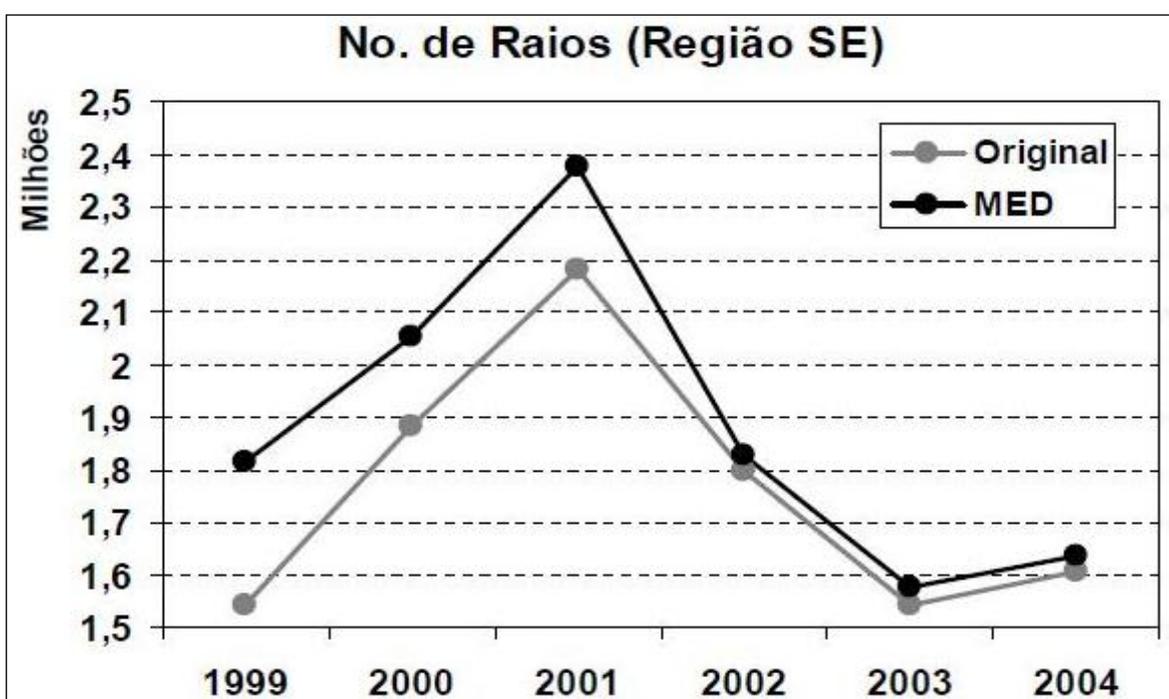


Figura 7.11 – Variação anual do número total de raios na região sudeste (1999 – 2004). Fonte: Naccarato (2005)

## 7.2 Distribuição semanal

As distribuições semanais podem ser vistas nas Figuras 7.12, 7.13, 7.14 e 7.15 para o número de raios, MP<sub>10</sub>, SO<sub>2</sub> e temperatura do ar respectivamente.

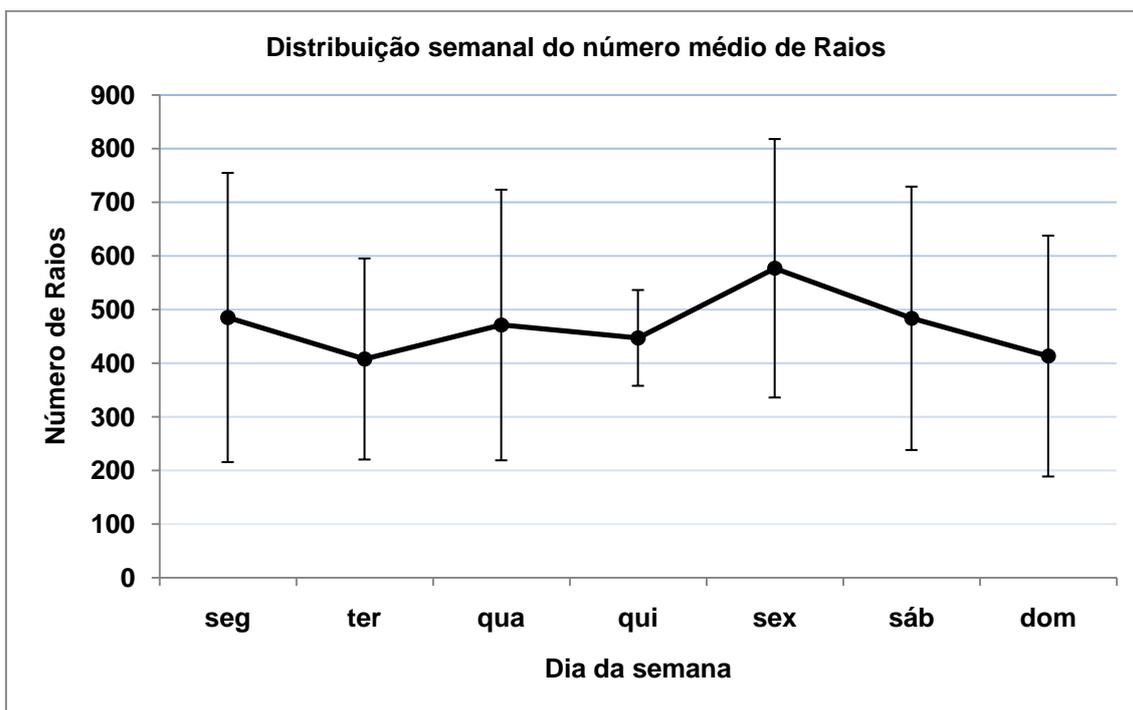


Figura 7.12 – Distribuição semanal para o número médio de raios no período de 1999 – 2008.

A Figura 7.12 mostra que, em uma primeira análise a distribuição do número médio semanal de raios apresentou uma variabilidade muito grande. O comportamento geral do ciclo semanal dos raios não apresentou uma redução no fim de semana. De qualquer forma, o desvio padrão calculado impossibilitou qualquer avaliação da distribuição semanal para esse parâmetro.

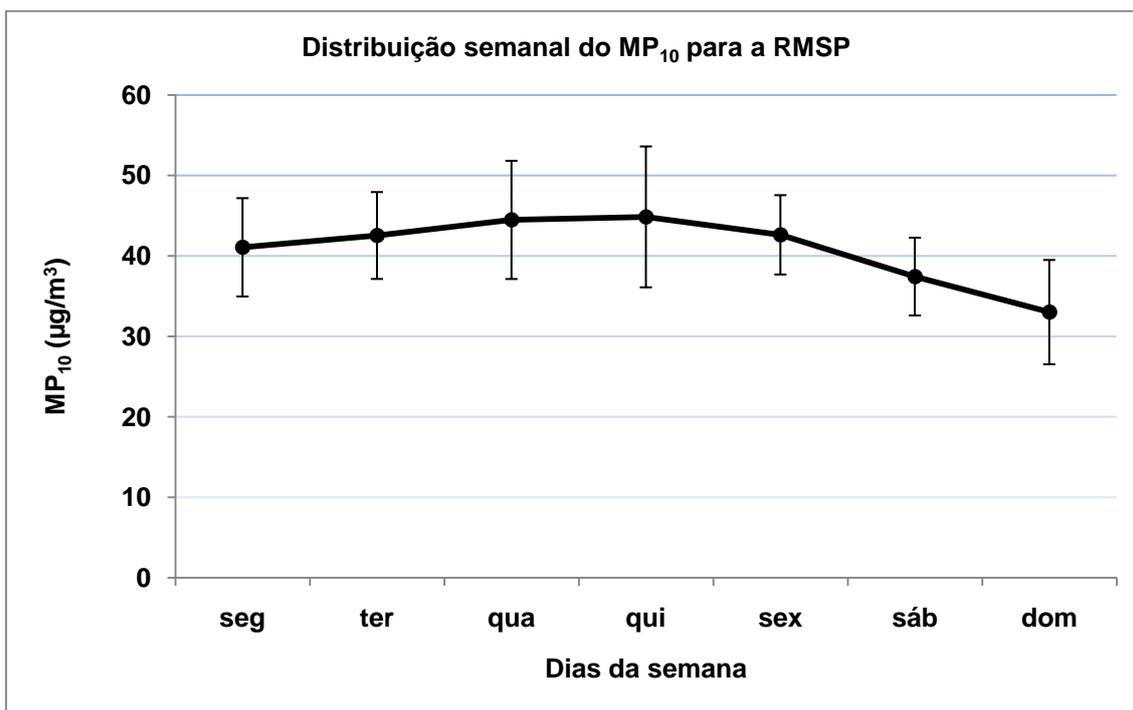


Figura 7.13 - Distribuição média semanal do MP<sub>10</sub> para a RMSP no período de 1999 – 2008.

A distribuição semanal do MP<sub>10</sub> mostrada na Figura 7.13 segue um ciclo com máximos nos dias de quarta e quinta-feira e leve redução nos fins de semana. Ciclos dessa natureza são característicos de regiões urbanas, devido à influência antrópica. As principais fontes de MP<sub>10</sub> na RMSP são provenientes dos veículos automotivos e atividades industriais. A redução na emissão de poluentes durante os fins de semana contribui para a existência desse ciclo semanal na RMSP e, conseqüentemente, sugere mudanças no padrão do clima local.

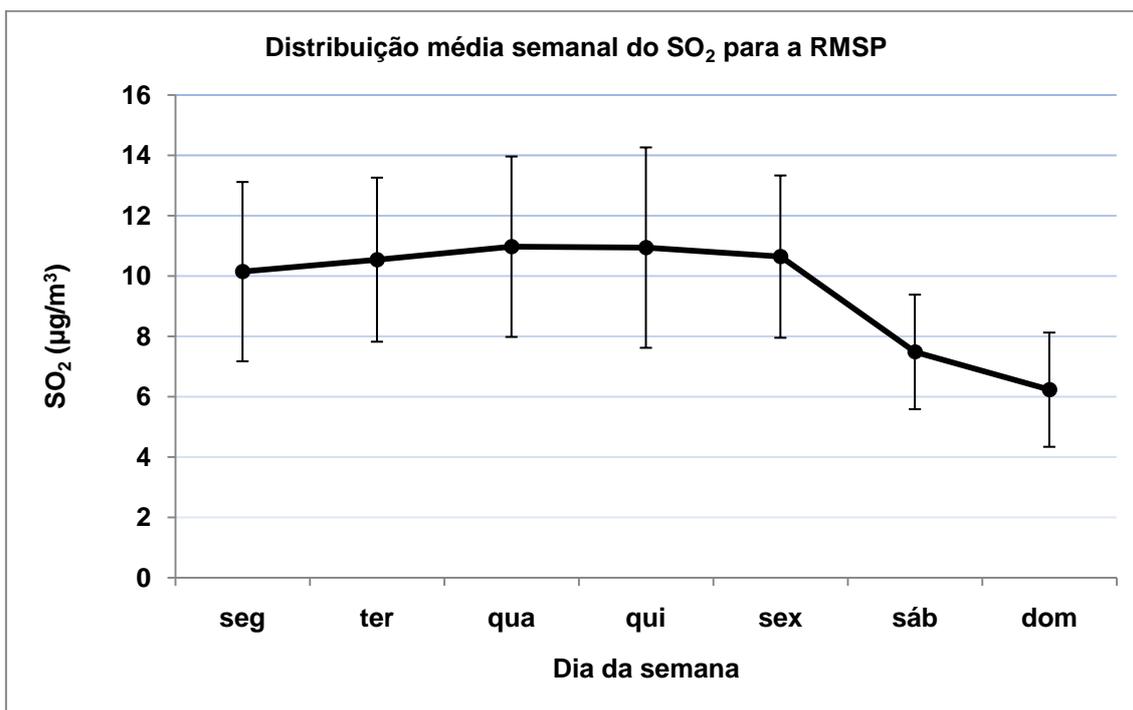


Figura 7.14 – Distribuição média semanal do SO<sub>2</sub> para a RMSP no período de 1999 – 2008.

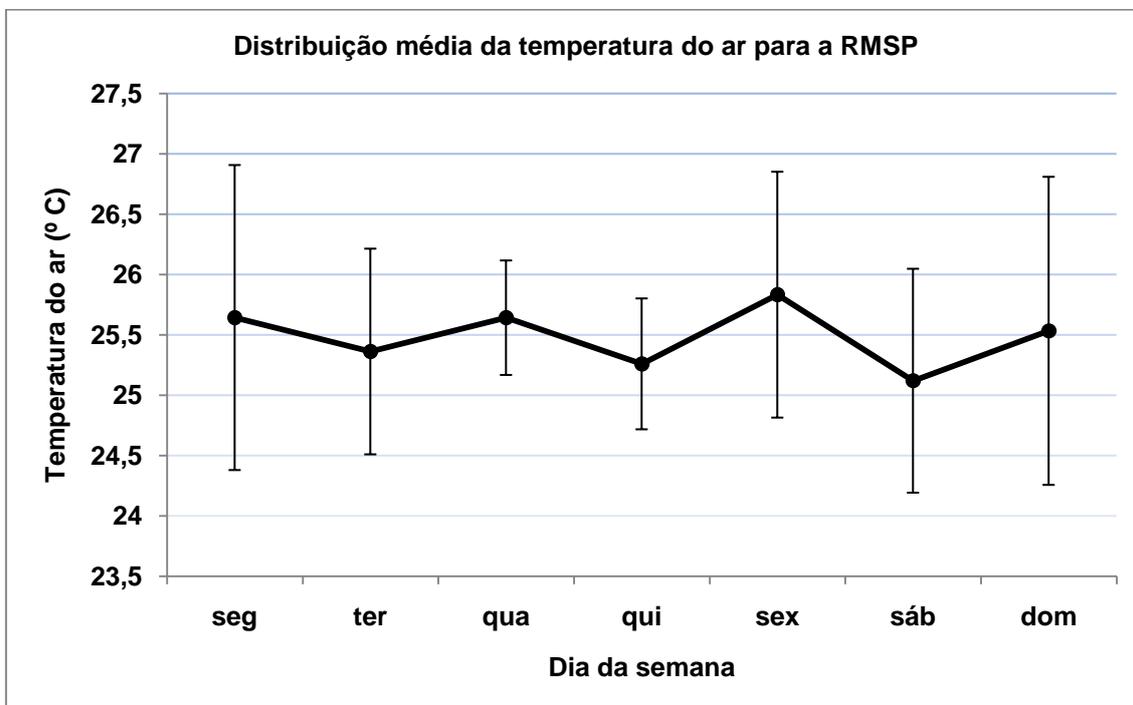


Figura 7.15 – Distribuição média semanal da temperatura do ar para a RMSP no período.

A distribuição média semanal para o  $\text{SO}_2$  (Figura 7.14) também mostrou que o ciclo semanal é consistente para essa variável. De forma que, assim como para o  $\text{MP}_{10}$ , o  $\text{SO}_2$  atinge seu máximo no meio da semana e redução para os fins de semana devido à atividade urbana.

Com relação à distribuição média semanal para a temperatura do ar (Figura 7.15), observa-se claramente que não existe qualquer tendência de um ciclo semanal na temperatura do ar, com oscilações em um intervalo muito pequeno, entre  $25^\circ\text{C}$  e  $26^\circ\text{C}$  e flutuações que sugerem um comportamento aproximadamente homogêneo ao longo da semana.

### **7.3 Distribuição horária**

A distribuição horária dos raios (Figura 7.16) apresenta um comportamento típico, no qual a termodinâmica tem papel fundamental na geração de regiões de baixa pressão devido ao aquecimento contínuo e que, por conseguinte favorecendo a convergência e intensificação de processos convectivos, resultando em tempestades convectivas nos fins de tarde e consequentes máximos de ocorrência de raios. Na distribuição horária do  $\text{MP}_{10}$ , a janela de horas é apresentada na Figura 7.17. O período de máximo concentra-se em torno das 18:00hs, mesmo período de máxima concentração de raios. Este é um período de grande fluxo de veículos, pois é o horário de intensa movimentação na volta para casa. Já para a distribuição média horária do  $\text{SO}_2$  (Figura 7.18), não foi observada qualquer alteração significativa para a janela de horas estabelecida (14hs – 21hs), nota-se que o pico diário ocorre em torno das 09hs. No que se refere à distribuição média horária da temperatura do ar (Figura 7.19), o período de máxima temperatura ocorre entre as 14hs e 16hs como era esperado, período posterior (cerca de 2 – 3 horas) a culminação do Sol.

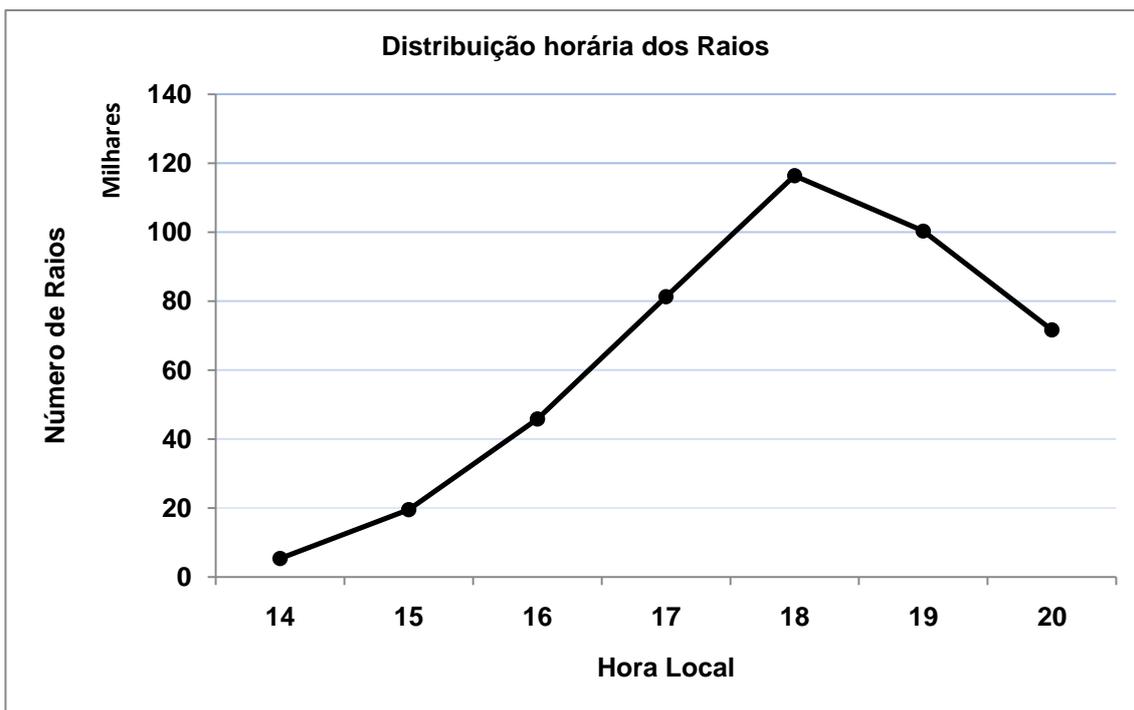


Figura 7.16 – Distribuição horária do número de raios para o período de 1999 – 2008.

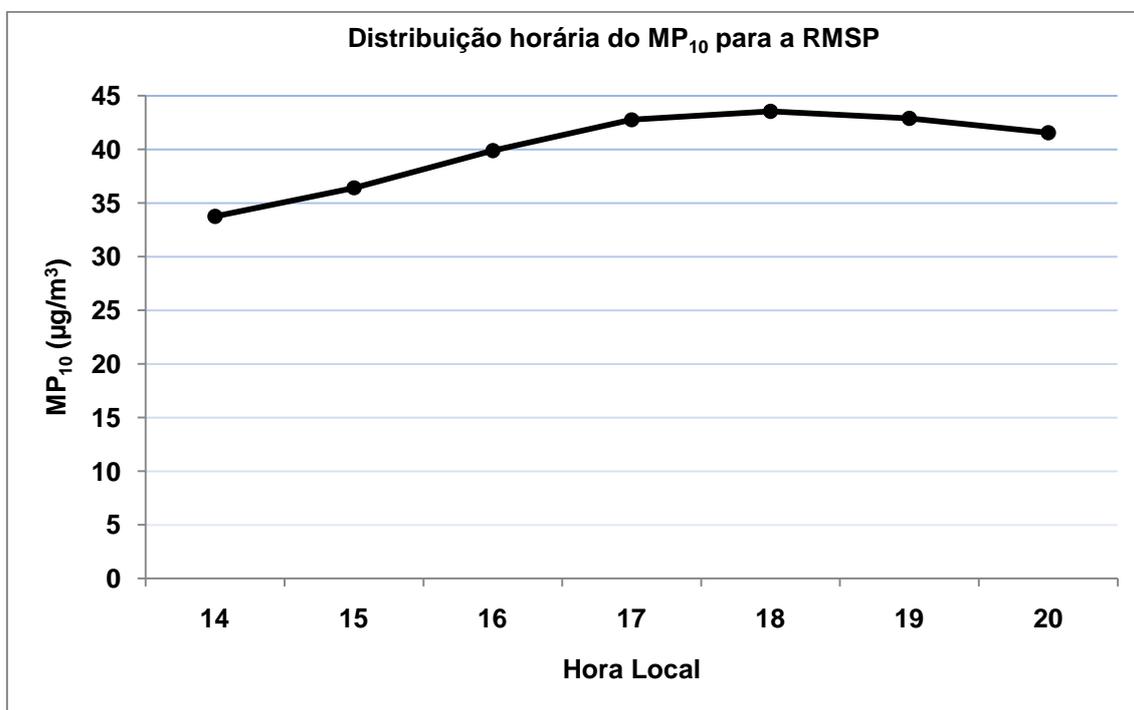


Figura 7.17 – Distribuição média horária do MP<sub>10</sub> para a RMSP no período de 1999 – 2008. O retângulo em vermelho significa a janela do horário estudado.

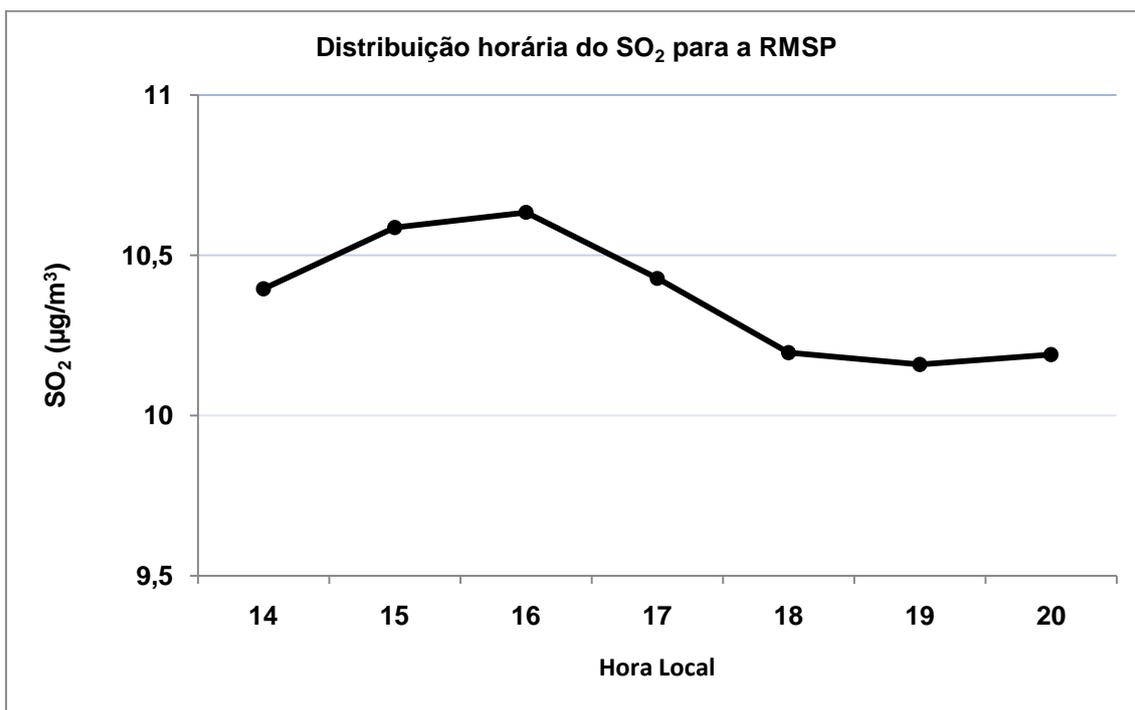


Figura 7.18 – Distribuição média horária do SO<sub>2</sub> para a RMSP no período de 1999 – 2008.

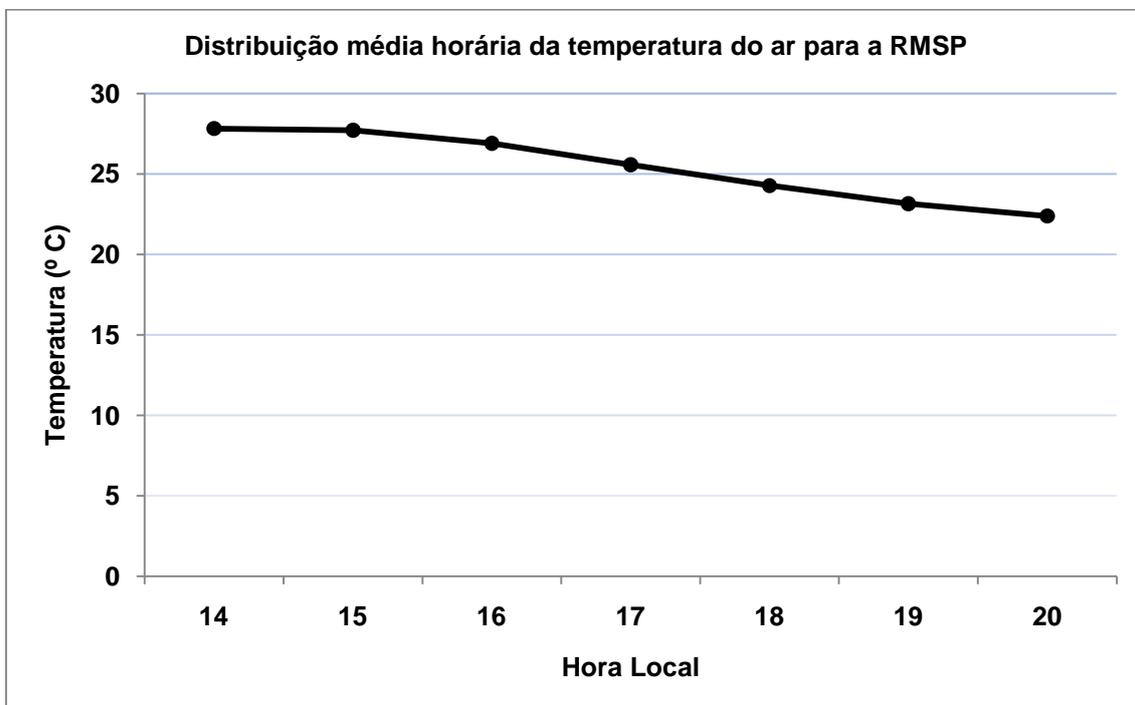


Figura 7.19 – Distribuição média horária da Temperatura do ar para a RMSP no período de 1999 – 2008.

#### 7.4 Ciclos semanais e significância estatística

Os resultados apresentados até agora mostram comportamentos e características da RMSR relacionados à distribuição dos raios, à temperatura do ar e às componentes da poluição que podem ter relação com a atividade de relâmpagos. As distribuições anuais mostraram que os anos de 2001 e 2004 foram anos atípicos tanto para raios, como para o  $MP_{10}$  e o  $SO_2$ , com aumentos mais acentuados para os raios e mais suaves para o  $MP_{10}$  e o  $SO_2$  durante esses anos, principalmente o  $MP_{10}$  (que não apresentou pico de aumento em 2004). Os dados de raios também mostraram que, além da grande variabilidade dos dados ao longo da distribuição semanal, não houve tendência de decréscimo nos fins de semana. Da mesma forma, as distribuições semanais para o  $MP_{10}$  e para o  $SO_2$  apresentaram uma redução nos fins de semana. Porém, para estes, as variações se encontram dentro da aceitabilidade estatística. Já na distribuição semanal de temperatura do ar, pode-se perceber que não existe nenhuma tendência de variação semanal. Com relação às distribuições horárias, o máximo na atividade de raios ocorre em um intervalo de tempo semelhante ao do  $MP_{10}$ .

Os resultados apresentados sugerem que novas análises sejam feitas afim de avaliar a existência de uma relação entre o comportamento dos raios e a poluição, representada aqui pelo  $MP_{10}$  e o  $SO_2$ . Embora estudos que relacionem raios e poluição sejam relativamente recentes, a literatura dispõe de diversos trabalhos que apresentam indícios da influência do  $MP_{10}$  e do  $SO_2$  na intensificação dos raios. Essa não é uma tarefa simples, pois, as relações entre eles são extremamente complexas e ainda pouco conhecidas.

Ciclos semanais não são característicos de variações naturais e sim gerados por alterações antrópicas nos padrões climáticos de determinada região. Tais ciclos existem no interior e em áreas circunvizinhas dos centros urbanos (GORDON, 1994). Dessa forma, são abordadas nessa seção as análises de

investigação de ciclos semanais nos raios, como consequência à influência do  $MP_{10}$  e do  $SO_2$ .

A primeira análise foi à distribuição média do número de raios mostrada na Figura 7.12, porém devido à grande variabilidade dos dados, essa análise se mostrou inadequada. Devido a isso, foi feita uma aproximação para tentar diminuir essa grande variabilidade. Foi então calculado o número de dias com ocorrência de raios (Figura 7.20).

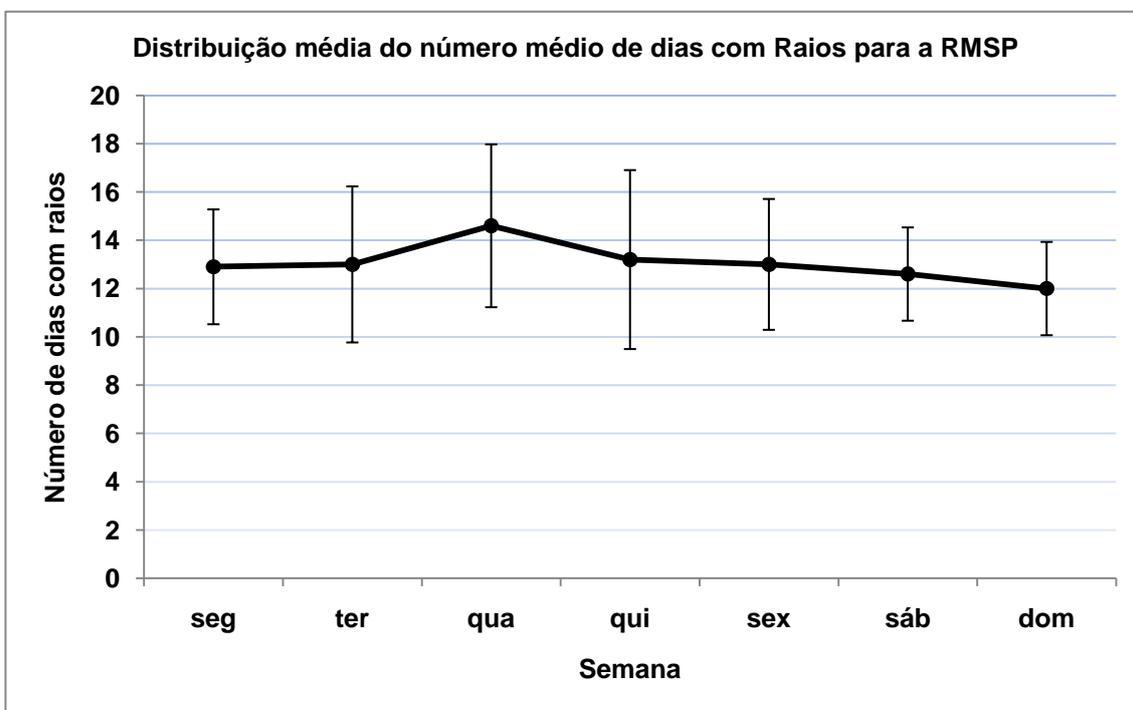


Figura 7.20 – Distribuição média de dias com ocorrência de Raios para a RMSP no período de 1999 – 2008.

No entanto, essa análise também foi inconclusiva, pois a variação dos dias em que foram registrados raios é muito pequena e dias com ocorrência alta ou baixa de raios tinham o mesmo peso. No entanto, a tendência de decréscimo no fim de semana é um indício de que análises estatísticas mais consistentes

podem informar se o efeito urbano tem ou não influência na distribuição semanal dos raios.

Bell et al. (2008) desenvolveram uma metodologia com base na distribuição Chi-Quadrado para inferir a significância estatística do ciclo semanal da precipitação sobre a região sudeste dos Estados Unidos da América (EUA) através de estimativas da precipitação diária para os verões de 8 anos (1998 – 2005). Foi encontrado um ciclo semanal, no qual a precipitação é significativamente mais alta no meio da semana em comparação com os dias de fim de semana. Esse aumento é atribuído a intensificação das tempestades ocorridas no período da tarde e ao aumento na área com precipitação detectável, em que a poluição é apontada como provável causa. Posteriormente, Bell et al. (2009), utilizando a mesma metodologia, encontraram resultado semelhante ao analisar os dados de raios fornecidos pela NLDN (National Lightning Detection Network). Em ambos os casos, a existência de um ciclo semanal de  $MP_{10}$  com aumento da concentração no mesmo período foi sugerido como potencial causa para a intensificação da precipitação e da atividade de raios no meio da semana.

Tomando como base a mesma metodologia de significância estatística adotada nos trabalhos mencionados, foram calculados os ciclos semanais e verificada a sua significância estatística para o número de raios, número de dias com ocorrência de raios,  $MP_{10}$ ,  $SO_2$  e temperatura do ar para a RMSP. As equações utilizadas no cálculo dos ciclos semanais estão detalhadas no item 6.6 do capítulo anterior.

A série de dados de raios é composta apenas por dias com ocorrência de raios. Dessa forma, os dias em que não foram registrados raios no período pré-determinado não entram na série. Foram feitas médias semanais para o período de estudo e descartadas as semanas que estavam incompletas. Durante o período de estudo e para a área considerada não há registros de

ocorrência de raios para todos os dias do período, ou seja, existem semanas com falhas em alguns dias por não ocorrência de raios. Os dados das outras variáveis seguem esse mesmo critério, ou seja, os dados de MP<sub>10</sub>, SO<sub>2</sub> e temperatura do ar, serão também apenas para os dias com registros de raios.

As médias dos dias da semana foram ajustadas na forma senoidal:

com  $\tau$ , é o tempo medido em dias,  $\bar{y}$  a taxa média da variável medida,  $A$  a amplitude do ciclo semanal e  $\phi$  o pico do ajuste senoidal. A significância estatística da amplitude sobre a hipótese que o ciclo semanal não existe ( $\phi = 0$ ) foi obtida usando a técnica descrita no item 6.6 do capítulo anterior.

Neste trabalho foram adotados dois níveis de significância,  $\alpha = 0.05$  e  $\alpha = 0.01$ . Isso significa 95% e 99%, respectivamente de probabilidade da hipótese nula (que o ciclo semanal não exista) ser rejeitada.

Os primeiros testes mostraram que apenas o MP<sub>10</sub> e o SO<sub>2</sub> satisfizeram aos critérios de significância estabelecidos. O número de raios e o número de dias com ocorrência de raios não apresentaram significância. O MP<sub>10</sub> e o SO<sub>2</sub> possuem um ciclo semanal bem definido e tem como fonte principal a atividade urbana, na qual existe uma periodicidade nas atividades das fontes emissoras. No entanto, uma possível explicação para as causas responsáveis pela não

significância estatística para os testes com os raios, diz respeito ao tamanho da região submetida ao teste. A área usada por Bell et al. (2008) e (2009) no teste de significância é bem superior em extensão à RMSP. De acordo com Bell et al. (2009), o sinal do ciclo semanal não é claro em áreas densamente populosas. Provavelmente porque os níveis de poluição nessas áreas são tão altos que a intensificação das tempestades é saturada pela poluição. Então a atividade de raios aumenta e diminui menos com o ciclo semanal da poluição que sobre áreas menos poluídas. Outra possível causa é que os efeitos dos aerossóis na intensificação das tempestades são sobrepostos à presença da “ilha de calor”.

Com base nesses resultados e no fato de que alguns autores sugerem a influência significativa do material particulado na atividade de raios em centros urbanos, foi calculada a taxa média de raios por tempestade ocorrida em diferentes níveis de concentração de  $MP_{10}$ . O número de tempestades foi calculado através de uma aproximação com base no número de horas com ocorrência de raios. Assim, a quantidade total de pontos utilizada foi de 916, distribuídos nos três intervalos de concentração de  $MP_{10}$  de acordo com suas ocorrências (Figura 7.21), no qual o intervalo de baixas concentrações (0 -  $30\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) possui 212 pontos, o intervalo de concentração intermediária (30 -  $60\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) possui 609 pontos e o intervalo de maior concentração (60 -  $90\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) possui 95 pontos. Além deste, foi plotado também o gráfico de dispersão da taxa de raios por tempestade, que é a dispersão dos pontos sem a divisão da concentração em intervalos de concentração (Figura 7.22).

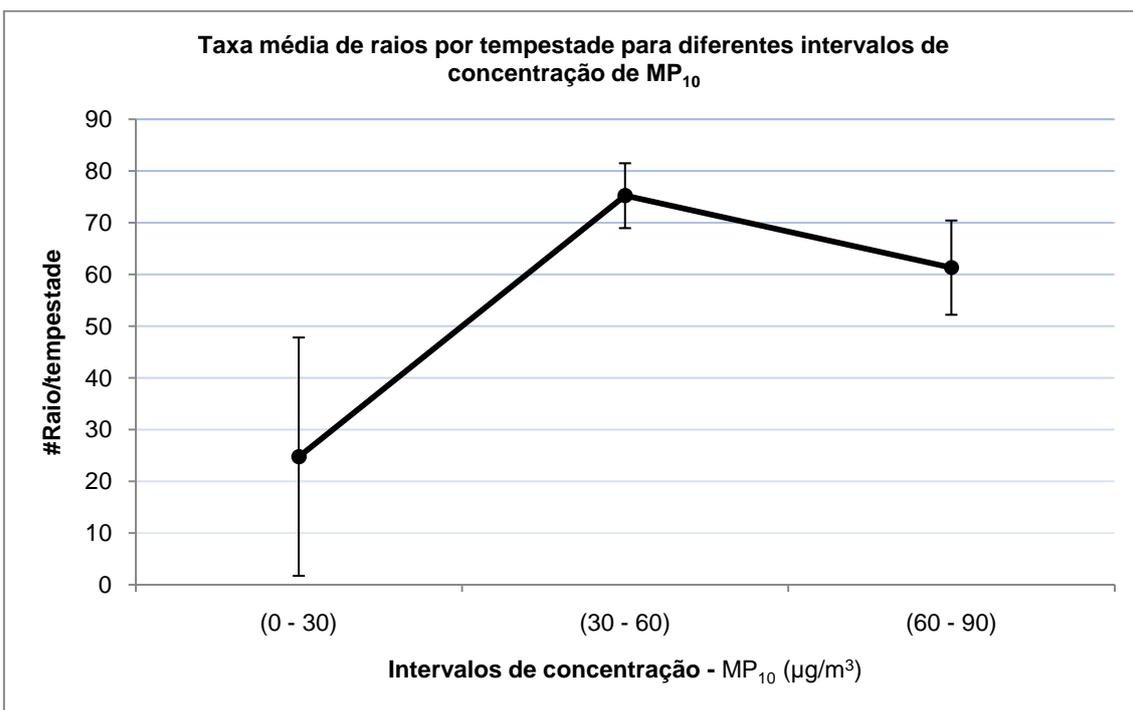


Figura 7.21 – Taxa média de raios por tempestade para diferentes intervalos de concentração de MP<sub>10</sub> na RMSF para o período de dados estabelecido.

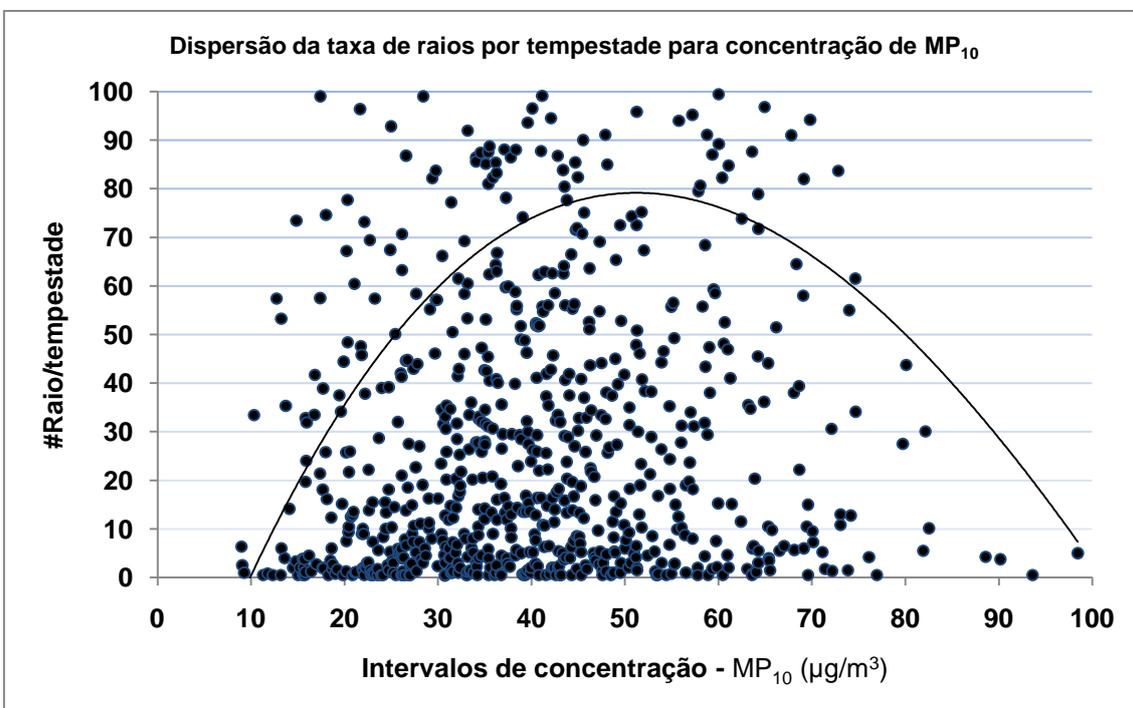


Figura 7.22 – Dispersão da taxa de raios por tempestade para a concentração de MP<sub>10</sub> na RMSF para o período de dados estabelecido.

Dessa forma, as Figuras 7.21 e 7.22, mostram que a RMSP apresenta uma tendência de saturação da concentração de  $MP_{10}$  na intensificação da atividade de raios durante as tempestades. Além disso, de forma a avaliar a contribuição da ilha de calor na intensificação das tempestades, foi calculada a temperatura média para os três intervalos de concentração de  $MP_{10}$  anteriormente considerados. A Figura 7.23 mostra que para os três intervalos de concentração, a temperatura praticamente não variou, considerando o maior desvio do intervalo de baixas concentrações, sugerindo que a temperatura na ilha de calor não é a única responsável no processo de intensificação das tempestades. Esse resultado reforça a teoria de que a poluição contribui na intensificação dos raios em centros urbanos e que após atingir a saturação no número de particulados, a eficiência em intensificar a atividade de raios nas tempestades cai e o efeito dos aerossóis passa a ser pouco significativo.

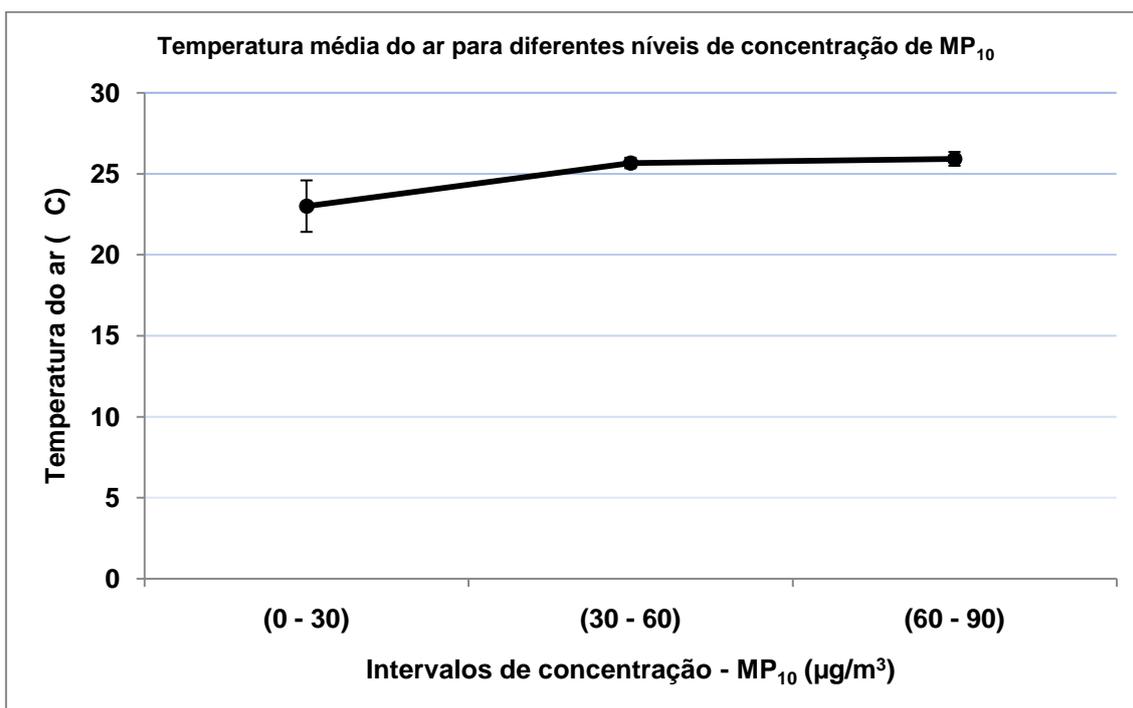


Figura 7.23 – Temperatura média do ar para os intervalos de concentração de  $MP_{10}$  na RMSP para o período de dados estabelecido.

Mesmo não tendo apresentado ciclo semanal, o teste também foi aplicado à temperatura do ar, com o objetivo de confirmar a inexistência de ciclo semanal em sua distribuição na RMSP.

Os resultados dos testes aplicados com a metodologia usada por Bell et. al (2008) para os níveis de significância são mostrados na Tabela 7.1. Enquanto os gráficos dos ciclos semanais para o  $MP_{10}$  e  $SO_2$  com as barras de erro calculadas no ajuste senoidal são mostrados nas Figuras 7.24 e 7.25 respectivamente.

Tabela 7.1 – Resultado dos testes de significância para a RMSP.

Teste			
Número de raios	0,1135	reprovado	reprovado
Número de dias com ocorrência de raios	0,0907	reprovado	reprovado
$MP_{10}$	0,0025	aprovado	aprovado
$SO_2$	0,0039	aprovado	aprovado
Temperatura do ar	0,3496	reprovado	reprovado

A tabela 7.1 mostra que apenas o  $MP_{10}$  e o  $SO_2$  satisfizeram os níveis de significância estatística do teste (5% e 1%), confirmando a existência de um ciclo semanal para essas variáveis. Por outro lado, as demais variáveis não apresentaram significância estatística e dessa forma, nada se pode dizer a respeito da existência de ciclos semanais sobre as mesmas.

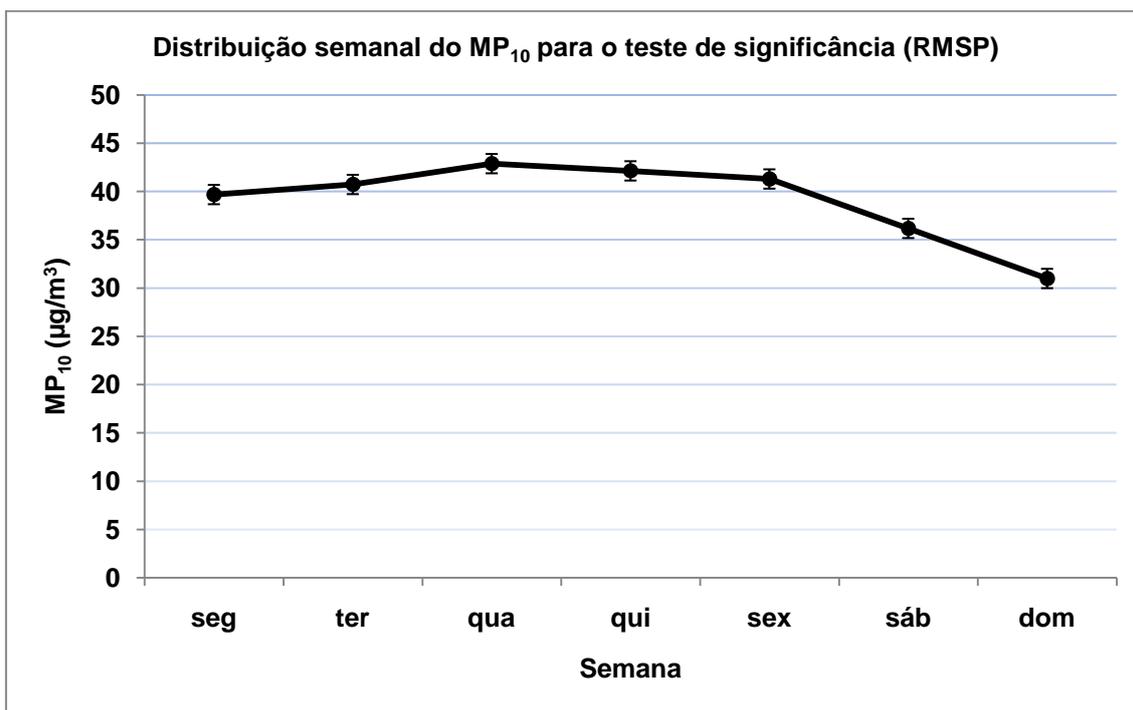


Figura 7.24 – Distribuição semanal do MP<sub>10</sub> na RMSP para as semanas submetidas ao teste de significância.

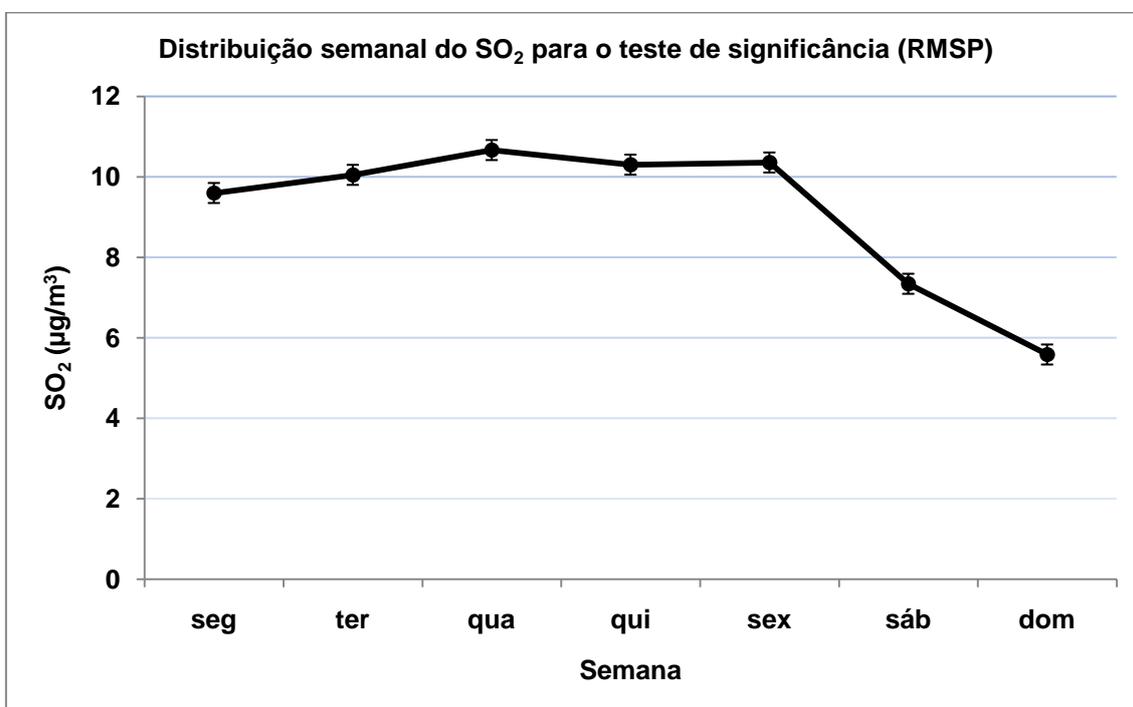


Figura 7.25 - Distribuição semanal do SO<sub>2</sub> na RMSP para as semanas submetidas ao teste de significância.

Um novo teste com os dados de raios foi aplicado aumentando a extensão territorial, agora com a inclusão das cidades de Campinas e São José dos Campos e suas respectivas cidades circunvizinhas, ambas conhecidas por também sofrerem forte influência do efeito urbano.

Neste caso, o teste para uma região territorial maior (com áreas de muita e pouca influência do efeito urbano) foi estatisticamente significativo (Tabela 7.2) para a existência do sinal do ciclo semanal na atividade de raios. Esse é um resultado importante porque, assim como para o sudeste dos EUA, para uma porção do Estado de São Paulo foi encontrado um ciclo semanal na atividade de raios (Figura 7.26). A análise de uma região territorialmente maior não limita o teste a uma região predominantemente influenciada pela ilha de calor.

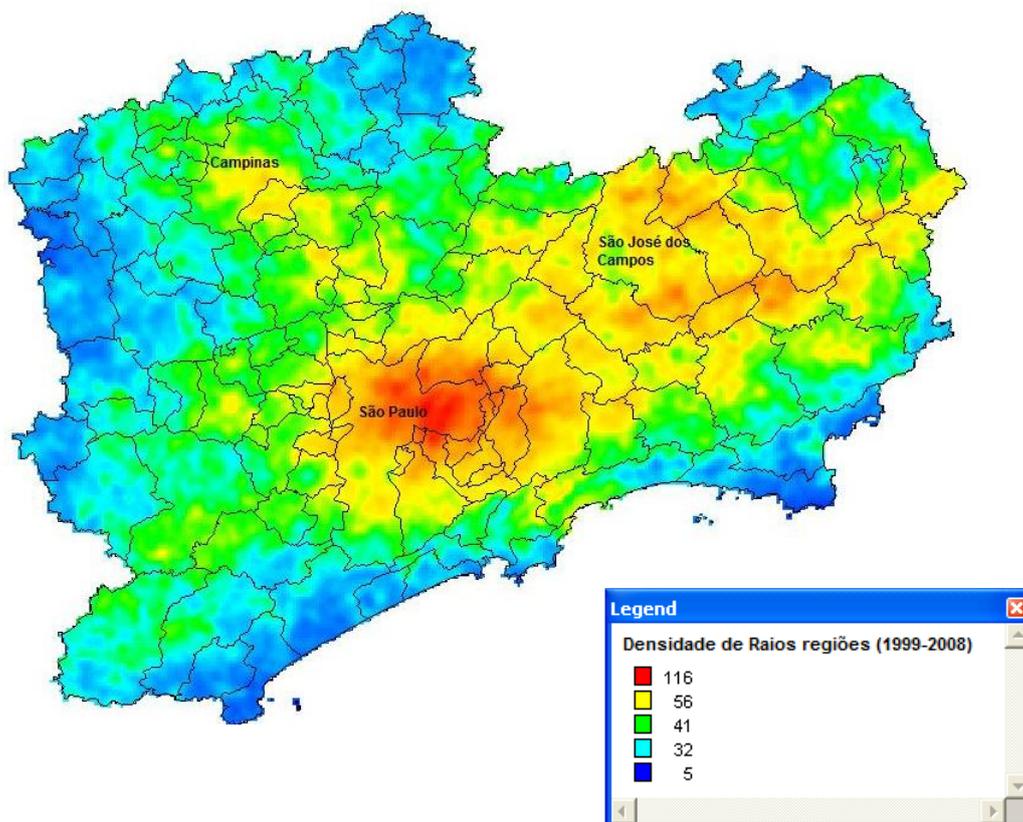


Figura 7.26 – Densidade de raios incluindo as cidades de Campinas e São José dos Campos.

Tabela 7.2 – Teste de significância para a inclusão das cidades de Campinas e São José dos Campos.

Teste			
Número de raios (regiões)	0,0067	aprovado	aprovado

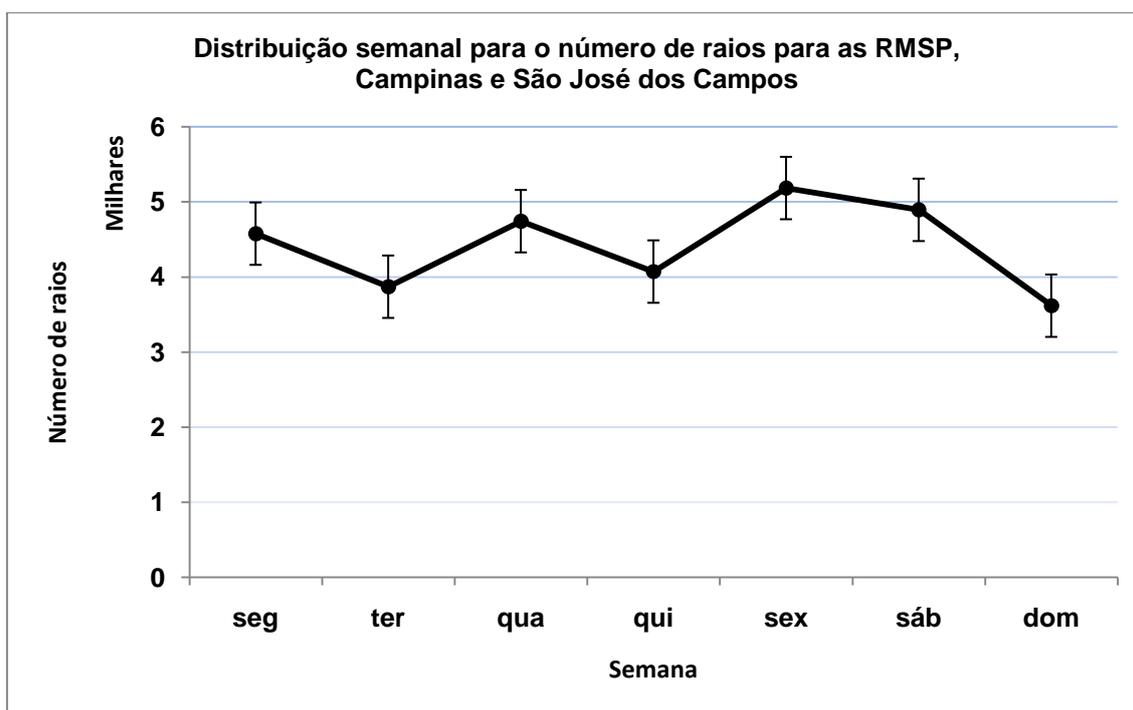


Figura 7.27 – Distribuição semanal do número de raios nas regiões RMSP, Campinas e de São José dos Campos para as semanas submetidas ao teste de significância.

Era preciso testar ainda mais um caso para avaliar a conexão entre as condições atmosféricas médias para as semanas válidas para o teste apenas na RMSP. No teste anterior com a inclusão das regiões das cidades de Campinas e São José dos Campos, as médias semanais para a atividades de raios foram completas, não havendo semanas descartadas para a realização do teste, diferentemente do teste feito só para a RMSP. Para contornar esse problema, e obtermos médias semanais homogêneas, foram feitas médias semanais para cada ano. Porém o teste de significância precisaria ser

modificado para permanecer confiável com um conjunto menor de dados. A probabilidade para a hipótese nula (do ajuste senoidal foi então calculada com base na distribuição de Fisher.

Os testes mostraram que para o número médio de raios (Figura 7.28) apenas a significância de foi satisfeita (Tabela 7.3). Enquanto para o caso considerando apenas a RMSP do número de dias com ocorrência de raios (Figura 7.29) os dois níveis de significância estatística foram satisfeitos. Esse resultado mostra que apesar da RMSP ser bastante influenciada pela ilha de calor, a atividade de raios na RMSP também é influenciada pela poluição.

Tabela 7.3 – Teste de significância para a RMSP com base na distribuição de Fisher.

Teste			
Número médio de raios	0,0359	aprovado	reprovado
Número de dias com ocorrência de raios	0,0014	aprovado	aprovado

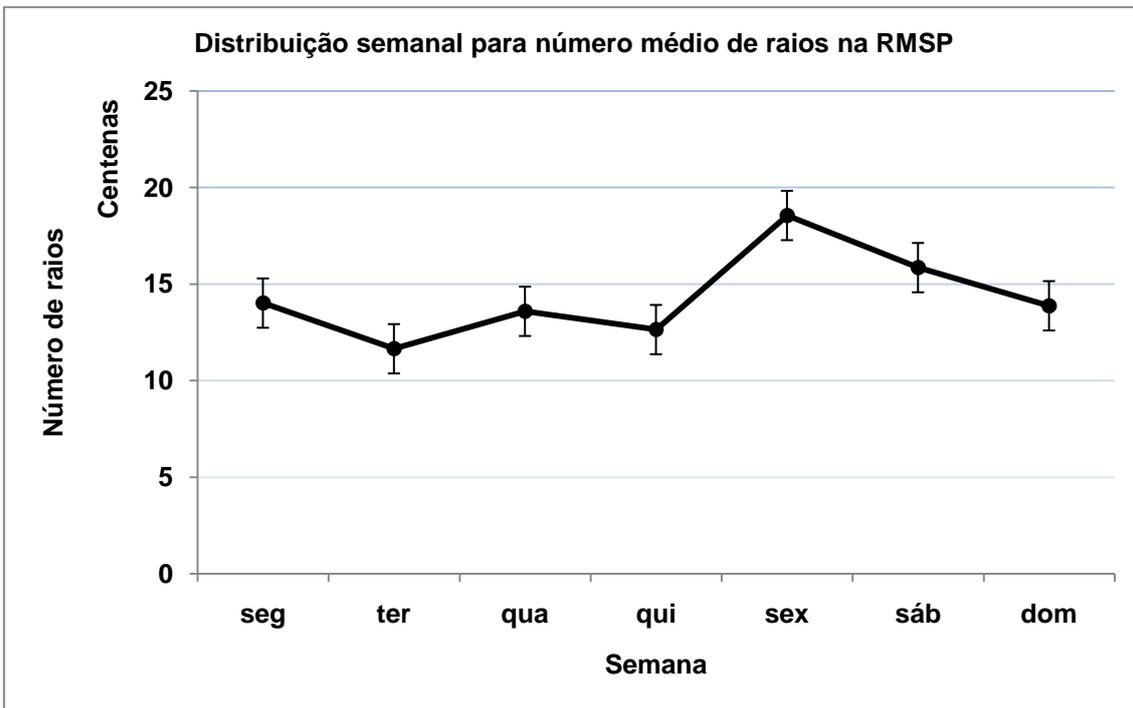


Figura 7.28 – Ciclo semanal para o número médio de raios na RMSP submetido ao teste de significância com base na distribuição de Fisher.

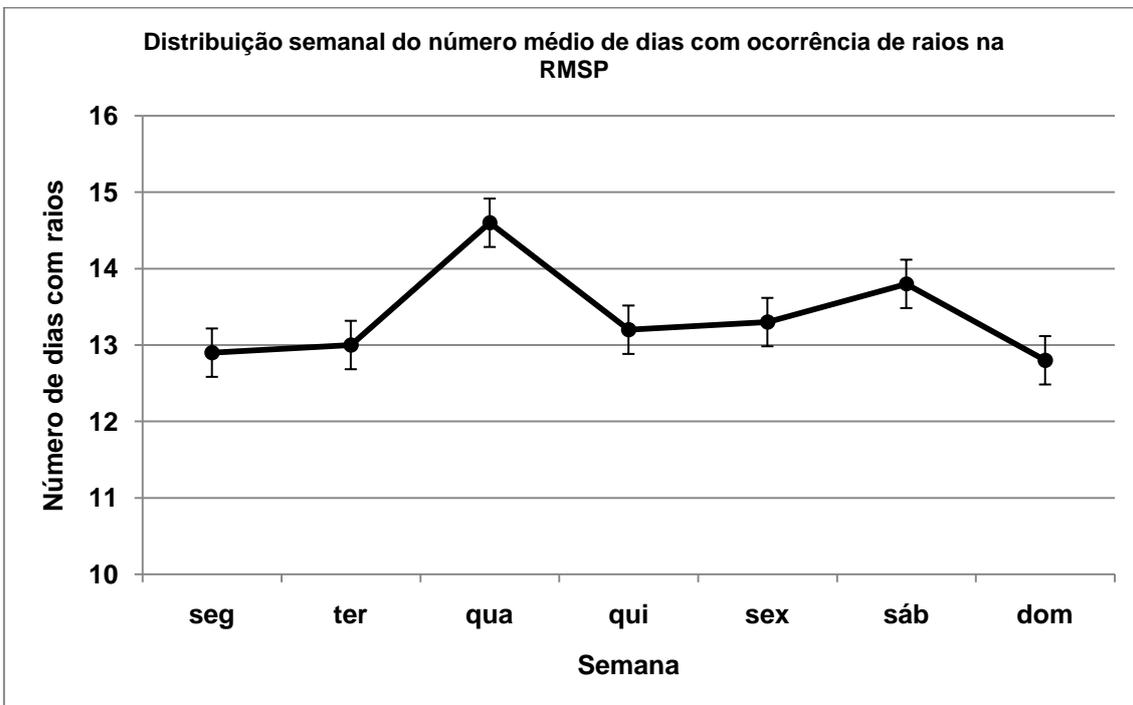


Figura 7.29 - Ciclo semanal para o número de dias com ocorrência de raios na RMSP submetido ao teste de significância com base na distribuição de Fisher.

## 7.5 Distribuição semanal para a espessura óptica (AOT) usando o MODIS

De acordo com Bell et al. (2008), as observações de variação na concentração de  $MP_{10}$  à superfície não garante que existe um ciclo semanal na concentração dos núcleos de condensação de nuvem (NCN) em altitudes onde a formação de gotas está acontecendo. De forma geral, a concentração de particulado medido na superfície, no entanto, fornece subsídios que reforçam a idéia de que existe um ciclo semanal também de NCN. Por outro lado, é interessante notar que o ciclo semanal na quantidade total da coluna de aerossóis não pode ser tão diferente do ciclo semanal à superfície refletido pela concentração de  $MP_{10}$ .

Dessa forma, também foi investigada a existência de ciclos semanais estatisticamente significativos para a espessura óptica. As Figuras 7.30 e 7.31 mostram a distribuição semanal da espessura óptica de aerossóis para os dias com ocorrência de raios sobre a RMSP. Enquanto as Figura 7.32 e 7.33, mostram também a distribuição semanal da espessura óptica de aerossóis, porém, para todos os dias do período considerado, independente da ocorrência de raios.

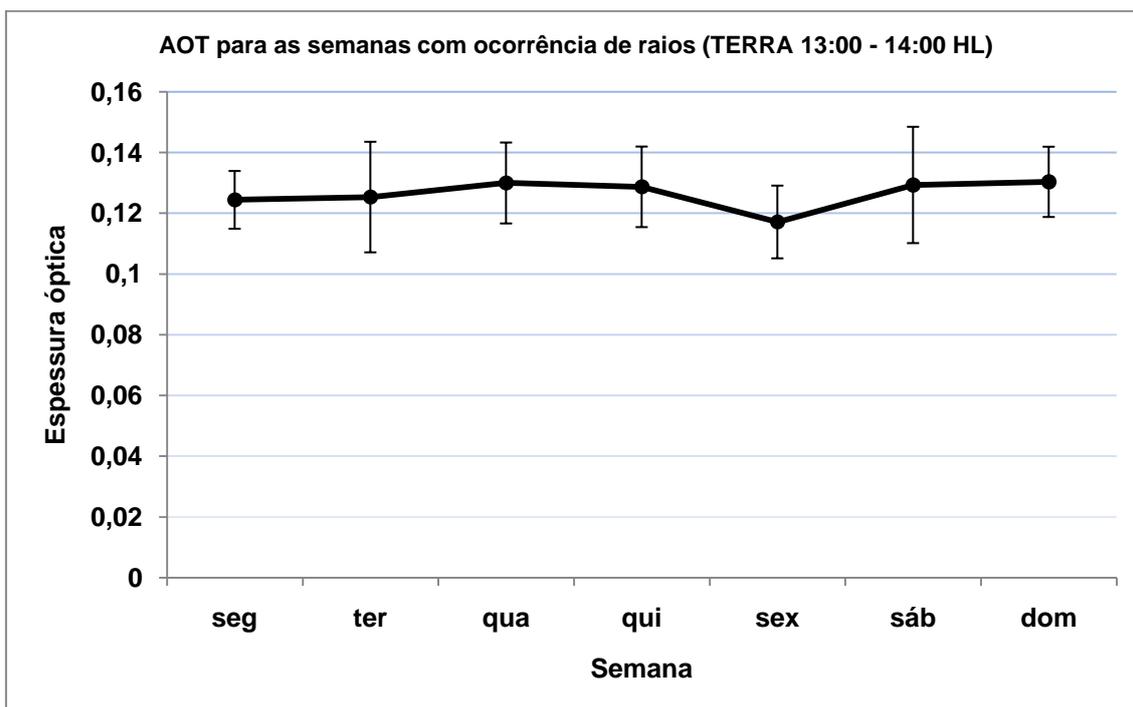


Figura 7.30 – Distribuição semanal da espessura óptica de aerossóis (AOT) para os dias com ocorrência de raios (satélite TERRA).

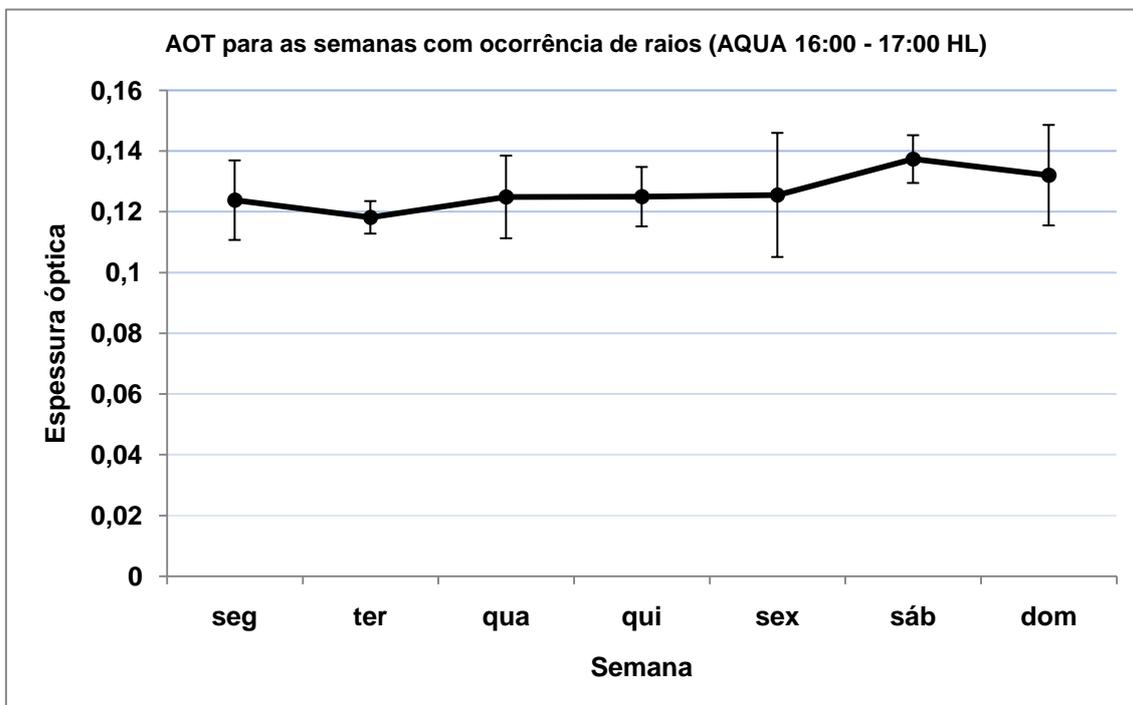


Figura 7.31 – Distribuição semanal da espessura óptica de aerossóis (AOT) para os dias com ocorrência de raios (satélite AQUA).

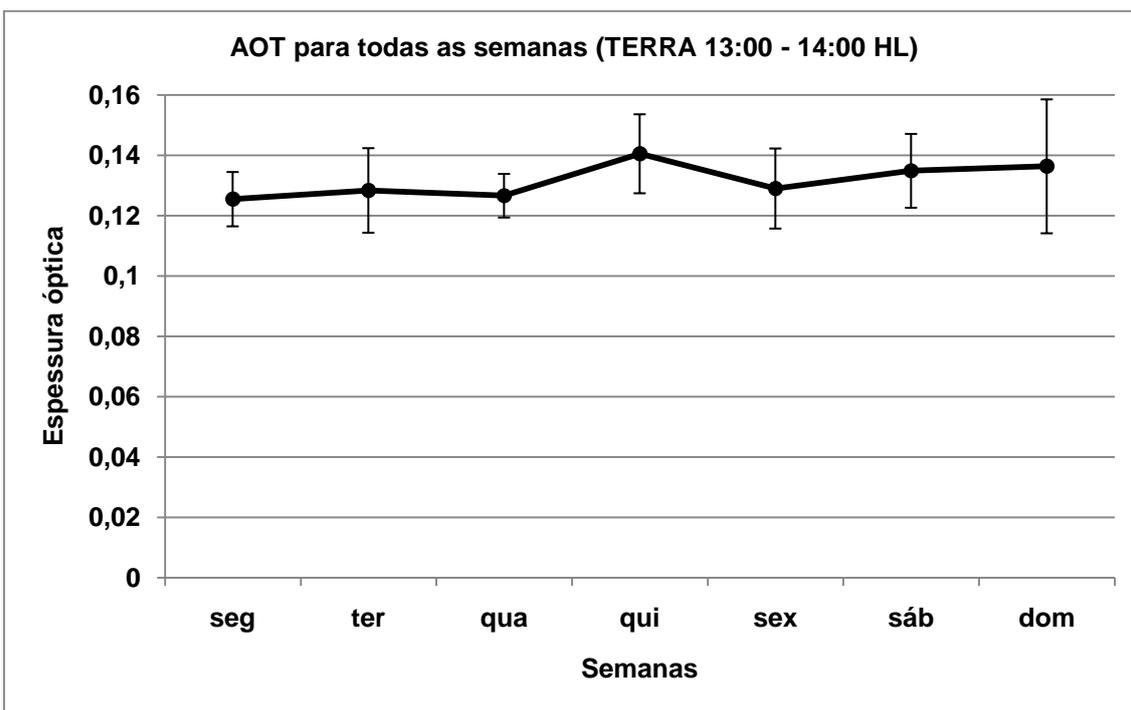


Figura 7.32 - Distribuição semanal da espessura óptica de aerossóis (AOT) independente da ocorrência de raios (satélite TERRA).

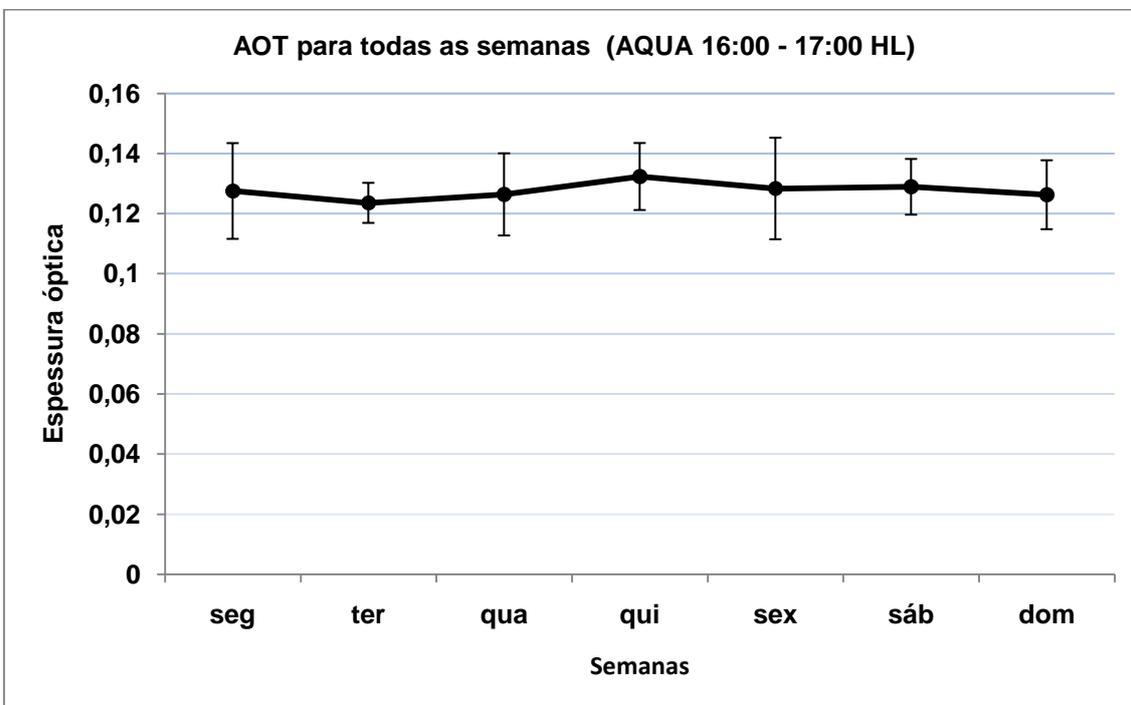


Figura 7.33 - Distribuição semanal da espessura óptica de aerossóis (AOT) independente da ocorrência de raios (satélite AQUA).

Assim como no trabalho realizado por Bell et al. (2008) não foi detectado variação estatística significativa para o ciclo semanal na espessura óptica (AOT) sobre a RMSP utilizando dados do sensor MODIS à bordo dos satélites, AQUA e TERRA. Apesar de a espessura óptica ser a leitura mais próxima dos aerossóis na coluna atmosférica, suas limitações devem ser consideradas. Morales et al. (2010) utilizando dados da AErosol RObotic NETwork (AERONET) para a cidade de São Paulo não encontraram diferenças significativas para a espessura óptica em dias de tempestade e dias sem a ocorrência de tempestade. Claramente, esses resultados mostram que mais pesquisas são necessárias para descrever o ciclo semanal da concentração de NCN em ambas as distribuições, horizontal e vertical.

## **8 RESULTADOS (PARTE II)**

Neste capítulo daremos continuidade às investigações da influência dos aerossóis urbanos na atividade elétrica de raios na RMSP, representados nesse trabalho pelo  $MP_{10}$ .

Além dos dados fornecidos pela rede de detecção de descargas atmosféricas BrasilDat, por estações automáticas da CETESB e pelo sensor MODIS, foi utilizado o modelo meteorológico de mesoescala WRF, com o objetivo de simular condições da atmosfera que ajudem a entender os processos microfísicos e termodinâmicos que levam a modificações na estrutura e atividade elétrica das nuvens de tempestade sobre centros urbanos densos.

### **8.1 Domínio da região**

A região escolhida é a combinação de dois domínios. O WRF permite que sejam escolhidos domínios aninhados, ou seja, domínios menores internos ao domínio maior, no qual o domínio interno ou aninhado (menor) apresenta resolução espacial maior que o domínio mãe, por exemplo. No WRF a melhor configuração de interação entre grades é aquela onde o domínio aninhado apresenta 1/3 (um terço) da resolução espacial apresentada pelo domínio mãe.

Para o nosso caso particular, o domínio mãe foi configurado para a resolução espacial de 15 km, enquanto o domínio aninhado foi configurado para 5 km de resolução espacial. A escolha de 5 km para o domínio aninhado foi feita com base no tamanho da região que se desejava analisar (no caso a RMSP) e também na escala de resolução dos fenômenos pretendidos a serem analisados. Uma resolução espacial inferior à estabelecida dificultaria significativamente os resultados, pois diminuiria os pontos de grade e trataria

as nuvens de tempestade como fenômenos de subgrade. Além disso, para evitar efeitos de borda, o domínio precisa ser ampliado para além dos limites pretendidos.

A Figura 8.1 mostra os dois domínios estabelecidos. O retângulo externo representa o domínio mãe com resolução espacial de 15 km entre os pontos de grade, enquanto o retângulo interno representa o domínio aninhado com 5 km de resolução espacial. As análises foram concentradas no domínio aninhado.

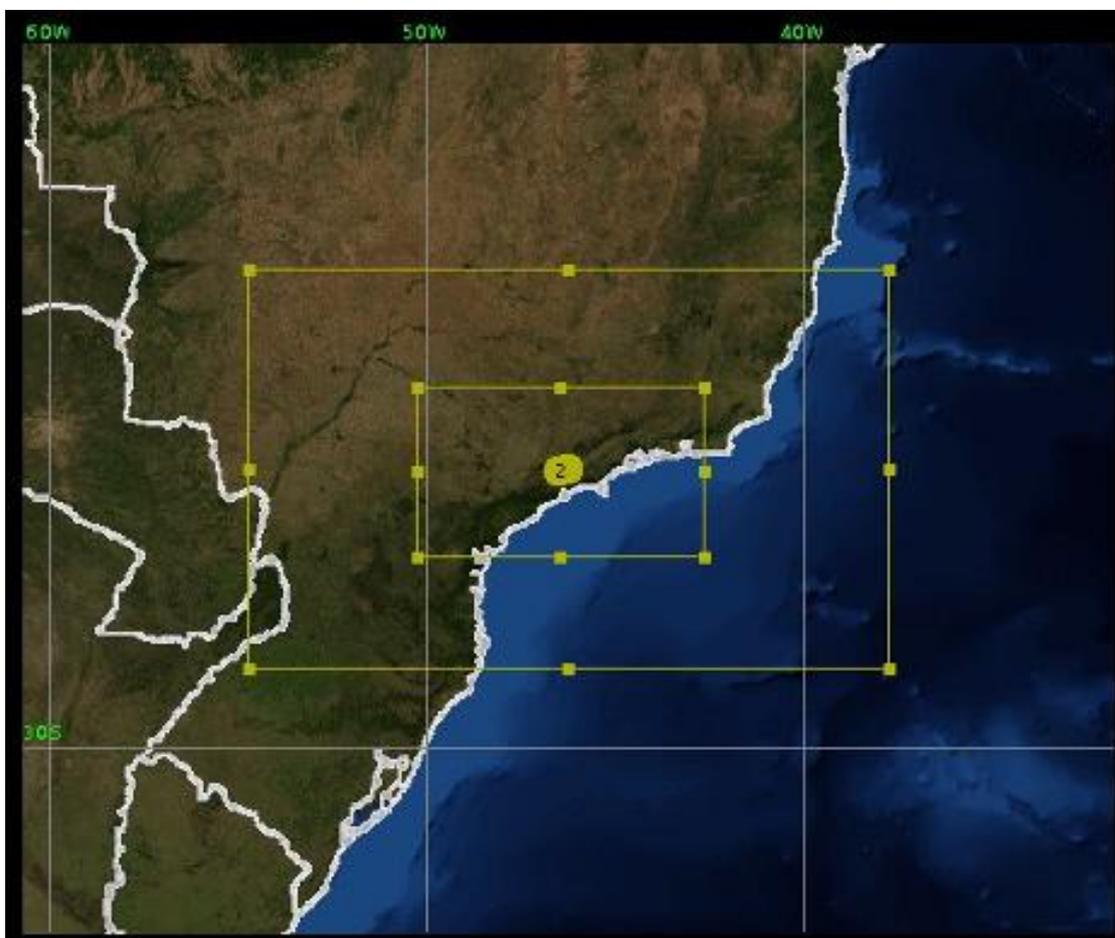


Figura 8.1 – Domínios escolhidos para as simulações no WRF. O domínio mãe (maior) tem resolução espacial de 15 km e o domínio aninhado (menor) tem resolução espacial de 5 km.

## 8.2 Dados e configuração escolhida para as simulações

Os dados de análise utilizados nesse trabalho são provenientes do NCEP (National Centers for Environmental Prediction), cuja fonte pode ser encontrada no seguinte endereço: <http://dss.ucar.edu/datasets/ds083.2/>.

O formato utilizado foi o Grib1 com 1,0 X 1,0 de resolução horizontal, que é um produto do GFS (Global Forecast System), disponibilizado nos quatro horários sinóticos (00, 06, 12, e 18 UTC). Maiores detalhes sobre o Grib1 podem ser encontrados em: <http://dss.ucar.edu/md/datasets/ds083.2/detailed.html>. Neste estudo foram usados dados para 12 horas de simulação, de forma a cobrir a janela horária das 14:00 hs às 21:00 hs (hora local), ou seja, 12, 18 e 00 UTC.

Dos dois núcleos dinâmicos disponíveis no WRF, foi usado o ARW (Advanced Research WRF) por ser mais completo. Dentre outras características, ele permite optar pela troca de informações nos dois sentidos das grades (*two-way nest*), mover grades aninhadas, rodar em processadores compartilhados e memória distribuída, assim como mais opções de parametrizações físicas. No capítulo 4, foram tratadas algumas parametrizações usadas nas simulações do WRF. As parametrizações têm como objetivo substituir modelos teóricos complexos.

## 8.3 Dias simulados

Foi escolhido um conjunto de dias a ser simulado no WRF, a fim de avaliar o comportamento termodinâmico e investigar a possível influência dos aerossóis no desenvolvimento e intensificação das tempestades.

Os dias selecionados para a simulação foram escolhidos segundo dois critérios:

- ✓ De acordo com três diferentes níveis de concentração de  $MP_{10}$ ;
  - Baixo ( $0 \mu\text{g}/\text{m}^3 - 30 \mu\text{g}/\text{m}^3$ );
  - Médio ( $30 \mu\text{g}/\text{m}^3 - 60 \mu\text{g}/\text{m}^3$ );
  - Alto (a partir de  $60 \mu\text{g}/\text{m}^3$ ).
- ✓ Dias com número de raios superior a 300.

Dessa forma, foram simulados 90 dias, sendo 30 para cada nível de concentração de  $MP_{10}$ .

As Figuras 8.2, 8.3 e 8.4 mostram as distribuições de raios para cada um dos dias escolhidos para cada um dos três níveis de concentração de  $MP_{10}$ .

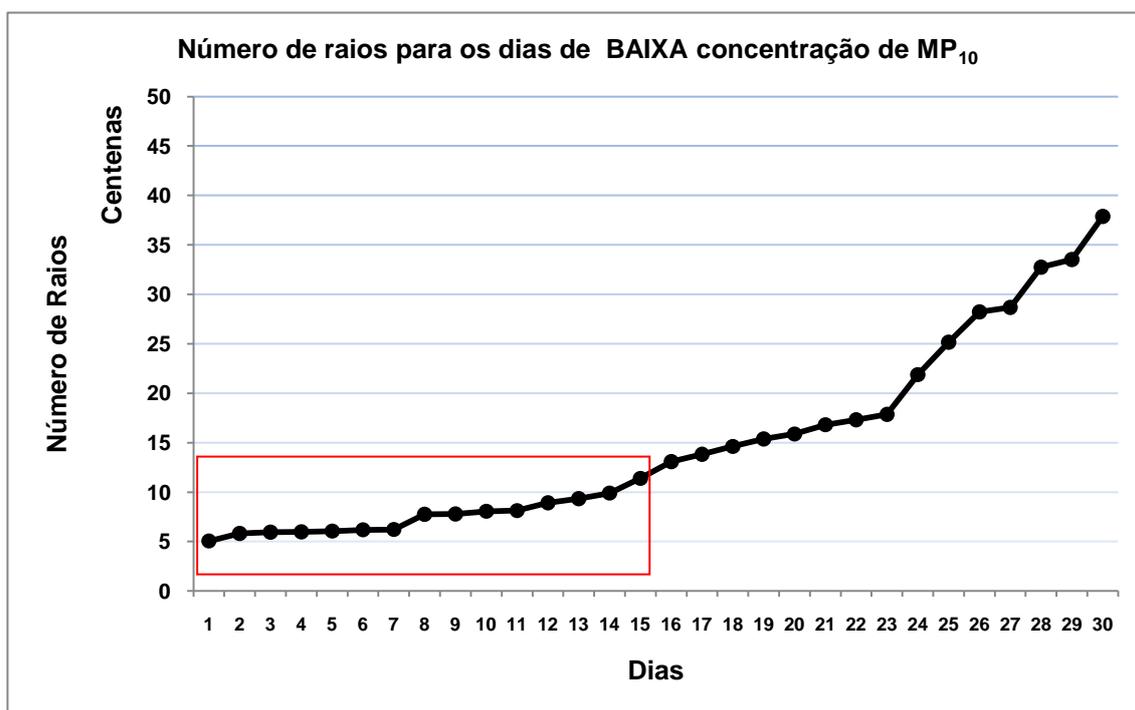


Figura 8.2 – Distribuição dos raios para o nível de baixa concentração de  $MP_{10}$ .

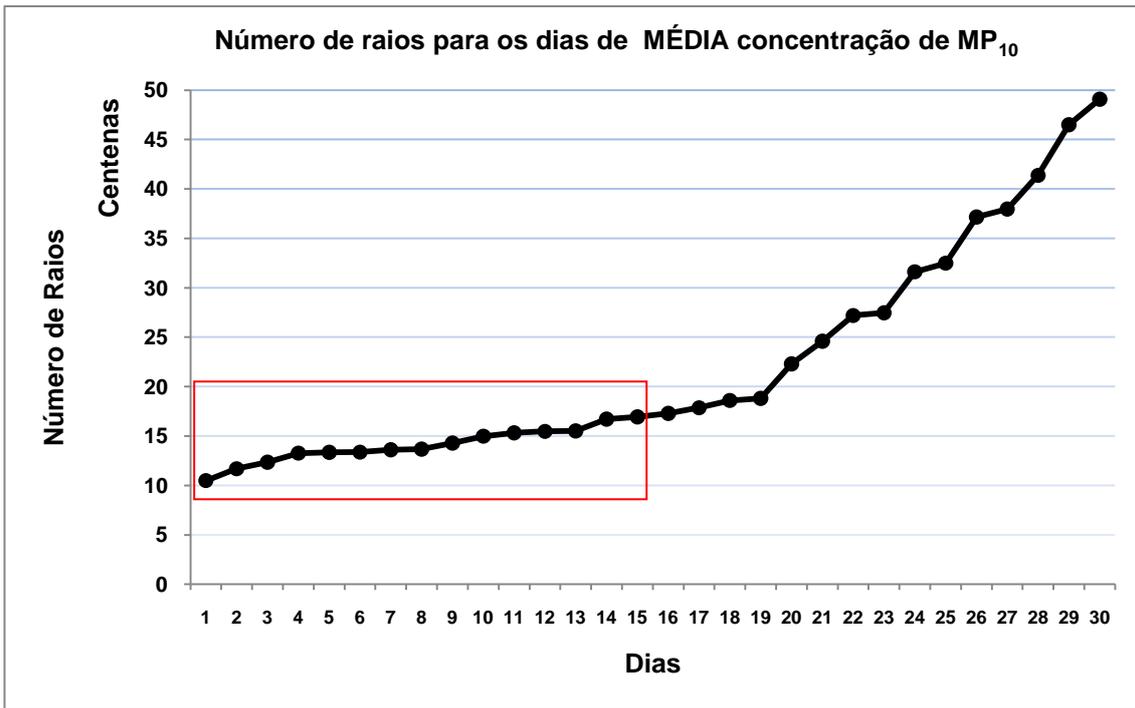


Figura 8.3 - Distribuição dos raios para o nível de média concentração de  $MP_{10}$ .

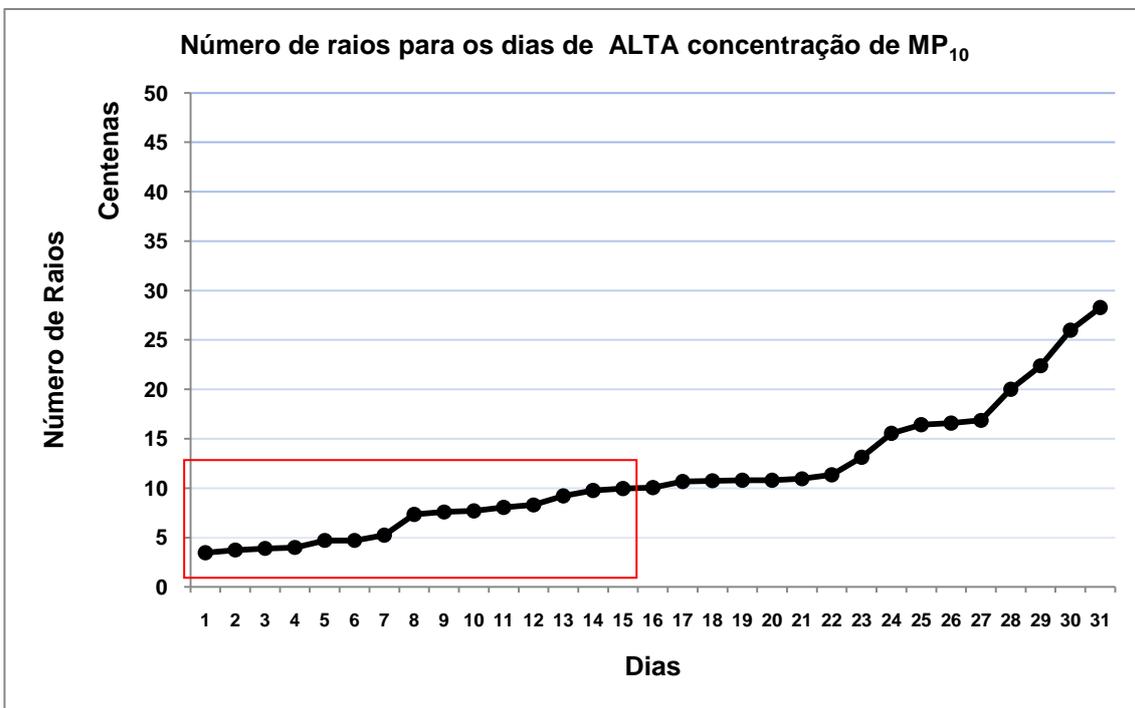


Figura 8.4 - Distribuição dos raios para o nível de alta concentração de  $MP_{10}$ .

A variação no número de raios para cada um dos três níveis de concentração é muito grande. Dessa forma, foi escolhido para cada intervalo de concentração, o intervalo dos 15 dias com as menores quantidades de raios, pois nesse intervalo as concentrações de  $MP_{10}$  são mais homogêneas.

Com base nas distribuições de raios para os dias simulados e na teoria da forçante termodinâmica do aerossol sugerida por Rosenfeld et al. (2008) foram examinadas algumas variáveis geradas nas simulações com o objetivo de verificar a validade da teoria para a RMSP.

Considerando que a presença do aerossol induz a mudanças na microfísica da nuvem, e que o calor latente liberado na coluna atmosférica é a principal fonte na redistribuição interna de energia dentro da nuvem, foram investigadas duas variáveis geradas pelo WRF que potencialmente estariam relacionadas ao calor latente de congelamento liberado acima da isoterma de  $0^{\circ}C$  e ao calor latente de fusão absorvido abaixo da mesma isoterma, foram elas, o “*qcloud*” e o “*qrain*”. O *qcloud* é a relação entre a quantidade de gotículas de nuvem (gotículas de água e gelo) pela quantidade total de conteúdo líquido da nuvem. De forma semelhante, o *qrain* é a relação entre a quantidade de gotículas de chuva pela quantidade total de conteúdo líquida da nuvem.

Esperava-se que através dessas variáveis fosse possível observar a energia armazenada necessária à redistribuição de calor dentro da nuvem, mas suas distribuições para os níveis de  $MP_{10}$  não foram satisfatórias (Figuras 8.5 e 8.6). Existem vários fatores que dificultam essa avaliação. Não podemos afirmar que essas tenham sido as variáveis mais adequadas, pois, se tratam de razões de mistura e não do próprio calor latente medido; não conhecemos os limiares exatos que estabelecem o processo físico estudado; existem também erros associados à própria modelagem que são acumulativos e não podem ser desconsiderados.

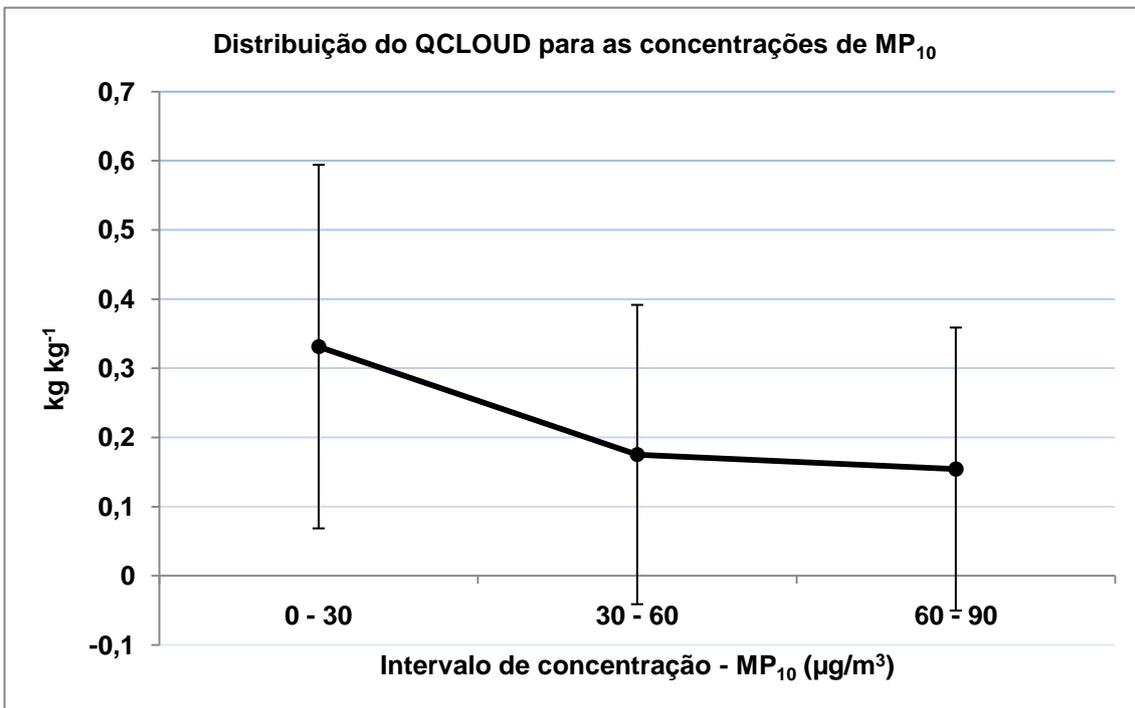


Figura 8.5 – Distribuição do QCLOUD para os níveis de concentração de  $MP_{10}$ .

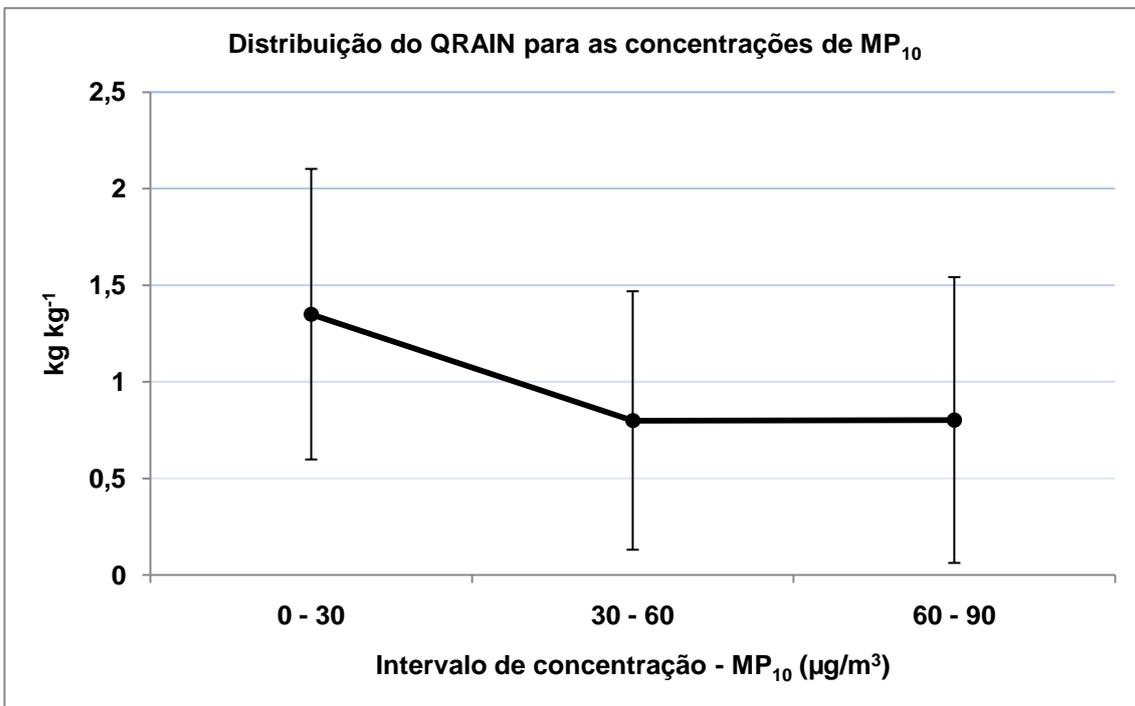


Figura 8.6 – Distribuição do QRAIN para os níveis de concentração de  $MP_{10}$ .

No entanto, a CAPE se mostrou coerente com relação à distribuição para os três diferentes níveis de concentração. Considerando os desvios para cada intervalo de concentração de  $MP_{10}$ , a Figura 8.7 não apresenta variabilidade significativa da CAPE nos três referidos intervalos de concentração. Isso significa que não houve aumento significativo da CAPE com o aumento de aerossóis injetado na atmosfera causado pelo efeito urbano. Esse resultado é coerente com a teoria da forçante termodinâmica do aerossol, pois o efeito microfísico de intensificação da convecção dentro das nuvens de tempestades devido ao aumento de gotículas e que tem como fonte a redistribuição do calor latente não prevê que a CAPE seja alterada de forma significativa, mas sim que MAIS energia potencial disponível (CAPE) seja convertida em energia cinética na intensificação dos movimentos convectivos da nuvem. A quantidade de energia potencial convertida em energia cinética não foi avaliada neste trabalho. Contudo, Williams et al. (2002) mediram um aumento próximo de 50% na liberação da CAPE para experimentos realizados na Amazônia onde, dentre outros fatores, foi avaliado o controle do aerossol na conversão de energia potencial em energia convectiva.

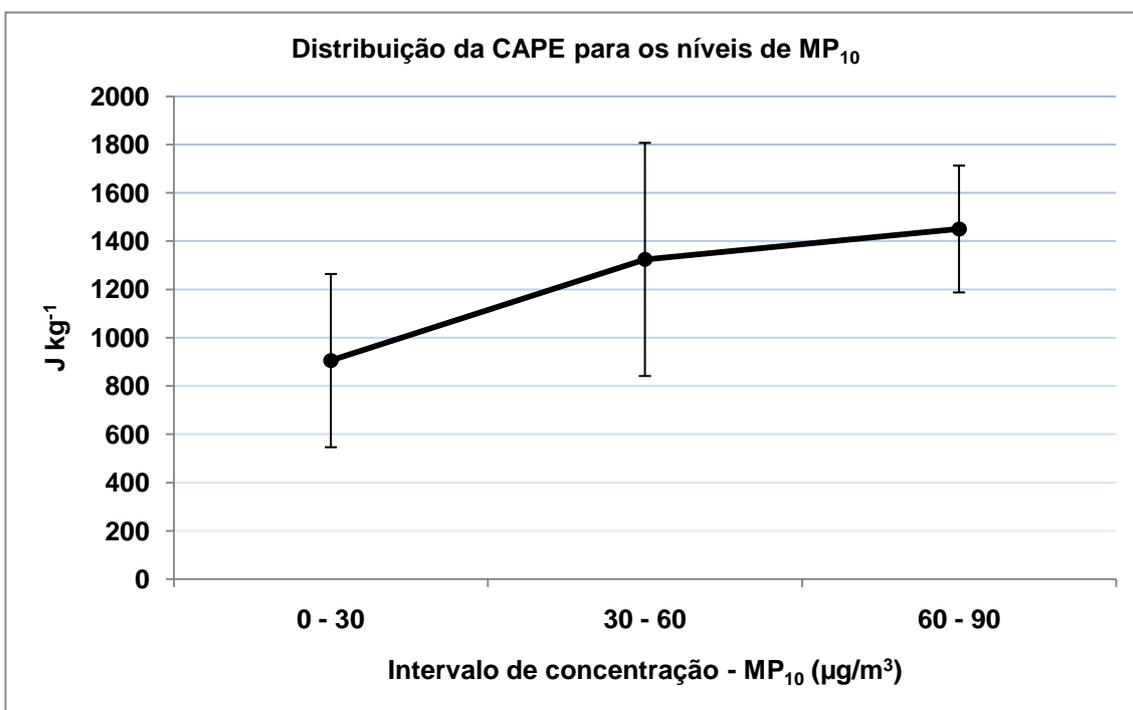


Figura 8.7 - Distribuição da CAPE para os níveis de concentração de  $MP_{10}$ .

Na Figura 8.8 observa-se o comportamento dos raios em função dos três níveis de concentração de  $MP_{10}$ , para os dias simulados que se encontram na faixa de distribuição aproximadamente linear indicado pelos retângulos nas Figuras 8.2, 8.3 e 8.4. Na Figura 8.9 é vista a dispersão dos raios em função da concentração de  $MP_{10}$ . Já a Figura 8.10 mostra a temperatura do ar calculada para as mesmas condições das Figuras 8.8 e 8.9.

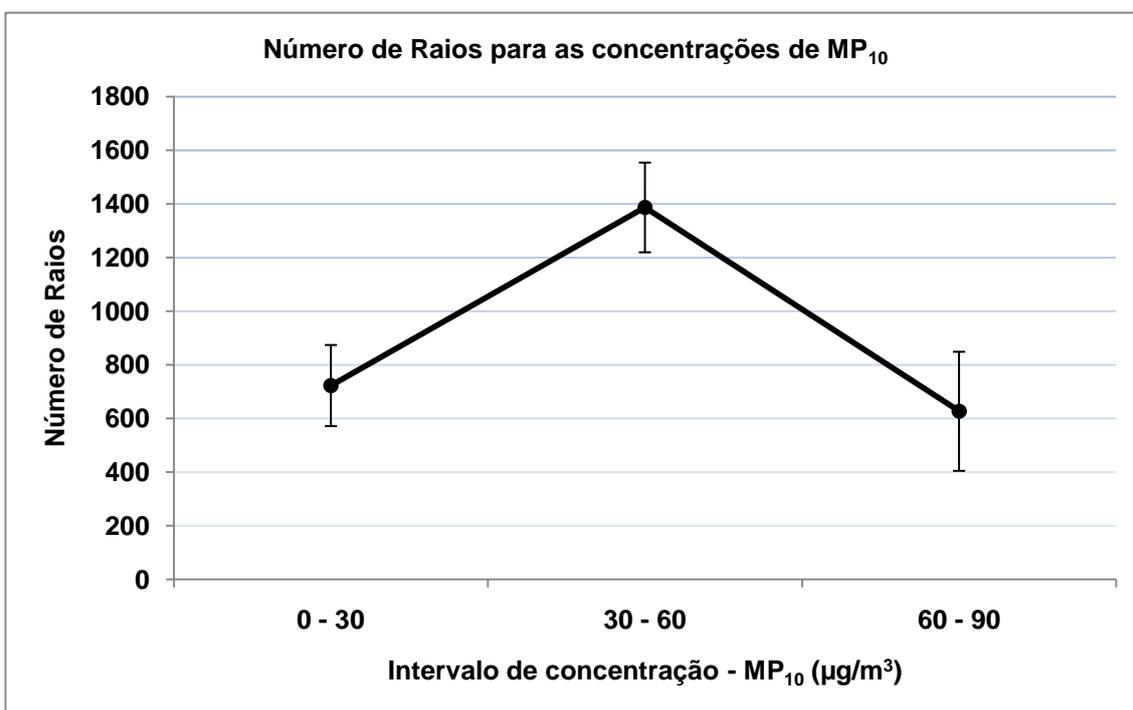


Figura 8.8 - Distribuição do número de raios para os níveis de concentração de  $MP_{10}$ .

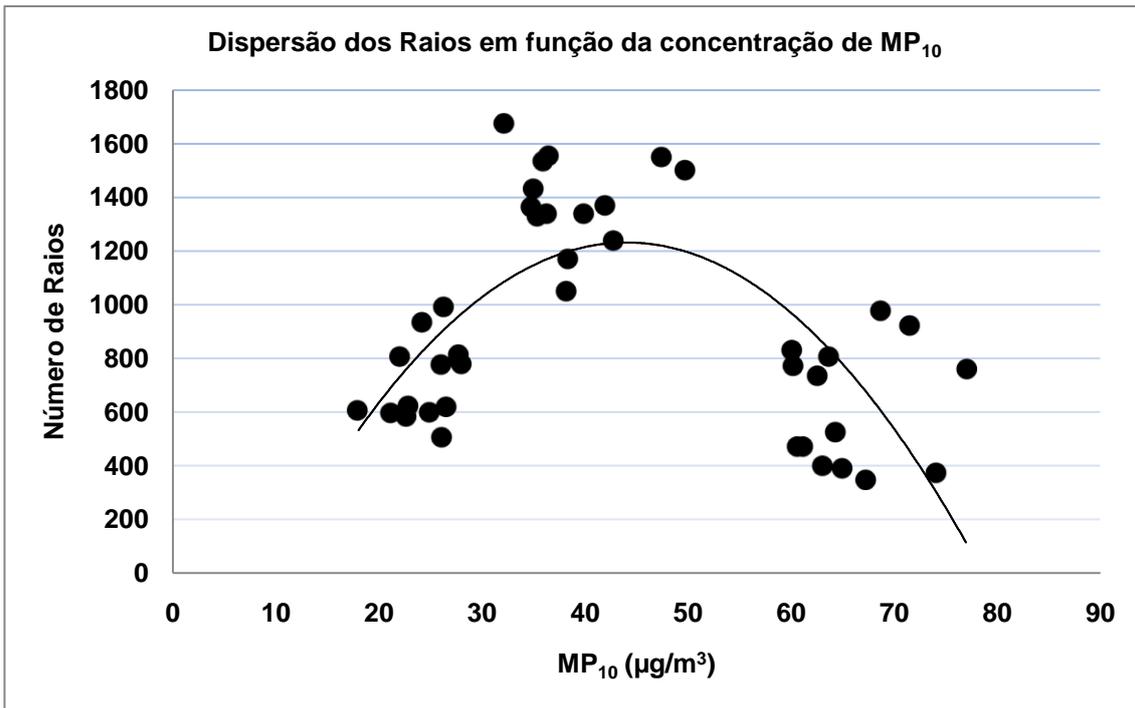


Figura 8.9 – Dispersão dos Raios em função da concentração de MP<sub>10</sub>.

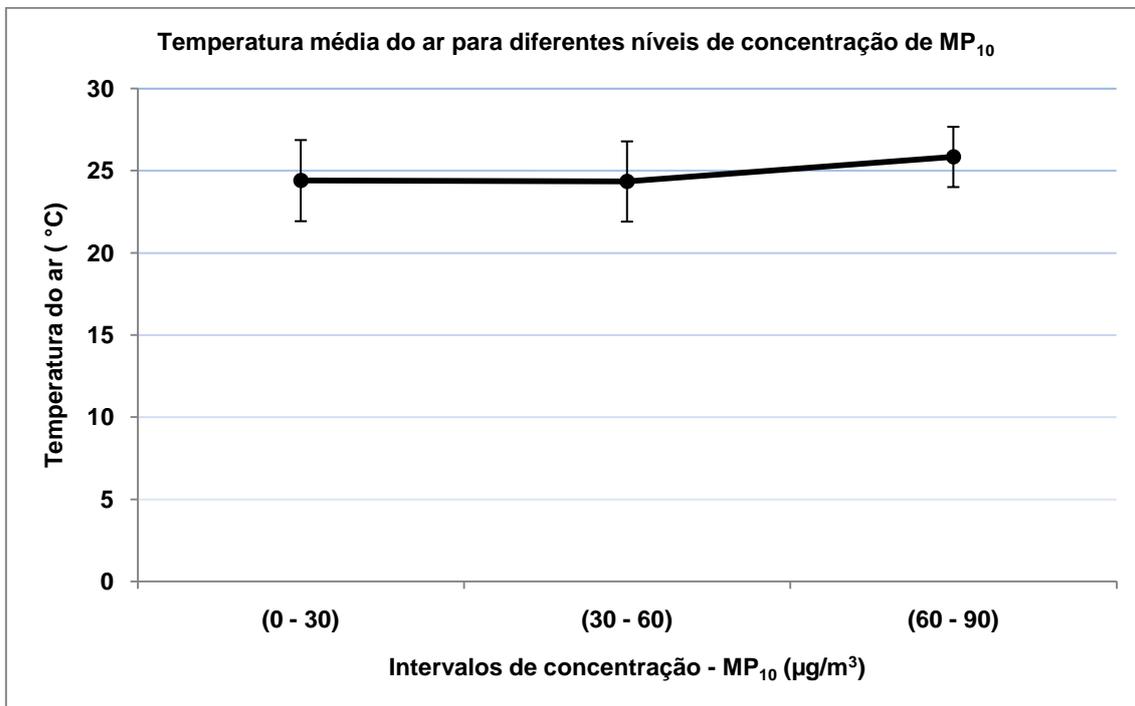


Figura 8.10 – Temperatura média do ar em função da concentração de MP<sub>10</sub>.

Claramente percebe-se na Figura 8.8 o aumento dos raios com a concentração de  $MP_{10}$  nos dois primeiros níveis de concentração e queda no número de raios para o nível de maior concentração. Comportamento semelhante é visto na Figura 8.9, em que os episódios com número de raios mais elevados encontram-se no nível intermediário de  $MP_{10}$ , enquanto os episódios com menor número de raios ocorreram nos dias com concentração de  $MP_{10}$  elevados. Por outro lado, a temperatura média do ar se mantém inalterada, reforçando a teoria de influência da poluição na intensificação das tempestades. Esse efeito “bumerangue” nos raios está de acordo com Altaratz et al. (2010) para dados da WWLLN (World-Wide Lightning Location Network) na região da Amazônia.

Embora não tenha sido identificado o sinal do efeito termodinâmico do aerossol através das variáveis  $q_{cloud}$  e  $q_{rain}$ , evidências do efeito foram identificadas através da análise da CAPE nos três níveis de  $MP_{10}$  e do comportamento do número de raios em função da concentração de  $MP_{10}$ .



## 9 CONCLUSÕES

O estudo dos impactos na atividade de raios causado pelo efeito urbano é um assunto bastante complexo e ainda pouco conhecido. Dessa forma, este trabalho vem trazer novas e importantes contribuições para o entendimento da ainda complexa relação entre efeito urbano e atividade de raios.

Neste trabalho um estudo inédito sobre a atividade e características temporais e espaciais dos raios na região metropolitana de São Paulo, utilizando dados da Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDat), dados termodinâmicos e de poluição obtidos por estações de superfície da Cetesb e resultados do modelo de mesoescala WRF. As principais conclusões foram:

- 1) Os anos de 2001 e 2004 apresentaram picos na ocorrência de raios e no  $MP_{10}$  no período de estudo (1999 a 2008), enquanto que o  $SO_2$  apresentou um pico apenas em 2004 e a temperatura apresentou um valor mínimo em 2004. Por outro lado, o ano de 2004 apresentou características de forte influência das condições urbanas, pois diferentemente do ano de 2001, a região mais urbanizada apresentou uma quantidade de raios muito superior à apresentada na área circunvizinha. Tais fatos sugerem a participação dos aerossóis na atividade de raios;
- 2) A conclusão anterior é reforçada pela análise dos dados de temperatura da superfície do sensor MODIS, que mostraram que a ilha de calor não sofreu alterações significativas no período;
- 3) Foi identificado um ciclo semanal estatisticamente significativo para os níveis de significância de  $p=0,05$  e  $p=0,01$  nos seguintes parâmetros: concentrações do  $MP_{10}$  e  $SO_2$ , número de raios, quando inclusas as

regiões de Campinas e São José dos Campos e número de dias com raios na região metropolitana (com base na distribuição de Fisher);

- 4) A taxa média de raios por tempestade aumenta à medida que a concentração  $MP_{10}$  aumenta até um limiar, em resposta ao domínio do efeito radiativo sobre o efeito microfísico. Por outro lado, sob as mesmas condições de concentração de  $MP_{10}$  não foi observada alteração significativa da temperatura do ar;
- 5) Com base nos dados do sensor MODIS à bordo dos satélites AQUA e TERRA, não foi encontrado ciclo semanal na espessura óptica. O mesmo resultado foi encontrado por Bell et al. (2009). É necessário avaliar as limitações deste tipo de dados sobre este resultado;
- 6) Foi identificado através da CAPE indício da atuação da “forçante termodinâmica do aerossol”, conforme descrito recentemente por Rosenfeld et al. (2008). Contudo, não foi identificada tal atuação nas variáveis QCLOUD e QRAIN escolhidas para representar o calor latente liberado e absorvido em altos níveis, talvez em decorrência das limitações do modelo.
- 7) Foi observado que para os dias simulados, o número médio de raios aumenta à medida que a concentração de  $MP_{10}$  também aumenta até o intervalo intermediário de  $MP_{10}$ . No entanto, em concentrações elevadas o número médio de raios decresce, confirmando os resultados recentes encontrados por Altaratz et al. (2010). A temperatura do ar para os mesmo intervalos de  $MP_{10}$  não apresentou alterações significativas.

## 10 SUGESTÃO PARA TRABALHOS FUTUROS

Os resultados encontrados nesse trabalho apesar de contribuir positivamente para ampliar o conhecimento sobre o comportamento dos raios em centros urbanos não esgotam as possibilidades de aquisição de mais conhecimento.

Como sugestão para trabalhos futuros podemos citar:

- O acompanhamento detalhado de tempestades isoladas desde a sua formação até a dissipação total, com o uso de radares meteorológicos polarimétricos, técnicas avançadas de localização das descargas atmosféricas, por exemplo, o Lightning Mapping Array – LMA, que é um sistema de localização de relâmpagos em três dimensões;
- O acoplamento de módulos químicos ao modelo WRF, para que possam ser simulados cenários para diferentes concentrações e espécies de poluentes;
- Assimilação de dados de estações de superfície e radissondagens pelo modelo meteorológico, com o objetivo de ter mais precisão nas simulações;
- Uso de modelos microfísicos específicos para avaliar com mais detalhes os processos físicos induzidos pelo aerossol e radiosondagens;
- Investigação de outros tipos de parametrizações no modelo e outras variáveis que possam representar o calor latente armazenado e o balanço energético dentro das nuvens;
- Medições de campo da CAPE e coluna de aerossóis.



## 11 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALTARAZT, O., KOREN, I., YAIR, Y., PRICE, C. Lightning response to smoke from Amazonian fires. **Geophysical Research Letters**, 2010, 37, L07801, doi:10.1029/2010GL042679.

ALVES FILHO, A.P., RIBEIRO, H. Configuração especial de eventos de precipitação extrema na região metropolitana de São Paulo: interações entre ilhas de calor e a penetração da brisa oceânica. **InterfacEHS Revista de Gestão Integrada em Saúde do Trabalho e do Meio Ambiente**, v. 2, p. 1-8, 2007.

ANDREAE, M. O.; ROSENFELD, D; ARTAXO P. Smoking rain clouds over the Amazon. **Science**, v.303, n. 5662, p. 1337-1342, Feb. 2004.

ARAKAWA, A.; LAMB, V. R. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. In: Chang,,J. (Ed.), **General circulation models of the atmosphere**. San Francisco: Academic Press,1977. p. 173-265.

ÁVILA, E.E.; PEREYRA, R.G. Charge transfer during crystal-graupel collisions for two different cloud droplet size distributions. **Geophysical Research Letters**, v.27, n.23, p.3837-3840, 2000.

BELL, T. L., ROSENFELD, D., KIM, K.-M., YOO, J.-M., LEE, M.-I., HAHNENBERGER, M., Midweek increase in U.S. summer rain and storm heights suggests air pollution invigorates rainstorms, **Journal Geophysical Research**, 2008, 113, D02209, doi:10.1029/2007JD008623.

BELL, T. L., ROSENFELD, D., KIM, K.-M., Weekly cycle of lightning: Evidence of storm invigoration by pollution, **Geophysical Research Letters**, 2009, 36, L23805, doi:10.1029/2009GL040915.

BOCCIPPIO, D.J.; CUMMINS, K.L.; CHRISTIAN, H.J. Combined satellite- and surface-based estimation of the intracloud-cloud-to-ground lightning ratio over the continental United States, **Monthly Weather Review**, v. 129, n.1, p. 108-122, 2001.

BONNER, W. D. Recent progress and future plans for numerical weather prediction at National Meteorological Center. In: Eighth Conference on Numerical Weather Prediction, 8, 1988, Baltimore. **Proceedings...** Baltimore:, American Meteorological Society, 1988. p23-36.

BORNSTEIN, R.; LIN, Q. L. Urban heat islands and summertime convective thunderstorms in Atlanta: three case studies. **Atmospheric Environment**, v. 34, n. 3, p. 507-516, 2000.

BRÉON, F.M.; TANRÉ, D.; GENEROSO, S. Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite. **Science**, v. 295, n. 5556, p. 834-838, Feb. 2002.

CASTANHO, A. D. A. **Propriedades ópticas das partículas de aerossol e uma nova metodologia para a obtenção de profundidade óptica via satélite sobre São Paulo**. Tese (Doutorado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2005.

CERVENY, R. S., BALLING Jr., R. C. Weekly cycles of air pollutants, precipitation and tropical cyclones in the coastal NW Atlantic region. **Nature** v.394, p.561–563, 1998.

COMPANHIA DE TECNOLOGIA DE SANEAMENTO BÁSICO (CETESB). **Relatório de qualidade do ar no Estado de São Paulo (2009)**. São Paulo: CETESB, 2008. 359p.

COMPANHIA DE TECNOLOGIA DE SANEAMENTO BÁSICO (CETESB). **Relatório de qualidade do ar no Estado de São Paulo (2004)**. São Paulo: CETESB, 2005. 128p.

CHARLSON, R.J. E HEINTZENBERG, J. Introduction. In: Charlson, R.J.; Heintzenberg, J. (eds). **Aerosol forcing of climate**. Chichester, Inglaterra: John Wiley & Sons, 1995. p. 1-10.

CHANGNON, S. A. Evidence of urban and lake influences on precipitation in the Chicago area. **Journal of Applied Meteorology**. v. 19, n. 10, p. 1137-1159, 1980.

CHANGNON, S. A.; SEMONIN, R. G.; AUER, A. H.; BRAHAM JR., R. R.; HALES, J. M. **METROMEX: a review and summary**. Boston: American Meteorological Society, 1981. 181p.

DALEY, R.; BOURASSU, Y. Rhomboidal versus triangular spherical harmonic truncation: Some verification statistics. **Atmosphere-Ocean**, v. 16, p. 187-196, 1978.

D'AJUZ, A., C. S. FONSECA, *et al.* **Transitórios elétricos e coordenação de isolamento: aplicação em sistemas de potência de alta tensão**. Rio de Janeiro: FURNAS, Niteroi / Universidade Federal Fluminense/EDUFF. 1987

FARIAS, W.R.G., PINTO Jr, O., NACCARATO, K.P., PINTO, I.R.C.A., Anomalous lightning activity over the Metropolitan Region of São Paulo due to urban effects, **Atmospheric Research**, v. 91, n. 2-4, p. 485-490, doi:10.1016/j.atmosres.2008.06.009. February 2009.

FERNANDES, W. A.; PINTO, I. R. C. A. ; PINTO JUNIOR, O.; LONGO, K. M. ; FREITAS, S. R. New findings about the influence of smoke from fires on the cloud-to-ground lightning characteristics in the Amazon region. **Geophysical Research Letters**, v. 33, p. 300-304, 2006.

FERNANDES, W. A. ; PINTO JUNIOR, Osmar ; PINTO, Iara Regina Cardoso de Almeida . Eletricidade e poluição no ar: Como as queimadas afetam as nuvens de tempestade e os relâmpagos. **Ciência Hoje**, v. 42, p. 18-23, 2008.

FINLAYSON-PITTS, B.; PITTS JR. J.N. **Chemistry of the upper and lower atmosphere**. New York: Academic Press, 2000. 969p.

GAUTHIER M. L., PETERSEN, W. A., CAREY, L. D., ORVILLE R. E. Dissecting the anomaly—A closer look at the documented enhancement in summertime ground flash densities in and around the Houston area. In: CONFERENCE ON METEOROLOGICAL APPLICATIONS OF LIGHTNING DATA, 2005, San Diego, USA . **Proceedings...** San Diego: AMS 2005.

GAUTHIER M. L., PETERSEN, W. A. Investigating possible causative mechanisms behind the houston cloud-to-ground lightning anomaly. In: Second Conference on Meteorological Applications of Lightning Data, 2., 2006, Atlanta, USA. **Proceedings...** Atlanta: AMS,2006.

GORDON, A.H. Weekdays warmer than weekends? **Nature** v.367, p.325–326, 1994.

GRENET G. Essai d'explication de la charge electrique des nuages d'orages. **Annales Geophysicae**, v.3, p.306-307, 1947.

GUNN,R.; PHILLIPS, B. B. An experimental investigation of the effect of air pollution on the initiation of the rain. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.14, p.272-280, 1957.

HAYWOOD J.; BOUCHER, O. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: a review. **Reviews of Geophysics**, v. 38, n. 4, p. 513-543, Nov. 2000.

HOBBS, P.V., HARRISON, H., ROBINSON, E. Atmospheric effects of pollutants: pollutants which affect clouds are most likely to produce modifications in weather and climate. **Science**, v.183, p.909–915, 1974.

HOBBS, P.V. **Aerosol-cloud-climate interactions**. San Diego: Academic Press. 235p. Cap. 2, p. 33-73, 1993. International Geophysics Series. n.52.

HOBBS. P.V. **Introduction to atmospheric chemistry**. 2. ed. Cambridge: University Press, 2000. 262p.

HINDS, W.C. **Aerosol technology** – properties, behavior, and measurement of airborne particles. New York: John Wiley & Sons, 1982.

IRIBARNE, J. V. e H. R. Cho. **Atmospheric Physics**.1980. 212p. ISBN 90-277-1033-3.

JOHNSON, D. B. Role of giant and ultragiant aerosol particules in warm rain initiation. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v.39, p.448-460, 1982.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; BAKER, W. Global numerical weather prediction at the national meteorological center. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 71, 1990.

KANAMITSU, M.; ALPERT, J.; CAMPANA, K.; CAPLAN, P.; DEAVEN, D.; IREDELL, M.; KATZ, B.; PAN, H.-L.; SELA, J.; WHITE, G. Recent changes implemented into the global forecast system at nmc. **Weather and Forecasting**, v. 6, 1991.

KAR, S. K., LIOU, Y. –A., HA, K. –J., Aerosol effects on the enhancement of cloud-to-ground lightning over major urban areas of South of Korea, **Atmospheric Research**, 2009, 92, p. 80-87, doi:10.1016/j.atmosres.2008.09.004.

KAR, S. K., LIOU, Y. –A., HA, K. –J., Characteristics of cloud-to-ground lightning activity over Seoul, South Korea in relation to an urban effect, **Annales Geophysicae**, v. 25, p. 2113-2118, 2007

KAUFMAN, Y. J; FRASER, R. S. The effect of smoke particles on clouds and climate forcing. **Science**, v. 277, n. 5332, p. 1636-1639, Sept. 1997.

KAUFMAN, Y.J.; TANRÉ, D.; REMER, L.A.; VERMOTE, E.; CHU, A.; HOLBEN, B.N. Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer. **Journal of Geophysical Research**, v.102, p17051-17067, 1997a.

KAUFMAN, Y.J.; WALD, A.E.; REMER, L.A.; GAO, B.-C.; LI, R.-R.; FLYNN, L. The MODIS 2.1 mm channel – correlation with visible reflectance for use in remote sensing of aerosol. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.35, p.1286-1298, 1997b.

KEMP, D.D. **Global environmental issues, a climatological approach**. 2. ed..London: Routledge, 1994.

KHAIN, A.; POKROVSKY, A.; SEDNEV, I. Some effects of cloud-aerosol interaction on cloud microphysics structure and precipitation formation:

numerical experiments with a spectral microphysics cloud ensemble model. **Atmospheric Research**, v. 52, n. 3, p. 195-220, Sept. 1999.

KOREN, I.; KAUFMAN, Y. J.; REMER, L. A. Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation. **Science**, v. 303, n. 5662, p. 1342-1345, Feb. 2004.

KRIDER, E.P.; LETEINTURIER, C.; WILLETT, J.C. Submicrosecond fields radiated during the onset of first return strokes in cloud-to-ground lightning. **J. Geophys. Res.** v. 101, p. 1589-97, 1996.

LANDSBERG, H. E. **The urban climate**. London: Academic Press, 1981. 275p. International Geophysical Series n° 28..

LIN, Y. L.; FARLEY, R. D.; ORVILLE, H. D., Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v.22, p.1065–1092, 1983.

LOMBARDO, M. A. **Ilha de calor nas metrópoles: o exemplo de São Paulo**. São Paulo: Hucitec, 1985. 244p.

LYONS, W.A.; NELSON, T.E.; WILLIAMS, E.R.; CRAMER, J.; TURNER, T. Enhanced positive cloud-to-ground lightning in thunderstorms ingesting smoke. **Science**, v.282, p. 77-81, 1998.

MAX, W. **Introdução à técnica das altas tensões**. São Paulo: Polígono, Ed. Da Universidade de São Paulo. 1973

MICHALAKES, J.; DUDHIA, J.; GILL, D.; KLEMP, J.; SKAMAROCK, W. **Design of a next-generation regional weather research and forecast model: towards teracomputing**, world scientific. River Edge, New Jersey: [s.n.], 1998, p. 117-124.

MOLINIÉ, J., PNTIKIS, C. A. A climatological study of tropical thunderstorm clouds and lightning frequencies on the French Guyana Coast. **Geophysical Research Letters**, v.22, p.1085- 1995.

MOORE, C. B.; VONNEGUT, B.; HOLDEN, D. N. Anomalous electric-fields associated with clouds growing over a source of negative space-charge. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n.D11, p. 13127-13134, Sept. 1989.

MORALES, C. A. R., DA ROCHA, R. P., BOMBARDI, R. On the development of summer thunderstorms in the city of São Paulo: Mean meteorological characteristics and pollution effect. **Atmospheric Research** (Print), v. 96, p. 477-488, 2010.

MULLAYAROV, V. A., KARIMOV, R. R., KOZLOV, V. I., PODDELSKY, I. N., Possible weekly variations in the thunderstorm activity, **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, 2005, 67, p. 397-403, doi: 10.1016/j.jastp.2004.11.006.

MURRAY, N.; ORVILLE, R.; HUFFINES, G. Effect of pollution from Central American fires on cloud-to-ground lightning in May 1998. **Geophysical Research Letters**, v. 28, p. 2597-2600, 2000.

NACCARATO, K. P. **Estudo de relâmpagos no Brasil com base na análise de desempenho do Sistema de Localização de Tempestades**. 2001. 165p. (INPE-8380-TDI/770). Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2001. Disponível em: biblioteca digital URLib: <http://mtc-m05.sid.inpe.br:80/rep-/dpi.inpe.br/lise/2002/03.28.19.09>. Acesso em: 25/02/2007.

NACCARATO, K.P.; PINTO, O. JR.; PINTO, I.R.C.A.; CAZETTA, A. FILHO; AMORIM, G.E. Lightning characteristics in the southeastern region of Brazil: 1999-2000. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 7., 2001, Salvador, Brasil. **Proceedings...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geofísica (SBGf), 2001(a). CD-ROM.

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, 1674, doi:10.1029/2003GL017496, July 2003(c).

NACCARATO, K. P. **Análise das características dos relâmpagos na região sudeste do Brasil**. 2005. 362p. (INPE-14083-TDI/1069). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/09.28.19.00>>. Acesso em: 15 out. 2010.

NACCARATO, K. P., PINTO JR. O., Improvements in the detection efficiency model for the Brazilian lightning detection network (BrasilDAT), **Atmospheric Research**, 2009, 91, p. 546-563. doi:10.1016/j.atmosres.2008.06.019.

OKE, T. R. The energetic basis of the urban heat island. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 108, n. 455, p. 1-24, 1982.

ORVILLE, R. E.; HUFFINES, G. R.; NIELSEN-GAMMON, J.; ZHANG, R.; ELY, B.; STEIGER, S.; PHILLIPS, S.; ALLEN, S.; READ, W. Enhancement of cloud-to-ground lightning over Houston, Texas. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 13, p. 2597-2600, July 2001.

PEREIRA FILHO, A. J.; BARROS, M. T. L.; HALLAK, R.; GANDÚ, A. W. Enchentes na região metropolitana de São Paulo: aspectos de mesoescala e avaliação de impactos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, FORTALEZA, BRASIL. **Proceedings...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2004. CD-ROM.

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. **Annales Geophysicae**, v. 22, n. 2, p. 697-700, 2004 (a).

PINTO Jr., O.; PINTO, I. R. C. A. **Tempestade e relâmpagos no Brasil**. São José dos Campos/SP, 2000. 196p. (ISBN 85-901719-1-4).

PINTO Jr., O. **A arte da guerra contra os raios**. São Paulo, SP: Oficina de textos, 2005. 80 p.

PINTO Jr, O., K.P. NACARATTO, M.M.F. SABA, I.R.C.A. PINTO, R.F. ABDO, S.A. DE M. GARCIA, AND A.C. FILHO. Recent upgrades to the Brazilian Integrated Lightning Detection Network . In: INTERNATIONAL LIGHTNING DETECTION CONFERENCE, 19. (ILDC), 2006, Tucson, Arizona. **Proceedings...** 2006. (INPE-14444-PRE/9519). Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2006/11.29.16.06>>. Acesso em: 15 out. 2010.. 2006a

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. **Geophys. Res. Lett.**, 33, L09811, doi:10.1029/2006GL026081, 2006b.

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**, n.84, p.189-200, 2007.

RAKOV, V.A.; UMAN, M.A. **Lightning: physics and effects**. Cambridge: Cambridge University Press, 2003, 687 p.

RAMANATHAN, V.; CRUTZEN, P.J.; KIEHL, T.K.; ROSENFELD, D. Aerosols, climate, and the hydrological cycle. **Science**, v.294, p.2119-2124, 2001.

REMER, L.A.; KAUFMAN, Y.J.; TANRÉ, D.; MATOO, S.; CHU, D.A.; MARTINS, J.V.; LI, R.-R.; ICHOKU, C.; LEVY, R.C.; KLEIDMAN, R.G.; ECK, T.F.; VERMOTE, E.; HOLBEN, B.N. The MODIS aerosol algorithm, products, and validation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.62, (CLAMS Special Section), p.947-973, 2005.

ROCHA, J. C.; ROSA, A. H; CARDOSO, A. A. **Introdução à química ambiental**. Porto Alegre: Bookman, 154p. 2004.

ROSÁRIO, N. M. E do. **Comparação de profundidades ópticas espectrais do aerossol obtidas para São Paulo a partir de um Multifilter Rotating Shadowband Radiometer e do fotômetro solar da AERONET**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2006.

ROSENFELD, D.; LENSKY, I. M. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 11, p. 2457-2476, Nov. 1998.

ROSENFELD, D. TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n.20, p.3105-3108, 1999.

ROSENFELD, D.; WOODLEY, W.L. Pollution and clouds. **Physics World**, p.33-37, Feb. 2001.

ROSENFELD, D. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. **Science**, v. 287, n. 5459, p. 1793-1796, Mar. 2000.

ROSENFELD, D. Aerosol-Cloud Interactions Control of Earth Radiation and Latent Heat Release Budgets. **Space Science Reviews**, v.125, n.1-4 / August, DOI: 10.1007/s11214-006-9053-6, 2006.

ROSENFELD, D. ; LOGHMANN, U.; RAGA, B. G.; O'DOWN, C. D.; KULMALA, M.; FUZZI, S.; REISSELL, A.; ANDREAE, O. M. Flood or Drought: How do aerosol affect precipitation? **Science**, v. 321, p. 1309-1313, September 2008.

RUTLEDGE, S. A.; HOBBS, P. V., The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. xii: a diagnostic modeling study of precipitation development in narrow cold-frontal rainbands. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.41, p.2949-2972, 1984.

SAUNDERS, C. P. R.; KEITH, W. D., MITZEVA, R. P. The effect of liquid water on thunderstorm charging. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n.D6, p. 11007-11017, June 1991.

SAUNDERS, C. P. R. Thunderstorms electrification laboratory experiments and charging mechanisms. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n.D5, p.10.773-10.779, 1994.

SAUNDERS, C. P. R. Thunderstorm electrification. In: VOLLAND, H. (ed.) **Handbook of atmospheric electrodynamics**. Boca Raton: CRC Press. v. 1, Cap. 3, p. 61-92, 1995.

SEEP – SECRETARIA DE ESTADO DE ECONOMIA E PLANEJAMENTO, GOVERNO DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Região metropolitana de São Paulo**. [www.planejamento.sp.gov.br/AssEco/DadosSocio\\_Eco.asp](http://www.planejamento.sp.gov.br/AssEco/DadosSocio_Eco.asp) - Acesso em janeiro de 2008.

SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. **Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change**. New York: John Wiley & Sons, 1998. 1.326p.

SELA, J. Spectral modeling at the national meteorological center. **Monthly Weather Review**, v.108, n. 9, p. 1279-1292, 1980.

SHERWOOD, S. C. Aerosols and ice particle size in tropical cumulonimbus. **Journal of Climate**, v. 15, n. 9, p. 1051-1063, May 2002.

SIMPSON, G. C.; ROBINSON, G. D. The distribution of electricity in thunderclouds, II. **Proceedings of the Royal Society A**, v.177, p. 281-329, 1941.

SIMPSON, G. C.; SCRASE, F. J. The distribution of electricity in thunderclouds. I. **Proceedings of the Royal society A**, v.161, p. 309-352, 1937.

SKAMAROCK, W. C.; WEISMAN, M. L. The impact of positive-definite moisture transport on NWP precipitation forecasts. **Monthly Weather Review**, v.137, p.488-494, 2008.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; DUDA, M. G.; HUANG, X. Y.; WANG, W.; POWERS, J. G. A **Description of the advanced research WRF**. Version 3. Boulder: NCAR Technical Note. June, 2008. NCAR/TN-475+STR

SORIANO L. R.; PABLO F. Effect of small urban areas in central Spain on the enhancement of cloud-to-ground lightning activity. **Atmospheric Environment**. v. 36, n. 17, p. 2809- 2816, June 2002.

STEIGER, S. M.; ORVILLE, R. E.; HUFFINES, G. Cloud-to-ground lightning characteristics over Houston, Texas: 1989-2000. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n.D11, 4117, doi:10.1029/2001JD001142, June 2002.

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, 1998b.

SECRETARIA MUNICIPAL DO VERDE E DO MEIO AMBIENTE (SVMA); SECRETARIA MUNICIPAL DE PLANEJAMENTO URBANO (SEMPA). **Atlas ambiental do Município de São Paulo**. São Paulo. 2005. Disponível em <http://atlasambiental.prefeitura.sp.gov.br>.

UMAN, M.A. **The lightning discharge**. New York: Academic Press, 1987, 377p.

VOLLAND, H. **Quase electrostatic fields within the atmosphere**. Florida, CA, v.1. 1982

VONNEGUT, B. Possible mechanism for the formation of thunderstorm electricity. **Geophysical Research Letters**, v.42, p.169-181,1955.

VONNEGUT, B.; Moore, C. B.; Semonin, R. G.; Bradley, W. E.; Bullock, J. W.; Staggs, D. W. Effect of atmospheric space charge on initial electrification of cumulus clouds. **Journal of Geophysical Research**, v. 67, n. 10, p. 3909, 1962.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science – an introductory survey**. New York, NY : Academic Press, 1977. 467p. ISBN 0-12-732950-1.

WALLACE, W.M.; HOBBS, P.V. **Atmospheric science – an introductory survey**. London: Elsevier, 483p, 2006.

WESTCOTT, N. E. Summertime cloud-to-ground lightning activity around major Midwestern urban areas. **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, n. 7, p. 1633-1642, July 1995.

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, Nov. 1988.

WILLIAMS, E., et al. (2002), Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification, **Journal Geophysical Research.**, 107(D20),8082, doi:10.1029/2001JD000380.

WILLIAMS, E.; MUSHTAK, V.; ROSENFELD, D.; GOODMAN, S.; BOCCIPPIO, D. Thermodynamic conditions favorable to superlative thunderstorm updraft, mixed phase microphysics and lightning flash rate. **Atmospheric Research**, v. 76, n. 1-4, p. 288-306, July-Aug. 2005.

WILSON, C. T. R. Investigations on lightning discharges and on the electrical field of thunderstorms. **Philosophical Transactions of the Royal Society A**, v.221, p. 73-115, 1920.

WILSON, C. T. R. Some thundercloud problems. **Journal of the Franklin Institute**, v.208, p. 1-12, 1929.